

Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Departamento de Ciências Atmosféricas

Camila da Cunha Lopes

**Microfísica, Cinemática e Eletrificação em  
Tempestades Tropicais que geram Granizo  
durante o Projeto SOS-CHUVA**

São Paulo

2019



Camila da Cunha Lopes

**Microfísica, Cinemática e Eletrificação em Tempestades  
Tropicais que geram Granizo durante o Projeto  
SOS-CHUVA**

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia  
Orientadora: Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Rachel Ifanger Albrecht

São Paulo

2019



# Agradecimentos

Agradeço a ...



# Resumo

...

**Palavras-chave:** ...



# Abstract

...

**Keywords:** ...



# Listas de figuras

Figura 1 – (a) Rede de hailpads instalada na Região Metropolitana de Campinas com a localização e cobertura de 80 km do radar XPOL. (b) Hailpad instalado na cidade de Indaiatuba, na localização indicada com a seta em (a) . . . . .	24
Figura 2 – Placa R004 sensibilizada no sítio (a) e sem a cobertura de alumínio (b) . . . . .	25
Figura 3 – Curva de calibração do hailpad obtida pelo LIM/CPTEC-INPE . . . . .	26
Figura 4 – Localização e cobertura dos radares da FCTH (laranja), de São Roque (azul) e o XPOL (verde). As linhas mais grossas representam a cobertura de 250 (80) km dos radares FCTH e São Roque (XPOL), enquanto que as linhas mais finas representam a cobertura de 100 (60) km dos mesmos radares . . . . .	28
Figura 5 – Representação dos tipos de classificação do ForTraCC: continuidade (a), separação (b) e fusão (c). As formas com contorno pontilhado representam o sistema no primeiro passo enquanto que as formas cinzas representam o sistema no passo seguinte, com as setas indicando o deslocamento . . . . .	29
Figura 6 – Estratégia de varredura volumétrica dos radares meteorológicos da FCTH (a), de São Roque (b) e o XPOL instalado na UNICAMP (c) . . . . .	31
Figura 7 – Classificação de hidrometeoros de acordo com refletividade (a), refletividade diferencial (b), fase diferencial específica (c) e coeficiente de correlação (ou razão de correlação cruzada) (d) . . . . .	33
Figura 8 – Sistema de coordenadas cilíndricas usado para análise Dual-Doppler de dados de radar. Os radares estão localizados nos pontos 1 e 2 e $a_r$ , $a_s$ e $a_\alpha$ são as normais unitárias definindo a direção das três componentes ortogonais da velocidade. O eixo cilíndrico está ao longo da linha conectando os radares (separados por uma distância $2d$ ) e $r$ é a distância do eixo ao dado pontual . . . . .	34
Figura 9 – Ângulos teóricos de cruzamento do feixe com Dual-Doppler de $45^\circ$ (melhores dados de vento) e $30^\circ$ (dados de vento aceitáveis) para um par de radares Doppler . . . . .	35
Figura 10 – Ângulos de cruzamento do feixe com Dual-Doppler de $45^\circ$ (melhores dados de vento) e $30^\circ$ (dados de vento aceitáveis) para um par de radares Doppler, mais especificamente para as combinações dos radares FCTH e XPOL, São Roque (SR) e FCTH e SR e XPOL. Os contornos em cinza representam as cidades de São Paulo, Indaiatuba e Campinas, enquanto que as linhas pontilhadas indicam as distâncias entre os radares . . . . .	37

Figura 11 – Velocidade radial verdadeira vs medida de um alvo com uma velocidade de Nyquist de $10\text{ ms}^{-1}$ mostrando a ambiguidade para valores de velocidade verdadeira além do intervalo de $-10$ a $10\text{ ms}^{-1}$ . . . . .	39
Figura 12 – Histogramas de tempo entre strokes e entre flashes (a), número de strokes por flash (b) e distância latitude e longitudinal entre strokes em um flash (c) . . . . .	41
Figura 13 – Plotagem violino com caixa das distribuições de diâmetro do granizo de diferentes medidas feitas por IAG e LIM separados por caso . . . . .	43
Figura 14 – Energia cinética do hailpad em função do diâmetro do granizo considerando as escalas ANELFA e TORRO, com os índices de A0 a A2 e de H0 a H2 (Tabela 3) indicados . . . . .	44
Figura 15 – Evolução temporal da refletividade máxima em $3\text{ km}$ (a), tamanho do sistema (b) e taxa de flashes CG e IC (c). As linhas pontilhadas indicam o momento aproximado em que houve a queda de granizo medida no hailpad . . . . .	46
Figura 16 – Campos da reanálise do ERA5 em 2017-03-14: Pressão ao nível médio do mar, espessura entre 1000 e 500 $hPa$ e velocidade do vento em $250hPa$ às 1200 UTC (a); altura geopotencial em $850hPa$ , cisalhamento do vento entre 1000 e 500 $hPa$ e CAPE em superfície às 1200 (b) e 1500 UTC, no domínio do Estado de São Paulo (c) . . . . .	48
Figura 17 – Plotagem Skew-T Log-P da radiossondagem do Campo de Marte (SP) com hodógrafa do vento e índices CAPE e CIN em 2017-03-14 1200 UTC. . . . .	49
Figura 18 – Imagem de satélite do canal 13 do GOES-16 mostrando a temperatura de brilho do topo das nuvens no estado de São Paulo em 2017-03-14 1751 (a) e 1951 UTC (b). . . . .	49
Figura 19 – Rastreamento (a) e localização dos flashes IC e CG (b) do sistema convectivo responsável pelas quedas de granizo em Cosmópolis e Indaiatuba em 2017-03-14. Os triângulos pretos indicam a localização dos hailpads. . . . .	50
Figura 20 – Corte horizontal em $3\text{ km}$ de altura e vertical entre os pontos A e B de campos do radar da FCTH em 2017-03-14 1827 UTC, quando houve queda de granizo em Cosmópolis: Refletividade corrigida (a) e diferencial (b), fase diferencial específica (c) e coeficiente de correlação (d). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de $0$ e $-40^\circ C$ foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT . . . . .	52

Figura 21 – Corte horizontal em 3 km de altura e vertical entre os pontos A e B de campos derivados do radar da FCTH em 2017-03-14 1827 UTC, quando houve queda de granizo em Cosmópolis: Identificação de hidrometeoros (a) e massas de água líquida (b) e gelo (c). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e $-40^{\circ}C$ foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT . . . . .	53
Figura 22 – Corte horizontal em 3 km de altura e vertical entre os pontos A e B de campos do radar da FCTH em 2017-03-14 1957 UTC, quando houve queda de granizo em Indaiatuba: Refletividade corrigida (a) e diferencial (b), fase diferencial específica (c) e coeficiente de correlação (d). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e $-40^{\circ}C$ foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT . . . . .	54
Figura 23 – Corte horizontal em 3 km de altura e vertical entre os pontos A e B de campos derivados do radar da FCTH em 2017-03-14 1957 UTC, quando houve queda de granizo em Indaiatuba: Identificação de hidrometeoros (a) e massas de água líquida (b) e gelo (c). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e $-40^{\circ}C$ foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT . . . . .	55
Figura 24 – Corte horizontal em 3 km de altura e vertical entre os pontos A e B de refletividade e velocidade do vento (correntes ascendentes e descendentes máximas no painel da esquerda, escoamento no painel da direita) derivado por Multi-Doppler em 2017-03-14 às 1820 (a) e 1830 UTC (b), quando houve queda de granizo em Cosmópolis. O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e $-40^{\circ}C$ foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT . . . . .	56
Figura 25 – Corte horizontal em 3 km de altura e vertical entre os pontos A e B de refletividade e velocidade do vento (correntes ascendentes e descendentes máximas no painel da esquerda, escoamento no painel da direita) derivado por Multi-Doppler em 2017-03-14 às 1950 (a) e 2000 UTC (b), quando houve queda de granizo em Indaiatuba. O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e $-40^{\circ}C$ foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT . . . . .	58
Figura 26 – Campos da reanálise do ERA5 em 2017-11-15: Pressão ao nível médio do mar, espessura entre 1000 e 500 hPa e velocidade do vento em 250hPa às 1200 UTC (a); altura geopotencial em 850hPa, cisalhamento do vento entre 1000 e 500 hPa e CAPE em superfície às 1200 UTC (b) e 1800 UTC (c) . . . . .	59

Figura 27 – Plotagem Skew-T Log-P da radiossondagem do Campo de Marte (SP) com hodógrafa do vento e índices CAPE e CIN em 2017-11-15 1200 UTC. . . . .	60
Figura 28 – Imagem de satélite do canal 13 do GOES-16 mostrando a temperatura de brilho do topo das nuvens no estado de São Paulo em 2017-11-15 1800 (a) e 2100 UTC (b). . . . .	60
Figura 29 – Rastreamento (a) e localização dos flashes IC e CG (b) do sistema convectivo responsável pela queda de granizo em Indaiatuba em 2017-11-15. Os triângulos pretos indicam a localização dos hailpads. . . . .	61
Figura 30 – Corte horizontal em 3 km de altura e vertical entre os pontos A e B de campos do radar da FCTH em 2017-11-15 2150 UTC, quando houve queda de granizo em Indaiatuba: Refletividade corrigida (a) e diferencial (b), fase diferencial específica (c) e coeficiente de correlação (d). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e $-40^{\circ}C$ foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT . . . . .	62
Figura 31 – Corte horizontal em 3 km de altura e vertical entre os pontos A e B de campos derivados do radar da FCTH em 2017-11-15 2150 UTC, quando houve queda de granizo em Indaiatuba: Identificação de hidrometeoros (a) e massas de água líquida (b) e gelo (c). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e $-40^{\circ}C$ foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT . . . . .	63
Figura 32 – Corte horizontal em 3 km de altura e vertical entre os pontos A e B de refletividade e velocidade do vento (correntes ascendentes e descendentes máximas no painel da esquerda, escoamento no painel da direita) derivado por Multi-Doppler em 2017-11-15 às 2140 (a) e 2150 UTC (b), quando houve queda de granizo em Cosmópolis. O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e $-40^{\circ}C$ foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT . . . . .	65

# **Lista de tabelas**

Tabela 1 – Descrição dos casos selecionados para análise . . . . .	23
Tabela 2 – Descrição dos hailpads coletados para cada caso . . . . .	25
Tabela 3 – Descrição das escalas ANELFA e TORRO, com comparação entre o dano típico de cada escala . . . . .	27
Tabela 4 – Configuração dos radares nos casos em que a recuperação de vento por Multi-Doppler foi utilizada . . . . .	33
Tabela 5 – Parâmetros de configuração do MultiDop para cálculos de Dual e Multi-Doppler . . . . .	38
Tabela 6 – Resumo das principais características físicas e elétricas dos casos analisados . . . . .	46



# Lista de abreviaturas e siglas

RMC	Região Metropolitana de Campinas
SP	São Paulo
UNICAMP	Universidade Estadual de Campinas
LIM	Laboratório de Instrumentação Meteorológica
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
DCA	Departamento de Ciências Atmosféricas
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
USP	Universidade de São Paulo
ANELFA	<i>Association Nationale d'Etude et de Lutte contre les Fléaux Atmosphériques</i>
TORRO	<i>Tornado and Storm Research Organisation</i>
FCTH	Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica
SR	São Roque (radar)
XPOL	Radar polarimétrico Banda-X
Py-ART	<i>Python ARM Radar Toolkit</i>
DECEA	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
CAPPI	Constant Altitude Plan Position Indicator
ForTraCC	<i>Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters</i>
3DVAR	<i>3D Variational Analysis</i>
4DD	<i>Four-Dimensional Doppler Dealising Scheme</i>
BrasilDAT	Sistema Brasileiro de Detecção de Descargas Elétricas
LF	<i>Low Frequency</i>
HF	<i>High Frequency</i>

IC	<i>Intra-Cloud</i>
CG	<i>Cloud-to-Ground</i>
ELAT	Grupo de Eletricidade Atmosférica
CCST	Centro de Ciência do Sistema Terrestre
DBSCAN	<i>Density-Based Spatial Clustering of Application with Noise</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
CDS	<i>Climate Data Store</i>
CCCS	<i>Copernicus Climate Change Service</i>
ABI	<i>Advanced Baseline Imager</i>
GLM	<i>Geostationary Lightning Mapper</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
AWS	<i>Amazon Web Services</i>
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CIN	<i>Convective Inhibition</i>
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

# Sumário

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>19</b>
<b>1.1</b>	<b>Objetivos</b>	<b>19</b>
<b>2</b>	<b>REFERENCIAL TEÓRICO</b>	<b>21</b>
<b>2.1</b>	<b>Processos de Formação do Granizo</b>	<b>21</b>
<b>2.2</b>	<b>Granizo e Eletrificação de Tempestades</b>	<b>21</b>
<b>2.3</b>	<b>Tempestades de Granizo na América do Sul</b>	<b>21</b>
<b>2.4</b>	<b>Usando Radares Meteorológicos para Estudar a Cinemática das Tempestades</b>	<b>21</b>
<b>3</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS</b>	<b>23</b>
<b>3.1</b>	<b>Rede de Detecção de Granizo</b>	<b>23</b>
<b>3.2</b>	<b>Radares Meteorológicos</b>	<b>26</b>
3.2.1	Identificação de Hidrometeoros	30
3.2.2	Recuperação de Vento por Multi-Doppler	32
<b>3.3</b>	<b>Rede de Detecção de Raios</b>	<b>38</b>
3.3.1	Conversão Strokes-Flashes	39
<b>3.4</b>	<b>Outras Bases de Dados</b>	<b>40</b>
3.4.1	Reanálise	40
3.4.2	Satélite	41
<b>4</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>43</b>
<b>4.1</b>	<b>Intensidade das Tempestades que Geraram Granizo</b>	<b>43</b>
<b>4.2</b>	<b>Estudos de Caso</b>	<b>47</b>
4.2.1	2017-03-14	47
4.2.1.1	Ambiente Sinótico	47
4.2.1.2	Eletrificação	47
4.2.1.3	Microfísica	50
4.2.1.4	Cinemática	55
4.2.2	2017-11-15	57
4.2.2.1	Ambiente Sinótico	57
4.2.2.2	Eletrificação	58
4.2.2.3	Microfísica	61
4.2.2.4	Cinemática	64
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>67</b>

5.1	Sugestões para Trabalhos Futuros . . . . .	67
	REFERÊNCIAS . . . . .	69
	<b>ANEXOS</b>	<b>73</b>
	ANEXO A – CONVERSÃO STROKES-FLASHES: TESTE DE SEN- SIBILIDADE DE $\epsilon_{spc}$ . . . . .	75

# 1 Introdução

## 1.1 Objetivos

O objetivo deste trabalho é explorar aspectos físicos de tempestades tropicais que geram granizo, de forma a caracterizar seus processos de formação e intensificação. A partir da cinemática convectiva e atividade elétrica, iremos identificar possíveis fatores determinantes para que tempestades tropicais produzam granizo com tamanho suficiente para precipitar.



## 2 Referencial Teórico

- 2.1 Processos de Formação do Granizo
- 2.2 Granizo e Eletrificação de Tempestades
- 2.3 Tempestades de Granizo na América do Sul
- 2.4 Usando Radares Meteorológicos para Estudar a Cinemática das Tempestades

(MORGAN; SUMMERS, 1986) afirma que o campo de vento tridimensional extraído de dois ou mais radares Doppler oferece a descrição mais realista do ambiente relacionado ao granizo, já que efeitos de advecção são mostradas com alto grau de detalhamento (MUITO SIMILAR)



### 3 Material e Métodos

A partir da base de dados do Projeto SOS-CHUVA, cinco casos foram selecionados, onde houve queda de granizo medida pela rede de hailpads ([seção 3.1](#)). A Tabela 1 mostra uma breve descrição de cada caso.

Tabela 1 – Descrição dos casos selecionados para análise

Caso	Descrição	Regiões Afetadas	Tipo de Severidade
2016-12-25	Condições instáveis na região levou à formação de diversos sistemas convectivos	Campinas, Vale do Paraíba, São Carlos	Rajadas de vento, granizo
2017-01-31	Linha de Instabilidade formada a partir de condições de calor e umidade favoráveis	Sorocaba, Itu, Araraquara	Granizo
2017-03-14	Aquecimento da superfície e convergência de umidade associada a uma frente fria no oceano favoreceu a formação de sistemas convectivos no centro do estado	Campinas, Indaiatuba, Jacareí	Granizo
2017-11-15	Condições localmente favoráveis levaram à formação de sistemas convectivos isolados no centro do estado de SP	Indaiatuba, Bebedouro	Granizo
2017-11-16	Escoamento do Jato de Baixos Níveis no centro-sul do país possibilitou condições de calor e umidade favoráveis para a formação de sistemas convectivos em todo o estado	Lorena, Ribeirão Preto, Campinas, São Paulo, Itapeva	Rajadas de vento, granizo

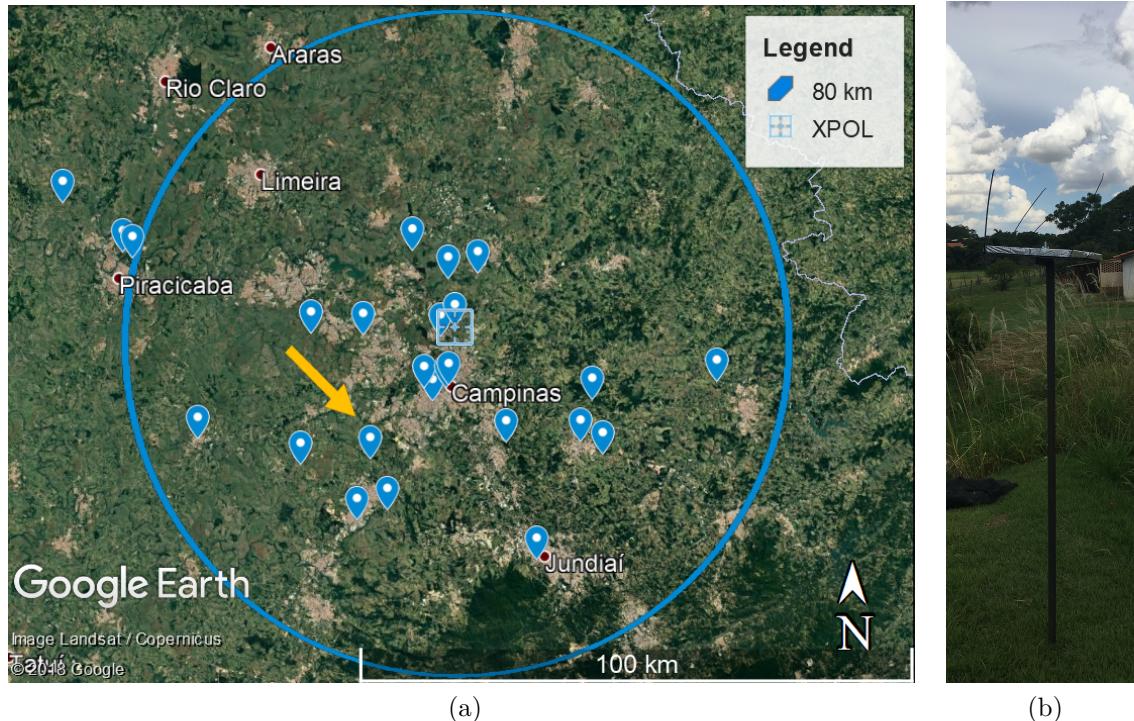
Fonte – Adaptado de <<https://topicssoschuva.blogspot.com.br/2017/03/summary-of-case-studies.html>>.

#### 3.1 Rede de Detecção de Granizo

Dentro do Projeto SOS-CHUVA, uma rede de detecção de granizo foi instalada na Região Metropolitana de Campinas, dentro da cobertura do radar meteorológico Banda-X instalado na UNICAMP (XPOL). Como mostrado na Figura 1a, a rede foi composta por 24 localidades, com maior densidade de pontos nas cidades de Campinas e Indaiatuba.

O instrumento, chamado de hailpad, é composto por uma placa de isopor usado para isolamento coberta por uma folha de alumínio e fixada em um suporte de ferro aproximadamente 1,5 m acima da superfície. Na Figura 1b é possível observar uma placa instalada em Indaiatuba.

Figura 1 – (a) Rede de hailpads instalada na Região Metropolitana de Campinas com a localização e cobertura de 80 km do radar XPOL. (b) Hailpad instalado na cidade de Indaiatuba, na localização indicada com a seta em (a)



Fonte: Produzido pela autora.

Os casos descritos na Tabela 1 foram selecionados com base nos registros dos hailpads dentro da rede. A Tabela 2 mostra a localização das placas e os grupos que mediram a distribuição de tamanho de granizo, sendo eles: Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA/IAG-USP) e Laboratório de Instrumentação Meteorológica (LIM/CPTEC-INPE). Não houve registro da localização exata da placa C004.

A partir de um hailpad é possível derivar diversas grandezas relacionadas à tempestade que gerou a queda de granizo. A principal delas é a distribuição de tamanho de granizo, medindo as cavidades na placa sensibilizada (Figura 2). Essa grandeza foi obtida através de uma série de medições manuais dos diâmetros das cavidades com um paquímetro e ajustando os dados com a curva de calibração desse tipo de isopor, realizada pelo LIM e exibida na Figura 3. Com essa distribuição, pode-se calcular a energia cinética do granizo (quando diversas placas mediram um mesmo evento) ou do hailpad (quando poucas ou uma única placa mediram um evento). Ambas grandezas são equivalentes ao

Tabela 2 – Descrição dos hailpads coletados para cada caso

Data do evento	Código do hailpad coletado	Localização	Medido por
2016-12-25	C002	Campinas	IAG, LIM
2017-01-31	C003	Campinas	IAG, LIM
	C004	Arredores de Campinas	IAG, LIM
2017-03-14	C001	Cosmópolis	IAG
	R002	Indaiatuba	IAG
2017-11-15	R004	Indaiatuba	IAG
2017-11-16	R038	Campinas	IAG

Fonte – Produzido pela autora.

trabalho mecânico sofrido pela superfície onde caiu o granizo, indicando então o dano causado por ele na superfície.

Figura 2 – Placa R004 sensibilizada no sítio (a) e sem a cobertura de alumínio (b)



Fonte: A autora.

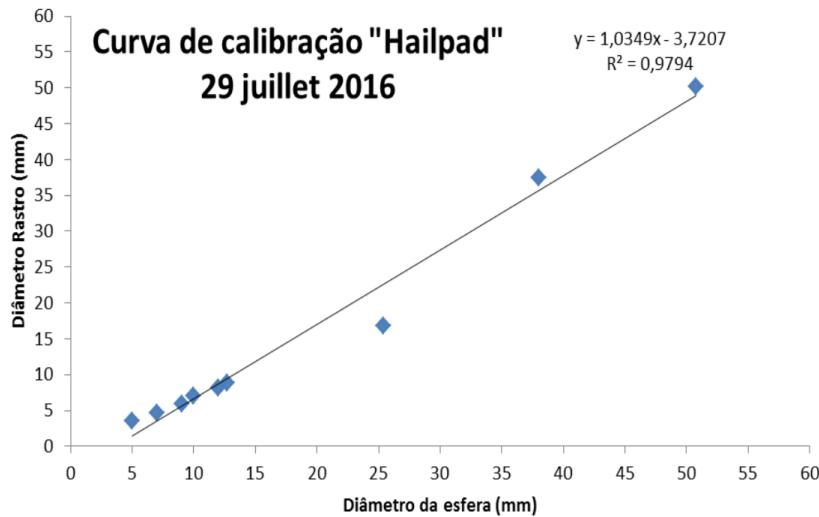
Como houve no máximo 2 placas sensibilizadas em todos os casos, calculou-se a energia cinética do hailpad  $E_t$  ( $Jm^{-2}$ ), definida por [Mezeix e Doras \(1981\)](#) como:

$$E_t = 4,58 e^{-6} \sum_{i=1}^k n_i d_i^4 \quad (3.1)$$

sendo  $n_i$  a quantidade de pontos por  $m^2$  em um dado diâmetro médio  $d_i$  (mm) de um intervalo  $\Delta d$ .  $k$  é o numero de intervalos, igual a 9 nesse caso já que  $\Delta d$  variou entre 2 e 22mm com espaçamento de 1mm. Foram consideradas incertezas nas medidas propagando o desvio-padrão da distribuição média entre as diferentes medidas de uma mesma placa.

Com os valores de diâmetro do granizo e energia cinética do hailpad, duas escalas que definem a intensidade de tempestades de granizo foram comparadas entre si. A [Ta-](#)

Figura 3 – Curva de calibração do hailpad obtida pelo LIM/CPTEC-INPE



Fonte: [Thomaz Júnior et al. \(2015\)](#).

belas 3 descreve as escalas ANELFA e TORRO, comparando-as de acordo com o descrito por [Dessens, Berthet e Sanchez \(2007\)](#). A escala ANELFA, referente à organização que a desenvolveu (*Association Nationale d'Etude et de Lutte contre les Fléaux Atmosphériques*, Associação para Suprimir Pragas Atmosféricas), foi desenvolvida na França usando uma série de 16 anos de dados de hailpads e compara o diâmetro máximo do granizo com a energia cinética do hailpad, indicando possíveis danos (principalmente a plantações) que um evento com dado tamanho de granizo pode causar ([DESSENS; BERTHET; SANCHEZ, 2007](#)). O índice varia entre A0 (onde ocorre danos à folhas de árvores) e A5 (onde o evento é extremamente perigoso e pode causar mortes). A escala TORRO de intensidade de queda de granizo, também referente à organização que a desenvolveu (*Tornado and Storm Research Organisation*, Organização de Pesquisa em Tornado e Tempestade), foi desenvolvida na Grã-Bretanha e compara o diâmetro típico (interpretado aqui como a mediana da distribuição) do granizo com a energia cinética e também indica possíveis danos que o evento pode causar ([WEBB; ELSOM; MEADEN, 1986](#)). Este índice varia entre H0 (onde não há danos) e H10 (onde há extensivos danos estruturais).

### 3.2 Radares Meteorológicos

A [Figura 4](#) mostra a localização e cobertura espacial dos radares utilizados neste trabalho. A [Figura 6](#) mostra a estratégia de varredura de cada radar.

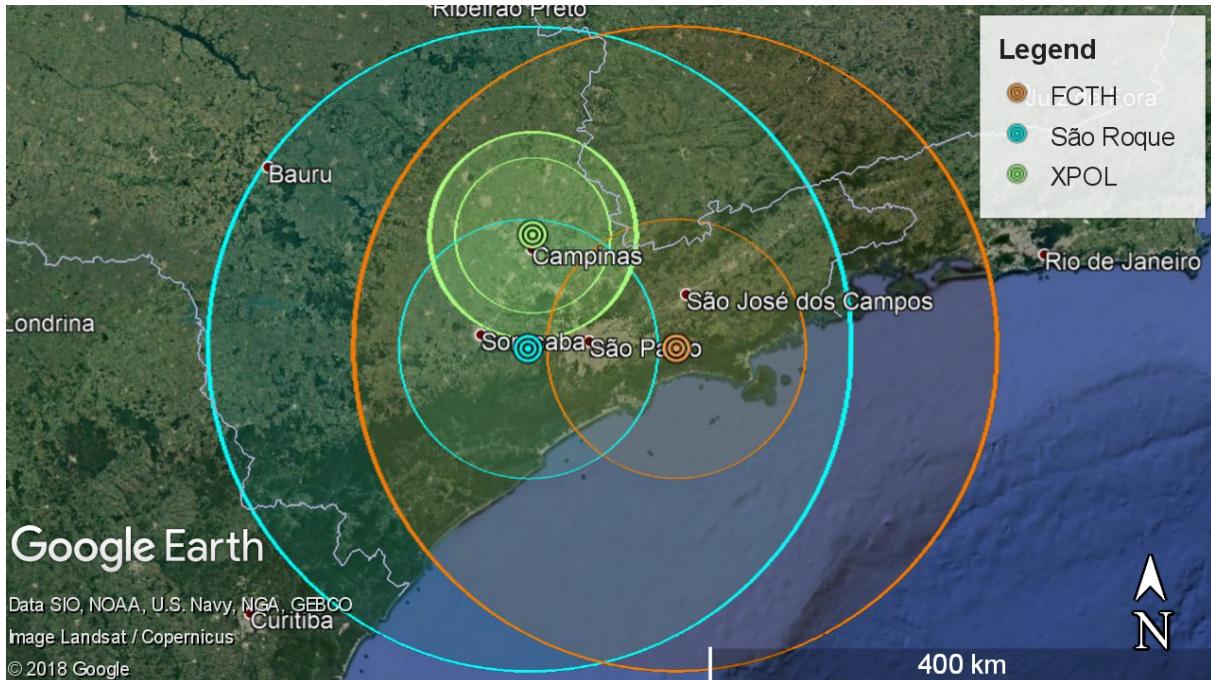
O radar Doppler Banda-S de dupla polarização operado pela Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH) é localizado na barragem de Ponte Nova, município de Biritiba Mirim ( $23^{\circ}36' S$ ,  $45^{\circ}58'20'' W$ , 916 m de altitude). Este radar faz uma varredura

Tabela 3 – Descrição das escalas ANELFA e TORRO, com comparação entre o dano típico de cada escala

Objeto Equivalente ao Tamanho do Granizo	ANELFA		TORRO	
	Escala	Dano Típico	Escala	Dano Típico
Ervilha	A0	Acidentes de trânsito, danos a folhas de árvores	H0	Sem danos
Naftalina	A1	Danos a vinhas, pomares, tabaco	H1	Danos gerais leves a plantas e plantações
Bola de Gude, Uva	A2	Danos sérios a cereais, vegetais, árvores	H2	Danos significativos a frutas, plantações e vegetações
Noz	A3	Danos totais a todas as plantações, vidros quebrados, carros danificados	H3	Danos severos a frutas e plantações, danos a estruturas de vidro e plástico, pinturas em madeiras
Ovo de Pombo a Bola de Squash	A4	Paisagem de inverno, mortes de animais, pessoas feridas, danos a aviões pousados	H4	Danos difundidos em vidros, danos em carrocerias de veículos
Bola do Golfe a Ovo de Franga			H5	Destrução total de vidros, danos a telhados de azulejo, riscos significativos de ferimentos
Ovo de Galinha	A5	Evento extremamente perigoso, morte de pessoas desprotegidas	H6	Carrocerias de aeronaves pousadas amassadas, paredes de tijolos furadas
Bola de Tênis a Bola de Cricket			H7	Danos severos a telhados, risco de ferimentos sérios
Laranja Grande a Bola de Softball			H8	(Evento mais severo registrado nas Ilhas Britânicas) Danos severos a aeronaves
Toranja			H9	Danos estruturais extensivos; Risco de ferimentos severos ou até fatais em pessoas a céu aberto
Melão			H10	Danos estruturais extensivos; Risco de ferimentos severos ou até fatais em pessoas a céu aberto

Fonte – Adaptado de [Dessens, Berthet e Sanchez \(2007\)](#) e <http://www.torro.org.uk/hscale.php>.

Figura 4 – Localização e cobertura dos radares da FCTH (laranja), de São Roque (azul) e o XPOL (verde). As linhas mais grossas representam a cobertura de 250 (80) km dos radares FCTH e São Roque (XPOL), enquanto que as linhas mais finas representam a cobertura de 100 (60) km dos mesmos radares



Fonte: Produzido pela autora.

volumétrica a cada 5 minutos em uma cobertura de até 250 km, com 8 elevações ( $1^\circ$ ,  $1,6^\circ$ ,  $2,4^\circ$ ,  $3,2^\circ$ ,  $4,2^\circ$ ,  $5,5^\circ$ ,  $6,9^\circ$  e  $8,6^\circ$ ) de  $1^\circ$  de abertura do feixe, como mostra a Figura 6a. A velocidade de Nyquist (valor máximo (mínimo no caso negativo) de velocidade radial medido) deste radar é de  $16,27\text{ms}^{-1}$ . Os dados volumétricos foram convertidos em uma grade de  $1 \times 1 \times 1 \text{ km}$  usando o pacote Py-ART (*Python ARM Radar Toolkit*, Conjunto de Ferramentas de Radar em Python do ARM) (HELMUS; COLLIS, 2016) e perfis horizontais (em 3 km de altura) e verticais (cortes entre dois pontos com coordenadas latitudinais e longitudinais) foram analisados. Além da variável refletividade do radar (medida em  $\text{dBZ}$ ), três variáveis polarimétricas foram analisadas e relacionadas com diferentes tipos de hidrometeoros seguindo a classificação de Straka, Zrnić e Ryzhkov (2000) descrita na subseção 3.2.1:

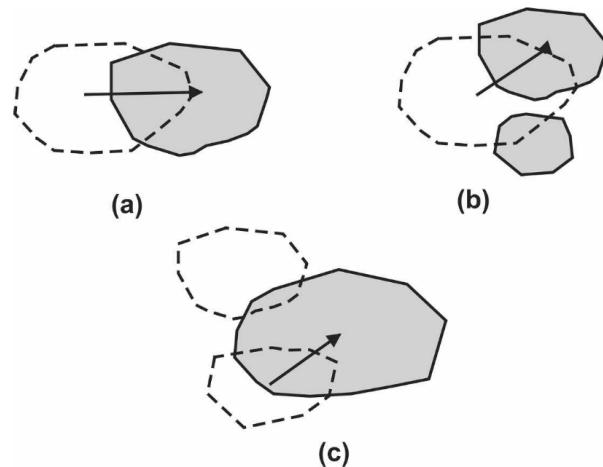
- Refletividade Diferencial ( $\text{dBZ}$ ):** Razão entre os fatores de refletividade horizontal e verticalmente polarizados; diferencia a forma das partículas em um dado volume medido;
- Fase Diferencial Específica ( $^\circ \text{km}^{-1}$ ):** Calculada a partir das matrizes de espalhamento vertical e horizontal, é fortemente influenciada pela concentração numérica e massa de gotículas de nuvem, permitindo a derivação da distribuição

de tamanho das mesmas;

- c) **Coeficiente de Correlação (adimensional)**: Razão entre as amplitudes das matrizes de espalhamento; destaca misturas de formas e tamanhos das partículas ([RAUBER; NESBITT, 2018](#)).

O radar Doppler Banda-S operado pelo DECEA (Departamento de Controle do Espaço Aéreo) instalado em São Roque ( $23^{\circ}35'56''$  S,  $47^{\circ}5'52''$  W, 1147,54 m de altitude) faz varreduras a cada 10 minutos em uma cobertura de até 250 km, com 15 elevações ( $0,5^{\circ}$ ,  $1^{\circ}$ ,  $2^{\circ}$ ,  $3^{\circ}$ ,  $4^{\circ}$ ,  $5^{\circ}$ ,  $6^{\circ}$ ,  $7^{\circ}$ ,  $8^{\circ}$ ,  $9^{\circ}$ ,  $10^{\circ}$ ,  $12^{\circ}$ ,  $14^{\circ}$ ,  $16^{\circ}$  e  $18^{\circ}$ ) de  $2^{\circ}$  de abertura do feixe, como mostra a Figura 6b. A velocidade de Nyquist deste radar é de  $14,63\text{ ms}^{-1}$ . Os perfis horizontais de CAPPIs (*Constant Altitude Plan Position Indicator*, Indicador Plano de Posição em Altitude Constante) em 3 km de altura serviram como dados de entrada para o algoritmo ForTraCC (*Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters*, Prevendo e Rastreando a Evolução de Aglomerados de Nuvens) ([VILA et al., 2008](#)) adaptado para radares meteorológicos. Este algoritmo identifica os sistemas convectivos usando um limiar de refletividade -  $35\text{ dBZ}$  neste trabalho - e os classifica usando imagens subsequentes: sistema novo (*new*), em continuidade (*continuity*), em fusão (*merge*) ou em separação (*split*) - A [Figura 5](#) mostra uma ilustração dessas situações.

[Figura 5](#) – Representação dos tipos de classificação do ForTraCC: continuidade (a), separação (b) e fusão (c). As formas com contorno pontilhado representam o sistema no primeiro passo enquanto que as formas cinzas representam o sistema no passo seguinte, com as setas indicando o deslocamento



Fonte: [Vila et al. \(2008\)](#).

O ciclo de vida da tempestade associada a cada caso foi definido a partir do sistema convectivo com maior intensidade na posição do hailpad, considerando o horário aproximado da queda de granizo. A partir desse sistema, a família - definição do algoritmo para um conjunto de sistemas próximos uns aos outros com mesmo deslocamento - associada

a ele foi extraída e corrigida caso houvesse necessidade. A partir de cada rastreamento, variáveis como refletividade máxima e tamanho do sistema foram analisadas, além de servirem como base para a seleção de descargas elétricas associadas aos sistemas.

O radar Doppler Banda-X de dupla polarização XPOL foi operado pelo Projeto SOS-CHUVA na UNICAMP, cidade de Campinas ( $22^{\circ}48'50''$  S,  $47^{\circ}3'22''$  W,  $680\text{ m}$  de altitude). Ele fez varreduras volumétricas a cada 10 minutos em uma cobertura de até  $80\text{ km}$ , com 17 elevações ( $0,5^{\circ}, 1,8^{\circ}, 3,1^{\circ}, 4,4^{\circ}, 5,7^{\circ}, 7^{\circ}, 8,3^{\circ}, 9,6^{\circ}, 10,9^{\circ}, 13^{\circ}, 15^{\circ}, 18^{\circ}, 22^{\circ}, 26^{\circ}, 32^{\circ}, 40^{\circ}$  e  $55^{\circ}$ ) de  $1,3^{\circ}$  de abertura do feixe, como mostra a Figura 6c. Por ser de uma banda de frequência mais alta, a velocidade de Nyquist deste radar é menor do que a dos radares Banda-S:  $9,6\text{ ms}^{-1}$ . Os dados volumétricos também foram convertidos em uma grade de  $1 \times 1 \times 1\text{ km}$  e as variáveis refletividade do radar e velocidade radial foram utilizadas. Devido à falta de dados em muitos dos casos selecionados, este radar foi usado apenas como entrada no algoritmo de recuperação de vento por Multi-Doppler (subseção 3.2.2) juntamente com os demais radares.

### 3.2.1 Identificação de Hidrometeoros

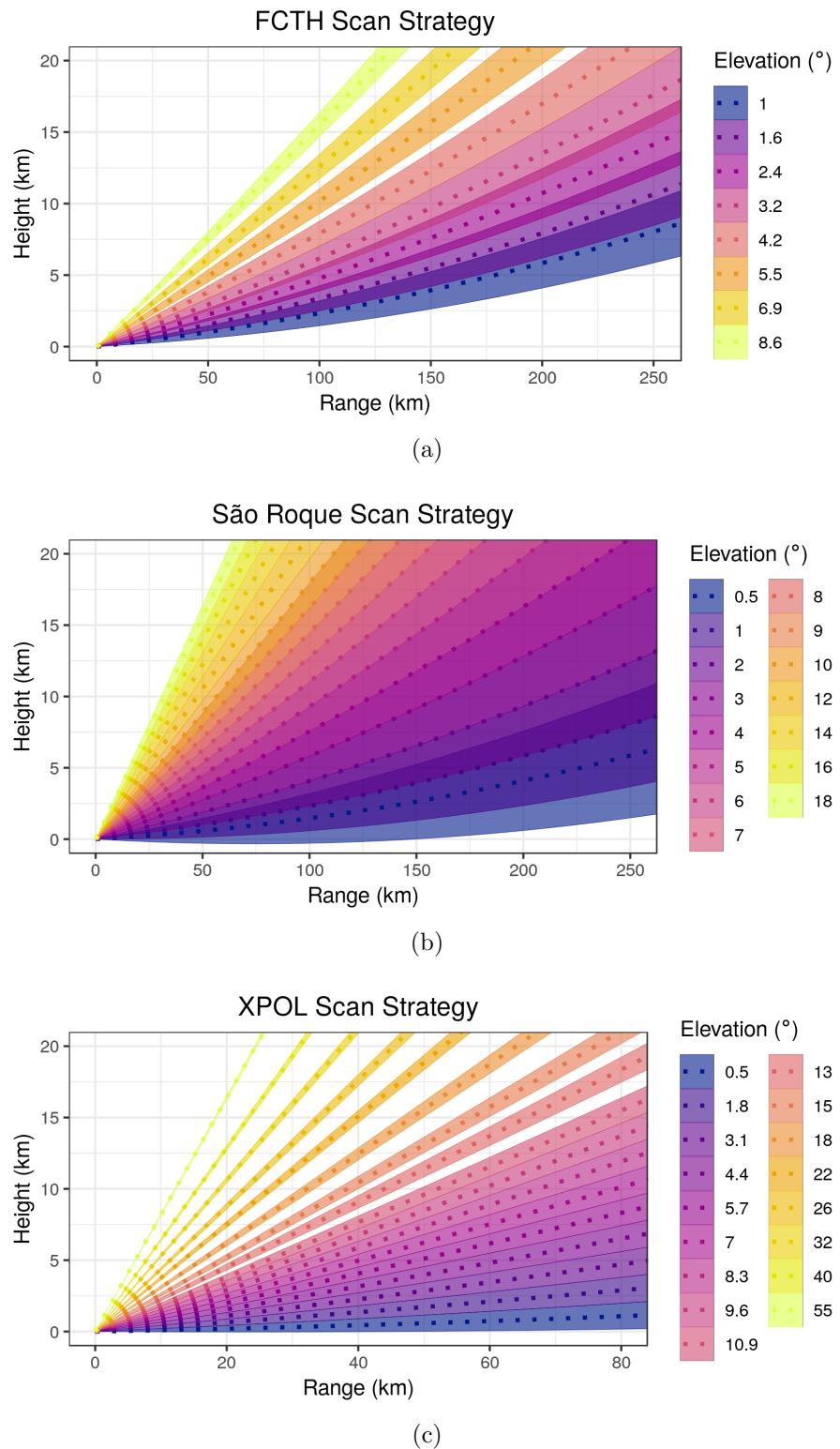
Para definir de forma mais acurada a presença de granizo nas medidas de radar, o método de classificação de hidrometeoros usando Lógica Fuzzy foi aplicado. Presente no pacote CSU\_RadarTools (LANG; DOLAN; GUY, 2017) através de uma função chamada *Fuzzy Hydrometeor Classifier* (Classificador Fuzzy de Hidrometeoros), o método implementado é dividido em três passos:

- a) A **fuzzificação** usa funções beta, que indicam a probabilidade de um dado valor de variável polarimétrica representar um dado tipo de hidrometeoro, com pesos específicos para cada variável (refletividade e temperatura apresentam o maior peso) para classificar os dados polarimétricos de entrada em cada ponto de grade;
- b) A **inferência** calcula uma pontuação para cada tipo de hidrometeoro somando as classificações de cada variável e;
- c) A **agregação** escolhe a pontuação máxima para cada ponto e indica o hidrometeoro correspondente a ela (LIU; CHANDRASEKAR, 2000).

Esta função é aplicada em tempestades de verão e diferencia 10 tipos de hidrometeoros:

- a) Chuvisco (*Drizzle*)
- b) Chuva (*Rain*)
- c) Cristais de Gelo (*Ice Crystals*)
- d) Agregados (*Aggregates*)

Figura 6 – Estratégia de varredura volumétrica dos radares meteorológicos da FCTH (a), de São Roque (b) e o XPOL instalado na UNICAMP (c)



Fonte: Produzido pela autora.

- e) Neve Molhada (*Wet Snow*)
- f) Gelo Vertical (*Vertical Ice*)
- g) Graupel de Densidade Baixa (*Low-Density Graupel*)
- h) Graupel de Densidade Alta (*High-Density Graupel*)
- i) Granizo (*Hail*)
- j) Gotas Grandes (*Big Drops*)

A função utiliza como entrada os campos de refletividade, refletividade diferencial, fase diferencial específica e coeficiente de correlação, além de um perfil de temperatura obtido a partir de uma radiossondagem. As radiossondagens aplicadas foram coletadas no Campo de Marte (Estação SBMT, São Paulo) em datas próximas aos eventos e os dados foram processados usando o pacote Siphon (MAY et al., 2017).

Para verificar subjetivamente a performance do método de classificação de hidrometeoros, os campos de variáveis polarimétricas foram analisados e relacionados com os mesmos tipos de hidrometeoros do método a partir da classificação de Straka, Zrnić e Ryzhkov (2000). A Figura 7 mostra os intervalos de valores de cada variável correspondente a cada tipo de hidrometeoro, incluindo também a mistura de chuva com granizo (*rain + hail*).

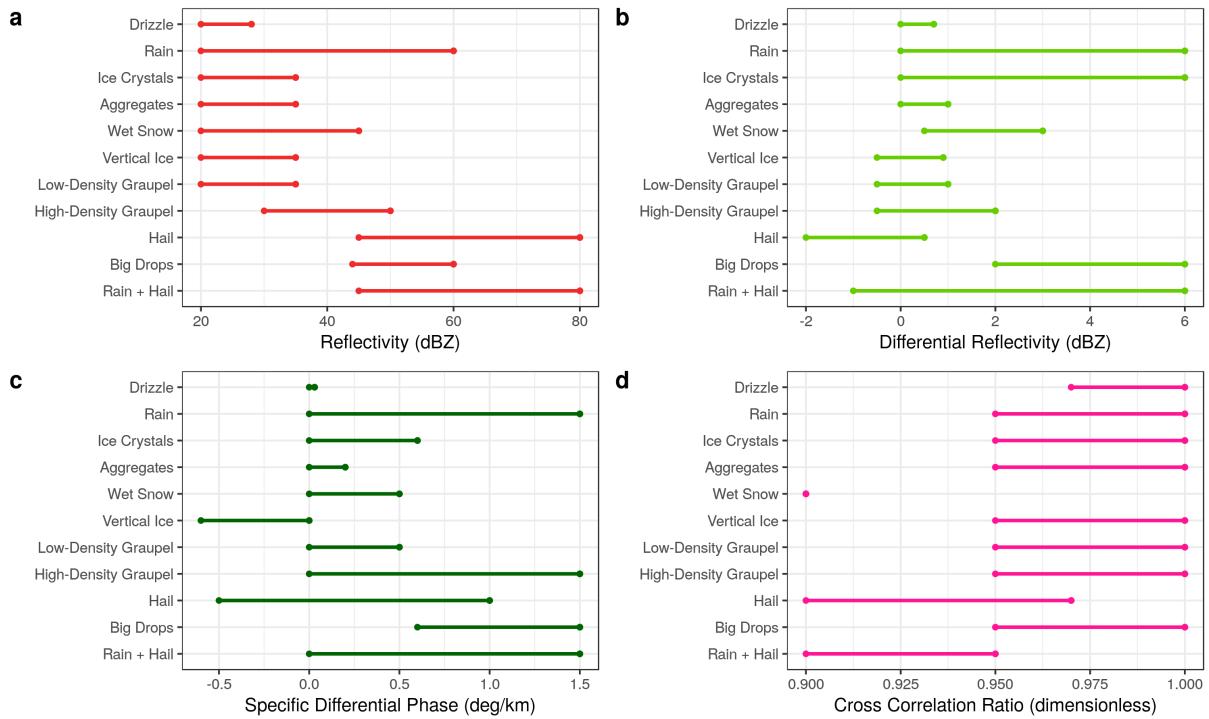
Outra função do pacote CSU\_RadarTools usada neste trabalho chama-se *Liquid/Ice Water Mass Calculations* (Cálculos de Massas de Água Líquida e Gelo), que utiliza de entrada a refletividade e a refletividade diferencial. A partir do cálculo da contribuição da chuva para a refletividade horizontal - e consequentemente da contribuição do gelo através do resíduo da mesma - a massa de água líquida é derivada, usando a refletividade diferencial quando a água líquida é predominante. A massa de gelo é calculada apenas a partir da contribuição do gelo por uma aproximação de Rayleigh (CAREY; RUTLEDGE, 2000; CIFELLI et al., 2002).

### 3.2.2 Recuperação de Vento por Multi-Doppler

A área de estudo possui cobertura de pelo menos dois radares - três se considerar a cobertura máxima dos radares (Figura 4) - capazes de medir velocidade radial (Doppler) quase simultaneamente (Tabela 4). Isso permite a aplicação de métodos que convertem os campos tridimensionais de refletividade e velocidade radial de múltiplas perspectivas em um campo tridimensional de velocidade do vento com alto grau de detalhamento.

A base teórica do método de recuperação de vento tridimensional foi estabelecida por Armijo (1969). Ela consiste em determinar 4 componentes da velocidade do vento em coordenadas cartesianas:  $u$ ,  $v$ ,  $w$  e  $w_t$ , onde as três primeiras são as componentes da velocidade nas coordenadas  $x$ ,  $y$  e  $z$  e  $w_t$  é a velocidade terminal da precipitação (RINEHART,

Figura 7 – Classificação de hidrometeoros de acordo com refletividade (a), refletividade diferencial (b), fase diferencial específica (c) e coeficiente de correlação (ou razão de correlação cruzada) (d)



Fonte: Produzido pela autora a partir de [Straka, Zrnić e Ryzhkov \(2000\)](#).

Tabela 4 – Configuração dos radares nos casos em que a recuperação de vento por Multi-Doppler foi utilizada

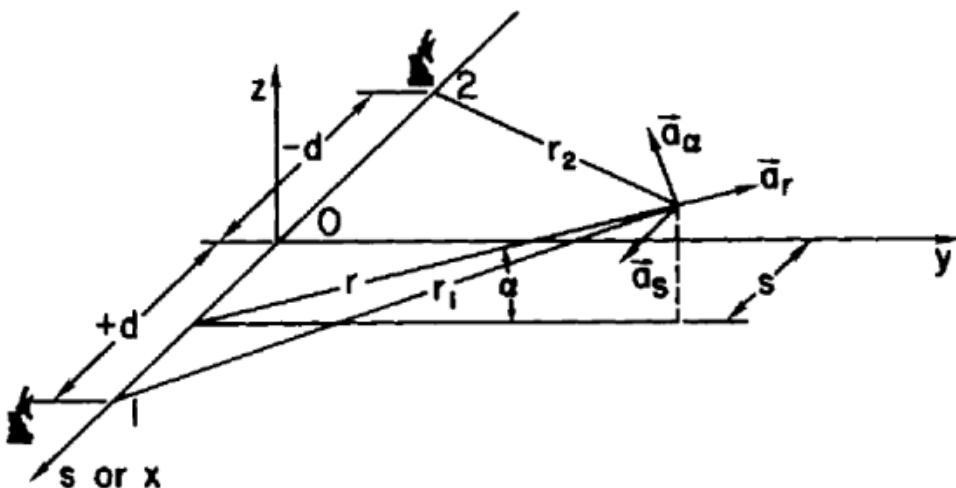
Caso	2017-03-14			2017-11-15		
Radares disponíveis	FCTH	SR	FCTH	SR	XPOL	
Resolução temporal (s)	300	600	300	600	600	
Diferença mínima entre os horários de começo da varredura dos radares (s)	172			19		
Diferença máxima entre os horários de começo da varredura dos radares (s)	174			20		

Fonte – Produzido pela autora.

1997). Dois radares Doppler vendo a mesma tempestade de ângulos diferentes fornecem duas medidas distintas de velocidade radial ( $v_{r_1}$  e  $v_{r_2}$ ), como mostra a Figura 8, e  $w_t$  pode ser estimada em função da refletividade (usando uma distribuição de Marshall-Palmer, por exemplo). Assim,  $u$  e  $v$  podem ser descritos como:

$$u = \frac{1}{\sin(\theta_1 - \theta_2)} \left( \frac{v_{r_1} \cos \theta_2}{\sin \alpha_1} - \frac{v_{r_2} \cos \theta_2}{\sin \alpha_2} \right) \quad (3.2)$$

Figura 8 – Sistema de coordenadas cilíndricas usado para análise Dual-Doppler de dados de radar. Os radares estão localizados nos pontos 1 e 2 e  $a_r$ ,  $a_s$  e  $a_\alpha$  são as normais unitárias definindo a direção das três componentes ortogonais da velocidade. O eixo cilíndrico está ao longo da linha conectando os radares (separados por uma distância  $2d$ ) e  $r$  é a distância do eixo ao dado pontual



Fonte: Doviak e Zrnic (1993)

$$v = \frac{1}{\sin(\theta_1 - \theta_2)} \left( \frac{v_{r_2} \cos \theta_1}{\sin \alpha_2} - \frac{v_{r_1} \cos \theta_2}{\sin \alpha_1} \right) \quad (3.3)$$

onde  $\theta_1$  e  $\theta_2$  são os ângulos azimutais dos radares 1 e 2, respectivamente, e  $\alpha_1$  e  $\alpha_2$  são os ângulos de elevação dos mesmos.

Para calcular a componente vertical da velocidade, a equação de continuidade de massa é usada, assumindo como condições de contorno que a velocidade na superfície e no topo da tempestade são nulas, ou seja:

$$\frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = -\rho \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (3.4)$$

$$w = w_T - w_t \quad (3.5)$$

onde  $\rho$  é a densidade do ar atmosférico e  $w_T$  é a velocidade vertical total. Quando três radares são usados, é possível calcular o campo tridimensional sem usar a Equação 3.4.

Ao combinar radares Doppler para a recuperação do vento, a área de cobertura e erros característicos (altura do feixe e resolução espacial) devem ser considerados (DO-LAN; RUTLEDGE, 2007). Se a distância da linha de base entre os dois radares for longa, a área de cobertura será maior mas a resolução espacial será prejudicada. Além disso, se o ângulo de cruzamento do feixe é pequeno (mais paralelo), as duas medidas serão mais

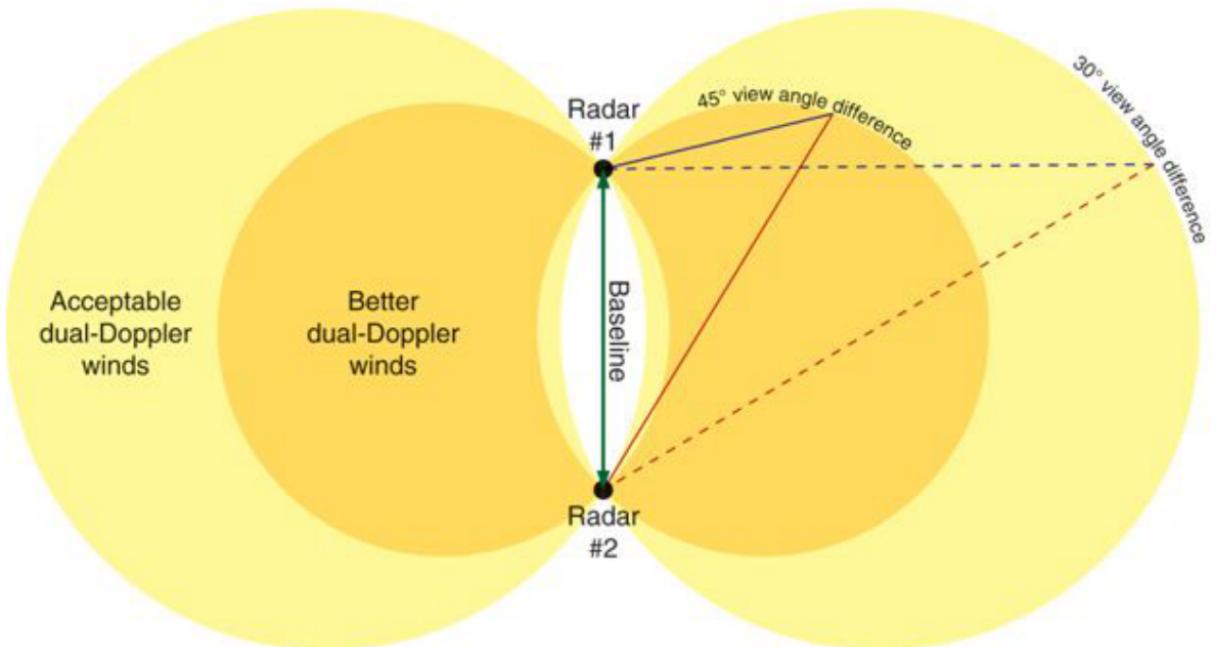
similares e as variâncias dos erros de velocidade nas estimativas Dual-Doppler -  $\sigma_u^2$  e  $\sigma_v^2$  - serão menores. De acordo com Davies-Jones (1979),  $\sigma_u^2$  e  $\sigma_v^2$  estão relacionadas com as variâncias dos erros de velocidade Doppler de cada radar,  $\sigma_1^2$  e  $\sigma_2^2$ , da seguinte forma:

$$\frac{\sigma_u^2 + \sigma_v^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} = \csc^2 \beta \quad (3.6)$$

onde  $\beta$  é o ângulo de cruzamento do feixe entre os dois radares. Para  $\beta < 30^\circ$ ,  $\sigma_u^2$  e  $\sigma_v^2$  crescem rapidamente (DOVIAK et al., 1976; DAVIES-JONES, 1979; DOVIAK; ZRNIC, 1993).

A Figura 9 mostra teoricamente as áreas aceitáveis para estimativa de velocidade do vento considerando dois valores de  $\beta$ :  $30^\circ$  e  $45^\circ$ . Quanto maior o valor de  $\beta$ , melhor é a estimativa Dual-Doppler, mas menor será a área de cobertura dessa estimativa.

Figura 9 – Ângulos teóricos de cruzamento do feixe com Dual-Doppler de  $45^\circ$  (melhores dados de vento) e  $30^\circ$  (dados de vento aceitáveis) para um par de radares Doppler



Fonte: Dr. Matthew D. Eastin, UNC.

A Figura 10 mostra o mesmo da Figura 9, mas para combinações entre os três radares usados neste trabalho. Considerando a combinação FCTH/XPOL (paineis superior), a distância entre os radares e a localização do XPOL dentro da cidade de Campinas limita as estimativas boas ou aceitáveis em boa parte da região de estudo, com exceção da cidade de Indaiatuba e à oeste dela. Considerando a combinação SR/FCTH (paineis central), a estimativa Dual-Doppler tem erros menores (ou seja,  $\beta = 45^\circ$ ) em Campinas

e Indaiatuba (cidades com mais casos de queda de granizo, [Tabela 1](#)) e à leste, mas estimativas aceitáveis (ou seja,  $\beta = 30^\circ$ ) estão disponíveis para toda a RMC. Considerando a combinação SR/XPOL (painel inferior), os ventos à nordeste e sudeste da RMC não podem ser estimados pois esses radares estão praticamente alinhados na direção norte-sul. A partir dessas considerações e da disponibilidade de dados para cada caso ([Tabela 4](#)), definiu-se que as combinações SR/FCTH e SR/FCTH/XPOL serão usadas para os casos 2017-03-14 e 2017-11-15, respectivamente.

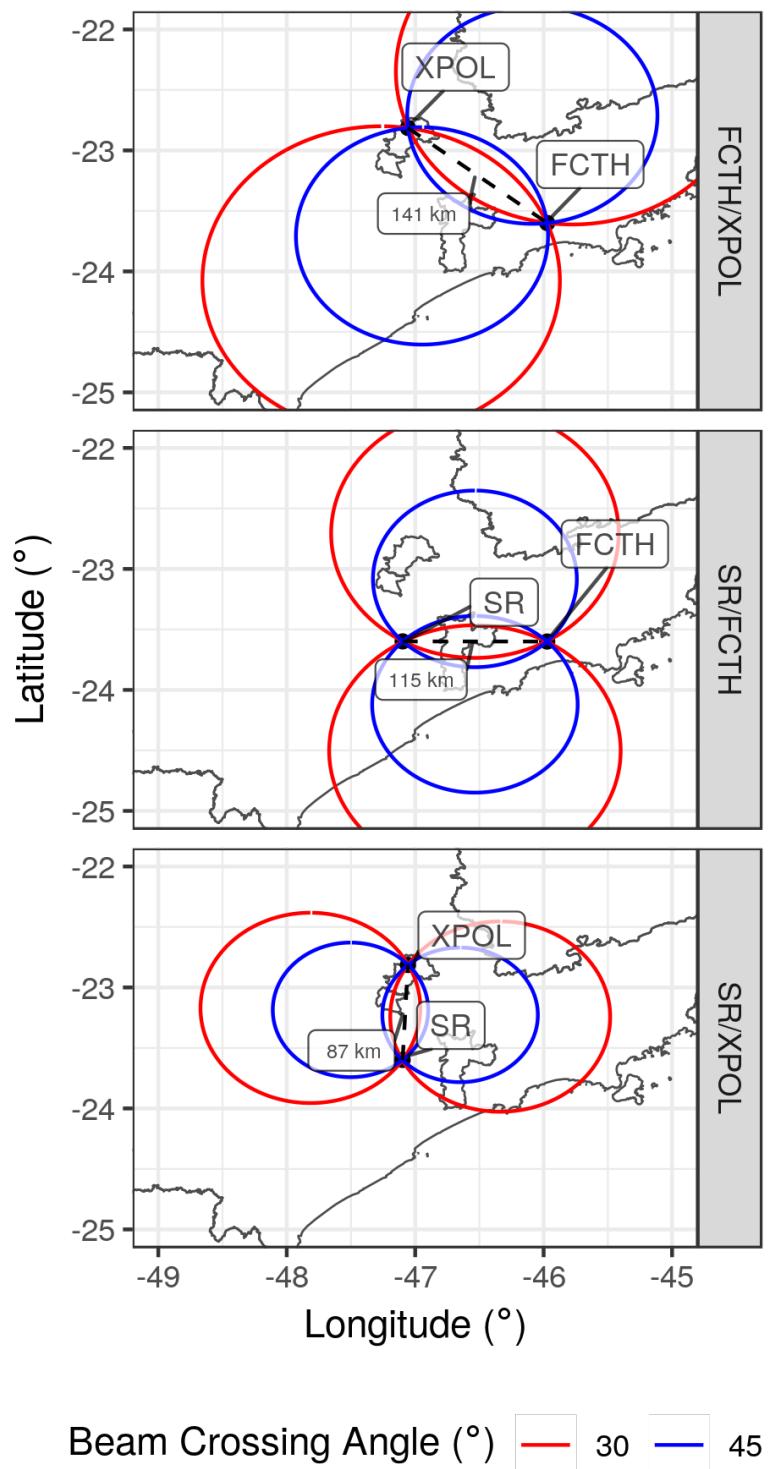
Para calcular as estimativas de vento usando Dual e Multi-Doppler, o pacote MultiDop <<https://github.com/nasa/MultiDop>> foi utilizado. Desenvolvido em Python e C a partir da metodologia de [Shapiro, Potvin e Gao \(2009\)](#) e [Potvin, Shapiro e Xue \(2012\)](#) e compatível com o pacote Py-ART ([HELMUS; COLLIS, 2016](#)), este pacote extrai o campo tridimensional de velocidade do vento a partir de uma combinação de 2 ou 3 radares. A metodologia usada nos cálculos é baseada em 3DVAR (*3D Variational Analysis*, Análise Variacional em 3D), em que as componentes cartesianas do vento  $u$ ,  $v$  e  $w$  são calculadas minimizando uma função custo total  $J$  que quantifica erros nas restrições relacionadas aos dados ( $J_O$ ), às equações de conservação de massa ( $J_M$ ) e vorticidade ( $J_V$ ) e à suavização ( $J_S$ ):

$$J = J_O + J_M + J_V + J_S \quad (3.7)$$

Cada função custo é equivalente ao erro multiplicado por um coeficiente de ajuste  $C$ , que define o peso que esse erro terá no valor final de velocidade do vento ([POTVIN; SHAPIRO; XUE, 2012](#)). O pacote MultiDop permite que esses coeficientes sejam definidos pelo usuário - a [Tabela 5](#) mostra os coeficientes escolhidos para as análises, similares a [Potvin, Shapiro e Xue \(2012\)](#), além de outras configurações.

Como mostrado na [Tabela 5](#), os dados de radar foram convertidos para uma grade de  $1 \times 1 \times 1 \text{ km}$ . Além disso, problemas de ambiguidade da velocidade radial - quando a velocidade radial é maior do que a velocidade de Nyquist ([Figura 11](#)) - foram corrigidos usando algoritmos baseado na região (analisa os dados por região de velocidades parecidas) e baseado em um esquema em quatro dimensões (4DD, *Four-Dimensional Doppler Dealising Scheme*) ([JAMES; HOUZE, 2001](#)), ambos presentes no pacote Py-ART; no caso do algoritmo 4DD, uma radiossondagem (novamente da estação do Campo de Marte) foi utilizada como condição inicial. Como forma de complementar as correções automáticas, correções manuais dos dados de velocidade radial foram feitas usando o software Solo3 <<https://www.eol.ucar.edu/software/solo3>>.

Figura 10 – Ângulos de cruzamento do feixe com Dual-Doppler de  $45^\circ$  (melhores dados de vento) e  $30^\circ$  (dados de vento aceitáveis) para um par de radares Doppler, mais especificamente para as combinações dos radares FCTH e XPOL, São Roque (SR) e FCTH e SR e XPOL. Os contornos em cinza representam as cidades de São Paulo, Indaiatuba e Campinas, enquanto que as linhas pontilhadas indicam as distâncias entre os radares



Fonte: Produzido pela autora.

Tabela 5 – Parâmetros de configuração do MultiDop para cálculos de Dual e Multi-Doppler

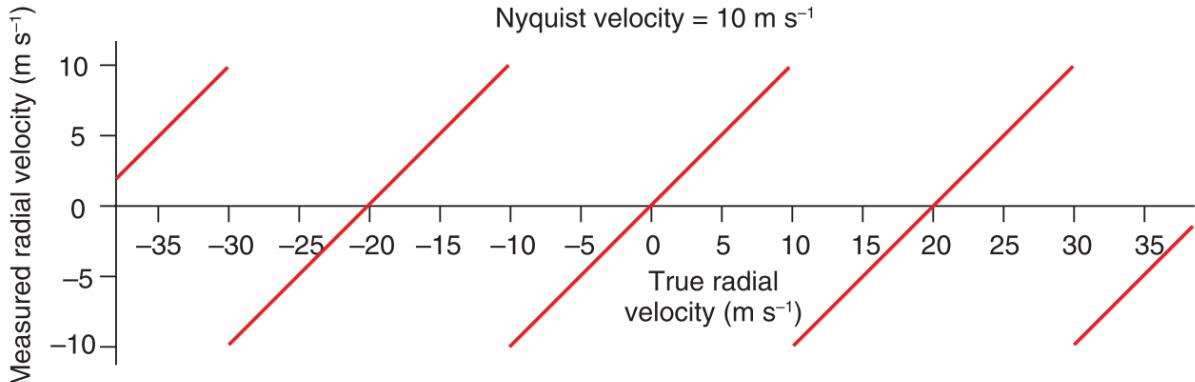
Resolução da grade	$1 \times 1 \times 1 \text{ km}$
Restrição da conservação de massa	Aproximação anelástica
Restrição de suavização	Derivadas de segunda ordem
Pesos na restrição de dados	Pesos iguais para todas as observações
Condição inicial da tempestade (deslocamento constante)	$U_t = V_t = -10 \text{ ms}^{-1}$
Impor $w = 0$ no topo	Sim
Coeficiente da restrição dos dados	1
Coeficiente da restrição da equação de continuidade de massa	30
Coeficiente da restrição da equação de vorticidade	$1e^{-3}$
Coeficiente de suavização horizontal	$1e^{-2}$
Coeficiente de suavização vertical	$1e^{-2}$
Coeficiente da restrição da sondagem	0
Todos os pesos constantes	Sim
Filtros	Nenhum
Estatísticas de verificação computadas apenas dentro do domínio de 2+ radares Doppler	Sim
Critério do domínio	10 pontos
Altura de corte	0 km
Matrizes de cobertura de fundo para ângulos de cruzamento de feixe ótimos para dois radares	Sim para todas as combinações
Matrizes de cobertura de fundo para ângulos de cruzamento de feixe aceitáveis para dois radares	Sim para todas as combinações
Matrizes de cobertura de fundo para um radar individual	Não para todos
Multiplicador do peso dos dados quando todos os radares tem bons ângulos de cruzamento do feixe	$SR = 1e^{-3}, FCTH = XPOL = 1$

Fonte – Produzido pela autora.

### 3.3 Rede de Detecção de Raios

A atividade elétrica dos casos selecionados foi analisada através dos dados do Sistema Brasileiro de Detecção de Descargas Elétricas (BrasilDAT) (NACCARATO et al., 2014). Essa rede opera entre as faixas de frequência LF (*Low Frequency*, Baixa Frequência) e HF (*High Frequency*, Alta Frequência), detectando pulsos eletromagnéticos - chamados de strokes neste trabalho - emitidos pelas descargas elétricas através da técnica do tempo de chegada (LEWIS; HARVEY; RASMUSSEN, 1960). Devido à larga banda de frequência, é possível diferenciar descargas de retorno de raios nuvem-solo (*cloud-to-ground*, CG) e

Figura 11 – Velocidade radial verdadeira vs medida de um alvo com uma velocidade de Nyquist de  $10 \text{ ms}^{-1}$  mostrando a ambiguidade para valores de velocidade verdadeira além do intervalo de  $-10$  a  $10 \text{ ms}^{-1}$



Fonte: [Rauber e Nesbitt \(2018\)](#).

pulsos de raios intranuvem (*intra-cloud*, IC), além de estimar a polaridade dos raios nuvem-solo através do sinal do pico de corrente. A eficiência de detecção estimada da rede é de 60 a 70% para raios IC e de 95% para raios CG (Dr. Kleber Naccarato, ELAT-CCST-INPE, comunicação pessoal, 2018). Os dados dessa rede foram fornecidos pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE e agrupados em flashes ([subseção 3.3.1](#)).

### 3.3.1 Conversão Strokes-Flashes

Devido ao fato de que strokes estão associados a descargas de retorno e pulsos que não necessariamente representam raios distintos (um raio nuvem-solo, por exemplo, pode ser constituído de diversas descargas de retorno), esses dados foram convertidos em flashes, que representam todo o evento de uma descarga elétrica ([MACGORMAN; RUST, 1998](#)). De acordo com [Cummins et al. \(1998\)](#) e [Murphy e Nag \(2015\)](#), strokes devem ser agrupados em flashes seguindo as seguintes considerações:

- a) Strokes devem ser agrupados em um período total de  $1 \text{ s}$ , com intervalo entre strokes de até  $500 \text{ ms}$ ;
- b) Strokes subsequentes devem estar em um raio de até  $10 \text{ km}$  a partir do primeiro; pode-se considerar strokes subsequentes em um raio de até  $50 \text{ km}$ , desde que esteja dentro do intervalo de  $500 \text{ ms}$ ;
- c) A multiplicidade de um flash (quantidade de strokes em um único flash) pode ser de até 63 (1023) strokes CG (IC).

Para fazer o agrupamento seguindo as orientações acima, o algoritmo DBSCAN (*Density-Based Spatial Clustering of Application with Noise*, Agrupamento Espacial Base-

ado em Densidade de Aplicação com Ruído) de agrupamento de dados foi utilizado. Ele usa a distância entre pontos  $\epsilon$  e a quantidade mínima de pontos  $min_{pts}$  para agrupar qualquer matriz de dados n-dimensional (ESTER et al., 1996; KRIEGEL et al., 2011). Hutchins, Holzworth e Brundell (2014) e Hutchins e Holzworth (2014) usaram este método para agrupar strokes em flashes e em conjuntos de tempestades com raios, e a mesma abordagem foi adotada neste trabalho.

Como o algoritmo DBSCAN usa apenas dois parâmetros ( $\epsilon$  e  $min_{pts}$ ), enquanto que o agrupamento de strokes em flashes precisa de três (distância entre pontos  $\epsilon_{spc}$ , distância temporal  $\epsilon_t$  e quantidade mínima de pontos  $min_{pts}$ ), duas etapas são necessárias: agrupar os dados em função do tempo (usando  $\epsilon_t$ ) e depois agrupar em função do espaço bidimensional (usando  $\epsilon_{spc}$  em latitude e longitude). A partir das orientações de Cummins et al. (1998) e Murphy e Nag (2015) e após alguns testes com  $\epsilon_{spc}$  (Anexo A), definiu-se que  $min_{pts} = 1$ ,  $\epsilon_t = 0,5\text{ s}$  e  $\epsilon_{spc} = 2,5\text{ km}$ . O algoritmo foi implementado e adaptado usando a linguagem R.

A Figura 12 mostra as características dos dados de flashes gerados usando as especificações acima. É possível observar que a distribuição de tempos entre strokes e entre flashes (Figura 12a) apresentam picos em aproximadamente 0,1 e 1 s, respectivamente; o tempo máximo entre strokes é de aproximadamente 500 ms, compatível com Cummins et al. (1998). A maioria dos dados apresentou um stroke por flash (Figura 12b), com registros de até 17 strokes por flash, compatível com Murphy e Nag (2015). A distribuição espacial de distância entre strokes em um flash (Figura 12c) possui maior concentração de dados dentro do intervalo de 0 a 2,5 km de latitude e longitude, com distâncias de até 7 km, também compatível com Cummins et al. (1998). Assim, pode-se dizer que o algoritmo de agrupamento de strokes em flashes foi bem sucedido em agrupar os dados dentro das orientações citadas.

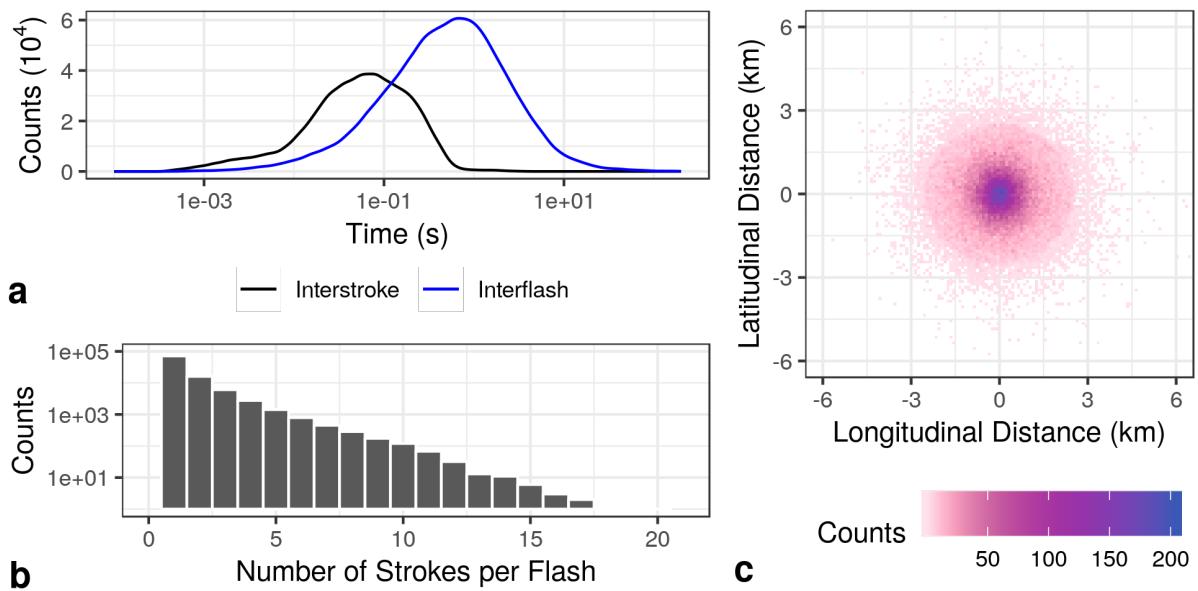
## 3.4 Outras Bases de Dados

Para analisar o ambiente sinótico associado a cada caso, dados da reanálise ERA5 e do satélite GOES-16 foram utilizados, descritos a seguir.

### 3.4.1 Reanálise

O conjunto de dados de reanálise ERA5 (Copernicus Climate Change Service, 2017) é desenvolvido pelo ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, Centro Europeu para Previsões de Tempo de Médio Alcance) e estão disponíveis publicamente para o período de 2010 a 2-3 meses antes do presente. Este modelo eventualmente substituirá o conjunto de reanálise mais antigo ERA-Interim. A resolução espacial destes dados é de 30 km de cobertura global e 137 níveis verticais, da superfície até

Figura 12 – Histogramas de tempo entre strokes e entre flashes (a), número de strokes por flash (b) e distância latitude e longitudinal entre strokes em um flash (c)



Fonte: Produzido pela autora.

80 km de altura; a resolução temporal é de 1 h. Foram usados campos de pressão em superfície, geopotencial, vento e CAPE em diferentes níveis de pressão. Os dados foram obtidos a partir do Armazenamento de Dados Climáticos (*Climate Data Store*, CDS) do Serviço de Mudanças Climáticas Copernicus (*Copernicus Climate Change Service*, CCCS) do ECMWF e processados usando a linguagem Python.

### 3.4.2 Satélite

O satélite GOES-16 foi lançado em dezembro de 2016 e está operacional desde 18 de dezembro de 2017. Ele possui 16 canais no principal sensor (ABI - *Advanced Baseline Imager*, Imageador Avançado de Base), além de sensores de raios (GLM - *Geostationary Lightning Mapper*, Mapeador Geoestacionário de Raios) e que medem atividade solar. O modo de escaneamento *Full Disk* (Disco Inteiro) gera uma imagem que inclui a América do Sul continuamente com uma resolução temporal de 5 a 15 minutos e espacial de 0,5 a 2 km. Considerando o período de estudo (Tabela 1), 3 dos 5 casos foram analisados com estes dados, usando o canal 13 do ABI, chamado de "*clean*" *longwave infrared window* (janela "limpa" do infravermelho de onda longa), para identificar os sistemas mais intensos e profundos (menor temperatura de brilho). Os dados de nível 2 (convertidos em uma grade latitude-longitudinal e que servem como base para os cálculos de produtos derivados de combinação dos canais) foram obtidos do repositório da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*, Administração Nacional Oceânica e Atmosférica) na

AWS (*Amazon Web Services*, Serviços Web da Amazon) <<https://docs.opendata.aws/noaa-goes16/cics-readme.html>> e processados usando a linguagem Python.

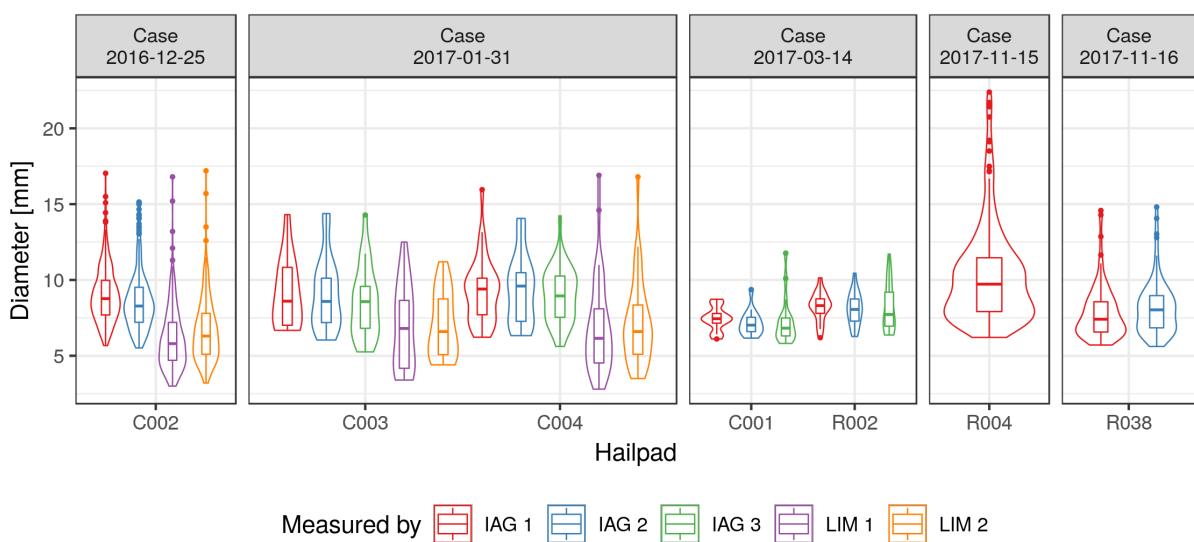
## 4 Resultados

Os resultados deste trabalho estão organizados da seguinte forma: uma visão geral de cada caso é apresentada através da intensidade da queda de granizo, ciclo de vida e atividade elétrica; dois casos são analisados mais profundamente, incluindo a microfísica e cinemática do sistema convectivo que gerou a queda de granizo.

### 4.1 Intensidade das Tempestades que Geraram Granizo

A Figura 13 mostra as diferentes distribuições de tamanho de granizo medidas por IAG e LIM para cada placa separados por caso. As plotagens violino (úteis para comparar também os formatos das distribuições) mostram diferenças significativas entre medidas para uma mesma placa além das diferenças entre placas, possivelmente causadas pela subjetividade envolvida na forma em que as cavidades do hailpad foram medidas: não houve consenso em relação à definição do diâmetro (eixo maior ou menor, aproximação para um formato esférico, entre outros). Comparando os casos, é possível observar que o caso de 2017-03-14 mostrou menor diversidade de tamanhos de granizo, enquanto que o caso de 2017-11-15 mostrou a maior diversidade considerando os extremos (este caso teve o maior diâmetro máximo, 22,4 mm).

Figura 13 – Plotagem violino com caixa das distribuições de diâmetro do granizo de diferentes medidas feitas por IAG e LIM separados por caso



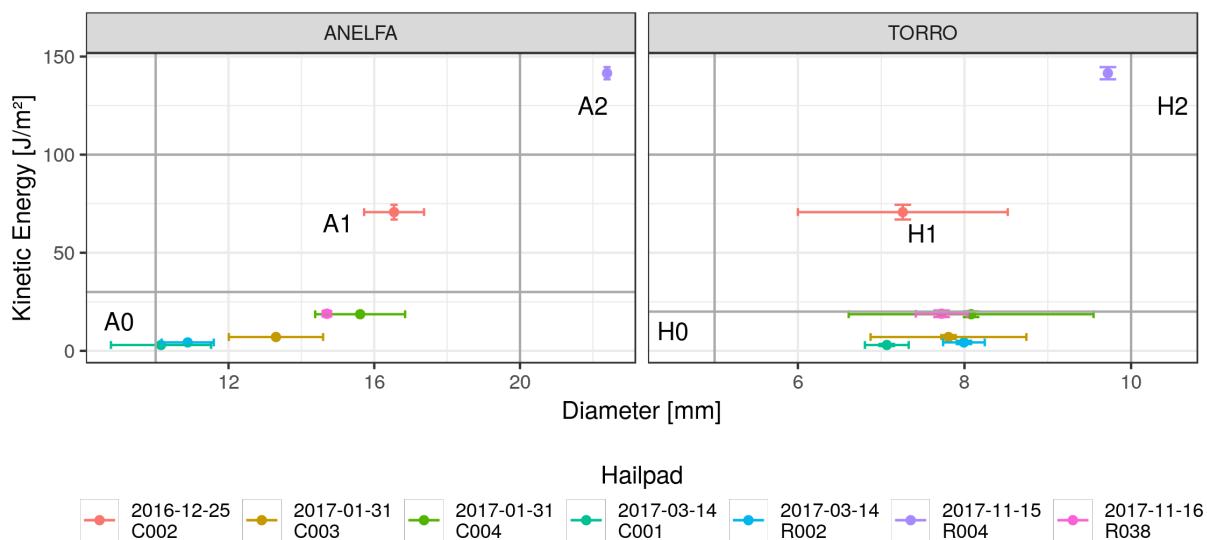
Fonte: Produzido pela autora.

Para os casos com medidas dos dois grupos (2016-12-25 e 2017-01-31), o IAG tende

a medir diâmetros maiores que o LIM, que mede mais valores extremos principalmente no caso de 2016-12-25 (os diâmetros máximos de IAG 1, LIM 1 e LIM 2 são aproximadamente iguais). Já comparando as placas para um mesmo caso (2017-01-31 e 2017-03-14), as distribuições entre o primeiro e terceiro quartil são similares, o que indica que o sistema convectivo que gerou a queda de granizo em um ponto não sofreu mudanças significativas quando gerou a queda de granizo no outro ponto.

A Figura 14 mostra a energia cinética de cada hailpad em função do diâmetro do granizo para as escalas ANELFA e TORRO. As barras de erros mais largas em relação ao diâmetro são causadas pelo desvio-padrão maior em placas com maiores diferenças entre cada medida (Figura 13). As duas escalas mostram resultados similares entre si, com a maioria das placas relacionadas a casos minimamente intensos porém defasados em relação aos índices mínimos: os diâmetros (máximos ou típicos) são equivalentes a um índice acima da energia cinética correspondente. Isso pode estar relacionado à Equação 3.1, derivada a partir de medições de tempestades na Europa, assim com às próprias escalas que também foram estabelecidas a partir de tempestades no continente europeu: condições locais e sinóticas dessa região são distintas das condições da região de estudo, principalmente comparando sistemas de latitudes médias com tropicais, e essas condições são importantes na formação de granizo.

Figura 14 – Energia cinética do hailpad em função do diâmetro do granizo considerando as escalas ANELFA e TORRO, com os índices de A0 a A2 e de H0 a H2 (Tabela 3) indicados



Fonte: Produzido pela autora.

Nota – A escala ANELFA leva em conta o diâmetro máximo medido no hailpad, enquanto que a escala TORRO leva em conta o diâmetro típico da distribuição medida no hailpad.

Dentro da escala ANELFA (painedel esquerdo da Figura 14), o caso de 2017-11-15

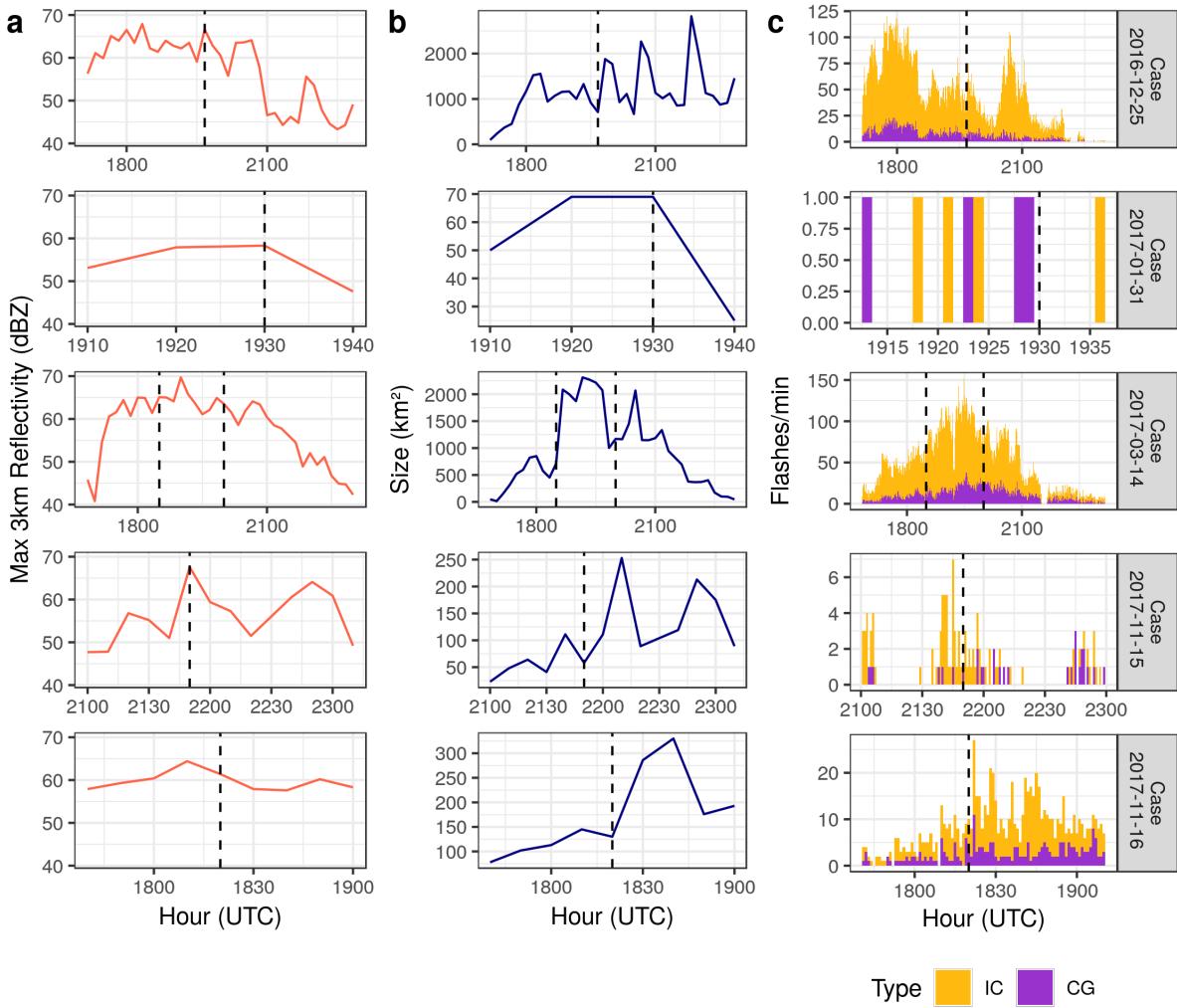
foi considerado o mais intenso, dentro do índice A2 (danos sérios a vegetais e árvores - foram reportados danos à plantações próximas da localização do hailpad em Indaiatuba), com o caso de 2016-12-25 sendo o segundo mais intenso, dentro do índice A1 (danos à vinhas e pomares). No caso de 2017-03-14, com mais de um hailpad, a queda de granizo em Indaiatuba (placa R002) foi ligeiramente mais intensa do que em Cosmópolis (placa C004). Dentro da escala TORRO (painel direito da [Figura 14](#)) os resultados foram similares, com o caso de 2017-11-15 sendo o mais intenso também mas ligeiramente fora do índice H2 (tempestade significante) e o caso de 2016-12-25 sendo o segundo mais intenso, dentro do índice H1 (tempestade potencialmente prejudicial). A queda de granizo em Indaiatuba no caso de 2017-03-14 também foi ligeiramente mais intensa do que em Cosmópolis.

A [Figura 15](#) mostra a evolução temporal da refletividade máxima (a), tamanho do sistema convectivo (b) e taxa de raios (c), enquanto que a [Tabela 6](#) mostra um panorama geral das características físicas relacionadas ao ciclo de vida dos casos em análise. De forma geral, a queda de granizo ocorreu dentro da fase de maturação dos sistemas convectivos, com refletividade alta, área em relativo crescimento e intensa atividade elétrica. O caso de 2017-01-31 foi o com menor tempo de vida ( $0,5\text{ h}$ ), área máxima ( $69\text{ km}^2$ ) e quantidade de raios ( $8\text{ flashes}$ ), mas não teve o menor tamanho de granizo: o caso de 2016-12-25 teve o menor granizo médio, enquanto que o caso de 2017-03-14 teve o menor granizo máximo (e granizo médio ligeiramente maior). O mesmo caso de 2017-03-14 foi o com maior tempo de vida ( $6,2\text{ h}$ ), refletividade máxima ( $69,7\text{ dBZ}$ ) e quantidade e taxa máxima de raios ( $15131$  ( $4185$ )  $\text{flashes IC (CG)}$ , com taxa máxima de  $125$  ( $33$ )  $\text{flashes min}^{-1}$  IC (CG)). Outro caso a ser destacado é o de 2017-11-15, com tempo de vida curto ( $2,2\text{ h}$ ), área máxima pequena ( $253\text{ m}^2$ ) e pouca quantidade de raios (menos de  $200\text{ flashes}$  somando IC e CG, taxa máxima abaixo de  $10\text{ flashes min}^{-1}$ ), mas que mostrou granizos acima de  $10\text{ mm}$  em média e granizo máximo de  $22,4\text{ mm}$ . Considerando o papel do granizo na formação de raios ([seção 2.2](#)), é de se esperar uma relação direta entre mudança da atividade elétrica e queda de granizo ([Figura 15c](#)), porém ela não foi consistente em todos os casos: em 2016-12-25, 2017-03-14 e 2017-11-15 há um ligeiro aumento da atividade elétrica (principalmente raios IC) até 30 minutos antes da queda de granizo, enquanto que em 2017-01-31 não há raios suficientes para determinar aumento ou diminuição da atividade elétrica, e em 2017-11-16 há um aumento da atividade elétrica depois da queda de granizo.

A partir dos resultados descritos nesta seção, dois casos foram escolhidos para uma análise mais detalhada:

- a) **2017-03-14:** Classificado como tempestade com queda de granizo de baixa intensidade, este caso teve alta atividade elétrica durante seu longo ciclo de vida, gerando queda de granizo em dois pontos diferentes. Os dois momentos em que houve queda de granizo serão comparados em relação à estrutura e

Figura 15 – Evolução temporal da refletividade máxima em 3 km (a), tamanho do sistema (b) e taxa de flashes CG e IC (c). As linhas pontilhadas indicam o momento aproximado em que houve a queda de granizo medida no hailpad



Fonte: Produzido pela autora.

Tabela 6 – Resumo das principais características físicas e elétricas dos casos analisados

Caso	Tempo de Vida (h)	Z Máximo em 3 km (dBZ)	Área Máxima (km²)	Granizo Médio (mm)	Granizo Máximo (mm)	Total de Raios (flashes)		Taxa Máxima de Raios (flashes min⁻¹)	
						IC	CG	IC	CG
2016-12-25	5,7	67,9	2822	7,6	17,2	13130	2260	104	26
2017-01-31	0,5	58,3	69	8,2	16,9	4	4	1	1
2017-03-14	6,2	69,7	2312	7,8	11,8	15131	4185	125	33
2017-11-15	2,2	67,6	253	10,3	22,4	86	29	8	3
2017-11-16	1,3	64,4	330	8	14,8	528	227	19	8

Fonte – Produzido pela autora.

cinemática da nuvem;

- b) **2017-11-15:** Classificado com tempestade com queda de granizo de intensidade significativa, este caso teve baixa atividade elétrica, o que não é esperado em uma tempestade com produção de granizo suficiente para cair no solo com tamanho considerável. A microfísica e cinemática desta tempestade com ciclo de vida mais curto ajudará a explicar esse comportamento.

## 4.2 Estudos de Caso

Os estudos dos casos de 2017-03-14 e 2017-11-15 estão descritos a seguir, focando: no ambiente sinótico em que os sistemas convectivos se formaram; na atividade elétrica ao longo dos ciclos de vida; na microfísica através da estrutura vertical da convecção quando houve queda de granizo e; na cinemática, observando os campos de vento derivado por Multi-Doppler antes e durante a queda de granizo.

### 4.2.1 2017-03-14

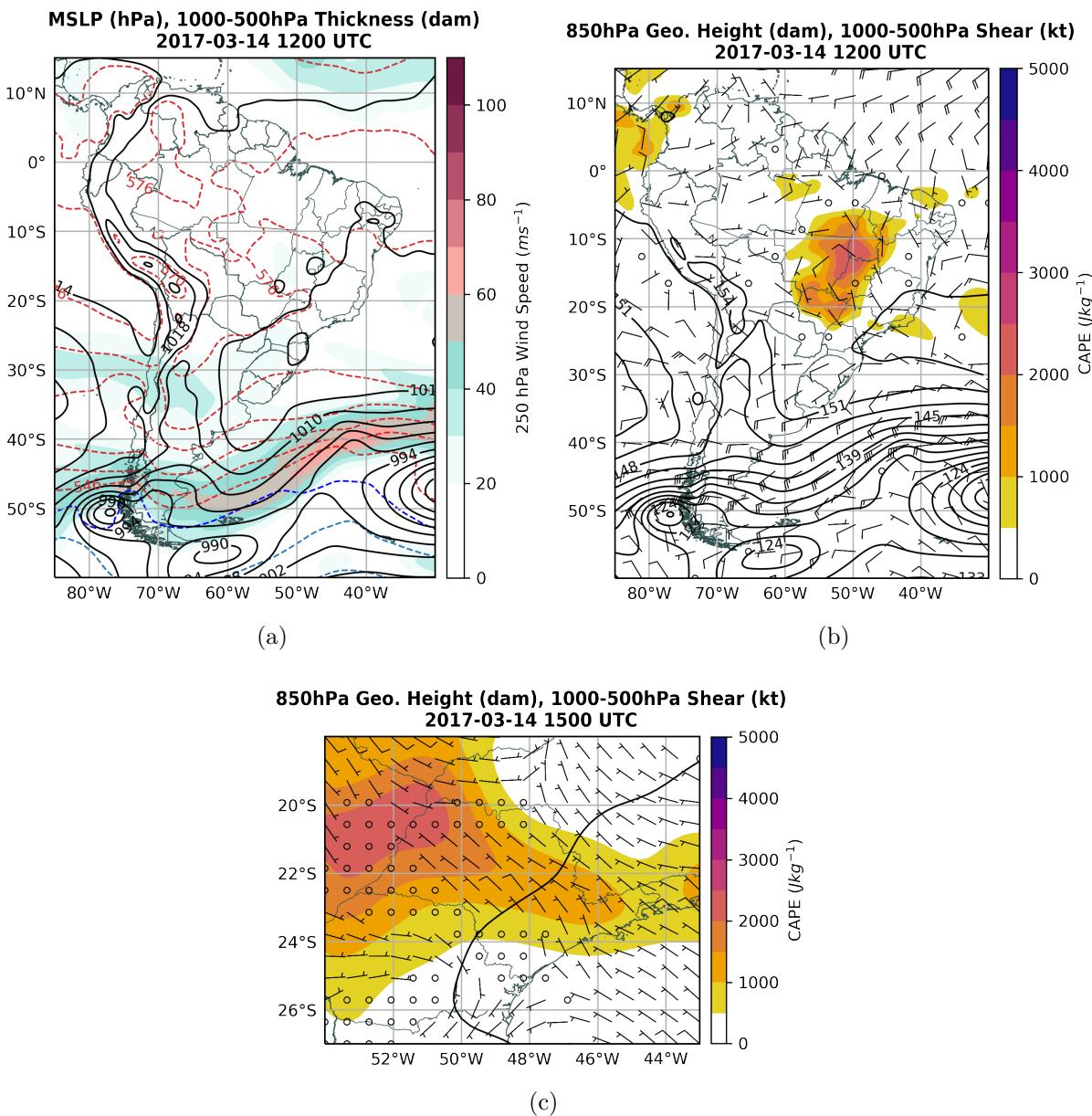
#### 4.2.1.1 Ambiente Sinótico

A influência de uma frente fria no litoral de São Paulo e do Rio de Janeiro durante a madrugada foi determinante para o disparo de sistemas convectivos no estado de São Paulo durante a tarde. O sistema frontal em si se deslocou para o Oceano Atlântico ao longo do dia - às 1200 UTC (Figura 16a), o sistema está à leste de  $30^{\circ}W$  - mas favoreceu a convergência de umidade na região de estudo (não mostrado). Às 1200 UTC, a radiossondagem (Figura 17) mostra uma camada úmida entre a superfície e  $600\text{ hPa}$ , mas com CAPE (*Convective Available Potential Energy*, Energia Potencial Disponível para Convecção) nulo e pouco cisalhamento (mesma condição no resto do estado, como mostra a Figura 16b). Já às 1500 UTC (Figura 16c), o potencial para convecção (CAPE entre  $500$  e  $1500\text{ J kg}^{-1}$ ) e o cisalhamento (de até 10 nós) aumentaram, disparando sistemas convectivos no centro do estado de São Paulo. As imagens de satélite da Figura 18 mostram a propagação e intensificação de sistemas convectivos na região de estudo aproximadamente às 1800 (a) e 2000 UTC (b), o que inclui o sistema que causou queda de granizo em Cosmópolis e Indaiatuba.

#### 4.2.1.2 Eletrificação

A Figura 19 mostra a localização do sistema ao longo do ciclo de vida e dos flashes associados a ele. Como já mostrado (Figura 15, Tabela 1), este caso teve um longo ciclo de vida com intensa atividade elétrica - a taxa de flashes chega a um máximo ( $125$  ( $33$ )  $\text{flashes min}^{-1}$  IC (CG)) após a queda de granizo em Cosmópolis e diminui antes do evento

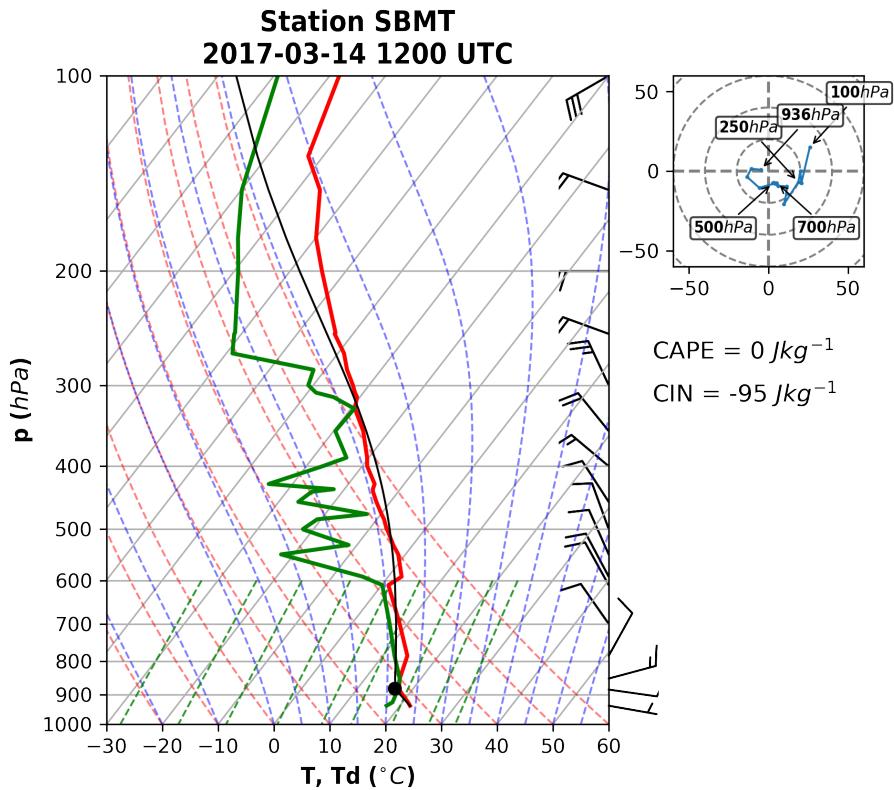
Figura 16 – Campos da reanálise do ERA5 em 2017-03-14: Pressão ao nível médio do mar, espessura entre 1000 e 500 hPa e velocidade do vento em 250 hPa às 1200 UTC (a); altura geopotencial em 850 hPa, cisalhamento do vento entre 1000 e 500 hPa e CAPE em superfície às 1200 e 1500 UTC, no domínio do Estado de São Paulo (b) e (c)



Fonte: Produzido pela autora.

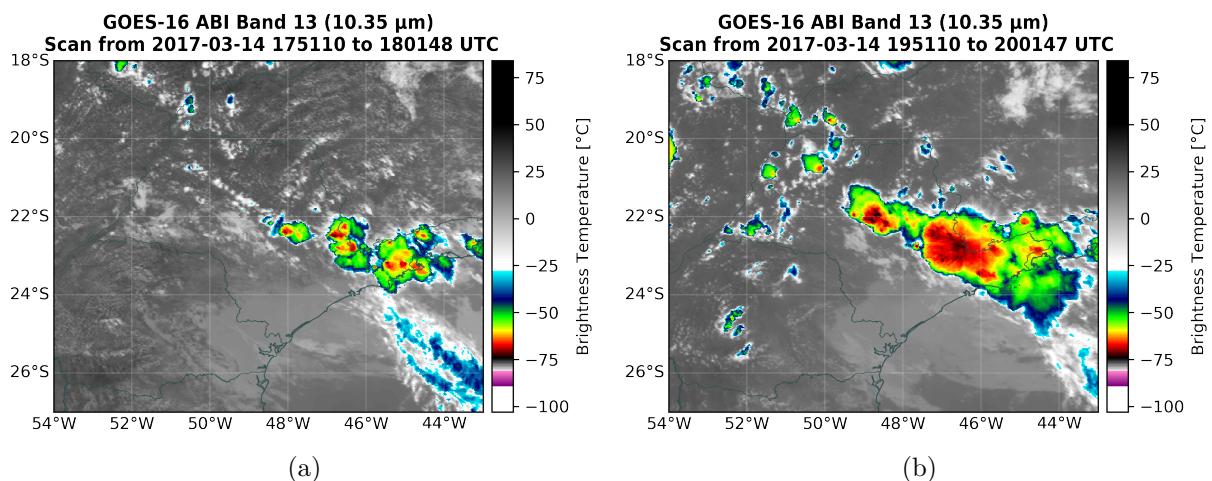
em Indaiatuba. O sistema convectivo se deslocou por toda a RMC e regiões vizinhas na direção sudoeste, com fusões e separações com sistemas menores. Os flashes IC e CG ocorreram principalmente dentro da RMC durante todo o ciclo de vida, com cerca de 10 vezes mais flashes IC do que CG.

Figura 17 – Plotagem Skew-T Log-P da radiossondagem do Campo de Marte (SP) com hodógrafa do vento e índices CAPE e CIN em 2017-03-14 1200 UTC.



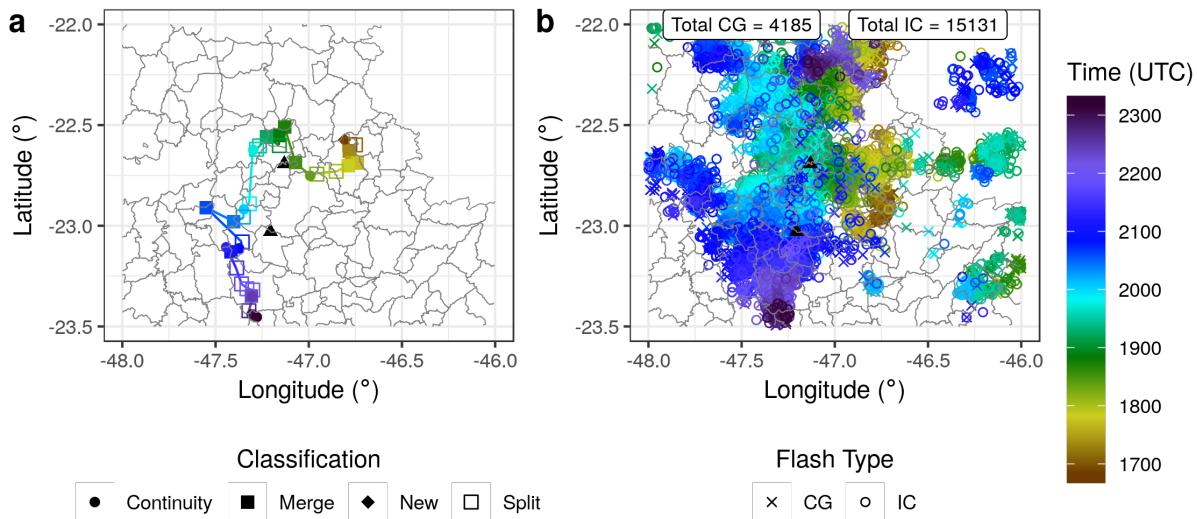
Fonte: Produzido pela autora.

Figura 18 – Imagem de satélite do canal 13 do GOES-16 mostrando a temperatura de brilho do topo das nuvens no estado de São Paulo em 2017-03-14 1751 (a) e 1951 UTC (b).



Fonte: Produzido pela autora.

Figura 19 – Rastreamento (a) e localização dos flashes IC e CG (b) do sistema convectivo responsável pelas quedas de granizo em Cosmópolis e Indaiatuba em 2017-03-14. Os triângulos pretos indicam a localização dos hailpads.



Fonte: Produzido pela autora.

#### 4.2.1.3 Microfísica

A Figura 20 mostra os campos de refletividade e variáveis polarimétricas refletividade diferencial, fase diferencial específica e coeficiente de correlação do radar da FCTH para o caso de 2017-03-14, quando houve queda de granizo em Cosmópolis; a Figura 21 mostra a identificação de hidrometeoros e massas de água líquida e gelo calculadas a partir dos campos de radar. O núcleo convectivo que causou a queda de granizo está embebido em um sistema multicelular que abrange boa parte da RMC. Esse núcleo é formado por uma região de refletividade acima de  $50 \text{ dBZ}$  de cerca de  $10 \text{ km}$  de extensão horizontal e vertical (da superfície até a isoterma de  $-40^{\circ}\text{C}$ ) (Figura 20a). Os valores abaixo de 0,9 de coeficiente de correlação entre a superfície e a isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$  confirmam a presença de granizo ou a coexistência de granizo e chuva em vez de apenas chuva (também associado a altas refletividades) nessa região (Figura 20d).

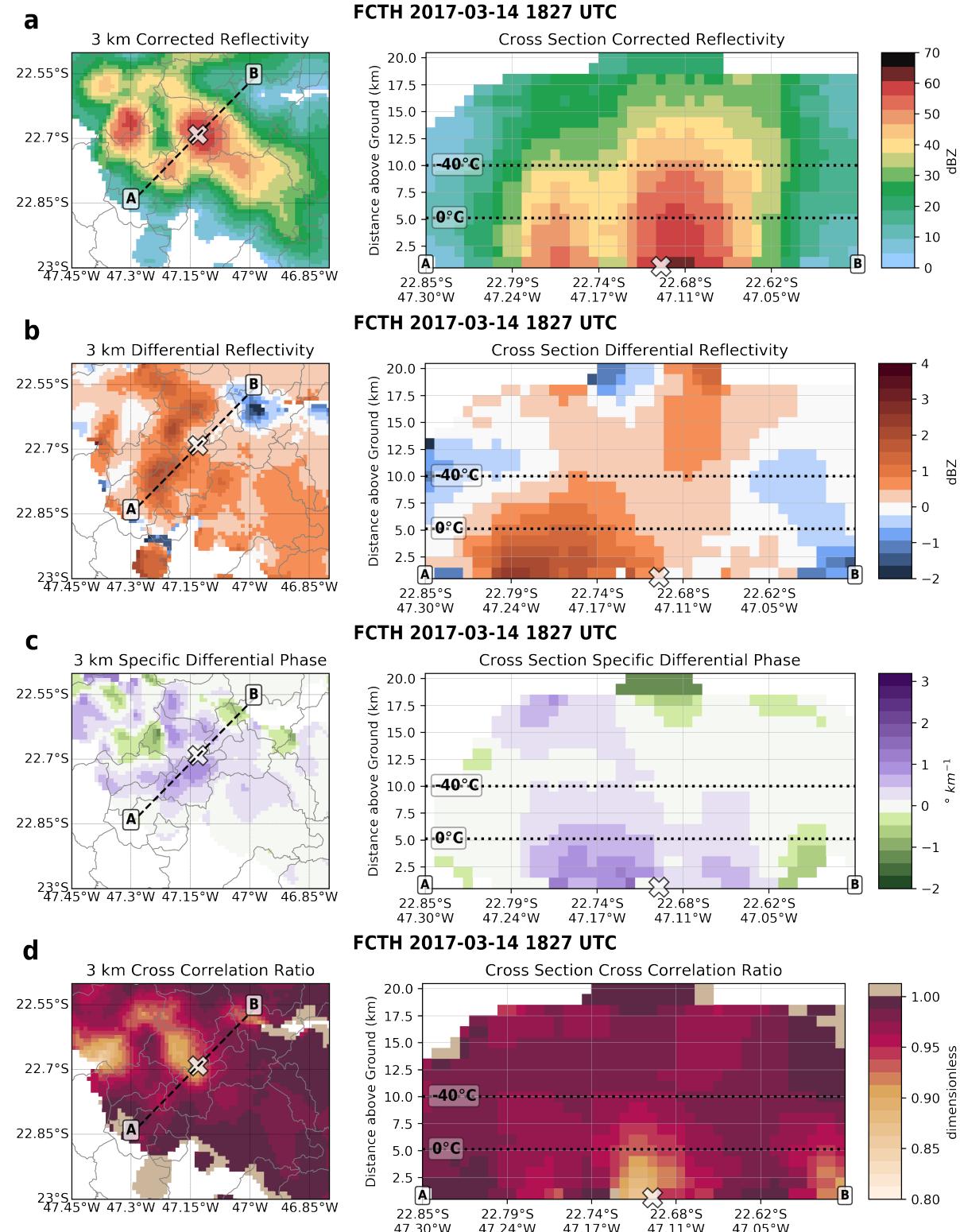
Os campos derivados das variáveis polarimétricas são acurados na classificação de granizo no núcleo convectivo responsável pela queda de granizo em Cosmópolis (Figura 21a) e na massa de gelo associada (que chegou a cerca de  $15 \text{ gm}^{-3}$  próximo à superfície, Figura 21c), mas apresentam problemas em outros aspectos. A classificação de hidrometeoros é muito similar ao campo de refletividade, com regiões de refletividade acima de  $50 \text{ dBZ}$  classificadas como granizo, entre 40 e  $50 \text{ dBZ}$  como graupel de densidade alta e entre 30 e 40  $\text{dBZ}$  como graupel de densidade baixa; o problema está em regiões com refletividade abaixo de  $30 \text{ dBZ}$  classificadas como cristais de gelo e agregados, mesmo abaixo da isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$  (gelo vertical próximo à superfície em  $22,79^{\circ}\text{S}$ ,  $47,24^{\circ}\text{W}$ , por

exemplo), condição muito difícil de ser encontrada em nuvens frias de tempestades tropicais. É importante ressaltar que a mesma radiossondagem que foi usada para delimitar as isotermas de 0 e  $-40^{\circ}\text{C}$  serviu de entrada para o algoritmo de identificação de hidrometeoros, mas possivelmente a ponderação dada para essa variável foi insuficiente, assim como para as outras variáveis polarimétricas (no mesmo exemplo de gelo vertical próximo à superfície, a refletividade diferencial ([Figura 20b](#)) é acima do valor que indica esse hidrometeoro ([Figura 7b](#))). O campo de massa de água líquida ([Figura 21b](#)) apresenta o mesmo problema, onde é possível observar massa de  $1\text{ gm}^{-3}$  acima da isoterma de  $-40^{\circ}\text{C}$  no núcleo associado à queda de granizo; mesmo sendo um valor baixo, é difícil encontrar água na forma líquida em regiões com temperaturas tão baixas.

Depois da queda de granizo em Cosmópolis, o sistema convectivo se separou em diversos sistemas menores; o maior desses sistemas se intensificou e prosseguiu na direção sul/sudeste ([Figura 19a](#)), causando a queda de granizo em Indaiatuba. A [Figura 22](#) mostra os campos de refletividade e variáveis polarimétricas do radar da FCTH para o caso de 2017-03-14, quando houve a queda de granizo; a [Figura 23](#) mostra a identificação de hidrometeoros e massas de água líquida e gelo calculadas a partir dos campos de radar. O núcleo convectivo responsável pela queda de granizo não é tão intenso quanto o de Cosmópolis, embebido em um sistema mais homogêneo que o anterior no oeste da RMC. Este núcleo tem valores de refletividade acima de  $50\text{ dBZ}$  em cerca de  $12\text{ km}$  de extensão horizontal, da superfície até a isoterma de  $-40^{\circ}\text{C}$  ([Figura 22a](#)). Os valores de fase diferencial específica acima de  $1^{\circ}\text{km}^{-1}$  nessa região, entre a superfície e a isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$ , confirmam a presença de chuva com gotas grandes e granizo ([Figura 22c](#)).

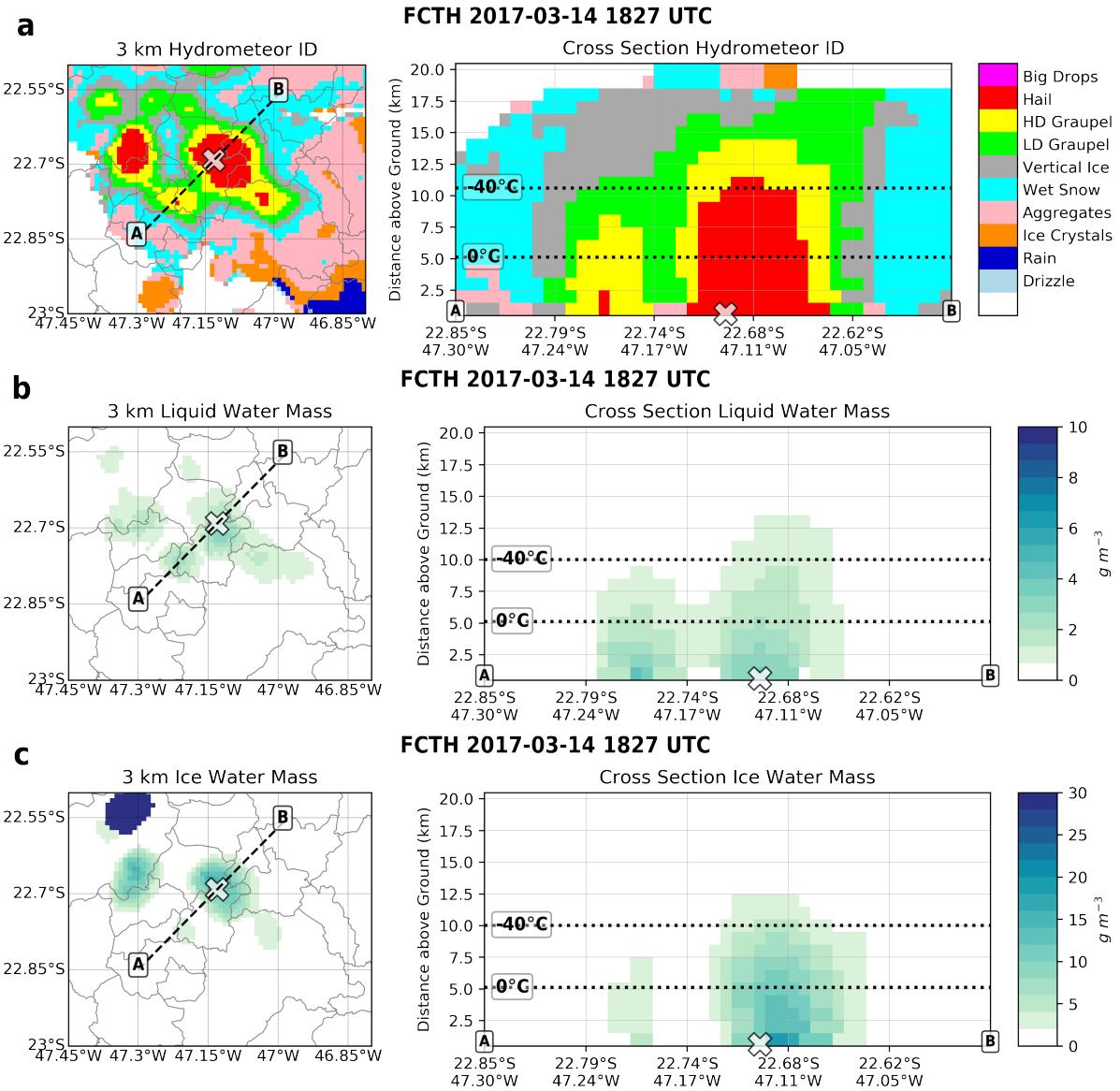
A classificação de hidrometeoros do sistema convectivo que causou queda de granizo em Indaiatuba ([Figura 23a](#)) novamente é muito similar ao campo de refletividade, com granizo e gotas grandes próximo à superfície e granizo até a isoterma de  $-40^{\circ}\text{C}$ , na mesma região de refletividade acima de  $50\text{ dBZ}$ ; há também problemas com a identificação de agregados e cristais de gelo abaixo da isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$ , associados à refletividades abaixo de  $30\text{ dBZ}$  (próximo aos pontos A e B, por exemplo, há uma camada de agregados entre a superfície e  $4\text{ km}$  de altura, incompatível com as variáveis polarimétricas). Em relação à massa de água líquida ([Figura 23b](#)), ela ficou limitada ao núcleo convectivo, com concentrações de até  $5\text{ gm}^{-3}$  próximo à superfície e abaixo da isoterma de  $-40^{\circ}\text{C}$ ; a massa de gelo ([Figura 23c](#)) também ficou limitada ao núcleo convectivo, com concentrações de até  $15\text{ gm}^{-3}$  próximo à superfície.

Figura 20 – Corte horizontal em 3km de altura e vertical entre os pontos A e B de campos do radar da FCTH em 2017-03-14 1827 UTC, quando houve queda de granizo em Cosmópolis: Refletividade corrigida (a) e diferencial (b), fase diferencial específica (c) e coeficiente de correlação (d). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e  $-40^{\circ}\text{C}$  foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT



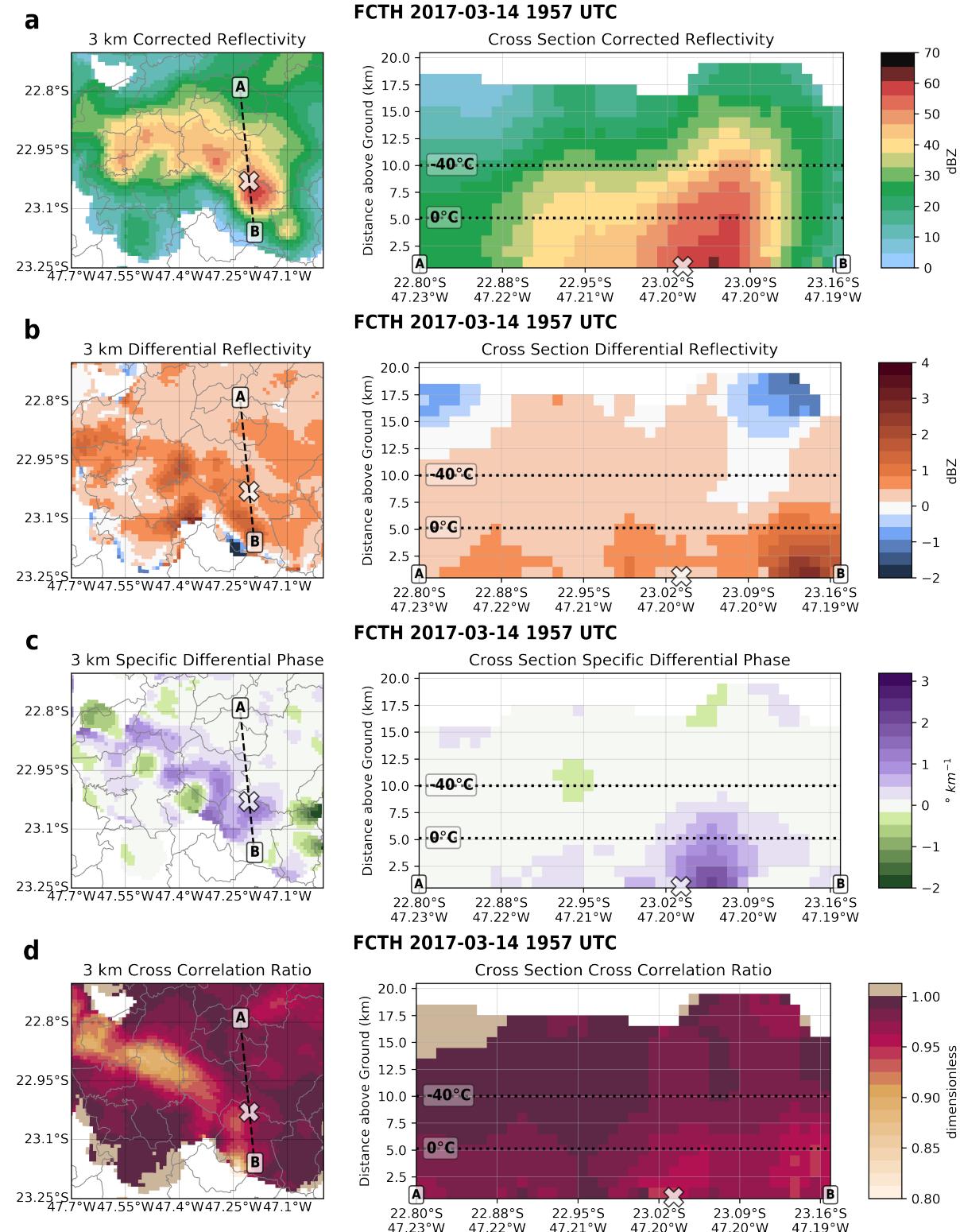
Fonte: Produzido pela autora.

Figura 21 – Corte horizontal em 3km de altura e vertical entre os pontos A e B de campos derivados do radar da FCTH em 2017-03-14 1827 UTC, quando houve queda de granizo em Cosmópolis: Identificação de hidrometeoros (a) e massas de água líquida (b) e gelo (c). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e  $-40^{\circ}\text{C}$  foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT



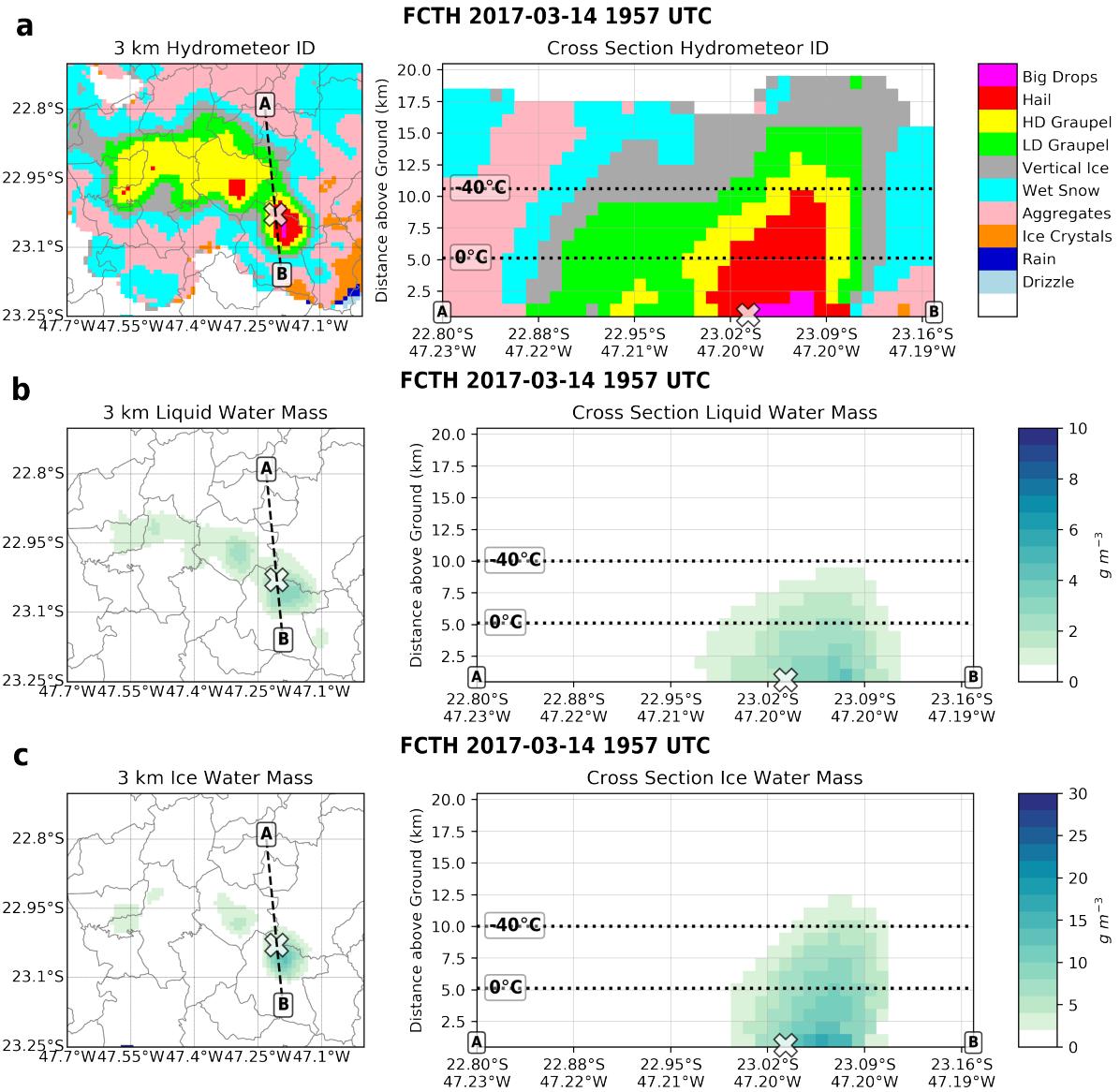
Fonte: Produzido pela autora.

Figura 22 – Corte horizontal em 3km de altura e vertical entre os pontos A e B de campos do radar da FCTH em 2017-03-14 1957 UTC, quando houve queda de granizo em Indaiatuba: Refletividade corrigida (a) e diferencial (b), fase diferencial específica (c) e coeficiente de correlação (d). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e  $-40^{\circ}\text{C}$  foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT



Fonte: Produzido pela autora.

Figura 23 – Corte horizontal em 3km de altura e vertical entre os pontos A e B de campos derivados do radar da FCTH em 2017-03-14 1957 UTC, quando houve queda de granizo em Indaiatuba: Identificação de hidrometeoros (a) e massas de água líquida (b) e gelo (c). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e  $-40^{\circ}\text{C}$  foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT



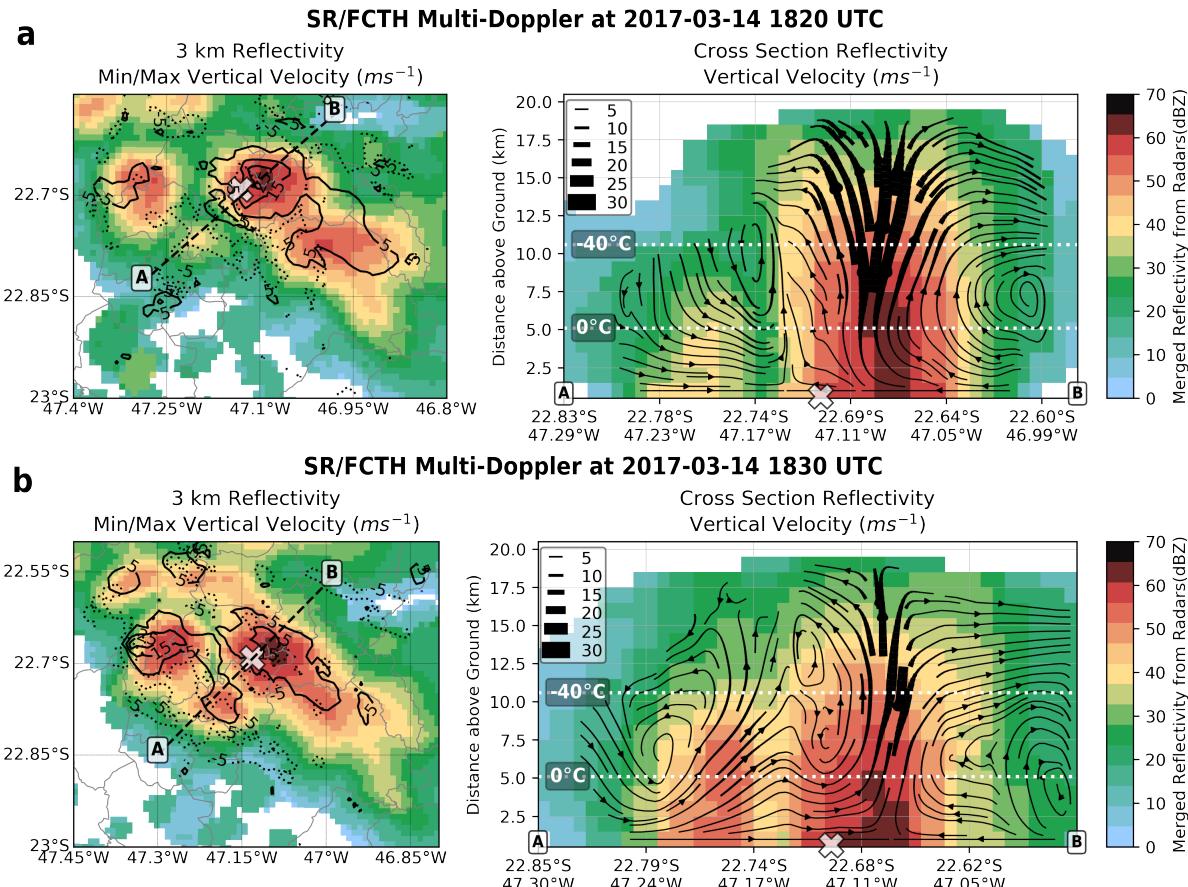
Fonte: Produzido pela autora.

#### 4.2.1.4 Cinemática

A Figura 24 mostra os campos de refletividade mesclada e velocidade do vento derivado por Dual-Doppler usando a combinação dos radares de São Roque e FCTH, para o caso de 2017-03-14, quando houve queda de granizo em Cosmópolis. O sistema convectivo responsável pelo evento apresenta diversos núcleos convectivos com refletividade acima de  $40 \text{ dBZ}$ , sendo que o mais intenso deles está mais próximo à localização do hailpad. Dez minutos antes da queda de granizo (1820 UTC - Figura 24a), esse núcleo principal

tem cerca de 10 km de extensão horizontal e 15 km de altura, com refletividades acima de 50 dBZ até 12 km de altura. Uma região de corrente ascendente de  $30\text{ ms}^{-1}$  encontra-se acima da isotermia de  $-40^\circ\text{C}$ , com um escoamento ascendente entre 3 e 19 km de altura, divergência no topo, e um escoamento descendente menos intenso entre 5 e 12 km. Às 1830 UTC (Figura 25b), o núcleo convectivo menos intenso à sudoeste do núcleo principal se intensifica e eles começam a se juntar. A região de corrente ascendente é mais fraca (cerca de  $20\text{ ms}^{-1}$ ) com a mesma extensão vertical, mas a intensificação do núcleo convectivo menor expande o escoamento ascendente horizontalmente, com um escoamento descendente ainda menos intenso fora do sistema convectivo. Próximo à localização do hailpad (Figura 25b), a corrente ascendente é fraca (praticamente nula em alguns pontos) entre as isotermas de 0 e  $-40^\circ\text{C}$ , o que pode indicar a precipitação de hidrometeoros, incluindo granizo pequeno, como observado pelo hailpad (Tabela 6).

Figura 24 – Corte horizontal em 3 km de altura e vertical entre os pontos A e B de refletividade e velocidade do vento (correntes ascendentes e descendentes máximas no painel da esquerda, escoamento no painel da direita) derivado por Multi-Doppler em 2017-03-14 às 1820 (a) e 1830 UTC (b), quando houve queda de granizo em Cosmópolis. O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e  $-40^\circ\text{C}$  foram definidas a partir da radiosondagem de SMBT



Fonte: Produzido pela autora.

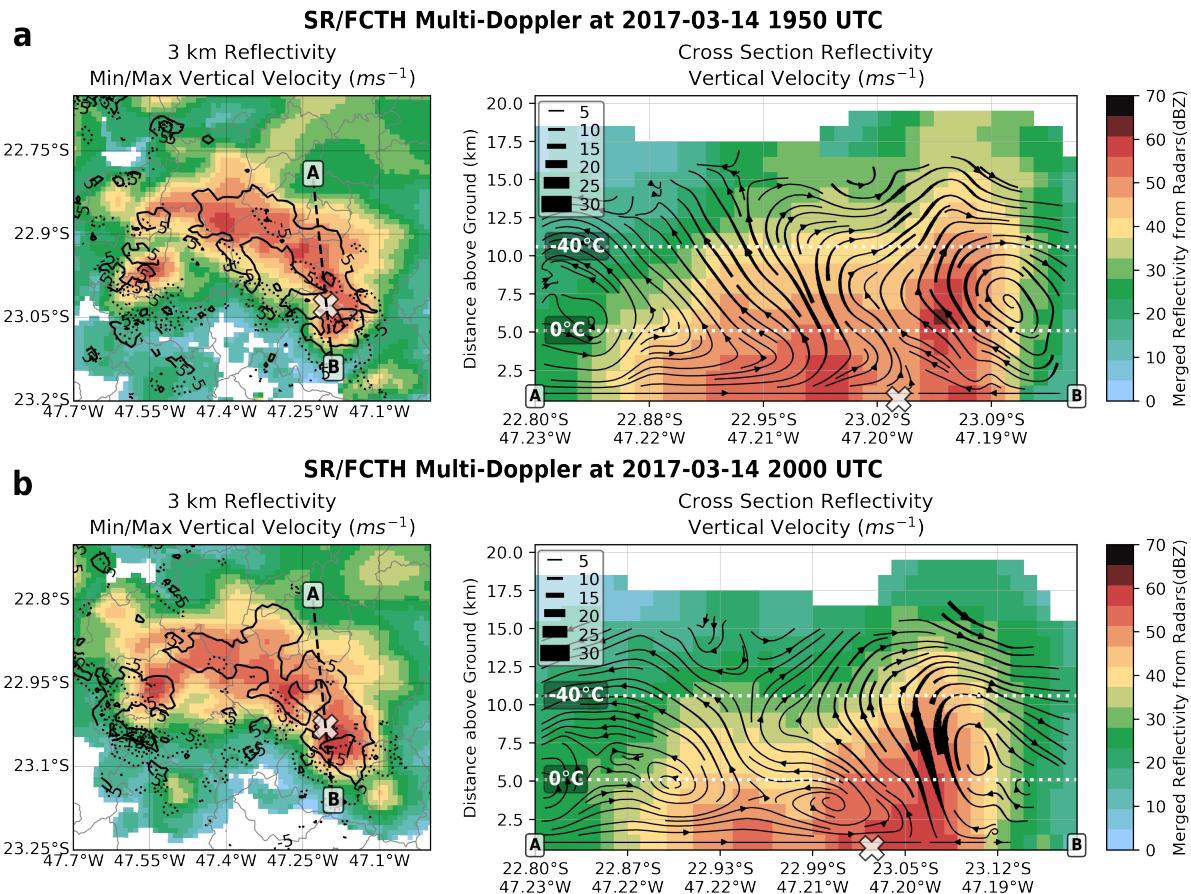
A Figura 25 mostra os campos de refletividade mesclada e velocidade do vento derivada por Dual-Doppler para o caso de 2017-03-14, quando houve queda de granizo em Indaiatuba. Esta nova célula convectiva também possui um núcleo principal com refletividades acima de  $40 \text{ dBZ}$ , mas agora com maior extensão horizontal (cerca de  $60 \text{ km}$  na direção noroeste-sudeste) e alguns picos de refletividade (acima de  $55 \text{ dBZ}$ ) distintos, incluindo um próximo à localização do hailpad (Figura 25a, painel da esquerda). Esse pico próximo ao hailpad é associado a um núcleo de  $15 \text{ km}$  de altura, com refletividade acima de  $50 \text{ dBZ}$  até  $12 \text{ km}$  de altura. Entre 1950 (Figura 25a) e 2000 UTC (Figura 25b), esse núcleo enfraquece (refletividade máxima e extensão vertical diminuem) ao mesmo tempo em que a área convectiva expande horizontalmente ao fundir com um sistema menor à oeste. Antes da queda de granizo (Figura 25a), algumas regiões de corrente ascendente de até  $15 \text{ ms}^{-1}$  estão localizadas entre as isotermas de  $0$  e  $-40^\circ\text{C}$  associadas com os picos de refletividade ( $55$  a  $60 \text{ dBZ}$ ), mas o escoamento ascendente não é bem definido, mostrando um escoamento horizontal acima de  $15 \text{ km}$  e algumas regiões de correntes descendentes (de até  $5 \text{ ms}^{-1}$ ); o escoamento descendente principal ocorre fora do núcleo convectivo. Dez minutos depois (Figura 25b), a região de corrente ascendente principal ( $23,07^\circ\text{S}, 47,20^\circ\text{W}$ ) se intensifica, com velocidade de até  $25 \text{ ms}^{-1}$  e um escoamento ascendente bem definido entre  $2$  e  $12 \text{ km}$  de altura; acima dessa região, a corrente descendente é mais fraca e o escoamento descendente principal ocorre fora do núcleo convectivo. Próximo à localização do hailpad, a corrente ascendente é mais fraca entre as isotermas de  $0$  e  $-40^\circ\text{C}$  e praticamente nula abaixo dessa região, indicando a precipitação de hidrometeoros, incluindo chuva e granizo pequeno, como observado pelo hailpad (Tabela 6).

## 4.2.2 2017-11-15

### 4.2.2.1 Ambiente Sinótico

Diferentemente do caso anterior, o caso de 2017-11-15 não teve condições sinóticas favoráveis. Mesmo com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) localizada à norte do estado de São Paulo em fase de desconfiguração, a subsidência na região se manteve durante o dia: às 1200 UTC, a radiossondagem (Figura 27) mostra uma camada seca acima de  $750 \text{ hPa}$ , com baixo cisalhamento do vento e CAPE nulo, condição similar ao resto do estado (Figuras 26a e 26b); às 1800 UTC (Figura 26c), o CAPE aumenta, mas ainda é baixo (entre  $0$  e  $1000 \text{ J kg}^{-1}$ ), com um pouco de cisalhamento entre  $1000$  e  $500 \text{ hPa}$  (até 5 nós). Ainda assim, as imagens de satélite mostram pequenos sistemas convectivos espalhados pelo centro-norte do estado se formando às 1800 (Figura 28a) e 2100 UTC (Figura 28b), incluindo o sistema que causou queda de granizo em Indaiatuba.

Figura 25 – Corte horizontal em 3 km de altura e vertical entre os pontos A e B de refletividade e velocidade do vento (correntes ascendentes e descendentes máximas no painel da esquerda, escoamento no painel da direita) derivado por Multi-Doppler em 2017-03-14 às 1950 (a) e 2000 UTC (b), quando houve queda de granizo em Indaiatuba. O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e  $-40^{\circ}\text{C}$  foram definidas a partir da radiosondagem de SMBT

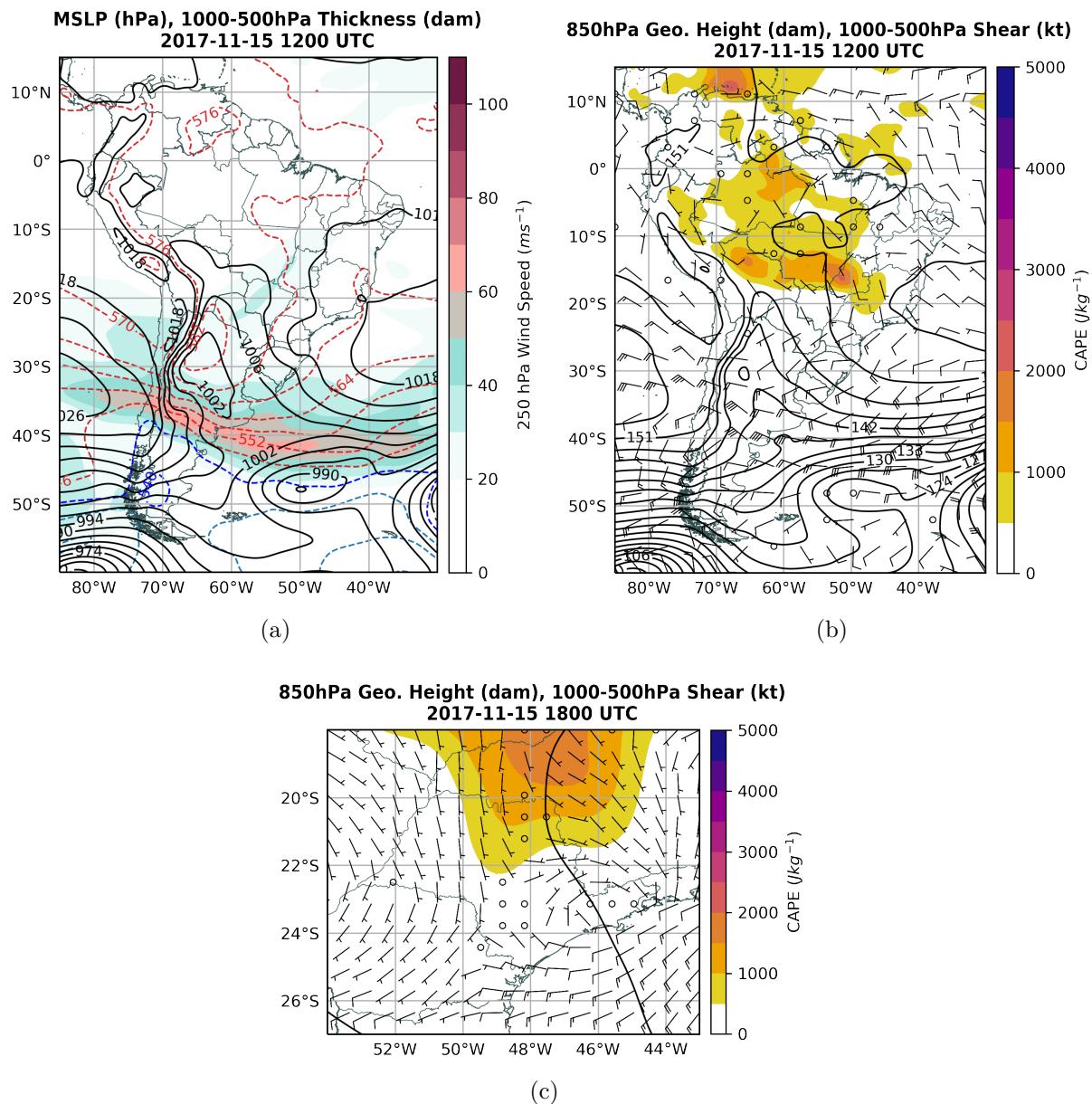


Fonte: Produzido pela autora.

#### 4.2.2.2 Eletrificação

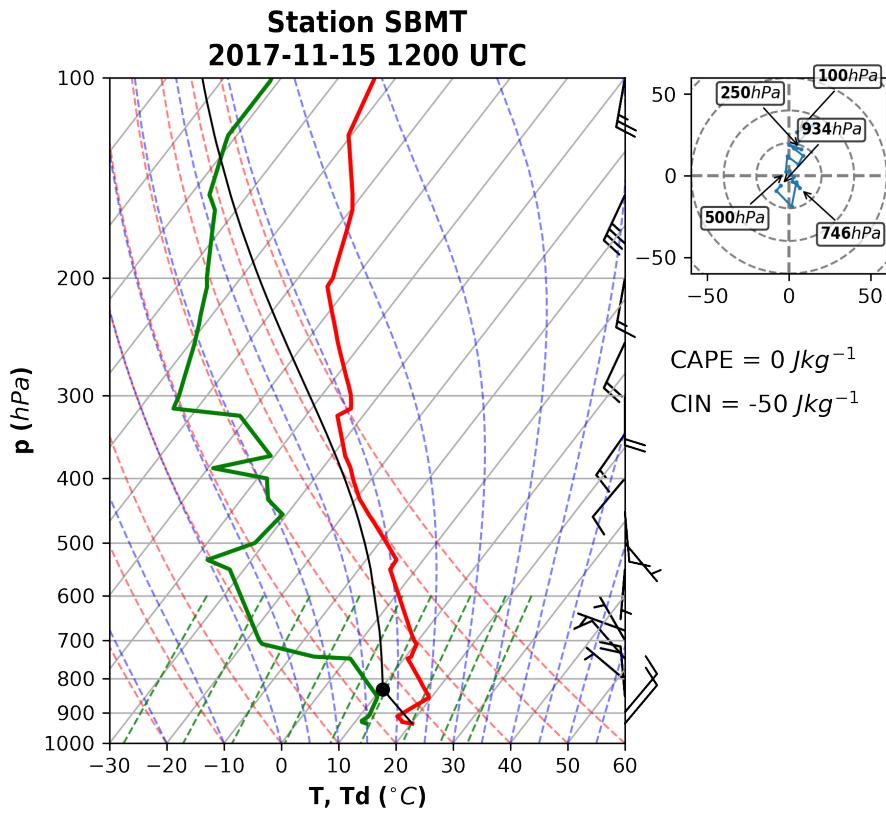
A Figura 29 mostra a localização do sistema convectivo ao longo do ciclo de vida e dos flashes associados a ele. Diferentemente do caso de 2017-03-14, já foi mostrado (Figura 15, Tabela 6) que o ciclo de vida desse sistema foi bem mais curto (2,2 h) com baixa atividade elétrica (taxa máxima de 8 (3)  $\text{flashes min}^{-1}$  IC (CG)) logo antes (depois, considerando apenas raios CG) da queda de granizo em Indaiatuba. O sistema passou por algumas cidades da RMC, sofrendo poucas fusões e separações (por ser um sistema pequeno e isolado). Boa parte dos flashes (principalmente IC) ocorreram no sudoeste de Campinas e Indaiatuba, onde ocorreu a queda de granizo; em todo o ciclo de vida, cerca de 30% dos flashes foram CG, proporção maior do que no caso de 2017-03-14.

Figura 26 – Campos da reanálise do ERA5 em 2017-11-15: Pressão ao nível médio do mar, espessura entre 1000 e 500 hPa e velocidade do vento em 250 hPa às 1200 UTC (a); altura geopotencial em 850 hPa, cisalhamento do vento entre 1000 e 500 hPa e CAPE em superfície às 1200 UTC (b) e 1800 UTC (c)



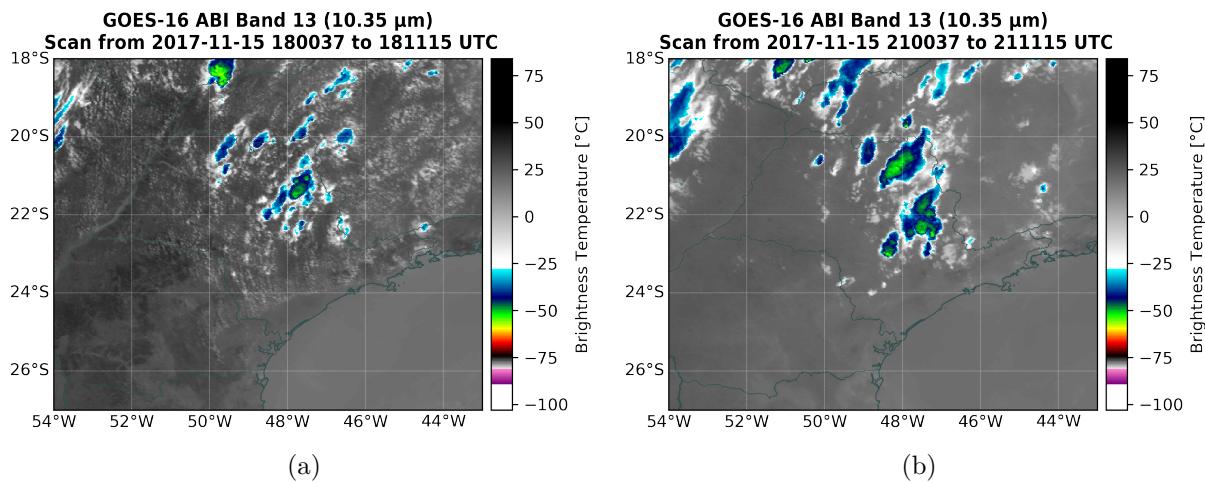
Fonte: Produzido pela autora.

Figura 27 – Plotagem Skew-T Log-P da radiossondagem do Campo de Marte (SP) com hodógrafa do vento e índices CAPE e CIN em 2017-11-15 1200 UTC.



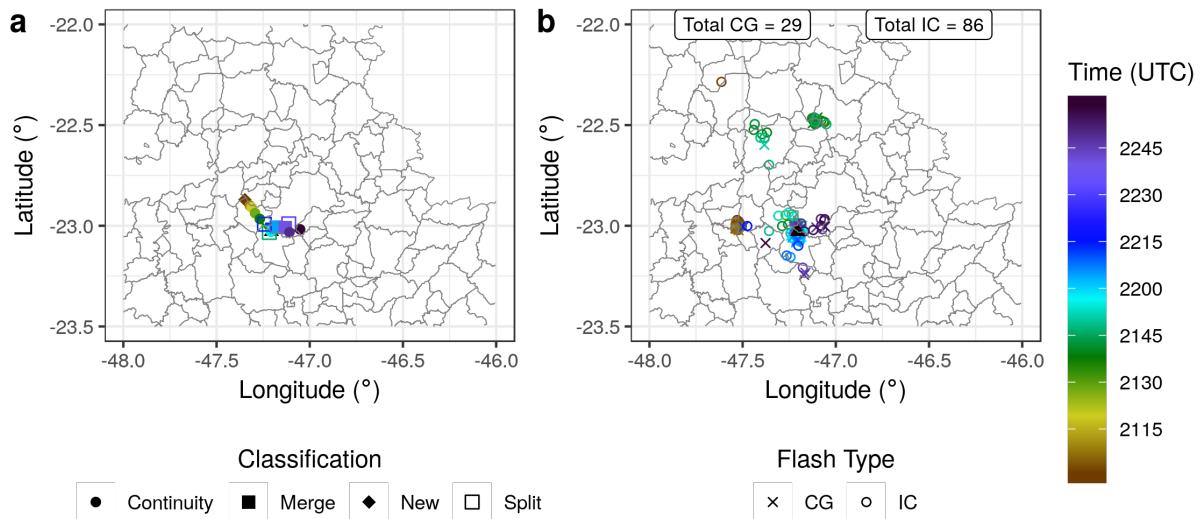
Fonte: Produzido pela autora.

Figura 28 – Imagem de satélite do canal 13 do GOES-16 mostrando a temperatura de brilho do topo das nuvens no estado de São Paulo em 2017-11-15 1800 (a) e 2100 UTC (b).



Fonte: Produzido pela autora.

Figura 29 – Rastreamento (a) e localização dos flashes IC e CG (b) do sistema convectivo responsável pela queda de granizo em Indaiatuba em 2017-11-15. Os triângulos pretos indicam a localização dos hailpads.



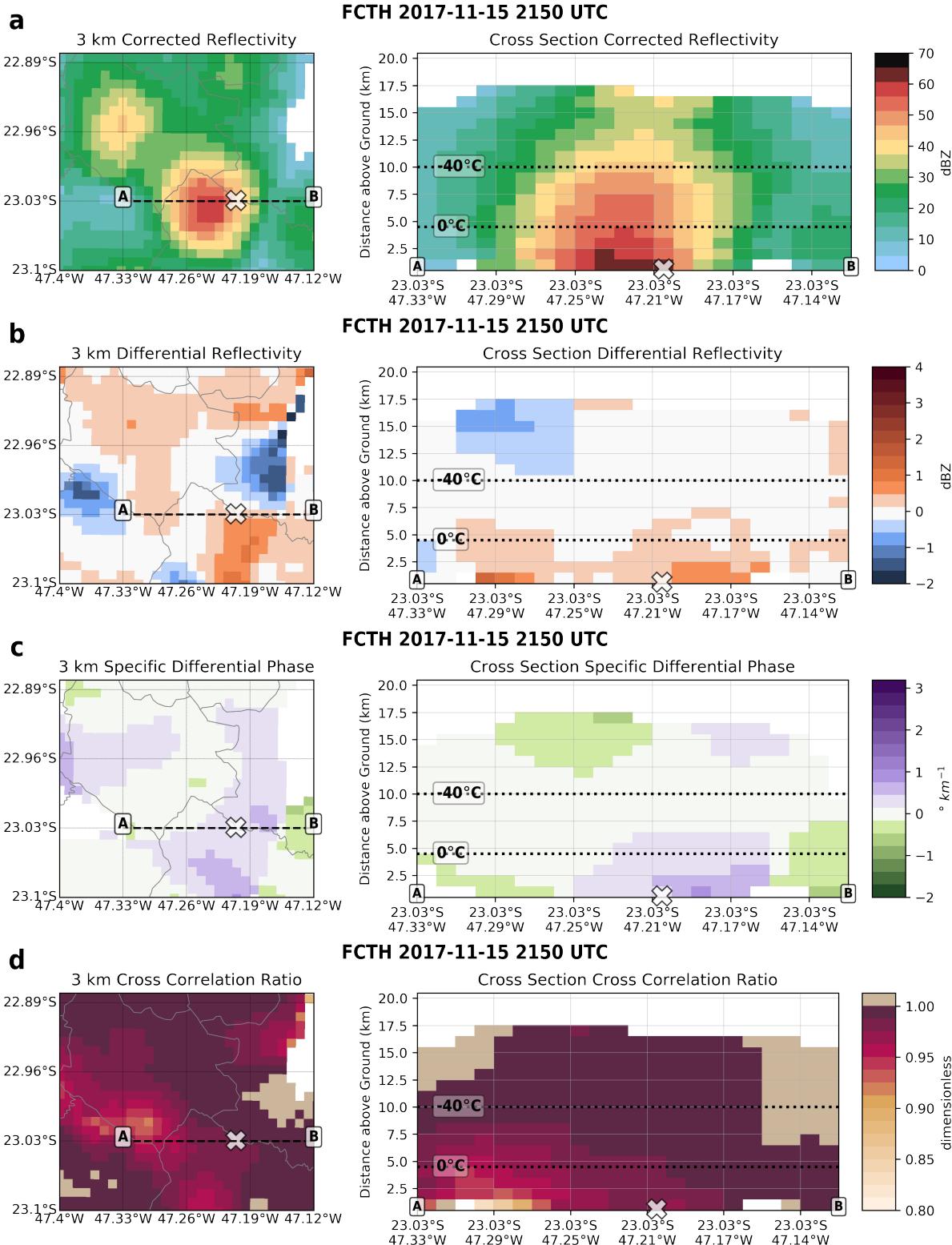
Fonte: Produzido pela autora.

#### 4.2.2.3 Microfísica

A Figura 30 mostra os campos de refletividade e variáveis polarimétricas refletividade diferencial, fase diferencial específica e coeficiente de correlação do radar da FCTH para o caso de 2017-11-15, quando houve queda de granizo em Indaiatuba; a Figura 31 mostra a identificação de hidrometeoros e massas de água líquida e gelo calculadas a partir dos campos de radar. O núcleo convectivo responsável pela queda de granizo está embebido em um sistema que acabou de se separar de um sistema menor à noroeste. Esse núcleo é formado por uma região de refletividades acima de  $50\ dBZ$  com cerca de  $8\ km$  de extensão horizontal e  $10\ km$  de extensão vertical (da superfície até a isoterma de  $-40^{\circ}C$ ) (Figura 30a). Entre a superfície e a isoterma de  $0^{\circ}C$  observa-se refletividades acima de  $60\ dBZ$  na localização do hailpad, o que indica a presença de granizo ou chuva misturada com granizo - a refletividade diferencial (Figura 30b) confirma isso, com valores entre 0 e  $1\ dBZ$  nessa região.

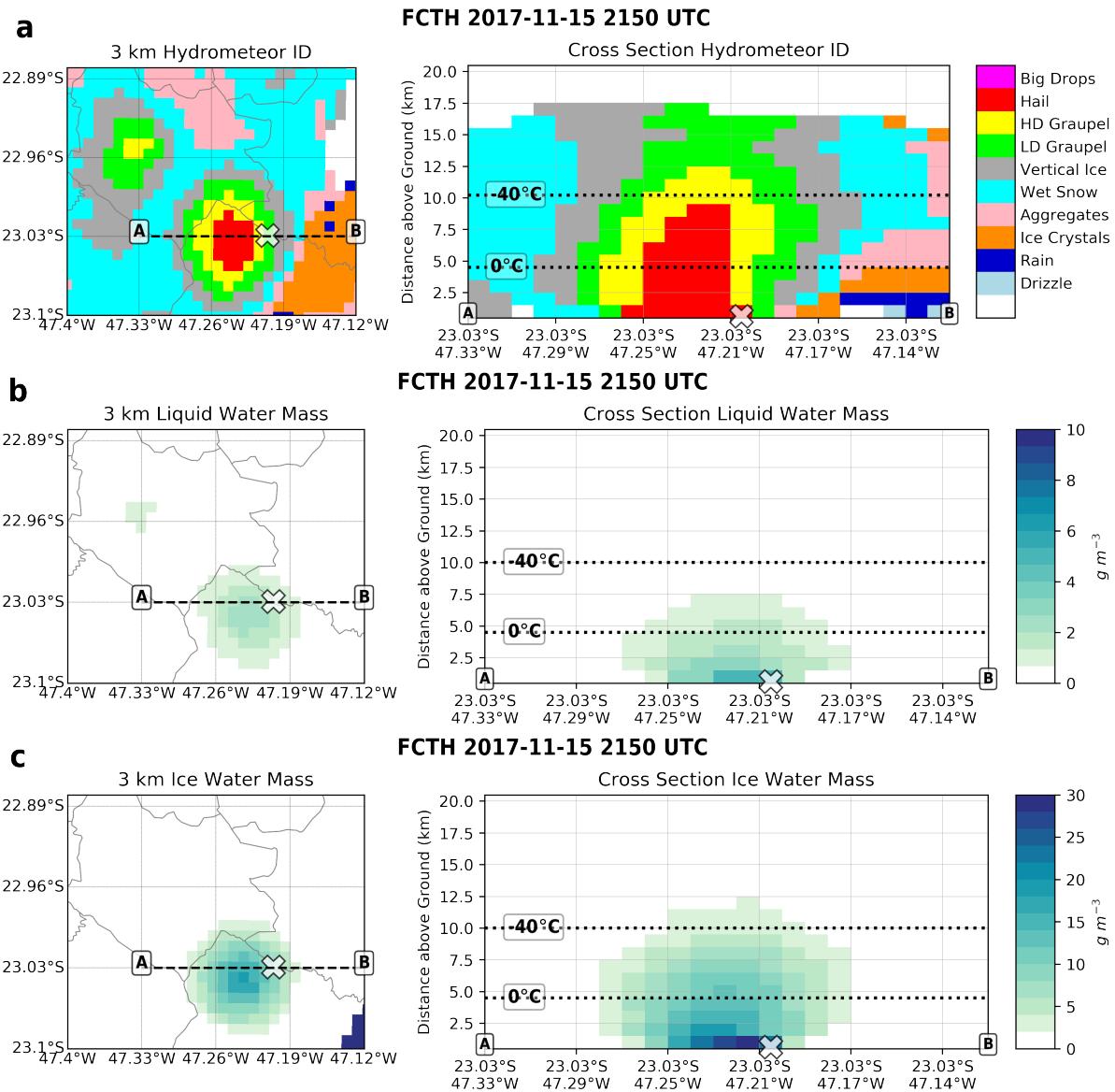
A identificação de hidrometeoros no núcleo convectivo responsável pela queda de granizo (Figura 31a) novamente é similar ao campo de refletividade, classificando como granizo a região de refletividades acima de  $50\ dBZ$ , graupel de densidade alta entre 40 e  $50\ dBZ$  e graupel de densidade baixa entre 30 e  $40\ dBZ$ . O problema está em regiões com refletividade abaixo de  $30\ dBZ$ , que são classificadas como cristais de gelo ou agregados mesmo abaixo da isoterma de  $0^{\circ}C$  (em  $23,03^{\circ}S, 47,17^{\circ}W$ , por exemplo, há cristais de gelo próximo à superfície. As variáveis polarimétricas indicam a presença de graupel), condição muito difícil de ser encontrada em nuvens frias de tempestades tropicais. Há uma maior

Figura 30 – Corte horizontal em 3km de altura e vertical entre os pontos A e B de campos do radar da FCTH em 2017-11-15 2150 UTC, quando houve queda de granizo em Indaiatuba: Refletividade corrigida (a) e diferencial (b), fase diferencial específica (c) e coeficiente de correlação (d). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e  $-40^{\circ}\text{C}$  foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT



Fonte: Produzido pela autora.

Figura 31 – Corte horizontal em 3km de altura e vertical entre os pontos A e B de campos derivados do radar da FCTH em 2017-11-15 2150 UTC, quando houve queda de granizo em Indaiatuba: Identificação de hidrometeoros (a) e massas de água líquida (b) e gelo (c). O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e  $-40^{\circ}\text{C}$  foram definidas a partir da radiossondagem de SMBT



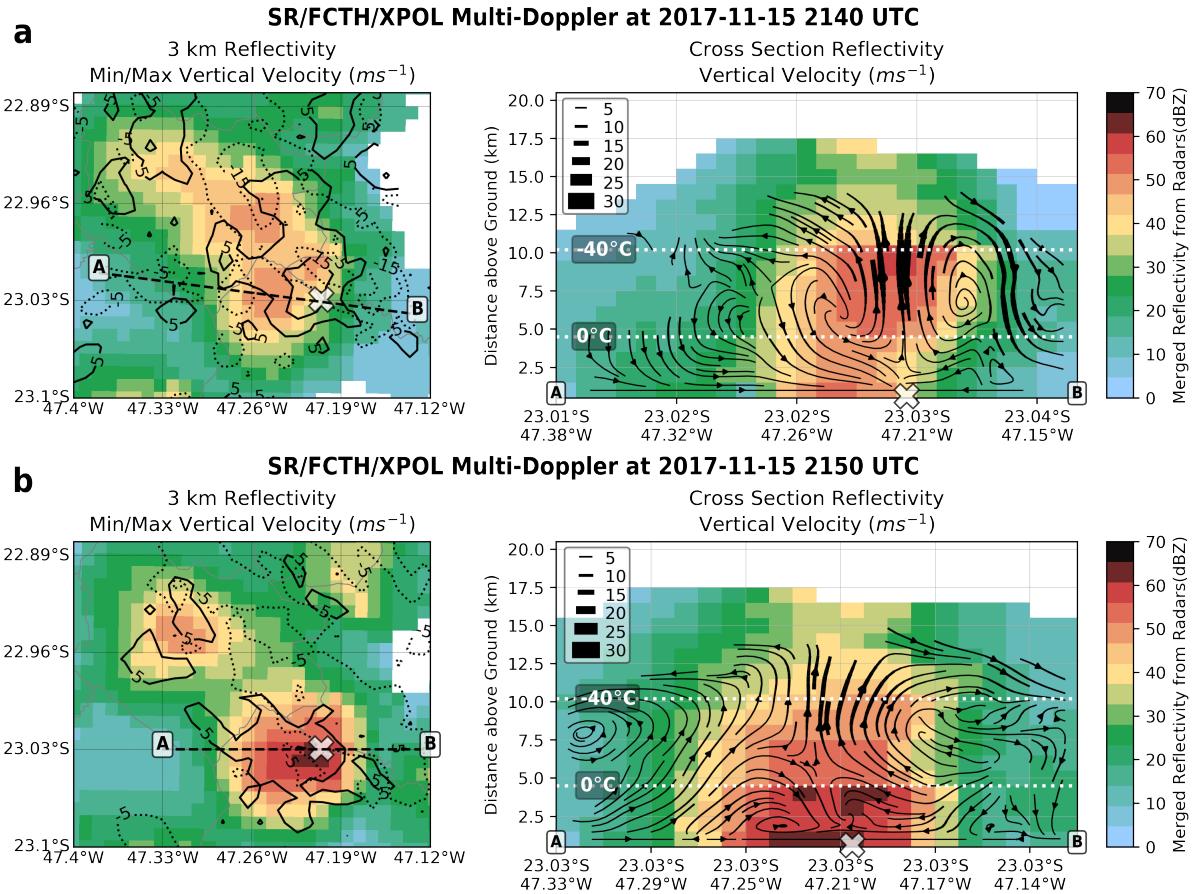
Fonte: Produzido pela autora.

concentração de massa de água líquida (cerca de  $6\text{ gm}^{-3}$ , Figura 31b) próximo à superfície dentro do núcleo convectivo, extendendo-se até 7,5 km. A massa de gelo (Figura 31c), por outro lado, chega a concentrações muito mais altas ( $30\text{ gm}^{-3}$ ) na mesma região, chegando a 12,5 km de altura; essa alta concentração reforça a intensidade da queda de granizo observada no hailpad (Tabela 6).

#### 4.2.2.4 Cinemática

A Figura 32 mostra os campos de refletividade mesclada e velocidade do vento derivado por Multi-Doppler usando a combinação dos radares de São Roque, FCTH e XPOL, para o caso de 2017-11-15, quando houve queda de granizo em Cosmópolis. O sistema convectivo responsável pelo evento mostra um núcleo isolado de refletividade acima de  $40\ dBZ$  que se separa entre 2140 (Figura 32a) e 2150 UTC (Figura 32b), sendo que o núcleo mais intenso é localizado próximo ao hailpad. Esse núcleo tem 15 km de extensão vertical, com refletividades próximas a  $55\ dBZ$  entre as isotermas de 0 e  $-40^{\circ}C$  (Figura 32a) e acima de  $60\ dBZ$  abaixo da isotermia de  $0^{\circ}C$  (Figura 32b), indicando momentos distintos de formação e crescimento de hidrometeoros e subsequente precipitação. Antes da queda de granizo, uma região de corrente ascendente com velocidades de até  $20\ ms^{-1}$  está associada ao núcleo convectivo, com um escoamento ascendente entre 5 e 13 km de altura, divergência no topo e um escoamento descendente intenso (até  $10\ ms^{-1}$ ) fora do núcleo, além de uma corrente descendente mais fraca dentro do núcleo. Dez minutos depois, a corrente ascendente (descendente) enfraquece (é fortalecida) dentro do núcleo convectivo, com um gradiente intenso (cerca de  $5\ ms^{-1}km^{-1}$ ) entre as isotermas de 0 e  $-40^{\circ}C$ . Próximo à localização do hailpad, a corrente descendente da isotermia de  $0^{\circ}C$  à superfície e a refletividade de até  $70\ dBZ$  próximo à superfície indicam intensa precipitação de hidrometeoros, incluindo chuva e granizos maiores (comparado ao caso de 2017-03-14), como observado pelo hailpad (Tabela 6).

Figura 32 – Corte horizontal em 3 km de altura e vertical entre os pontos A e B de refletividade e velocidade do vento (correntes ascendentes e descendentes máximas no painel da esquerda, escoamento no painel da direita) derivado por Multi-Doppler em 2017-11-15 às 2140 (a) e 2150 UTC (b), quando houve queda de granizo em Cosmópolis. O 'x' indica a localização do hailpad e as isotermas de 0 e  $-40^{\circ}\text{C}$  foram definidas a partir da radiosondagem de SMBT



Fonte: Produzido pela autora.



## 5 Conclusões

### 5.1 Sugestões para Trabalhos Futuros



## Referências

- ARMIJO, L. A theory for the Determination of Wind and precipitation velocities with Doppler Radars. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 26, n. 3, p. 570–573, may 1969. ISSN 0022-4928. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%281969%29026%3C0570%3AATFTDO%3E2.0.CO%3B2>>. Citado na página 32.
- 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*, v. 128, n. 8, p. 2687–2710, aug 2000. ISSN 0027-0644. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/pdf/10.1175/1520-0493%282000%29128%3C2687%3ATRBPAL%3E2.0.CO%3B2>>. Citado na página 32.
- CIFELLI, R. et al. Radar observations of the kinematic, microphysical, and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM LBA. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, v. 107, n. 20, p. 8077, 2002. ISSN 01480227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2000JD000264>>. Citado na página 32.
- Copernicus Climate Change Service. *ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate*. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), 2017. Disponível em: <<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>>. Citado na página 40.
- CUMMINS, K. L. et al. A combined TOA/MDF Technology Upgrade of the US National Lightning Detection Network. *Journal of Geophysical Research - Atmospheres*, v. 103, n. D8, p. 9035–9044, 1998. Citado 2 vezes nas páginas 39 e 40.
- DAVIES-JONES, R. P. Dual-Doppler Radar Coverage Area as a Function of Measurement Accuracy and Spatial Resolution. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 18, n. 9, p. 1229–1233, sep 1979. ISSN 0021-8952. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450-18.9.1229>>. Citado na página 35.
- DESSENS, J.; BERTHET, C.; SANCHEZ, J. L. A point hailfall classification based on hailpad measurements: The ANELFA scale. *Atmospheric Research*, Elsevier, v. 83, n. 2-4 SPEC. ISS., p. 132–139, feb 2007. ISSN 01698095. Disponível em: <<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809506001281>>. Citado 2 vezes nas páginas 26 e 27.
- DOLAN, B. A.; RUTLEDGE, S. A. An integrated display and analysis methodology for multivariable radar data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v. 46, n. 8, p. 1196–1213, aug 2007. ISSN 15588424. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAM2524.1>>. Citado na página 34.
- DOVIAK, R. J. et al. Error Estimation in Wind Fields Derived from Dual-Doppler Radar Measurement. *Journal of Applied Meteorology*, v. 15, n. 8, p. 868–878, aug 1976. ISSN 0021-8952. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450\(1976\)015%3C0868:EEIWFD%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281976%29015%3C0868%3AEEIWFD%3E2.0.CO%3B2http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450(1976)015%3C0868:EEIWFD%3E2.0.CO;2)>. Citado na página 35.

DOVIAK, R. J.; ZRNIC, D. S. *Doppler Radar and Weather Observations*. 2. ed. Elsevier, 1993. 562 p. ISBN 9780122214226. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/C20090223580>>. Citado 2 vezes nas páginas 34 e 35.

ESTER, M. et al. A Density-Based Algorithm for Discovering Clusters in Large Spatial Databases with Noise. In: *2nd International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining (KDD-96)*. [s.n.], 1996. v. 96, n. 34, p. 226–231. ISBN 1577350049. ISSN 09758887. Disponível em: <[www.aaai.org](http://www.aaai.org)>. Citado na página 40.

HELMUS, J. J.; COLLIS, S. M. The Python ARM Radar Toolkit ( Py-ART ), a Library for Working with Weather Radar Data in the Python Programming Language. *Journal of Open Research Software*, Ubiquity Press, v. 4, n. 1, p. e25, jul 2016. ISSN 2049-9647. Disponível em: <<http://openresearchsoftware.metajnl.com/articles/10.5334/jors.119/>>. Citado 2 vezes nas páginas 28 e 36.

HUTCHINS, M. L.; HOLZWORTH, R. H. Thunderstorm characteristics from cluster analysis of lightning. In: *XV International Conference on Atmospheric Electricity*. [s.n.], 2014. p. 1–3. Disponível em: <[http://wwlln.nethttp://www.nssl.noaa.gov/users/mansell/icae2014/preprints/Hutchins\\_110.pdf](http://wwlln.nethttp://www.nssl.noaa.gov/users/mansell/icae2014/preprints/Hutchins_110.pdf)>. Citado na página 40.

HUTCHINS, M. L.; HOLZWORTH, R. H.; BRUNDELL, J. B. Diurnal variation of the global electric circuit from clustered thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, Wiley-Blackwell, v. 119, n. 1, p. 620–629, jan 2014. ISSN 21699402. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2013JA019593>>. Citado na página 40.

JAMES, C. N.; HOUZE, J. A real-time four-dimensional Doppler dealiasing scheme. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 18, n. 10, p. 1674–1683, 2001. ISSN 07390572. Disponível em: <[www.map.ethz.ch](http://www.map.ethz.ch)>. Citado na página 36.

KRIEGEL, H. P. et al. Density-based clustering. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Data Mining and Knowledge Discovery*, John Wiley & Sons, Ltd, v. 1, n. 3, p. 231–240, may 2011. ISSN 19424787. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/widm.30>>. Citado na página 40.

LANG, T.; DOLAN, B.; GUY, N. *CSU-Radarmet/CSU\_RadarTools: CSU\_RadarTools v1.2*. 2017. Disponível em: <<https://zenodo.org/record/1035908>>. Citado na página 30.

LEWIS, E. A.; HARVEY, R. B.; RASMUSSEN, J. E. Hyperbolic direction finding with sferics of transatlantic origin. *Journal of Geophysical Research*, v. 65, n. 7, p. 1879, jul 1960. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JZ065i007p01879http://www.agu.org/pubs/crossref/1960/JZ065i007p01879.shtml>>. Citado na página 38.

LIU, H.; CHANDRASEKAR, V. Classification of Hydrometeors Based on Polarimetric Radar Measurements: Development of Fuzzy Logic and Neuro-Fuzzy Systems, and In Situ Verification. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 17, n. 2, p. 140–164, feb 2000. ISSN 0739-0572. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0426%282000%29017%3C0140%3ACOHBOP%3E2.0.CO%3B2>>. Citado na página 30.

MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. *The Electrical Nature of Storms*. [S.l.]: Oxford University Press, 1998. 422 p. ISBN 0195073371. Citado na página 39.

- MAY, R. et al. *Siphon: A collection of Python Utilities for Accessing Remote Atmospheric and Oceanic Datasets*. Boulder, Colorado: [s.n.], 2017. Disponível em: <<https://github.com/Unidata/siphon>>. Citado na página 32.
- MEZEIX, J. F.; DORAS, N. Various Kinetic Energy Characteristics of Hailpatterns in the Grossversuch IV Experiment. *Journal of Applied Meteorology*, v. 20, n. 4, p. 377–385, apr 1981. ISSN 0021-8952. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281981%29020%3C0377%3AVKECOH%3E2.0.CO%3B2>>. Citado na página 25.
- MORGAN, G. M.; SUMMERS, P. W. Hailfall and Hailstorm Characteristics. *Thunderstorm Morphology and Dynamics*, University of Oklahoma Press Norman, USA, p. 237–257, 1986. Citado na página 21.
- MURPHY, M. J.; NAG, A. Cloud lightning performance and climatology of the U.S. based on the upgraded U.S. National Lightning Detection Network. In: *Seventh Conference on the Meteorological Applications of Lightning Data*. Phoenix, AZ: [s.n.], 2015. Disponível em: <<https://ams.confex.com/ams/95Annual/webprogram/Paper262391.html>>. Citado 2 vezes nas páginas 39 e 40.
- NACCARATO, K. P. et al. Evaluation of BrasilDAT relative detection efficiency based on LIS observations and a numeric model. In: *2014 International Conference on Lightning Protection (ICLP)*. Shanghai: [s.n.], 2014. Disponível em: <[http://mtc-m21b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/12.17.16.43/doc/Naccarato\\_ILDC\\_2014\\_final.pdf?metadatarepository=&mirror=iconet.com.br/banon/2006/11.26.21.31](http://mtc-m21b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m21b/2014/12.17.16.43/doc/Naccarato_ILDC_2014_final.pdf?metadatarepository=&mirror=iconet.com.br/banon/2006/11.26.21.31)>. Citado na página 38.
- POTVIN, C. K.; SHAPIRO, A.; XUE, M. Impact of a vertical vorticity constraint in variational dual-doppler wind analysis: Tests with real and simulated supercell data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 29, n. 1, p. 32–49, 2012. ISSN 07390572. Citado na página 36.
- RAUBER, R. M.; NESBITT, S. W. *Radar Meteorology: A First Course*. 1. ed. Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell, 2018. 488 p. ISBN 978-1-118-43262-4. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 39.
- RINEHART, R. E. *Radar for Meteorologists*. [S.l.]: Rinehart Publications, 1997. 428 p. ISBN 9780965800211 (pbk.) 0965800210 (pbk.). Citado na página 33.
- SHAPIRO, A.; POTVIN, C. K.; GAO, J. Use of a vertical vorticity equation in variational dual-doppler wind analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2009. ISSN 07390572. Citado na página 36.
- STRAKA, J. M.; ZRNIĆ, D. S.; RYZHKOV, A. V. Bulk Hydrometeor Classification and Quantification Using Polarimetric Radar Data: Synthesis of Relations. *Journal of Applied Meteorology*, v. 39, n. 8, p. 1341–1372, aug 2000. ISSN 0894-8763. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%282000%29039%3C1341%3ABHCAQU%3E2.0.CO%3B2>>. Citado 3 vezes nas páginas 28, 32 e 33.
- Thomaz Júnior, J. C. et al. *Desenvolvimento de uma Metodologia para Medidas de Eventos de Granizo (Concepção, Materiais, Correspondência dos Dados e Referência) no Laboratório de Instrumentação Meteorológica (LIM)*. [S.l.], 2015. 14 p. Citado na página 26.

VILA, D. A. et al. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation. *Weather and Forecasting*, v. 23, n. 2, p. 233–245, apr 2008. ISSN 0882-8156. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2007WAF2006121.1>>. Citado na página 29.

WEBB, J. D. C.; ELSOM, D. M.; MEADEN, G. T. The TORRO hailstorm intensity scale. *J Meteorol*, v. 11, p. 337–339, 1986. Citado na página 26.

## Anexos



## ANEXO A – Conversão Strokes-Flashes: Teste de Sensibilidade de $\epsilon_{spc}$