



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
INSTITUTO DE RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**Avaliação da Estrutura de Cargas Elétricas de uma
Tempestade durante o projeto CHUVA-Vale**

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

João Gabriel Martins Ribeiro

Itajubá, MG, Brasil

2020

Avaliação da Estrutura de Cargas Elétricas de uma Tempestade durante o projeto CHUVA-Vale

por

João Gabriel Martins Ribeiro

Monografia apresentada à comissão examinadora Programa
de Graduação em Ciências Atmosféricas da Universidade
Federal Itajubá (UNIFEI, MG), como requisito parcial para
obtenção do grau de
Bacharel em Ciências Atmosféricas.

Orientador: Prof. Dr. Enrique Vieira Mattos

**Itajubá, MG, Brasil
2020**

**Universidade Federal de Itajubá
Instituto de Recursos Naturais
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a
Monografia

**Avaliação da Estrutura de Cargas Elétricas de uma
Tempestade durante o projeto CHUVA-Vale**

elaborada por

João Gabriel Martins Ribeiro

Como requisito parcial para a obtenção do grau de
Bacharel em Ciências Atmosféricas

Comissão Examinadora:

Enrique Vieira Mattos

Enrique Vieira Mattos, Dr. (UNIFEI)
(Presidente/Orientador)

Rachel Ifanger Albrecht

Rachel Ifanger Albrecht, Dra. (USP)

Izabelly Carvalho da Costa

Izabelly Carvalho da Costa, Dra. (INPE)

Itajubá, 19 de novembro de 2020.

AGRADECIMENTOS

Ao concluir o presente trabalho, gostaria de agradecer primeiramente a Deus. Não ao ser distante e inalcançável, mas ao ser de bondade e luz que me iluminou para chegar até aqui.

Gostaria de agradecer minha família: Meu pai, José Raimundo que sempre me incentivou e deu todo suporte na minha caminhada desde criança, sendo um exemplo de honestidade, perseverança e humildade; minha mãe, Maria Geni que me mostrou sempre como trabalhar duro e dignamente, e a minha irmã Mestra Vívian Ribeiro que sempre foi um exemplo de dedicação, não somente na área acadêmica, mas na vida do dia-a-dia.

Agradeço imensamente a minha esposa Alana Vieira, que me mostrou como a vida pode ser incrível. Com sua bondade e amor me ajudou a suportar os momentos mais difíceis dessa trajetória, me trazendo paz, compreensão e conforto para superar os desafios da graduação.

Agradeço a todos os professores do curso Ciências Atmosféricas e aos que me lecionaram, em especial ao meu orientador, professor Doutor Enrique Vieira Mattos, que desde a primeira disciplina até ao final da graduação lecionou, orientou e direcionou com toda paciência, dedicação e compreensão.

Agradeço também ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento do projeto número 427673/2018-6 o qual este trabalho está inserido. Também aos pesquisadores: Mestre Diego Pereira Enoré (CPTEC/INPE), Doutor Ernani de Lima Nascimento e Doutor Thiago Souza Biscaro pelo suporte técnico na disponibilização de dados e em programação.

Agradeço também aos colegas Robson Passos, Pedro Ygor e Jefferson Martiniano Cassemiro que sempre deram apoio nas minhas dificuldades e somou forças frente aos desafios durante o curso.

Agradeço aos meus “irmãos” e amigos do grupo Serrinha: César Matheus, Darlon Rübinger, Gabriel Alves, George Pereira, Washington Fernando, Willian Fernando de Melo e Thales Henrique Campos (*In memoriam*) que mostraram nessa trajetória que é possível encontrar verdadeiros irmãos de alma nesta vida.

À minha amada esposa Alana Vieira e ao fruto
do nosso amor: Minha amada filha Arya, que a cada
dia me inspiram a ser uma pessoa melhor.

*"All flowers in time bend towards the sun
I know you say that there's no one for you
But here is one"*

Jeff Buckley

"Papon in samile, papon in tauile"

Eluveitie

*"Love can break your bones
Broken bones sing songs
I'm laying down my guns
So, I can sing along"*

John Mark McMillan

*"Onde escorre lágrimas existe vida
Um ponto final trouxe um novo ponto de partida
Pra outra fase, outra fase da viagem, irmão"*

Síntese

RESUMO

Monografia de Graduação
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Itajubá, MG, Brasil

Avaliação da Estrutura de Cargas Elétricas de uma Tempestade durante o projeto CHUVA-Vale

AUTOR(A): JOÃO GABRIEL MARTINS RIBEIRO

ORIENTADOR: ENRIQUE VIEIRA MATTOS

Local e Data da Defesa: Itajubá, 19 de novembro de 2020.

Eventos meteorológicos significativos podem produzir intensa atividade elétrica, queda de granizo e significativos prejuízos econômicos e perdas humanas. O desenvolvimento de ferramentas para a previsão de curtíssimo prazo de tempo (*Nowcasting*), tem como premissa a criação de redes de alertas e mobilização de serviços para a população mais eficientes. Entretanto, o desenvolvimento de ferramentas eficientes depende de um melhor entendimento da física e microfísica da formação e evolução das nuvens e relâmpagos. Nesse contexto, o presente trabalho apresenta um estudo de caso e tem por objetivo, avaliar a estrutura vertical de cargas elétricas e as condições ambientais em uma tempestade ocorrida no dia 7 de janeiro de 2012, na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) durante a campanha do CHUVA-Vale. Foram utilizados dados provenientes da campanha como: Radar banda-S do FCTH, rede de relâmpagos BrasilDAT e SPLMA. Adicionalmente foram empregados dados dos satélites: GOES-13 e MSG, reanálise do modelo ERA5 e estações meteorológicas em. Os resultados mostram que a tempestade provocou chuva intensa chegando a 50,6 mm e queda de granizo, somadas a prejuízos socioeconômicos para a região. O desenvolvimento vertical da tempestade se deu rapidamente e apresentou uma taxa de 400 relâmpagos (ocorrência $\times$ 5min⁻¹). O sistema estava embebido em uma Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) e um cavado invertido em superfície. Por meio da avaliação da estrutura elétrica da tempestade observa-se uma relação positiva entre a área da tempestade e comprimento dos relâmpagos, e este inversamente com a taxa de relâmpagos. Além de uma relação direta entre massa do *graupele* e ocorrência de relâmpagos nuvem-solo. Por meio dos resultados obtidos pode-se confirmar o horário do granizo e constatar que a estrutura elétrica neste momento se apresentava numa configuração tripolar, com um centro de cargas negativas entre 6 a 8 km. Também foi possível relacionar a máxima refletividade do radar com a ocorrências de relâmpagos, assim como os locais de iniciação dos relâmpagos e sua ocorrência final. Além disso os resultados indicaram a ocorrência de um súbito aumento nos relâmpagos antes do evento de granizo em superfície. Esta análise mostra que é possível obter relações entre as características físicas e elétricas na evolução da tempestade para desenvolvimento de algoritmos para previsão destes fenômeno.

Palavras-chave: CHUVA-Vale. *Nowcasting*. Estrutura vertical. Cargas Elétricas.

SPLMA

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Estágios de desenvolvimento de uma <i>Cumulonimbus</i> (Cb) do estágio de desenvolvimento ou estágio <i>Cumulus</i> (a), estágio maduro (b) e estágio de dissipação (c) do sistema.	5
FIGURA 2 - Diferentes tipos de hidrometeoros encontrados em uma nuvem de tempestade: (a) Tipo prato, (b) Tipo coluna, (c) Tipo dendrítico, (d) água líquida, (e) dendrítico agregado, (f) flocos de neve agregados, (g) Tipo coluna em prisma agregado; e (h) graupel.....	6
FIGURA 3 - Modelos de estrutura de cargas elétricas de nuvens Cumulonimbus: (a) dipolar, (b) tripolar e (c) multipolar.....	7
FIGURA 4 - Tipos de relâmpagos que ocorrem entre o solo e as nuvens: (a) relâmpagos intra-nuvem (IN), (b) entre-nuvem (EN), (c) nuvem-solo (NS) positivo, (d) nuvem-solo (NS) negativo, (e) solo-nuvem (SN) positivo e (f) solo-nuvem (SN) negativo.....	8
FIGURA 5 - Etapas de um relâmpago nuvem-solo negativo, onde (a) representa o pulso da quebra da rigidez do ar, (b) líder escalonado, (c) caminho ionizado, (d) descarga conectante, (e) descarga de retorno, (f) líder contínuo, (g) início de uma nova descarga, (h) líder contínuo e (i) descarga de retorno (repetição das etapas (e) e (f))......	9
FIGURA 6 - Tempestade que ocorreu no dia 7 de janeiro de 2012: (a) densidade de fontes de VHF proveniente de rede LMA acumulada na célula convectiva e (b) evolução temporal da refletividade máxima e do número de fontes de VHF.....	12
FIGURA 7 - Região de estudo mostrando a localização e raio (190 km) de atuação do radar FCTH, rede SPLMA (círculos vermelhos) e sensores de relâmpagos da rede BrasilDAT (estrelas azuis).....	14
FIGURA 8 - Localização das estações em superfície: INMET: A701 (Mirante de Santana); ANA: 2346100 (Ermelindo Matarazzo), 2346025 (Bairro Fazenda Velha), 2346029 (Fazenda São Bento) e 2346019 (Santa Isabel); CTH: 346 (Rio Tietê - Barragem da Penha Montante), 282 (Córrego Cabuçu de Cima - Vila Galvão), 157 (Rio Aricanduva) e 1000861 (Córrego Jacú - Jd. Pantanal) e; GRU (Aeroporto de Guarulhos – São Paulo - SP).....	17

FIGURA 9 - CAPPI de 3 km de altura de refletividade para a tempestade do dia 7 de janeiro de 2012 entre 14:52 UTC e 17:32 UTC. O quadrado vermelho representa a área de rastreamento da tempestade (continua na Figura 9.1).....	20
FIGURA 9.1 - Continuação da Figura 9, ilustrando o rastreamento da tempestade na RMSP no dia 07 de janeiro de 2012.....	21
FIGURA 9.2 - Continuação da Figura 9.1, ilustrando o rastreamento da tempestade na RMSP no dia 07 de janeiro de 2012.....	22
FIGURA 10 - Relatos do evento severo que ocorreu na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) no dia 7 de janeiro de 2012: (a) e (b) Registro de queda de granizo no Bairro Jardim Lenize em Guarulhos - SP; (c) e d) queda de granizo na região de Guarulhos.....	27
FIGURA 11 - Precipitação diária acumulada (em mm) para as estações de superfície da ANA localizadas na cidade de Arujá - SP: (a) Estação 2346025: Bairro Fazenda Velha e (b) Estação 2346029: Fazenda São Bento. Precipitação horária (em mm) registrada nas estações de superfície da FCTH: (c) Estação 157: Rio Tietê - Barragem da Penha Montante e (d) Estação 282: Rio Aricanduva e (e) Velocidade (linha azul, ms^{-1}) e rajada máxima do vento (linha vermelha, ms^{-1}) horárias registradas na estação meteorológica de superfície do INMET Mirante de Santana - SP. Todas para o dia 07 de janeiro de 2012.....	28
FIGURA 12 - Precipitação diária (mm/dia) acumulada estimada pelo radar da FCTH através da relação Marshall-Palmer para o CAPPI em 3 km de altura para o dia 07 de janeiro de 2012.....	29
FIGURA 13 - Análise sinótica para o dia 07 de janeiro de 2012 às 1800 UTC: (a) carta sinótica de altitude correspondente ao nível de 250 hPa, (b) carta sinótica de médios níveis correspondente a 500 hPa, (c) carta sinótica de superfície e (d) imagem do canal infravermelho ($10,7 \mu\text{m}$, em K) do satélite GOES-13.....	31
FIGURA 14 - Distribuição espacial de Convective Available Potential Energy (CAPE, JKg^{-1}) para a região de estudo no dia 07 de janeiro de 2012 para os horários: (a) 14:00 UTC, (a) 15:00 UTC, (c) 16:00 UTC e (d) 17:00 UTC (continua na Figura 14.1).....	32

FIGURA 14.1 - Distribuição espacial de Convective Available Potential Energy (CAPE, J Kg^{-1}) para a região de estudo no dia 07 de janeiro de 2012 para os horários: (c) 16:00 UTC, (d) 17:00 UTC, (e) 18:00 UTC e (f) 19:00 UTC.....	33
FIGURA 15 - Diagrama termodinâmico SKEW-T do dia 07 de janeiro de 2012 às: (a) 12:00 UTC e; (b) 15:00 UTC no Aeroporto de Guarulhos (GRU) e os principais índices de instabilidade. Dados de reanálise do modelo ERA5.....	34
FIGURA 15.1 - Diagrama termodinâmico SKEW-T do dia 07 de janeiro de 2012 às 18:00 UTC no Aeroporto de Guarulhos (GRU) e os principais índices de instabilidade. Dados de reanálise do modelo ERA5.....	35
FIGURA 16 - Temperatura de brilho do canal infravermelho ($10,8 \mu\text{m}$, em K) do satélite MSG para o dia 07 de janeiro de 2012 para os horários: (a) 14:45 UTC, (b) 15:00 UTC, (c) 15:15 UTC, (d) 15:30 UTC, (e) 15:45 UTC, (f) 16:00 UTC, (g) 16:30 UTC e (h) 16:45 UTC (continua na Figura 16.1).....	37
FIGURA 16.1 - Temperatura de brilho do canal infravermelho ($10,8 \mu\text{m}$, em K) do satélite MSG para o dia 07 de janeiro de 2012 para os horários: (i) 17:00 UTC, (j) 17:15 UTC, (k) 17:30 UTC, (l) 17:45 UTC, (m) 18:30 UTC, (n) 18:45 UTC, (o) 19:00 UTC e (p) 19:30 UTC (continua na Figura 16.2).....	38
FIGURA 16.2 - Temperatura de brilho do canal infravermelho ($10,8 \mu\text{m}$, em K) do satélite MSG para o dia 07 de janeiro de 2012 para os horários: (q) 19:45 UTC, (r) 20:00 UTC, (s) 20:15 UTC e (t) 21:00 UTC.....	39
FIGURA 17 - (esquerda): Diferença entre a temperatura de brilho do canal do vapor d'água (WV, $6,2 \mu\text{m}$) e o canal infravermelho (IR, $10,8 \mu\text{m}$) do sensor SEVIRI a bordo do satélite MSG (direita): relâmpagos (descargas de retorno) nuvem-solo (cruz vermelha) e intra-nuvem (círculo preto) da rede BrasilDAT para os horários: (a-b) 14:30 UTC, (c-d) 15:30 UTC, (e-f) 16:30 UTC, (g-h) 17:30 UTC e (i-j) 18:30 UTC para o dia 07 de janeiro de 2012. O círculo vermelho representa o anel de distância de 190 km do radar da FCTH (Continua na Figura 17.1).....	41
FIGURA 17.1 - (esquerda): Diferença entre a temperatura de brilho do canal do vapor d'água (WV, $6,2 \mu\text{m}$) e o canal infravermelho (IR, $10,8 \mu\text{m}$) do sensor SEVIRI a bordo do satélite MSG e (direita): relâmpagos (descargas de retorno) nuvem-solo (cruz vermelha) e intra-nuvem (círculo preto) da rede BrasilDAT para os horários: (a-b) 19:00 UTC, (c-d) 20:00 UTC, (e-f) 21:15 UTC, (g-h) 22:00 UTC e (i-j) 23:15	

UTC para o dia 07 de janeiro de 2012. O círculo vermelho representa o anel de distância de 190 km do radar da FCTH.....	42
FIGURA 18 - Evolução temporal da máxima refletividade (dBZ) por altura (km) para o ciclo de vida da tempestade das 14:52 às 23:17 UTC do dia 07 de janeiro de 2012. Regiões em branco indicam a excedência do limite (> 70 dBZ) da escala de cores de refletividade.....	43
FIGURA 19 - Diagrama bidimensional CFAD (Contour Frequency by Altitude Diagrams) de temperatura em função da refletividade para os horários: (a) 17:32 UTC, (b) 17:42 UTC (momento da queda do granizo em solo), (c) 17:52 UTC (momento da queda do granizo em solo), (d) 18:02 UTC, (e) 19:47, (f) 19:57 UTC, (g) 20:12 UTC e (h) 20:07 UTC para a tempestade no dia 07 de janeiro de 2012. Para o desenvolvimento deste histograma foram utilizados intervalos de altura e refletividade de 1 km e 2 dBZ, respectivamente. As linhas verticais correspondem, da esquerda para a direita, os percentis de 10, 50 e 90%.....	45
FIGURA 20 - Ciclo de vida da tempestade que ocorreu no dia 07 de janeiro de 2012. (a) Taxa de relâmpagos intra-nuvem (ocorrência a cada 5 minutos, linha azul contínua) e nuvem-solo (ocorrência a cada 5 minutos, linha azul pontilhada) mapeados pela BrasilDAT e taxa de relâmpagos totais (ocorrência a cada 5 minutos, linha preta), duração (em s, linha amarela) e comprimento (km) dos relâmpagos mapeados pela SPLMA. (b) Massa e volume de graupel (kg, linha preta e km^3 , linha amarela respectivamente) e massa e volume de cristal de gelo (kg, linha azul e km^3 , linha vermelha respectivamente) obtidos pelo radar banda S da FCTH. A secção hachurada e linha pontilhada vertical vermelha delimita o período da queda do granizo em superfície (continua na Figura 20.1).....	48
FIGURA 20.1 - Tempestade que ocorreu no dia 07 de janeiro de 2012. (c) conteúdo integrado de água líquida total (VIL) (kg, linha preta), conteúdo integrado de gelo total (VII) (kg, linha azul), precipitação (mm h^{-1} , linha amarela) e área da tempestade (km^2 , linha vermelha). A secção hachurada pela linha pontilhada vertical vermelha delimita o período da queda do granizo em superfície.....	49
FIGURA 21 - Distribuição vertical temporal das fontes VHF da rede SPLMA para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 das 14:52 UTC às 23:57 UTC.....	51
FIGURA 22 - Evolução temporal das fontes de VHF proveniente dos relâmpagos mapeados pela rede SPLMA para: (a) primeira fonte de VHF dos relâmpagos e (b)	

10% das primeiras fontes de VHF dos relâmpagos para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP	52
FIGURA 23 - Fontes de VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos da rede BrasilDAT (círculos: IN e triângulos: NS) para a primeira varredura do radar que apresentou registro de granizo em solo (17:42 UTC) durante a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP. Cada conjunto de fontes de mesma cor representa um mesmo relâmpago (continua na Figura 23.1)	54
Figura 23.1 - Fontes VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos da rede BrasilDAT (círculos: IN e triângulos: NS) para a segunda varredura do radar com registro de granizo em solo (17:47 UTC) durante a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP. Cada conjunto de fontes de mesma cor representa um mesmo relâmpago (continua na Figura 23.2)	55
FIGURA 23.2 - Fontes VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos da rede BrasilDAT (círculos: IN e triângulos: NS) para a terceira varredura do radar com registro de granizo em solo (17:52 UTC) durante a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP. Cada conjunto de fontes de mesma cor representa um mesmo relâmpago (continua na Figura 23.3)	56
FIGURA 23.3 - Fontes VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos da rede BrasilDAT (círculos: IN e triângulos: NS) para a quarta varredura do radar com registro de granizo em solo (17:57 UTC) durante a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP. Cada conjunto de fontes de mesma cor representa um mesmo relâmpago (continua na Figura 23.4)	57
FIGURA 23.4 - Fontes VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos da rede BrasilDAT (círculos: IN e triângulos: NS) para a última varredura do radar com registro de granizo em solo (18:02 UTC) durante a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP. Cada conjunto de fontes de mesma cor representa um mesmo relâmpago	58
FIGURA 24 - Relâmpago individual do horário das 17:50:51,2320 UTC: Fontes de VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos (círculos: IN e triângulos: NS) da rede BrasilDAT para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 (continua na Figura 24.1).....	61
FIGURA 24.1 - Relâmpago individual do horário das 17:54:51,3256 UTC: Fontes de VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos (círculos: IN e triângulos: NS)	

da rede BrasilDAT para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 (continua na Figura 24.2).....	62
FIGURA 24.2 - Relâmpago individual do horário das 17:52:24,4443 UTC: Fontes de VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos (círculos: IN e triângulos: NS) da rede BrasilDAT para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 (continua na Figura 24.3).....	63
FIGURA 24.3 - Relâmpago individual do horário das 17:52:33,6725 UTC: Fontes de VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos (círculos: IN e triângulos: NS) da rede BrasilDAT para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012.....	64
FIGURA 25 - (a) CAPPI de refletividade (dBZ) em 3 m de altura, (b) CAPPI de refletividade e ocorrências de relâmpagos da BrasilDAT (IN: círculos vazados e NS: triângulos preenchidos em cinza) e SPLMA (círculos preenchidos em preto), e (c) e (d) cortes verticais da refletividade (em dBZ) e das ocorrências de relâmpagos (BrasilDAT e SPLMA). Linha na cor azul e preta representam o primeiro (item c) e o segundo (item d) corte vertical, respectivamente para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 para a primeira varredura do radar no momento de registro de granizo em solo (17:47 UTC) (continua na Figura 25.1).....	66
FIGURA 25.1 - Idem a Figura 25 para às 17:52 UTC (continua na Figura 25.2).....	67
FIGURA 25.2 - Idem a Figura 25 para às 17:57 UTC (continua na Figura 25.3).....	68
FIGURA 25.3 - Idem a Figura 25 para às 18:02 UTC.....	69

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

ANA	-	Agência Nacional das Águas
CAPE	-	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CAPPI	-	<i>Constant Altitude Plan Position Indicator</i>
cB	-	<i>Cumulonimbus</i>
Cfa	-	Clima Subtropical Úmido
CFAD	-	<i>Contour Frequency by Altitude Diagrams</i>
CGE	-	Centro de Gerenciamento de Emergências
CH5	-	canal 5
CH9	-	canal 9
CHUVA	-	<i>Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling</i>
CPTEC	-	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Cu	-	<i>Cumulos</i>
Cwa	-	Clima Subtropical
Cwb	-	Clima Subtropical Úmido de Altitude
ECMWF	-	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ELAT	-	Grupo de Eletricidade Atmosférica
EN	-	Entre-nuvens
ERA5	-	<i>European Centre for Medium Range Weather Forecast ReAnalysis</i>
FCTH	-	Fundação Centro Tecnológico Hidráulica
glm	-	<i>Geostationary Lightning Mapper</i>
GOES-16	-	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GPM	-	<i>Global Precipitation Measurement</i>
GPS	-	<i>Global Positioning System</i>
GPT	-	Grupo de Previsão de Tempo
IN	-	Intra-nuvem
INMET	-	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	-	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LF	-	<i>Low Frequency</i>
LI	-	<i>Lifted Index</i>

LINET	-	<i>Lightning Network</i>
LMA	-	<i>Lightning Mapping Array</i>
MSG	-	<i>Meteosat Second Generation</i>
NASA	-	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NS	-	Nuvem-Solo
NS-	-	NS negativo
NS+	-	NS positivo
ONU	-	Organização das Nações Unidas
PIB	-	Produto Interno Bruto
PPI	-	<i>Plan Position Indication</i>
RINDAT	-	Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas
RMSP	-	Região Metropolitana de São Paulo
Saisp	-	Sistema de Alerta a Inundações de São Paulo
SBGL	-	Aeroporto do Galeão
SN	-	Solo-nuvem
STARNET	-	<i>Sferics Timing and Ranging Network</i>
TIR	-	Infravermelho
TOA	-	<i>Time-of-Arrival</i>
TT	-	<i>totals totals</i>
TWV	-	vapor d'água
USP	-	Universidade de São Paulo
VHF	-	<i>Very High Frequency</i>
VLF	-	<i>Very Low Frequency</i>

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1 - Precipitação acumulada diária (mm) no mês de janeiro de 2012 para as estações: a) Estação 157: Rio Aricanduva - Foz - Rua Alfredo Frazão (FCTH); b) Estação 282: Córrego Cabuçu de Cima- Vila Galvão (FCTH); c) Estação 1000861: Córrego Jacú - Jd. Pantanal (FCTH); d) Estação 2346100: Ermelindo Matarazzo (ANA); e) Estação 2346025: Bairro Fazenda Velha (ANA); f) Estação 2346029: Fazenda São Bento (ANA) e; g) Estação 2346418: Guarau (ANA).

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	VII
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS	XIII
LISTA DE ANEXOS	XV
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. OBJETIVO GERAL	3
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	4
2.1.1. ELETRIFICAÇÃO DE NUVENS	4
2.1.2. ESTRUTURA ELÉTRICA DAS NUVENS	6
2.1.3. DEFINIÇÃO, TIPOS, ETAPAS E CARACTERÍSTICAS DOS RELÂMPAGOS	7
2.2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	9
3. DADOS	13
3.1 REGIÃO DE ESTUDO	13
3.2 RADAR FCTH	14
3.3 DADOS SPLMA	15
3.4 DADOS BRASILDAT	16
3.5 DADOS SINÓTICOS, AMBIENTAIS E DE SATÉLITE	16
4. METODOLOGIA	18
4.1 AVALIAÇÃO SINÓTICA E AMBIENTAL DO DIA DO EVENTO	18
4.2 RASTREAMENTO DAS TEMPESTADES	19
4.3 COMBINAÇÃO DOS DADOS DE RELÂMPAGOS	22
4.4 PROPRIEDADES MICROFÍSICAS DA TEMPESTADE	23
4.5 DISTRIBUIÇÃO VERTICAL DE FONTES	25
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	26
5.1 DESCRIÇÃO DO EVENTO	26
5.2 CARACTERIZAÇÃO SINÓTICA E AMBIENTAL DO DIA DO EVENTO	30
5.3 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS ESTIMADAS POR SATÉLITE	35
5.4 CARACTERÍSTICAS MICROFÍSICAS E ELÉTRICAS DA TEMPESTADE	43
5.5 ESTRUTURA VERTICAL DA TEMPESTADE	49
6. CONCLUSÃO	70
7. REFERÊNCIAS	73
ANEXOS	88

1. INTRODUÇÃO

Um dos maiores desafios na meteorologia é a previsão de eventos extremos que ocorrem num período curto de tempo. Nas últimas décadas foram desenvolvidas técnicas para a previsão desses eventos. O *Nowcasting* (previsão imediata de tempo, no português), é o conjunto de técnicas que envolvem o sensoriamento remoto da atmosfera (radar e satélite), sensores de relâmpagos, estações em superfície e modelos para prever o deslocamento, evolução e intensidade das tempestades em um período de até seis horas de antecedência (BROWNING, 1982). Essa previsão faz-se necessária devido à ocorrência de desastres naturais como enchentes, deslizamentos de terra, tempestades de granizo, relâmpagos e tornados. Esses eventos estão cada vez mais recorrentes e destrutivos e são decorrentes de uma variação climática antrópica e natural (MCKEOWN; GARDNER, 2009), e aumento da população mundial, afetando economicamente e em danos sociais a sociedade em geral (BOURNAY; UNEP/GRID-ARENDAL, 2012).

Dentre esses fenômenos, os relâmpagos são a causa principal de mortes por fenômenos naturais nos Estados Unidos (WOOD, 1988) e são responsáveis por 0,3 mortes/milhão em países desenvolvidos e 6 mortes/milhão de pessoas/ano em países em desenvolvimento (FERREIRA et al., 2017). No mundo ocorrem cerca de 1000 mortes por ano causadas por relâmpagos enquanto no Brasil ocorrem aproximadamente 132 mortes por relâmpagos por ano (FERREIRA et al., 2017). O Brasil é o país que mais se registra mortes por relâmpagos no mundo. Além disso, as descargas elétricas causam um prejuízo anual em torno de 500 milhões de dólares, na área de telecomunicações, industriais, edifícios, linhas de transmissão de energia elétrica, dentre outros (PINTO JR. e PINTO, 2000).

Para a proteção contra os relâmpagos e para um melhor entendimento deste fenômeno existem alguns sistemas de localização de relâmpagos no Brasil, como por exemplo: Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT); rede *Lightning Network* (LINET) em *Very Low Frequency* e *Low Frequency* - VLF/LF (BETZ et al., 2009); Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT; RINDAT, 2020); rede STARNET (do inglês: *Sferics Timing and Ranging Network*) entre outras. Além disso, sistemas de sensores a bordo de satélites são capazes de monitorar as descargas elétricas em regiões continentais, como é o caso do sensor *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite

Geostationary Operational Environmental Satellite – 16 (GOES-16) (GOODMAN et al., 2012).

Dentre as redes de localização de relâmpagos em superfície, destaca-se as redes de mapeamento tridimensional dos relâmpagos, denominadas de *Lightning Mapping Array* (LMA). Essas redes capturam a energia emitida pelos relâmpagos em *Very High Frequency* (VHF) desde a formação até a dissipação do relâmpago. Dessa forma, centenas de fontes de VHF podem ser detectadas no espaço e no tempo, permitindo construir um mapa tridimensional dos relâmpagos (RISON et al., 1999). Neste contexto, redes LMAs fornecem informações sobre a atividade elétrica das nuvens de tempestade em três dimensões e da estrutura de cargas elétricas no interior das nuvens. Essa informação é de grande importância para o entendimento da eletrificação das tempestades, para o melhoramento da compreensão dos relâmpagos, para tomada de decisão na previsão de tempestades e queda de raios. Apesar dessas informações serem de grande importância para a comunidade científica e para a população, o entendimento da estrutura vertical das cargas elétricas nas nuvens de tempestade no Brasil é pouco conhecido e estudado.

O presente trabalho trata-se de um estudo de caso de uma tempestade que ocorreu na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) no dia 7 de janeiro de 2012 durante a campanha CHUVA-Vale (*Cloud processes of tHe main precipitation systems in Brazil: A contribUtion to cloud resolVing modeling and to the GPM (GlobAl Precipitation Measurement)*) (MACHADO et al., 2014), que provocou danos à população, como alagamentos, queda de granizo e quedas de árvores. O diferencial deste trabalho é a análise das características físicas e elétricas da tempestade, empregando diversos dados entre eles: dados em duas e três dimensões de relâmpagos, radar, satélite e informações provenientes de modelo numérico de tempo.

1.1. Objetivo Geral

O objetivo geral deste presente trabalho é avaliar a estrutura de cargas elétricas de uma tempestade ocorrida no dia 7 de janeiro de 2012 na Região Metropolitana de São Paulo.

1.2. Objetivos Específicos

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- 1) Avaliar o comportamento ambiental e sinótico da atmosfera para o dia que ocorreu a tempestade em estudo;
- 2) Analisar as propriedades físicas e elétricas dos relâmpagos ao longo do ciclo de vida da tempestade;
- 3) Avaliar a relação entre a estrutura vertical da tempestade e as propriedades físicas e elétricas dos relâmpagos ao longo do ciclo de vida da tempestade;
- 4) Avaliar a distribuição vertical das fontes de VHF durante o desenvolvimento da tempestade.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Fundamentação Teórica

Desde as eras mais remotas da humanidade sempre existiu a curiosidade e assombro com relação aos fenômenos que ocorrem na atmosfera. Fenômenos elétricos, como os relâmpagos na atmosfera despertaram a curiosidade em vários cientistas e filósofos que tentavam explicar o ocorrido, que nos tempos antigos, relacionavam os relâmpagos como fenômenos divinos, como demonstração de poder. Porém em 1752, Benjamin Franklin deu início aos estudos sobre a eletricidade atmosférica, que através de experimentos pode compreender melhor os mecanismos de eletrificação da atmosfera (INPE.ELAT, 2012).

O avanço dos esforços científicos foram fundamentais para o entendimento do comportamento da atmosfera mediante aos eventos elétricos. E dessa forma relacionar essas ocorrências com a formação de granizo, chuvas intensas, modificações na estrutura química da atmosfera, interação de energia terra-atmosfera além de intensificação da condutividade e do campo elétrico atmosférico decorrente de descargas elétricas (NOAA.NSSL, 2019). A seguir, serão abordados os principais conceitos teóricos sobre eletrificação de nuvens e formação de relâmpagos.

2.1.1. Eletrificação de Nuvens

As nuvens *Cumulonimbus* (Cb) são nuvens convectivas de grande extensão vertical, e seu desenvolvimento ocorre em três estágios (apresentados na Figura 1): Estágio *Cumulus* (Cu), estágio maduro e estágio de dissipação (COTTON e ANTHES, 1989). No estágio de desenvolvimento ou estágio *Cumulus* (Figura 1a), as correntes ascendentes de ar úmido desencadeiam um rápido desenvolvimento vertical, devido ao aquecimento da superfície gerando instabilidade. O estágio de maturação (Figura 1b) ocorre quando a nuvem atinge seu máximo desenvolvimento vertical, geralmente podendo atingir 12 km a 18 km de altura. No interior dessas nuvens há muita turbulência devido às correntes ascendentes e descendentes, gerando a colisão de hidrometeoros dentro da nuvem, ocorrendo assim precipitação nesse estágio. O estágio de dissipação (Figura 1c), ocorre devido ao enfraquecimento da corrente ascendente e ao equilíbrio/falta de suprimento de umidade e na região alta da nuvem predomina divergência e a nuvem espalha em forma de nuvens altas tipo *Cirrus* (LUTGENS e TARBUCK, 1982).

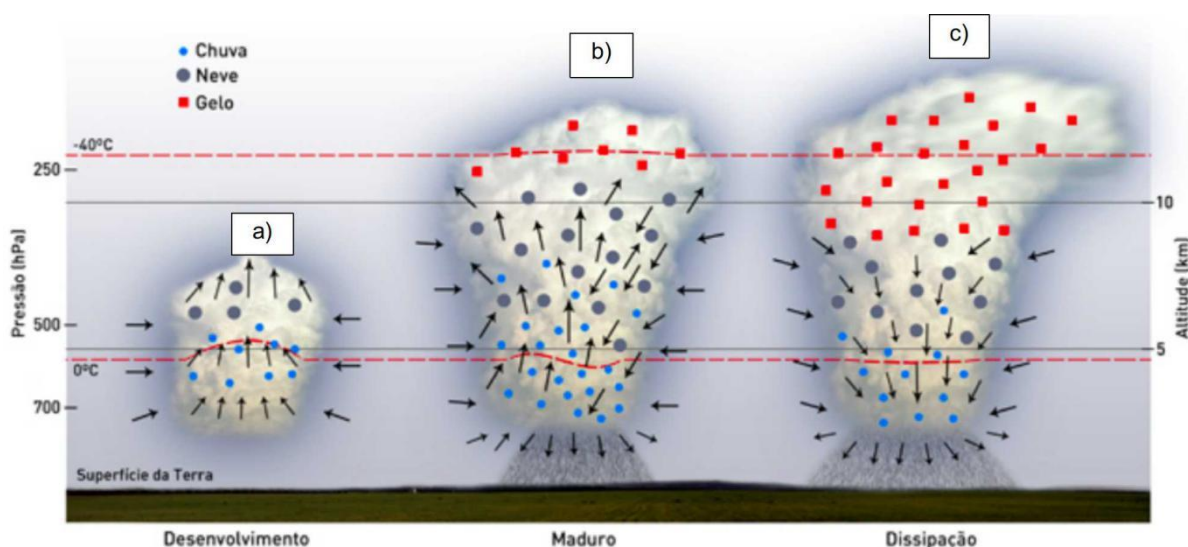


Figura 1: Estágios de desenvolvimento de uma *Cumulonimbus* (Cb) do (a) estágio de desenvolvimento ou estágio *Cumulus*, (b) estágio maduro e (c) estágio de dissipação do sistema.

Fonte: Adaptado de INPE.ELAT (2015).

A formação dos relâmpagos ocorre devido ao acúmulo de cargas elétricas em regiões eletricamente mais propensas da atmosfera, principalmente dentro das nuvens de tempestade Cb. Pequenas quantidades de relâmpagos são encontradas em nuvens menos intensas, tempestades de neve/areia e até mesmo em erupções vulcânicas (PINTO JUNIOR, 2005).

A eletrificação das nuvens de tempestade ocorre durante a transição da fase de desenvolvimento para o estágio de maturação. Neste momento a corrente ascendente intensa transporta hidrometeoros de uma camada mais quente da nuvem para uma mais fria, formando diferentes tipos de hidrometeoros (Figura 2) como o: granizo (precipitação de pedaços de gelo de 5 mm a 200 mm), *graupel* (precipitação de gelo de 2 a 5 mm, interação das gotas de água super-resfriadas que congelam nos flocos de neve), cristais de gelo, água líquida super-resfriada, grão de gelo, entre outros. A interação desses hidrometeoros com diferentes separações de cargas gera a eletrificação das nuvens (REYNOLDS et al., 1957).

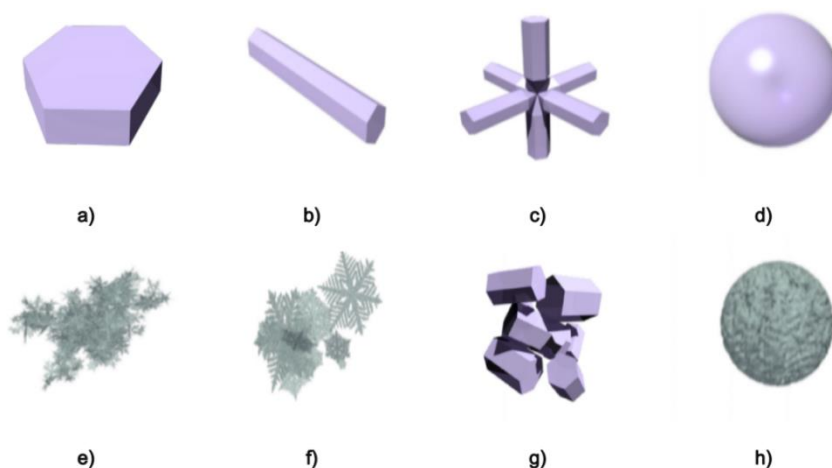


Figura 2: Diferentes tipos de hidrometeoros encontrados em uma nuvem de tempestade: (a) prato, (b) coluna, (c) dendrítico, (d) água líquida, (e) dendrítico agregado, (f) flocos de neve agregados, (g) coluna em prisma agregado e (h) *graupel*.

Fonte: Adaptado de Eriksson et al. (2018).

Existem várias propostas de explicação dos mecanismos de eletrificação de nuvens: eletrificação por precipitação (ELSTER e GEITEL, 1888), eletrificação por convecção (GRENET, 1947; VONNEGUT, 1953), mecanismo por rebatimento ou indutivo (MASON, 1988), captura seletiva de íons (WILSON, 1929), separação de cargas por meio das correntes na nuvem (WILLIAMS, 1988). Porém o mecanismo que tem recebido o maior aporte na literatura aponta para a eletrificação mediante a interação das partículas de gelo dentro da nuvem. Neste processo as colisões entre cristais de gelo e *graupel* geram separação de cargas e assim uma diferença de potencial necessária para quebrar a rigidez dielétrica do ar (REYNOLDS et al., 1957; TAKAHASHI, 1978; KUETTNER et al., 1981; JAYARATNE et al., 1983; SAUNDERS et al., 1991).

2.1.2. Estrutura Elétrica das Nuvens

Na Figura 3 são apresentadas as diferentes estruturas de cargas elétricas, onde cada modelo baseia-se nos tipos de separação de cargas. Os primeiros estudos sobre a configuração elétrica das nuvens, se baseou na estrutura do campo elétrico atmosférico, onde a nuvem é considerada um capacitor dipolar (Figura 3a, modelo dipolar). Nesta estrutura de cargas o centro de cargas negativas estaria próximo à isoterma de -10 e -15 °C e o de cargas positivas mais acima, próximo a 1 km abaixo do topo da nuvem. Outro modelo de distribuição de cargas elétricas no interior das nuvens é o modelo tripolar (Figura 3b). Neste modelo os centros de cargas positivas

se encontram na base e topo das nuvens de tempestade e o de cargas negativas entre as isotermas de -10 e -15 °C. Porém, com os avanços dos estudos, constatou-se uma organização mais complexa, chamado modelo multipolar (Figura 3c), onde os centros de cargas negativas e positivas se encontram em regiões de corrente ascendente, com seis centros; e descendente, com quatro centros (IRIBARNE e CHO, 1986).

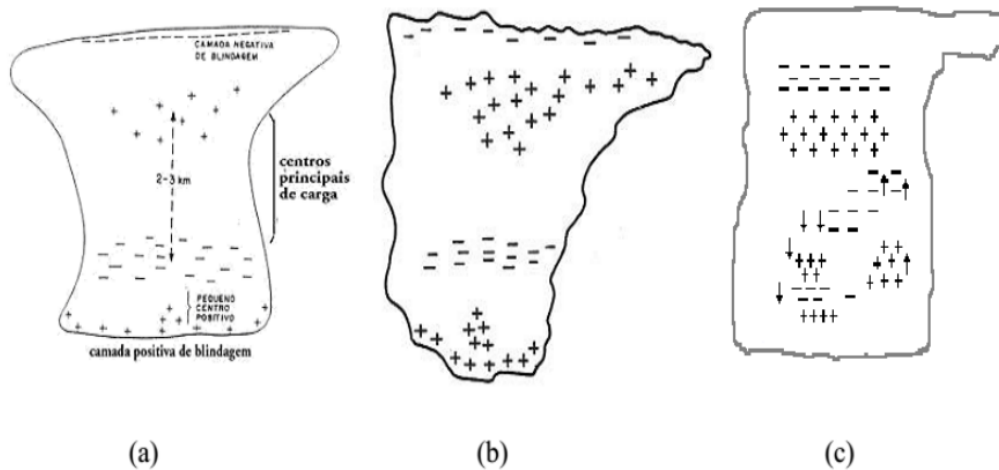


Figura 3: Modelos de estrutura de cargas elétricas de nuvens Cumulonimbus: (a) dipolar, (b) tripolar e (c) multipolar.

Fonte: Iribarne e Cho (1986).

2.1.3. Definição, Tipos, Etapas e Características dos Relâmpagos

Os relâmpagos, do inglês *lightning flash* são uma série de processos elétricos na atmosfera, onde a carga elétrica é transferida ao longo dos canais de descarga entre centros de cargas elétricas de sinal oposto (AMS, 2015).

Segundo Ogawa (1995) os tipos de relâmpagos se caracterizam em função de sua origem e direção. Podendo ser classificados em: intra-nuvem (IN, Figura 4a) - relâmpagos que ocorrem dentro de uma única nuvem; entre-nuvens (EN, Figura 4b) - que ocorrem entre duas ou mais nuvens; nuvem-solo (NS) positivo (Figura 4c) e negativo (Figura 4d) - aqueles que tocam o solo e solo-nuvem (SN) positivo (Figura 4e) e negativo (Figura 4f) - relâmpagos mais raros que se originam do solo.

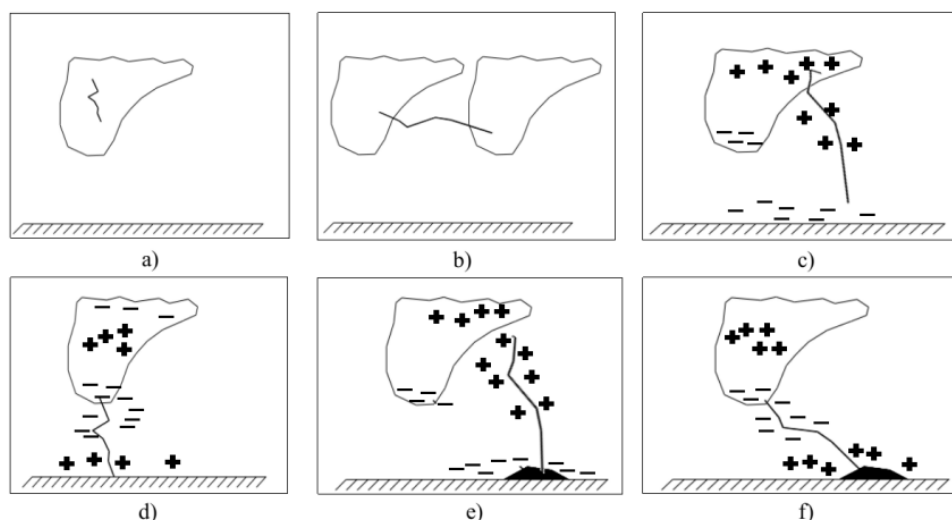


Figura 4: Tipos de relâmpagos que ocorrem entre o solo e as nuvens: (a) relâmpagos intra-nuvem (IN), (b) entre-nuvem (EN), (c) nuvem-solo (NS) positivo, (d) nuvem-solo (NS) negativo, (e) solo-nuvem (SN) positivo e (f) solo-nuvem (SN) negativo.

Fonte: Adaptado de Ogawa (1995).

Os relâmpagos IN são os mais comuns na atmosfera (representam aproximadamente 80% da ocorrência de relâmpagos totais). Porém, devido a baixa intensidade e menor emissão de fontes VHF, são de difícil detecção. Dentre os tipos de relâmpagos, os mais estudados são os NS devido a facilidade de detecção/visualização e de avaliar as características. Além disso, esses relâmpagos apresentam os maiores riscos para a população, equipamentos e redes de distribuição de energia (NACCARATO, 2006). Os relâmpagos NS dividem-se em dois tipos:

i) NS negativo (NS-): Segundo Uman (1969) os relâmpagos NS- seguem seis etapas: (a) Pulso de Quebra de Rigidez: uma descarga que surge entre o centro negativo e o centro positivo na base da nuvem para liberação de elétrons (Figura 5a); (b) líder escalonado: é uma fraca descarga luminosa que se propaga em direção ao solo criando um caminho ionizado (Figura 5b); (c) descarga conectante: descarga que liga o líder escalonado ao solo, geralmente partindo de objetos pontiagudos; (d) descarga de retorno: caracterizado por uma descarga de intensa luminosidade (clarão) com uma corrente elétrica da nuvem para o solo e com picos de 30 kA e velocidade da ordem de 10^8 m s^{-1} e com duração de aproximadamente 70 microssegundos (Figura 5d e); (e) líder contínuo: após a primeira descarga o canal do relâmpago é reionizado (Figura 5f e h) e (f) descarga de retorno subsequente: Após o caminho ser ionizado ocorre outra descarga “reaproveitando” o caminho feito pela primeira descarga (Figura 5g e i); sendo que as etapas (e) e (f) podem não ocorrer ou ocorrer em repetição (RAKOV et al., 2003). Em uma ocorrência de relâmpago NS, o canal da

descarga elétrica é utilizado várias vezes, cada descarga individual recebe o nome de *stroke current* ou apenas *return stroke* (em português descarga de retorno), sendo utilizado exclusivamente para descargas que atingem o solo. Para relâmpagos que possuem mais de uma descarga de retorno, é concebido a propriedade de multiplicidade, onde cada descarga de retorno representa um número de multiplicidade.

ii) NS positivo (NS+): Seguem em geral as mesmas etapas dos NS-. Porém com luminosidade mais fraca, propagam-se em uma região de cargas positivas dentro da nuvem, com luminosidade contínua com geralmente apenas uma descarga de retorno (SABA et al., 2010; SCHUMANN, 2012).

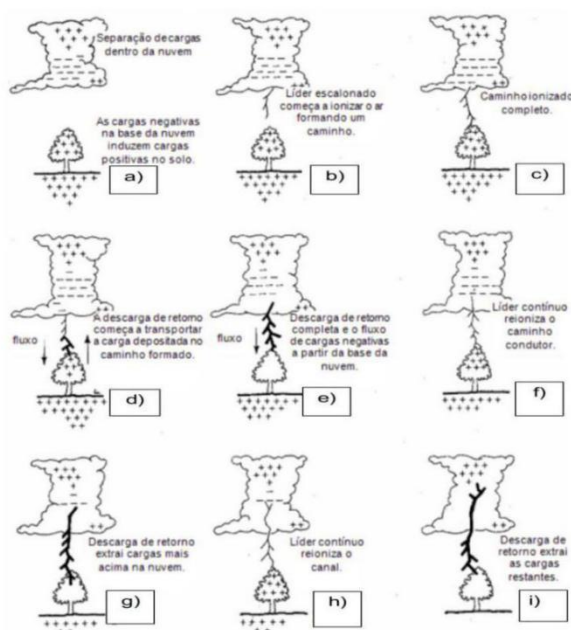


Figura 5: Etapas de um relâmpago nuvem-solo negativo, onde (a) representa o pulso da quebra da rigidez do ar, (b) líder escalonado, (c) caminho ionizado, (d) descarga conectante, (e) descarga de retorno, (f) líder contínuo, (g) início de uma nova descarga, (h) líder contínuo e (i) descarga de retorno (repetição das etapas (e) e (f)).

Fonte: Adaptado de Lutgens e Tarbuck (1982, p. 244).

2.2. Revisão Bibliográfica

Diversos estudos na literatura têm demonstrado como as propriedades físicas dos relâmpagos podem ser impactados pela microfísica e estrutura elétrica das nuvens de tempestade (MANSELL e ZIEGLER, 2013; BRUNING e MACGORMAN 2013; MECIKALSKI et al., 2015). Com o início dos estudos dos relâmpagos através de redes que podem mapear relâmpagos em três dimensões (*Lightning Mapping Array-LMA*) (Rison et al., 1999) foi possível inferir que a microfísica das nuvens pode

controlar a taxa, comprimento e área dos relâmpagos. Por exemplo, o trabalho de Mecikalski et al. (2015) mostrou que os relâmpagos de comprimento menor (maior) ocorreram durante uma taxa de relâmpagos alta (baixa) e se relacionam com volumes de *graupel* menor (maior) e de correntes ascendentes fortes (fracas).

A princípio, os estudos sobre a estrutura de cargas elétricas através de redes LMAs mostraram uma estrutura típica bipolar para as tempestades (RISON et al., 1999). Contudo, com o avanço da utilização desses dados, pode-se perceber que as características da estrutura elétrica podem ser mais complexas. Os recentes estudos de Weiss et al. (2008) mostraram a existência de uma estrutura de duas a seis camadas de cargas elétricas, estando a mais complexa estrutura no centro convectivo da tempestade. Outros trabalhos sugerem que a estrutura de cargas em tempestades severas apresentam configuração tripolar (BELTRAN, 2017; LUND et al., 2009; BRUNING et al., 2007), com centros de cargas positivas em torno de -3 e -37°C e outro de cargas negativas entre -10°C a -15°C (entre 8 a 9 km de altura) com predominância de relâmpagos NS-.

Em adição, alguns trabalhos têm demonstrado que as propriedades elétricas e físicas das tempestades possuem uma boa correlação com o comprimento total dos relâmpagos (MANSELL e ZIEGLER, 2013; Da Silva, 2018). Por exemplo, o estudo de Da Silva (2018) utilizando dados de rede LMA em São Paulo mostrou que quanto maior o número de fontes VHF dos relâmpagos, maiores são os valores para as variáveis duração, área e comprimento. Além disso, o autor mostrou que os relâmpagos NS positivos ocorrem em altitudes mais elevadas e possuem áreas maiores comparados aos relâmpagos NS negativos. Esses resultados apontam que os relâmpagos possuem uma relação com as condições microfísicas, com a estrutura elétrica e com a região de formação nas nuvens de tempestade, que podem auxiliar na compreensão da formação e propagação dos relâmpagos.

As características da estrutura de cargas elétricas observadas por Lund et al. (2009) através de uma rede LMA mostrou a existência de nuvens de tempestade com três regiões de cargas elétricas (um centro negativo sobre dois centros positivos) em até 9 km de altura e possuir uma quarta região de cargas negativas acima de 12 km, assim como no modelo conceitual (STOLZENBURG et al., 1998). Além disso, foi observado que os relâmpagos no interior das nuvens de tempestade possuem uma certa tendência de conectar uma região superior de carga positiva acima de uma região de nível médio de carga negativa. Foi observado também que as regiões de

iniciação dos relâmpagos estavam próximas entre regiões de *graupel* e cristais de gelo. Na tempestade estudada por Lund et al. (2009) a taxa de relâmpagos durante a fase madura da tempestade permaneceu entre 80-110 relâmpagos por minuto, enquanto que o número de fontes VHF dobrou de valor.

Mais recentemente Zhang et al. (2017) empregaram dados de radar, fontes de VHF (proveniente de uma rede LMA) e perfil termodinâmico numa análise de uma tempestade que ocorreu na cidade de Albuquerque no Novo México. Os resultados mostraram correlações negativas entre o tamanho do relâmpago, sua intensidade e a intensidade convectiva da tempestade. Os autores também documentaram que o tamanho dos relâmpagos foi inversamente proporcional à taxa dos relâmpagos e do eco de refletividade do topo da tempestade. Quanto a configuração de cargas elétricas na tempestade, observou-se que períodos ou regiões de forte convecção tendem a ter distribuição densa e intercaladas de pequenas regiões de carga, devido à forte corrente ascendente, que dá origem aos pequenos relâmpagos. Além disso, foi observado que quanto mais intensa a tempestade, maior é o coeficiente de correlação entre o tamanho do relâmpago e a extensão dos mesmos, assim o tamanho da tempestade impacta no tamanho da distribuição dos relâmpagos.

Uma visão geral sobre a campanha CHUVA-Vale e a descrição do evento em questão foram relatados no trabalho de Albrecht et al. (2012) e Machado et al. (2014). A tempestade do dia 07 de janeiro de 2012, teve início a sudoeste da cidade de São Paulo e passou pela Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) com refletividade acima de 40 dBZ e atingindo valores máximos de 59 dBZ às 17:40 UTC, quando o granizo foi relatado no centro da cidade de São Paulo. Após 30 minutos, granizo e inundações foram reportados em Guarulhos, quando um máximo de fontes de VHF provenientes de uma rede LMA foram observados, evidenciando a possível ocorrência de um “*Lightning Jump*” (LJ). O LJ representou um salto nos registros de fontes de VHF e consequentemente de relâmpagos. Geralmente o LJ está associado a forte interação dos hidrometeoros no momento em que a tempestade possui corrente ascendente intensa, aproximadamente 30 minutos antes da queda do granizo em solo, esse tipo de configuração pode ser associado com condições de eventos severos assim como tornados (SCHULTZ et al., 2009).

A Figura 6 mostra a mesma tempestade documentada por Albrecht et al. (2012) e avaliada neste presente trabalho em desenvolvimento. O trabalho de Machado et al. (2014) mostrou a evolução da densidade de fontes de VHF pela rede LMA.

Juntamente com os relatos da tempestade, pode-se verificar o momento da queda de granizo, que ocorreu 15 minutos antes dos máximos de refletividade e densidade de fontes VHF (Figura 6b). Pode-se observar também que a tempestade possuiu uma extensão de 18 km de altitude apresentando dois centros de cargas elétricas bem definidas e com regiões de origem de relâmpagos localizadas principalmente em 7 e 10 km. Essa configuração pode ser causada principalmente pela corrente ascendente e pela precipitação. Dessa forma, se compreendida completamente pode-se ter uma previsão do evento severo e da atividade elétrica nas nuvens de tempestade, gerando avisos de tempo severo que podem amenizar os danos causados à população por esses eventos.

Embora os trabalhos de Albrecht et al. (2012) e Machado et al. (2014) tenham abordado a tempestade do presente estudo, essas abordagens foram de pouca profundidade. Foi utilizado um radar com baixa resolução temporal (radar de São Roque que na época tinha resolução temporal de 15 min), o que poderia comprometer uma avaliação profunda e específica dessa intensa tempestade que possuiu uma rápida evolução. Além disso, não foram avaliadas as condições sinóticas, ambientais e nem o impacto da microfísica e física da tempestade nas características físicas e elétricas dos relâmpagos daquela tempestade. A distribuição vertical das fontes totais dos relâmpagos e da região de iniciação dos relâmpagos não foram analisadas, tornando assim o presente trabalho inovador.

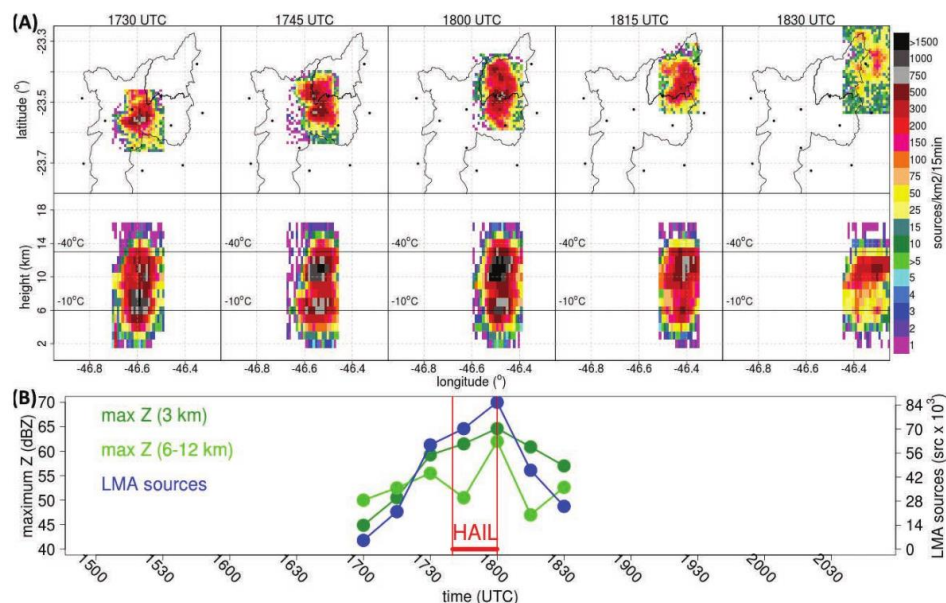


Figura 6: Tempestade que ocorreu no dia 7 de janeiro de 2012: (a) densidade de fontes de VHF proveniente de rede LMA acumulada na célula convectiva e (b) evolução temporal da refletividade máxima e do número de fontes de VHF.

Fonte: Adaptado de Machado et al. (2014).

3. DADOS

3.1 Região de Estudo

A região de estudo foi escolhida com base na área de atuação dos sensores provenientes da campanha CHUVA-Vale do Paraíba (CHUVA-Vale). Essa campanha ocorreu entre novembro de 2011 e março de 2012 abrangendo a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), região do Vale do Paraíba e cidades vizinhas (MACHADO et al., 2014) (Figura 7). A RMSP é o principal centro de aglomeração urbana da América do Sul, ocupando a sexta posição entre as maiores do mundo, com cerca de 21,5 milhões de habitantes. Segundo o relatório da Organização das Nações Unidas (ONU, 2014), este valor corresponde a 47,54% da população do Estado de São Paulo e ocupa uma área de 7.946,96 km². A economia da RMSP tem impacto direto na economia brasileira sendo responsável por um Produto Interno Bruto (PIB) de R\$ 786,5 bilhões - valor equivalente a 56% do PIB estadual e 18% do PIB brasileiro, segundo dados de 2012. Concentra uma série de atividades diversificadas e é o centro de decisões políticas e econômicas do Estado de São Paulo, em que os setores de maior ênfase são: telecomunicações, educação e transportes. Dessa forma a RMSP representa o maior complexo industrial, com um território de importância estratégica e sendo o principal centro financeiro do país (EMPLASA, 2015).

O clima da região é dividido em termos de precipitação, podendo ser classificado como possuindo estações predominantes: uma estação seca de maio a setembro e uma estação chuvosa que se estende de outubro a abril. A precipitação da estação chuvosa é devido ao aquecimento da superfície continental somado à convecção tropical desse período do ano, e adicionais fatores como: sistemas frontais e áreas de instabilidade continental, favorecem a ocorrência de chuvas abundantes nesse período do ano. Na estação seca, a precipitação é principalmente causada devido às frentes frias vindas do sul do continente. Essa estação é caracterizada pela diminuição da precipitação e das temperaturas ocorrendo grandes períodos de estabilidade atmosférica (CETESB, 2008). Segundo a classificação de *Köppen-Geiger*, o clima da RMSP apresenta em termos médios configurações de Clima Subtropical Úmido de Altitude (Cwb), Clima Subtropical Úmido (Cfa) e Clima Subtropical (Cwa) em seus entornos (ALVARES et al., 2014).

A base de dados que será utilizada neste trabalho corresponde ao dia 7 de janeiro de 2012 da campanha CHUVA-Vale. Esta campanha foi quarto experimento

vinculado ao Projeto CHUVA - *Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: A contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement)* (MACHADO et al., 2014), que teve como objetivo compreender a evolução das tempestades e a ocorrência de relâmpagos. Dos dados obtidos na campanha CHUVA-Vale, os seguintes dados serão utilizados no presente estudo: i) refletividade de radar banda S, da Fundação Centro Tecnológico Hidráulica (FCTH); ii) fontes de Very High Frequency (VHF) provenientes da rede *São Paulo Lightning Mapper Array* (SPLMA); e iii) descargas de retorno fornecidas pela rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT). Foram utilizados dados adicionais como aqueles provenientes de estações meteorológicas, sinóticos, modelo e de satélites.

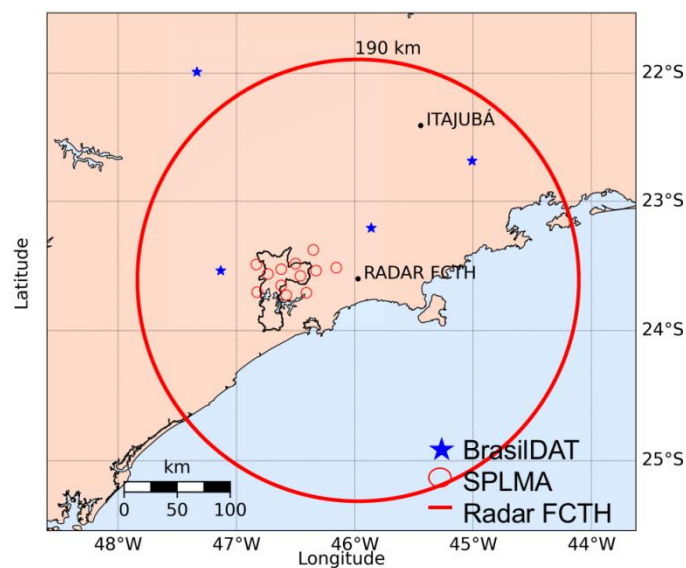


Figura 7: Região de estudo mostrando a localização e raio (190 km) de atuação do radar FCTH, rede SPLMA (círculos vermelhos) e sensores de relâmpagos da rede BrasilDAT (estrelas azuis).

3.2 Radar FCTH

Os dados de radar a serem utilizados são provenientes do radar banda S (10 cm) operado pela Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH). Esse radar está localizado no município de Salesópolis nas coordenadas: latitude de 23° 36' 0.000" Sul e longitude de 45° 58' 20" Oeste e altitude de 916 metros, na grande São Paulo. O Radar faz parte do Sistema de Alerta a Inundações de São Paulo (Saisp). Esses dados serão utilizados para identificar e rastrear a tempestade, assim como para determinar os parâmetros microfísicos.

Durante a campanha CHUVA-Vale o radar operou com uma resolução temporal de 5 minutos e com alcance de 190 km. No total 20 *Plan Position Indication* (PPI) foram realizados para cada varredura volumétrica compreendendo ângulos de elevação entre 1,0° e 30,8°. A resolução radial foi dependente da distância ao radar sendo de: 0,5 km (< 60 km), 1,0 km (60-120 km) e 2,0 km (> 120 km) enquanto a resolução azimutal do radar esteve fixada em 1°. Foram produzidos os *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) de 3 a 15 km de altura da variável refletividade com resolução espacial horizontal e vertical de 1 km, respectivamente.

3.3 Rede SPLMA

A rede *São Paulo Lightning Mapping Array* (SPLMA) forneceu informações sobre a propagação tridimensional dos relâmpagos na atmosfera durante a campanha CHUVA-Vale. Este monitoramento foi realizado através do mapeamento das fontes de emissões de radiação eletromagnética emitidas pelos relâmpagos em frequências entre 30-300 MHz (VHF - *Very High Frequency*). A rede SPLMA é capaz de mapear em três dimensões a propagação do canal principal do relâmpago em até 150 km de distância (RISON et al., 1999; GOODMAN et al., 2005). Dessa forma é possível determinar as características físicas dos relâmpagos, como: comprimento e área, e também caracterizar o comportamento da estrutura de cargas elétricas no interior da tempestade, além das regiões de iniciação e propagação dos relâmpagos.

A rede SPLMA foi desenvolvida pelo *New Mexico Institute of Mining and Technology* em conjunto com a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), *University of Alabama in Huntsville*, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e Universidade de São Paulo (USP) e instalada na Região Metropolitana de São Paulo e cidades vizinhas durante o Projeto CHUVA-Vale (Albrecht et al., 2012). Constituída por 12 estações no total (operando nos canais de TV 8 (180-186 MHz) e 10 (192-198 MHz)), o tempo de chegada dos sinais eletromagnéticos são medidos mediante a tecnologia de posicionamento TOA (*Time-of-Arrival*) e através de GPS (*Global Positioning System*) são determinadas as localizações das fontes no espaço (CUMMINS; MURPHY, 2009; MACGORMAN; RUST, 1998). Os dados a serem utilizados no presente estudo são referentes ao dia 7 de janeiro de 2012, com processamento nível 2, onde as fontes de VHF estão agrupadas em relâmpagos e com filtro de ruídos (BLAKESLEE et al., 2013; BAILEY et al., 2014). Dessa forma, as

informações da rede SPLMA utilizadas foram: data, horário, localização (latitude, longitude e altura) e altura das fontes pertencentes a cada relâmpago.

3.4 Rede BrasilDAT

Os dados referentes às ocorrências de descargas de retorno NS e IN foram provenientes da Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT). A rede BrasilDAT é uma rede integrada de detecção de descargas de retorno IN e NS, implantada no Brasil em 2011. Essa rede foi implementada pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT/INPE) e desenvolvida pela *Earth Networks* (NACCARATO et al., 2014). É composta por sensores em solo que utilizam o método de detecção TOA na faixa de frequência entre 1 Hz e 12 MHz, sensível a atividade elétrica. Assim é possível determinar a localização do relâmpago a partir do instante em que a radiação eletromagnética produzida pelo relâmpago chega ao sensor mediante o ponto de intersecção de hipérboles que cruzam três ou mais sensores. Através de uma diferença temporal relativa dos horários de chegada registrados pelos sensores e pela intersecção das hipérboles, detectaram o local de ocorrência dos relâmpagos (MATTOS, 2015). Durante o experimento a BrasilDAT era composta por 56 sensores atuando em 11 estados do Brasil da região sudeste, sul, centro-oeste e parte da região nordeste. Os dados a serem utilizados neste trabalho constituem-se de data, localização, polaridade (podendo ser positiva ou negativa) e pico de corrente das descargas de retorno IN e NS (NACCARATO et al., 2012).

3.5 Dados Sinóticos, Ambientais e de Satélite

Para a análise do comportamento sinótico e dos índices ambientais da tempestade foram utilizados os seguintes dados: cartas sinóticas de superfície, de médios níveis (500 hPa) e de altitude (250 hPa) do Grupo de Previsão de Tempo (GPT) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE).

Também foram utilizados dados de direção, velocidade e rajada do vento (em m.s^{-1}) da estação meteorológica de superfície Mirante de Santana do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET); de precipitação horária (em mm) das estações em superfície: Rio Tietê - Barragem da Penha Montante, Córrego Cabuçu de Cima - Vila Galvão, Rio Aricanduva e Córrego Jacú - Jd. Pantanal, pertencentes a Fundação Centro Tecnológico Hidráulica - FCTH e dados de precipitação diária (em mm) das

estações Ermelindo Matarazzo, Bairro Fazenda Velha, Fazenda São Bento e Santa Isabel da Agência Nacional das Águas - ANA (Figura 8).

Foram utilizados os dados da saída de reanálise do modelo *European Centre for Medium Range Weather Forecast ReAnalysis* - ERA5 (HERSBACH e DEE, 2016) do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) (<https://cds.climate.copernicus.eu>): a) horários de *Convective Available Potential Energy* (CAPE, JKg^{-1}) em superfície com resolução espacial de $0,7^\circ \times 0,7^\circ$ para o dia da tempestade e; b) dados para confecção do perfil termodinâmico da atmosfera (temperatura, umidade relativa, velocidade e direção do vento) para 37 níveis verticais com resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ centrada no Aeroporto de Guarulhos (GRU, latitude: $23^\circ 25' 56''$ Sul e longitude: $46^\circ 28' 9''$ Oeste, Figura 8) para o dia da tempestade nos horários 12, 15 e 18Z. Uma vez que os dados observados da Cidade de São Paulo não estavam disponíveis, a alternativa foi obter o dado de modelo. Além destes, foram utilizados os dados de temperatura de brilho do canal 4 infravermelho ($10,7 \mu\text{m}$) do satélite geoestacionário *Geostationary Operational Environmental Satellite* – 13 (GOES-13) para comparação com cartas sinóticas e dados do canal 9 infravermelho ($10,8 \mu\text{m}$) e do canal 5 vapor d'água ($6,2 \mu\text{m}$) do satélite *Meteosat Second Generation* (MSG) disposto de 15 em 15 minutos para melhor observação e identificação da tempestade.

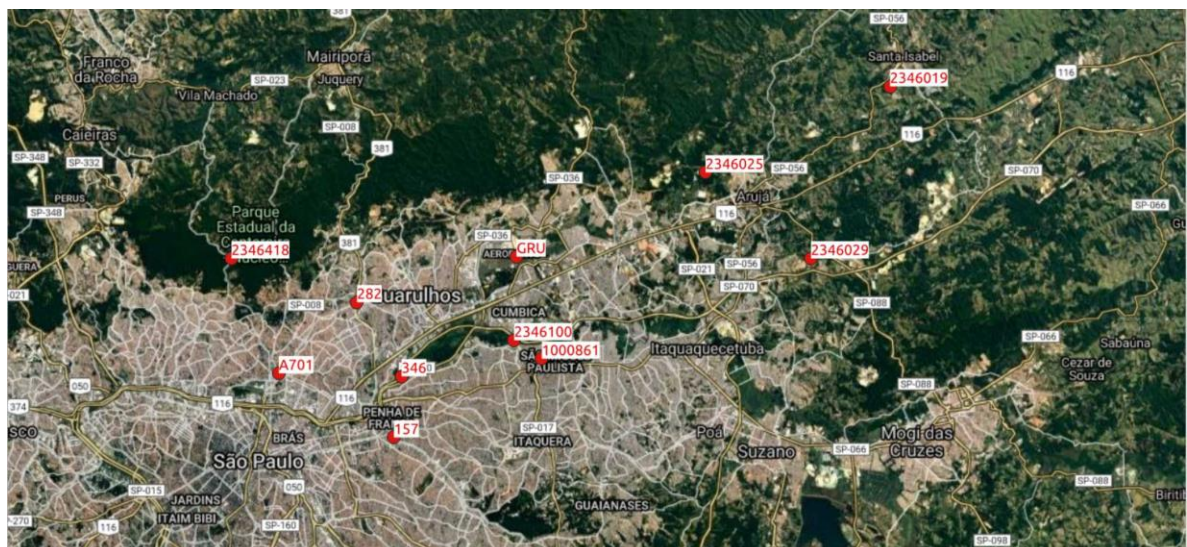


Figura 8: Localização das estações em superfície: INMET: A701 (Mirante de Santana); ANA: 2346100 (Ermelindo Matarazzo), 2346025 (Bairro Fazenda Velha), 2346029 (Fazenda São Bento) e 2346019 (Santa Isabel); CTH: 346 (Rio Tietê - Barragem da Penha Montante), 282 (Córrego Cabuçu de Cima - Vila Galvão), 157 (Rio Aricanduva) e 1000861 (Córrego Jacú - Jd. Pantanal) e; GRU (Aeroporto de Guarulhos – São Paulo - SP).

4. METODOLOGIA

4.1 Avaliação Sinótica e Ambiental do dia do Evento

Para caracterizar o comportamento sinótico do dia do evento foram utilizadas cartas sinóticas do CPTEC de superfície, médios níveis e altitude (500 e 250 hPa, respectivamente) e dados do satélite GOES-13 no canal 4 infravermelho (IR, 10,7 μm). As análises das cartas de superfície podem indicar a presença de sistemas de baixa pressão atuantes na região durante o evento e as cartas de altitude podem indicar o escoamento de altos níveis que proporciona movimentos ascendentes. Em contrapartida, as imagens de satélite do canal infravermelho podem indicar as características do topo da tempestade. Além disso, a tempestade foi avaliada através da aplicação da técnica de multicanais. Foi empregado o cálculo da diferença entre a temperatura de brilho do canal 5 vapor d'água (6,2 μm) e canal 9 infravermelho (10,8 μm) (TWV-TIR) ambos do satélite MSG. Essa metodologia foi empregada por Schmetz et al. (1997), sendo utilizada para o rastreamento de nuvens profundas e tem o potencial de indicar a existência de nuvens penetrativas com capacidade de penetrar a tropopausa. Diferenças positivas geralmente estão associadas a nuvens que possuem bastante partículas de gelo e forte potencial para produção de relâmpagos (MACHADO et al., 2009).

Em termos de precipitação foram avaliados os dados diários da precipitação medida pelas estações citadas anteriormente. Em adição para avaliar a distribuição espacial da precipitação para o dia da tempestade, empregou-se os dados de refletividade em 3 km de altura do radar da FCTH. A precipitação foi estimada aplicando a relação de Marshall-Palmer (MARSHALL e PALMER, 1948). Esta relação Z-R refere-se a uma relação exponencial entre a refletividade do radar e a precipitação. Essa relação possui parametrizações para cada região de estudo, porém por convenção utiliza-se da forma padrão para indicativo de localizações de precipitação ativa (Equação 1):

$$Z = 200 * R^{1.6}, \quad (1)$$

onde, Z é a refletividade em $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ e R é a taxa de precipitação em mm h^{-1} .

Esta formulação é amplamente utilizada no meio científico, seja para calibração para diferentes localidades, quanto para melhorias na estimativa de chuva

pelo radar (ANTONIO, 1984; BELLON e AUSTIN, 1984; COLLIER, 1986; ZAWADZKI et al., 1986; DONZELLI e MEZZASALMA, 1995; SEO, 1998). Através das imagens a cada 5 min do radar foi determinado a precipitação acumulada para o dia do evento.

Também foi realizada a avaliação do perfil vertical da atmosfera através do diagrama *Skew-T* e do campo espacial de CAPE proveniente dos dados do ERA5 para avaliação dos índices de instabilidade. Assim, pode-se inferir como a atmosfera poderia condicionar um evento severo na região em questão.

4.2 Rastreamento das Tempestades

A segunda etapa deste trabalho baseou-se em identificar e rastrear a tempestade que ocorreu no dia 7 de janeiro de 2012. Como referência foi utilizado o CAPPI de refletividade de 3 km de altura com limiar mínimo de 20 dBZ. Baseado nesse limiar foi realizada a identificação e acompanhamento do ciclo de vida dessa tempestade de maneira manual semelhante ao realizado por Abreu (2018). Nesse rastreamento da tempestade considerou a localização de um quadrado centrado no centro geométrico da tempestade, estando a tempestade limitada pelas bordas do quadrado. Esta tempestade teve início na porção sul da RMSP por volta das 14:52 UTC e se dissipou por volta das 23:47 UTC.

Após a identificação e rastreamento da tempestade, os dados de radar foram sobrepostos aos dados da rede SPLMA para verificar a localização das fontes VHF e da rede de relâmpago BrasilDAT para cada passo do ciclo de vida das tempestades (a cada 5 minutos), assim como proposto por Lund et al. (2009). O rastreamento da tempestade é representado na Figura 9, 9.1 e 9.2, com alguns dos principais estágios da tempestade (intervalos de tempo a cada 20 minutos).

Foi observado que esse método de rastreio pôde abranger a tempestade toda, identificando centros convectivos e regiões estratiformes. Porém, esse método acabou contabilizando uma área muito grande para a tempestade, contabilizando divisões e centros convectivos que se tornariam outras tempestades individuais.

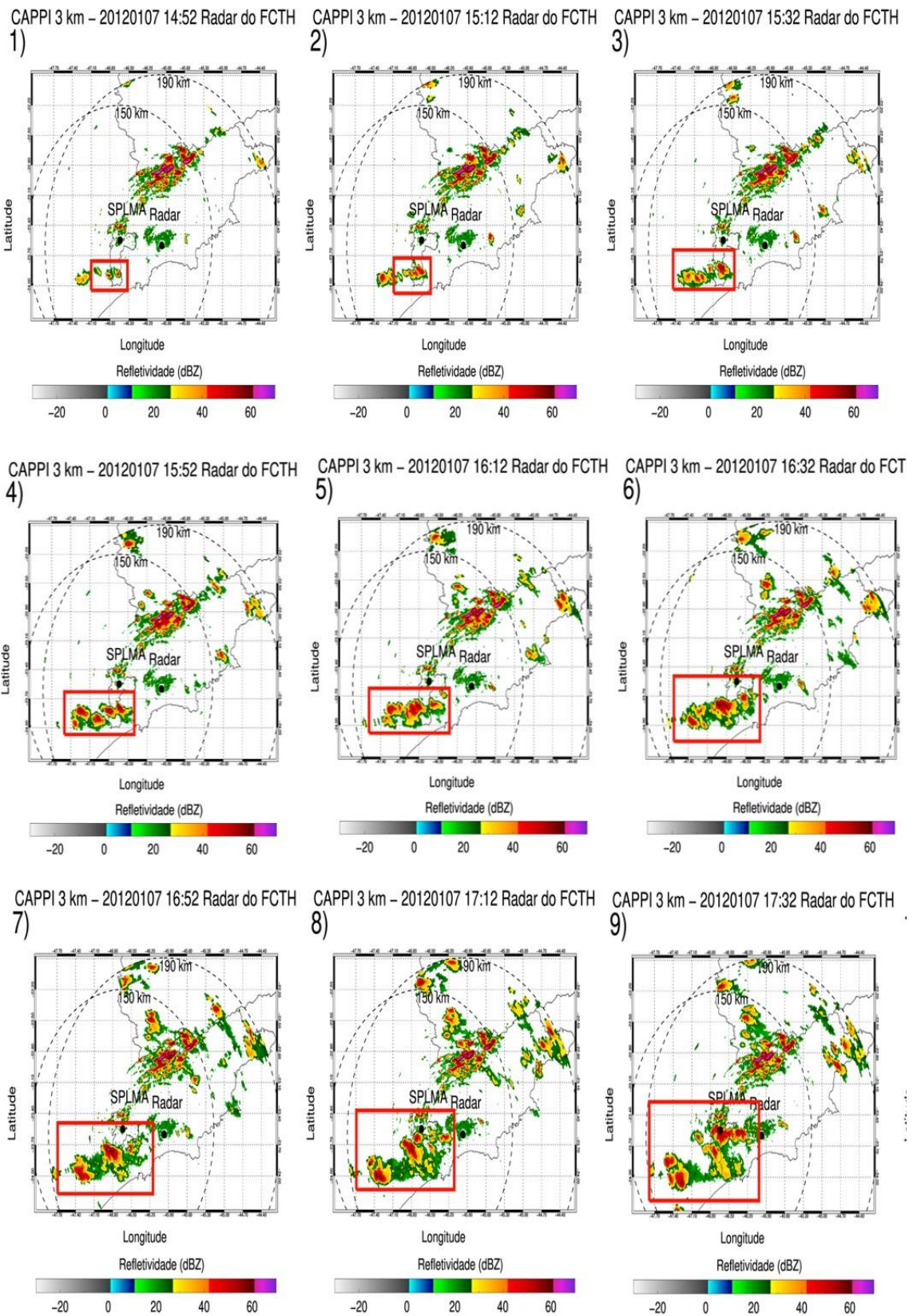


Figura 9: CAPPI de 3 km de altura de refletividade para a tempestade do dia 7 de janeiro de 2012 entre 14:52 UTC e 17:32 UTC. O quadrado vermelho representa a área de rastreamento da tempestade (continua na Figura 9.1).

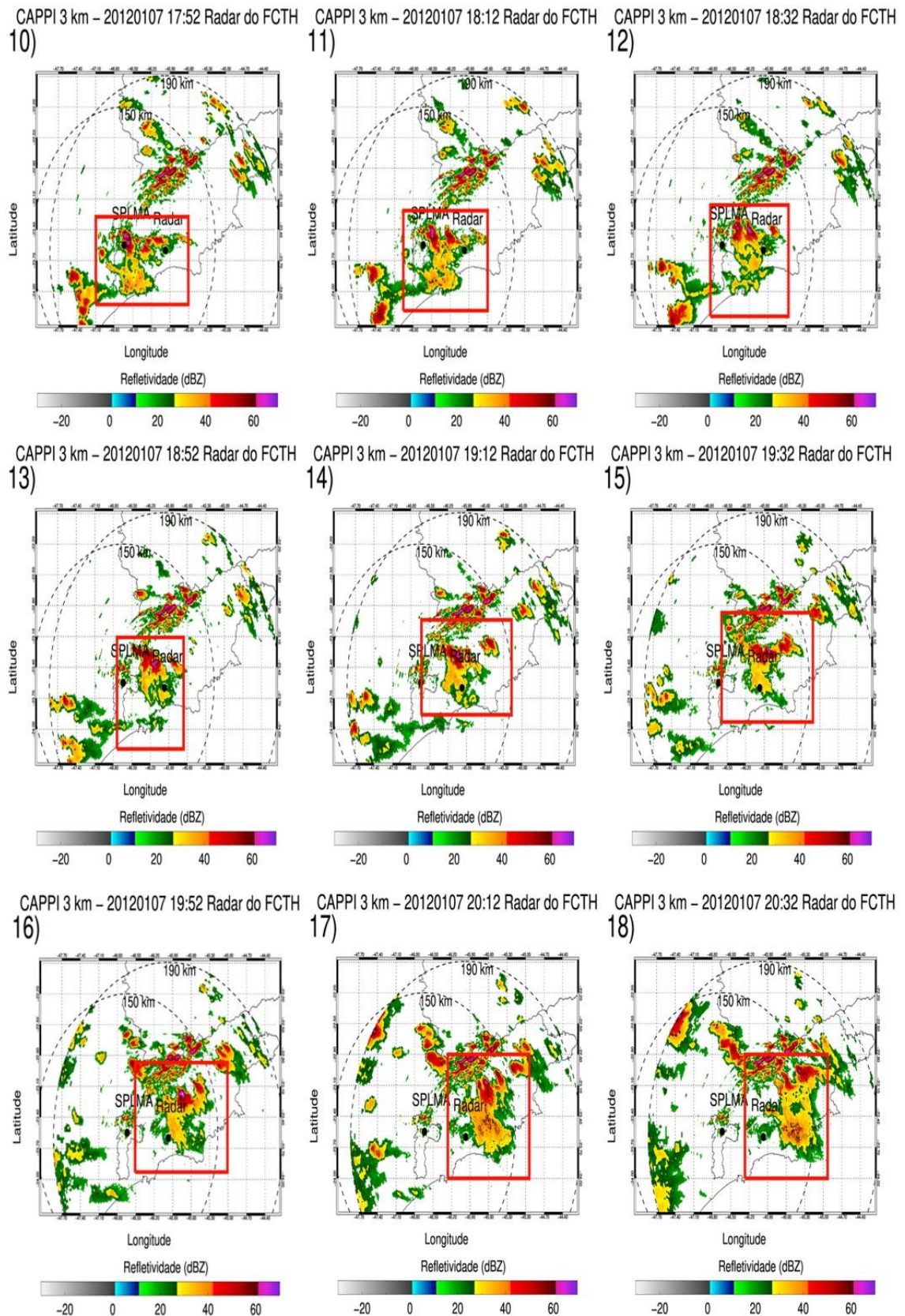


Figura 9.1: Continuação da Figura 9, ilustrando o rastreamento da tempestade na RMSP no dia 07 de janeiro de 2012 (Continua na Figura 9.2).

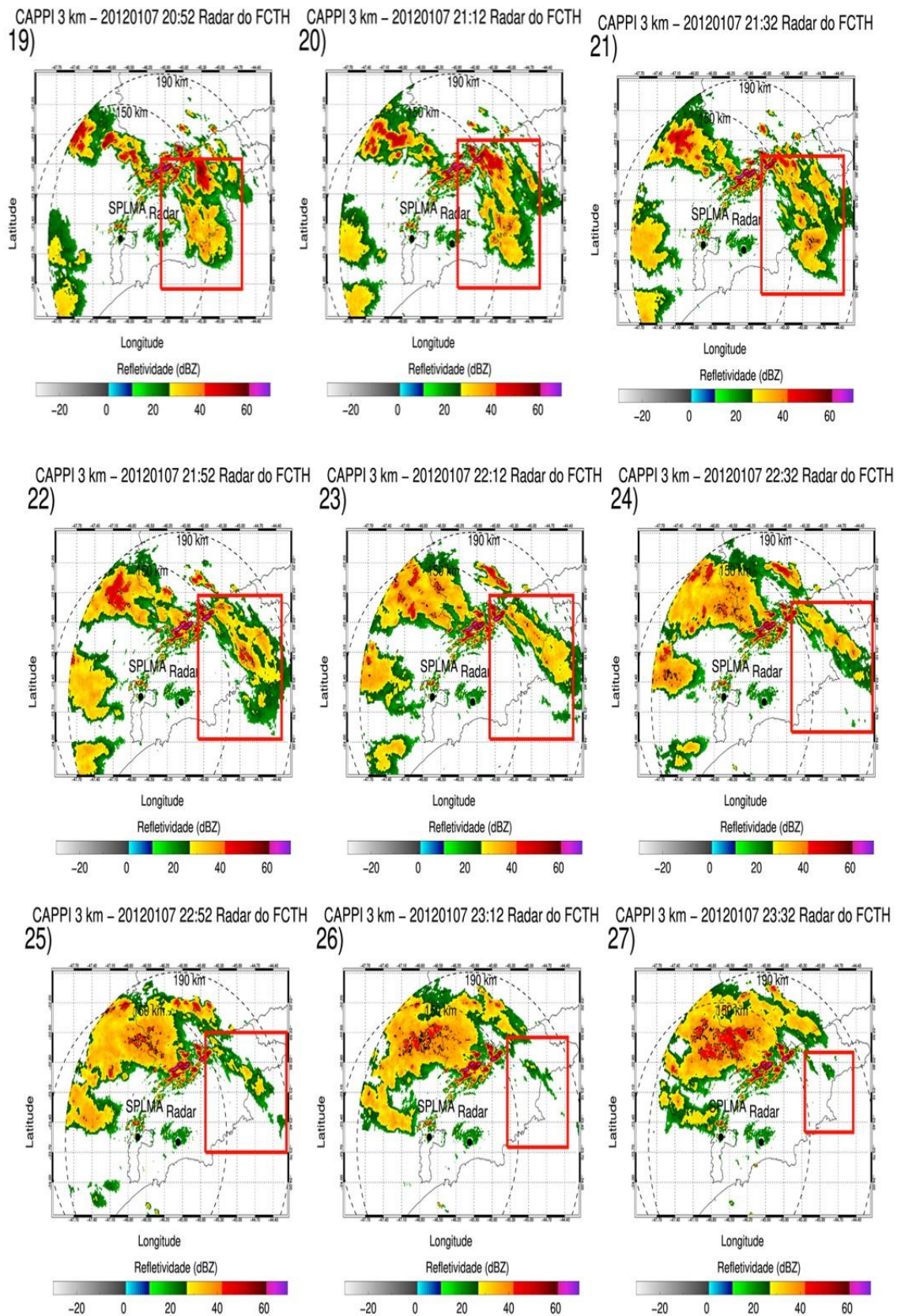


Figura 9.2: Continuação da Figura 9.1, ilustrando o rastreamento da tempestade na RMSP no dia 07 de janeiro de 2012.

4.3 Combinação dos Dados de Relâmpagos

Para a análise das propriedades físicas dos relâmpagos foi realizada a combinação dos dados da rede BrasilDAT e SPLMA. Nesse contexto, os dados de relâmpagos foram acumulados no intervalo de tempo de 5 minutos (mesma resolução temporal do radar) e na mesma grade regular cartesiana do CAPPI de refletividade. Desta forma foi possível sincronizar os dados de radar com as informações das duas redes, facilitando o acompanhamento temporal da atividade elétrica da tempestade com as características físicas da precipitação.

As descargas de retorno (*return stroke*, do inglês) da BrasilDAT foram agrupadas em relâmpagos (*flashes*, do inglês) empregando-se um limiar temporal e espacial de 0,5 s e 20 km, respectivamente. Para minimizar os efeitos de ruídos e a classificação errônea de relâmpagos, apenas os relâmpagos da SPLMA com mais de 10 fontes foram utilizados neste trabalho (LANG e RUTLEDGE, 2008; LUND et al., 2009; BRUNING e MACGORMAN, 2013; BAILEY et al., 2014). Os relâmpagos da BrasilDAT foram combinados com os relâmpagos da SPLMA considerando o intervalo entre a primeira e última fonte de VHF do relâmpago da SPLMA.

4.4 Propriedades Microfísicas da Tempestade

A avaliação microfísica da tempestade foi realizada empregando-se a utilização dos produtos de saída do Radar banda S da FCTH para posterior comparação com as propriedades elétricas da tempestade. Os produtos foram calculados para cada passo de tempo da varredura do radar no intervalo da passagem da tempestade. Primeiramente foi calculado a área da tempestade para o cálculo dos produtos subsequentes. Para o cálculo da área da tempestade foi localizado a região da tempestade pelo rastreamento obtido na seção 4.2, onde a área da tempestade representa todos os pixels dentro do retângulo que contém refletividade acima de 20 dBZ. Em seguida foram calculados os seguintes parâmetros microfísicos: i) massa de *graupel* na isoterma de -10°C , ii) massa de partículas de gelo acima de -40°C , iii) volume de *graupel* entre -10° e -40°C , iv) *Vertically Integrated Liquid* (VIL), v) *Vertically Integrated Ice* (VII) entre -10° e -40°C e iv) volume de partículas de gelo acima de -40°C .

A massa de *graupel* (em kg) para a isoterma de -10°C foi obtida seguindo a metodologia de Carey e Rutledge (2000), mediante a Equação 2:

$$M = 1000 * \pi \rho_i N_o^{3/7} \left(\frac{5.28 * 10^{-18} Z_{\frac{\text{gelo}}{h}}}{720} \right)^{4/7} \quad (\text{kg}), \quad (2)$$

onde ρ_i é a densidade do gelo (917 kg m^{-3}), N_o ($4 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$) é o parâmetro de intercepção de uma distribuição exponencial inversa assumida para o gelo e $Z_{\frac{\text{gelo}}{h}}$ é a refletividade do radar e está expressa em $\text{mm}^6 \text{ m}^{-1}$. Vale ressaltar que a componente $Z_{\frac{\text{gelo}}{h}}$ foi utilizada tomando como base que toda a coluna da fase mista da tempestade foi composta por gelo, uma vez que o radar utilizado não possuía configuração polarimétrica.

Para o cálculo da massa de cristal de gelo (massa de gelo não-precipitante, Equação 3), foi utilizada a formulação documentada por Heymsfield e Palmer (1986):

$$M = 0,08976 * Z^{0,529} (\text{g m}^{-3}), \quad (3)$$

onde a massa M é expressa em g m^{-3} e Z é a refletividade expressa em $\text{mm}^6 \text{ m}^{-1}$.

O volume de *graupel* (em km^3) entre as isothermas de -10 e -40°C foi calculado semelhante a metodologia de Mecikalski et al. (2015). Nesta metodologia o volume é obtido multiplicando a quantidade de pixels (3D) com refletividades maiores que 35 dBZ entre -10° e -40°C pelo volume de um pixel (1 km^3). Da mesma forma foi calculado o volume de cristais de gelo entre as isothermas de -10 e -40°C .

Outro parâmetro a ser utilizado neste trabalho é o Conteúdo Integrado de Água Líquida Total (do inglês, *Vertically Integrated Liquid*, VIL), que representa a estimativa do conteúdo total de água líquida integrado para toda a coluna vertical da nuvem (Equação 4, GRENNE; CLARK, 1972):

$$\text{VIL} = 3,44 * 10^{-6} \int_{\text{base da nuvem}}^{\text{topo da nuvem}} Z_e^{4/7} dH(\text{kg}) \quad (4)$$

onde o VIL é dado em kg m^{-2} e Z_e é a refletividade em $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$.

O último parâmetro a ser utilizado neste trabalho é o Conteúdo Integrado de Gelo Total (do inglês, *Vertically Integrated Ice* - VII) proposto por Carey e Rutledge (2000). Este produto é obtido através da relação entre a massa de graupel e refletividade ente as isothermas de -10 e -40°C (MOSIER et al., 2011), expressa pela Equação 5:

$$VII = 1000 * \pi \rho_i N_o^{3/7} \left(\frac{5.28 * 10^{-18}}{720} \right)^{4/7} \int_{H_{-10}}^{H_{-40}} Z^{4/7} dH \text{ (kg)}, \quad (5)$$

onde H_{-10} e H_{-40} indicam as alturas dada em metros das isotermas -10°C e -40°C , que é a camada termodinâmica de crescimento do graupel dentro de uma tempestade.

Esses parâmetros serão utilizados nas análises microfísicas em relação as propriedades elétricas na tempestade do dia 7 de janeiro de 2012.

4.5 Distribuição vertical de fontes

Nesta etapa foram analisadas a distribuição vertical das fontes de VHF dos relâmpagos da SPLMA durante o ciclo de vida da tempestade. Foram selecionadas todas as fontes de VHF dos relâmpagos para cada passo de tempo do ciclo de vida da tempestade e analisado a evolução temporal da distribuição vertical total dessas fontes. Após esta etapa foi realizada uma análise da região preferencial de formação dos relâmpagos da SPLMA para cada etapa do ciclo de vida da tempestade. Esta etapa considerou o ponto de iniciação dos relâmpagos através de duas metodologias: i) o ponto de iniciação do relâmpago foi considerado como a localização da primeira fonte de VHF do relâmpago da SPLMA e ii) o ponto de iniciação do relâmpago foi considerado como a localização média calculada considerando os 10 % das primeiras fontes do relâmpago. Dessa forma foi avaliado as regiões mais propícias para formação dos relâmpagos em relação às disposições de cargas elétricas as quais afetam diretamente o tipo e a intensidade dos relâmpagos.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A presente seção tem por finalidade apresentar os principais resultados obtidos referentes a tempestade estudada. Dessa forma, os resultados foram organizados de maneira a apresentar as análises sobre a tempestade começando pelo ponto de vista da grande escala para a microescala. Sendo assim serão apresentados primeiramente uma descrição do evento, mostrando como a tempestade atingiu a RMSP. Após essa descrição será mostrado como estava o comportamento sinótico e ambiental da atmosfera no dia do evento. As seções 5.3, 5.4 e 5.5 irão apresentar as características físicas estimadas por satélites, a descrição das características microfísicas e elétricas e por fim a estrutura vertical de cargas elétricas da tempestade do dia 7 de janeiro de 2012.

5.1 Descrição do Evento

A tempestade que será analisada neste presente trabalho ocorreu na RMSP e em seus entornos no dia 07 de janeiro de 2012. Nesse dia foram registrados vários eventos que caracterizaram essa tempestade como de importância significativa. As informações da mídia local mostravam relatos de chuva forte desde às 17:15 UTC (15:15 hora local) na região do Grande ABC paulista e na capital paulista. Devido a isso, de acordo com o Centro de Gerenciamento de Emergências (CGE), órgão ligado à Prefeitura, as zonas sul, sudeste e oeste e a Marginal do Pinheiros foram colocadas em estado de atenção a partir das 17:30 UTC (15:30 hora local). Aproximadamente às 17:45 UTC (15:45 hora local), foi a vez da Zona Norte, do centro e da Marginal Tietê serem colocados em estado de atenção. No aeroporto de Guarulhos as pancadas de chuva vieram acompanhadas de relâmpagos, trovoadas e rajadas de vento, sendo que às 18:00 UTC (16:00 hora local), ventos fortes chegaram a 47 km h^{-1} , registrando quedas de árvores. A queda do granizo se deu entre 17:42 e 18:02 UTC (15:42 e 16:02 hora local) com diâmetros estimados de aproximadamente de 3 cm (BELTRAN, 2017, Figura 10) simultaneamente acompanhou uma queda na temperatura de 9°C em alguns bairros da Zona Norte e Zona Sul da RMSP, que também atingiu alguns bairros da Zona Leste, como Mooca e Penha, além do Tucuruvi, na Zona Norte (GLOBO, 2012).



Figura 10: Relatos do evento severo que ocorreu na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) no dia 7 de janeiro de 2012: (a) e (b) Registro de queda de granizo no Bairro Jardim Lenize em Guarulhos - SP; (c) e d) queda de granizo na região de Guarulhos. Fonte: Herika Patricia - Youtube (2012) e Anderson Gundim - Youtube (2012).

Para descrever os efeitos da tempestade na RMSP foi obtida a precipitação acumulada para o dia do evento na região de abrangência da RMSP. Os dados diários de precipitação obtidos das estações de superfície da Agência Nacional de Águas (ANA) mostram valores elevados de precipitação (ANA, 2012). As estações localizadas no município de Arujá (SP) registraram valores acumulados de 50,6 mm dia^{-1} de precipitação na estação Bairro Fazenda Velha (Figura 11a) e 32,9 mm dia^{-1} na estação Fazenda São Bento (Figura 11b). Os valores de precipitação diária mostram um pico no dia do evento comparado aos demais dias do mês, corroborando assim com os relatos de tempestade intensa e queda de granizo.

Os valores de precipitação horária das estações provenientes da FCTH foram obtidos para as estações mais próximas da tempestade. As estações Rio Tietê - Barragem da Penha Montante e Rio Aricanduva mostram que a tempestade apresentou uma passagem pontual, registrando valores de aproximadamente 14,9 mm h^{-1} (Figura 11c) e 14,8 mm h^{-1} (Figura 11d) respectivamente por volta das 18:00 UTC. Estes resultados conferem com o fato que a tempestade possuiu uma abrangência local, com valores de precipitação acumulados indicando o horário de passagem da tempestade nas estações descritas.

Na estação automática de superfície Mirante de Santana - SP (INMET, 2012) houve registro de ventos de $4,6 \text{ m s}^{-1}$ e rajadas de até $14,8 \text{ m s}^{-1}$ às 17:00 UTC, sendo o horário da passagem da tempestade (Figura 11e). Foram obtidos também valores de precipitação intensa (maiores que 15 mm/dia) em outras estações próximo à RMSF com valores diários aproximadamente entre 15 mm dia^{-1} e 23 mm dia^{-1} (Anexo 1).

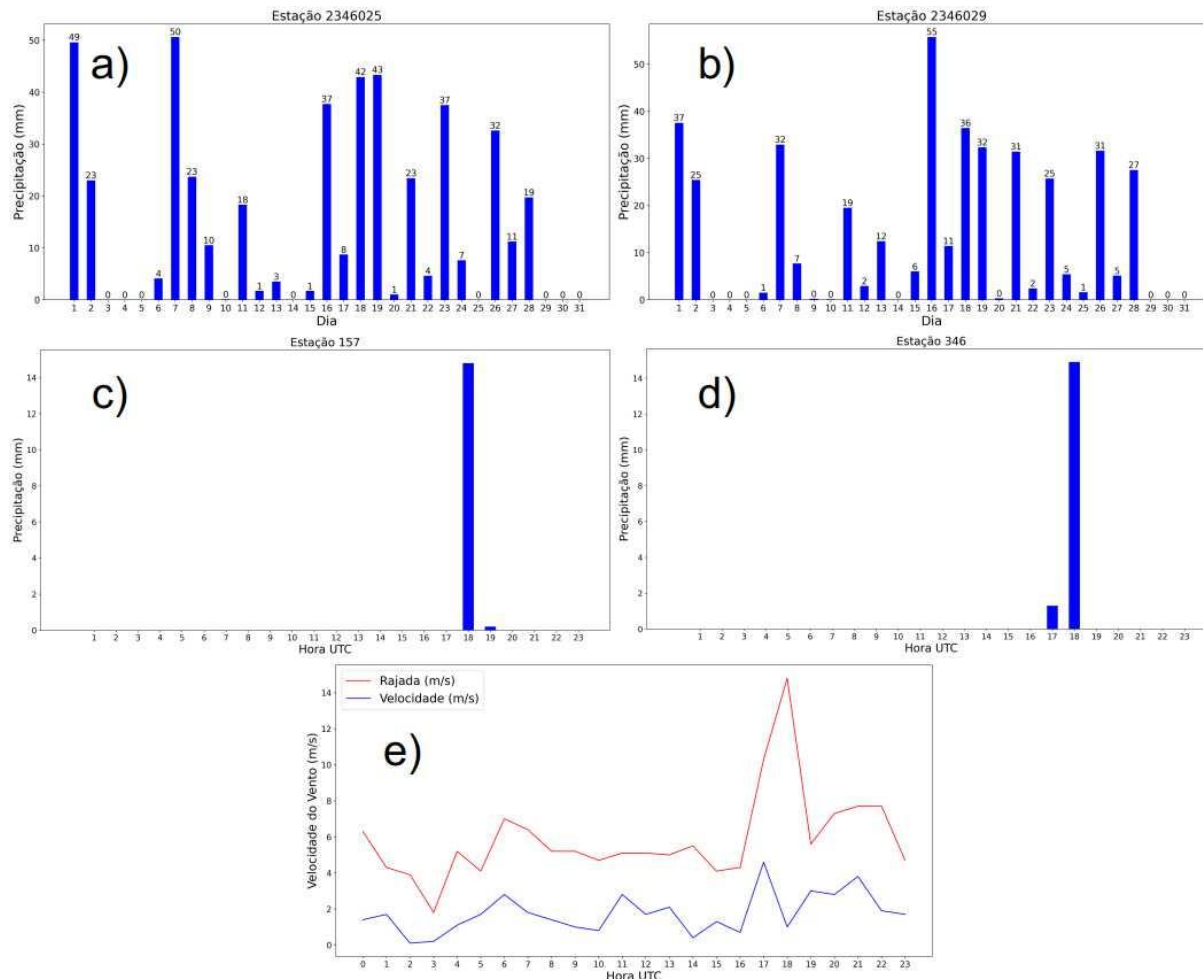


Figura 11: Precipitação diária acumulada (em mm) para as estações de superfície da ANA localizadas na cidade de Arujá - SP: (a) Estação 2346025: Bairro Fazenda Velha e (b) Estação 2346029: Fazenda São Bento. Precipitação horária (em mm) registrada nas estações de superfície da FCTH: (c) Estação 157: Rio Tietê - Barragem da Penha Montante e (d) Estação 282: Rio Aricanduva e (e) Velocidade (linha azul, m s^{-1}) e rajada máxima do vento (linha vermelha, m s^{-1}) horárias registradas na estação meteorológica de superfície do INMET Mirante de Santana - SP. Todas para o dia 07 de janeiro de 2012. Fonte: a) e b) ANA, 2012 (<http://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>); c) e d) INMET, 2012 (<https://bdmep.inmet.gov.br/>).

A Figura 12 mostra a precipitação acumulada para o dia 07 de janeiro de 2012 produzida através da relação Marshall-Palmer aplicada ao radar da FCTH. Ao analisar o mapa espacial de precipitação pode-se observar que os valores de precipitação estimados pela relação atingem valores máximos de aproximadamente 80 mm/dia em

algumas regiões isoladas na zona norte da RMSP. Pode-se inferir que a precipitação ocorrida no evento foi local e em grande volume. De maneira geral, os valores de precipitação estimados pelo radar superestimam os valores observados nas estações em superfície, isso pode ocorrer devido a calibração nos coeficientes da relação Marshall-Palmer. Porém mostra como indicativo o local que ocorreu a precipitação.

A banda de precipitação intensa (na cor vermelha) observada na direção sudoeste-nordeste na região limítrofe entre o Sul de Minas e Vale do Paraíba refere-se a um eco de terreno associado as montanhas da Serra da Mantiqueira, não tendo relação meteorológica com o evento em questão. Esse eco de terreno representa uma saída com alta refletividade nos dados de radar, que afeta nos resultados subsequentes devido ao encontro de células da tempestade com essa falha do radar. Uma alternativa para evitar estes erros seria uma filtragem nos dados do radar para evitar incluir o eco de terreno na abrangência da tempestade.

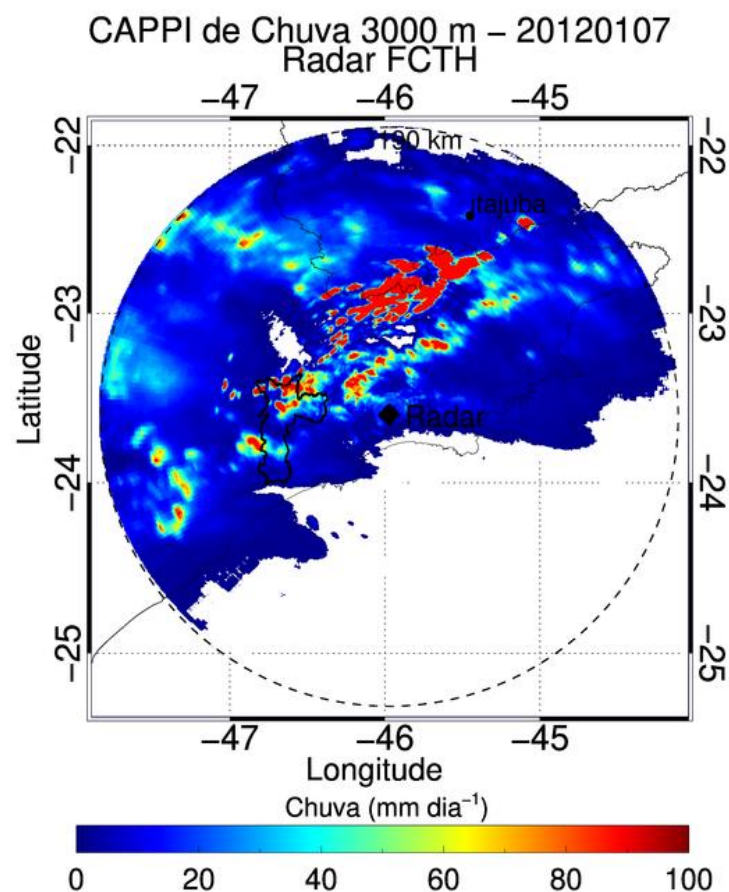


Figura 12: Precipitação diária (mm/dia) acumulada estimada pelo radar da FCTH através da relação Marshall-Palmer para o CAPPI em 3 km de altura para o dia 07 de janeiro de 2012.

5.2 Caracterização Sinótica e Ambiental do Dia do Evento

Nesta etapa serão apresentados os resultados relacionados com a caracterização sinótica e o comportamento ambiental do dia de ocorrência da tempestade. Em escala sinótica, como mostrado na Figura 13, os elementos que condicionaram o evento severo ocorrido no dia 07 de janeiro de 2012 podem ser observados. Pode-se observar na carta de superfície das 18:00 UTC (Figura 13c) a presença de uma zona delimitada pela cor azul clara, tal zona é a denominada Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) que é caracterizado por uma zona de convergência de umidade. A ZCOU é uma banda de nebulosidade geralmente orientada na direção noroeste-sudeste (como visto na imagem de satélite - Figura 13d) e precipitação intensa com duração típica de três dias (SACRAMENTO NETO; ESCOBAR; SILVA, 2010). Além disso é possível observar a existência de um cavado invertido (CI) localizado na região da grande São Paulo, a noroeste do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Essa configuração de cavado forma-se principalmente devido a influência de cavados de onda curta ou vórtices ciclônicos da média troposfera e proporciona tempo severo na região de atuação (FERNANDES, 1996).

Na carta sinótica de altitude (Figura 13a) de 250 hPa, é mostrado o fluxo atmosférico de altos níveis no horário das 18:00 UTC. Nesta figura pode-se perceber um anticiclone em formação na região central da América do Sul, que corresponde à Alta da Bolívia e um cavado na região nordeste do Brasil, que dão suporte ao sistema ZCOU em superfície (CARVALHO, 1989). Pode-se observar também um cavado de pouca amplitude em altos níveis sobre a região de São Paulo, onde a extensão leste do mesmo pode proporcionar divergência em altos níveis e consequentemente convergência em superfície e movimento ascendente das parcelas de ar (REBOITA, 2008). Na Figura 13b é possível verificar o fluxo em médios níveis da atmosfera, no nível de 500 hPa de pressão, conhecido como nível de não divergência. Nele observa-se uma confluência de fluxo aliado a um cavado que favoreceu a ascensão de massa na RMSP.

Por fim, a Figura 13d mostra temperatura de brilho ($10,7 \mu\text{m}$, em K) que corresponde ao canal infravermelho obtida do satélite GOES-13 para o mesmo horário das cartas sinóticas. É possível perceber a banda de nebulosidade associada a ZCOU. A banda de nebulosidade possui células convectivas com nuvens com grande

desenvolvimento vertical, uma vez que, quanto mais alta a nuvem, menor a temperatura de seu topo (cores mais intensas).

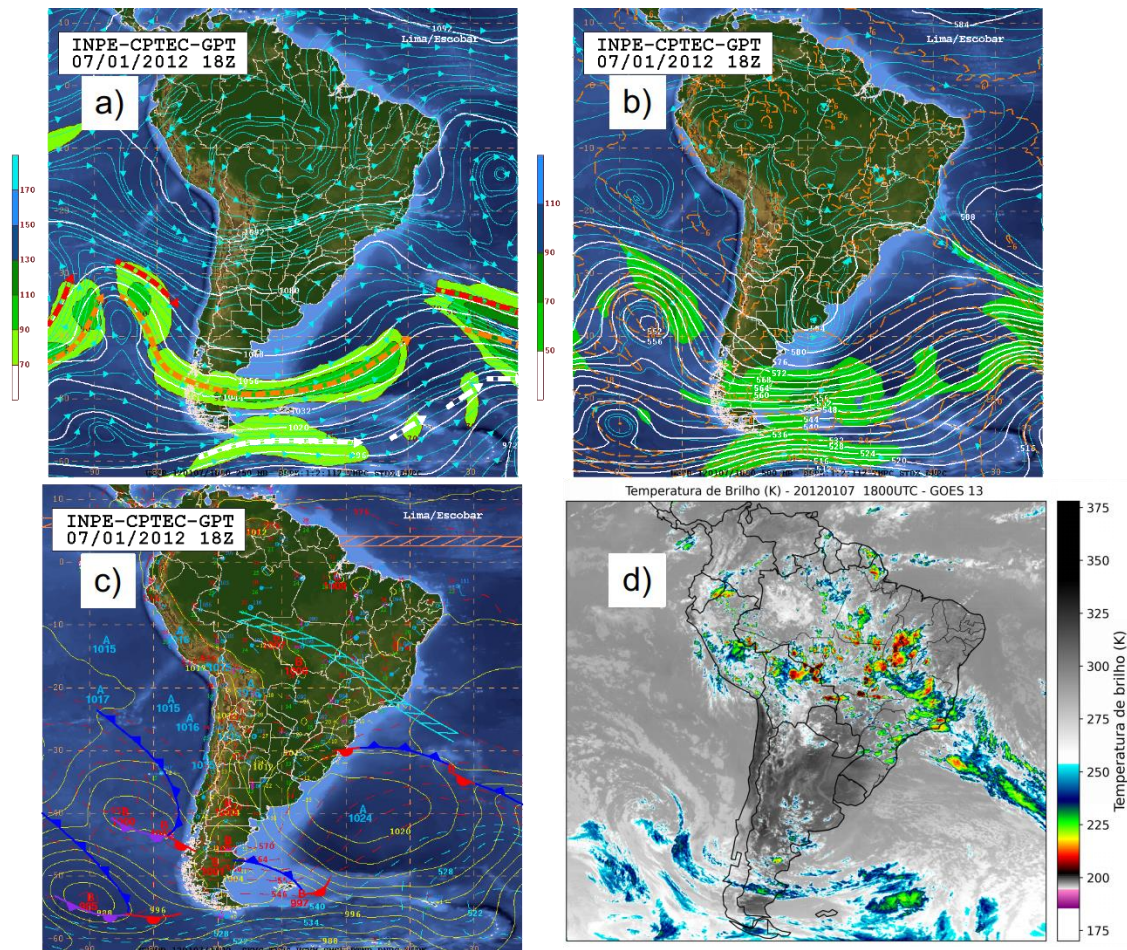


Figura 13: Análise sinótica para o dia 07 de janeiro de 2012 às 1800 UTC: (a) carta sinótica de altitude correspondente ao nível de 250 hPa, (b) carta sinótica de médios níveis correspondente a 500 hPa, (c) carta sinótica de superfície e (d) imagem do canal infravermelho (10,7 μm , em K) do satélite GOES-13. Fonte: CPTEC/INPE.

Na sequência foi analisada a instabilidade atmosférica através da distribuição espacial do *Convective Available Potential Energy* (CAPE, JKg^{-1}) (Figura 14). O CAPE representa a energia potencial disponível para convecção (HOUZE, 1993). As Figuras 14a, 14b, 14c, 14d, 14.1e e 14.1f, mostram sequencialmente os campos espaciais de CAPE para o dia 07 de janeiro de 2012 nos horários: 14:00, 15:00, 16:00, 17:00, 18:00 e 19:00 UTC. Pode-se observar uma faixa considerada altamente instável na maior parte da região de São Paulo e RMSP desde o início da tempestade (Figura 14a) com valores de CAPE acima de 2500 JKg^{-1} (NASCIMENTO, 2005). Essa condição se mantém nos horários seguintes e na Figura 14.1e é observado uma diminuição dos

valores de CAPE, indicando que a partir das 18:00 UTC, a energia disponível foi consumida pela convecção.

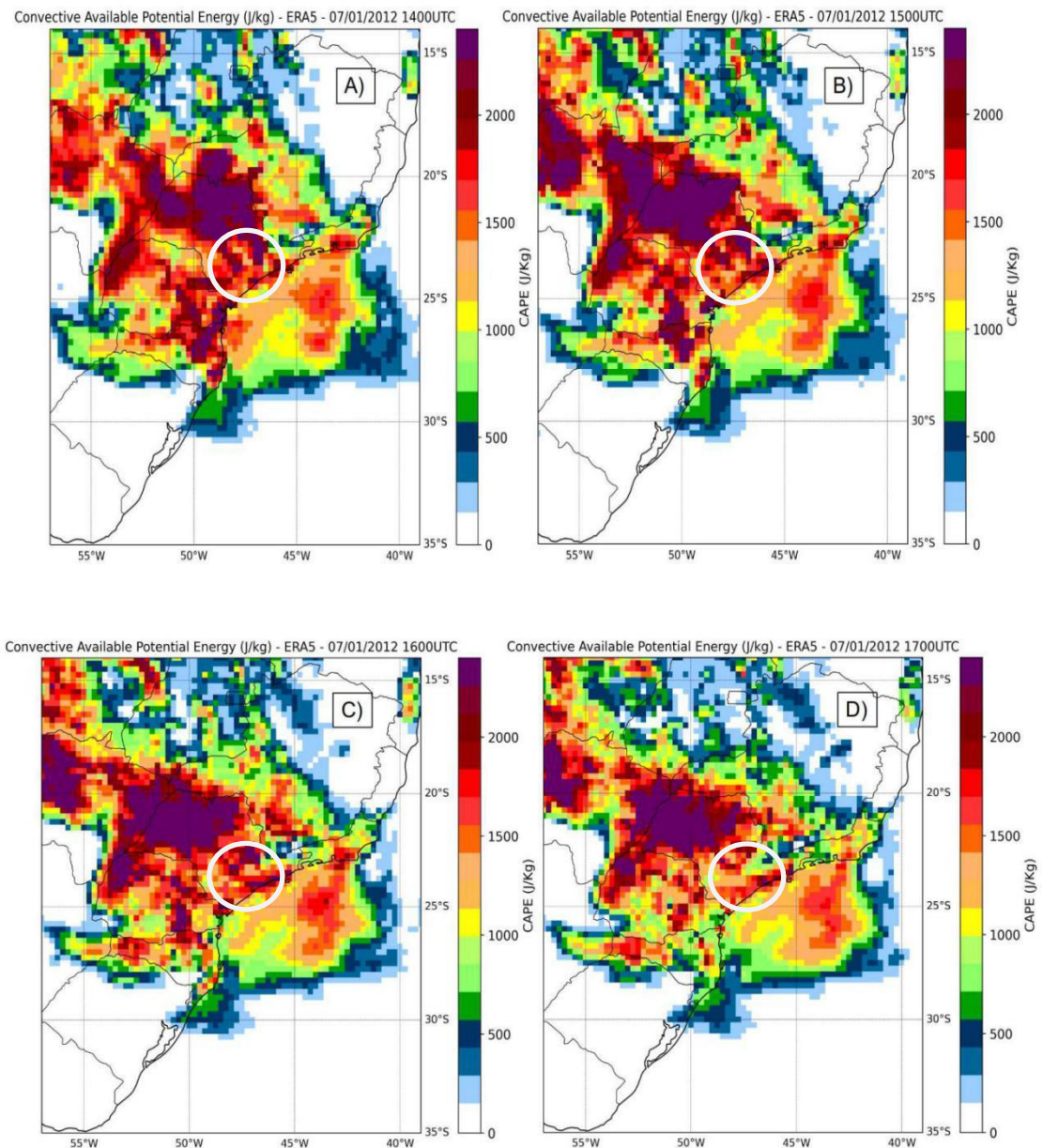


Figura 14: Distribuição espacial de *Convective Available Potential Energy* (CAPE, JKg^{-1}) para a região de estudo no dia 07 de janeiro de 2012 para os horários: (a) 14:00 UTC, (a) 15:00 UTC, (c) 16:00 UTC e (d) 17:00 UTC (continua na Figura 14.1).

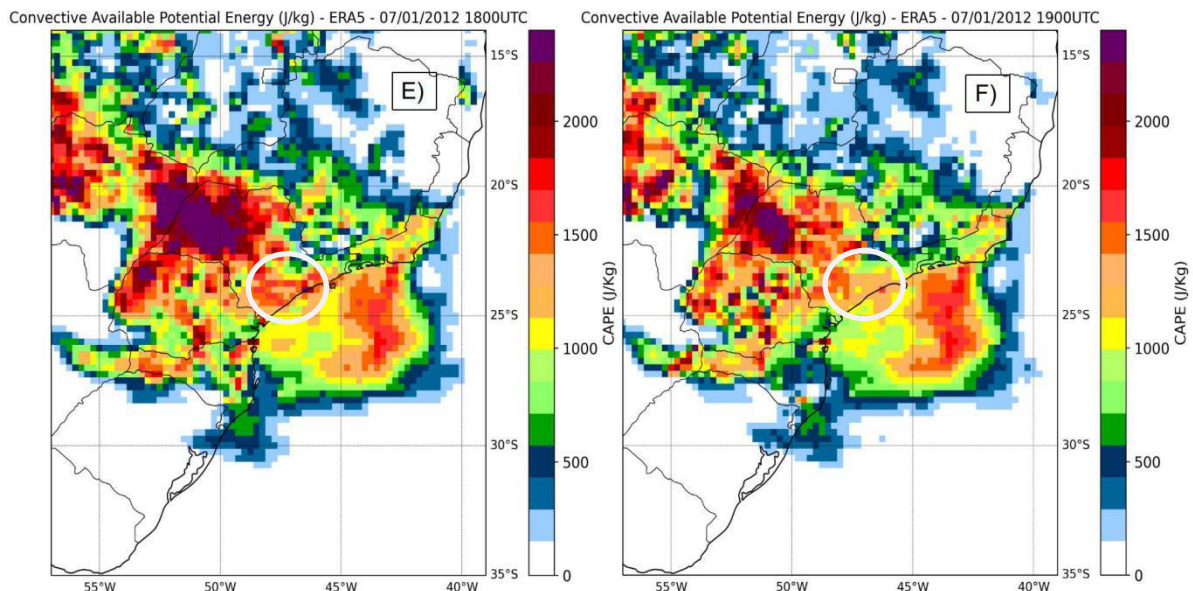


Figura 14.1: Distribuição espacial de *Convective Available Potential Energy* (CAPE, JKg^{-1}) para a região de estudo no dia 07 de janeiro de 2012 para os horários: (c) 16:00 UTC, (d) 17:00 UTC, (e) 18:00 UTC e (f) 19:00 UTC.

As Figuras 15 e 15.1 mostram os diagramas termodinâmicos SKEW-T. Esta sondagem tem como objetivo avaliar as propriedades físicas da atmosfera em relação aos seus aspectos dinâmicos e termodinâmicos, variação vertical da pressão, temperatura, umidade, direção e velocidade do vento (ALCÂNTARA, 1969). Para isso, foi utilizado dados de reanálise do modelo ERA5 para o aeroporto de Guarulhos (GRU, Figura 8) nos horários das 12:00, 15:00 e 18:00 UTC.

A primeira radiossondagem (Figura 15a) mostra valores de CAPE em superfície em 1641 JKg^{-1} e valores de Lifted Index (LI) de -4 indicando instabilidade disponível no ambiente no horário das 12:00, precedente a ocorrência da tempestade. O índice K apresenta valores aproximadamente de 31°C , indicando a presença de umidade e calor disponível em superfície e o *totals totals* TT de 46°C , ou seja, indicava uma atmosfera favorável à formação de tempestades. Além disso, as linhas de temperatura do ar (linha vermelha em $^\circ\text{C}$) e temperatura do ponto de orvalho (linha verde em $^\circ\text{C}$) apresentam valores próximos, desde a superfície até o nível de 600 mb, indicando uma atmosfera bastante úmida (HENRY, 1987).

Para o horário das 15:00 UTC (Figura 15b, momento que a tempestade já estava formada), observa-se aumento nas variáveis: CAPE para 2210 JKg^{-1} , valores de LI de -6, índice K de 36°C e TT de 51°C . Esse aumento dos índices mostra que a tempestade alcançou potencial para severidade.

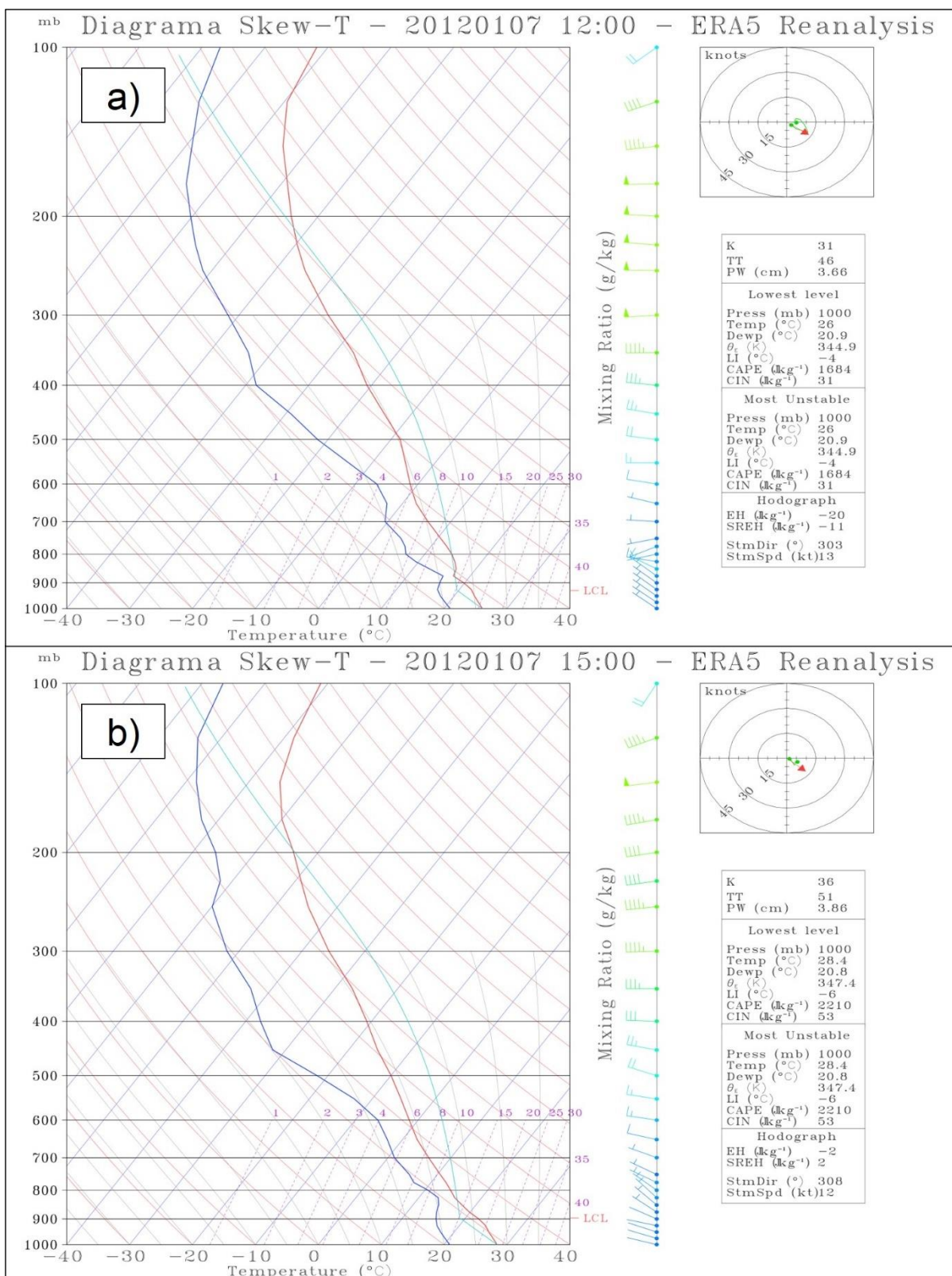


Figura 15: Diagrama termodinâmico SKEW-T do dia 07 de janeiro de 2012 às: (a) 12:00 UTC e; (b) 15:00 UTC no Aeroporto de Guarulhos (GRU) e os principais índices de instabilidade. Dados de reanálise do modelo ERA5 (Continua na Figura 15.1).

correspondem às células convectivas do início da tempestade, também observadas na varredura do radar no horário das 16:32 UTC (Figura 9, item 6).

Na Figura 16.1k é possível observar o surgimento de uma convecção mais acentuada próximo à RMSP, esses núcleos apresentam cores próximas ao verde-amarelado (aproximadamente 210 K ou $-63,15^{\circ}\text{C}$) que significa que nesse estágio já podia se considerar a presença de um sistema convectivo (VILA, 2004). Nas demais figuras pode-se observar a evolução e deslocamento da tempestade. Nas Figuras 16.2s e 16.2t observa-se um aumento na convecção na região de estudo, porém para esses estágios, a tempestade encontrava-se a uma distância maior que 150 km do centro da rede SPLMA; região que apresenta reduzida eficiência de detecção de fontes de VHF em três dimensões pela SPLMA.

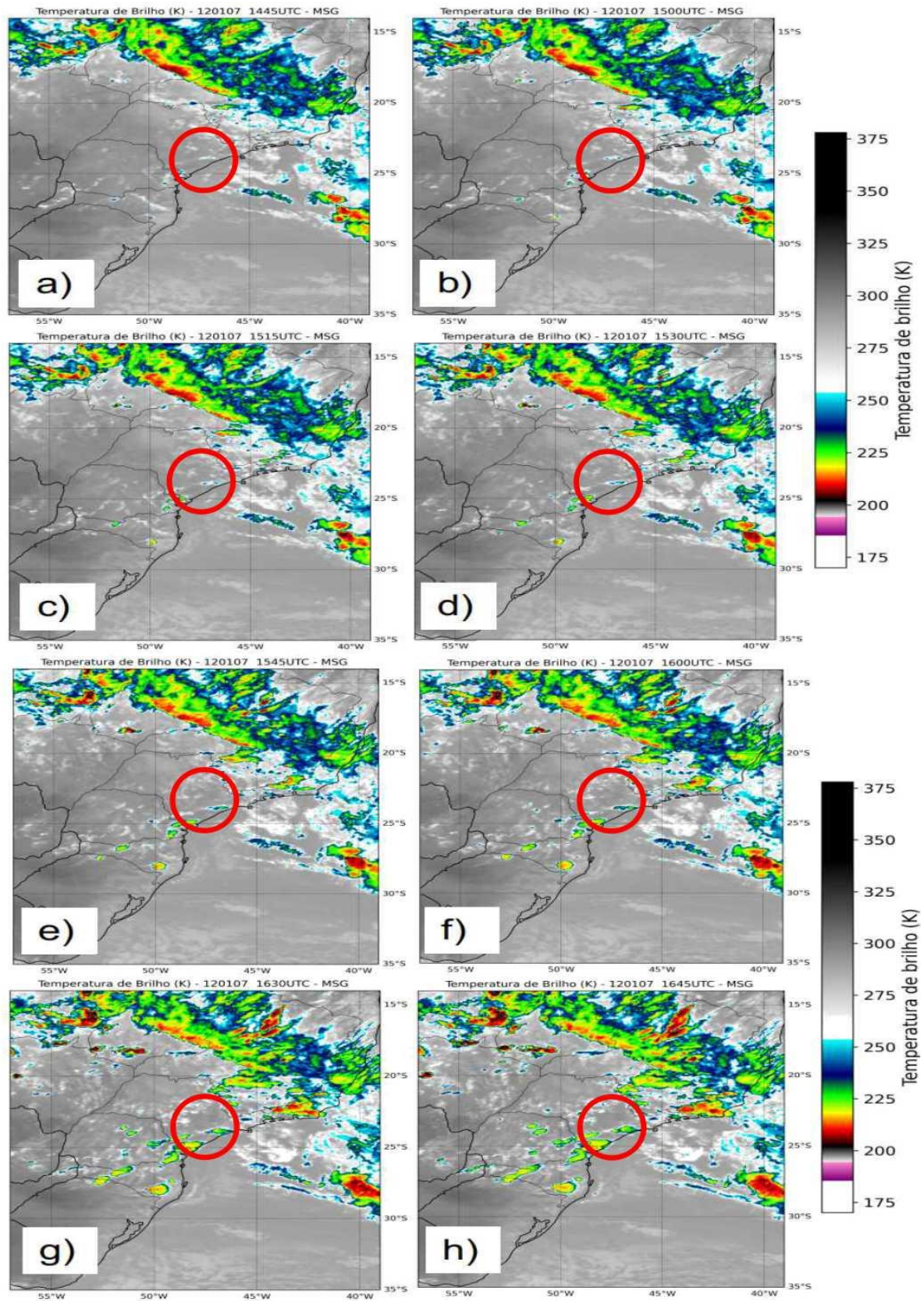


Figura 16: Temperatura de brilho do canal infravermelho ($10,8 \mu\text{m}$, em K) do satélite MSG para o dia 07 de janeiro de 2012 para os horários: (a) 14:45 UTC, (b) 15:00 UTC, (c) 15:15 UTC, (d) 15:30 UTC, (e) 15:45 UTC, (f) 16:00 UTC, (g) 16:30 UTC e (h) 16:45 UTC (continua na Figura 16.1).

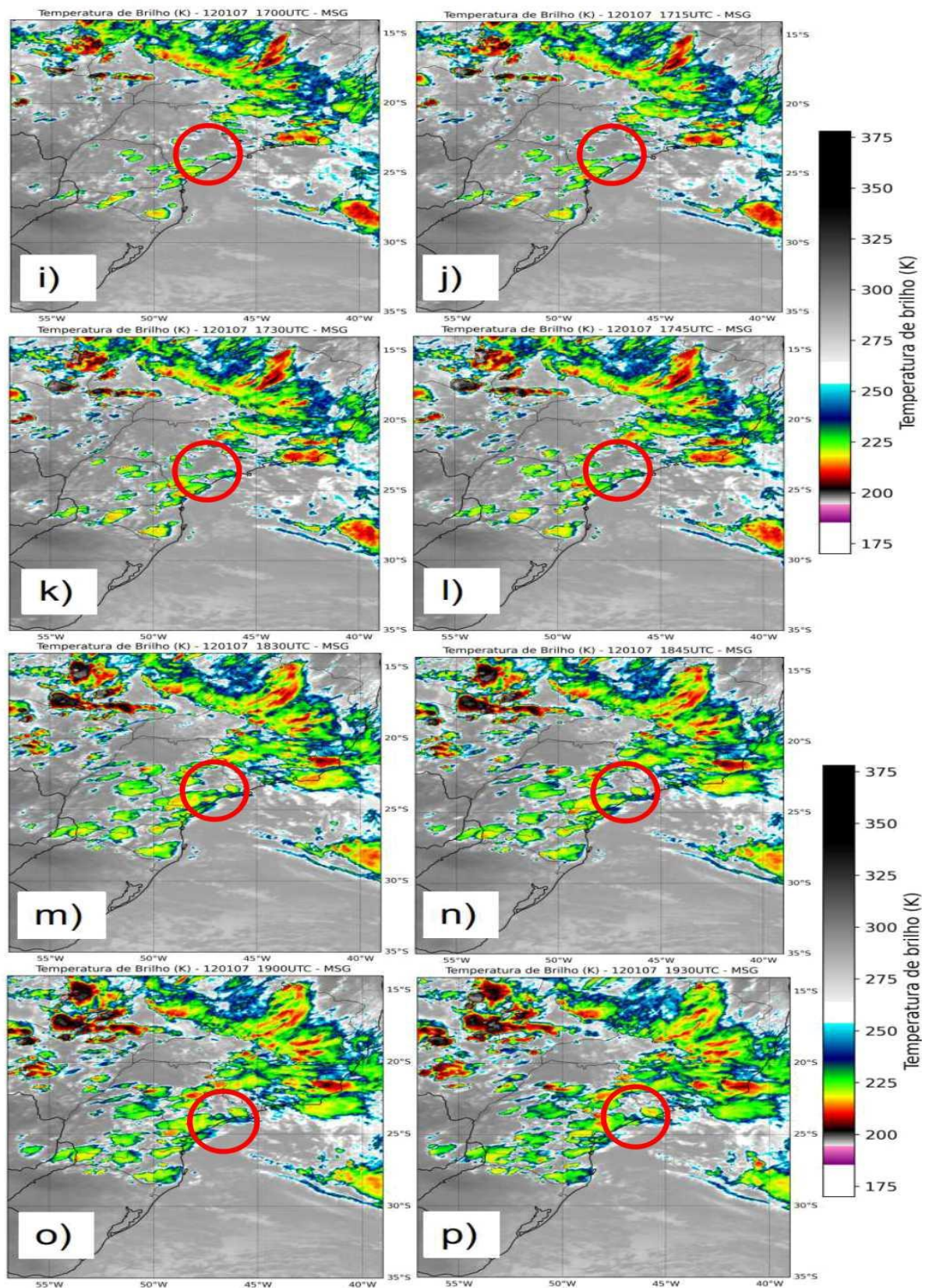


Figura 16.1: Temperatura de brilho do canal infravermelho (10,8 μm , em K) do satélite MSG para o dia 07 de janeiro de 2012 para os horários: (i) 17:00 UTC, (j) 17:15 UTC, (k) 17:30 UTC, (l) 17:45 UTC, (m) 18:30 UTC, (n) 18:45 UTC, (o) 19:00 UTC e (p) 19:30 UTC (continua na Figura 16.2).

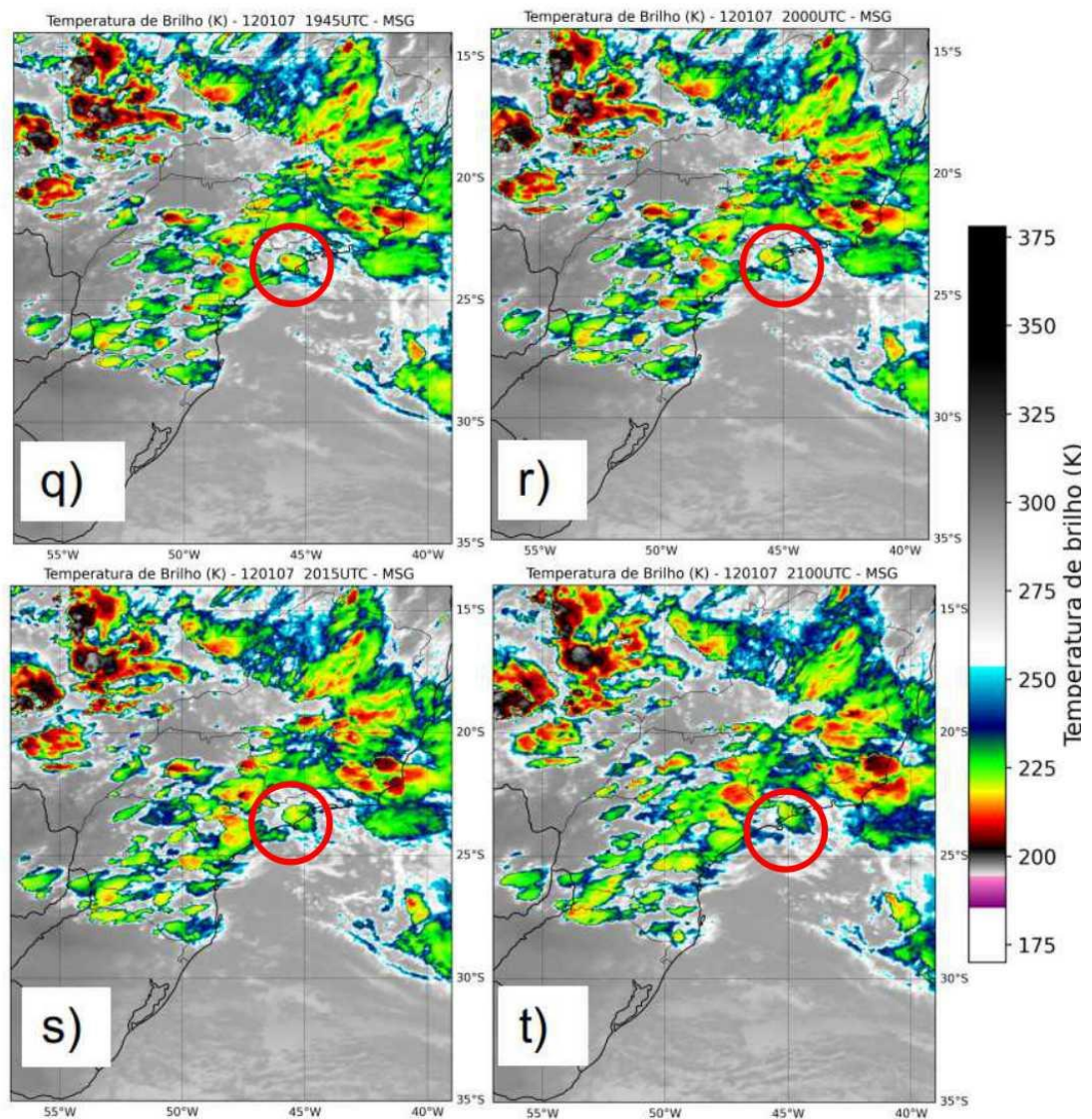


Figura 16.2: Temperatura de brilho do canal infravermelho ($10,8 \mu\text{m}$, em K) do satélite MSG para o dia 07 de janeiro de 2012 para os horários: (q) 19:45 UTC, (r) 20:00 UTC, (s) 20:15 UTC e (t) 21:00 UTC.

Para analisar o grau de profundidade das nuvens foi analisada a diferença de canais entre o vapor d'água (TWV, $6,2 \mu\text{m}$) e o infravermelho (TIR, $10,8 \mu\text{m}$) do MSG. Essa composição de multicanais TWV-TIR (Figura 17 e 17.1) pode ser útil para a identificação de características físicas no desenvolvimento de nuvens de tempestade, que estão diretamente associados com a glaciação do topo das nuvens e consequentemente a ocorrência e intensificação dos relâmpagos (BAKER et al., 1995; PETERSEN e RUTLEDGE, 1998; MATTOS e MACHADO, 2011). Valores positivos maiores que 3 K na diferença da temperatura de brilho dos dois canais (TWV-TIR) pode identificar umidade acima dos topos das nuvens, os chamados topos

overshooting, significando topos de nuvens com convecção profunda (SCHMETZ et al., 1997). Nas figuras seguintes é mostrada a composição TWV-TIR e acumulados de relâmpagos (IN e NS da BrasilDAT) obtidos pelo rastreo (Figuras 9 e 9.1) para os horários mais relevantes da tempestade.

Através da análise da figura, observa-se que no início da tempestade o desenvolvimento vertical profundo ocorreu a partir das 16:30 UTC (Figura 17e). Um máximo de relâmpagos e de TWV-TIR foi observado às 17:30 UTC, horário de grande atividade elétrica da tempestade e próximo ao registro de granizo em solo. Após esse horário, a tempestade perde intensidade na atividade elétrica, porém manteve evolução na profundidade convectiva.

A taxa de relâmpagos voltou a se intensificar próxima das 19:00 UTC (Figura 17.1a), onde é observado uma célula convectiva abrangendo uma região mais a nordeste da RMSP com diferenças de aproximadamente de +2 K (tons alaranjados). Nessa região, observa-se também grande quantidade de relâmpagos (NS e IN) registrados pela BrasilDAT (Figura 17.1b).

Com o passar do tempo, os valores da diferença de temperatura aumentam para aproximadamente +3 K e atingem valores máximos de relâmpagos totais (NS mais IN) e TWV-TIR aproximadamente às 20:00 UTC (Figuras 17.1c e 17.1d). Esse segundo pico de relâmpagos registrados na composição TWV-TIR próximo das 20:00 UTC, sugerem que nesse momento da tempestade, havia condições para a queda do granizo em solo, assim como será mostrado nos histogramas das Figuras 19f e 19g. Porém nos horários descritos acima não houve registro de granizo e relâmpagos na RMSP, uma vez que a tempestade se deslocou muito rapidamente pela região e nesse momento a tempestade já se encontrava longe da região de observação.

Nos horários posteriores (Figuras 17.1g e 17.1i) é perceptível a desintensificação da tempestade, com os valores de convecção profunda e taxa de relâmpagos diminuindo gradualmente. Essa diminuição se mantém até o momento da dissipação da tempestade por volta das 23:57 UTC.

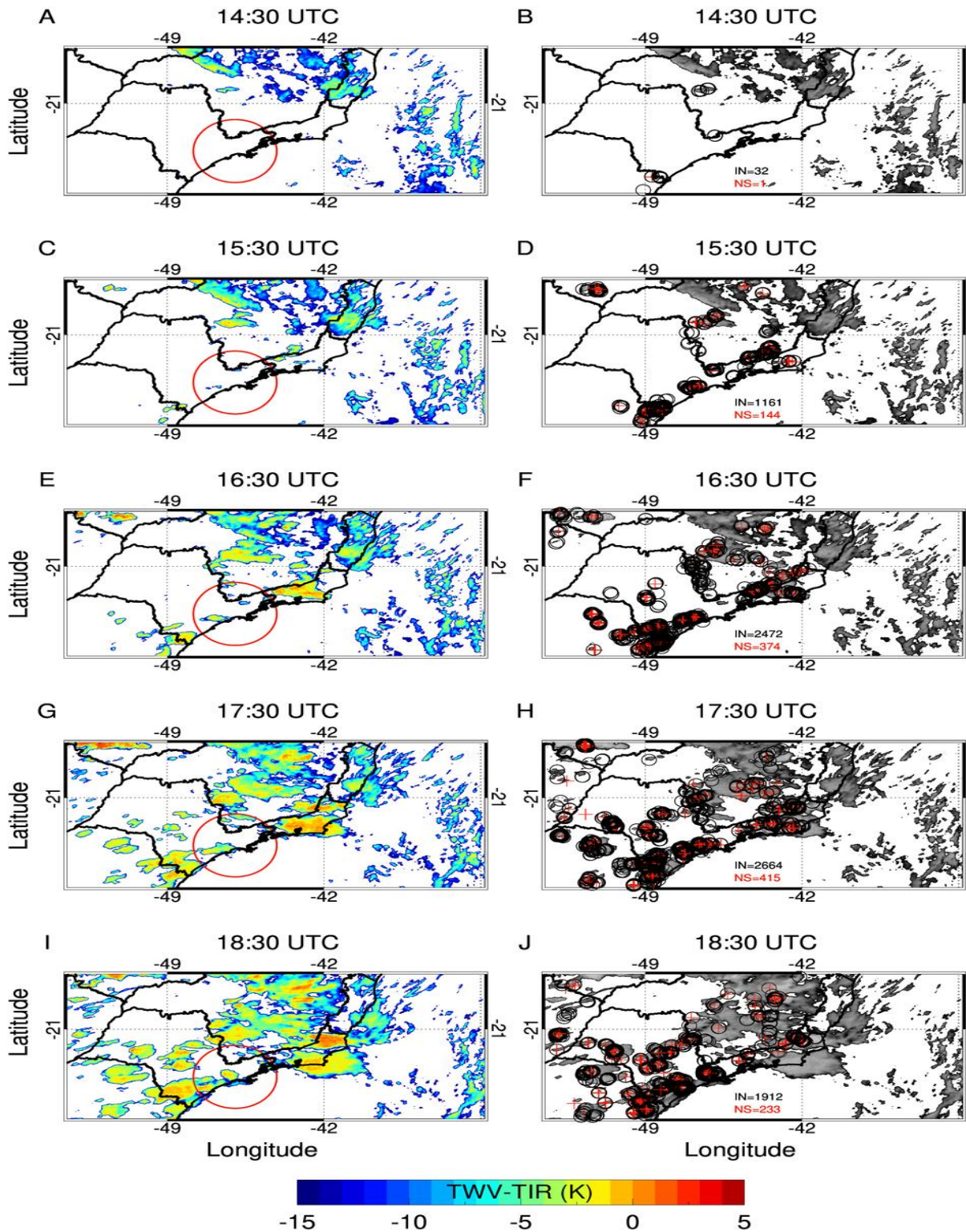


Figura 17: (esquerda): Diferença entre a temperatura de brilho do canal do vapor d'água (WV, 6,2 μm) e o canal infravermelho (IR, 10,8 μm) do sensor SEVIRI a bordo do satélite MSG (direita): relâmpagos (descargas de retorno) nuvem-solo (cruz vermelha) e intra-nuvem (círculo preto) da rede BrasilDAT para os horários: (a-b) 14:30 UTC, (c-d) 15:30 UTC, (e-f) 16:30 UTC, (g-h) 17:30 UTC e (i-j) 18:30 UTC para o dia 07 de janeiro de 2012 (continua na Figura 17.1). O círculo vermelho representa o anel de distância de 190 km do radar da FCTH (Continua na Figura 17.1).

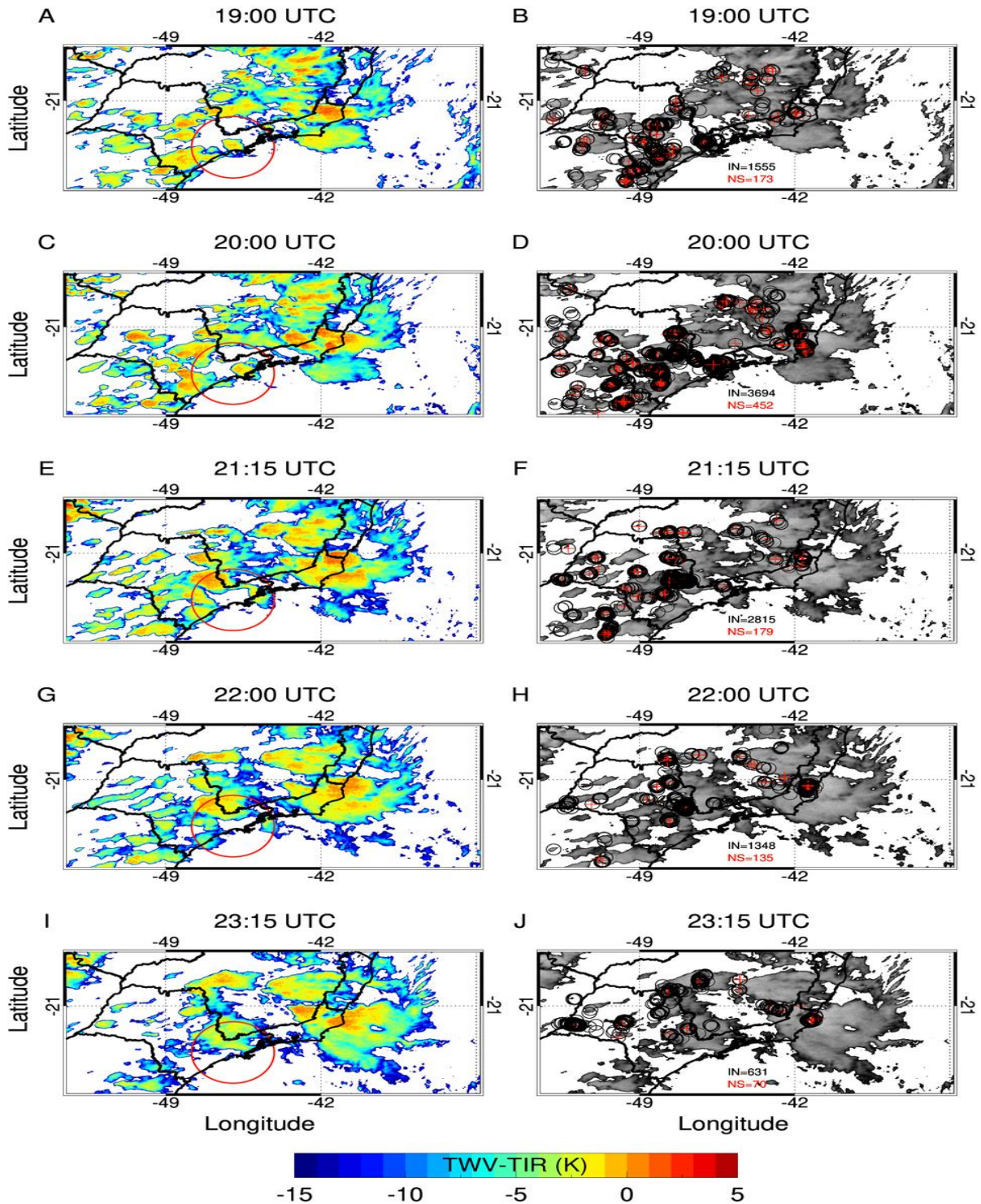


Figura 17.1: (esquerda): Diferença entre a temperatura de brilho do canal do vapor d'água (WV, 6,2 μm) e o canal infravermelho (IR, 10,8 μm) do sensor SEVIRI a bordo do satélite MSG e (direita): relâmpagos (descargas de retorno) nuvem-solo (cruz vermelha) e intra-nuvem (círculo preto) da rede BrasilDAT para os horários: (a-b) 19:00 UTC, (c-d) 20:00 UTC, (e-f) 21:15 UTC, (g-h) 22:00 UTC e (i-j) 23:15 UTC para o dia 07 de janeiro de 2012. O círculo vermelho representa o anel de distância de 190 km do radar da FCTH.

5.4. Características Microfísicas e Elétricas da Tempestade

Nesta etapa do trabalho foram avaliados a evolução do ciclo de vida dos parâmetros físicos, microfísicos e elétricos da tempestade através dos dados do radar e dos relâmpagos provenientes das redes SPLMA e BrasilDAT. Para estas análises foram gerados gráficos de linhas e diagramas que mostram a evolução temporal destes parâmetros ao longo do ciclo de vida da tempestade (14:52 a 23:57 UTC) estudada. A Figura 18 mostra a evolução do máximo CAPPI de refletividade do radar para cada altura (níveis verticais de 3 a 15 km) e para cada passo de tempo de varredura do radar durante o ciclo de vida da tempestade. Ao analisar a figura observa-se que durante o início do ciclo de vida da tempestade a refletividade alcançou valores acima de 60 dBZ entre as isotermas de 0°C e -10°C (alturas de aproximadamente 4 e 6 km), indicando que desde o início a tempestade possuía potencial de severidade. Esses valores altos de refletividade sugerem a existência de gotas grandes dentro da nuvem e/ou presença de *graupele* dentro da nuvem, gerando potencial para evento severo, como chuva intensa e presença de relâmpagos (VISSER, 2001; VIANELLO; ALVES, 2006).

Além disso, pode-se observar a ocorrência de refletividades acima de 40 dBZ que ultrapassaram o nível de -10 km de altitude próximo ao horário das 18:00 UTC, nesse momento, a tempestade alcançou níveis acima de 10 km de altitude, mostrando grande desenvolvimento vertical da tempestade. Nesse momento, pode-se inferir que grande maioria dos hidrometeoros na nuvem estavam congelados, podendo ser *graupele* ou cristais de gelo. As regiões em branco nos horários a partir das 18:00 UTC indicam as regiões no gráfico em que a refletividade alcançou valores acima de 70 dBZ.

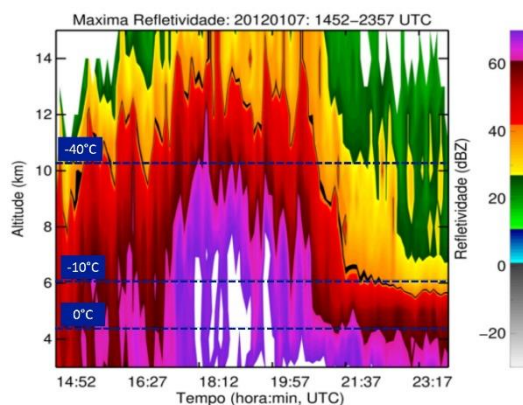


Figura 18: Evolução temporal da máxima refletividade (dBZ) por altura (km) para o ciclo de vida da tempestade das 14:52 às 23:17 UTC do dia 07 de janeiro de 2012. Regiões em branco indicam a excedência do limite (> 70 dBZ) da escala de cores de refletividade.

Embora a Figura 18 mostrou a evolução temporal da máxima refletividade ao longo do ciclo de vida da tempestade, torna-se importante neste momento avaliar com maior detalhamento a estrutura vertical da tempestade em cada tempo do ciclo de vida da mesma. Para isso foi empregado os diagramas denominados *Contour Frequency by Altitude Diagrams* (CFAD). Os CFADs são histogramas bidimensionais que avaliam a variação da refletividade com a altura e são utilizados para estudar a estrutura vertical da tempestade (YUTER; HOUZE JR., 1995). Através destes diagramas pode-se ter uma noção do comportamento da refletividade da tempestade em diferentes níveis verticais de altura (ou temperatura). Para isso, é contabilizado a frequência de ocorrência de refletividade a cada 2 dBZ para cada nível vertical em intervalos de 1 km de altura, que posteriormente foram convertidos em níveis de temperatura.

Ao analisar a Figura 19 observa-se a estrutura vertical de refletividade da tempestade. Nos horários que precedem a queda do granizo em solo, como por exemplo na Figura 19a, pode-se perceber que a maior frequência de refletividade se manteve entre 20 a 30 dBZ, com um aumento gradual da refletividade nos níveis mais próximos à superfície (isoterma de 0°C). Nos horários 17:42 e 17:52 UTC (Figuras 19b e 19c), há um aumento na frequência de refletividades atingindo valores de aproximadamente 40 dBZ em 0°C, isso corresponde aos horários mais próximos da queda do granizo que conferindo com os resultados de Albrecht et al. (2012) e Machado et al. (2014). Essa observação ocorre devido ao fato que a queda do granizo em solo promove o descongelamento do hidrometeoro e consequente aumento de refletividade, resultado esse encontrado também por Abreu (2018) e Sperling (2018). Pode-se perceber também a evolução do desenvolvimento vertical da tempestade, onde no início da mesma (Figura 19a), para o nível de 10 km de altitude, pode-se encontrar refletividades superiores a 40 dBZ e a partir das 16:52 UTC (Figura 19c) ultrapassou os 60 dBZ.

Após a passagem da tempestade na RMSP, a tempestade continuou a se desenvolver e atingiu valores máximos de refletividade. São mostrados na Figura 19e a Figura 19h os diagramas CFAD para os tempos posteriores à queda do granizo e de máxima refletividade. Observa-se nesses horários que o perfil de refletividade mais próximo da superfície apresentava valores de aproximadamente 30 até 40 dBZ (percentil 50% e 90% respectivamente) e também com aumento de refletividade

próximo a isoterma de 0 °C. As imagens CFAD mostram similaridade devido a extensão horizontal da tempestade, uma vez que para uma caracterização mais isolada do evento de granizo, seria interessante delimitar a tempestade apenas na região de maior refletividade do radar (por exemplo, apenas refletividades acima de 35 dBZ dentro da caixa de rastreo).

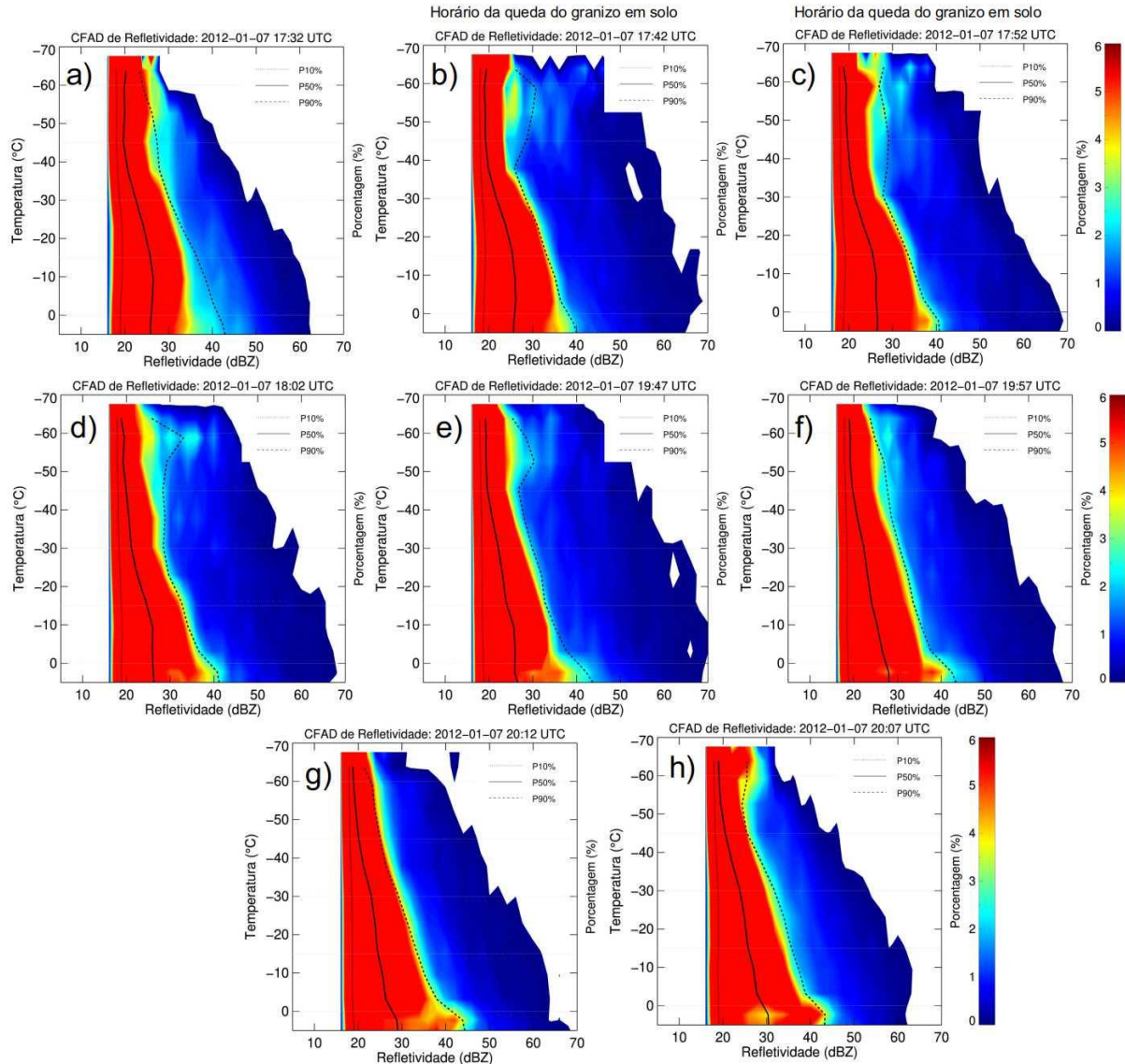


Figura 19: Diagrama bidimensional CFAD (*Contour Frequency by Altitude Diagrams*) de temperatura em função da refletividade para os horários: (a) 17:32 UTC, (b) 17:42 UTC (momento da queda do granizo em solo), (c) 17:52 UTC (momento da queda do granizo em solo), (d) 18:02 UTC, (e) 19:47, (f) 19:57 UTC, (g) 20:12 UTC e (h) 20:07 UTC para a tempestade no dia 07 de janeiro de 2012. Para o desenvolvimento deste histograma foram utilizados intervalos de altura e refletividade de 1 km e 2 dBZ, respectivamente. As linhas verticais correspondem, da esquerda para a direita, os percentis de 10, 50 e 90%.

A Figura 20a apresenta a evolução temporal das principais características elétricas dos relâmpagos: taxa de relâmpagos (ocorrências a cada 5 minutos) registrada pela rede SPLMA e BrasilDAT (separados em IN e NS), duração (em segundos) e comprimento (em km) dos relâmpagos registrados pela rede SPLMA. Ao analisar esta figura é possível observar que os relâmpagos registrados tanto pela rede SPLMA quanto pela BrasilDAT apresentaram um rápido aumento acompanhando o desenvolvimento da tempestade. Foi observado dois picos na taxa de relâmpagos, com valores de aproximadamente de 400 (SPLMA), 50 (NS, BrasilDAT) e 300 (IN, BrasilDAT) relâmpagos em 5 minutos no intervalo que houve registro de queda de granizo em solo (região hachurada cinza). Observa-se que o aumento das taxas de relâmpagos registradas por ambas as redes, ocorreu aproximadamente 30 minutos antes da queda de fato do granizo, apesar da existência de uma certa flutuabilidade das ocorrências de relâmpagos IN da rede BrasilDAT. Esse aumento das taxas de relâmpagos antes do evento de queda de granizo, é descrito na literatura como *Lightning Jump* (SCHULTZ et al., 2009; GATLIN; GOODMAN, 2010), ferramenta promissora para previsão dos eventos severos. Após a queda do granizo as taxas de relâmpagos apresentam picos secundários de valores próximos a 300 ocorrências em 5 minutos mapeadas pelas redes SPLMA e BrasilDAT.

A análise do comprimento dos relâmpagos proveniente da rede SPLMA mostrou a existência de um pico máximo de aproximadamente 20 km no momento em que a tempestade possuía maior área (Figura 19c). Mostrando assim uma correlação positiva entre comprimento do relâmpago e área da tempestade, evidenciando que relâmpagos menores estão associados com células convectivas intensas e relâmpagos com comprimento maior associados com a evolução da região estratiforme da tempestade e consequente diminuição da região convectiva. É perceptível uma relação inversa entre a taxa e comprimento dos relâmpagos da SPLMA, semelhantemente ao observado por Zhang et al. (2017).

Aproximadamente às 20:30 UTC os valores das propriedades dos relâmpagos diminuem drasticamente. Isso pode ser explicado pelo fato que após esse horário a distância entre a tempestade e o centro da rede SPLMA era superior a 150 km, assim a eficácia da detecção a partir deste momento foi possivelmente comprometida. Outro ponto é que nesse momento a tempestade estava em uma fase mais próxima da dissipação, onde as correntes ascendentes praticamente se extinguem, diminuindo a produção de hidrometeoros glaciados (cristais de gelo e *graupel*, Figura 20b e 20c) e

a colisão de partículas, consequentemente diminuindo a atividade elétrica da tempestade (CAREY; RUTLEDGE, 2000; LUND et al., 2009; WIENS et al., 2005) observados também pela diminuição dos relâmpagos observados pela rede BrasilDAT.

A Figura 20b mostra a evolução temporal das propriedades microfísicas massa de *graupel* e cristal de gelo (ambas em kg) e volume de *graupel* e cristal de gelo (ambos em km³) da tempestade ocorrida na RMSF. A evolução temporal destas propriedades indica que o momento de maior concentração de massa de *graupel* e cristais de gelo dentro da nuvem ocorreu por volta das 20:00 UTC, onde a partir deste momento, começou a desintensificar simultaneamente com uma diminuição da taxa de relâmpagos (Figura 20a). Esse pico das propriedades é fortemente associado a passagem da tempestade próximo ao eco de terreno, uma vez que as taxas de relâmpagos já haviam diminuído, devido a evolução da parcela estratiforme da tempestade.

No momento da queda do granizo em solo observa-se uma diminuição significativa do conteúdo de *graupel* e cristais no interior da nuvem. Esse fato provavelmente está associado a remoção destas massas de gelo da nuvem para o ambiente e consequentemente para a superfície (SPERLING, 2018).

Em adição, observa-se uma correlação positiva entre a massa de *graupel* e a taxa de relâmpagos NS próximo ao horário da queda do granizo, uma vez que a quantidade de partículas de gelo pode desencadear altas taxas de relâmpagos (CAREY; RUTLEDGE, 2000) e a própria queda do granizo gerar maiores taxas de relâmpago devido a um processo de carregamento durante a descida do hidrometeoro (WILLIAMS et al., 1989; CAREY; RUTLEDGE, 1996).

A Figura 20c mostra a evolução temporal do VIL e VII. Os resultados mostram valores crescentes destas variáveis simultaneamente com a evolução temporal da área (em km²) da tempestade. A área da tempestade apresenta um valor máximo por volta das 20:00 UTC, coincidindo com os valores máximos de VIL e VII. A precipitação estimada pelo radar (em mm h⁻¹) apresenta uma taxa de aproximadamente 10 mm h⁻¹ imediatamente após a queda do granizo. Após as 18:00 UTC, a taxa de precipitação aumenta para valores entre 10 e 15 mm h⁻¹ devido ao aumento de refletividade e após as 20:00 a taxa de precipitação diminui para valores inferiores a 5 mm h⁻¹.

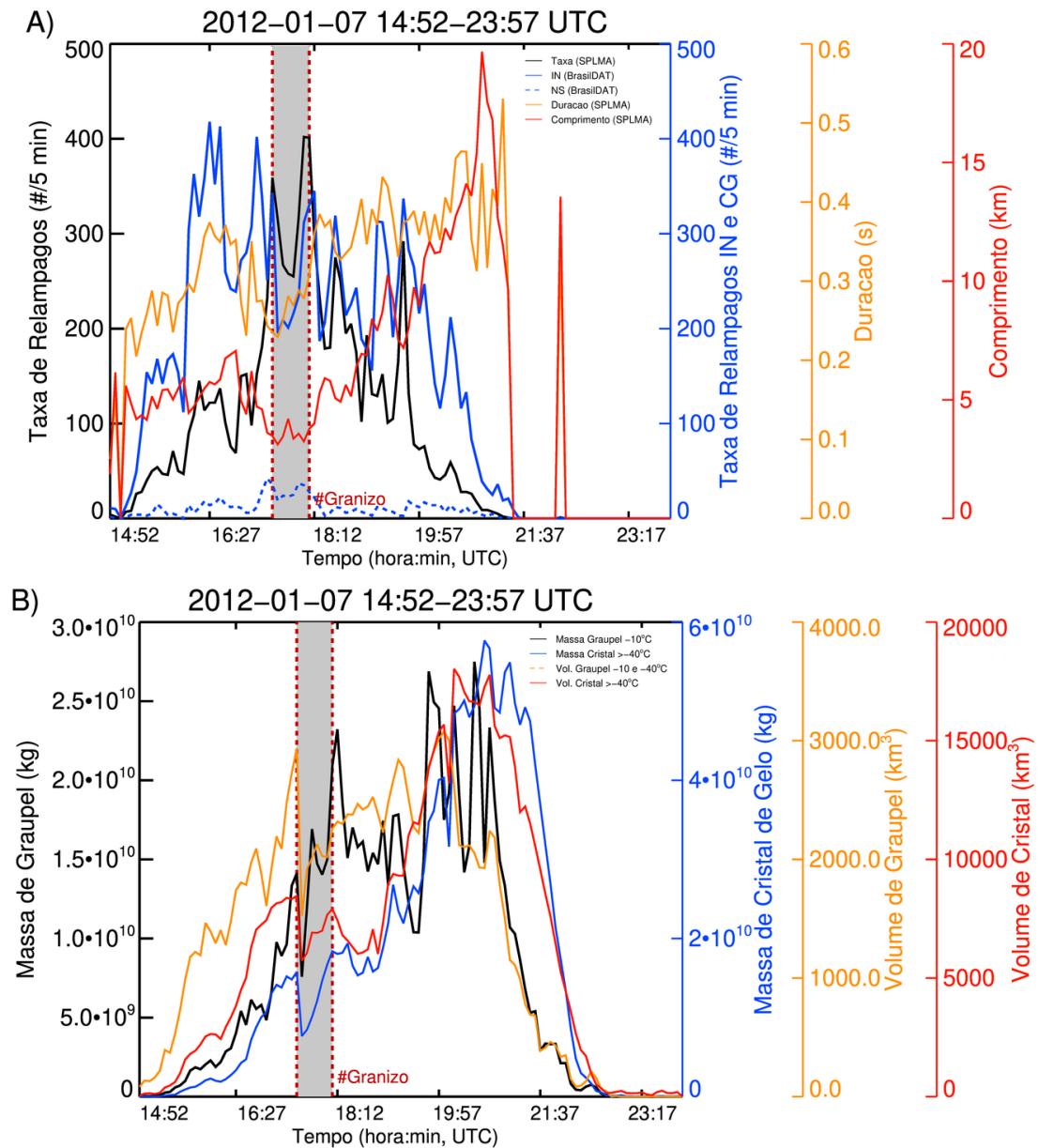


Figura 20: Ciclo de vida da tempestade que ocorreu no dia 07 de janeiro de 2012. (a) Taxa de relâmpagos intra-nuvem (ocorrência a cada 5 minutos, linha azul contínua) e nuvem-solo (ocorrência a cada 5 minutos, linha azul pontilhada) mapeados pela BrasilDAT e taxa de relâmpagos totais (ocorrência a cada 5 minutos, linha preta), duração (em s, linha amarela) e comprimento (km) dos relâmpagos mapeados pela SPLMA. (b) Massa e volume de *graupel* (kg, linha preta e km^3 , linha amarela respectivamente) e massa e volume de cristal de gelo (kg, linha azul e km^3 , linha vermelha respectivamente) obtidos pelo radar banda S da FCTH. A secção hachurada e linha pontilhada vertical vermelha delimita o período da queda do granizo em superfície (continua na Figura 20.1).

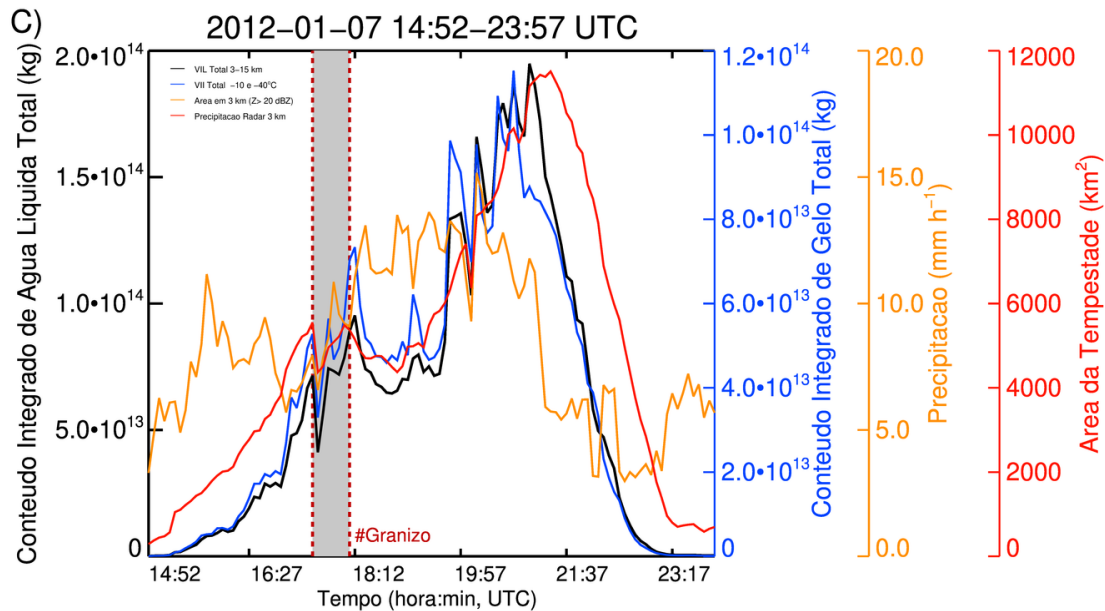


Figura 20.1: Tempestade que ocorreu no dia 07 de janeiro de 2012. (c) conteúdo integrado de água líquida total (VIL) (kg, linha preta), conteúdo integrado de gelo total (VII) (kg, linha azul), precipitação (mm h^{-1} , linha amarela) e área da tempestade (km^2 , linha vermelha). A secção hachurada pela linha pontilhada vertical vermelha delimita o período da queda do granizo em superfície.

Esses resultados são semelhantes aqueles apresentados para uma tempestade ocorrida no estado do Alabama - Estados Unidos. Onde os autores encontraram uma relação inversa entre comprimento e a taxa de relâmpagos em tempestades severas (CAREY; BAIN; MATTHEE, 2014). Mais especificamente, os relâmpagos menores estiveram associados a picos de convecção (por exemplo, picos na taxa de flash, volume de graupel, volume de corrente ascendente, corrente ascendente máxima), enquanto relâmpagos maiores foram associados a inibição de convecção após grande produção de gelo em regiões superiores (CAREY et al., 2019).

5.5 Estrutura Vertical da Tempestade

Nesta etapa serão abordados os resultados referentes a estrutura vertical de cargas elétricas da tempestade. Para tanto serão utilizadas as fontes de VHF dos relâmpagos mapeados pela rede SPLMA. Para avaliar a distribuição vertical das fontes VHF observadas pela rede SPLMA foram produzidos gráficos que mostram a quantidade de fontes VHF por altura para cada passo de varredura do radar no período da tempestade (quantidade de fontes por $500 \text{ m}^2 \times 5 \text{ minutos}$) (Figura 21). Os resultados mostram que no início da tempestade as fontes de VHF se encontravam

principalmente em torno de 8 a 10 km de altitude (isotermas de -30 e -40°C), nessa região de concentração de cargas a estrutura elétrica vertical é composta por pares de polaridade (negativo e positivo). Estes resultados indicam que do início da tempestade até próximo das 16:30 UTC a tempestade possuía dois centros de cargas proeminentes, um centro de cargas positivas entre 8 e 10 km e um centro negativo inferior entre 4 e 6 km (isotermas de 0 e -10°C), indicando uma configuração bipolar de cargas.

Ao analisar a evolução temporal da tempestade, próximo ao período da queda do granizo em solo, é perceptível dois centros intensos de fontes de VHF, uma mais intensa entre 4 e 6 km de altitude e uma menos intensa próxima a 8 km de altitude. Esse padrão mostra dois centros de cargas positivas nas regiões de concentração de fontes e um centro de cargas negativas entre essas duas regiões, próxima a 6 e 8 km de altitude (-10 a -25°C). Dessa forma, a estrutura vertical de fontes VHF nesse estágio da tempestade apresentava um total de 3 centros de cargas bem definidos, possuindo uma estrutura tripolar (SIMPSON; ROBINSON, 1941; WILLIAMS, 1989).

A fase mais eletricamente intensa da tempestade ocorreu aproximadamente às 18:00 UTC. Nesse momento, a tempestade possuía um centro de cargas muito intenso (mais de 5000 ocorrências por 500m^2 a por 5 minutos) entre 8 a 10 km e outro centro um pouco menos intenso entre 4 e 6 km de altitude. Essa configuração também foi observada por estudos prévios como Williams (1989) e Carey et al. (2005), mostrando nessa fase configuração tripolar de cargas elétricas.

O período de ausência de fontes de VHF na Figura 21 após às 20:00 UTC deve-se ao deslocamento da tempestade para uma distância acima de 150 km do centro da rede SPLMA, acarretando numa região de baixa eficiência de detecção de relâmpagos em três dimensões pela rede SPLMA. Porém foi observado também ausência de relâmpagos observados pela BrasilDAT, mostrando diminuição da atividade elétrica na nuvem de tempestade.

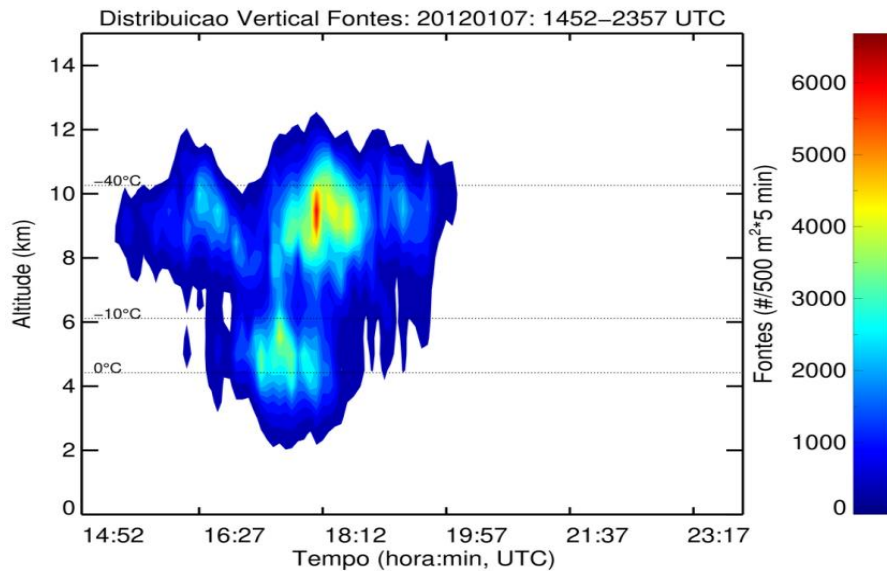


Figura 21: Distribuição vertical temporal das fontes VHF da rede SPLMA para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 das 14:52 UTC às 23:57 UTC.

A seguir é apresentado a evolução temporal da altura da primeira fonte de VHF (Figura 22a) e para os 10% das primeiras fontes de VHF (Figura 22b) dos relâmpagos. A presente análise é importante entender onde ocorrem as regiões de formação dos relâmpagos para a tempestade estudada. Os resultados mostram que a iniciação dos relâmpagos (Figura 22a) ocorrem predominantemente em uma faixa entre 6 e 10 km de altura. Durante a fase da queda do granizo é observado que a preferencial região de formação dos relâmpagos apresenta picos de iniciação de relâmpagos em alturas entre 6 e 8 km. Essas regiões descrevem locais da nuvem de tempestade mais carregadas eletricamente e com maior propensão à existência e choque de hidrometeoros (REYNOLDS; BROOK; GOURLEY, 1957; BUSER; AUFDERMAUR, 1977).

Com o desenvolvimento da tempestade a região com maior iniciação de relâmpagos desloca-se para 8 km de altitude, elevando essa altura com o tempo até aproximadamente 9 km. Esse deslocamento provavelmente deve-se a evolução vertical da tempestade, alcançando níveis verticais e fazendo com que a corrente ascendente carregasse os hidrometeoros eletricamente polarizados para níveis mais elevados da atmosfera.

Na Figura 22b é possível observar as altitudes das 10% primeiras fontes de VHF dos relâmpagos. Semelhantemente, na Figura 22a, verifica-se que com o

desenvolvimento da tempestade, a região preferencial da iniciação dos relâmpagos se desloca de 8 km para altitudes mais elevadas (entre 9 e 10 km), porém a configuração para os 10% das primeiras mostra uma região inferior de iniciação de relâmpagos, entre 4 e 6 km. Esses picos mostram que os relâmpagos que se originam entre centro de cargas negativas (6 a 8 km) se direcionam preferencialmente para a região de cargas positivas mais acima entre 8 e 10 km, confirmando o fato que em uma tempestade a maioria dos relâmpagos são IN.

O presente estudo identificou a presença de ocorrências de fontes VHF no interior da tempestade do dia 07 de janeiro de 2012, porém a contabilização do número de fontes indica as regiões com preferencial concentração de fontes, sem separar as polaridades das fontes. Sendo assim, foi possível analisar a configuração da estrutura elétrica da tempestade tomando por base conceitos já apresentados na literatura. A configuração tripolar é uma configuração teórica bem aceita no meio científico, sendo importante para a identificação das regiões de iniciação de relâmpagos predominantes. Se analisadas as polaridades de cada fontes, a tempestade poderia possuir uma configuração de cargas elétricas mais complexas que o modelo teórico (STOLZENBURG; RUST; MARSHALL, 1998) porém essa análise não foi abrangida no presente trabalho.

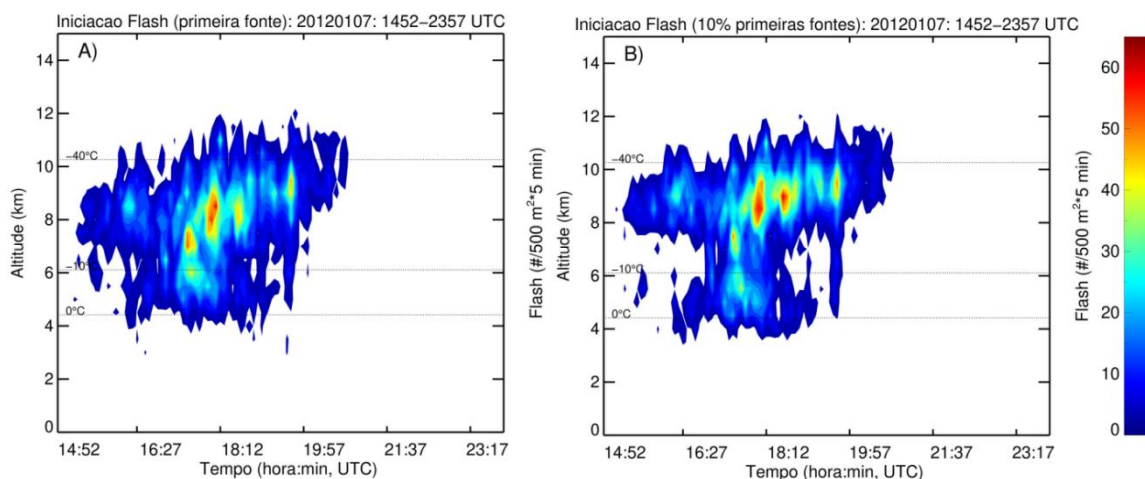


Figura 22: Evolução temporal das fontes de VHF proveniente dos relâmpagos mapeados pela rede SPLMA para: (a) primeira fonte de VHF dos relâmpagos e (b) 10% das primeiras fontes de VHF dos relâmpagos para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP.

Para uma análise mais detalhada da distribuição vertical de fontes de VHF da tempestade foram escolhidos os intervalos de tempo das imagens do radar (17:42, 17:47, 17:57 e 18:02 UTC) que estiveram associados a registro granizo (registrado em superfície). Para cada imagem selecionada foram analisadas a distribuição espacial e temporal das fontes de VHF dos relâmpagos da SPLMA e as descargas de retorno IN e NS da BrasilDAT que ocorreram no intervalo de 5 min iniciando com o horário da imagem do radar.

A Figura 23 mostra a distribuição espacial e temporal das fontes de VHF para a imagem da 17:42 UTC. Verifica-se uma atividade elétrica intensa da tempestade nesse momento, com um total de 38738 fontes em 5 minutos. As fontes possuíam dois picos bem pronunciados de altitude preferencial próximas a 5 e 10 km com comportamento espacial mais localizado. Observa-se relâmpagos IN nesse momento como grande maioria dos relâmpagos observados (209 ocorrências contra 24 ocorrências NS).

Na Figura 23.1 que mostra a segunda varredura do radar para o registro da queda do granizo em solo (17:47 UTC), observa-se que as fontes de VHF alcançam um pico de ocorrências com a mesma configuração dos picos em 5 e 10 km da figura anterior. Nas Figuras 23.2 e 23.3 (horário das 17:52 e 17:57 UTC) os padrões de ocorrência preferencial das fontes de VHF mantém semelhante configuração, com uma diminuição nas fontes em 5 km. Na figura 23.2 (23.3) pode-se perceber relâmpagos com extensão horizontal maior (menor) que nos horários anteriores.

A Figura 23.4 mostra as ocorrências de relâmpagos e fontes VHF para o horário das 18:02 UTC, o último horário de varredura do radar com registro de granizo em solo. A configuração de fontes apresenta dois picos próximos a 10 km, um mais pronunciado e um segundo pico menor mais acima. O pico em 5 km nesse horário apresenta-se menos intenso.

Os padrões observados pelas fontes, mostram predominância de ocorrências de fontes VHF em duas alturas preferenciais. Uma com maior pico encontra-se em 10 km de altitude e outra próxima a 5 km para quase todo ciclo de vida da tempestade e mais pronunciado no momento da queda do granizo. Essa configuração está presente na literatura (LANG; RUTLEDGE, 2008; LUND et al., 2009) e representa a configuração tripolar, onde os picos de fontes VHF são os centros de cargas positivas, assim como mostrado nas Figuras 21 e 22.

Essas regiões são decorrentes de forte convecção e consequentemente grande choque de hidrometeoros dentro das nuvens (MACGORMAN et al., 1989; ZIEGLER; MACGORMAN, 1994). A localização das fontes também mostra que a maioria dos relâmpagos na presente tempestade ocorreram na região convectiva da nuvem e uma menor quantidade na região estratiforme (LANG; RUTLEDGE, 2008). As fontes registradas mais ao sul do gráfico expressam a atividade elétrica de uma célula que se desenvolve no sistema estudado, como mostrado na Figura 9 item 10.

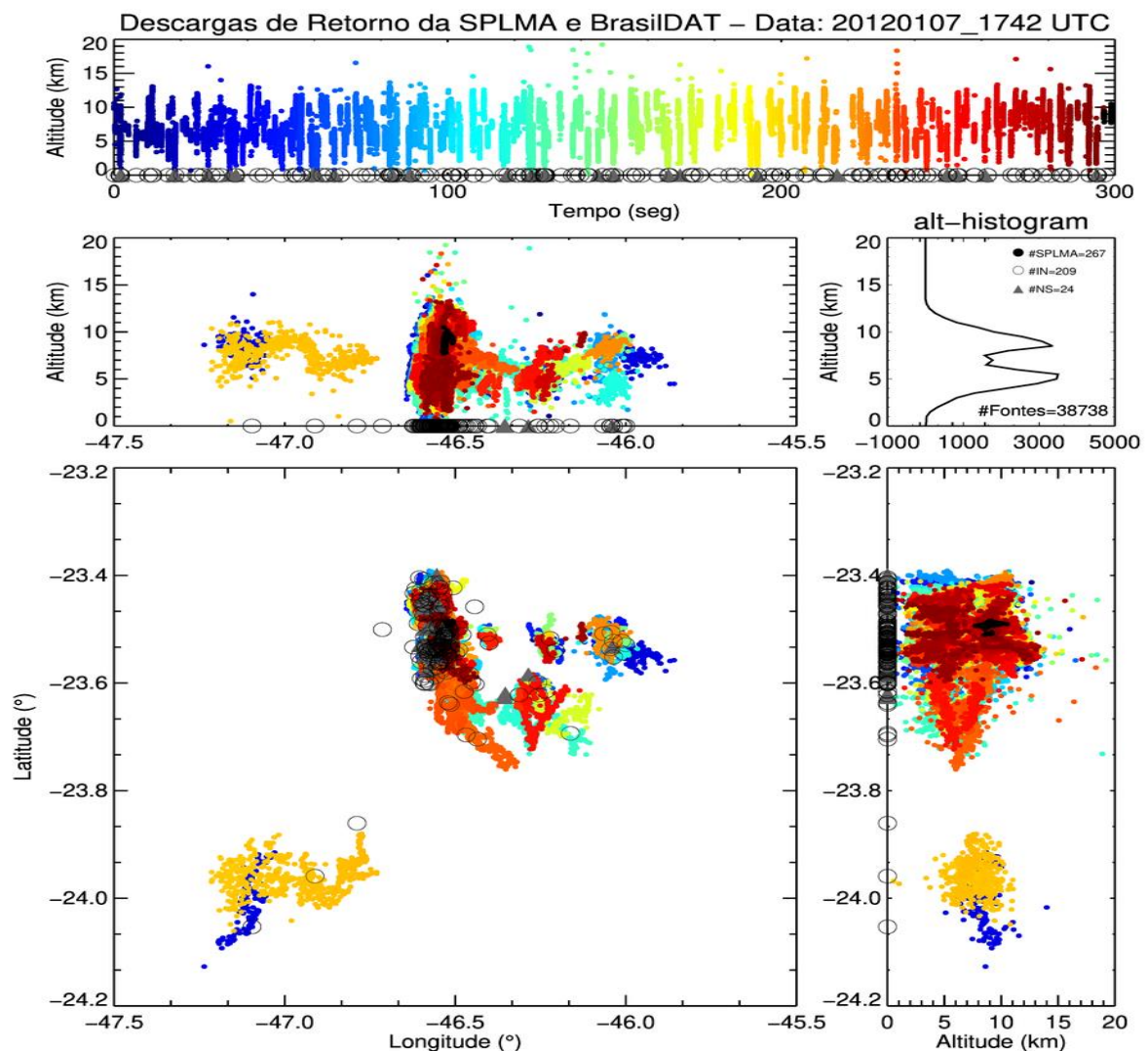


Figura 23: Fontes de VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos da rede BrasilDAT (círculos: IN e triângulos: NS) para a primeira varredura do radar que apresentou registro de granizo em solo (17:42 UTC) durante a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP. Cada conjunto de fontes de mesma cor representa um mesmo relâmpago (continua na Figura 23.1).

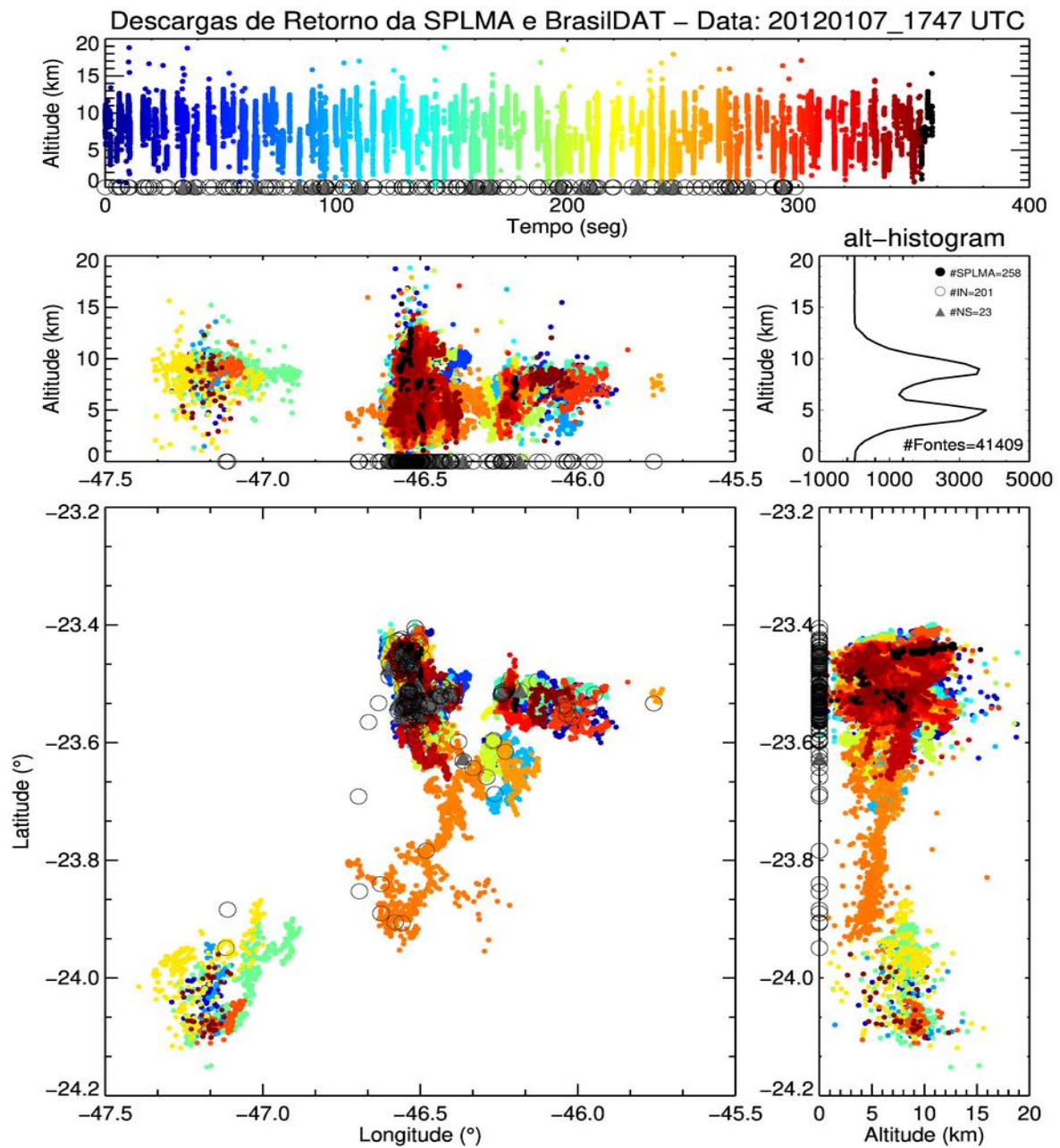


Figura 23.1: Fontes VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos da rede BrasilDAT (círculos: IN e triângulos: NS) para a segunda varredura do radar com registro de granizo em solo (17:47 UTC) durante a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP. Cada conjunto de fontes de mesma cor representa um mesmo relâmpago (continua na Figura 23.2).

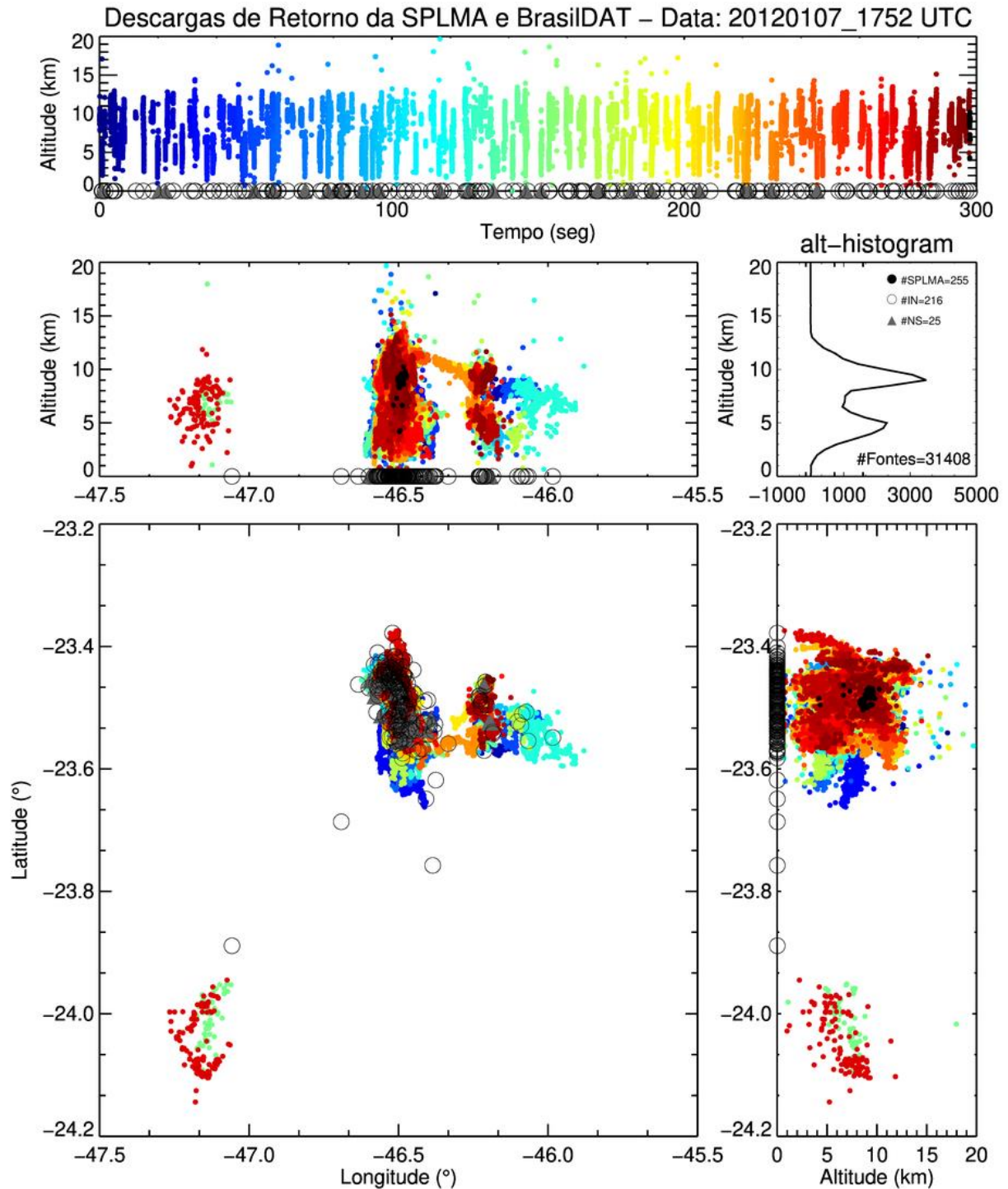


Figura 23.2: Fontes VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos da rede BrasilDAT (círculos: IN e triângulos: NS) para a terceira varredura do radar com registro de granizo em solo (17:52 UTC) durante a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP. Cada conjunto de fontes de mesma cor representa um mesmo relâmpago (continua na Figura 23.3).

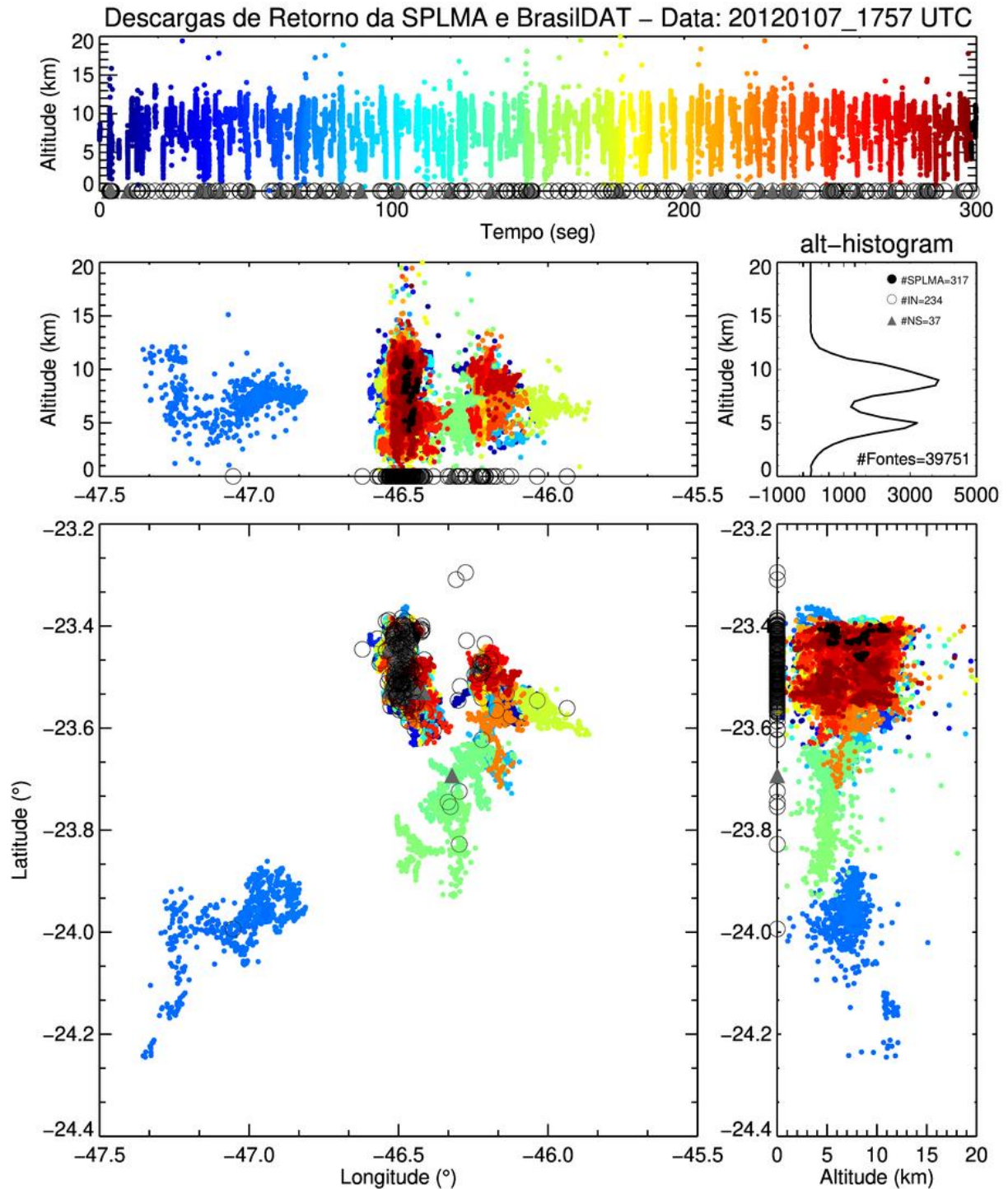


Figura 23.3: Fontes VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos da rede BrasilDAT (círculos: IN e triângulos: NS) para a quarta varredura do radar com registro de granizo em solo (17:57 UTC) durante a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP. Cada conjunto de fontes de mesma cor representa um mesmo relâmpago (continua na Figura 23.4).

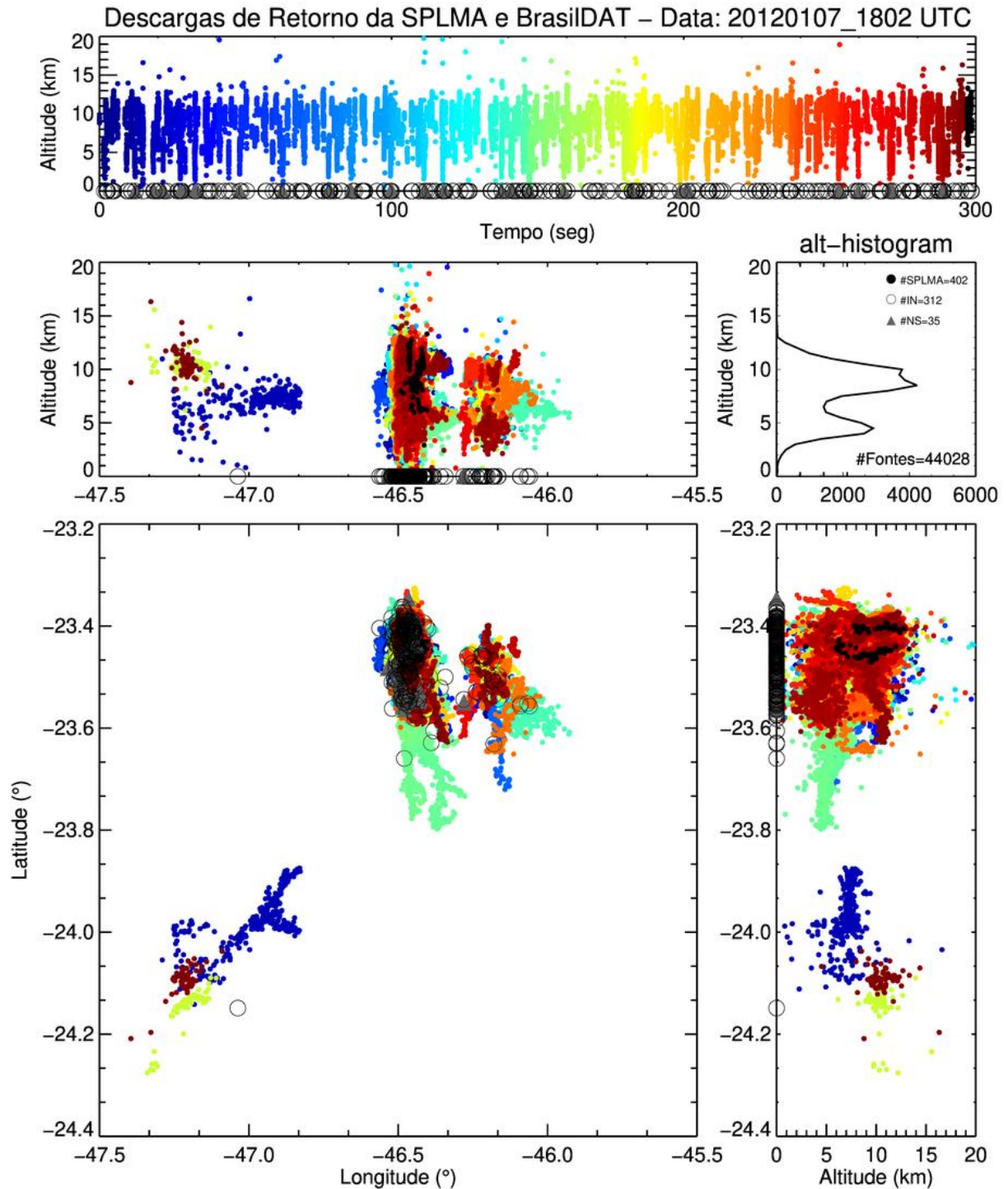


Figura 23.4: Fontes VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos da rede BrasilDAT (círculos: IN e triângulos: NS) para a última varredura do radar com registro de granizo em solo (18:02 UTC) durante a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 na RMSP. Cada conjunto de fontes de mesma cor representa um mesmo relâmpago.

A seguir são representados alguns exemplos de relâmpagos que ocorreram no horário da queda do granizo (entre 17:42 e 18:02 UTC). Foram escolhidos dois relâmpagos individuais IN e dois relâmpagos individuais NS para esse intervalo de tempo. A primeira análise (Figura 24) mostra um relâmpago individual NS que iniciou às 17:50:51,2320 UTC e apresentou uma duração de aproximadamente 0,157 s, comprimento de 3,17 km e possuiu uma área de 10,03 km². As fontes de VHF são representadas pelos círculos coloridos, onde pode-se perceber que o relâmpago iniciou próximo a 8 km de altitude, numa região carregada de cargas negativas, esse fato é verificado pelo pico de corrente fornecido pela rede BrasilDAT com um valor de aproximadamente -22,90 kA. Pela análise espacial do relâmpago, observa-se também seu início mais ao norte e várias ramificações e a região em que toca no solo (triângulo cinza). Os relâmpagos NS- transportam cargas negativas de um centro de cargas negativas no interior da nuvem para o solo e são mais facilmente detectados pelos sensores de fontes de VHF (HOUZE, 1993).

O próximo relâmpago NS apresentado iniciou às 17:54:51,3256 UTC (Figura 24.1). Este relâmpago iniciou em aproximadamente 8 km de altitude. No início do relâmpago as fontes se deslocam por um período somente no ar (tons azuis), dessa forma a rede BrasilDAT classificou essas primeiras fontes como IN (círculos abertos na cor preta). Porém em aproximadamente 0,2 s do início do relâmpago, as fontes de VHF se direcionam rumo ao solo (tons alaranjados) surgindo assim o relâmpago NS registrado pela rede BrasilDAT (triângulo cinza). Assim o relâmpago apresentado pode ser classificado como um relâmpago misto, possuindo ramos NS e IN.

A duração do relâmpago NS foi de aproximadamente 0.989 s, com pico de corrente de aproximadamente -20,60 kA, cobrindo uma área de 137,34 km² e percorrendo uma distância de 11,72 km, sendo assim um relâmpago mais extenso que o primeiro apresentado. Os repetidos triângulos (relâmpagos NS) na figura indicam que para o mesmo relâmpago da rede SPLMA (cores amareladas) foram registradas 3 descargas de retorno (multiplicidade igual a 3) e mais dois relâmpagos NS posteriores para um mesmo conjunto de fontes de VHF da rede SPLMA.

No total, foram detectadas 505 fontes de VHF para o relâmpago da Figura 24.1, sendo que o ramo do relâmpago IN inicial ocorreu próximo a 10 km de altura e permaneceu nessa altura e o NS e o IN final iniciaram-se numa altura inferior e estenderam-se a altitudes próximas a 5 km (*alt-histogram* no canto direito). Dessa

forma é perceptível o deslocamento das cargas elétricas se originando do centro negativo dirigindo-se para os centros positivos acima e abaixo.

Os exemplos de relâmpagos IN para o momento de registro de granizo em solo são mostrados nas Figuras 24.2 e 24.3 para os horários 17:52:24,443 e 17:52:33,6725 UTC, respectivamente. Pode-se observar que o primeiro relâmpago IN (Figura 24.2) ramifica-se a partir de 9 km de altura e divide-se em dois canais de energia, um estendendo a alturas acima de 10 km e outra mantendo-se próximo a 9 km (cores azul-avermelhadas para sudeste e cores verde-amareladas para nordeste, respectivamente). Esse relâmpago durou 0,358 s, cobrindo uma área de 52,89 km² e uma distância de 7,27 km.

Já o segundo exemplo de relâmpago IN (Figura 24.3) também teve início próximo a 9 km, com um comportamento espacial bem identificável. Esse relâmpago possuiu 950 fontes VHF, cobriu uma área de 132,76 km² e um comprimento de 11,52 km de extensão. A identificação de relâmpagos da BrasilDAT, mostra bem a localização do relâmpago próximo a 0,4 s, porém houve uma diferença na localização horizontal do primeiro relâmpago IN.

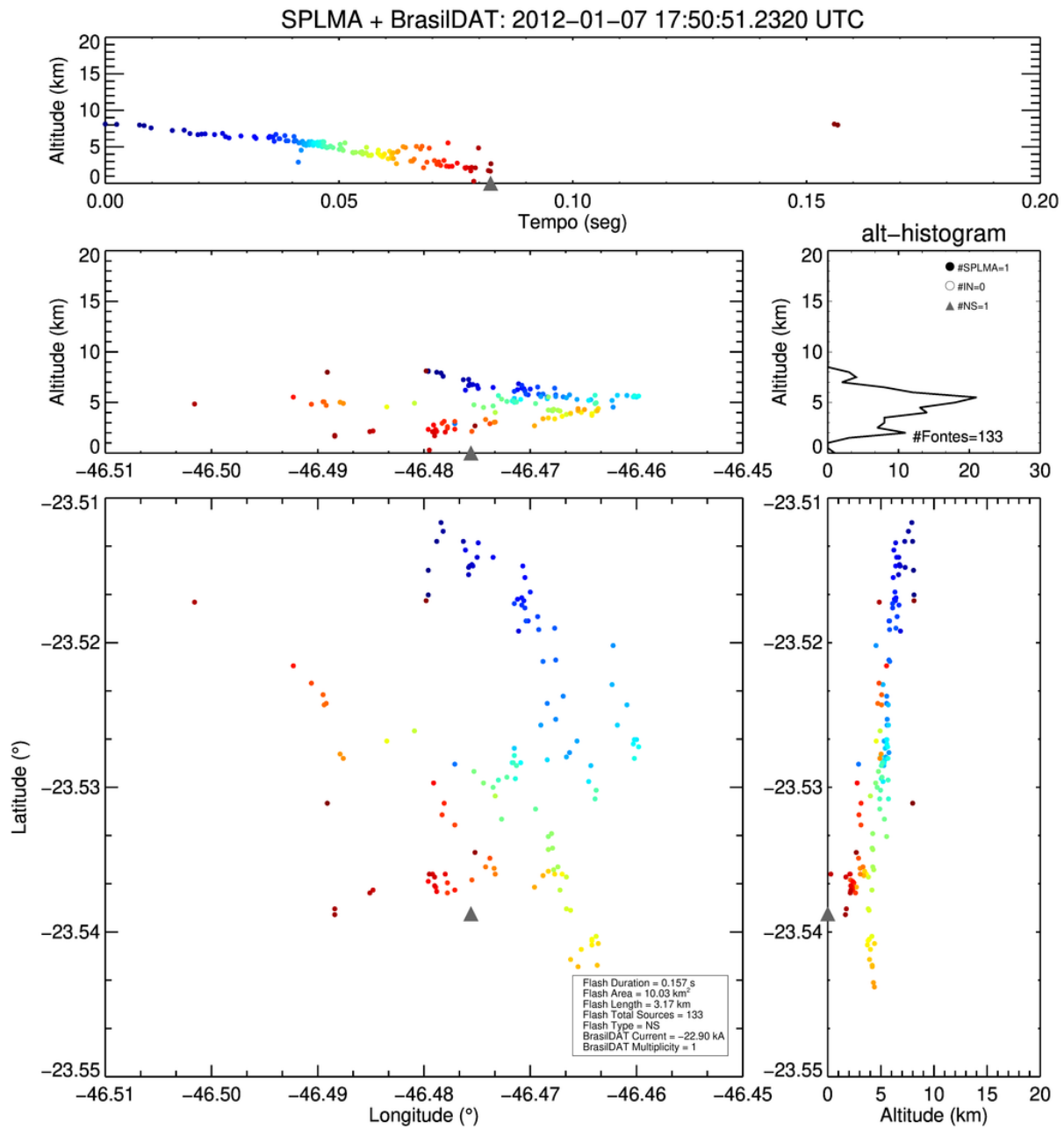


Figura 24: Relâmpago individual do horário das 17:50:51,2320 UTC: Fontes de VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos (círculos: IN e triângulos: NS) da rede BrasilDAT para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 (continua na Figura 24.1).

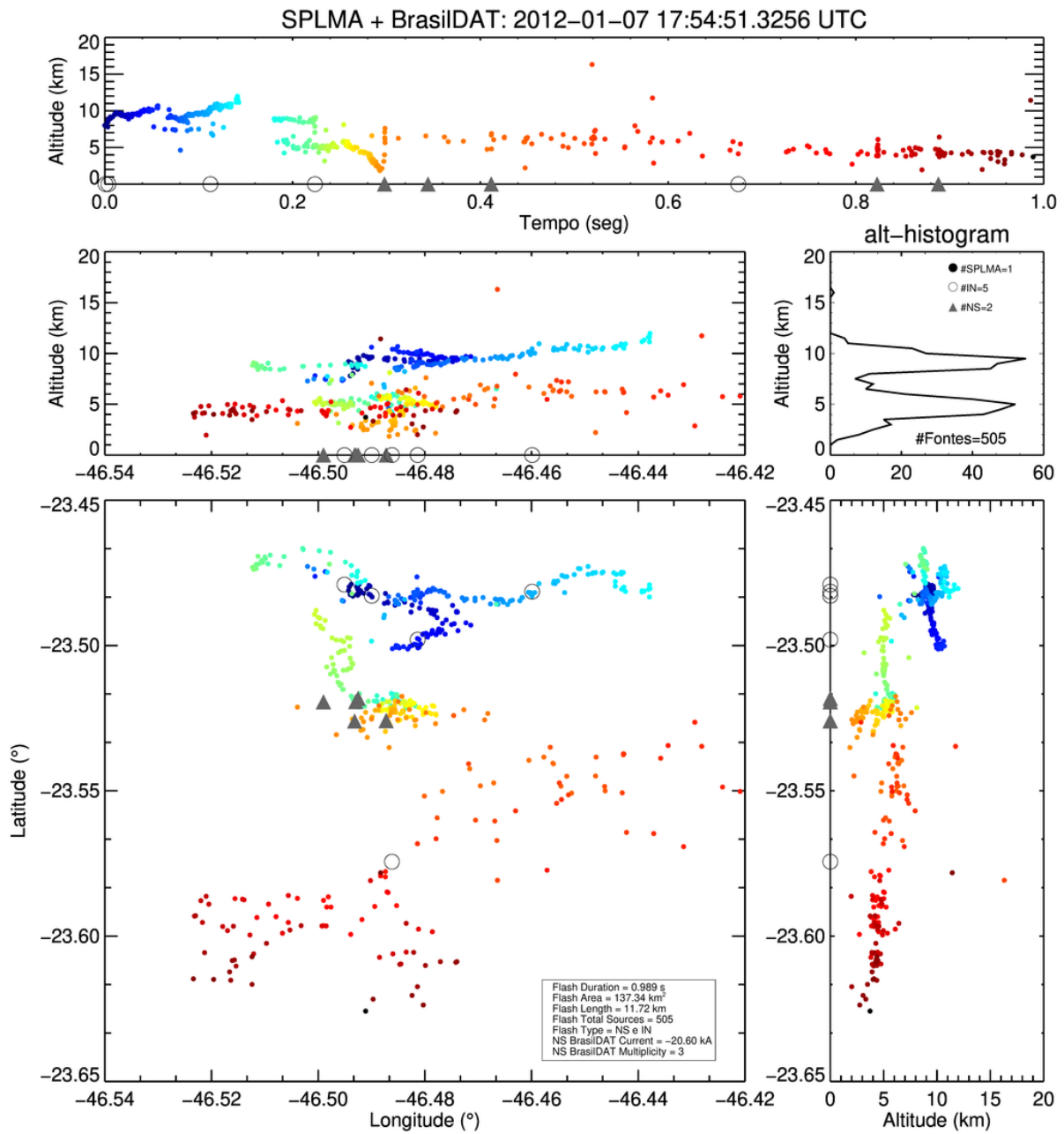


Figura 24.1: Relâmpago individual do horário das 17:54:51,3256 UTC: Fontes de VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos (círculos: IN e triângulos: NS) da rede BrasilDAT para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 (continua na Figura 24.2).

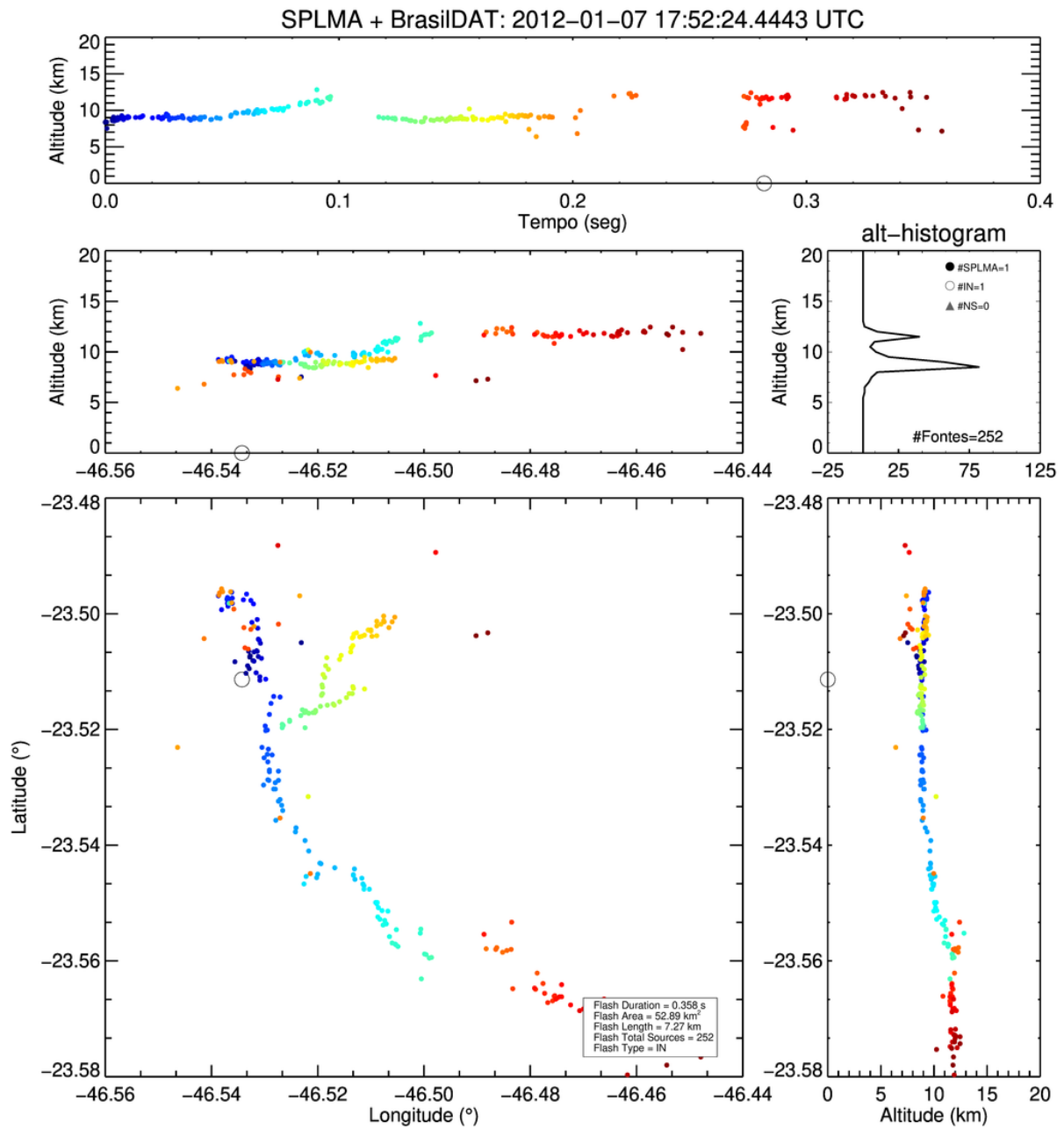


Figura 24.2: Relâmpago individual do horário das 17:52:24,4443 UTC: Fontes de VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos (círculos: IN e triângulos: NS) da rede BrasilDAT para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 (continua na Figura 24.3).

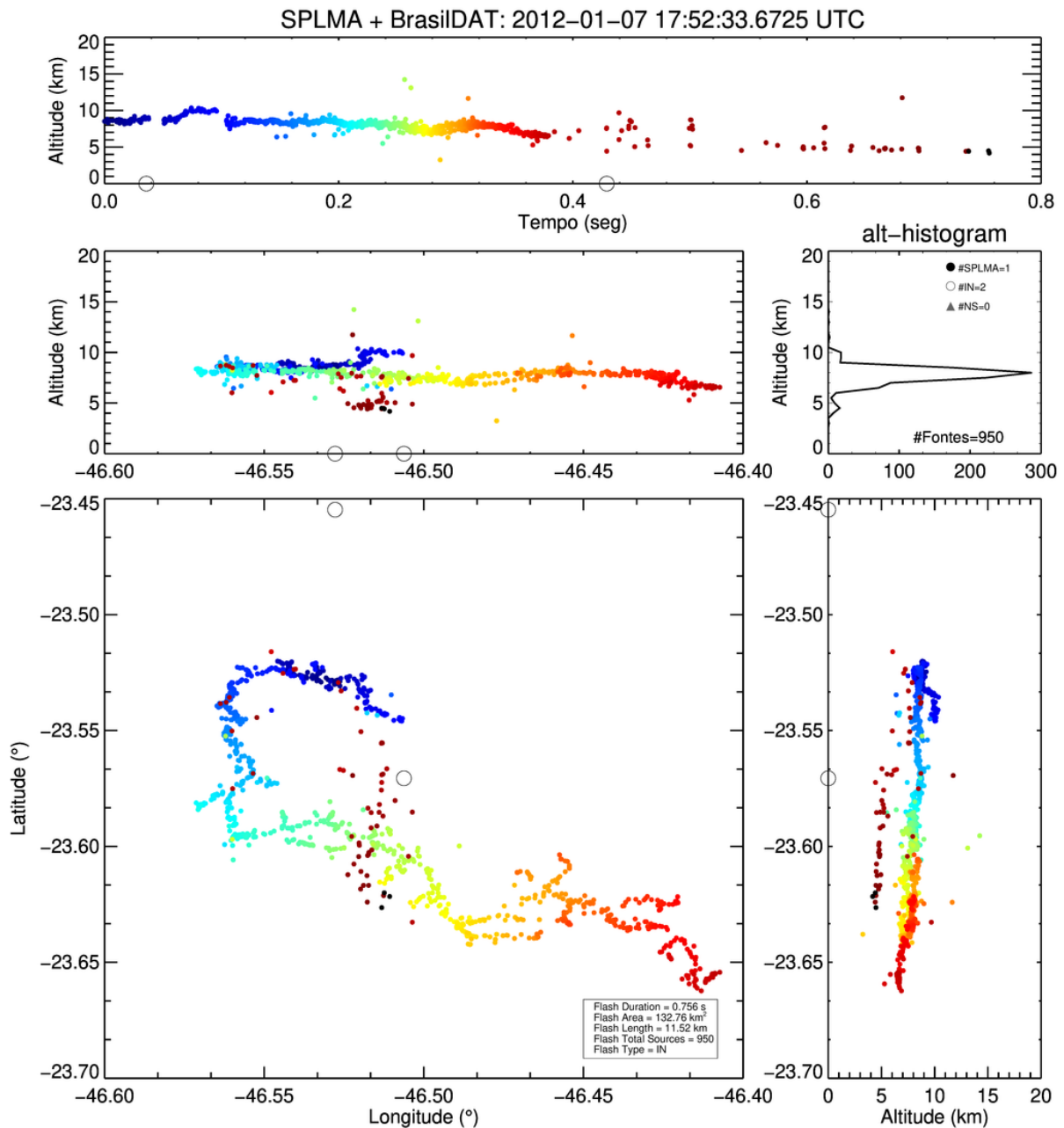


Figura 24.3: Relâmpago individual do horário das 17:52:33,6725 UTC: Fontes de VHF da rede SPLMA (pontos coloridos) e relâmpagos (círculos: IN e triângulos: NS) da rede BrasilDAT para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012.

Para um melhor detalhamento da distribuição vertical das fontes de VHF combinado com a estrutura interna da tempestade no momento da queda do granizo foram realizados cortes verticais latitudinais e longitudinais para os quatro horários de registro de granizo em solo. Essas figuras mostram o CAPPI de refletividade do radar juntamente com as ocorrências de relâmpagos das redes BrasilDAT e SPLMA para cada varredura do radar no momento da queda do granizo.

Na primeira varredura volumétrica do radar para o momento da queda do granizo (horário das 17:47 UTC, Figura 25) a tempestade mostrava dois centros elevados de refletividade (acima de 60 dBZ, Figura 25a), sendo essas regiões exatamente os locais de registro de queda de granizo. O comportamento elétrico da tempestade (Figura 25b-d), mostra que as ocorrências de relâmpagos (círculos abertos e triângulos cinzas) ocorrem principalmente na região de máxima refletividade. As fontes dos relâmpagos registrados pela rede SPLMA (círculos preenchidos em preto) também mostram maior ocorrência na região de máxima refletividade, com predominância entre 8 e 10 km. Nesse passo de tempo, a tempestade apresentou desenvolvimento vertical de aproximadamente 14 km de altura.

Na segunda varredura do radar (17:52 UTC, Figura 25.1) que houve registro de queda de granizo em solo, observa-se uma diminuição na área de refletividade >60 dBZ com relação a figura anterior, porém o comportamento da atividade elétrica se manteve no mesmo padrão da figura anterior. Já nos horários das 17:57 e 18:02 UTC (Figura 25.2 e 25.3), a tempestade já apresentava áreas de máxima refletividade menores, com valores próximos de 40 dBZ não ultrapassando os 12 km de altitude.

Pela análise das figuras apresentadas observa-se que grande parte dos relâmpagos registrados pelas duas redes ocorreram nas localidades de máxima refletividade da tempestade. Essa região representa a localização de convecção intensa da tempestade, onde a corrente ascendente é intensa e promove o levantamento dos hidrometeoros carregados e a colisão dos mesmos, tornando essa região propícia para ocorrência de relâmpagos, como é salientado por vários autores (TAKAHASHI, 1978; JAYARATNE et al., 1983; MACGORMAN et al., 1989; ZIEGLER; MACGORMAN, 1994; LANG; RUTLEDGE, 2008; LUND et al., 2009; YANG; KING, 2010). Os cortes longitudinal e latitudinal (linha preta e azul, respectivamente da Figura 25b) evidenciam que os relâmpagos se concentraram na região convectiva e com pouca contribuição da região estratiforme.

É perceptível também que a maioria dos relâmpagos registrados pela rede SPLMA se encontram em uma região acima da localização da máxima refletividade do radar. Essa região se encontra próximo a 10 km de altitude que corresponde com o centro de cargas positivas, conforme esperado e encontrado na literatura (RISON et al., 1999; RUST et al., 2005; MACGORMAN et al., 2008).

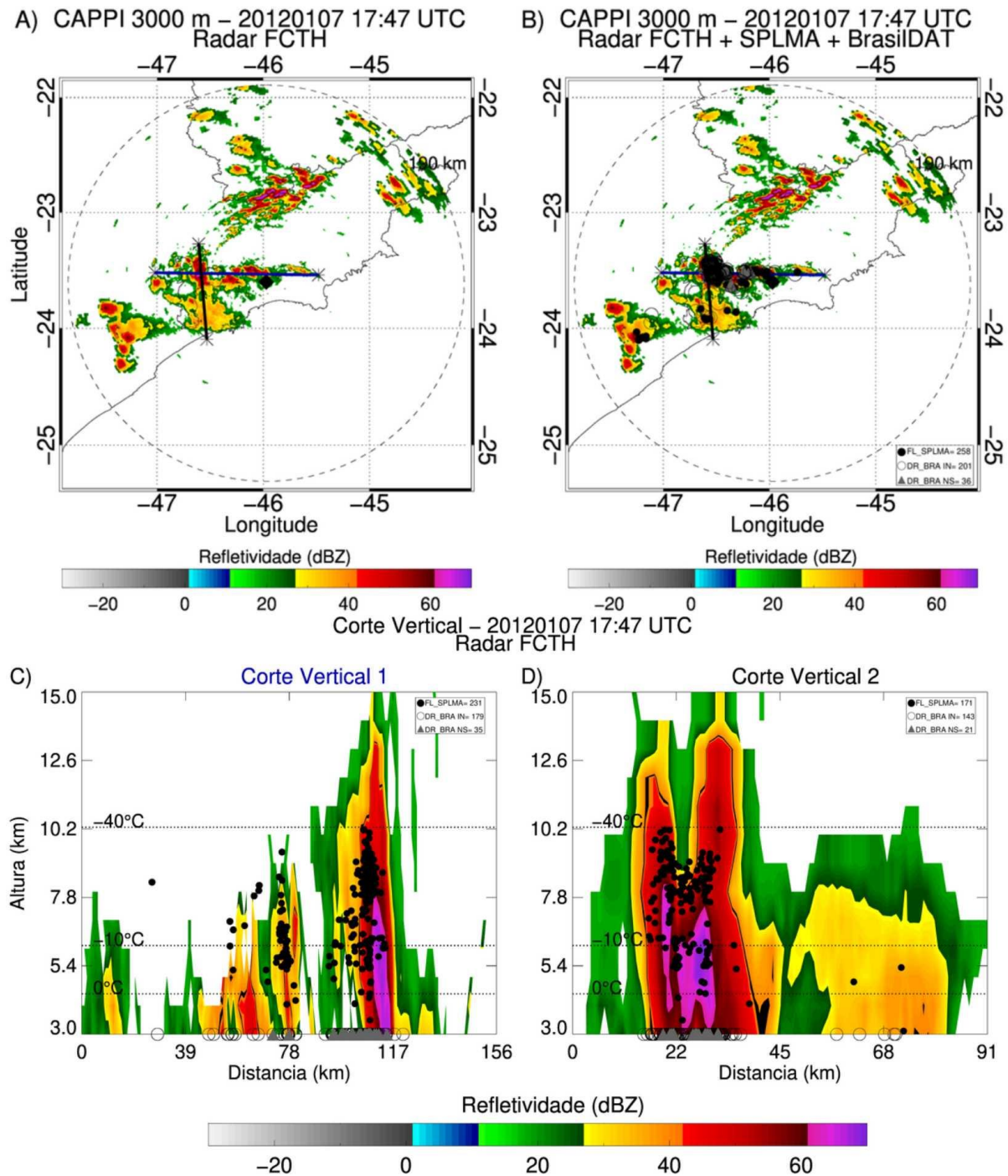


Figura 25: (a) CAPPI de refletividade (dBZ) em 3 m de altura, (b) CAPPI de refletividade e ocorrências de relâmpagos da BrasilDAT (IN: círculos vazados e NS: triângulos preenchidos em cinza) e SPLMA (círculos preenchidos em preto), e (c) e (d) cortes verticais da refletividade (em dBZ) e das ocorrências de relâmpagos (BrasilDAT e SPLMA). Linha na cor azul e preta representam o primeiro (item c) e o segundo (item d) corte vertical, respectivamente para a tempestade do dia 07 de janeiro de 2012 para a primeira varredura do radar no momento de registro de granizo em solo (17:47 UTC) (continua na Figura 25.1).

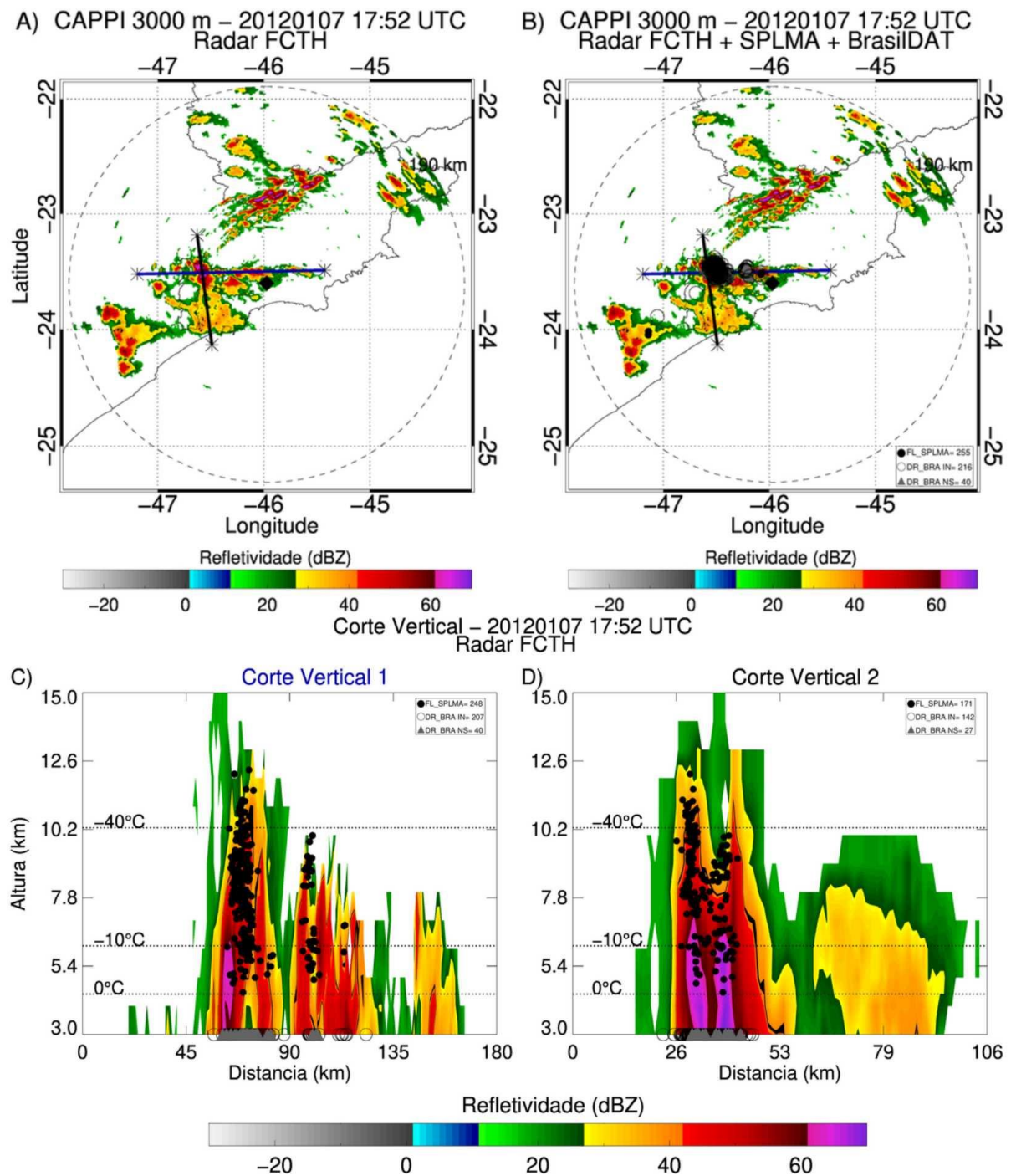


Figura 25.1: Idem a Figura 25 para às 17:52 UTC (continua na Figura 25.2).

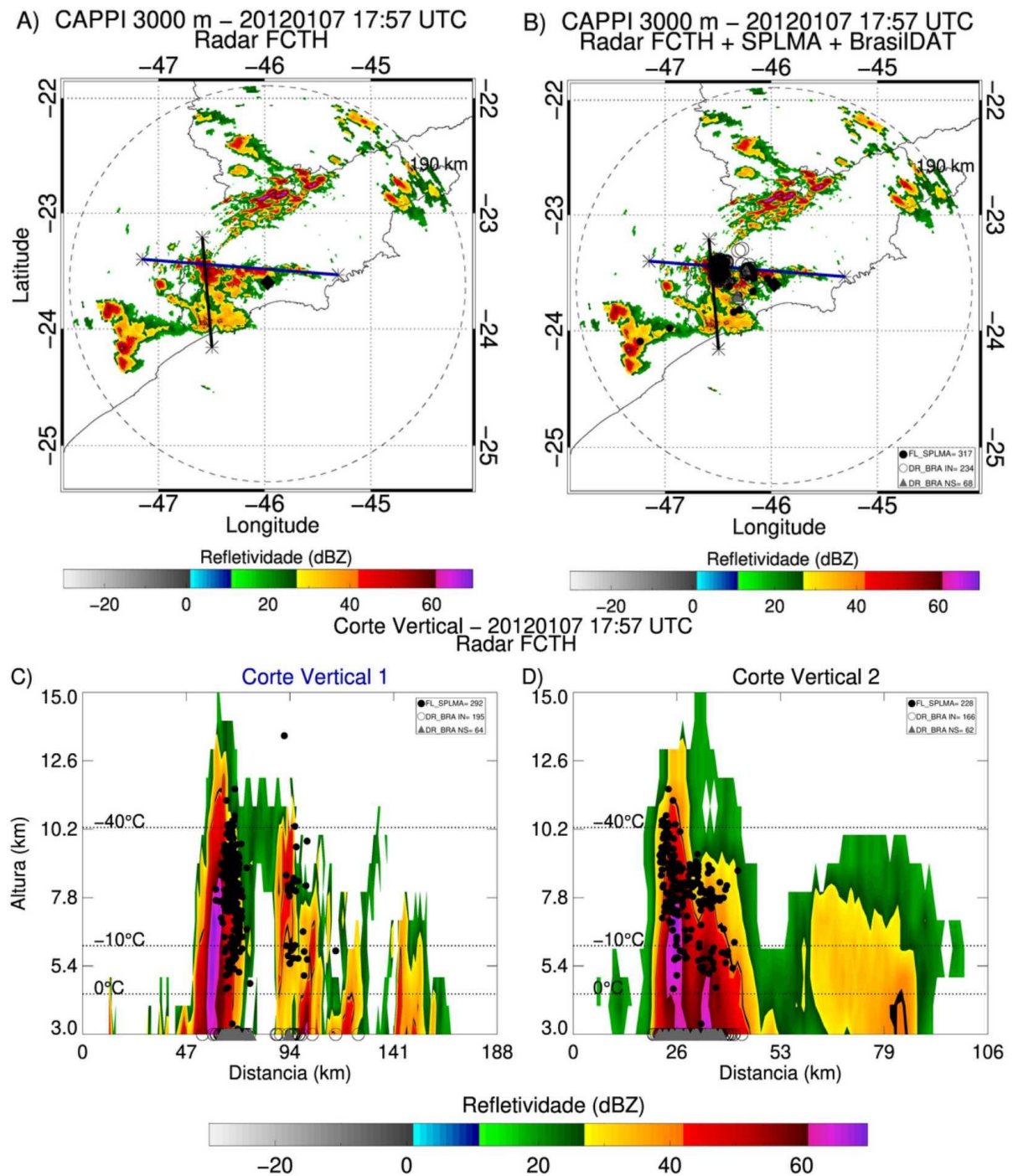


Figura 25.2: Idem a Figura 25 para às 17:57 UTC (continua na Figura 25.3).

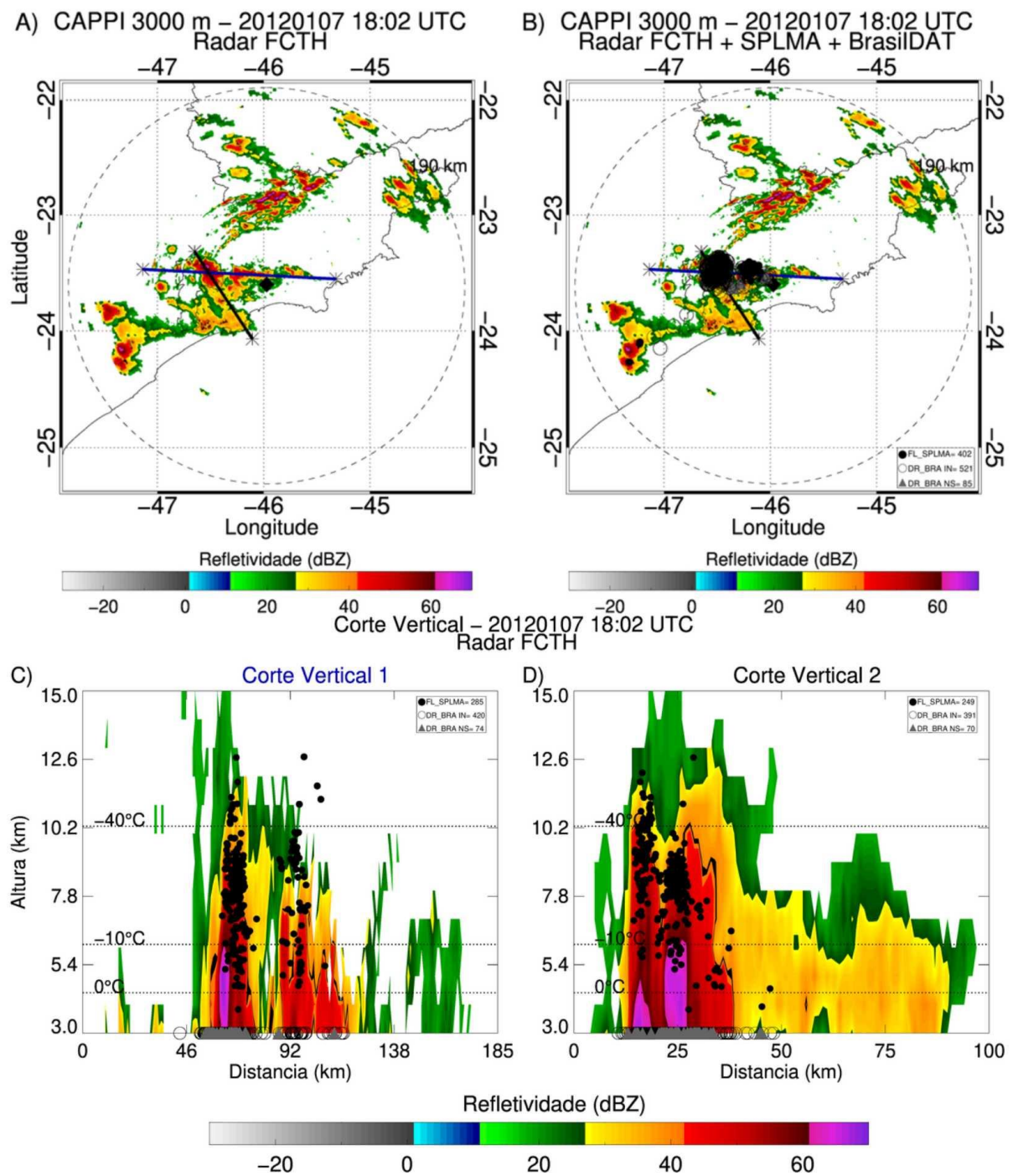


Figura 25.3: Idem a Figura 25 para às 18:02 UTC.

6. CONCLUSÃO

O presente trabalho avaliou uma importante tempestade que ocorreu na RMSP no dia 07 de janeiro de 2012 durante a campanha CHUVA-Vale. A tempestade formou sobre a porção sul da RMSP por volta das 14:52 UTC e se deslocou para a porção nordeste da região, provocando diversos danos à população, como alagamentos, queda de granizo e quedas de árvores. A abordagem deste trabalho tem o diferencial em empregar uma ampla gama de dados com o objetivo de avaliar as características em múltiplas escalas de organização entre elas: sinóticas, ambientais, físicas, microfísicas da tempestade, bem como a configuração de cargas elétricas no interior da nuvem de tempestade e como as propriedades físicas e elétricas.

Através do acompanhamento detalhado da tempestade durante o ciclo de vida empregando dados de radar FCTH e mediante os dados coletados pode-se perceber as características morfológicas do evento. A tempestade se desenvolveu em um pequeno intervalo de tempo e afetou uma área local. Foi um evento causado por um sistema de baixa pressão relativa - cavado invertido, uma região propícia para instabilidade e embebido em uma zona de convergência de umidade - ZCOU. Juntamente com o calor e umidade disponível no ambiente do evento, provocou chuva de 50,6 mm e rajadas de vento de 53,28 m.s⁻¹.

A análise de multicanais TWV-TIR mostrou que a tempestade teve um desenvolvimento vertical elevado, produzindo um gatilho na produção de relâmpagos totais (IN e NS) aproximadamente às 19:00 UTC e chegou a um valor máximo de TWV-TIR e relâmpagos totais por volta das 19:45 UTC, porém neste passo de tempo a tempestade se encontrava mais a nordeste da RMSP e à uma distância elevada das estações em superfície, impossibilitando a contabilização de precipitação e granizo em solo.

A elaboração dos diagramas CFAD possibilitou a percepção do aumento na frequência de refletividade maiores com a evolução da tempestade e também a evolução do desenvolvimento vertical, que corroboram com os valores encontrados na composição TWV-TIR. Por fim, o diagrama mostrou que a queda do granizo em solo ocorreu entre às 17:42 e 17:52 UTC pelo aumento de refletividade próxima a isoterma de 0 °C em torno de 40 dBZ. Esses resultados também são compatíveis com os encontrados em outros trabalhos.

Através da análise do diagrama Skew-T e do campo espacial de CAPE, verificou-se que a instabilidade potencial no dia da tempestade estava elevada, com valores de CAPE próximos a 2500 JKg^{-1} desde o início da tempestade na região mais ao norte do estado de São Paulo associado à ZCOU e com valores próximos a 2000 JKg^{-1} na RMSP no horário das 14:00 UTC. O diagrama Skew-T obtido do Aeroporto do Galeão - Rio de Janeiro - RJ, mostrou também um índice CAPE de 1740 JKg^{-1} no horário das 12:00 UTC, apesar desse registro estar atenuado devido a distância da tempestade, pode-se perceber que a instabilidade atmosférica estava com valores elevados em grande parte do sudeste do Brasil. Os índices de instabilidade registrados na sondagem, mostram que haviam grandes condicionantes para um evento severo na região.

Através da análise microfísica da tempestade pode-se constatar o momento da queda do granizo em solo no período das 17:42 as 18:02 UTC, que foram reforçados pela diminuição nos valores das variáveis físicas: massa e volume de graupel e cristal de gelo. O VIL e VII mostram que realmente há diminuição de conteúdo de água líquida e gelo na nuvem de tempestade no momento da queda do granizo. Esse deslocamento de massa e conseqüentemente de cargas elétricas possibilitou propensão de choque de hidrometeoros.

Mediante a análise do comportamento elétrico da tempestade, corrobora-se os resultados de Zhang et al. (2017), onde as variáveis comprimento do relâmpago e área da tempestade se correlacionam positivamente, e da mesma forma, há relação inversa entre taxa e comprimento dos relâmpagos. Os resultados também evidenciaram a existência de correlações positivas entre a massa de *graupel* e a taxa de relâmpagos NS próximo ao horário da queda do granizo. Além disso, na fase mais eletricamente intensa da tempestade os parâmetros morfológicos e elétricos da tempestade evidenciaram um rápido aumento na quantidade de relâmpagos. Esses resultados sugerem a possível viabilidade de um algoritmo para previsão dos efeitos destas tempestades na sociedade, tanto para prevenção de perdas humanas quanto nos danos materiais.

Pela análise do comportamento temporal da distribuição vertical da fontes de VHF da tempestade foi possível avaliar a localização da concentração de fontes VHF, em duas regiões específicas no momento da queda do granizo, uma mais intensa de 8 a 10 km e outra menos intenso de 4 a 6 km (dois centros de cargas positivas), mediado por um centro de cargas negativas. Essa configuração vertical de estrutura

cargas sugere uma estrutura tripolar, já descrito anteriormente por Williams (1989) e Carey et al., (2005). Em contrapartida, a iniciação dos relâmpagos apresentou um pico entre 6 a 8 km de altura, onde há maior concentração de cargas negativas. Os 10% das primeiras fontes de VHF observadas na tempestade mostram que os relâmpagos que se originam no centro de cargas negativas (6 a 8 km) se direcionam preferencialmente para a região de cargas positivas mais acima entre 8 e 10 km, confirmando o fato que em uma tempestade a maioria dos relâmpagos são IN. Essa estrutura é evidenciada nos picos de fontes VHF próximos a 10 e 5 km no momento da queda do granizo. Os relâmpagos da presente tempestade nos horários de registro de granizo em solo, mostram a coerência com a teoria de estrutura de cargas. A estrutura elétrica na fase madura da tempestade (momento da queda do granizo em solo) corroborou com a teoria de que a concentração de cargas elétricas e relâmpagos encontram-se na região convectiva (de máxima refletividade) e que a maior parte dos relâmpagos iniciam-se no centro de cargas negativas e direcionam-se para o centro de cargas positivas.

Visando um olhar específico para *Nowcasting*, é perceptível um padrão de evolução de estrutura de fontes VHF, da estrutura bipolar no início da tempestade, para uma configuração tripolar no período de maior intensidade elétrica. Sendo assim, é interessante para a previsão das taxas elevadas de relâmpagos, a transição destas duas estruturas de cargas.

A identificação de relâmpagos curtos no ciclo de vida nas tempestades, pode ser também outra ferramenta para o campo de previsão de eventos severos, uma vez que, relâmpagos curtos estão relacionados com altas taxas de relâmpagos e com forte convecção.

Para trabalhos futuros sugere-se a aplicação das análises de estudo para uma quantidade maior de tempestades. Além disso, torna-se importante utilizar informações de radar polarimétrico, redes adicionais de relâmpagos como a LINET e um método de detecção de tempestades mais robusto, como o ForTrACC por exemplo.

7. REFERÊNCIAS

ABREU, E. X. **Características Microfísicas de Tempestades com Granizo**, 2018. 63 f. Monografia (Graduação em Ciências Atmosféricas) - Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, MG, 2018.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS – ANA, 2012. Hidroweb: **Sistemas de informações hidrológicas**. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em: 15 set. 2020.

ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; MATTOS, E. V.; BISCARO, T. S.; MACHADO, L.; ANSELMO, E.; NEVES, J. R. Tempestades e tempo severo durante o experimento CHUVA-GLM Vale do Paraíba. In: Congresso Brasileiro De Meteorologia, 17, 2012, Gramado, RS. **Anais...** Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2012.

ALBRECHT, R. I.; RODRIGUEZ, C. A. M.; ANSELMO, E. M.; NEVES, J. R.; MATTOS, E. V.; BISCARO, T.; MACHADO, L. A. T. Thunderstorm characteristics of summer precipitating systems during CHUVA-GLM Vale do Paraíba field campaign. **Anais...** Leipzig: Universität Leipzig, 2012.

ALCÂNTARA, F. **Manual de análise do Diagrama "Skew-T, log P"**. Ministério da Aeronáutica, Diretoria de Rotas Aéreas. p. 122. 1969.

ALVARENGA, J. C. **Descargas atmosféricas**: influência em nosso meio e avaliação crítica dos métodos e técnicas de segurança utilizados no Brasil. 2004. Dissertação (Mestrado em Tecnologia Ambiental) - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, P. 168, 2004.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; DE MORAES GONÇALVES, J. L.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, vol. 22, ed. 6, p. 711–728, 2014.

ANDERSON GUNDIM - YOUTUBE. **Chuva de gelo em guarulhos... (07/01/2012)** - **YouTube**, 2012. Disponível em: <<https://www.youtube.com/watch?v=9Y3AEZzK-9k>>. Acesso em: 03 set. 2020.

ANTONIO, M. A. **Considerações sobre integração de medidas de chuva por radar. São Carlos.** 1984, 111 f. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, p. 111, 1984.

American Meteorological Society - AMS. **Lightning discharge.** Glossary of Meteorology. Disponível em: <<http://glossary.ametsoc.org/wiki/lightningdischarge>>. Acesso em: 23 nov. 2020.

BAILEY, J. C; BLAKESLEE, R. J; CAREY, L. D; GOODMAN, S. J.; RUDLOSKY, S. D.; ALBRECHT, R. I.; RODRIGUEZ, C. A. M.; ANSELMO, E. M.; NEVES, J. R.; BUECHLER, D. E. São Paulo Lightning Mapping Array (SP-LMA): network assessment and analyses for intercomparison studies and GOES-R proxy activities. **Anais...** Potsdam: IUGG/IAMAS, 2014.

BAKER, M. B.; CHRISTIAN, H. J.; LATHAM, J. A computational study of the relationships linking lightning frequency and other thundercloud parameters. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, vol. 121, n. 527, p. 1525-1548, 1995.

BELLON, A.; AUSTIN, G. L. The accuracy of short-term radar rainfall forecasts. **Journal of Hydrology**, vol. 70, n. 1-4, p. 35-49, 1984.

BELTRAN, R. P. **Características da precipitação e atividade elétrica de tempestades severas da região metropolitana de São Paulo.** 2017, 113 f. Tese (Mestre em Meteorologia). Universidade de São Paulo, São Paulo, 2017.

BETZ, H. D. et al. LINET - An international lightning detection network in Europe. **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2-4, p. 564-573, 2009.

BETZ, H. D.; SCHMIDT, K.; OETTINGER, P. LINET – An International VLF/LF Lightning Detection Network in Europe. **Lightning: Principles, Instruments and Applications**, Eds. H.-D. BETZ, U. SCHUMANN, AND P. LAROCHE, SPRINGER, 2008.

BLAKESLEE, R.; BAILEY, J.; CAREY, L.; GOODMAN, S.; RUDLOSKY, S.; ALBRECHT, R. I.; MORALES, C.; ANSELMO, E.; NEVES, J. São Paulo Lightning Mapping Array (SP-LMA): Network Assessment and Analyses for Intercomparison Studies and GOES-R Proxy Activities. In: CHUVA INTERNATIONAL WORKSHOP, Cachoeira Paulista, SP. **Anais...** CPTEC/INPE, 2013.

BOURNAY, E.; UNEP/GRID-ARENDAL. **Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED)**, 2012. Disponível em: <<https://www.grida.no/resources/6070>>. Acessado em: 06 fev. 2020.

BROWNING, K. A. **Nowcasting**. London: London Academic Press, p. 256, 1982.

BRUNING, E. C.; MACGORMAN, D. R. Theory and observations of controls on lightning flash size spectra. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, p. 4012-4029, 2013.

BRUNING, E. C.; RUST, W. D.; SCHUUR, T. J.; MACGORMAN, D. R.; KREHBIEL, P. R.; RISON, W. Electrical and polarimetric radar observations of a multicell storm in TEXAS. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 2525-2544, 2007.

BUSER, O., AUFDERMAUR, A. N., Electrification by collisions of ice particles on ice or metal targets, In: **Electrical Processes in Atmospheres**. Ed. H. Dolezalek, R. Reiter Darmstadt, vol. 294, 1977.

CAREY, L. D.; BAIN, A. L.; MATTHEE, R. Kinematic and Microphysical Control of Lightning in Multicell Convection over Alabama during DC3. In: Lightning Detection Conf./Fifth. **Lightning Meteorology Conference**, p. 10, 2014.

CAREY, L. D.; MURPHY, M. J.; MCCORMICK, T. L.; NICHOLAS, W. S. Lightning location relative to storm structure in a leading-line, trailing-stratiform mesoscale convective system. **Journal of Geophysical Research**, vol. 110, p. 23, 2005.

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

CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. The Relationship between Precipitation and Lightning in Tropical Island Convection: A C-Band Polarimetric Radar Study. **Monthly Weather Review**, vol. 128, n. 8, p. 2687–2710, 2000.

CAREY, L. D.; SCHULTZ, E. V.; SCHULTZ, C. J.; DEIERLING, W.; PETERSEN, W. A.; BAIN, A. L.; PICKERING, K. E. An Evaluation of Relationships between Radar-Inferred Kinematic and Microphysical Parameters and Lightning Flash Rates in Alabama Storms, **Atmosphere**, vol. 796, ed. 10, n. 12, 2019.

CARVALHO, A. M. G. **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul**. Dissertação de Mestrado/INPE, São José dos Campos, p. 121, 1989.

CETESB - Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental. **Relatório de qualidade do ar no estado de São Paulo**. São Paulo: CETESB, 2008. Disponível em: <<https://cetesb.sp.gov.br/ar/publicacoes-relatorios/>>. Acesso em: 25 de maio de 2020.

COLLIER, C. G. Accuracy of rainfall estimates by radar. Part II: Comparison with rain gauge network. **Journal of Hydrology**, vol. 83, p. 237-249, 1986.

COTTON, R. W.; ANTHES, B.R. Storm and cloud dynamics. Academic Press, Inc. **International Geophysics Series**, v. 44, 1989.

CPTEC INPE. **Boletim Técnico - CPTEC/INPE**. Disponível em: <<http://tempo.cptec.inpe.br/boletimtecnico/pt>>. Acesso em: 11 ago. 2020.

CUMMINS, K.; MURPHY, M. An overview of lightning locating systems: History, techniques, and data uses, with an in-depth look at the US NLDN, **IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility**, vol. 51, n. 3, p. 499– 518, 2009.

DA SILVA, M. V. **Propriedades físicas e elétricas de relâmpagos estimadas por Lightning Mapping Array**. 2018, 61 f. Monografia (Graduação em Ciências Atmosféricas). Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2018.

DONZELLI, V.; MEZZASALMA, P. Measurement accuracy in raingauge-radar adjustment techniques. **Proc. Int. Symp. Hydrological Applications of Weather Radar**. São Paulo, p. 52-61, 1995.

ELSTER, J.; GEITEL, H. Über eine Methode, die elektrischen Natur der atmosphärischen Niederschläge zu bestimmen. **Met. Z.**, v. 5, p. 95-100, 1888.

EMPLASA - Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A. **Região Metropolitana de São Paulo**, 2018. Disponível em: <<https://www.emplasa.sp.gov.br/RMSP>>. Acesso em: 25 de maio de 2020.

ERIKSSON, P.; EKELUND, R.; MENDROK, J.; BRATH, M.; LEMKE, O.; BUEHLER, S. A. A general database of hydrometeor single scattering properties at microwave and sub-millimetre wavelengths. **Earth System Science Data**, vol. 10, ed. 3, p. 1301-1326, 2018.

FERNANDES, K.A. Cavados invertidos na região central da América do Sul. Dissertação de Mestrado, INPE, S. J. Campos, p. 90, 1996.

FERREIRA, C. F.; DOS SANTOS, A. M. R.; SILVA, R. S. S.; DE CARVALHO, N. A. R.; PEREIRA, P. S. L.; ANDRADE, J. H. A. Mortalidade Por Raio Atmosférico. **Brazilian Journal of Surgery and Clinical Research**, vol. 21, n. 1, p. 106-110, 2017.

GATLIN, P. N.; GOODMAN, S. J. A Total Lightning Trending Algorithm to Identify Severe Thunderstorms. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, vol. 27, p. 3–22, 2010.

GLOBO - GLOBO COMUNICAÇÃO E PARTICIPAÇÕES SA. **Pancadas de chuva colocam SP em estado de atenção, diz CGE - g1**, 2012. Disponível em:

<<http://g1.globo.com/sao-paulo/noticia/2012/01/pancadas-de-chuva-colocam-sp-em-estado-de-atencao-diz-cge.html>>. Acesso em: 03 set. 2020.

GOODMAN, S. J.; BLAKESLEE, R.; CHRISTIAN, H.; KOSHAK, W.; BAILEY, J.; HALL, J.; MCCAUL, E.; BUECHLER, D.; DARDEN, C.; BURKS, J.; BRADSHAW, T.; GATLIN, P. The North Alabama Lightning Mapping Array: Recent severe storm observations and future prospects. **Atmospheric Research**, v. 76, n. 1, p. 423–437, 2005.

GOODMAN, S.; MACH, D.; KOSHAK, W.; BLAKESLEE, R. **GLM Lightning Cluster-Filter Algorithm** - Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD), p. 72, 2012.

GREENE, D. R.; CLARK, R. A. Vertically Integrated Liquid Water—A New Analysis Tool. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 7, p. 548–552, 1972.

GRENET, G. Essai d'explication de la charge electrique des nuages d'orages. Extrait. **Annals of Geophysics**. v.3, p.306-307, 1947.

HENRY, W. **The Skew-T, Log P Diagram**. Kansas, National Weather Service Training Center, EUA, p. 68, 1897.

HERIKA PATRICIA - YOUTUBE. **Chuva de Granizo em Guarulhos 07/01/2012 - YouTube**, 2012. Disponível em: <<https://www.youtube.com/watch?v=Jl0qeIL08CU>>. Acesso em: 03 set. 2020.

HERSBACH, H.; DEE, D. ERA5 Reanalysis is in Production. ECMWF Newsletter, ed. 7, p. 147, 2016. Disponível em: <<https://www.ecmwf.int/en/newsletter/147/news/era5-reanalysis-production>>. Acesso em: 03 set. 2020.

HEYMSFIELD, A. J.; PALMER, A. G. Relations for deriving thunderstorm anvil mass of CCOPE storm water budget estimates, **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, vol. 25., ed. 5, p. 691-702, 1986.

HONG KONG. HONG KONG OBSERVATORY. **Weather Radar Observations in Hong Kong**. 2019. Disponível em:

<<https://www.weather.gov.hk/en/wservice/tsheet/radmet.htm>>. Acesso em: 26 jan. 2020.

HOUZE, R. A. **Cloud Dynamics**. Academic Press, p. 573, 1993.

INPE.ELAT. **Portal Web do Grupo de Eletricidade Atmosférica**, 2015. Disponível em: <<http://www.inpe.br/webelat/homepage/>>. Acesso em: 05 fev. 2020.

INPE.ELAT. **Portal Web do Grupo de Eletricidade Atmosférica**: Como começaram os estudos sobre eletricidade atmosférica? 2012. Disponível em: <<http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/relamp/eletricidade.atmosferica/historia.php/>>. Acesso em: 05 fev. 2020.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA – INMET. **Instituto Nacional De Meteorologia Do Brasil**, 2012. Disponível em: <<https://tempo.inmet.gov.br/Graficos/83781>>. Acesso em: 15 set. 2020.

IRIBARNE, J.V.; CHO, H.R. **Atmospheric physics**. Dordrecht: D. Reidel, 1986.

JAYARATNE, E. R.; SAUNDERS, C. P. R.; HALLETT, J. Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 109, n. 461, p. 609–630, 1983.

KASEMIR, H. W. A contribution to the electrostatic theory of a lightning discharge. **Journal of Geophysical Research**, v. 65, p. 1873-1878, 1960.

KNIGHT, C. A.; MILLER, L. J. First radar echoes from cumulus clouds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.74, n. 2, p.179-188, 1993.

KUETTNER, J. P.; LEVIN, Z.; SARTOR, J. D. Thunderstorm electrification - inductive or non-inductive? **Journal of the Atmospheric Science**, vol. 38, p. 2470–2484, 1981.

LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A. Kinematic, microphysical, and electrical aspects of an asymmetric bow-echo mesoscale convective system observed during STEPS 2000. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, 2008.

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

LUTGENS, F. K.; TARBUCK, J. E. **The atmosphere: an introduction to meteorology**. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, p. 434, 1982.

MACGORMAN, D. R.; BURGESS, D. W.; MAZUR, V.; RUST, W. D.; TAYLOR, W. L.; JOHNSON, B. C. Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 46, p. 221–250, 1989.

MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. **The Electrical Nature of Storms**. New York, Oxford University Press, p. 422, 1998.

MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D.; SCHUUR, T. J.; BIGGERSTAFF, M. I.; STRAKA, J. M.; ZIEGLER, C. L.; MANSELL, E. R.; BRUNNING, E. C.; KUHLMAN, K. M.; LUND, N. R.; BIERMANN, N. S.; PAYNE, C.; CAREY, L. D.; KREHBIEL, P. R.; RISON, W.; EACK, K. B.; BEASLEY, W. H. **TELEX: The Thunderstorm Electrification and Lightning Experiment**. Bull. **American Meteorological Society**, vol. 89, ed. 7, p. 997–1013, 2008.

MACHADO, L. B. T.; LIMA, W. F. S.; PINTO JR., O.; MORALES, C. B. Relationship Between Cloud-ground Discharge and Penetrative Clouds: A Multi-channel Satellite Application. **Atmospheric Research**, vol. 93, p. 304-309, 2009.

MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E. L.; SAKAMOTO, M. S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J. P.; PETERSEN, W. A.; ADAMS, D. K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C. F.; SAPUCCI, L. F.; SALIO, P.; BARBOSA, H. M. J.;

LANDULFO, E.; SOUZA, R. A. F.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W. F. A.; TOKAY, A. The Chuva Project: How Does Convection Vary across Brazil? *Bulletin of the American Meteorological Society*, **American Meteorological Society**, vol. 95, n. 9, p. 1365–1380, 2014.

MANSELL, E., R.; ZIEGLER, C. L. Aerosol effects on simulated storm electrification and precipitation in a two-moment bulk microphysics model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.70, p.2032-2050, 2013.

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. K. The distributions of raindrops with size. **Journal of Meteorology**, vol. 5, p. 165-6, 1948.

MASON, B. J. The generation of electric charges and fields in thunderstorms. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A*, **Mathematical and Physical Sciences**, vol. 415, p. 303-315, 1988.

MATTOS, E. V. **Relações Entre Assinaturas Polarimétricas De Radar e Atividade Elétrica Das Tempestades**. 2015. 248 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. Cloud-to-ground lightning and mesoscale convective systems. **Atmospheric Research**, vol. 99, n. 3, p. 377-390, 2011.

MCKEOWN, A.; GARDEN, G. Climate Change Reference Guide and Glossary. In: **State of The World: Into a Warming World**. The Worldwatch Institute, W. W. Norton & Company, p. 189-240, 2009.

MECIKALSKI, R. M.; BAIN, A. L.; CAREY L. D. Radar and lightning observations of deep moist convection across Northern Alabama during DC3: 21 May 2012. **Monthly Weather Review**, vol. 143, p. 2774-2794, 2015.

MOSIER, R. M.; SCHUMACHER, C; ORVILLE, R. E.; CAREY, L. D. Radar Nowcasting of Cloud-to-Ground Lightning over Houston, Texas. **Weather and Forecasting**, vol. 26, n. 2, p. 199–212, 2011.

NACCARATO, K. P. **Análise das características dos relâmpagos na região sudeste do Brasil**. 2006. 362 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006.

NACCARATO, K.P.; PINTO, O.; SLOOP, C.D.; HECKMAN, S.; LIU, C. Evaluation of BrasilDAT relative detection efficiency based on LIS observations and a numeric model. In: LIGHTNING PROTECTION (ICLP), 2014. **Proceedings...** IEEE, p.1814-1819, 2014.

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

NOAA.NSSL. **National Severe Storms Laboratory**. Severe weather 101 - Lightning, 2019. Disponível em: <<https://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/lightning/>>. Acesso em: 03 fev. 2020.

OGAWA, T. **Lightning currents**. In: Volland, H. ed. Handbook of atmospheric electrodynamics. Boca Raton: CRC Press. v. 1, Cap. 4, p. 93-136, 1995.

ONU - Organização das Nações Unidas. **WORLD URBANIZATION PROSPECTS. Economic e social affairs**. New York: ONU, 2014. 28 p. Disponível em: <<http://esa.un.org/unpd/wup/Highlights/WUP2014-Highlights.pdf>>. Acesso em: 25 maio de 2020.

ORVILLE, R. E.; HENDERSON, R. W.; BOSART, L. F. Bipole patterns revealed by lightning locations in mesoscale storms systems. **Geophysical Research Letters**, v. 15, p. 129-132, 1988.

PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A. On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, vol. 103, n. 12, p. 14025-14040, 1998.

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

PINTO JUNIOR, O.; PINTO, I. R. C. A. **Tempestades e Relâmpagos no Brasil**. INPE, São José dos Campos, 2000.

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

REBOITA, M. S. **Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade**. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG–USP, p. 359, 2008.
REDE INTEGRADA NACIONAL DE DETECÇÃO DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS – RINDAT. **Sistema de Detecção**. Disponível em: <<http://www.rindat.com.br/>>. Acesso em: 18 de fev. de 2020.

REYNOLDS, S. E.; BROOK M.; GOURLEY, M. F. Thunderstorm charge separation. **Journal of Meteorology**, v. 14, p. 426-436, 1957.

RISON, W.; THOMAS, R. J.; KREHBIEL, P. R.; HAMLIN, T.; HARLIN, J. A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico, **Geophysical Research Letters**, vol. 26, p. 3573-3576, 1999.

RUST, W. D.; MACGORMAN, D. R.; BRUNING, E. C.; WEISS, S. A.; KREHBIEL, P. R.; THOMAS, R. J.; RISON, W.; HAMLIN, T.; HARLIN, J. Inverted-polarity electrical structures in thunderstorms in the Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS). **Atmospheric Research**, vol. 76, p. 247–271, 2005.

SABA, M. M. F., SCHULZ W., WARNER T. A., CAMPOS L. Z. S., SCHUMANN C., KRIDER E. P., CUMMINS K. L., E ORVILLE R. E., High-speed video observations of positive lightning flashes to ground, **Journal of Geophysical Research**, p. 115, 2010.

SACRAMENTO NETO, O. B.; ESCOBAR, G. C. J.; SILVA, P. E. D. **Método objetivo para identificar episódios de Zonas de Convergência de Umidade (ZCOU) no**

ambiente operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estados Climáticos - CPTEC. XVI Congresso de Meteorologia, 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. 6, p. 11007–11017, 1991.

SAUNDERS, C. P. R. A Review of Thunderstorm Electrification Processes. **Journal of Applied Meteorology**, vol. 32, ed. 4, p. 642–655, 1993.

SCHUMANN, C. **Caracterização dos raios positivos através de câmeras de alta velocidade e sensores de campo elétrico.** 2012. 125 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012.

SEO, D. J. Real-time estimation of rainfall fields using radar rainfall and rain gage data. **Journal of Hydrology**, vol. 208, p. 37-52, 1998.

SCHMETZ, J.; TJEMKES, S. A.; GUBE, M.; VAN DE BERG, L. Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT. **Advances in Space Research**, vol. 19, n. 3, p. 433-441, 1997.

SCHULTZ, C. J.; PETERSEN, W. A.; CARREY, L. D. Preliminary Development and Evaluation of Lightning Jump Algorithms for the Real-Time Detection of Severe Weather. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, vol. 48, p. 2542-2563, 2009.

SFERICS TIMING AND RANGING NETWORK - STARNET. **Sistema de Detecção de Descargas.** Disponível em: <<http://www.starnet.iag.usp.br/>>. Acesso em: 18 fev. 2020.

SIMPSON, G.; ROBINSON, G. D. The distribution of electricity in thunderclouds, II. **The Royal Society**, vol. 177, ed. 970, p. 281–329, 1941.

SPERLING, V. B. **Processos físicos e elétricos das tempestades de granizo na região sul do Brasil**. 2018. 209 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2018.

STOLZENBURG, M.; RUST, W. D.; SMULL, B. F.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions 1. Mesoscale convective systems. **Journal of Geophysical Research**, vol. 103, p. 14059–14078, 1998.

STOLZENBURG, M.; RUST, W. D.; MARSHALL, T. C. Electrical structure in thunderstorm convective regions 3. Synthesis. **Journal of Geophysical Research**, vol. 103, ed. 108, p. 14, 1998.

TAKAHASHI, T. Riming Electrification as a Charge Generation Mechanism in Thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 35, n. 8, p. 1536–1548, 1978.

THOMAS, R. J.; HAMLIN, T.; HARLIN, J.; KREHBIEL, P.; RISON, W.; STANLEY, M. Thunderstorm charge structure and the spatial distribution of radiation sources located by the LMA. In: Fall Ann. Mtg. Am. Geophys. Union EOS Trans. AGU, vol. 82, ed. 47, 2001, **Proceedings...** 2001.

UMAN, M. A. **Lightning**. New York: Dover. McGraw-Hill Book Co, p. 264, 1969.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Minas Gerais: Editora UFV, ed. 1, p. 281-284, 2006.

VILA, D. A. **Sistemas Convectivos Precipitantes de Mesoescala sobre Sudamerica**: ciclos de vida y circulación en gran escala asociada. Tese de Doutorado. FCEyN-UBA, p. 126, 2004.

VISSER, P. The Storm-Structure-Severity method for the identification of convective storm characteristics with conventional weather radar. **Meteorological Applications**, vol. 8, n. 1, p. 1-10, 2006.

VONNEGUT, B. Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.34, p.378-381, 1953.

WEISS, S. A.; RUST W. D.; MACGORMAN, D. R.; BRUNING, E. C.; KREHBIEL, P. R. Evolving Complex Electrical Structures of the STEPS 25 June 2000 Multicell Storm. **Monthly Weather Review**, vol.136, p. 741-756, 2008.

WIENS, K. C.; RUTLEDGE, S. A.; TESSENDORF, S. A. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, p. 4151-4177, 2005.

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

WILLIAMS, E. R. The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, vol. 94, p. 13151-13167, 1989.

WILSON, C. T. R. Some thundercloud electricity. **Journal of The Franklin Institute**, vol. 208, p. 1-12, 1929.

WOOD, R. A. **When lightning strikes! Weatherwise**, vol. 41, n. 4, p. 206-210, 1988.

YANG, Y. H., KING, P. Investigating the Potential of Using Radar Echo Reflectivity to Nowcast Cloud-to-Ground Lightning Initiation over Southern Ontario. **Weather and Forecasting**, vol. 25, p. 1235–1248, 2010.

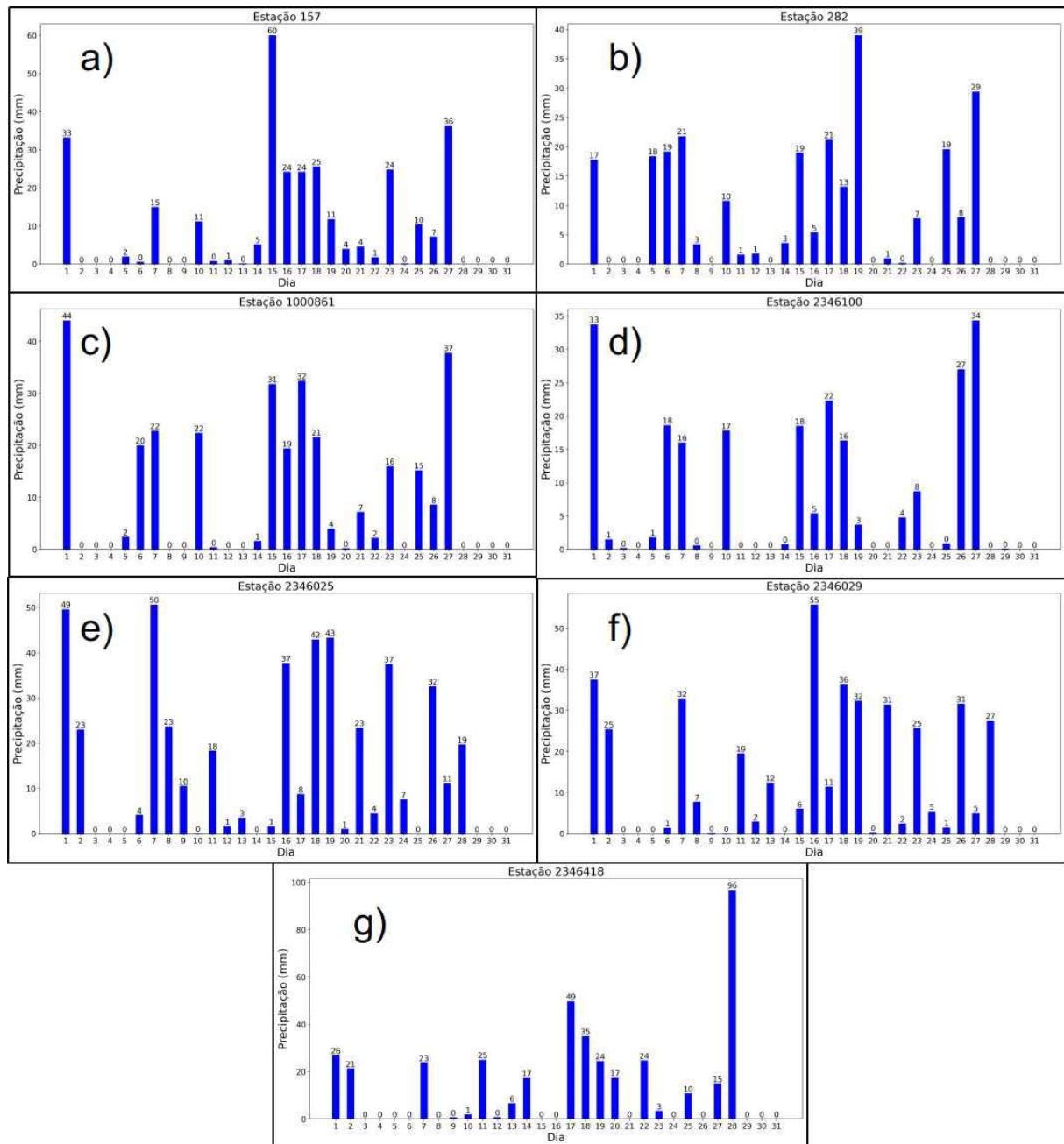
YUTER, S. E.; HOUZE JR., R. A. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of florida cumulonimbus. part ii: Frequency distribution of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, vol. 123, p. 1941–1963, 1995.

ZAWADZKI, I; DESROCHERS, E.; TORLASCHI; BELLON, A. A rain gage comparison. In: CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 23., 1986, Snowmass. Preprints... Boston: **American Meteorological Society**, vol. 1, p. 121-124, 1986.

ZIEGLER, C. L.; MACGORMAN, D. R. Observed lightning morphology relative to modeled space charge and electric field distributions in a tornadic storm. **Journal of the Atmospheric Sciences**, vol. 51, p. 833–851, 1994.

ZHANG, Z.; ZHENG, D.; ZHANG, Y.; LU, G. Spatial–temporal characteristics of lightning flash size in a supercell storm. **Atmospheric Research**, vol. 197, p. 201–210, 2017.

ANEXOS



Anexo 1: Precipitação acumulada diária (mm) no mês de janeiro de 2012 para as estações: a) Estação 157: Rio Aricanduva - Foz - Rua Alfredo Frazão (FCTH); b) Estação 282: Córrego Cabuçu de Cima- Vila Galvão (FCTH); c) Estação 1000861: Córrego Jacú - Jd. Pantanal (FCTH); d) Estação 2346100: Ermelindo Matarazzo (ANA); e) Estação 2346025: Bairro Fazenda Velha (ANA); f) Estação 2346029: Fazenda São Bento (ANA) e; g) Estação 2346418: Guarau (ANA).