

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/05.11.17.20-TDI

ESTUDO DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS DOS DIAS COM MAIOR QUANTIDADE DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS NUVEM-SOLO NAS REGIÕES METROPOLITANAS DE SÃO PAULO E CAMPINAS

Jéssica Lisandra dos Reis

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto, aprovada em 06 de junho de 2017.

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NS8QS5>

> INPE São José dos Campos 2017

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 E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID) **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/05.11.17.20-TDI

ESTUDO DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS DOS DIAS COM MAIOR QUANTIDADE DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS NUVEM-SOLO NAS REGIÕES METROPOLITANAS DE SÃO PAULO E CAMPINAS

Jéssica Lisandra dos Reis

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto, aprovada em 06 de junho de 2017.

URL do documento original: <http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NS8QS5>

> INPE São José dos Campos 2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Reis, Jéssica Lisandra dos.

R278e Estudo das condições meteorológicas dos dias com maior quantidade de descargas atmosféricas nuvem-solo nas regiões metropolitanas de São Paulo e Campinas / Jéssica Lisandra dos Reis. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxviii + 163 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/05.11.17.20-TDI)

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

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

Análises meteorológicas. 2. Descargas atmosféricas.
 Região metropolitana de São Paulo e Campinas. I.Título.

CDU 551.594.22(815.6)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): Jéssica Lisandra dos Reis

Título: "ESTUDO DAS CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS DOS DIAS COM MAIOR QUANTIDADE DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS NUVEM-SOLO NAS REGIÕES METROPOLITANAS DE SÃO PAULO E CAMPINAS".

> Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Mestre** em

Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas

Dr. Marcelo Magalhães Fares Saba

Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Osmar Pinto Junior

Orientador(a) / INFE / SJCampos - SP

Dra. lara Regina Cardoso de Almeida Pinto

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

Dr. Alisson Dal Lago

Alinon Dal beys

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

Dra. Gisele dos Santos Zepka

Convidado(a) / CEMADEN / São José dos Campos - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(X) unanimidade

AGRADECIMENTOS

Primeiramente eu gostaria de agradecer a Deus, pois sem ele não seríamos nada.

A minha mãe Madalena e meus irmãos Lilian, Natália e Jonatas pelo apoio, incentivo e por acreditarem que eu chegaria até aqui.

Aos meus amigos Bruno, Gisele, Juliana, Sandro e Simone que mesmo longe me apoiaram. A amiga Amanda pelo total apoio, e aos demais colegas do Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT), que me ajudaram durante todo o Mestrado.

Aos meus orientadores Dr. Osmar Pinto Jr. e Dra. lara Regina Cardoso Pinto pela paciência, dedicação e ensinamentos durante o trabalho.

Aos membros da banca, e também aos demais professores do curso que me incentivaram durante a caminhada acadêmica.

À pós-graduação do INPE e à Capes pelo apoio e pela bolsa, permitindo que a conclusão deste trabalho fosse possível.

A todos aqueles que diretamente ou indiretamente contribuíram para este trabalho.

E hoje posso dizer "Até aqui nos ajudou o Senhor" (I Sam. 7:12).

RESUMO

A região sudeste do Brasil está sujeita à ocorrência de vários fenômenos meteorológicos, durante os meses guentes do ano. As tempestades com descargas elétricas atmosféricas ocorrem devido às condições termodinâmicas e a sistemas de escala sinótica. Este estudo buscou analisar as condições meteorológicas, em escala sinótica, que geraram maior número de descargas atmosféricas, nas regiões metropolitanas de São Paulo e Campinas, nos meses de verão, no período de janeiro de 2012 até março de 2015. Foram separados os 20 maiores acumulados diários de cada região. Para a escolha desses dias foi utilizado os dados de descargas atmosféricas nuvem-solo da rede BrasilDat. A análise meteorológica utilizou dados de reanálise do NCEP/NCAR (para plotar as variáveis meteorológicas), imagens de satélite georrefrenciadas e imagens de radar. Dos resultados pode-se observar que, dentre os 40 casos selecionados, as tempestades que geraram esses acumulados diários tiveram como causa principal a termodinâmica (60% dos casos); os demais dias foram influenciados por sistemas de escala sinótica (40% dos casos). Esses sistemas de escala sinótica são os cavados, ZCAS e sistemas frontais Por meio da análise das imagens de satélite e de radar, no horário de pico das descargas, pode-se dizer que o comportamento da temperatura de topo da nuvem de tempestade e os valores de refletividade do radar não apresentaram relação direta com o pico de descargas. As células convectivas com a menor temperatura de topo nem sempre estavam relacionados com os maiores picos de descargas. O mesmo ocorre com a refletividade do radar.

Palavras-chave: Análises meteorológicas, Descargas atmosféricas, região metropolitana de São Paulo e Campinas.

vii

STUDY OF METEOROLOGICAL CONDITIONS OF DAYS WITH HIGHER AMOUNT OF LIGHTNING CLOUD-TO-GROUND IN THE METROPOLITAN REGIONS OF SÃO PAULO AND CAMPINAS

ABSTRACT

The southeastern region of Brazil is subject to the occurrence of several meteorological phenomena during the summer months of the year. Thunderstorms with lightning occur due to thermodynamic conditions and systems of synoptic scale. This study aims to examine the meteorological conditions, on a scale synoptic, which generated the highest number of lightning in the metropolitan regions of São Paulo and Campinas, in the summer months, during the period from January 2012 to March 2015. In each region the 20 largest daily accumulated were considered. To choose these days we used the data of cloud-to-ground lightning, of BrasilDat. For the weather analysis, we used data from review of the NCEP/NCAR (for plotting the meteorological variables), georeferenced satellite imagery and radar images. From the results it can be observed that among the 40 selected cases, the storms that cause those daily accumulated had as the main cause the thermodynamics (60% of cases); the remaining days were influenced by systems of synoptic scale (40%) of cases). These systems of synoptic scale are dug, ZCAS and front systems. Through the analysis of satellite images and radar, at peak times of cloud-toground lightning, it can be said that the behavior of the temperature of top of the storm cloud and the values of reflectivity of the radar showed no direct relationship with the cloud-to-ground lightning peak. The convective cells with the lowest temperature of top were not always related to the greatest cloud-toground lightning peak, the same occurs with the reflectivity of the radar.

Keywords: meteorological Analyzes, cloud-to-ground lightning, metropolitan region of São Paulo and Campinas.

LISTA DE FIGURAS

		<u>Pág</u>
Figura 2.1	 (A) Parcela de ar em ascensão. (B) Diagrama termodinâmico representando a instabilidade absoluta 	7
Figura 2.2	 (A) Parcela de ar necessita de uma forçante para superar a estabilidade. (B) Diagrama termodinâmico representando a instabilidade condicional 	7
Figura 2.3	Desenvolvimento da nuvem de tempestade: (a) estágio de desenvolvimento, (b) estágio de maturação e (c) estágio de dissipação	9
Figura 2.4	Esquema ilustrativo do processo colisional indutivo de geração de cargas	10
Figura 2.5	Processo microfísico colisional termoelétrico de geração	
Figura 2.6	de cargas. (TI=temperatura de inversao) Processo macrofísico gravitacional	11 12
Figura 2.7	Processo macrofísico convectivo	13
Figura 2.8	Modelo da estrutura elétrica da nuvem	14
Figura 2.9	Estrutura multipolar de uma nuvem de tempestade	15
Figura 2.10	Distribuição das cargas elétricas em nuvens e os tipos de descargas atmosféricas	16
Figura 2.11	Processos físicos de um relâmpago negativo	18
Figura 2.12	Localização dos sensores da BrasilDAT	20
Figura 2.13	Método de interseção hiperbólica para sistemas de localização utilizando três sensores. (b) Exemplo de localização ambígua resultante da interseção hiperbólica a partir de três sensores.	22
F ig. 10.4.4		22
Figura 2.14 Figura 3.1	Mapa do estado de São Paulo, com as regiões metropolitanas marcadas em diferentes cores. RMSP	23
	em vermelho e RMC em verde	27
Figura 3.2	Munícipios que compõem a Região metropolitana de São Paulo	28
Figura 3.3	Munícipios que compõem a Região metropolitana de	_,

Campinas..... 28

Figura 3.4	Imagem da temperatura aparente da superfície, gerada a	
i iguita o. i	partir da banda termal do satélite Landsat, apresentando as ilhas de calor da RMSP e das cidades de Campinas, São José dos Campos e Sorocaba, para o dia 29/12/2002 as 09:57h LT	30
Figura 3.5	Mapa meteorológico de superfície, às 18UTC do dia 02/02/15. Estão plotados pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	32
Figura 3.6	Imagem de satélite GOES-12 no canal infravermelho, com temperatura realçada, em 17/01/2012 às 01:15 UTC	33
Figura 3.7	Imagem do Radar de São Roque (02/02/2015)	34
Figura 4.1	Histograma dos 20 casos com maior quantidade de descargas atmosféricas na região metropolitana de São Paulo	37
Figura 4.2	Histograma dos 20 casos com maior quantidade de descargas atmosféricas na região metropolitana de Campinas	38
Figura 4.3	Histograma horário dos 20 casos da região metropolitana de São Paulo	39
Figura 4.4	Histograma horário dos 20 casos da região metropolitana de Campinas	39
Figura 4.5	Histograma das descargas positivas (azul) e negativas (laranja) dos 20 casos da região metropolitana de São Paulo	40
Figura 4.6	Histograma das descargas positivas (azul) e negativas (laranja) dos 20 casos da região metropolitana de Campinas	41
Figura 4.7	Histograma do dia 21 de fevereiro de 2012 das descargas positivas (azul) e negativas (laranja), da região metropolitana de São Paulo	43
Figura 4.8 Figura 4.9	Histograma do dia 21 de fevereiro de 2012 das descargas positivas (azul) e negativas (laranja), da região metropolitana de Campinas. Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 06/01/2012. (a)	43

- - xiii

Figura A.6	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal	
C C	infravermelho, com temperatura realçada. Corte no	
	estado de SP, no dia 11/02/2012 às (a) 22:00UTC (b)	
	23:00UTC	78

Figura A.7 Imagem de radar do dia 11/02/12 às 22:50UTC...... 78

- Figura A.9 Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste no dia 23/02/2012 às horários (a) 15:00UTC (b) 16:00UTC (c) 22:00UTC (d) 23:00UTC...... 80

	infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 13/03/12 às (a) 18:00UTC (b) 19:30UTC	85
Figura A.15	Imagem de radar do dia 13/03/12 às 18UTC	85
Figura A.16	Mapas meteorológicos às 18UTC do dia 06/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.	86
Figura A.17	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 06/12/12 às (a) 20:00UTC (b) 21:00UTC.	87
Figura A.18	Imagem de radar do dia 06/12/12 às 20UTC	88
Figura A.19	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 23/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	89
Figura A.20	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 23/12/12 às (a) 17:00UTC (b) 18:00UTC.	90
Figura A.21	Imagem de radar do dia 23/12/12 às 19:30UTC	90
Figura A.22	Mapas Meteorológicos às 18UTC no dia 24/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	91
Figura A.23	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 24/12/12 às (a) 21:00UTC (b) 22:00UTC.	92
Figura A.24	Imagem de radar do dia 24/12/12 às 21:20UTC	93
Figura A.25	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 27/12/2012. (a)	

Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas geopotencial entre 1000-500hPa, е espessura representada na escala de cores..... 94 Figura A.26 Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 27/12/12 às (a) 16:00UTC (b) 17:00UTC (c) 18:00UTC (d) 19:30UTC..... 95 Figura A.27 Imagem de radar do dia 27/12/12 às 18UTC..... 96 Figura A.28 Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 29/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas geopotencial 1000-500hPa, espessura entre е representada na escala de cores..... 97 Figura A.29 Imagem de satélite, GOES-12, no canal infravermelho, com temperatura realçada, no dia 29/12/2012 à 01:30 98 UTC..... Figura A.30 Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realcada, com corte na região sudeste, no dia 29/12/12 às (a) 18:00UTC (b) 19:30UTC..... 99 Figura A.31 Imagem de radar do dia 29/12/12 às 18UTC..... 99 Figura A.32 Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 30/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas 1000-500hPa, espessura geopotencial entre е representada na escala de cores..... 100 Figura A.33 Imagem de satélite, GOES-12, no canal infravermelho, com temperatura realçada, no dia 30/12/2012 à 01:30 UTC..... 101 Figura A.34 Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 30/12/12 às (a) 00:15UTC (b) 01:00UTC (c) 17:00UTC (d) 18:00UTC..... 102 Figura A.35 Imagem de radar do dia 30/12/12 às 17:50UTC..... 103 Figura A.36 Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 04/01/2013. (a)

Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas 1000-500hPa, geopotencial entre е espessura representada na escala de cores..... 104 Figura A.37 Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 04/01/13 às (a) 18:00UTC (b) 19:30UTC..... 105 Imagem de radar do dia 04/01/13 às 18:20UTC..... 105 Figura A.38 Figura A.39 Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 13/02/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas geopotencial entre 1000-500hPa. espessura е representada na escala de cores..... 106 Figura A.40 Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 13/02/13 às (a) 18:00UTC (b) 19:30UTC..... 107 Figura A.41 Imagem de radar do dia 13/02/13 às 18UTC..... 108 Figura A.42 Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 14/02/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas е espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores..... 109 Figura A.43 Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 14/02/13 às (a) 19:30UTC (b) 19:45UTC..... 110 Figura A.44 Imagem de radar do dia 14/02/13 às 19UTC..... 110 Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 15/02/2013. (a) Figura A.45 Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas geopotencial entre 1000-500hPa. espessura е representada na escala de cores..... 111 Figura A.46 Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na

	região sudeste, no dia 15/02/13 às (a) 19:30UTC (b) 20:00UTC	112
Figura A.47	Imagem de radar do dia 15/02/13 às 19UTC	113
Figura A.48	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 19/02/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	114
Figura A.49	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 19/02/13 às (a) 18:00UTC (c) 19:30UTC	115
Figura A.50	Imagem de radar do dia 19/02/13 às 18:30UTC	115
Figura A.51	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 22/02/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	116
Figura A.52	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 22/02/13 às (a) 19:30UTC (b) 20:00UTC.	117
Figura A.53	Imagem de radar do dia 22/02/13 às 19:30UTC	118
Figura A.54	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 23/02/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (c) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.	119
Figura A.55	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 23/02/13 às (a) 18:00UTC (b) 18:45UTC.	120
Figura A.56	Imagem de radar do dia 23/02/13 às 18:30UTC	120
Figura A.57	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 07/03/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície,	

	pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	121
Figura A.58	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 07/03/13 às (a) 20:00UTC (b) 21:00UTC	122
Figura A.59	Imagem de radar do dia 07/03/13 às 20:50UTC	123
Figura A.60	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 09/03/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	124
Figura A.61	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 09/03/13 às (a) 20:00UTC (b) 21:00UTC	125
Figura A.62	Imagem de radar do dia 09/03/13 às 20UTC	125
Figura A.63	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 13/03/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	126
Figura A.64	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 13/03/13 às (a) 01:00UTC (b) 02:00UTC.	127
Figura A.65	Imagem de radar do dia 13/03/13 às 01:50UTC	128
Figura A.66	Mapa meteorológico às 18UTC no dia 13/01/2014. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.	129
Figura A.67	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 13/01/14 às (a) 16:00UTC (b) 17:00UTC	130

Figura A.68	Imagem de radar do dia 13/01/14 às 16:50UTC	130
Figura A.69	Mapa meteorológico às 18UTC no dia 24/02/2014. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	131
Figura A.70	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 24/02/14 às (a) 19:00UTC (b) 20:00UTC.	132
Figura A.71	Imagem de radar do dia 24/02/14 às 19UTC	133
Figura A.72	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 12/01/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	134
Figura A.73	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 12/01/2015 às (a) 18:00UTC (b) 19:00UTC.	135
Figura A.74	Imagem de radar do dia 12/01/15 às 18:50UTC	135
Figura A.75	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 14/01/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	136
Figura A.76	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 14/01/2015 às (a) 22:00UTC (b) 23:00UTC.	137
Figura A.77	Imagem de radar do dia 14/01/15 às 22UTC	138
Figura A.78	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 22/01/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa,	

хх

	representada na escala de cores	139
Figura A.79	Imagem de satélite, GOES-12, no canal infravermelho, com temperatura realçada, no dia 22/01/2015 às 03:30 UTC	140
Figura A.80	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 22/01/2015 às (a) 17:00UTC (b) 18:00UTC	141
Figura A.81	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 26/01/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	142
Figura A.82	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 26/01/2015 às (a) 17:00UTC (b) 18:00UTC (c) 18:30UTC (d) 21:00UTC	143
Figura A.83	Imagem de radar do dia 26/01/15 às 18:50UTC	144
Figura A.84	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 02/02/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores	145
Figura A.85	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 02/02/2015 às (a) 18:00UTC (b) 19:00UTC	146
Figura A.86	Imagem de radar do dia 02/02/15 às 18UTC	146
Figura A.87	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 14/02/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.	147
Figura A.88	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 14/02/2015 às (a) 18:00UTC (b) 19:00UTC.	148

Figura A.89	Imagem de radar do dia 14/02/15 às 18UTC	149
Figura A.90	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 15/02/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.	150
Figura A.91	Imagem de satélite, GOES-12, no canal infravermelho, com temperatura realçada, no dia 15/02/2015 às 12:00 UTC	151
Figura A.92	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 15/02/2015 às (a) 20:00UTC (b) 21:00UTC.	152
Figura A.93	Imagem de radar do dia 15/02/15 às 20:50UTC	152
Figura A.94	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 24/02/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.	153
Figura A.95	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 24/02/2015 às (a) 20:00UTC (b) 21:00UTC.	154
Figura A.96	Imagem de radar do dia 24/02/15 às 20UTC	155
Figura A.97	Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 25/02/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.	156
Figura A.98	Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 25/02/2015 às (a) 01:00UTC (b) 02:00UTC (c) 16:00UTC (d) 17:30UTC	157
Figura A.99	Imagem de radar do dia 25/02/15 às 17UTC	158

LISTA DE TABELAS

Tabela 4 1	Percentual da quantidade de casos em relação a causa	<u>Pág.</u>
	da tempestade	54
Tabela 4.2	Percentual da quantidade de casos em relação a temperatura do topo da nuvem	57
Tabela 4.3	Percentual da quantidade de casos em relação a refletividade do Radar	58

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
Cb	Cumulunimbus
EN	Entre-Nuvem
ELAT	Grupo de Eletricidade Atmosféricas
ENTLS	Earth Networks Total Lightning Sistem
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellites
GrADS	Grid Analysis and Display System
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IN	Intra-Nuvem
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LF	Low Frequency
NA	Nuvem-Ar
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NCAR	National Center for Atmosphere Research
NCL	Nível de Condensação por Levantamento
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NS	Nuvem-solo
NSSL	National Severe Storms Laboratory
REDEMET	Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica
RINDAT	Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas
	Atmosféricas
RMC	Região Metropolitana de Campinas
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
TI	Temperatura de Inversão
ТОА	<i>Time of Arrive</i> – Tempo de chegada
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
VHF	Very High Frequency
VLF	Very Low Frequency
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

_		Pág.
1	INTRODUÇAO	1
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1	Nuvens de Tempestades	5
2.1.1	Formação da Nuvem de Tempestade	5
2.1.2	Eletrificação da Nuvem de Tempestade	9
2.1.2.1	Processo colisional indutivo	10
2.1.2.2	Processo colisional termoelétrico	11
2.1.2.3	Processo gravitacional	12
2.1.2.4	Processo convectivo	12
2.1.3	Estrutura elétrica da nuvem	13
2.2	Descargas Elétricas Atmosféricas	15
2.2.1	Descargas atmosféricas nuvem solo	17
2.2.2	Sistemas de detecção das descargas atmosféricas	19
2.2.2.1	BrasilDAT	19
2.2.2.2	Método do Tempo de chegada	21
3	MATERIAIS E MÉTODOS	27
3.1	Caracterização da região de estudo	27
3.2	Dados	31
3.3	Metodologia	34
4	RESULTADOS	37
4.1	Análise meteorológica dos casos da RMSP e RMC	44
4.1.1	Caso do dia 06 de janeiro 2012	44
4.1.2	Caso do dia 21 de fevereiro de 2012	47
4.1.3	Caso do dia 09 de dezembro de 2012	50

APÊNDICE B - TABELA DOS 35 CASOS DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS NS NA RMSP E RMC		
APÊNDICE A - ANÁLISES METEOROLÓGICAS DOS CASOS DA RMSP E RMC		73
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		63
5	CONCLUSÕES	61
4.4	Refletividade do radar	57
4.3	Temperatura do topo da nuvem	56
4.2	Causas das tempestades	55

1 INTRODUÇÂO

O fenômeno das descargas atmosféricas é rico em beleza visual, mas pode provocar danos materiais nos equipamentos de transmissão e de distribuição de energia elétrica, sistemas de telecomunicações, além de feridos e mortes. Sendo assim, avanços no conhecimento científico sobre descargas atmosféricas são extremamente relevantes.

As descargas atmosféricas ocorrem devido às diferenças de potenciais entre centros de cargas dentro de nuvens de tempestades (RAKOV; UMAN, 2003). Essas nuvens são do tipo *Cumulunimbus (Cb)*, e ocupam toda coluna troposférica. A Cb se forma em ambiente com grande instabilidade atmosférica, sendo assim um ambiente propício à produção de descargas atmosféricas (MACGORMAN; RUST, 1998). O estudo da nuvem de tempestade e sua eletrificação ainda não é totalmente conhecido, e isto se deve a sua grande complexidade.

Muitos estudos sobre a eletrificação das nuvens até hoje já foram realizados, porém, ainda não se sabe exatamente como as nuvens de tempestade se tornam carregadas. Isso se deve em parte, ao fato de que a estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade é o resultado de processos macrofísicos, que atuam em escalas de quilômetros, e processos microfísicos, que atuam em escalas de milímetros, ambos ocorrendo simultaneamente dentro da nuvem (SAUNDERS et al., 1991; VONNEGUT, 1991; SAUNDERS, 1995). O processo complexo de eletrificação dentro da nuvem de tempestade pode ser modelado numericamente com algumas aproximações. Isso faz com que, além de se identificar os diversos processos, seja necessário determinar a importância relativa de cada um. Como resultado destes processos sabe-se que cargas intensas são produzidas no interior da nuvem com valores que podem variar de algumas poucas dezenas até poucas centenas de Coulomb (SAUNDERS; DECK, 1998).

Os estudos das descargas elétricas atmosféricas tiveram início em meados do século XVIII (RAKOV; UMAN, 2003). O cientista americano Benjamim Franklin foi o primeiro a criar um experimento para tentar provar a existência da natureza elétrica e, desde então, surgiram outros experimentos e novas descobertas (WILLIAMS, 1988). Zipser et al. (2006), com dados do satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) mostraram que o Brasil é um dos países com grande incidência de descargas elétricas atmosféricas. Estima-se, com base em dados obtidos por sensores óticos a bordo de satélites na última década, que o Brasil seja o "campeão mundial" de ocorrências de descargas atmosféricas, com cerca de 50 a 70 milhões de descargas atmosféricas por ano em média, o que significa duas descargas por segundo ou, ainda, cerca de sete descargas por km² por ano (PINTO Jr., 2005). São Paulo, a maior cidade do Brasil, se destaca pelo grande número de pessoas atingidas por descargas que, juntamente com mais nove capitais, correspondem a 10% do número total de pessoas atingidas no país (PINTO Jr., 2005). No Brasil, as descargas causam cerca de cem mortes por ano e entre 300 e 400 pessoas feridas, além de prejuízos da ordem de um bilhão de reais (PINTO JR.; PINTO, 2008).

Algumas técnicas são utilizadas para estudar as descargas atmosféricas, sendo elas: filmagem mediante câmeras de alta velocidade (SABA et al., 2003; BALLAROTTI, 2005), as quais permitem observar todas as etapas do fenômeno físico; medição dos campos eletromagnéticos irradiados próximos e distantes do evento através de antenas capacitivas ou indutivas (CHOWDHURI, 2005), as quais permitem recuperar a informação da corrente que circula pelo canal; e medição da luminosidade do canal a partir de sensores ópticos e medidas diretas da corrente do canal por meio de raios induzidos artificialmente (SOLORZANO, 2003). Todas essas técnicas utilizam sistemas de aquisição de alta velocidade que possibilitam analisar detalhes das variações dos campos eletromagnéticos, da luminosidade e da corrente no canal, relacionando-as com os processos físicos que ocorrem durante o fenômeno.

Os satélites capazes de detectar descargas atmosféricas permitem estimar a frequência e os locais de ocorrência dos relâmpagos numa escala global (BOCCIPPIO et al. 2001). As redes de detecção em solo são capazes de registrar com maior precisão a ocorrência e localização das descargas atmosféricas em escala continental. A função dos detectores em solo é captar a radiação eletromagnética emitida pelas descargas na faixa entre 10-300 kHz, denominados sistemas Low Frequency (LF), e mesmo globalmente, como os sistemas Very Low Frequency (VLF) (DOWDEN et al., 2002; LAY et al., 2004). Os sensores deste sistema, ao detectarem um evento válido, enviam os dados obtidos para um sistema centralizado de processamento, conhecido como Central de Análise Avançada de Localização (APA, Advanced Position Analyser). Estes dados possuem as informações do horário do evento, intensidade do sinal, tempo de subida e largura do pulso na forma de onda, Além dos dados de localização, esse sistema pode determinar outras características, como intensidade da corrente de pico, multiplicidade, polaridade, entre outras (NACCARATO, 2005).

Este trabalho tem como objetivo analisar as condições meteorológicas, em escala sinótica, que ocasionaram o maior acumulado diário de descargas atmosféricas nas regiões metropolitanas de São Paulo e Campinas, nos meses de verão, no período de janeiro de 2012 até março de 2015. Dentro desse período foram separados os 20 maiores casos de cada região. Para atingir o objetivo do trabalho foram desenvolvidos gráficos diários e horários com os dados de descargas e mapas meteorológicos para as análises meteorológicas. Para análise da tempestade no horário com maior atividade de descargas foram utilizadas imagens de satélite georreferenciadas e imagens de radar.

A motivação deste estudo baseia-se em não existir trabalhos que analisem detalhadamente os sistemas meteorológicos em escala sinótica, que causaram os maiores acumulados diários das descargas atmosféricas na região de estudo. Essas regiões metropolitanas possuem alta densidade de descargas atmosféricas durante os meses de verão (NACCARATO, 2001; 2005).

Portanto, este trabalho buscou conhecer quais fenômenos sinóticos estavam presentes nesses dias, visto, que ambas as regiões sofrem com a presença de sistemas frontais, Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS), cavados, entre outros.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Nuvens de Tempestades

A principal fonte das descargas atmosféricas na troposfera são as nuvens de tempestades. Essas nuvens se formam como consequência do desequilíbrio da estabilidade atmosférica. As tempestades estão associadas às nuvens do tipo *Cumulunimbus (Cb)*. A *Cb* é acompanhada de rajadas de vento, intensa precipitação e pode vir acompanhada de granizo (BYERS; BRAHAM, 1949; BROWING, 1964).

Essas nuvens podem estar associadas aos sistemas locais de mesoescala ou escala sinótica; podendo ocorrer de forma isolada ou organizada. As tempestades isoladas possuem tempo de duração de aproximadamente 30 minutos; esse tipo de tempestade relaciona-se a fatores locais como orografia, convecção, aquecimento diurno e alto teor de umidade local. As tempestades organizadas estão relacionadas aos sistemas convectivos de mesoescala. Esses sistemas apresentam maior duração, atividade elétrica intensa, chuvas fortes, ventos intensos e granizo.

2.1.1 Formação da nuvem de tempestade

A formação e o desenvolvimento das nuvens de tempestades estão associados a dois tipos de processos: termodinâmicos e dinâmicos. Dentre os processos termodinâmicos que uma parcela de ar sofre, pode-se citar, por exemplo, a compressão ou expansão, que podem ser adiabáticas, isotérmicas ou ainda isobáricas, e o aquecimento ou resfriamento. Estes processos são desencadeados principalmente por forçantes próximas à superfície (processos dinâmicos), tal como o escoamento do vento sobre uma montanha (forçante mecânica) ou pelo aquecimento ou resfriamento por condução da camada de ar adjacente à superfície (forçante térmica) (IRIBARNE; CHO, 1980). As nuvens de tempestades se formam devido à instabilidade atmosférica. Essa instabilidade correntes ascendentes intensas, gera ocasionando 0 deslocamento de grandes massas de ar para níveis mais elevados na atmosfera. A instabilidade pode ocorrer de duas formas: instabilidade absoluta e instabilidade condicional. No processo de instabilidade absoluta (Figura 2.1), a taxa da adiabática saturada é maior que a taxa vertical de temperatura do ambiente. Neste caso, a parcela está mais aquecida do que a do ar ao seu redor e assim irá subir continuamente. Então temos uma atmosfera instável. Isto ocorre em dias muito quentes. No caso da instabilidade condicional (Figura 2.2), a parcela de ar depende de um impulso inicial para que ascenda; essa forçante pode ser orográfica ou frontal. Quando uma parcela de ar não saturada ascende, a taxa da adiabática seca apresenta temperaturas menores que a taxa do ambiente, nesse caso a atmosfera até os 4000 metros se encontra estável. Assim que a parcela consegue ultrapassar o nível de condensação por levantamento (NCL) ocorre a adição de calor latente, isto faz com que a taxa da adiabática saturada apresente temperaturas maiores que a taxa do ambiente, sendo assim a atmosfera acima de 4000 metros se encontra instável. A instabilidade condicional significa que, se o ar não saturado pudesse ser elevado a um nível onde ele se torna saturado (NCL), resultaria em instabilidade. Este é o tipo de instabilidade mais comum.


Figura 2.1 – Diagrama da Instabilidade Absoluta.

Fonte: Adaptado de Tarbuk e Lutgens (2006).



Figura 2.2 – Diagrama da Instabilidade Condicional.

Fonte: Adaptado de Tarbuk e Lutgens (2006).

O desenvolvimento vertical da nuvem de tempestade ocorre em três estágios: estágio de desenvolvimento, estágio de maturação e estágio de dissipação, como mostra a Figura 2.3. O primeiro estágio (Figura 2.3a) inicia-se com a nuvem *Cumulus*. Esse tipo de nuvem forma-se em torno de 1 km de altura possuindo uma extensão horizontal e vertical de algumas centenas de metros. No estágio inicial, os movimentos verticais predominantemente são os ascendentes, que levam as partículas de gelo e gotículas de água para cima. A extensão horizontal da célula convectiva pode chegar a 10 km de diâmetro, com a base situada a uma altura de 1,5 km e o topo, a 8 km, aproximadamente. Durante esse estágio não há precipitação (SILVA, 2000; HOLTON, 2004).

O estágio da maturação (Figura 2.3b) é marcado pela precipitação que atinge a superfície; neste momento, existem correntes ascendentes e subsidentes intensas no interior da nuvem. Este movimento subsidente ocorre devido a não sustentação das gotículas de água e de gelo que cresceram. Neste estágio, o diâmetro da nuvem é de aproximadamente 10 km, podendo atingir, em alguns casos, dezenas de guilômetros. A altura da base pode variar de 1 km até cerca de 4 km, dependendo da umidade. O topo atinge alturas que variam de 8 a 20 km, podendo alcançar ou até mesmo ultrapassar a tropopausa. A alta frequência das descargas atmosféricas nesse momento apresenta a máxima atividade convectiva desta célula. Assim, inicia-se o estágio de dissipação (Figura 2.3c). Durante este estágio, a intensidade da precipitação diminui. O movimento do ar é quase exclusivamente subsidente, ocasionando o resfriamento da nuvem em relação ao meio. As descargas atmosféricas passam a ficar mais raras. A altura do topo tende a diminuir adquirindo um aspecto cirroso. A chuva passa de moderada a fraca e toda a nuvem começa a se desagregar. Cada estágio tem a duração de 20 a 40 minutos (WALLACE; HOBBS, 1977).

Figura 2.3 – Desenvolvimento da nuvem de tempestade: a) estágio de desenvolvimento, (b) estágio de maturação e (c) estágio de dissipação.



Fonte: Wallace e Hobbs (1977).

2.1.2 Eletrificação das Nuvens de Tempestades

Os processos que conduzem à eletrização de tempestades ainda não são totalmente conhecidos, mas algumas teorias foram sugeridas e estão documentadas na literatura (JAYARANTE, 2003; RAKOV; UMAN, 2003). A complexidade desses processos é resultado de processos microfísicos e macrofísicos que ocorrem em conjunto dentro da nuvem. Os processos microfísicos ocorrem em escala atômica (10⁻¹³), enquanto os processos macrofísicos ocorrem em escala de mesoescala (10³) (KREHBIEL,1986; UMAN, 1987; RAKOV; UMAN, 2003).

A separação de cargas elétricas nas nuvens está relacionada com a existência de partículas d'água nos estados sólido e líquido. Geralmente, as cargas no interior das nuvens estão expostas a temperaturas abaixo de 0°C, o que

ressalta a importante presença de partículas de gelo no processo de eletrização.

Nos tópicos a seguir serão apresentados os principais mecanismos de eletrificação das nuvens de tempestade, baseados em Williams (1988) e (2003).

2.1.2.1 Processo colisional indutivo

O processo colisional indutivo ocorre em uma escala microfísica. Neste processo, dois mecanismos de eletrização das partículas nas nuvens estão presentes: polarização e indução. Considerando um granizo submetido a um campo elétrico de tempo bom direcionado para a superfície, como mostra a Figura 2.4a, este atuará sobre as moléculas de água, polarizando o granizo, como mostra a Figura 2.4b. Durante a queda do granizo dentro da nuvem, pode haver a colisão ou apenas aproximação com cristais de gelo fazendo com que ocorra o processo de indução. Com a transferência de elétrons do cristal de gelo para o granizo, este ficará com excesso de cargas negativas e o cristal de gelo ficará com excesso de cargas positivas, como mostra a Figura 2.4c. Este processo e o processo termoelétrico, que será apresentado a seguir, são as teorias mais aceitas pelos pesquisadores.

Figura 2.4- Esquema ilustrativo do processo colisional indutivo de geração de cargas.



Fonte: Adaptada de Iribarne e Cho (1980).

2.1.2.2 Processo colisional termoelétrico

O processo colisional termoelétrico ocorre em escala microfísica. Este processo é semelhante ao anterior, porém, relaciona a colisão das partículas com a temperatura de inversão (TI) e com a temperatura do ambiente. Da teoria da termo-eletricidade, sabe-se que o calor, ao agitar os elétrons dos átomos de um corpo, provoca um aumento de sua velocidade o que produz uma transferência de elétrons de um corpo para o outro. A temperatura de inversão é estimada em aproximadamente -15°C, localizando-se a cerca de 6 km de altura (WILLIAMS, 1989). Se a temperatura durante a colisão das partículas for inferior a -15°C (TI<-15), os cristais de gelo, ao se colidirem, ficarão com excesso de cargas positivas. Por outro lado, se a temperatura durante a colisão das partículas for superior a -15°C ocorre o inverso, como mostra a Figura 2.5.

Figura 2.5 – Processo microfísico colisional termoelétrico de geração de cargas. (TI=temperatura de inversão).



Fonte: Adaptada de Williams (1988).

2.1.2.3 Processo gravitacional

O processo gravitacional ocorre em uma escala macrofísica. Este processo, também conhecido como teoria da precipitação, está relacionado com a ação da gravidade atuando nas partículas de gelo de diferentes tamanhos. Essa ação faz com que as partículas menores (cristais de gelo), por serem mais leves, sejam levadas à parte superior das nuvens, e as partículas maiores e pesadas (granizo), sejam levadas para a parte inferior, como mostra a Figura 2.6. Essas partículas estão carregadas com cargas opostas (WILLIAMS, 1988).



Figura 2.6 – Processo macrofísico gravitacional

Fonte: Williams (1988).

2.1.2.4 Processo convectivo

O processo convectivo ocorre em uma escala macrofísica. Esse processo relaciona a separação das cargas com as correntes ascendentes e descendentes dentro das nuvens. Essas correntes são responsáveis em manter as partículas menores suspensas na parte superior da nuvem, e partículas maiores na base da nuvem, como mostra a Figura 2.7. Essas partículas estão carregadas com cargas opostas (WILLIAMS, 1988).

Figura 2.7 – Processo macrofísico convectivo.



Fonte: Williams (1988).

2.1.3 Estrutura elétrica da nuvem de tempestade

Os primeiros estudos da estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade foram feitos por Benjamin Frankiln, no século 18. O primeiro modelo criado por ele foi aceito no começo do século 20, com base em medidas de campo elétrico e da carga contida nas partículas de chuva. Esse modelo pode ser descrito como um dipolo elétrico, ou seja, composto por dois centros de cargas, acima da nuvem uma região carregada positivamente e na base uma região carregada negativamente (MACGORMAN; RUST et al. 1998).

No final da década de 1930, um novo modelo foi proposto para a estrutura elétrica das nuvens de tempestade. Este novo modelo considerava uma estrutura tripolar, ou seja, três centros de cargas são considerados. Dois centros de carga positivos, um na parte superior e um na parte inferior da nuvem, e um centro negativo no meio da nuvem. O centro de cargas positivas inferior foi considerado estar associado às cargas positivas provenientes do solo por efeito corona (WILLIAMS, 1989).

Posteriormente, o modelo tripolar foi aprimorado. Este modelo foi incorporado, a existência de finas camadas de cargas na base e no topo da nuvem. A camada na parte superior é carregada com cargas negativas e camada inferior

com cargas positivas, denominadas camadas de blindagem. As camadas de blindagem são produzidas pelo aprisionamento de íons da atmosfera, e atuam de modo a proteger a região externa da nuvem dos campos internos, como mostra a Figura 2.8.





Fonte: ELAT (2016).

Nas últimas décadas, outros experimentos foram realizados, a fim de aprimorar os modelos da estrutura elétrica da nuvem de tempestade. Por meio de experiências com balões, pode-se notar que a estrutura elétrica é mais complexa que a estrutura tripolar, podendo ser caracterizada como uma estrutura multipolar. Este modelo foi desenvolvido por um grupo de cientistas, da NSSL (*National Severe Storms Laboratory*). A Figura 2.9 apresenta o modelo da estrutura multipolar. Pode-se observar, que na região de corrente ascendente (seta vermelha), existem quatro regiões de cargas. Na região de corrente descendente (seta azul), existem seis regiões de cargas.



Figura 2.9 – Estrutura multipolar de uma nuvem de tempestade.

Fonte: Stolzenburg et al. (1998).

2.2 Descargas Elétricas Atmosféricas

As descargas elétricas atmosféricas ocorrem na troposfera da Terra, devido à eletrificação dentro de nuvens de tempestades. Essas descargas possuem grande intensidade e comprimento produzindo um canal ionizado, caracterizado ou não por várias ramificações (RAKOV; UMAN, 2003). Grande parte das descargas atmosféricas ocorre no céu, sem contato com a superfície da Terra. A descarga atmosférica provoca um som, chamado de trovão, gerado devido ao aquecimento do ar.

Existem cinco tipos de descargas atmosféricas que são classificadas de acordo com o local de onde se originam e terminam. Essas descargas são: intranuvem (IN), pois ocorrem no interior da nuvem, entre-nuvens (EN), que ocorrem de uma nuvem para outra e as nuvem-ar (NA), pois partem de uma nuvem em direção à atmosfera, sem alcançar outra nuvem ou o solo, nuvemsolo (NS), que partem das nuvens em direção ao solo, e solo-nuvem (SN) que se deslocam do solo para as nuvens (PINTO Jr, 2005). A Figura 2.10 ilustra partículas eletrizadas dentro de nuvens de tempestades, e os diferentes tipos de descargas atmosféricas. As descargas do tipo NS e SN podem ser positivas ou negativas.

Figura 2.10 - Distribuição das cargas elétricas em nuvens e os tipos de descargas atmosféricas.



Fonte: Adaptada de Encyclopaedia Britannica (1999).

Dos tipos de descargas atmosféricas a mais frequente é a intra-nuvem, pois as regiões de cargas opostas dentro da nuvem estão a uma distância menor, em relação aos outros tipos. A segunda com maior frequência é a nuvem-solo (RAKOV; UMAN, 2003), que é a mais estudada devido ao seu caráter destrutivo. A descarga nuvem-solo será a abordada neste trabalho.

2.2.1 Descargas atmosféricas nuvem-solo

As descargas atmosféricas nuvem-solo, correspondem de 10 a 20% do total, e podem ser classificadas como: positivas ou negativas. As nuvem-solo de polaridade negativa correspondem a 90% das descargas NS. Esse percentual é influenciado por alguns fatores, como a existência de um centro menor de cargas positivas abaixo de um centro maior de cargas negativas na parte inferior da nuvem. A descarga NS negativo descreve um processo com várias etapas, como mostra a Figura 2.11.

Dentro da nuvem ocorre uma sequência de descargas fracas dando início a chamada ruptura preliminar, ou *breakdown* (Figura 2.11a). Quando as cargas caminham em direção à base da nuvem, forma o líder escalonado (Figura 2.11b), que ao quebrar a rigidez dielétrica do ar, irá percorrer o melhor caminho até chegar ao solo. Ao encontro do líder escalonado partirá do solo um líder ascendente conectivo (Figura 2.11c), com carga oposta ao líder escalonado. Quando o líder escalonado e o líder ascendente conectivo se encontram se forma um canal ionizado, e assim gera a primeira descarga de retorno (Figura 2.11d,e,f). Neste momento ocorre a transferência de cargas líquida negativas da nuvem para o solo. Neste instante há maior luminosidade no canal (RAKOV; UMAN, 2003).

Com o canal formado poderá ocorrer, ou não, a corrente contínua. Essa corrente é de baixa intensidade e com maior duração, comparada a descarga de retorno. A corrente contínua pode ser classificada em muito curta, 3 a 10 ms, curta, 10 a 40 ms e longa, maior que 40 ms (BALLAROTTI et al. 2005). Ao se dissipar a descarga, ainda poderá ocorrer outra descarga percorrendo o mesmo canal que se encontra ionizado. Essa descarga é denominada de líder contínuo (Figura 2.11g,h,i,j,k). Quando o líder contínuo toca no solo inicia-se a segunda descarga de retorno, conhecido como descarga de retorno subsequente (Figura 2.11I).



Figura 2.11 - Processos físicos de um relâmpago negativo.

Fonte: Pinto Jr. e Pinto (2008).

As descargas NS negativos podem possuir entre 4 a 5 descargas de retorno, no qual é denominada de multiplicidade. A corrente varia em até centenas de kA, e as cargas transferidas para o solo são da ordem de 20 C, podendo em alguns casos, atingirem centenas de Coulomb. No caso das descargas NS positivos, apenas 20% dos casos possuem multiplicidade maior que 1. Neste caso, as descargas subsequentes geralmente formam outro canal em direção ao solo, atingindo outro ponto de contato. Se tratando de corrente contínua de longa duração, as descargas NS positivos, possuem uma alta incidência em 70% dos casos. As descargas positivas possuem corrente contínua de maior intensidade comparado as descargas negativas (NACCARATO, 2001; SABA et al, 2010; SCHUMANN et al., 2010).

2.2.2 Sistema de Detecção das Descargas Atmosféricas

Na década de 80 com a formação do grupo de Eletricidade atmosférica do INPE (ELAT), as pesquisas sobre a eletricidade atmosférica no Brasil tiveram avanços. Este avanço científico teve grande influência com o aumento do interesse das empresas do setor energético sobre estas pesquisas. Assim houve o desenvolvimento das técnicas de monitoramento e detecção de descargas. No Brasil existem duas redes de detecção, a RINDAT e a BrasilDAT Neste capítulo será abordado apenas a rede BrasilDAT, que é a rede utilizada no trabalho.

2.2.2.1 BrasilDat

No ano de 2010 foi instalada uma nova rede no território brasileiro, chamado *BrasilDAT Total Network Lightning,* uma rede de detecção de descargas atmosféricas com base no *Earth Networks Total Lightning Sistem (ENTLS)*. Como mostra a Figura 2.12, essa rede é composta por 56 sensores que cobrem 10 estados, sendo eles, no sudeste, sul, centro e parte do nordeste do país (NACCARATO et al.,2012).



Figura 2.12 – Localização dos sensores da BrasilDAT.

Fonte: Naccarato et al. (2012).

Segundo o ELAT (Grupo de Eletricidade Atmosférica), a rede BrasilDAT é uma rede de detecção em VLF, LF e VHF que detecta descargas atmosféricas que atingem o solo (nuvem-solo, NS) e descargas que ocorrem no interior da nuvem (intra-nuvem, IN). No caso das descargas NS, o sistema registra o instante preciso de ocorrência, a localização do ponto de impacto e características físicas como intensidade e polaridade. No caso das descargas IN, apenas o instante preciso e a localização média de ocorrência na atmosfera são registrados. Esta rede utiliza o método TOA, este método será abordado a seguir. Cada sensor que tenha detectado um evento válido envia os dados obtidos para um sistema central de processamento, que calcula os parâmetros de cada descarga. Por fim, a central de processamento armazena toda a informação disponível em bancos de dados específicos permitindo assim consultas posteriores às soluções determinadas em tempo real e o

reprocessamento dos dados utilizando-se diferentes padrões de configuração e diferentes combinações dos sensores que compõem a rede. Esse sistema de detecção foi instalado pelo ELAT/INPE e utiliza a tecnologia comercializada pela empresa Earth Networks. A BrasilDAT é a terceira maior rede do mundo e a maior da região tropical do planeta, possuindo sensores em todas as regiões do país, exceto a região norte. Os dados utilizados neste trabalho são da rede BrasilDAT.

2.2.2.2 Método do tempo de chegada

O método TOA (*Time of Arrival*) consiste em três ou mais sensores, os quais registram o horário de chegada da radiação eletromagnética gerada por uma descarga. A localização de uma descarga atmosférica pode ser definida então como sendo um ponto de intersecção de todas as curvas, cada par de sensores define uma curva hiperbólica que descreve o conjunto de possíveis localizações; este método é chamado de método de localização por intersecções hiperbólicas, como mostra a Figura 2.13a (NACCARATO, 2001). Em certas condições geométricas, as curvas definidas por apenas três sensores poderão resultar em dois pontos de intersecção levando assim a uma localização ambígua, como mostra a Figura 2.13b. Esse problema pode ser evitado se quatro sensores detectarem a descarga.

Figura 2.13 – (a) Método de interseção hiperbólica para sistemas de localização utilizando três sensores. (b) Exemplo de localização ambígua resultante da interseção hiperbólica a partir de três sensores.





Existe também outra possibilidade em medir o horário absoluto de chegada da radiação eletromagnética. Este método é conhecido como método de localização por intersecções circulares. Por meio desta técnica, se obtêm a localização e a hora registrada por cada sensor; este método calcula um círculo com possíveis localizações das descargas atmosféricas baseado na diferença do instante de chegada da radiação em cada sensor (NACCARATO, 2001), como mostra a Figura 2.14.



Figura 2.14 - Método TOA utilizando curvas circulares

Fonte: Naccarato (2001)

2.3 Sistemas meteorológicos de escala sinótica

Na meteorologia os fenômenos meteorológicos são divididos por escalas (sinótica, mesoescala, microescala). Essa escala é determinada por meio das dimensões horizontais e duração dos fenômenos. Os fenômenos de escala sinótica possuem escala espacial horizontal de aproximadamente 10⁷m, e vertical de 10⁴m e escala temporal de aproximadamente 5 a 10 dias (10⁶s). Existem várias classificações dessas escalas, as duas mais utilizadas são a de Orlanski, que apresenta um gráfico contendo subdivisões de acordo com a ordem de grandeza da escala horizontal de cada fenômeno; a segunda mais utilizada é a de Fujita que apresenta uma subdivisão de acordo com a ordem de grandeza da escala horizontal relacionada com a circunferência da Terra no equador (BLUESTEIN, 1992).

Considerando de modo geral essas classificações, os fenômenos que se enquadram na escala sinótica são: os ciclones e anticiclones, cavados e cristas, Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), sistemas frontais e jatos (BLUESTEIN, 1992; DUSAN, 1994). A seguir serão detalhados os fenômenos que podem afetar a região de estudo.

2.3.1 Ciclones e Anticiclones

O ciclone é um centro de baixa pressão que possui convergência de ar em superfície e divergência em altos níveis. Sua circulação é no sentido horário no hemisfério Sul. O ar sobre a região que se encontra o ciclone se torna mais úmido fazendo com que haja a condensação, e como consequência a formação de nuvens. Havendo grande probabilidade de precipitação. Existem três tipos de ciclones, o tropical, subtropical e o extratropical. O ciclone extratropical é o mais comum, diferente dos outros dois tipos ele em geral possui regiões de frentes frias e quentes. Esse ciclone apresenta um núcleo frio e assimétrico, possui vento forte em formas de rajadas e precipitação com intensidade leve a moderada. Os ciclones tropicais e subtropicais são mais raros, pois precisam de alta temperatura na superfície do mar, umidade elevada próxima a superfície, e um ciclone frio ocorrendo também em níveis médios na atmosfera (FERREIRA, 1989; REBOITA et al., 2005).

O anticiclone é um centro de alta pressão que possui divergência em superfície e convergência em altos níveis. Sua circulação é no sentido anti-horário no hemisfério Sul. O ar sobre a região que o anticiclone se encontra torna-se quente e seco inibindo a formação de nebulosidade (MUSK, 1988). Os anticiclones são mais extensos horizontalmente em relação aos ciclones, e assim podem bloquear a passagem de outros sistemas. Existem também os anticiclones semi-permanentes. Na região de estudo o anticiclone relacionado a essa categoria é o ASAS (Alta Subtropical do Atlântico Sul). O ASAS fica centrado na costa leste da América do Sul exercendo grande influência para o tempo no Brasil. No inverno as temperaturas são menores sobre o continente, em consequência disso o anticiclone migra para dentro do continente. No verão o oposto ocorre, as temperaturas são maiores sobre o continente, então o anticiclone está centrado sobre o oceano. Sua posição nesta época do ano favorece a entrada de umidade do oceano para o continente, o que auxilia na formação de nuvens (VIANELLO; ALVES, 1991).

2.3.2 Cavados e Cristas

O cavado é uma região alongada que está relacionada com uma região de baixa pressão. Esta região não possui linhas de pressão fechadas, as linhas de pressão neste caso sofrem uma ondulação no sentido das altas pressões, ou seja, é um eixo de menor pressão em relação ao seu redor. O cavado pode ser encontrado em toda coluna troposférica. Na maioria das vezes, o cavado se encontra dando suporte a outro fenômeno meteorológico. O cavado pode causar nuvens convectivas ao seu redor.

A crista, oposto do cavado, é a região alongada associada a uma região de alta pressão. As linhas de pressão nesta situação sofrem uma ondulação no sentido da baixa pressão, assim apresentando um eixo de maior pressão em relação a vizinhança. As regiões com a influência da crista apresentam tempo bom.

2.3.3 Sistemas frontais

O sistema frontal é uma zona de transição entre duas massas com temperatura e densidade diferente. A superfície frontal que separa essas massas possui um alto gradiente de temperatura, umidade elevada, vorticidade e movimento vertical, zona de confluência ao longo da frente, forte cisalhamento vertical, diferentes tipos de nuvens e precipitação (HOLTON, 2004).

As frentes podem ser classificadas como: fria, quente, estacionária e oclusa. Esta classificação está relacionada com o movimento das massas de ar frio e quente. A frente fria ocorre quando uma massa de ar frio avança sobre uma massa de ar quente, esta frente tem forte estabilidade estática e cisalhamento vertical. A frente quente ocorre quando a massa de ar quente avança sobre a massa de ar frio, esta frente está associada à forte advecção quente em baixos níveis a leste da região ciclônica. Nem sempre um ciclone extratropical possui uma frente quente. A frente estacionária ocorre quando não há avanço de nenhuma das massas. A precipitação relacionada a esta frente é estratiforme,

porém se esta frente permanecer na região por muito tempo a precipitação poderá se tornar intensa. A frente oclusa ocorre quando a frente fria ultrapassa a frente quente. Um sistema frontal clássico é composto de frente fria, quente e um ciclone.

2.3.4 Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A ZCAS é uma faixa de nebulosidade que persiste no sentido noroeste a sudeste por no mínimo quatro dias. Essa faixa estende-se do sul da Amazônia até o Atlântico Sul central. A ZCAS é o principal sistema de escala sinótica responsável pelo regime de chuvas sobre o Sudeste do Brasil durante os meses de primavera e verão. Esse sistema tem um papel importante na transferência de calor, momento e umidade dos trópicos para as latitudes médias. Esse sistema ocorre devido ao escoamento em baixos níveis, que vai de norte até a região sudeste, na forma de um jato. Ainda em níveis baixos pode-se observar a confluência entre a circulação da ASAS e a circulação das latitudes mais altas, esta confluência está acompanhada de umidade e nebulosidade. Em altos níveis há a presença da Alta da Bolívia (AB) e um cavado sobre a região nordeste do Brasil.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Caracterização da região de estudo

Este estudo concentra-se nas regiões metropolitanas de São Paulo e Campinas. A Figura 3.1 apresenta o estado de São Paulo, com a localização de todas as regiões metropolitanas. As regiões de interesse estão nas cores vermelha (RSMP) e verde (RMC).

Figura 3.1 – Mapa do estado de São Paulo, com as regiões metropolitanas marcadas em diferentes cores. RMSP em vermelho e RMC em verde.



Fonte: Instituto Geográfico e Cartográfico, IGC (2015).

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) está localizada no leste do estado de São Paulo. Sua localização geográfica corresponde à latitude de 23,5°S e à longitude de 46,6°O. A RMSP possui 39 municípios, em uma área total de 7.947,3 km² (IBGE, 2015). Segundo o IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), em 2015 havia cerca de aproximadamente 22 milhões de habitantes na RMSP, que corresponde a cerca de 48% da população estadual e 10% da população brasileira. A Figura 3.2 apresenta a região metropolitana de São Paulo, e suas cidades. A Região Metropolitana de São Paulo, e suas cidades. A Região Metropolitana de São Paulo, está localizada no leste no estado de São

Paulo. Sua localização geográfica corresponde à latitude de 22,3°S, e longitude 47,5°O. A RMC possui 20 munícipios, com uma área total de 3.791,79 Km² (IBGE, 2015), o que corresponde à 1,5% da superfície estadual. Em seu território há aproximadamente de 2,3 milhões de habitantes. A Figura 3.3 apresenta a região metropolitana de Campinas e suas cidades.



Figura 3.2 – Munícipios que compõem a Região metropolitana de São Paulo.

Fonte: EMPLASA (2016).



Figura 3.3 – Munícipios que compõem a Região metropolitana de Campinas.

Fonte: EMPLASA (2016).

Nestas regiões, o clima, segundo a classificação climática de Koppen-Geiger, pode ser definido como Cwa (C=clima temperado, w=chuvas de verão, a=verão quente), que representa um clima temperado com inverno seco e verão úmido (PEEL et al., 2007). Com as estações bem definidas, no verão, as elevadas temperaturas e chuvas abundantes estão relacionadas principalmente com o aquecimento superficial e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); o sistema frontal também atua nessas regiões (REBOITA et al., 2010). Na RMSP, estudos apontaram que houve o aumento da precipitação, da temperatura, e diminuição da umidade relativa do ar; estas mudanças estão associadas a influências locais devido à urbanização que deu origem a ilha de calor (PEREIRA FILHO et al., 2004). A RMC também sobre influência da ilha de calor, porém não tão intensa como na RMSP.

A ilha de calor, segundo Lombardo (1985), é um fenômeno associado a ações antrópicas sobre o meio ambiente urbano. A região urbana é composta por um microclima que é influenciado pela proximidade do solo e dos ambientes urbanos. O aumento da temperatura e a grande concentração de poluentes podem alterar o microclima dos centros urbanos. As condições climáticas de uma área urbana com grande extensão e com uma grande densidade de construções contribuem para a alteração do balanço de energia. Estudos comprovaram que a distribuição da temperatura nos grandes centros urbanos apresenta um gradiente que ocorre da periferia ao centro. Isto quer dizer que esses centros urbanos possuem temperatura de superfície superior a suas áreas vizinhas (Figura 3.4); esse gradiente favorece o surgimento de uma circulação local (WESTCOTT., 1995; BORNSTEIN; LIN., 2000).

Figura 3.4 – Imagem da temperatura aparente da superfície, gerada a partir da banda termal do satélite Landsat, apresentando as ilhas de calor da RMSP e das cidades de Campinas, São José dos Campos e Sorocaba, para o dia 29/12/2002 as 09:57h LT.



Fonte: Naccarato (2005).

As ilhas de calor tendem a desestabilizar o ar que flui sobre as regiões urbanas devido ao aquecimento diferenciado em baixos níveis. Esse desequilíbrio provoca aumento significativo na velocidade vertical da parcela de ar dentro da camada limite (BORNSTEIN; LIN, 2000). Com isso, a ilha de calor tende a causar um aumento de precipitação nas regiões urbanas (PEREIRA FILHO et al. 2004). Naccarato (2005) propõe que as ilhas de calor são grandes influenciadores da intensificação da convecção local ocorrendo maior eletrificação de nuvens sobre as regiões. Em paralelo, promove um aumento das descargas atmosféricas.

3.2 Dados

Os dados que serão utilizados neste trabalho são do período de janeiro de 2012 a março de 2015, os dados são:

- a) <u>Dados de Descargas Elétricas Atmosféricas:</u> estes dados são detectados em superfície pelos sensores da BrasilDat. O arquivo com os dados de descargas contém informações de localização espacial (latitude e longitude), tempo de ocorrência da descarga NS (hora, minuto, segundo, milissegundo), polaridade (positiva ou negativa) e intensidade da corrente elétrica (kA).
- b) <u>Dados de Reanálise NCEP/NCAR</u>: dados de Reanálise do National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmosphere Research (NCEP/NCAR), disponibilizados no site da NOAA. Estes dados têm resolução espacial de 2,5° de latitude por 2,5° de longitude e frequência temporal de 6 horas. As variáveis utilizadas foram temperatura do ar em superfície, pressão ao nível do mar e ventos (nas duas componentes). Foram gerados mapas meteorológicos em 2 níveis (500hPa e superfície). A Figura 3.5, apresenta o exemplo de um mapa meteorológico de superfície, utilizando os dados do NCEP/NCAR.

Figura 3.5 – Mapa meteorológico de superfície, às 18UTC do dia 02/02/15. Estão plotados pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

c) <u>Imagens de Satélite:</u> dados do satélite geoestacionário GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellites*) 12 e 13, em formato binário, no canal 5, infravermelho com temperatura realçada, fornecidas pela Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do CPTEC/INPE A disponibilidade temporal destas imagens é de aproximadamente 15 a 30 minutos. A Figura 3.6 apresenta uma imagem de satélite georrreferenciada.





Fonte: Produção do autor.

d) <u>Imagens de Radar</u>: foram utilizadas imagens de radar, que se localiza na cidade de São Roque – SP; este radar possui um sensor Doppler operando na Banda-S (2,7 – 3 GHz) e com uma abertura do feixe de microondas de aproximadamente 2°. Este radar é controlado pelo Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DCEA). Neste estudo, as imagens utilizadas serão em MaxCappi (400 km) (Maximum Constant Altitud Plan Position Indicator). As varreduras volumétricas obtidas pelo radar têm um intervalo de 15 minutos e gastam cerca de 8 minutos para completar a aquisição de dados em 15 elevações. A Figura 3.7 apresenta a imagem de radar de São Roque, disponibilizada pela REDEMET.



Figura 3.7 - Imagem do Radar de São Roque (02/02/2015).



Fonte: REDEMET (2015).

3.3 Metodologia

Após a obtenção dos dados descritos anteriormente, foram seguidos alguns passos para que se cumprissem os objetivos. Com os dados de descargas, no período de janeiro de 2012 a março de 2015 foram separados os 20 maiores acumulados diários de cada região (RMSP e RMC), totalizando 40 casos. Após essa coleta foram confeccionados gráficos com distribuições diárias e horárias de cada região. Por meio destes gráficos foi analisado o comportamento das descargas nas regiões de estudo.

Para análise meteorológica dos casos foram utilizados os dados do NCEP/NCAR. A partir destes dados foram geradas, por meio do software GrADS (Grid Analysis and Display System), cartas sinóticas com as variáveis de vento, pressão, temperatura e geopotencial, plotadas nos níveis de 500hPa e superfície. Com esses mapas, a atmosfera pode ser analisada em diferentes níveis, e assim ser identificado qual foi a causa das tempestades (termodinâmica ou fenômenos de escala sinótica). As análises foram realizadas no horário das 18UTC devido ao comportamento horário das descargas. Apenas um dia, as descargas ocorreram no período da manhã, sendo assim, análise ocorreu às 06UTC

Auxiliando as cartas sinóticas, os dados em binário do satélite foram georreferenciados, por meio do software MatLab. As imagens de satélite geradas ajudaram a identificar fenômenos de escala sinótica, como, por exemplo, a ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul). Após a análise das cartas sinóticas, essas imagens foram utilizadas a fim de observar as tempestades no horário com máxima atividade elétrica. Podendo assim identificar a temperatura de topo das nuvens sobre a região de estudo. Essa tempestade. As análises das imagens auxiliaram na observação da capacidade de penetração das nuvens na tropopausa.

Os dados de refletividade do radar auxiliaram na avaliação da célula convectiva no horário de maior atividade elétrica. Por meio dos valores obtidos nas imagens de radar, pode-se dizer a intensidade da precipitação e seu potencial (mm/h).

Após a identificação da causa da tempestade, da temperatura do topo da nuvem e da refletividade das células convectivas, foram confeccionadas 3 tabelas. Essas tabelas visam uma análise geral das duas regiões.

4 RESULTADOS

Neste trabalho foram selecionados 20 casos com o maior acumulado diário de descargas atmosféricas nas regiões metropolitanas de São Paulo e Campinas, totalizando 40 casos. A Figura 4.1 apresenta os casos da região metropolitana de São Paulo. Nota-se que o dia com maior quantidade de descargas foi o dia 21 de fevereiro de 2012, com 6315 descargas; e o dia com menor quantidade de descargas foi o dia 06 de janeiro de 2012 com 3183 descargas.





Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.2 apresenta os casos para a região metropolitana de Campinas. Pode-se observar que o dia com maior quantidade de descargas ocorreu em 21 de fevereiro de 2012, com 15629 descargas; e o dia com menor quantidade foi em 09 de dezembro de 2012, com 1369 descargas.

Figura 4.2 - Histograma dos 20 casos com maior quantidade de descargas atmosféricas na região metropolitana de Campinas.



Fonte: Produção do autor.

Os histogramas a seguir apresentam o comportamento horário da atividade elétrica (Figura 4.3 e 4.4). Pode-se observar que os picos de descargas ocorreram a partir das 16UTC até 22UTC, nas duas regiões. Este comportamento já foi comprovado por outros autores (NACCARTO, 2005; PINTO et al.,2009; MATTOS; MACHADO, 2011). Altos acumulados de descargas atmosféricas, no período da tarde e noite, são devidos ao aquecimento diurno da superfície em um ambiente com umidade elevada. Essas condições termodinâmicas induzem a formação de nuvens tempestades, a partir das quais as descargas atmosféricas se originam. Nos meses de verão devido a maior incidência de radiação, o aquecimento da superfície ocorre de forma intensa. Sendo assim, esses meses apresentam grandes acumulados de descargas elétricas.

Figura 4.3 – Histograma horário dos 20 casos da região metropolitana de São Paulo.



Fonte: Produção do autor.



Figura 4.4 - Histograma horário dos 20 casos da região metropolitana de Campinas.

Fonte: Produção do autor.

As Figuras 4.5 e 4.6 apresentam um histograma das descargas positivas e negativas das regiões metropolitanas em estudo. Pode-se observar que as duas regiões apresentaram o mesmo comportamento. Em todos os dias

ocorreram mais descargas negativas do que as positivas. Segundo Nacaratto (2005) este percentual é esperado.



Figura 4.5 – Histograma das descargas positivas (azul) e negativas (laranja) dos 20 casos da região metropolitana de São Paulo.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.6 – Histograma das descargas positivas (azul) e negativas (laranja) dos 20 casos da região metropolitana de Campinas.



Fonte: Produção do autor.

Grande parte das descargas NS são negativas, e isto ocorre devido à parte inferior das nuvens convectivas estar acima da altura de 0°C com cargas negativas, e na parte superior da nuvem com cargas positivas (MATVEEV, 1984). Orville et al. (1987) observaram que nos meses de verão, no Litoral do Atlântico Norte entre os estados da Carolina do Norte e Maine, somente 5% do total de descargas NS observados, tem polaridade positiva. E no inverno, a quantidade das descargas NS positivos aumenta em quase 50 % do total das descargas. MacGorman (1993) em Oklahoma determinaram que 45% das descargas NS positivas ocorrem na primavera e 24% no outono. Porém, o máximo relativo das descargas NS positivas é em fevereiro com 45%, de todas as descargas mensais.

A ocorrência das descargas NS positivas estão fortemente relacionadas com as características físicas da tempestade. Por exemplo, devido a deformação causada pelo cisalhamento do vento as descargas positivas podem ter maior ocorrência no topo da nuvem. A fonte das descargas positivas pode estar na bigorna dos Cb, que é composta por cristais. Reap e MacGorman (1998) puderam observar a relação do tipo da tempestade e precipitação com a polaridade das descargas. Esses autores observaram que a alta densidade das descargas NS positivas estão correlacionadas com tempo severo e granizo. MacGorman (1993) ao estudar 25 sistemas convectivos observaram que todas tempestades com alta frequência de descargas NS positivas produziram granizo, e quando as descargas NS negativas predominavam a intensidade do granizo diminuía. Outro fator importante a se considerar é conversão da polaridade. Ainda no estudo de MacGorman (1993) pode-se notar que quando a polaridade das descargas NS mudavam de negativa para positiva ocorria a dissipação das tempestades. Porém, quando ocorria o contrário, de positivo para negativo, as tempestades de granizo ou de baixa precipitação se transformava em alta eficiência de precipitação. Todavia a questão da polaridade relacionada com severidade dos sistemas ainda é aberta, e provavelmente envolve não só estágios de vida da tempestade mas o seu tipo.

O dia 21 de fevereiro de 2012, o dia com maior acumulado nas duas regiões, foi o caso que o percentual de positivos se aproximou do negativo (Figuras 4.5 e 4.6). Analisando este dia em histogramas horário de cada região (Figuras 4.7 e 4.8) pode-se observar que na RMSP, Figura 4.7, o pico mais significativo ocorre às 03UTC, com 939 descargas positivas e 1133 descargas negativas, a diferença é pequena. Este pico está relacionado com uma tempestade que teve início no dia anterior, o que confirma o fato de ocorrer maiores acumulados de descargas positivas no momento de dissipação da tempestade. Na Figura 4.8, RMC, apresenta um pico significativo às 17UTC, com 3450 descargas positivas e 4217 descargas positivas, durante esse horário a tempestade estava se expandindo, porém não estava se intensificando (Isto pode ser visto nas imagens de satélite na Figura 4.12). Portanto o alto acumulado de descargas positivas neste horário pode ter sido influenciado por outros fatores físicos da tempestade, como nos trabalhos citados.
Figura 4.7 – Histograma do dia 21 de fevereiro de 2012 das descargas positivas (azul) e negativas (laranja), da região metropolitana de São Paulo.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.8 – Histograma do dia 21 de fevereiro de 2012 das descargas positivas (azul) e negativas (laranja), da região metropolitana de Campinas.



Fonte: Produção do autor.

4.1 Análise meteorológica dos casos da RMSP e RMC

Neste tópico, será apresentada análise meteorológica de apenas quatro casos. O dia com o maior acumulado de cada região e o dia de menor acumulado de cada região. O restante das análises se encontra no apêndice A.

4.1.1 Caso do dia 06 de janeiro de 2012

O primeiro caso apresentado ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado diário de descargas deste dia foi de 3183. O horário com maior acumulado de descargas ocorreu às 16UTC, com a quantidade de 1166 descargas.

A condição meteorológica para este evento pode ser analisada pelos mapas meteorológicos (Figura 4.9). Em 500hPa (Figura 4.9a), pode-se observar um anticiclone no Atlântico, à leste da região sudeste. A combinação desse sistema com a circulação associada ao cavado, que se estende da região sul ao norte do estado de SP, indica uma circulação característica de uma ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul) sobre o estado de MG, RJ e ES. A ZCAS não influenciou a região de estudo, porém, o cavado auxiliou na instabilidade da região. Em superfície (Figura 4.9b), observam-se altos valores de geopotencial sobre o estado de SP, o que leva dizer que nesta região as temperaturas são elevadas. O sistema ASAS (Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul) se faz presente em superfície. A circulação associada a este sistema transporta umidade do oceano para o continente. Considerando a análise, percebe-se que a tempestade que ocorreu sobre a RMSP, foi devido à combinação da termodinâmica e cavado em níveis médios.

Figura 4.9 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 06/01/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite apresentadas na Figura 4.10 foram selecionadas de acordo com o horário de maior ocorrência de descargas durante o dia. O retângulo sobre as imagens delimita a RMSP. Pode-se observar, que na região de estudo há grande instabilidade. As células convectivas no decorrer deste horário estão em crescimento e se aprofundando. Durante o horário com maior atividade de descargas, 16 UTC, a temperatura de topo sobre a região varia de -60°C a -70°C.

Figura 4.10 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho, com temperatura realçada. Corte no estado de SP, no dia 06/01/2012 às (a) 16:00UTC (b) 17:00UTC.



Fonte: Produção do autor.

4.1.2 Caso do dia 21 de fevereiro de 2012

Este evento ocorreu nas duas regiões metropolitanas. Dentre todos os casos selecionados este foi o dia com maior acumulado das duas regiões. Neste dia, pôde-se observar 3 picos significativos; o primeiro pico, ocorreu na RMSP com o valor de 2072 descargas às 03UTC, o segundo pico foi RMC com 1726 às 07UTC e o terceiro e mais significativo foi às 17UTC com 7667 descargas atmosféricas na RMC.

Na análise dos mapas meteorológicos das 18UTC observa-se em 500hPa, (Figura 4.11a), o predomínio da circulação anticiclônica. Essa circulação inibe a formação da instabilidade sobre grande parte do território brasileiro. Em superfície (Figura 4.11b), a presença da ASAS e sua circulação atua sobre grande parte da faixa leste do Brasil, transportando a umidade do oceano para dentro do continente. Nota-se em superfície, uma grande massa de ar quente sobre o Brasil. Com base na análise, percebe-se que as células convectivas que atingiram a região de estudo ocorreram em situação comum, sem a presença de um sistema de escala sinótica. Então, pode-se dizer que a termodinâmica foi a causa principal, ocasionando a convecção local.

Figura 4.11 - Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 21/01/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 4.12 apresenta as imagens de satélite referentes apenas do terceiro pico significativo de descargas do dia 21, o primeiro pico significativo relacionado à RMSP apresentava falta de imagens para o horário. A célula convectiva se encontra sobre a parte superior da região delimitada. Na Figura 4.16b, a célula se expandiu, mas sem se intensificar. A temperatura do topo da nuvem, neste caso, foi inferior a -60°C.

Figura 4.12 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 21/02/2012 às (a) 17:00UTC (b) 18:00UTC.



Fonte: Produção do autor.

4.1.3 Caso do dia 09 de dezembro de 2012.

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado diário de descargas do dia foi de 1369. Neste dia destacam-se dois horários, às 20UTC e às 22UTC, com 594 e 430 descargas respectivamente.

A condição meteorológica para este evento pode ser descrita pelos mapas meteorológicos. Em 500hPa (Figura 4.13a), há o predomínio de circulação anticiclônica sobre todo continente. Sabe-se que essa circulação, ajuda a inibir a instabilidade. Em superfície (Figura 4.13b) pode-se observar a circulação referente ao ASAS, este anticiclone está centrado fora do domínio da imagem. Percebe-se em superfície, um sistema frontal no oceano. Devido à posição deste sistema, há convergência de umidade sobre a região sudeste. Então, a causa da tempestade neste dia foi de origem termodinâmica, devido ao calor e umidade sobre a região associada ao sistema frontal no oceano.

Figura 4.13 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 09/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite na Figura 4.14 estão relacionadas aos dois picos observados no histograma. De uma forma geral nota-se grande instabilidade sobre o estado de SP. Na área delimitada observa-se que a célula está se deslocando, entre o horário das 20UTC às 23UTC. Durante o trajeto dentro da área delimitada, a temperatura do topo da nuvem variou entre -60 a -80. A refletividade máxima do radar, para este horário, foi de 55dBZ indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura 4.14 – Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 09/12/12 às (a) 20:00UTC (b) 21:00UTC (c) 22:00UTC (d) 23:00UTC



(continua)



Figura 4.14 – Continuação

Fonte: Produção do autor.

4.2 Causas das Tempestades

Depois de feitas as análises meteorológicas, para cada caso de cada região, pôde-se identificar as causas das tempestades. A Tabela 4.1 apresenta o percentual da quantidade dos casos em relação à causa da tempestade. Na tabela encontra-se 2 tipos de causa:

- 1. Convecção local: nesse item se encaixa as tempestades apenas de origem termodinâmica.
- Fenômenos de escala sinótica: nesse item se encaixa, a influência do fenômeno ZCAS, cavados (frontal e de níveis médios) e sistemas frontais. Existem outros fenômenos de escala sinótica, porém, apenas os citados foram encontrados na análise dos casos.

Pode-se observar na Tabela 4.1, que tanto na RMSP, como no total dos casos, a convecção local prevaleceu. Na RMC, o percentual se encontrou equivalente. A termodinâmica é a causa mais comum, principalmente nessas regiões, e nesta época do ano. Sabe-se que nessas regiões há influência das ilhas de calor. Este fenômeno de escala local tem grande peso sobre o percentual encontrado.

Em relação ao percentual do total dos casos, 40% foram de escala sinótica. Desse percentual, o fenômeno que mais ocorreu foi o cavado. A ZCAS foi o segundo fenômeno mais ocorrido. Na análise meteorológica pode-se observar que o sistema frontal apareceu em apenas um caso. Esse sistema frontal foi de origem oceânica, e não se deslocou sobre as regiões metropolitanas em estudo. Porém, o sistema em sua posição auxiliou na entrada de umidade nas regiões, o que demonstra a importância para que houvesse a instabilidade e a ocorrência da tempestade. A Tabela B.1 que está no apêndice B apresenta de uma forma geral cada caso analisado.

Tabela 4.1 -	- Percentual	da	quantidade	de	casos	em	relação	а	causa	da
tempestade.										

Causa da Tempestade	Casos RMSP (%)	Casos RMC (%)	Total (%)
Convecção Local	70	50	60
Escala sinótica	30	50	40

Fonte: Produção do autor.

Dentre os 40 casos, com maior acumulado diário de descargas atmosféricas pode-se notar que a termodinâmica se fez presente na maioria dos casos. As tempestades de origem termodinâmica estão relacionadas à influência dos grandes centros urbanos. Estudos anteriores confirmam os resultados obtidos neste trabalho.

Westcott (1995) estudou dados de descargas NS, durante o período de 4 anos, em 16 áreas urbanas na parte central dos Estados Unidos. Os resultados encontrados apontaram um aumento de 40% a 85% na ocorrência de descargas sobre algumas das cidades analisadas. Soriano e Pablo (2002), estudaram as descargas NS, durante um período de 2 anos. Esses autores puderam observar o aumento da atividade das descargas em relação à população, extensão urbana, e aos particulados MP₁₀ e SO₂. Posteriormente, nas RMSP, Campinas e em São Joé dos Campos, Naccarato et al. (2003) apresentaram um que estudo que observou um aumento no número de descargas NS negativos e uma redução no percentual de positivos. Além disso, neste estudo encontrou-se uma correlação direta entre concentrações de Material Particulado (MP10) e o número de descargas. Naccarato, em 2005, analisou duas hipóteses que podem explicar o comportamento das descargas sobre os centros urbanos. A primeira hipótese é sobre a microfísica do aerossol, a poluição urbana aumenta a concentração núcleos de condensação na atmosfera, alterando os processos microfísicos das nuvens de tempestade, e como consequência um aumento da atividade elétrica. A segunda hipótese é sobre a termodinâmica, as ilhas de calor urbanas são responsáveis pela intensificação da convecção local, potencializando a eletrificação das nuvens de tempestades, promovendo um aumento da atividade de descargas nestas regiões. Em 2007, Kar et al. estudaram o efeito urbano na atividade das descargas, na cidade de Seoul (metrópole da Coréia do Sul), como resultado notou-se um aumento de 60% para a densidade de descargas negativas e 42% para a densidade de descargas positivos sobre as regiões central e de subsidência.

Vale ressaltar que a formação da ilha de calor sobre as regiões de estudo depende também das condições sinóticas do tempo. Embora os mecanismos físicos responsáveis pelo surgimento das células convectivas ocorram numa escala local, na maioria das vezes, as condições locais somente foram propícias devido a movimentos atmosféricos de escalas superiores.

4.3 Temperatura do topo da nuvem

As nuvens de tempestades conhecidas como *Cb*, podem alcançar alturas que variam de 8 a 20 km. Em alguns casos podendo alcançar a tropopausa, ou até mesmo ultrapassá-la. Existe uma relação entre a temperatura de topo da nuvem com a sua altura. Se a temperatura de topo da nuvem, vista pelo satélite, apresentar valores mínimos, maior será o desenvolvimento vertical da nuvem. E quanto maior for o seu desenvolvimento vertical, maior será sua severidade (BARRET; MARTIN, 1981).

Pode-se observar na Tabela 4.2, que na RMSP, as nuvens de tempestades ocorreram em elevada extensão vertical. A temperatura do topo da nuvem nessa região foi inferior a -60°C. Percebe-se que pelo menos 50% dos casos (-70° a -80°C) dessa região alcançaram a tropopausa. As nuvens com temperatura de topo inferior a -70° C podem alcançar altura do topo acima de 15 km. Na RMC, 50% dos casos também alcançaram altura do topo acima de 15 km. Nessa região, 10% dos casos atingiram a temperatura de topo entre - 50°C à -60°C, essas tempestades não tiveram elevado desenvolvimento vertical como as demais. Em relação ao total dos casos, praticamente metade dos casos obtiveram temperatura de topo entre -60°C à -70° C, e a outra metade variou entre -70°C à -80°C.

Temperatura(ºC) do topo da Nuvem	Casos RMSP (%)	Casos RMC (%)	Total (%)	
-50º à -60º	-	10	5	
-60º à -70º	50	40	45	
-70º à -80º	50	50	50	

Tabela 4.2 – Percentual da quantidade de casos em relação à temperatura do topo da nuvem.

Fonte: Produção do autor.

A identificação dos casos de estudo, com o uso das imagens de satélite, foi feita utilizando-se, como limiar de temperatura de topo das nuvens o valor de - 30°C. Porém, as células convectivas nesses casos atingiram temperaturas inferiores à -50°C. Segundo estudos anteriores realizados por Orville et al. (1987) e Dotzek et al. (2005), a temperatura do topo da nuvem é uma variável termodinâmica relacionada de forma direta com formação de partículas de gelo e consequentemente com a geração e intensificação de atividade elétrica no interior das células convectivas. A taxa de ocorrência de descargas atmosféricas cresce com a extensão vertical das nuvens e com a diminuição da temperatura.

Segundo Mattos (2009) a informação de temperatura de topo contida no satélite na faixa do infravermelho associada com os dados de descargas atmosféricas medidas por sensores em solo apresenta-se como uma importante ferramenta para caracterizar a severidade das tempestades relacionadas à quantidade de descargas.

4.4 Refletividade do radar

A partir das análises meteorológicas, pode-se observar que a refletividade máxima, para cada caso, não seguiu um padrão. As maiores refletividades encontradas não foram a dos horários com os maiores acumulados. Há vários

fatores a serem considerados para relacionar a refletividade com as descargas atmosféricas (CECIL et al., 2005).

Na tabela 4.3 percebe-se que os casos estão bem distribuídos entre a escala de refletividade. No geral, a refletividade com o maior número de casos foi a de 55dBZ. Sendo 25% na RMSP, e 20% na RMC. Este valor indica precipitação muito forte, com o potencial de 50mm/h. Os casos de precipitação extrema (60 e 65dBZ), tiveram um percentual de 25% na RMSP, e 35% na RMC. O potencial de precipitação para esta faixa de refletividade é de 100mm/h.

Tabela 4.3 -	Percentual	da c	quantidade	de	casos	em	relação	а	refletividade	do
Radar.										

Refletividade dBZ(máxima)	Casos RMSP (%)	Casos RMC (%)	Total (%)
40	10	15	12.5
45	5	10	7.5
50	15	15	15
55	25	20	22.5
60	20	15	17.5
65	5	10	7.5
Imagem em falta	20	15	17.5

Fonte: Produção do autor.

Cecil et al. (2002) estudaram uma amostra de 3 anos de dados, contendo informações sobre temperatura do topo das nuvens, perfil vertical da refletividade, volume de precipitação e descargas atmosféricas (detectadas por sensores abordo de satélite). Em um dos seus resultados pode-se observar que a probabilidade de ocorrência de descargas em função da refletividade do radar concorda com os limiares para a eletrificação de tempestade. Com base

nos resultados puderam observar que as precipitações que ocorreram com refletividade de 40dBZ é um precursor para descargas; 90% das células convectivas com esse valor de refletividade possuíam descargas atmosféricas.

5 CONCLUSÕES

Este estudo analisou as condições sinóticas presentes nos 20 dias com maiores acumulados de descargas NS nas regiões metropolitanas de São Paulo e Campinas, no período de janeiro de 2012 a março de 2015. Em relação aos dias selecionados, o mês de fevereiro foi o mês com maior número de dias. A distribuição temporal do total de ocorrências das descargas mostrou que o ciclo diurno é coerente e organizado, com o máximo ocorrendo no intervalo das 16UTC às 22UTC. O horário das 18UTC foi o horário de pico das descargas com maior ocorrência. A polaridade das descargas nos dias estudados apresentou um comportamento esperado. As descargas NS negativas tiveram um percentual bem mais elevado (maior que 90%) em relação às descargas NS positivas.

Com a análise dos mapas meteorológicos pôde-se observar que 60% da causa das tempestades foram de origem termodinâmica. Com base em estudos anteriores sabe-se que esses grandes centros urbanos são influenciados pelas ilhas de calor, o que explica os 60% da termodinâmica. Além da atuação apenas da termodinâmica, 40% dos casos analisados sofreram a influência de sistemas de escala sinótica. Esses sistemas foram a ZCAS, cavados e sistema frontal. Este trabalho buscou conhecer quais foram os sistemas ou condições sinóticas que influenciaram os maiores acumulados diários nas regiões de estudo.

O efeito da ilha de calor sobre as descargas atmosféricas em grandes centros urbanos pode ser uma resposta ao elevado número de descargas atmosféricas nessas regiões; e isto pôde ser observado por outros autores em estudos anteriores (PINTO et al., 2004; NACCARATO, 2001;2006; MACGORMAN,1986; ORVILLE et al., 1987; DOTZEK et al., 2005). Neste estudo notou-se que mais da metade dos casos analisados foram de origem termodinâmica, isto é, não havia um sistema de escala sinótica afetando a região. Os estudos das descargas nessas regiões ainda suscitam mais pesquisas para serem completamente entendidos.

Foram realizadas análises das imagens de satélite para observar a temperatura de topo das nuvens. Esta análise foi feita com base no horário do pico de descarga, ou seja, o horário com maior acumulado. As temperaturas do topo variaram entre -30°C a -80°C. Essa variável está associada ao desenvolvimento vertical da nuvem de tempestade. As temperaturas mínimas (-70°C a -80°C), que são consideradas correspondentes às nuvens com maior desenvolvimento vertical, nem sempre estavam relacionadas com os maiores picos entre os 40 casos. Por exemplo, na RMC no dia 21 de fevereiro de 2012, o pico de descargas foi de 7667; durante este horário, a temperatura variou entre -70°C a -80°; para o dia 09 de dezembro de 2012, o pico de descarga foi de 594 e a temperatura variou também entre -70°C a -80°C. Pode-se concluir que não há uma relação direta entre o comportamento da temperatura de topo com o número das descargas.

O mesmo ocorre com a refletividade. Ao comparar a refletividade do radar com os picos de descargas, não foi observado uma relação direta. Cada caso se comportou de uma forma. Porém, em todos os casos pode-se observar que durante o horário de pico ocorreu um potencial de precipitação forte (acima de 25mm/hora).

A partir deste estudo podem sugerir alguns trabalhos futuros:

- 1. Analisar as condições locais dos dias estudados;
- Analisar as condições locais e sinóticas dessas regiões metropolitanas em um número maior de dias;
- Analisar outras regiões com essa mesma metodologia, com áreas similares, e que não possuem influência de ilhas de calor. Assim, poderá ser observado se nessas regiões apenas a termodinâmica influenciará nos grandes acumulados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BALLAROTTI, M.G.; SABA, M.M.F; PINTO JR. O. High speed camera observations of negative ground flashes on a milissecond-scale. **Geophysical Research Letters**, v. 32, 2005.

BARRETT, E. C.; MARTIN, D. W. **Use of satellite data in rainfall monitoring**. Academic press, 1981.

BLUESTEIN, H.B. **Synoptio-Dynamic Meteorology at Midlatitudes**, Volume I, "Chapter I", Oxford University Press. 1992.

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.

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.

BROWNING, K. A. - Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds, **Journal of Atmospheric Science**, v.21, pp. 634-639, 1964.

BYERS, H.R.; R.R. BRAHAM, Jr., **The Thunderstorm. U.S. Government Printing Office**, Washington, DC, 287p, 1949.

CECIL, D. J.; ZIPSER, E. J.; NESBITT, S. W. Reflectivity, ice scattering, and lightning characteristics of hurricane eyewalls and rainbands. part I: quantitative description. **Monthly Weather Review**, v. 130, p. 769-784, 2002.

CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudo Climáticos. **Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais**. Disponível em: < http://satelite.cptec.inpe.br/home/index.jsp > Acesso em: 20 out. 2016.

CHOWDHURI, P. **Relâmpagos nuvem-solo através de câmera rápida.** 140p. (INPE-14476-TDI/1157). Dissertação (Mestrado em Geofísica), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos, 2005. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1913/2005/04.14.16.20>.

DOTZEK, N. et al. Lightning activity related to satellite and radar observations of a mesoescale convective system over Texas o 7-8 April 2002. **Atmospheric Research**, v. 76, p. 127-166, 2005.

DOWDEN, R. L.; BRUNDELL, J. B.; RODGER, C. J. VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, p. 817-830, 2002.

DUSAN, D. Weather Analysis, Chapter I. Prentice Hall, New Jersey. US. 1994. 304 p.

ELAT (Grupo de Eletricidade Atmosférica). **Conceitos: Estrutura Elétrica**. São José dos Campos. 2016. Disponível em < <u>http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/tempestades/estrutura.eletric</u> <u>a.php</u>>. Acesso em: 11 nov. 2016.

EMPLASA – Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S.A. **Região Metropolitana de São Paulo e Campinas**. < <u>https://www.emplasa.sp.gov.br/</u>>. Acesso em: 25 de fevereiro de 2017.

Encyclopaedia Britannica. **Types of lightning**, 1999. < https://www.britannica.com/>. Acesso em: 20 fevereiro de 2017.

FERREIRA, C.C. Ciclogêneses e ciclones extratropicais na Região Sul-Sudeste do Brasil e suas influências no tempo, INPE-4812-TDL/359. 1989. HOLTON, J.R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**, 3rd. San Diego: Elsevier Academic Press, 2004, 535 p. ISBN: 9780080959887.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Região Metropolitana de São Paulo e Campinas<

http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/estimativa2015/>. Acesso em: 25 de fevereiro de 2017.

Instituto Geográfico e Cartográfico – IGC. **Região Metropolitana de São Paulo e Campinas**. < <u>http://www.igc.sp.gov.br/</u>>. Acesso em: 20 de fevereiro de 2017.

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

JAYARANTE, R. Thunderstorm electrification mechanisms. In: COORAY, V. (Ed.). **The lightning Flash**. London: The Institution of Electrical Engineers, 2003. p. 17-40.

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.

KREHBIEL, P. R. The electrical structure of thunderstorms. In: KRIDER, E. P.; ROBLE, R. G. (eds.). **The earth's electrical environment**. Washington DC: National Academy Press, 1986. p. 90 - 113.

LOMBARDO, M. A. **Ilha de calor nas metrópoles:** o exemplo de São Paulo. Editora Hucitec com apoio de Lalekla SA Comércio e Indústria, 1985.

LAY, E. H.; HOLZWORTH, R. H.; RODGER, C. J.; THOMAS, J. N.; PINTO JR., O.; DOWDEN, R. L. WWLL global lightning detection system: regional validation study in Brazil. **Geophysical Research Letters**, v.31, L03102, doi:10.1029/2003GL018882, 2004. MACGORMAN, D. R. Lightning in tornadic storms: A review. **The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards**, p. 173-182, 1993.

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

MATTOS, E. V. Relações das propriedades físicas das nuvens convectivas com as descargas elétricas. 2009. 244p. (INPE-15767-TDI/1510). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: < http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/04.01.13.07>

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. **Atmospheric Research**, v. 99, n. 3, p. 377-390, 2011.

MATVEEV, L. T. Course of general meteorology. Atmospheric Physics, 1984.

MUSK, L. Weather Systems. Cambridge University Press, 1988.

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: <http://urlib.net/83LX3pFwXQZ5Jpy/tAgRq>.

NACCARATO, K. P.; PINTO, 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, 2003.

NACCARATO, K. P. Análise das características dos relâmpagos na Região Sudeste do Brasil. 2005. 362 p. (INPE-14083-TDI/1069). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: http://urlib.net/sid.inpe.br/MTCm13@80/2005/09.28.19.00>. NACCARATO, K,P.; SARAIVA, A.C.V.; SABA, M. M.F.; SCHUMANN, C. First performance analysis of BrasilDAT total lightning network in southeastern Brazil. In: GROUND 2012 INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUNDING AND EARTHING; INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PHYSICS AND EFFECTS, 5., 2012, Bonito - MS. **Proceedings...** Bonito: UFMS, 2012.

NOAA – Earth System Research Laboratory. **NCEP/NCAR Reanalysis 1**. Disponível em : <

https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> . Acesso em: 15 ago. 2016.

ORVILLE, R. E.; WEISMAN, R. A., PYLE, R. B., & HENDERSON, R. W. . Cloud-to-ground lightning flash characteristics from June 1984 through May 1985. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, v. 92, n. D5, p. 5640-5644, 1987.

PEEL, M. C.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. Updated world map of the koppen-geiger climate classication. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 5, p. 1633-1644, 2007. Disponível em: <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/11/1633/2007/>.

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. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2004. CD-ROM.

PINTO JR., O.; SABA, M. M. F.; PINTO, I. R. C. A.; TAVARES, F. S. S.; NACCARATO, K. P.; TAYLOR, M. J.; PAUTET, P. D.; HOLZWORTH, R. H. Thunderstorm and lightning characteristics associated with sprites in Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 13, 13103, doi:10.1029/2004GL020264, July 2004. PINTO JR., O. **A arte da guerra contra os raios**. São Paulo: Oficina de textos, 2005. 5p.

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

PINTO JR., O. Lightning in the tropics: from a source of fire to a monitoring system of climatic changes. New York: Nova Science Pub Incorporated, 2009.v. 1, 109 p. ISBN 9781607417644.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. **Lightning:** physics and effects. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 1p e 850p.

REAP, R. M.; MACGORMAN, D. R. Cloud-to-ground lightning: Climatological characteristics and relationships to model fields, radar observations, and severe local storms. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 3, p. 518-535, 1989.

REBOITA, M. S.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Evaluation of the latent and sensible heat fluxes simulated by RegCM3 over the South Atlantic from 1990 to 1994. **Clivar Exchanges**, v. 35, p. 58-60, 2005.

REBOITA, M.; GAN, M.; ROCHA, R.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na américa do sul: uma revisão bibliográfica. **Revista brasileira de meteorologia**, São Paulo, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.

REDEMET - Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica. **Radares Meteorológicos**. Disponível em: <

http://www.redemet.aer.mil.br/?i=produtos&p=radares-meteorologicos>. Acesso em: 10 nov. 2016.

RINDAT - Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas. **Sistema de detecção de relâmpagos**. Disponível em: < <u>http://www.rindat.com.br/</u>>. Acesso em: 01 nov 2016. SABA, M. M. F.; NACCARATO, K. P.; PINTO JR., O; CABRAL, G. F. Imaging atmospheric discharges with high-speed cameras. In: Simpósio Internacional de Proteção Contra Descargas Atmosféricas, 7., 2003, Curitiba, Brasil.
Proceedings... São Paulo: Instituto de Eletrotécnica e Energia (USP), 2003. p. 14-16.

SABA, M. M. F.; SCHULZ, W.; WARNER, T. A.; CAMPOS, L. Z. S.; SCHUMANN, C.; KRIDER, E. P.; CUMMINS, K. L.; ORVILLE, R. E., Highspeed video observations of positive lightning flashes to ground. **J. Geophys. Res.**, 115, doi:10.1029/2010JD014330, 2010.

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, Jun. 1991.

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

SAUNDERS, C. P. R.; PECK, S. L. Laboratory studies of the influence of the rime accretion rate on charge transfer during crystal/graupel collisions. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D12, p. 13949-13956, Jun. 1998.

SCHUMANN, C., SABA, M. M. F. ; MEDEIROS, C., First measurements of continuing current intensity in positive ground flashes. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUNDING AND EARTHING & INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PHYSICS AND EFFECTS, 4., 2010, Salvador. Proceedings... Salvador, 2010.

SILVA, M.A.V. **Meteorologia e climatologia**. Brasília: Instituto Nacional de Meteorologia. 515 p., 2000.

SOLORZANO, N. N. **Primeiras medidas de relâmpagos induzidos no Brasil**. 2003. 219p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. (Não publicado). 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.

STOLZENBURG, M., W. D. RUST, B. F. SMULL, AND T. C. MARSHALL, Electrical structure in thunderstorms convective regions: 1. Mesoscale convective systems, **J. Geophys. Res**., 103, 14,059, 1998.

TARBUCK, E.J.; LUTGENS. F.K. **Earth:** an introduction to physical geology. New York: Peason Press, 2006. 912p. ISBN 0321814061.

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

VIANELLO. R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa. Imprensa Universitária. 449p. 1991

VONNEGUT, B. How the external currents flowing to a thundercloud influence its electrification. **Annales Geophysicae**, v. 9, n. 1, p. 34-36, Jan. 1991.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science an introductory survey**. New York: Academic Press, c1977, 467p. ISBN 0-12-732950-1.

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.

WILLIAMS, E. R. The eletrification of thunderstorms. **Scientific American**, v. 259, n. 5, p. 48-65, 1988.

WILLIAMS, E. R. The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. D11, p. 13141-13167, 1989.

WILLIAMS, E. Charge structure and geographical variation of thunderclouds. In: COORAY, V. (ed.). **The lightning flash**. London : The Institution of Electrical Engineers, 2003. p. 1-12.

ZIPSER, E.J.; CECIL, D.J.; LIU, C.; NESBITT, S.W.; YORTY, D. Where are the most intense thunderstorms on Earth? **Bulletim of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057-1071, 2006.

APÊNDICE A – ANÁLISES METEOROLÓGICAS DOS CASOS NA RMSP E RMC

A seguir serão apresentadas as análises meteorológicas dos 28 casos restantes.

A.1 17 de janeiro de 2012

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado diário de descargas deste dia foi de 3233. O horário com maior número de descargas foi às 16UTC, com 1363.

Fazendo-se a análise meteorológica para o evento nota-se no mapa de nível médio (Figura A.1a), a presença de um anticiclone, centrado no Atlântico a leste da região sudeste; sua circulação adentra o continente. O comportamento do vento relacionado ao anticiclone, em conjunto com a circulação associada à baixa pressão (sobre a região sul), gera uma difluência dos ventos, ocasionando instabilidade no estado de SP. Esta situação caracteriza o fenômeno da ZCAS. Em superfície (Figura A.1b) pode-se observar um anticiclone sobre o oceano. A circulação associada a esse anticiclonetransporta umidade do oceano para dentro do continente auxiliando assim, na convergência de umidade do fenômeno da ZCAS. Este fenômeno sinótico é apresentado por um canal de umidade e instabilidade desde o sul da região amazônica até o sudeste.

Figura A.1 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 17/01/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A imagem de satélite da Figura A.2 complementa as cartas sinóticas para a identificação do fenômeno ZCAS. Considerando a análise pode-se dizer que a causa da tempestade deste dia foi devido à presença da ZCAS sobre a região de estudo.

Figura A.2 - Imagem de satélite, GOES-12, no canal infravermelho, com temperatura realçada, no dia 17/01/2012 às 01:15 UTC.



Fonte: Produção do autor.

As imagens a seguir (Figura A.3) mostram o crescimento de células convectivas sobre a região delimitada, e seu aprofundamento. Durante o horário com maior número de descargas observa-se células convectivas com temperatura de topo inferior à -60°C.

Figura A.3 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho, com temperatura realçada. Corte no estado de SP, no dia 17/01/2012 às (a) 16:00UTC (b) 17:00UTC.



Fonte: Produção do autor.

A.2 11 de fevereiro de 2012.

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado de descargas deste dia foi de 2702. Neste caso destaca-se o pico de descargas que ocorreu às 22UTC, com 644 descargas.

Na análise meteorológica nota-se que em 500hPa (Figura A.4a), há um vórtice ciclônico no litoral gaúcho. Pode-se observar, ainda neste nível, um intenso anticiclone posicionado sobre o oceano. A circulação do anticiclone associada à circulação do vórtice ciclônico, gera convergência dos ventos sobre o oceano até a região sudeste. Esta convergência gera instabilidade sobre a região citada. No mapa de superfície (Figura A.4b) nota-se um reflexo dos níveis médios. A presença da ASAS e sua circulação associada à circulação da baixa pressão, próximo ao RS, configura em superfície o que se conhece como ZCAS.

Figura A.4 - Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 11/01/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa), representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Com o auxílio das imagens satélite o fenômeno de ZCAS se confirma (Figura 4.13). Conclui-se, que a instabilidade gerada na região de estudo teve influência direta com o fenômeno ZCAS.

Figura A.5 – Imagem de satélite, GOES-12, no canal infravermelho, com temperatura realçada, no dia 11/02/2012 às 05:15 UTC.



Fonte: Produção do autor.

A Figura A.6 apresenta as imagens de satélite com maior atividade de descargas. Observa-se uma grande área de instabilidade sobre todo o estado de SP. Durante o horário das 22UTC, horário com maior número de descargas, a temperatura do topo da nuvem, varia entre -70 a -80. A refletividade máxima do radar (Figura A.7), para este horário, foi de 40dBZ, indicando precipitação forte (potencial de precipitação de 25mm/h).
Figura A.6 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho, com temperatura realçada. Corte no estado de SP, no dia 11/02/2012 às (a) 22:00UTC (b) 23:00UTC.



Fonte: Produção do autor.





Fonte: REDEMET (2012).

A.3 23 de fevereiro de 2012.

Este evento ocorreu no dia 23 de fevereiro de 2012, nas duas regiões (RMSP e RMC). A RMSP teve um acumulado diário de 3362 descargas; a RMC teve um acumulado de 3948 descargas. Os horários com maior acumulado de descargas foi às 16UTC, com 842 descargas (RMSP); e às 2UTC, com 1833 descargas (RMC).

A análise meteorológica mostra que em 500hPa (Figura A.8a) há o predomínio de circulação anticiclônica associada ao anticiclone sobre o centro do continente. Há também a presença de um cavado que se estende da região sul até leste do estado de SP. Este cavado favorece a instabilidade nessa região. Em superfície (Figura A.8b) observa-se alta temperatura sobre a região de estudo. Nota-se o transporte de umidade vindo do oceano, devido à circulação do ASAS. Considerando a análise pode-se dizer que a termodinâmica em conjunto a um cavado em níveis médios causou a tempestade neste dia.

Figura A.8 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 23/02/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (c) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite selecionadas são referentes aos dois picos mencionados. A Figura A.9a,b apresenta o primeiro pico de descargas nessas imagens pode-se observar um crescimento da célula convectiva. A temperatura do topo varia entre -60°C a -70°C. A Figura A.9c,d apresenta o segundo pico; pode-se notar nas imagens uma área de instabilidade maior que a anterior, tendo temperatura inferior a -70°C. Esse quadro era esperado, visto que o segundo pico tem uma quantidade de descarga bem superior ao primeiro.

Figura A.9 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste no dia 23/02/2012 às horários (a) 15:00UTC (b) 16:00UTC (c) 22:00UTC (d) 23:00UTC.



Fonte: Produção do autor.

A.4 03 de março de 2012

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado diário deste evento foi de 3444 descargas. Os horários com maior acumulado de descargas, durante o dia, são às 18UTC e às 19UTC, com 787 e 783, respectivamente.

Na análise meteorológica deste evento pode-se observar em 500hPa (Figura A.10a) uma circulação anticiclônica associada a um anticiclone no interior do continente. Esse anticiclone inibe a convecção e a formação de nuvens, pois ele força a subsidência do ar. Em superfície (Figura A.10b) nota-se um ciclone extratropical sobre o oceano, conectado a ele temos um sistema frontal. Esse sistema frontal, localizado sobre o oceano, não influencia a região de estudo. Pode-se observar em superfície uma grande massa de ar quente sobre o Brasil. Pode-se dizer que não há um fenômeno de escala sinótica influenciando diretamente a região de estudo. Então, a termodinâmica foi a causa da tempestade.

Figura A.10 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 03/03/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

Na Figura A.11 pode-se observar as imagens referentes aos horários com maior acumulado de descargas. Nota-se grande instabilidade sobre a região norte e nordeste do estado de SP. Sobre a região delimitada, a célula se intensificou, e a temperatura do topo da nuvem variou entre -60°C a -70°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.12), para este horário, foi de 50dBZ, indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.11– Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 03/03/12 às (a) 18:00UTC (b) 19:30UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.12 – Imagem de radar do dia 03/0/12 às 18:50UTC.

Fonte: REDEMET (2012).

A.5 13 de março de 2012

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado de descargas deste dia foi de 3451. Neste dia, o pico de descargas ocorreu às 18UTC, com 957.

As condições meteorológicas para o dia do evento podem ser apresentadas pelos mapas meteorológicos. Em 500hPa (Figura A.13a) observa-se um anticiclone, no litoral da BA, cuja circulação adentra o continente. Sobre a região sudeste, predomina um escoamento de oeste. Em superfície (Figura A.13b) pode-se observar a influência do escoamento do ASAS, cujo centro está posicionado fora do domínio da imagem; este anticiclone transporta a umidade

do oceano para o continente. Nota-se em superfície alto valor do geopotencial, o que leva a dizer que sobre grande parte do Brasil há uma massa de ar quente. Pode-se dizer que a causa da instabilidade na região de estudo foi a termodinâmica, pois foram apresentados calor e umidade sobre a região.

Figura A.13 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 13/03/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite (Figura A.14) são referentes aos picos de descargas apresentados no histograma. Podem-se observar nas imagens células convectivas em crescimento. Sobre a região delimitada, as nuvens atingiram temperatura de topo entre -50°C a -60°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.15), para este horário, foi de 40dBZ, indicando precipitação forte (potencial de precipitação de 25mm/h).

Figura A.14 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 13/03/12 às (a) 18:00UTC (b) 19:30UTC.



Fonte: Produção do autor.







Fonte: REDEMET (2012).

A.6 06 de dezembro de 2012

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado diário de descargas deste dia foi de 3444. O horário em destaque foi às 20UTC, com 1159 descargas.

A análise dos mapas meteorológicos indica que em 500hPa (Figura A.16a) há um anticiclone, com seu centro posicionado no litoral do PR, atuando em SC até o estado de SP. Este sistema provoca subsidência do ar, dificultando a formação e o desenvolvimento vertical de nuvens sobre essas áreas. Em superfície (Figura A.16b), o ASAS está auxiliando no transporte de umidade do oceano para o continente. Então, com temperaturas elevadas em superfície e umidade, pode-se dizer que a termodinâmica foi a responsável pela tempestade neste dia.

Figura A.16 – Mapas meteorológicos às 18UTC do dia 06/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



525 530 535 540 545 550 555 560 565 570 575 580

Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite foram selecionadas de acordo com o horário com o maior número de descargas. Na Figura A.17 pode-se observar uma grande instabilidade sobre o mapa. Na área delimitada (RMSP) nota-se um crescimento da célula convectiva, com temperatura do topo da nuvem variando entre -60 a -70°C. A refletividade máxima do radar (figura A.18), para este horário foi de 45dBZ, indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.17 – Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 06/12/12 às (a) 20:00UTC (b) 21:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.18 – Imagem de radar do dia 06/12/12 às 20UTC.

Fonte: REDEMET (2012).

A.7 23 de dezembro de 2012

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado diário foi de 1376 descargas. Neste dia o horário que se destacou foi às 17UTC, com 474 descargas.

Por meio dos mapas meteorológicos pode-se observar que em 500hPa (Figura A.19a) há uma grande circulação anticiclônica sobre o continente. Essa condição auxilia a inibir o desenvolvimento de nuvens convectivas. No entanto, em superfície (Figura A.19b), as altas temperaturas e a umidade conseguem romper a barreira do anticiclone em médios níveis. Sendo assim, a tempestade deste dia foi de origem termodinâmica.

Figura A.19 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 23/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A Figura A.20 apresenta as imagens de satélite referentes ao horário com maior número de descargas. Pode-se observar, sobre a região delimitada, uma pequena instabilidade convectiva (Figura A.20a). Na imagem posterior nota-se o crescimento desta área instável, tanto sobre o retângulo como sobre o norte e nordeste do estado de SP. Durante esse período, dentro da região delimitada, a temperatura máxima do topo da nuvem foi de -60 a -70°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.21), para este horário, foi de 45dBZ, indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.20 – Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 23/12/12 às (a) 17:00UTC (b) 18:00UTC.



Fonte: Produção do autor.

Figura A.21 – Imagem de radar do dia 23/12/12 às 19:30UTC.



Refletividade (dBZ) 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 0.1 1 3 8 25 50 > 100 Precipitação (mm/h) garoa fraca moderada forte muito extrema forte

Fonte: REDEMET (2012).

A.8 24 de dezembro 2012

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado diário deste dia foi de 5991 descargas. O horário em destaque, foi às 21UTC, com 3036 descargas.

A condição meteorológica deste evento pode ser analisada por meio dos mapas meteorológicos. Em 500hPa (Figura A.22a) há um predomínio da circulação anticiclônica. O anticiclone está centrado no oceano, a leste de SP e PR. Sua circulação está sobre grande parte do continente. Essa condição auxilia a inibir a instabilidade. No entanto, em superfície (Figura A.22b), devido às altas temperaturas e a umidade, rompe-se a barreira do anticiclone em médios níveis. Portanto, a tempestade deste dia foi de origem termodinâmica.

Figura A.22 – Mapas Meteorológicos às 18UTC no dia 24/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A Figura A.23 apresenta as imagens de satélite referente aos horários com maior número de descargas. Pode-se observar que há instabilidade sobre todo estado. Na área delimitada nota-se uma célula convectiva em crescimento. Na Figura A.23a, observa-se que a célula apresenta a temperatura do topo da nuvem de -70°C a -80°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.24), para este horário foi de 40dBZ, indicando precipitação forte (potencial de precipitação de 25mm/h).

Figura A.23 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 24/12/12 às (a) 21:00UTC (b) 22:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.24 – Imagem de radar do dia 24/12/12 às 21:20UTC.

Fonte: REDEMET (2012).

A.9 27 de dezembro de 2012

Este evento ocorreu nas duas regiões metropolitanas em estudo. O acumulado diário de descargas deste dia foi de 3540 em RMSP e 6772 em RMC. O horário com maior acumulado de descargas, na RMSP foi às 17UTC, com 1151 descargas; e na RMC foi às 18UTC, com 2145 descargas.

As condições meteorológicas para este evento podem ser vistas por meio dos mapas meteorológicos. Em 500hPa (Figura A.25a), a circulação anticiclônica predomina sobre o continente. O anticiclone associado à circulação está centrado no oceano a leste de SP. A presença deste sistema gera a condição dinâmica de subsidência, ou seja, inibe a formação de nuvens convectivas. Porém, o anticiclone também gera um aquecimento na coluna troposférica, o

que ajuda a manter as temperaturas próximas à superfície acima do normal para o período. Portanto, tendo em superfície (Figura A.25b), altas temperaturas e umidade, pode-se dizer que a causa da tempestade foi de origem termodinâmica.

Figura A.25 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 27/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite na Figura A.26 são referentes aos horários dos picos de descargas, apresentados nas duas regiões. Pode-se observar, que a célula convectiva rapidamente se aprofunda. Esta célula entra em fusão com outras células ao redor. Este sistema convectivo continua a se intensificar, alcançando temperatura do topo entre -70°C a -80°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.27), para este horário, foi de 55dBZ, indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura 4.26 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 27/12/12 às (a) 16:00UTC (b) 17:00UTC (c) 18:00UTC (d) 19:30UTC.





Figura A.27 – Imagem de radar do dia 27/12/12 às 18UTC.

Fonte: REDEMET (2012).

A.10 29 de dezembro de 2012

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado diário foi de 4244 descargas. Destaca-se neste dia o horário às 18UTC, com o acumulado de 1771 descargas.

A condição meteorológica para este evento pode ser analisada pelos mapas meteorológicos. Em 500hPa (Figura A.28a) observa-se o predomínio de circulação anticiclônica sobre todo continente. Essa circulação sai do oceano e adentra o continente desde a região norte até o PR. Uma outra circulação está relacionada a um anticiclone centrado fora do domínio da imagem que gerou um escoamento do oceano adentrando MG. Essas duas circulações,

convergiram gerando uma instabilidade nessa região. Em superfície (Figura A.28b), essa instabilidade, citada nos níveis médios, é alimentada pela umidade transportada pelo ASAS. Este comportamento descrito é conhecido como ZCAS.

Figura A.28 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 29/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite ajudaram a identificar o fenômeno ZCAS. A Figura A.29 apresenta o canal de umidade durante o evento. Considerando a análise podese dizer que a causa da tempestade foi devida à atuação da ZCAS.

Figura A.29 - Imagem de satélite, GOES-12, no canal infravermelho, com temperatura realçada, no dia 29/12/2012 à 01:30 UTC.



Fonte: Produção do autor.

Nota-se, por meio das imagens de satélite (Figura A.30), que devido a ZCAS há grande instabilidade por todo estado. Na área delimitada pode-se observar que a temperatura do topo da nuvem atingiu valores inferiores à -70°C, ou seja, apresentando nuvens de grande desenvolvimento vertical. A refletividade máxima do radar (Figura A.31), para este horário foi de 50dBZ, indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.30 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste,no dia 29/12/12 às (a) 18:00UTC (b) 19:30UTC.



Fonte: Produção do autor.





Fonte: REDEMET (2012).

A.11 30 de dezembro de 2012

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado diário deste dia foi de 1988 descargas. Neste dia destaca-se dois picos, o primeiro às 00UTC, com 523 descargas, e o segundo às 17UTC, com 547 descargas.

A análise meteorológica para este evento é semelhante às condições do evento anterior. Em 500hPa (Figura A.32b) observa-se que a configuração da Alta da Bolívia permanece em níveis médio, essa circulação anticiclônica, predomina em grande parte do continente. Um anticiclone centrado sobre o oceano, fora do domínio da imagem, gerou um escoamento do oceano adentrando MG. As duas circulações convergiram gerando uma instabilidade nessa região. Em superfície (Figura A.32b) essa instabilidade é alimentada pela umidade transportada pelo ASAS. Este comportamento descrito é conhecido como ZCAS.

Figura A.32 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 30/12/2012. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite ajudaram a identificar o fenômeno ZCAS. A Figura A.33 apresenta o canal de umidade. Considerando o exposto pode-se dizer que a causa da tempestade foi devido a atuação do ZCAS.

Figura A.33 - Imagem de satélite, GOES-12, no canal infravermelho, com temperatura realçada, no dia 30/12/2012 à 01:30 UTC.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite na Figura A.34 apresentam dois momentos de instabilidade sobre a região. Na Figura A.34a,b mostra a região de instabilidade que teve início no dia anterior. No período vespertino (Figura A.34c,d), a instabilidade volta a se intensificar fazendo com que ocorra o segundo pico de descargas. A temperatura do topo da nuvem, nas duas últimas imagens, varia de -70°C a -80°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.35), para este horário foi de 50dBZ, indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.34 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 30/12/12 às (a) 00:15UTC (b) 01:00UTC (c) 17:00UTC (d) 18:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.35 – Imagem de radar do dia 30/12/12 às 17:50UTC.

Fonte: REDEMET (2012).

A.11 04 de janeiro de 2013

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado diário deste dia foi de 1761 descargas. Neste dia, o horário que se destaca é das 18UTC, com 750 descargas.

Por meio dos mapas meteorológicos pode-se observar em 500hPa (Figura A.36a) um vórtice ciclônico, centrado sobre o TO. Esse vórtice ajuda a instabilizar a região que atua. Nota-se neste mesmo nível um cavado que se estende do oceano até o litoral do RJ, ocasionando instabilidade sobre a região. Em superfície (Figura A.36b) pode-se observar a ação do ASAS sobre a

faixa leste do Brasil. A circulação associada ao ASAS, transporta umidade do oceano para dentro do continente. Nota-se uma grande massa de ar quente sobre todo o território brasileiro. Não há nenhum fenômeno de escala sinótica influenciando a região de estudo. Portanto, pode-se dizer que a causa da tempestade foi de origem termodinâmica.

Figura A.36 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 04/01/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite foram selecionadas em acordo com o horário de maior atividade elétrica do dia. Na Figura A.37 observa-se o crescimento e a intensificação da instabilidade sobre a região de estudo. A temperatura do topo da nuvem varia entre -60°C a -70°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.38), para este horário foi de 45dBZ, indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.37 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 04/01/13 às (a) 18:00UTC (b) 19:30UTC.



Fonte: Produção do autor.





Fonte: REDEMET (2013).

A.13 13 de fevereiro de 2013

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado diário das descargas foi de 3472. Neste dia destaca-se o pico de descargas que ocorreu às 18UTC, com a quantidade de 1859.

Pode-se observar nos mapas meteorológicos, que em 500hPa (Figura A.39a), há dois anticiclones, um com seu centro sobre a região sudeste e outro sobre o oceano, próximo ao litoral do RJ. Esses anticiclones possuem um papel de inibir a formação de instabilidade, isto é, devido a subsidência do ar. Por outro lado, o anticiclone também gera um aquecimento por compressão adiabática, o que eleva a temperatura em superfície. Em superfície (Figura A.39b) nota-se uma circulação anticiclônica vindo do oceano e adentrando o continente. Este escoamento auxilia no transporte de umidade. Então, as temperaturas elevadas em conjunto com a umidade levam a dizer que a causa da tempestade neste dia foi de origem termodinâmica.

Figura A.39 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 13/02/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

Nas imagens de satélite (Figura A.40) pode-se observar um sistema convectivo atuando sobre parte da RMSP. Este sistema possui temperatura do topo da nuvem, entre -60°C a -70°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.41), para este horário foi de 55dBZ, indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.40 – Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 13/02/13 às (a) 18:00UTC (b) 19:30UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.41 – Imagem de radar do dia 13/02/13 às 18UTC.

Fonte: REDEMET (2013).

A.14 14 de fevereiro de 2013

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado diário foi de 4236 descargas. Em destaque, neste dia, está o horário das 19UTC, com o acumulado de 2277 descargas.

O mapa meteorológico em 500hPa (Figura A.42a) apresenta um escoamento anticiclônico que se estende por todo o continente. Sabe-se que este padrão anticiclônico auxilia na inibição da instabilidade. Porém, essa circulação não foi suficiente para segurar a forte convecção deste dia. Em superfície (Figura A.42b), o ASAS auxilia na convergência de umidade do oceano para o continente. Pode-se observar também uma grande massa de ar quente sobre

todo Brasil. Portanto, percebe-se que a tempestade que atingiu RMSP ocorreu em situação bastante comum, sem a presença de um sistema de escala sinótica. A termodinâmica foi a causa desta instabilidade.

Figura A.42 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 14/02/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A sequência de imagens de satélite na Figura A.43 apresenta uma intensa célula convectiva sobre a região delimitada. A temperatura do topo da nuvem nesta célula variou entre -70°C a -80°C. Isto explica a grande quantidade de descargas no período de uma hora. A refletividade máxima do radar (Figura A.44), para este horário foi de 50dBZ indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.43 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 14/02/13 às (a) 19:30UTC (b) 19:45UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.44 – Imagem de radar do dia 14/02/13 às 19UTC.

Fonte: REDEMET (2013).

A.15 15 de fevereiro de 2013

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado diário das descargas neste dia foi de 3304. Neste dia destaca-se o horário das 19UTC, com o acumulado de 823 descargas.

A condição meteorológica para este evento pode ser observada pelos mapas meteorológicos. Em 500hPa (Figura A.45a) nota-se o predomínio de um anticiclone, centrado na região norte do estado de SP, que se estende até o interior do país. Esta circulação, como já foi citada anteriormente, dificulta a formação de instabilidade nessa região. No entanto, este padrão não impediu a formação de convecção sobre a região de estudo. Em superfície (Figura A.44b), as temperaturas elevadas e o escoamento de umidade do oceano para o continente levam a dizer que a causa da tempestade neste dia foi de origem termodinâmica.

Figura A.45 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 15/02/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A sequência das imagens de satélite apresentadas na Figura A.46 mostra uma grande instabilidade sobre todo estado de SP. Sobre a região delimitada, as nuvens alcançam temperaturas inferiores a -70°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.47), para este horário foi de 55dBZ indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.46 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 15/02/13 às (a) 19:30UTC (b) 20:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.47 – Imagem de radar do dia 15/02/13 às 19UTC.

Fonte: REDEMET (2013).

A.16 19 de fevereiro de 2013

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado diário das descaras neste dia foi de 4083. Neste dia destaca-se o horário das 18UTC, com o acumulado de 1949 descargas.

Em 500hPa (Figura A.48a) nota-se o predomínio de um anticiclone no oceano a leste da Região Sudeste. Esse anticiclone gera uma crista sobre a região sul, além de formar um centro secundário sobre o Paraguai. Neste caso, a termodinâmica é um fator importante para a instabilidade sobre a região de estudo. Visto que o anticiclone irá inibir o desenvolvimento de nuvens de tempestades. Em superfície (Figura A.48b), as temperaturas elevadas e o
escoamento de umidade do oceano para o continente levam a dizer que a causa da tempestade neste dia foi de origem termodinâmica.

Figura A.48 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 19/02/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A sequência de imagens de satélite apresentadas na Figura A.49 mostra um crescimento da célula convectiva sobre a região nordeste do estado de SP. Esta célula, no decorrer do horário, ocupa uma área maior, dentro da região delimitada. A temperatura do topo da nuvem varia entre -60° a -70°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.50), para este horário, foi de 55dBZ, indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.49 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 19/02/13 às (a) 18:00UTC (c) 19:30UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.50 – Imagem de radar do dia 19/02/13 às 18:30UTC.

Fonte: REDEMET (2013).

A.17 Caso 20 – 22 de fevereiro de 2013

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado de descargas durante este dia foi de 4302. O horário em destaque foi às 19UTC, com o acumulado de 1722 descargas.

Na análise dos mapas meteorológicos pode-se observar em 500hPa (Figura A.51a), um anticiclone centrado sobre o norte da Argentina; sua circulação afeta toda a região sul e parte do estado de SP. Observa-se também neste nível um cavado frontal sobre o oceano a leste da região sul até as proximidades do estado SP. Em superfície (Figura A.51b) nota-se a presença de um sistema frontal oceânico, próximo à costa paranaense. Este sistema ajudou a injetar umidade do mar para o litoral do estado de SP. Portanto, tem-se umidade e temperaturas elevadas sobre a região de estudo. Pode-se dizer, que a causa da tempestade deste dia foi devida à termodinâmica com influência de um sistema frontal oceânico.

Figura A.51 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 22/02/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A sequência das imagens de satélite apresentadas na Figura A.52, mostra a instabilidade sobre a região central e sul do estado de SP. Sobre a região delimitada nota-se a célula com maior desenvolvimento vertical, pois a temperatura do topo da nuvem varia entre -60º a -70ºC. A refletividade máxima do radar (Figura A.53), para este horário foi de 50dBZ indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.52 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 22/02/13 às (a) 19:30UTC (b) 20:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.53 – Imagem de radar do dia 22/02/13 às 19:30UTC.

Fonte: REDEMET (2013).

A.18 23 de fevereiro de 2013

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado das descargas neste dia foi de 3265. Neste dia destaca-se o pico de descargas que ocorreu às 18UTC, com a quantidade de 1458.

A análise dos mapas meteorológicos mostra em 500hPa (Figura A.54a), uma circulação anticiclônica sobre a região sul do Brasil. Há também neste nível, um sistema de baixa pressão que está centrado sobre o norte do estado de SP. Um cavado frontal se encontra no oceano, próximo ao litoral da região sul até o estado de SP. Em superfície (Figura A.54b) observa-se um sistema frontal no oceano, este sistema é favorecido pelo cavado comentado nos níveis acima.

Este cavado frontal, que se encontra em toda coluna troposférica, auxilia na instabilidade da região de estudo. Então pode-se dizer que o cavado frontal foi a causa da tempestade neste dia.

Figura A.54 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 23/02/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (c) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite (Figura A.55) apresentam instabilidade sobre a região nordeste do estado de SP. Pode-se observar na Figura A.55b, que a célula convectiva sobre a região delimitada alcança temperatura inferior à -60°C no topo da nuvem. A refletividade máxima do radar (Figura A.56), para este horário foi de 55dBZ indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.55 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 23/02/13 às (a) 18:00UTC (b) 18:45UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.56 – Imagem de radar do dia 23/02/13 às 18:30UTC.

Fonte: REDEMET (2013).

A.19 07 de março de 2013

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado diário das descargas neste dia foi de 1892. Neste dia destaca-se o pico de descargas que ocorreu às 20UTC, com a quantidade de 780.

As condições meteorológicas podem ser observadas por meio dos mapas meteorológicos. Em 500hPa (Figura A.57a) observa-se o predomínio da circulação anticiclônica; esse anticiclone está centrado sobre o estado de SP. A atuação do anticiclone inibe o desenvolvimento de nuvens, porém, no período da tarde devido ao aquecimento diurno, a termodinâmica se intensifica e gera instabilidade convectiva de forma isolada. Em superfície (Figura A.57b) nota-se a ASAS e sua circulação próxima à parte leste do Brasil, essa circulação transporta umidade do oceano ao continente. Valores elevados do geopotencial, sobre parte leste do estado de SP, indicam altas temperaturas sobre a região. Considerando a análise, pode-se dizer que a causa da tempestade neste dia, foi devido à termodinâmica.

Figura A.57 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 07/03/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite, Figura A.58, apresentam grande instabilidade sobre todo o domínio da imagem. Nota-se que na região delimitada a temperatura do topo da nuvem se encontra inferior a -70°C. O que leva a dize, que as nuvens na região têm um grande desenvolvimento vertical. A refletividade máxima do radar (Figura A.59), para este horário foi de 40dBZ indicando precipitação forte (potencial de precipitação de 25mm/h).

Figura A.58 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 07/03/13 às (a) 20:00UTC (b) 21:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.59 – Imagem de radar do dia 07/03/13 às 20:50UTC.

Fonte: REDEMET. (2013)

A.20 09 de março de 2013

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado diário das descargas foi de 1892. Destacou-se neste dia o horário das 20UTC, com o acumulado de 784 descargas.

Na análise do mapa meteorológico de 500hPa (Figura A.60a) nota-se que o predomínio da circulação sobre o continente é anticiclônico. Esse anticiclone, centrado sobre o norte de MG, inibe a instabilidade convectiva sobre toda a região. Em superfície (Figura A.59b) pode-se observar sobre a região de estudo um alto valor de geopotencial, que representa uma camada de ar

relativamente mais quente. O ASAS atua sobre este nível transportando umidade do oceano para o continente. Portanto, tendo temperatura elevada e umidade, pode-se dizer que a causa da instabilidade na região de estudo foi a termodinâmica.

Figura A.60 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 09/03/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

Nas imagens de satélite, Figura A.61, pode-se observar a instabilidade convectiva sobre o estado de SP. Na Figura A.61b nota-se um aprofundamento da célula sobre a RMC. A temperatura do topo da nuvem varia entre -70°C a - 80°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.62), para este horário foi de 40dBZ indicando precipitação forte (potencial de precipitação de 25mm/h).

Figura A.61 – Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 09/03/13 às (a) 20:00UTC (b) 21:00UTC.



Fonte: Produção do autor.





Fonte: REDEMET (2013).

A.21 13 de março de 2013

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado diário das descargas deste dia foi de 1443. Neste dia, diferente de todos os outros eventos, destacou-se o horário da 01UTC, com o acumulado de 561 descargas.

Diferente das demais análises, essa análise sinótica será feita no horário das 00UTC, devido ao horário do pico da descarga. Pode-se observar em 500hPa (Figura A.63a) uma circulação anticiclônica sobre grande parte do continente, essa circulação ajuda a inibir a instabilidade sobre a região, favorecendo o predomínio de sol. Em superfície (Figura A.63b) observa-se uma grande massa de ar quente sobre grande parte do Brasil. Esta massa de ar quente juntamente com a umidade favorece a instabilidade convectiva sobre a região de estudo. Portanto, a causa da tempestade neste dia foi de origem termodinâmica.

Figura A.63 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 13/03/2013. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A Figura A.64 apresenta imagens de satélite nos horários com maior acumulado de descargas. Nota-se que sobre a região delimitada há uma célula com temperatura do topo inferior a -60°C. Esta célula está se deslocando para leste, saindo da RMC. A refletividade máxima do radar (Figura A.65), para este horário foi de 45dBZ indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.64 – Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 13/03/13 às (a) 01:00UTC (b) 02:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.65 – Imagem de radar do dia 13/03/13 às 01:50UTC.

Fonte: REDEMET (2013).

A.22 13 de janeiro de 2014

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado diário das descargas neste dia foi de 3534. Destaca-se neste dia, o horário das 16UTC, com a quantidade de 1164 descargas.

Na análise do mapa meteorológico de 500hPa (Figura A.66a) nota-se um Vórtice Ciclônico centrado na Argentina. Há neste nível, um anticiclone intenso centrado no oceano, associado a ele tem uma crista que se estende pela região sudeste. Essa crista inibe o desenvolvimento de nuvens convectivas sobre a região. Em superfície (Figura A.66b) pode-se observar um geopotencial

elevado sobre a região sudeste, o que indica temperatura elevada. O ASAS atua sobre essa região transportando umidade do oceano para o continente. Considerando a análise, pode-se dizer que a causa da tempestade foi de origem termodinâmica.

Figura A.66 – Mapa meteorológico às 18UTC no dia 13/01/2014. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A sequência de imagens, na Figura A.67, apresenta células convectivas sobre a região de estudo. Essas células começam a se fundir uma com a outra, iniciando crescimento e intensificação. A temperatura do topo da nuvem está entre -70° a -80°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.68), para este horário foi de 55dBZ indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.67 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 13/01/14 às (a) 16:00UTC (b) 17:00UTC.



Fonte: Produção do autor.





Fonte: REDEMET (2014).

A.23 24 de fevereiro de 2014

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado das descargas durante o dia foi de 1564. Neste caso destacou-se o horário das 19UTC, com a quantidade de 985.

Na análise do mapa meteorológico de 500hPa (Figura A.69a) nota-se um intenso anticiclone sobre o oceano Atlântico, associado a este sistema tem-se uma crista que se estende do oceano até a região sudeste. Esta condição auxilia a inibir a instabilidade convectiva sobre a região. Em contrapartida, na superfície (Figura A.69b), há uma massa de ar quente sobre grande parte do Brasil, e umidade vinda do oceano. Considerando as duas variáveis (temperatura e umidade) pode-se dizer que a causa da tempestade neste dia foi de origem termodinâmica.

Figura A.69 – Mapa meteorológico às 18UTC no dia 24/02/2014. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



520 525 530 535 540 545 550 565 560 565 570 575

Fonte: Produção do autor.

Na sequência das imagens de satélite, Figura A.70, pode-se observar que sobre a região delimitada, não há convecção profunda. A nordeste da RMC (Figura A.70b) nota-se células convectivas com temperatura de topo variando entre -60° a -70°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.71), para este horário foi de 50dBZ indicando precipitação muito forte (potencial de precipitação de 50mm/h).

Figura A.70 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 24/02/14 às (a) 19:00UTC (b) 20:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.71 – Imagem de radar do dia 24/02/14 às 19UTC.

Fonte: REDEMET (2014).

A.24 12 de janeiro de 2015

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado de descargas durante este dia foi de 4189. Neste caso destacou-se o horário das 18UTC, com o acumulado de 1888 descargas.

Em 500hPa (Figura A.72a) se destaca a permanência de um anticiclone com centro localizado ao sul de MG, estendendo sua circulação principalmente sobre o Sudeste do Brasil, BA e GO. Esse anticiclone inibe a formação de nuvens e instabilidade sobre a região. Em superfície (Figura A.72b), a circulação anticiclônica associada ao ASAS, transporta umidade do oceano

para o continente. Nota-se sobre todo território brasileiro, uma grande massa de ar quente. Portanto, pode-se dizer que a termodinâmica conseguiu romper a barreira ocasionada pelo anticiclone em níveis médio.

Figura A.72 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 12/01/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

Na sequência de imagens apresentadas na Figura A.73 pode-se observar o crescimento de uma célula convectiva sobre a região delimitada. Essa célula rapidamente se aprofunda alcançando temperatura do topo da nuvem entre - 70°C a -80°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.74), para este horário foi de 65dBZ indicando precipitação extrema (potencial de precipitação acima de 100mm/h).

Figura A.73 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 12/01/2015 às (a) 18:00UTC (b) 19:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.74 – Imagem de radar do dia 12/01/15 às 18:50UTC.

Fonte: REDEMET (2015).

A.25 14 de janeiro de 2015

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado de descargas durante este dia foi de 1560. Neste dia destacou-se o horário das 22UTC, com acumulado 1004 descargas.

Na análise do mapa meteorológico em 500hPa (Figura A.75a) observa-se um vórtice ciclônico centrado em TO. Um anticiclone sobre o Atlântico próximo ao litoral do ES, também se faz presente neste nível. A circulação anticiclônica atua principalmente sobre o sudeste e parte da BA, inibindo a formação de nuvens em algumas áreas. Em superfície (Figura A.75b) nota-se um cavado frontal próximo ao litoral do PR, este cavado auxilia na convergência de umidade sobre o litoral de SP. Associado a este cavado, a circulação do ASAS também transporta umidade do oceano para a região sudeste. Sobre todo o território brasileiro pode-se notar uma grande massa de ar quente. Considerando a análise descrita, pode-se dizer que a causa da tempestade foi a termodinâmica associada a um cavado frontal.

Figura A.75 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 14/01/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



520 525 530 535 540 545 550 555 560 565 570 575

Fonte: Produção do autor.

Nas imagens de satélite (Figura A.76) pode-se observar grande instabilidade sobre a parte norte do estado de SP. Sobre a região delimitada nota-se a temperatura do topo da nuvem variando entre -60°C a -70°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.77), para este horário foi de 65dBZ indicando precipitação extrema (potencial de precipitação acima de 100mm/h).

Figura A.76 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 14/01/2015 às (a) 22:00UTC (b) 23:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.77 – Imagem de radar do dia 14/01/15 às 22UTC.

Fonte: REDEMET (2015).

A.26 Caso 29 – 22 de janeiro de 2015

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado diário de descargas foi de 2495. Neste caso, o horário que se destacou foi às 17 UTC, com o acumulado de 775 descargas.

A análise meteorológica para o evento mostra em nível médio (Figura A.78a) a presença de um vórtice ciclônico centrado no TO. Ainda neste nível, há um intenso anticiclone, centrado sobre o norte da Argentina. O comportamento do vento relacionado ao anticiclone, em conjunto com a circulação ciclônica do vórtice gera uma difluência dos ventos, ocasionando instabilidade sobre a região sudeste. Esta situação caracteriza o fenômeno da ZCAS. Em superfície (Figura A.78b) observa-se um anticiclone centrado próximo litoral do RS. A

circulação anticiclônica contribui na convergência de umidade em direção ao continente, auxiliando no canal de umidade, conhecido como ZCAS.

Figura A.78 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 22/01/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

Com o auxílio das imagens satélite, o fenômeno de ZCAS se confirma (Figura A.79). Então pode-se dizer, que a instabilidade gerada na região de estudo teve influência direta com o fenômeno ZCAS.

Figura A.79 - Imagem de satélite, GOES-12, no canal infravermelho, com temperatura realçada, no dia 22/01/2015 às 03:30 UTC.



Na sequência das imagens de satélite (Figura A.80), pode-se notar instabilidade sobre a região nordeste do estado de SP, porém, sobre a região delimitada não há células convectivas. Então pode-se dizer que as células ao redor da região influenciaram na ocorrência de descargas elétricas.

Figura A.80 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 22/01/2015 às (a) 17:00UTC (b) 18:00UTC.



Fonte: Produção do autor.

A.27 26 de janeiro de 2015

Este evento ocorreu nas regiões metropolitanas de São Paulo e Campinas. O acumulado diário foi de 3519 descargas na RMSP, e 1420 na RMC. Neste evento, os horários que se destacaram foram às 18 UTC, na RMC, com 512 descargas e às 20UTC, na RMSP, com 1610 descargas.

Na análise do mapa meteorológico em 500hPa (Figura A.81a) pode-se observar uma circulação ciclônica predominante sobre o continente. Ainda neste nível, é possível notar a presença de um cavado no oceano próximo à região sudeste. Este cavado auxilia na instabilidade em suas proximidades. Em superfície (Figura A.81b) pode-se observar uma grande massa de ar quente sobre todo Brasil. A termodinâmica associada ao cavado em níveis médios foi a causa da instabilidade convectiva sobre a região de estudo

Figura A.81 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 26/01/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite, Figura A.82, estão relacionadas com os horários de pico das duas regiões metropolitanas. As duas primeiras imagens (Figura A.82a,b) estão relacionadas ao pico de descargas da RMC. Pode-se observar que não há grande instabilidade sobre a região delimitada. Na sequência (Figura A.82c,d) nota-se maior instabilidade sobre a região delimitada; a temperatura do topo da nuvem alcança valores inferiores a -70°C. Essas imagens estão relacionadas ao pico de descargas da RMSP. Sendo assim, o horário que teve maior instabilidade teve também maior número de descarga. A refletividade máxima do radar (Figura A.83) para este horário foi de 60dBZ indicando precipitação extrema (potencial de precipitação acima de 100mm/h).

Figura A.82 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 26/01/2015 às (a) 17:00UTC (b) 18:00UTC (c) 18:30UTC (d) 21:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.83 – Imagem de radar do dia 26/01/15 às 18:50UTC.

Fonte: REDEMET (2015).

A.28 02 de fevereiro de 2015

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado diário das descargas foi de 3376. O horário que se destacou neste dia foi às 18UTC, com o acumulado de 1549 descargas.

Em 500hPa (Figura A.84a) nota-se um intenso anticiclone centrado ao norte da Argentina; sua circulação é predominante sobre grande parte do continente. Nota-se um cavado sobre o oceano próximo da região sul se estendendo até o estado de SP. Este cavado instabilizará as regiões próximas a ele. Em superfície (Figura A.84b) observa-se a presença do cavado sobre o litoral sul até o estado de SP. Uma massa de ar quente predomina todo o território

brasileiro. Considerando a análise, pode-se dizer que a causa da tempestade foi devido a termodinâmica associada ao cavado.

Figura A.84 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 02/02/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A sequência das imagens de satélite (Figura A.85) apresentam grande instabilidade por todo domínio da imagem. Sobre a região delimitada nota-se que a temperatura do topo da nuvem variou entre -60°C a -70°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.86), para este horário foi de 65dBZ indicando precipitação extrema (potencial de precipitação acima de 100mm/h).

Figura A.85 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 02/02/2015 às (a) 18:00UTC (b) 19:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.86 – Imagem de radar do dia 02/02/15 às 18UTC.

Fonte: REDEMET (2015).

A.29 14 de fevereiro de 2015

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado das descargas deste dia foi de 3219. Neste caso, o horário com maior acumulado de descargas ocorreu às 18UTC, com a quantidade de 1341.

Na análise do mapa meteorológico em 500hPa (Figura A.87a) há o predomínio de circulação anticiclônica. Atuam sobre este nível dois anticiclones, um centrado ao sul do MT e outro centrado no oceano próximo a região sudeste. Esses anticiclones inibem a instabilidade sobre essas regiões. Em contrapartida, a termodinâmica em superfície (Figura A.87b) prevalece. Tem-se massa de ar quente sobre grande parte da região e uma grande circulação anticiclônica no oceano, auxiliando no transporte de umidade. Então, a termodinâmica foi a causa da tempestade neste dia.

Figura A.87 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 14/02/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



520 525 530 535 540 545 550 555 560 565 570 575

Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite estão apresentadas na Figura A.88. Pode-se observar uma grande instabilidade sobre todo estado de SP. A célula próxima a região delimitada está em crescimento e se intensificando. As temperaturas do topo da nuvem variam entre -70°C a -80°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.89), para este horário foi de 60dBZ indicando precipitação extrema (potencial de precipitação acima de 100mm/h).

Figura A.88 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 14/02/2015 às (a) 18:00UTC (b) 19:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.89 – Imagem de radar do dia 14/02/15 às 18UTC.

Fonte: REDEMET (2015).

A.30 Caso 33 – 15 de fevereiro de 2015

Este evento ocorreu na região metropolitana de Campinas. O acumulado das descargas deste dia foi de 2398. Destacou-se neste caso o horário das 20UTC, com o acumulado de 1241.

A análise meteorológica para o evento mostra em 500hPa (Figura A.90a) a convergência dos ventos sobre a região sudeste, esta convergência associada a umidade em superfície instabiliza toda região, podendo se estender até a parte central do Brasil. Esta situação caracteriza o fenômeno da ZCAS. Em superfície (Figura A.90.b) observa-se um anticiclone centrado próximo litoral do
RS. A circulação anticiclônica contribui na convergência de umidade em direção ao continente.

Figura A.90 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 15/02/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

Como auxílio para identificar o fenômeno ZCAS foi utilizado imagem de satélite. A Figura A.91 apresenta o comportamento da instabilidade devido a ZCAS. Figura A.91 - Imagem de satélite, GOES-12, no canal infravermelho, com temperatura realçada, no dia 15/02/2015 às 12:00 UTC.



Fonte: Produção do autor.

A sequência de imagens de satélite, Figura A.92, apresenta grande instabilidade sobre todo o estado de SP. Esta instabilidade, no decorrer das imagens, se desloca cobrindo toda a RMC (Figura A.92b). A temperatura do topo da nuvem varia entre -70°C a -80°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.93), para este horário foi de 60dBZ indicando precipitação extrema (potencial de precipitação acima de 100mm/h).

Figura A.92 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 15/02/2015 às (a) 20:00UTC (b) 21:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.93 – Imagem de radar do dia 15/02/15 às 20:50UTC.

Fonte: REDEMET (2015).

A.31 24 de fevereiro de 2015

Este evento ocorreu na região metropolitana de São Paulo. O acumulado diário deste dia foi de 4614 descargas. Neste caso, o horário com maior número de descargas ocorreu às 20UTC, com o acumulado de 1059.

A condição meteorológica para este dia pode ser observada pela Figura A.94. Em 500hPa (Figura A.94a) percebe-se um padrão anticiclônico sobre o continente. O intenso anticiclone, posicionado sobre o oceano, inibe a instabilidade sobre a região sudeste. Em superfície (Figura A.94b) pode-se observar a atuação do ASAS; esse anticiclone transporta umidade do oceano para o continente. Sobre grande parte do continente, nota-se uma massa de ar quente. Considerando a análise pode-se dizer que a causa da tempestade foi de origem termodinâmica.

Figura A.94 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 24/02/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

A sequência das imagens de satélite, Figura A.95 apresenta grande instabilidade na região sul de SP. Sobre a região delimitada nota-se que a instabilidade permaneceu sobre a parte sul da RMSP. A temperatura do topo da nuvem alcançou valor inferior a -70°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.96), para este horário foi de 60dBZ indicando precipitação extrema (potencial de precipitação acima de 100mm/h).

Figura A.95 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 24/02/2015 às (a) 20:00UTC (b) 21:00UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.96 – Imagem de radar do dia 24/02/15 às 20UTC.

Fonte: REDEMET (2015).

A.32 25 de fevereiro de 2015

Este evento ocorreu nas duas regiões metropolitanas (RMSP e RMC). O acumulado diário das descargas deste dia foi de 3642 na RMSP, e 2605 na RMC. Neste dia, os horários com maior quantidade de descargas, que se destacaram, foram à 01UTC, com 555 na RMC; e às 17UTC, com 1253 descargas na RMSP.

A análise meteorológica para este dia pode ser observada por meio dos mapas meteorológicos. Em 500hPa (Figura A.97a) nota-se o predomínio da circulação anticiclônica associada a dois anticiclones; um centrado no oceano próximo à costa da BA, e outro centrado ao norte da Argentina. Neste nível nota-se a

presença de um cavado. Este cavado está sobre a região sul, se estendo até o sul do estado de SP, sua atuação causa instabilidade em suas proximidades. Em superfície (Figura A.97b) pode-se observar a circulação associada ao ASAS; esta circulação auxilia no transporte de umidade do oceano para o continente. Em grande parte do território brasileiro nota-se valores altos do geopotencial, o que indica uma massa de ar mais quente sobre a região. Considerando a análise pode-se dizer que a causa da tempestade foi de origem termodinâmica associada ao cavado em níveis médios.

Figura A.97 – Mapas meteorológicos às 18UTC no dia 25/02/2015. (a) Nível de 500hPa, vento representado pelas linhas de corrente e geopotencial por isolinhas. (b) Superfície, pressão ao nível do mar (hPa) representado por isolinhas e espessura geopotencial entre 1000-500hPa, representada na escala de cores.



Fonte: Produção do autor.

As imagens de satélite selecionadas (Figura A.98) estão relacionadas aos picos de descargas de cada uma das regiões. As duas primeiras imagens (Figura A.98a,b) ocorreram durante o início do dia e associa-se ao pico de

descarga da RMC. Nota-se uma célula convectiva sobre a parte superior do retângulo. Esta instabilidade teve início no dia anterior. As imagens na sequência (Figura A.98c,d) estão associadas ao pico de descarga da RMSP. Pode-se observar que a célula convectiva se encontra sobre a parte leste do retângulo. Em ambos os casos, a temperatura do topo da nuvem variou entre - 60°C a -70°C. A refletividade máxima do radar (Figura A.99), para este horário foi de 60dBZ-indicando precipitação extrema (potencial de precipitação acima de 100mm/h).

Figura A.98 - Sequência de imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho com temperatura realçada, com corte na região sudeste, no dia 25/02/2015 às (a) 01:00UTC (b) 02:00UTC (c) 16:00UTC (d) 17:30UTC.



Fonte: Produção do autor.



Figura A.99 – Imagem de radar do dia 25/02/15 às 17UTC.

Fonte: REDEMET (2015).

APÊNDICE B – TABELA DOS 35 CASOS DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS NS NA RMSP E RMC

Tabela B.1 – 35 casos de maior acumulado de descargas atmosférica nas regiões metropolitanas de São Paulo e Campinas.

Data	Região	Acumulad o diário de Descarga s NS	Pico de descarga s Hora – Nº descarga	Causa da Tempesta de	Temperat ura do Topo	Dbz máximo(S ão Roque)
06/01/201 2	RMSP	3183	16 – 1166	Termodinâ mica	-60 à -70	-
17/01/201 2	RMSP	3233	16 – 1363	ZCAS	-60 à -70	-
11/02/201 2	RMC	2702	22 – 644	ZCAS	-70 à -80	40
21/02/201 2	RMC/RMS P	15629/631 5	17 – 7667 03 - 2072	Termodinâ mica	-60 à -70	-
23/02/201 2	RMC/RMS P	3948/3362	2 -1833 16 - 842	Termodinâ mica e cavado em níveis médio	-70 à -80	-
03/03/201 2	RMC	3444	18 – 787	Termodinâ mica	-60 à-70	50
13/03/201 2	RMSP	3451	18 – 957	Termodinâ mica	-60 à -70	40
06/12/201 2	RMSP	3444	20 – 1159	Termodinâ mica	-60 à -70	45
09/12/201 2	RMC	1369	20 – 594	Termodinâ mica	-70 à -80	55
23/12/201 2	RMC	1376	17 – 474	Termodinâ mica	-60 à -70	55
24/12/201 2	RMSP	5991	21 – 3036	Termodinâ mica	-60 à -70	40
27/12/201 2	RMC/RMS P	6772/3540	18 – 2145 17 – 1151	Termodinâ mica	-70 à -80	55

00/40/004	DMOD	40.4.4	40 4774	7040	70 \ 00	50
29/12/201 2	RMSP	4244	18 – 1771	ZCAS	-70 a -80	50
30/12/201 2	RMC	1988	17 -547	ZCAS	-70 à -80	50
04/01/201 3	RMC	1761	18 – 750	Termodinâ mica	-60 à -70	45
13/02/201 3	RMSP	3472	18 – 1859	Termodinâ mica	-60 à -70	55
14/02/201 3	RMSP	4236	19 – 2277	Termodinâ mica	-70 à -80	50
15/02/201 3	RMSP	3304	19 – 823	Termodinâ mica	-70 à -80	55
19/02/201 3	RMSP	4083	18 – 1949	Termodinâ mica	-60 à -70	55
22/02/201 3	RMSP	4302	19 – 1722	Termodinâ mica e sistema frontal oceânico	-60 à -70	50
23/02/201 3	RMC	3265	18 -1458	Cavado frontal	-60 à -70	55
07/03/201 3	RMC	1892	20 – 780	Termodinâ mica	-70 à -80	40
09/03/201 3	RMC	1892	20 - 784	Termodinâ mica	-70 à -80	40
13/03/201 3	RMC	1443	01 – 561	Termodinâ mica	-60 à -70	45
13/01/201 4	RMSP	3534	16 – 1164	Termodinâ mica	-70 à -80	55
24/02/201 4	RMC	1564	19 – 985	Termodinâ mica	-50 à -60	50
12/01/201 5	RMSP	4189	18 – 1888	Termodinâ mica	-70 à -80	65
14/01/201 5	RMC	1560	22 – 1004	Termodinâ mica e cavado frontal	-60 à -70	65
22/01/201 5	RMC	2495	17 – 775	ZCAS	-50 à -60	-

26/01/201 5	RMC/RMS P	1420/3519	18 – 512 20 – 1610	Termodinâ mica e cavado em níveis médios	-70 à -80	60
02/02/201 5	RMC	3376	18 – 1549	Termodinâ mica e cavado	-70 à -80	65
14/02/201 5	RMSP	3219	18 – 1341	Termodinâ mica	-70 à -80	60
15/02/201 5	RMC	2398	20 – 1241	ZCAS	-70 à -80	60
24/02/201 5	RMSP	4614	20 – 1059	Termodinâ mica	-70 à -80	60
25/02/201 5	RMC/RMS P	2605/3642	01 – 555 17 – 1253	Termodinâ mica e cavado	-60 à -70	60