

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

# CARACTERIZAÇÃO DAS NUVENS PRECIPITANTES COM E SEM RELÂMPAGOS

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

Sabrina Maria Custodio

Itajubá, MG, Brasil

2022

# CARACTERIZAÇÃO DAS NUVENS PRECIPITANTES COM E SEM RELÂMPAGOS

por

Sabrina Maria Custodio

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

**Orientador: Enrique Vieira Mattos** 

Itajubá, MG, Brasil 2022

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a Monografia

## CARACTERIZAÇÃO DAS NUVENS PRECIPITANTES COM E SEM RELÂMPAGOS

elaborada por Sabrina Maria Custodio

Como requisito parcial para a obtenção do grau de

### **Bacharel em Ciências Atmosféricas**

Comissão Examinadora:

Enrique Vierra Mattes

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

Michelle S. Reboita

Michelle Simões Reboita, Dr.<sup>a</sup> (UNIFEI)

Raymel J. Centra

Raquel Gonçalves Pereira, Bel. Ciênc. Atmosf. (UNIFEI)

Itajubá, 16 de novembro de 2022.

#### AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus, pela perseverança, saúde, sabedoria que Ele me proporciona ao longo da minha vida, e que nos dias difíceis Ele estava ao tempo todo ao meu lado me fazendo lembrar o motivo de eu não desistir.

Aos meus pais, Jorge Roberto Custodio e Rita Aparecida de Cassia Santos Custodio, por serem meu alicerce, pelo carinho, amor e apoio desde o momento em que eu entrei na faculdade, apesar de toda dificuldade me fizeram permanecer firme no meu propósito. Meus irmãos Cinthia Cristina Custodio e Nathan Felipe Custodio por estarem ao meu lado e transmitirem essa alegria e paz. Sem vocês nada disso seria possível.

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Enrique Vieira Mattos, por todos os ensinamentos e paciência, durante toda a orientação deste trabalho.

A todos os professores que fizeram parte desse meu trajeto na Universidade Federal de Itajubá. Obrigada por transmitir os aprendizados e as experiências que vivi ao longo da minha formação.

Agradeço o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento do projeto 427673/2018-6, ao qual este trabalho está vinculado. Agradeço também, ao projeto CHUVA pelo fornecimento do conjunto de dados utilizados no presente trabalho.

Sou grata também aos meus amigos, especialmente ao Luiz Guilherme Maia, que me deu todo apoio e conselhos durante esse processo.

A todos o meu muitíssimo obrigada, sou e serei muito grata a vocês!

"Hoje, contemplando o fim da tempestade, já não recolho os destroços como antes. Levanto minha cabeça e sigo em frente... Se tenho que tirar uma lição, fica esta: O vento só leva, quem se deixa levar...." Rose Felliciano

### RESUMO

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

## CARACTERIZAÇÃO DAS NUVENS PRECIPITANTES COM E SEM RELÂMPAGOS

AUTOR(A): Sabrina Maria Custodio ORIENTADOR: Enrique Vieira Mattos

Local e Data da Defesa: Itajubá, 16 de novembro de 2022.

O presente estudo avaliou a diferença entre as propriedades microfísicas entre as tempestades com e sem relâmpagos na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). A RMSP é uma importante área econômica, industrial e de distribuição de energia elétrica. A base de dados utilizada foi proveniente do projeto CHUVA que ocorreu entre novembro de 2011 e marco de 2012 na RMSP. Foram utilizados dados de Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) de refletividade de 3 a 15 km de altura do radar da FCTH, e ocorrências de relâmpagos da rede Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) e São Paulo Lightning Mapping Array (SPLMA). Na primeira etapa do trabalho foi realizada a seleção e rastreamento das tempestades isoladas com e sem relâmpagos. Para isto foi utilizado o CAPPI de 3 km de altura de refletividade do radar da FCTH e relâmpagos das redes BrasilDAT e SPLMA. Em seguida, foi calculado os parâmetros microfísicos das tempestades, os quais foram relacionados com as propriedades elétricas dos relâmpagos. Posteriormente, foi realizada a análise das diferenças entre as propriedades microfísicas das tempestades com e sem relâmpagos, visando compreender os momentos mais intensos das tempestades durante o seu ciclo de vida. Os resultados mostraram que das 14 tempestades estudadas, as tempestades com relâmpagos possuem um ciclo de vida com maior duração, e em todas elas os relâmpagos intranuvem dominaram os estágios iniciais das nuvens. As tempestades com relâmpagos também possuem maiores áreas e altitudes comparadas às sem relâmpagos. Os estudos de casos mostraram que tempestades com relâmpagos apresentaram refletividades mais intensas (>60 dBZ) em maiores altitudes, contendo grandes quantidades de hidrometeoros e correntes ascendentes mais intensas. Estes resultados indicam que os grupos de tempestades possuem características microfísicas diferentes, e que podem ser consideradas para a previsão de tempo de curtíssimo prazo e para previsão de relâmpagos em tempestades.

Palavras-chave: Processos microfísicos. Relâmpagos. SPLMA. Tempestades.

### LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Região de estudo indicando a localização das 14 tempestades estudadas no presente trabalho (símbolos "x" na cor azul e cinza representam tempestades com e sem relâmpagos, respectivamente). São mostrados também os sensores da rede São Paulo Lightning Mapping Array (SPLMA) (cruz na cor vermelha) com o raio de atuação de 150 km, sensores da BrasilDAT (círculos na cor verde) e a localização do radar da Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH) (triângulo na cor cinza) com o raio de atuação de 190 km.
7
Figura 2 - Constant Altitude Plan Position Indicator CAPPI de 3 km de altura de refletividade para a tempestade do dia 25 de março de 2012 entre 18:27 e 21:02 UTC. O retângulo vermelho indica a tempestade no qual está sendo rastreada.
11
Figura 3 – Distribuição da duração (em horas) das tempestades: a) sem relâmpagos (barra cinza) e b) com relâmpagos (barra azul). O valor médio é apresentado na legenda das figuras.

Figura 7 – Evolução da a) área (km²) e b) altura (km) média das tempestades com relâmpagos (linha azul) e sem relâmpagos (linha cinza) durante os estágios: 1) iniciação, 2) tempo intermediário entre a iniciação e maturação, 3) maturação, 4) tempo intermediário entre a maturação e dissipação e 5) dissipação.....21
Figura 8 – Evolução da a) máxima refletividade (dBZ) e b) Vertically Integrated Liquid (VIL; km/m²) do ciclo de vida das tempestades com relâmpagos (linha azul) e sem relâmpagos (linha cinza) durante os estágios de: 1) iniciação, 2) tempo intermediário

entre a iniciação e maturação, 3) maturação, 4) tempo intermediário entre a maturação e dissipação e 5) dissipação......22

**Figura 12** – Propriedades microfísicas da tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012: a) relâmpagos da rede São Paulo Lightning Mapping Array (SPLMA) (ocorrência a cada 5 minutos; linha preta contínua), relâmpagos da Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) (ocorrência a cada 5 minutos; linha preta tracejada), fontes de Very High Frequency (VHF) (ocorrência a cada 5 minutos; linha cinza contínua), duração (em segundos, linha azul contínua) e comprimento dos relâmpagos fornecido pela rede SPLMA (km, linha laranja contínua). b) massa de graupel (kg; linha preta contínua), massa de cristal (kg, linha cinza contínua), volume de graupel (km³, linha azul contínua) e volume de cristal (km³, linha laranja contínua. c) área da tempestade (km², linha preta contínua), EcoTop 20 dBZ (km, linha azul contínua), altura Waldvogel (AW, km, linha laranja contínua) e refletividade máxima (dBZ, linha vermelha contínua).

Figura 14 – Imagens sequenciais de Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) de 3 km de altura de refletividade para a tempestade que ocorreu no dia 6 de novembro de 2011 das 20:27 às 21:27 UTC. O quadrado na cor vermelha representa Figura 15 – Série temporal do perfil de refletividade (dBZ) máxima para a tempestade Figura 16 - Propriedades microfísicas da tempestade que ocorreu no dia 6 de novembro de 2011: a) massa de graupel (kg; linha preta contínua), massa de cristal (kg, linha cinza contínua), volume de graupel (km<sup>3</sup>, linha azul contínua) e volume de cristal (km<sup>3</sup>, linha laranja contínua. b) área da tempestade (km<sup>2</sup>, linha preta contínua), EcoTop 20 dBZ (km, linha azul contínua), altura Waldvogel (AW, km, linha laranja Figura 17 - (a) Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) de refletividade (dBZ) em 3 km de altura e seção transversal vertical em (b) latitude e (c) longitude para a tempestade do dia 6 de novembro de 2011 as 21:02 UTC. Linhas tracejadas na cor vermelha e preta representam a seção transversal vertical realizada na latitude (-

### LISTA DE TABELAS

Tabela 1	-	Datas,	hora	е	minuto	da	iniciação	е	dissipação	е	duração	das	14
tempesta	des	sem e o	com re	elâ	mpagos	ana	alisadas ne	est	e estudo				.10

## LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

BrasilDAT	-	Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
CAPPI	-	Constant Altitude Plan Position Indicator
Cb	-	Cumulunimbus
dBZ	-	Decibéis de Z
ELAT	-	Grupo de Eletricidade Atmosférica
EMPLASA	-	Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A
EN	-	Entre-nuvens
FCTH	-	Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica
IN	-	Intra-nuvem
INPE	-	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
km	-	Quilômetro
LINET	-	Lightning Detection Network
LLN	-	Lightning Location Network
MHz	-	Megahertz
Min	-	Minuto (s)
m/s	-	Metros por segundo
NS	-	Nuvem solo
NOX	-	Óxido de Nitrogênio
PPI	-	Plan Position Indication
RMSP	-	Região Metropolitana de São Paulo
S	-	Segundos
SCM	-	Sistema Convectivo de Mesoescala
SN	-	Solo-nuvem
SP	-	São Paulo
SPLMA	-	São Paulo Lightning Mapping Array
ΤΟΑ	-	Time-of-arrival
VHF	-	Very Higher Frequency
VII	-	Vertically Integrated Ice
VIL	-	Vertically Integrated Liquid
ZDR	-	Refletividade diferencial

### SUMÁRIO

RESUMOvi
LISTA DE FIGURASvii
LISTA DE TABELASx
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOSxi
1. INTRODUÇÃO
2. MATERIAL E MÉTODOS6
2.1 Descrição da área de estudo6
2.2 Radar Meteorológico Banda-S8
2.3 Relâmpagos das redes SPLMA e BrasilDAT8
2.4 Identificações das tempestades e determinação das propriedades microfísicas
9
2.5 Propriedades elétricas e físicas dos relâmpagos13
2.6 Análise das propriedades microfísicas das tempestades e elétricas dos relâmpagos13
3. RESULTADOS E DISCUSSÃO14
3.1 Características elétricas dos primeiros relâmpagos das tempestades14
3.2 Características microfísicas de tempestades sem e com relâmpagos20
3.3 Estudo de caso: tempestade com relâmpagos ocorrida no dia 9 de janeiro de 201225
3.4 Estudo de caso: tempestade sem relâmpagos ocorrida no dia 06 de novembro de 2011
4. CONCLUSÃO
5. REFERÊNCIAS

#### 1. INTRODUÇÃO

Os relâmpagos são de suma importância para o tempo e clima. Em relação ao clima, a compreensão deste fenômeno torna-se significativo, uma vez que eles desempenham um papel fundamental na produção de óxido de nitrogênio (NOX) (MECIKALSKI; BAIN; CAREY, 2015). No entanto, para o tempo podem acarretar inúmeros desastres e fatalidades (CARDOSO *et al.*, 2014). Por exemplo, a cada 50 mortes por relâmpagos no mundo, uma morte ocorre no Brasil, liderando o *ranking* mundial em incidências de relâmpagos (~78 milhões por ano) e 110 pessoas tornam-se vítimas fatais, de acordo com pesquisas realizadas pelo Instituto Nacional de Pesquisa Espacial (INPE) (GZH, 2022). Além disso, os relâmpagos também causam inúmeros danos aos sistemas de telefonia e telecomunicações, causando desligamentos das linhas de transmissão e distribuição de energia elétrica, além da queima de inúmeros transformadores de distribuição de energia elétrica.

Os relâmpagos são formados no interior das nuvens Cumulunimbus (Cb) devido à colisão entre cristais de gelo e graupel na presença de água líquida superresfriada numa região com fortes correntes ascendentes na fase mista das nuvens (compreendida entre 0 e -40°C) (REYNOLDS; BROOK; GOURLEY, 1957). Após a colisão dos hidrometeoros, ocorre a separação das cargas elétricas, sendo produzido um campo elétrico intenso capaz de romper a rigidez dielétrica do ar, quando isso ocorre, são iniciados os relâmpagos (BAKER; DASH, 1989; KEITH; SAUNDERS, 1990; TSENOVA; MITZEVA; SAUNDERS, 2009). Os relâmpagos podem ser classificados de acordo com seu local de formação e dissipação, sendo divididos em: relâmpagos: i) intra-nuvem (IN), ii) entre nuvem (EN), iii) nuvem-solo (NS), iv) solonuvem (SN) e v) nuvem-ar (NA) (OGAWA, 1995). Os relâmpagos que ocorrem com mais frequência são os IN (representam aproximadamente 80% do número total global de relâmpagos), mas o estudo deles se torna dificultoso devido sua ocorrência ser em meio a opacidade da nuvem (PINTO Jr; PINTO, 2000). Em contrapartida, os relâmpagos NS e SN embora não sejam tão frequentes, eles se tornam os mais estudados por serem mais acessíveis à observação visual, observação instrumentada, e têm recebido grande atenção da comunidade científica devido aos perigos que apresentam.

A compreensão da física de formação e ocorrência dos relâmpagos obteve grande avanço com o desenvolvimento de técnicas capazes de detectar sua ocorrência. Para tal objetivo, existem diversos instrumentos como: *field mills* (moinhos de campo elétrico), filmagens através de câmera rápida, balões atmosféricos, sensores a bordo de satélites (como exemplo, o sensor *Goestationary Lightning Mapper* (GLM) abordo do satélite *Goestationary Operational Environmental Satellite* (GOES-16), ODA *et al.*, 2022) e rede de sensores em superfície. Em relação às redes de relâmpagos de superfície, elas possuem as seguintes vantagens: i) detecção dos relâmpagos em alta resolução espacial e temporal, ii) capacidade de diferenciar relâmpagos IN e NS e iii) estimar o pico de corrente dos relâmpagos. Os relâmpagos ao se propagarem na atmosfera emitem radiação numa faixa de frequência de energia eletromagnética, sendo elas: *Extremely Low Frequency* (ELF, ~1 KHz), *Very Low Frequency* (VLF, 3-30 KHz), *Low Frequency* (LF, 30-300 KHz), *High Frequency* (HF, 3-30 MHz) e *Very High Frequency* (VHF, 30-300 MHz). Essas faixas de frequências são correspondentes a emissões de radiações provindas das etapas ou partes específicas do canal dos relâmpagos (MATTOS, 2015).

Atualmente o Brasil dispõe de seis redes de detecção de relâmpagos: i) Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT), ii) Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT), iii) *Sferics Timing And Ranging NETwork* (STARNET), iv) *Lightning Network* (LINET), v) *Global Lightning Dataset* (GLD360) e vi) *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN). Além das redes operacionais supracitadas, campanhas de campo têm utilizado algumas redes específicas. Como exemplo, foi a campanha do Projeto CHUVA (MACHADO *et al.*, 2014). Nessa campanha ocorrida na região Sudeste do Brasil foi utilizada uma rede denominada *Lightning Mapping Array* (LMA). Redes LMA foram desenvolvidas no final da década de 90 (RISON *et al.*, 1999; THOMAS *et al.*, 2001, 2004) e possuem a capacidade de mapear a formação e propagação dos relâmpagos de maneira tridimensional.

Em termos de estudos sobre as características físicas e microfísicas das tempestades, teve-se grande avanço com o advento dos radares meteorológicos após a segunda guerra mundial. Os radares são capazes de fornecer informações sobre a estrutura horizontal e vertical da precipitação. Através da radiação retroespalhada pelos hidrometeoros das nuvens, o radar possui a capacidade de estimar a quantidade, tamanho, orientação e grau de mistura entre as partículas das nuvens precipitantes (RINEHART, 2004). Uma revisão completa sobre radares meteorológicos e seu princípio de funcionamento pode ser encontrada em Battan (1973), Rinehart (2010) e Rauber et al. (2018).

Diversos estudos têm avaliado a relação entre a microfísica e as propriedades elétricas das tempestades (GOODMAN; BUECHLER; MEYER, 1988; CAREY; RUTLEDGE, 1996; BRUNING; MACGORMAN, 2013; MACIKALSKI et al., 2015; SPERLING, 2018). Por exemplo, Carey e Rutledge (1996) observaram uma forte correlação entre o volume de graupel suspenso por correntes de ar ascendentes na parte superior das tempestades e a taxa de relâmpagos IN. As análises também mostraram que o máximo de taxa de graupel está relacionado com os picos de taxa de relâmpagos NS. Outros autores como Bruning e MacGorman (2013) e Mecikalski, Bain e Carey (2015) documentaram que os relâmpagos de tamanho menores ocorrem numa região da nuvem com carga positiva, fortemente causada por maiores volumes de graupel e correntes ascendentes mais intensas. Em contrapartida, esses autores observaram que os relâmpagos de tamanhos maiores são predominantes quando a taxa de ocorrência de relâmpagos é menos intensa. Além disso, os resultados desses trabalhos indicaram que esta região da nuvem estava relacionada a uma região de carga positiva inferior enfraquecida em ligação com uma região de carga positiva superior mais forte, velocidade de correntes ascendentes mais fracas, menores volumes e massa de graupel e o crescimento do volume de gelo acima da isoterma de -40°C.

Mattos (2015) avaliou através de radar meteorológico e rede LMA e BrasilDAT as características microfísicas e elétricas de tempestades compactas na região Sudeste do Brasil. Os resultados mostraram que o primeiro relâmpago NS das tempestades possuem baixa multiplicidade (quantidade de descargas de retorno por relâmpago) e em sua maioria são relâmpagos NS de polaridade negativa. Em termos da microfísica das nuvens, o autor observou uma notável diminuição da refletividade diferencial ( $Z_{DR}$ ) antes do primeiro episódio de relâmpago NS, que se deve a existência de *graupel* na camada de fase mista e partículas de gelo alinhadas verticalmente na fase fria das nuvens. Enfim, o autor ainda constatou uma típica estrutura tripolar para tempestades com centros de cargas positivas em 6 km e outro entre 11-12 km.

A eletrificação das nuvens também desempenha um papel importante na produção de NOx. Trabalhos como de Bruning e MacGorman (2013) observaram que a energia do relâmpago está associada ao espaço preenchido pelo mesmo. Esse estudo apontou a necessidade de produzir relações usando a taxa e a geometria do relâmpago para relacionar a produção e NOx e de relâmpagos. Bruning e Thomas

(2015) e Mecikalski, Bain e Carey (2015) documentaram que a área e o comprimento dos relâmpagos poderiam impactar a formação de NOx. Como evidenciado por Mecikalski, Bain e Carey (2015) o impacto da massa e volume de gelo não-precipitante no comprimento dos relâmpagos é importante, pois a região carregada eletricamente expressaria um aumento na massa e volume de gelo e estaria associada a um aumento no tamanho dos relâmpagos.

Mais recentemente, Mattos *et al.* (2017) analisaram como as nuvens evoluem para tempestades em relação às características microfísicas para a ocorrência dos primeiros relâmpagos IN e NS. Foram analisadas 46 tempestades isoladas durante as estações de primavera-verão nos anos de 2011/2012 no Sudeste do Brasil. Os autores constataram que a maior parte dos relâmpagos NS foram precedidos (~ 6 minutos) por relâmpagos IN. Também foi observado que a variável de radar chamada de  $Z_{DR}$  progrediu de valores positivos para valores menores, atingindo até mesmo valores negativos na camada entre 0° e 15°C antes e durante o tempo inicial do relâmpago. Estes resultados indicaram a evolução de gotas de chuvas superresfriadas para partículas congeladas proporcionando a formação de *graupel* no formato cônico.

Abreu, Mattos e Sperling (2020) analisaram parâmetros provenientes das assinaturas do radar meteorológico, como: VIL, densidade de VIL, EcoTop20dBZ, EcoTop35dBZ, Altura do Waldvogel (AW) e máximo valor da refletividade em toda coluna de precipitação iluminada pelo radar (MAXPIX) para tempestades de granizo no estado de São Paulo. O estudo compreendeu os meses de dezembro de 2016 a março 2017 e empregou dados do radar meteorológico Doppler de São Roque (São Paulo) e informações da rede de relâmpagos *Earth Network*. Foi observado que as tempestades estudadas apresentaram um aumento nos parâmetros VIL, AW e EcoTop20dBZ desde o momento inicial de acompanhamento, até antes do momento do granizo. Os intensidade de relâmpagos IN e NS e o pico de corrente apresentam máximos valores próximo do momento de ocorrência do granizo (ABREU, MATTOS E SPERLING, 2020).

Um estudo mais recente publicado por Zhao *et al.* (2021) avaliou como as células isoladas (com e sem relâmpagos) evoluem para tempestades. Para nuvens com relâmpagos o parâmetro *Eddy Dissipation Rate* (EDR) (que mede o estado turbulento da atmosfera) apresentou valor máximo de 0,19 m<sup>2</sup> s<sup>-3</sup> em toda a altura. Em contrapartida, tempestades sem relâmpagos apresentaram um máximo de 0,12

m<sup>2</sup> s<sup>-3</sup>, e a altura de turbulência raramente excede a camada de -10°C. Para prever os relâmpagos NS, uma abordagem utilizada é a investigação da relação entre relâmpagos e o parâmetro estimado por radar denominado como Vertically Integrated Liquid Water Content (VIL; GREENE; CLARK, 1972). Por exemplo, Hayashi, Nakaike e Fujibe (2021) estudaram tempestades com e sem relâmpagos através de observações de radar em 2010 na planície de Kanto, no Japão. Os autores constataram diferenças significativas entre os valores médios de altura do topo do eco das nuvens, tamanho, VIL e refletividade máxima do radar entre os dois grupos de tempestades. As tempestades com relâmpagos do tipo IN e NS produziram topo de eco mais alto e mantiveram sua altura durante o seu período de vida. Zhao et al. (2022) também avaliou as características dos primeiros ecos de tempestades com e sem relâmpagos através de observações do radar polarimétrico de banda S. Tempestades que produziram os primeiros ecos foram divididas em 3 tipos baseadas na altura do topo do eco, sendo elas: tipo 1 (abaixo da camada de 0 °C), tipo 2 (0 °C a -10 °C) e tipo 3 (acima da camada de -10 °C). Foi comprovado que os parâmetros do radar polarimétrico dos primeiros ecos são distintos entre nuvens que produzem relâmpagos e as que não produzem, tendo uma maior refletividade do radar em tempestades sem relâmpagos abaixo da isoterma de -10 °C. Os resultados também sugeriram que essas tempestades (com e sem relâmpagos) possuem diferentes características das partículas de líquido/gelo dos primeiros ecos (ZHAO et al., 2022).

Com objetivo de avaliar as relações elétricas entre as propriedades físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) e as características dos relâmpagos IN, nuvem-solo positivo e negativo da Região Sudeste, Monteiro, Mattos e Lima (2021) utilizaram dados de satélite e de relâmpagos entre os anos de 2013 e 2017. Os autores verificaram que os SCM com relâmpagos obtiveram uma duração maior (42 min) em relação àqueles SCM que não possuem relâmpagos. Os máximos de relâmpagos IN, nuvem-solo negativo e positivo ocorreram na iniciação, estágio entre a iniciação e maturação e entre a maturação e dissipação, nesta devida ordem. Detectando assim, diferentes aspectos físicos e dinâmicos entre as tempestades com e sem relâmpagos (MONTEIRO, MATTOS E LIMA, 2021).

Mais recentemente, Utsav *et al.* (2022) avaliaram a relação entre as propriedades das tempestades convectivas e relâmpagos durante o período de monções (entre junho-setembro de 2014) através de radar banda-X, relâmpagos provenientes da rede *Lightning Location Network* (LLN) e dados de reanálise. Os

autores notaram que tempestades mais intensas apresentaram hidrometeoros grandes na região da fase mista da nuvem e fortes correntes ascendentes, o que é essencial para formação de relâmpagos. Os resultados ainda mostraram que a maioria das tempestades que produzem relâmpagos possuem maior profundidade, maiores áreas e VIL e uma maior probabilidade de ocorrência de granizo do que aquelas tempestades que não possuem relâmpagos durante o seu ciclo de vida.

Embora diversos estudos abordaram a temática sobre os processos de formação e produção dos relâmpagos, ainda há grandes questões em aberto na comunidade científica. Para entender as características físicas e elétricas desse fenômeno é imprescindível compreender as diferenças microfísicas entre as tempestades com e sem relâmpagos. Além disso, torna-se importante compreender como a massa e volume de gelo impactam os diferentes tipos de relâmpagos (IN e NS). Os resultados desses estudos têm o potencial de auxiliar o desenvolvimento de novas ferramentas de previsão imediata do tempo (*nowcasting*) e de tempo severo através de relâmpagos e radares meteorológicos.

#### 1.1 Objetivo geral

Este estudo tem como objetivo avaliar as diferenças entre as propriedades das nuvens de tempestades com e sem relâmpagos na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). Como objetivos específicos têm-se:

- Avaliar as diferenças microfísicas da fase quente, mista e fria entre as tempestades com e sem relâmpagos.
- Determinar as características elétricas (tipo, polaridade e pico de corrente) dos primeiros relâmpagos das tempestades.
- Determinar as características físicas (comprimento, duração, quantidade de fontes e área) dos primeiros relâmpagos das tempestades.

#### 2. MATERIAL E MÉTODOS

#### 2.1 Descrição da área de estudo

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) é a região mais densamente habitada da América do Sul (IPEA, 2013). A RMSP possui aproximadamente 21 milhões de habitantes, representando 47,54% da população do Estado de São Paulo, sendo composta por 39 municípios nos quais são divididos em 5 sub-regiões: norte, leste, sudeste, sudoeste e oeste. O Produto Interno Bruto (PIB) da RMSP é de

aproximadamente R\$ 786,5 bilhões, valor que corresponde a 56% do PIB estadual e 18% do PIB brasileiro EMPLASA (2015).

Devido à importância econômica e meteorológica da RMSP, ocorreu entre novembro de 2011 e março de 2012 a realização do experimento de campo denominado CHUVA-Vale. Esta campanha foi o quarto experimento realizado associado ao projeto *Cloud processes of the main precipitation systems in Brazil: a contribution to cloud resolving modeling and to the GPM (Global Precipitation Measurement) (CHUVA project)*, que teve como objetivo estudar os sistemas precipitantes e a eletrificação das tempestades (MACHADO *et al.*, 2014). Dentre os diversos instrumentos disponíveis durante a campanha CHUVA-Vale serão utilizados: i) Radar banda-S da Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH) e relâmpagos das redes ii) São Paulo *Lightning Mapper Array* (SPLMA) e iii) Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) (Figura 1).



**Figura 1** - Região de estudo indicando a localização das 14 tempestades estudadas no presente trabalho (símbolos "x" na cor azul e cinza representam tempestades com e sem relâmpagos, respectivamente). São mostrados também os sensores da rede São Paulo *Lightning Mapping Array* (SPLMA) (cruz na cor vermelha) com o raio de atuação de 150 km, sensores da BrasilDAT (círculos na cor verde) e a localização do radar da Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH) (triângulo na cor cinza) com o raio de atuação de 190 km.

#### 2.2 Radar Meteorológico Banda-S

Foram utilizados os dados do radar meteorológico banda-S localizado em Salesópolis (23,6S e 45,97W) e operado pela FCTH. O radar operou com uma resolução temporal de 5 min e alcance máximo de 190 km, abrangendo toda a região leste de São Paulo e sul dos Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. No total 20 Plan Position Indication (PPI) foram realizados para cada varredura volumétrica compreendendo ângulos de elevação entre 1,0° e 30,8°. A resolução radial foi dependente da distância ao radar sendo de: 0,5 km (< 60 km), 1,0 km (60-120 km) e 2,0 km (120-190 km). A resolução azimutal do radar foi fixada em 1°. Desta maneira foram utilizados os dados volumétricos (isto é, todos os PPIs) da variável refletividade do radar entre novembro de 2011 e março de 2012. Para a identificação das tempestades e a determinação dos parâmetros microfísicos foram produzidos Constant Altitude Plan Position Indicator (CAPPI) de refletividade do radar. Para isto, os dados volumétricos do radar no formato PPI foram reprojetados para uma grade cartesiana com resolução horizontal e vertical de 1 km. Ao todo para cada varredura volumétrica do radar foram produzidos 13 CAPPIs, compreendendo 3 a 15 km de altitude.

#### 2.3 Relâmpagos das redes SPLMA e BrasilDAT

A rede LMA foi desenvolvida pelo *New Mexico Institute of Mining and Technology* e instalada através de uma parceria entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), Universidade de São Paulo (USP) e o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) (BAILEY *et al.*, 2014). A SPLMA localizou com precisão as fontes de radiação emitidas em *Very High Frequency* (VHF) dos relâmpagos em três dimensões até uma distância de 150 km e capturaram a radiação emitida por relâmpagos na faixa de 30-300 MHz (RISON *et al.*, 1999). A rede foi constituída por 12 sensores que foram instalados ao longo da RMSP. A rede SPLMA localizava o pico de fonte de sinais em VHF operando nos canais de TV 8 e 10 com frequência de 180-186 MHz e 192-198 MHz, respectivamente. Os dados utilizados pertencem ao nível 2 de processamento representando as fontes de VHF agrupadas em *flashes*. Foram utilizadas as seguintes informações dos relâmpagos detectados pela rede SPLMA: data, horário, latitude, longitude e altitude das fontes de VHF dos relâmpagos.

A BrasilDAT é uma rede de relâmpagos que emprega a tecnologia da *Earth Network*. Os sensores da rede utilizam o método *time-of-arrival* (TOA) para detecção das descargas de retorno IN e NS e operam na faixa de frequência entre 1 Hz e 12 MHz. Na época do experimento CHUVA-Vale a rede BrasilDAT dispunha de 56 sensores, implementados em 11 estados brasileiros. Nas áreas onde existem sensores instalados, os relâmpagos NS são detectados com 90% de eficiência e exatidão menor de 1km (http://www.ccst.inpe.br/projetos/brasildat/). Para a campanha CHUVA-Vale, foram instalados sensores adicionais próximos à cidade de São Paulo com o propósito de ampliar a eficiência de detecção da rede. Os dados utilizados são relacionados às descargas de retorno e foram reprocessados pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE, constituindo o nível 1 b desta base de dados (WILLIAMS; MATTOS; MACHADO, 2016).

# 2.4 Identificação das tempestades e determinação das propriedades microfísicas

Para o rastreamento das tempestades foi utilizado o CAPPI de refletividade de 3 km de altura do radar da FCTH. As tempestades identificadas foram delimitadas e rastreadas acompanhando-se visualmente as imagens sequenciais do radar, de modo que seu ciclo de vida foi definido desde a sua iniciação (primeiro surgimento na imagem do radar) até a sua dissipação (última imagem da tempestade) na imagem (Figura 2). A localização e delimitação da área das tempestades foi realizada considerando-se um quadrado centrado no centro geométrico da tempestade em cada imagem de CAPPI. A área das tempestades foi determinada multiplicando-se o número de pixels com refletividade maior de 20 dBZ no CAPPI de 3 km de altura pela área de um *pixel* (1x1 km<sup>2</sup>). As tempestades foram separadas naquelas que apresentaram algum tipo de relâmpago (detectados pelas redes SPLMA e BrasilDAT) e aquelas sem nenhum tipo de relâmpago ao longo do ciclo de vida.

Ao todo foram rastreadas e identificadas 14 tempestades conforme exibido na Tabela 1. Para a escolha dessas tempestades, elas tinham que obedecer a alguns parâmetros, como: i) tempestades compactas e isoladas (tempestades que não tiveram união com outras tempestades e nem divisão) e ii) estar dentro do limite de 150 km da rede SPLMA.

Tempestades sem relâmpagos							
		Horários					
	Datas	Início	Término	Duração			
1	06/11/2011	20:27	21:27	01:00			
2	07/11/2011	18:55	20:00	01:05			
3	07/11/2011	22:30	00:52	02:22			
4	02/02/2012	19:38	20:38	01:00			
5	08/02/2012	16:24	17:59	01:35			
6	11/02/2012	22:23	00:13	01:50			
7	03/03/2012	00:12	01:07	00:55			
Tempestades com relâmpagos							
1	08/01/2012	13:53	16:03	02:10			
2	26/12/2012	15:48	18:48	03:00			
3	09/01/2012	16:43	18:58	02:15			
4	07/02/2012	21:08	23:03	01:55			
5	09/02/2012	21:02	23:42	02:40			
6	25/03/2012	18:27	21:02	02:35			
7	11/01/2012	19:59	21:09	01:10			

**Tabela 1** – Datas, hora e minuto da iniciação e dissipação e duração das 14 tempestades sem e com relâmpagos analisadas neste estudo.



**Figura 2** - *Constant Altitude Plan Position Indicator* CAPPI de 3 km de altura de refletividade para a tempestade do dia 25 de março de 2012 entre 18:27 e 21:02 UTC. O retângulo vermelho indica a tempestade no qual está sendo rastreada. Embora na figura tenha uma área de limitação, a partir das 20:02 UTC temos a entrada de uma nova tempestade a oeste da tempestade rastreada.

Para ambos os grupos de tempestades (com e sem relâmpagos) foram calculadas as seguintes propriedades microfísicas ao longo do ciclo de vida: i) volume de *graupel* entre -10° e -40°C, ii) massa de *graupel* na isoterma de -10°C, iii) *Vertically Integrated Ice* (VII) entre -10° e -40°C, iv) *Vertically Integrated Liquid* (VIL) entre a base e o topo da tempestade, v) massa de partículas de gelo e vi) volume de partículas de gelo acima de -40°C. O volume de *graupel* entre -10° e - 40°C foi calculado multiplicando-se a quantidade de pixels (3D) com refletividades maiores que 35 dBZ entre -10° e -40°C pelo volume de um pixel (1 km<sup>3</sup>) (MECIKALSKI; BAIN; CAREY, 2015). A massa do *graupel* na isoterma de -10°C é calculada através da seguinte expressão (CAREY; RUTLEDGE, 2000):

$$M = 1000 * \pi p i N_0^{\frac{3}{7}} \left( \frac{5.28 * 10^{-18} Z^{\frac{gelo}{h}}}{720} \right)^{\frac{4}{7}} (gm^{-3}),$$
(1)

em que:  $\rho i$  é a densidade do gelo (917 kg  $m^{-3}$ ), No (4 × 106  $m^{-4}$ ) é o parâmetro de intercepção de uma distribuição exponencial inversa assumida para o gelo e  $Z^{\frac{gelo}{h}}$  é a refletividade do radar expressa em  $mm^6 m^{-3}$ .

Em contrapartida o VII foi calculado através da formulação proposta por Carey e Rutledge (2000) e posteriormente utilizada por Motley (2006), McCaul (2008) e Mosier (2011), sendo expresso por:

$$VII = 1000 * \pi p i N_0^{\frac{3}{7}} \left( \frac{5.28 * 10^{-18} Z^{\frac{gelo}{h}}}{720} \right)^{\frac{4}{7}} \int_{H_{-10}}^{H_{-40}} Z^{4/7} dH,$$
(2)

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

O VIL é expresso por (GREENE; CLARK, 1972)):

$$VIL = 3.44 * 10^{-6} \int_{base \ da \ nuvem}^{topo \ da \ nuvem} Z_e^{4/7} \ dH,$$
(3)

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

Os parâmetros (v) massa e volume de partículas de gelo não-precipitante acima de -40°C estão associados à microfísica da camada glaciada da nuvem. Esta região é importante de ser analisada, pois resultados apresentados por Dye *et al.* (2007) e Dye e Wilett (2007) sugeriram a existência de campos elétricos fortes capazes de iniciar relâmpagos na bigorna de tempestades quando refletividades atingem valores superiores a 10 dBZ. A massa de gelo não-precipitante foi determinada através da seguinte expressão (HEYMSFIELD; PALMER, 1986):

$$M = 0.08976 * Z^{0.529} (gm^{-3}), \tag{4}$$

Em que: a massa M é expressa em  $gm^{-3}$  e Z é a refletividade expressa em  $mm^6m^{-3}$ . O volume de partículas de gelo acima de -40°C foi calculado de maneira similar ao cálculo para o volume de *graupel*.

#### 2.5 Propriedades elétricas e físicas dos relâmpagos

Para avaliar as relações entre as propriedades microfísicas e elétricas dos relâmpagos foram analisados os seguintes parâmetros: i) taxa de relâmpagos da SPLMA, taxa das descargas de retorno IN e NS da BrasilDAT, ii) quantidade de fontes, iii) duração (em segundos), iv) área (km<sup>2</sup>) e v) comprimento (em km) dos relâmpagos da SPLMA. Para reduzir os efeitos de fontes de VHF proveniente de ruídos, serão empregados apenas relâmpagos da SPLMA com mais de 10 fontes (WIENS; RUTLEDGE; TESSENDORF, 2005; MECIKALSKI; BAIN; CAREY, 2015).

As ocorrências de descargas de retorno da BrasilDAT e relâmpagos da SPLMA foram contabilizados durante o ciclo de vida da tempestade (a cada 5 min) e dentro da área delimitada das tempestades. A taxa de relâmpagos representa a quantidade de descargas de retorno IN ou NS num intervalo de 5 min ocorrido dentro da área da tempestade, sendo proveniente dos dados da BrasilDAT e SPLMA. Em contrapartida para a determinação do comprimento e duração dos relâmpagos foram utilizados os dados da SPLMA. A duração é calculada pela diferença entre o tempo da última e primeira fonte de um mesmo relâmpago. O comprimento dos relâmpagos foi calculado considerando o método *Convex Hull* (casco convexo) proposto por Bruning e Macgorman (2013). Esse método consiste no cálculo da área dos relâmpagos (em km<sup>2</sup>) considerando um polígono formado pela conexão das fontes mais externas especialmente de um relâmpago proveniente da SPLMA. Nesse contexto, um banco de dados com as informações microfísicas e de relâmpagos desde a iniciação até a dissipação das tempestades foi desenvolvido.

# 2.6 Análise das propriedades microfísicas das tempestades e elétricas dos relâmpagos

A partir do banco de dados com a microfísica e propriedades elétricas das tempestades, as análises foram divididas em três etapas: <u>Primeira etapa</u>: análise sobre as diferenças das propriedades microfísicas das tempestades com e sem relâmpagos. Nesta etapa, conforme a metodologia utilizada por Mattos e Machado (2011) o ciclo de vida das tempestades foi separado em 5 estágios: 1) momento em que ocorre o primeiro eco do radar, 2) momento intermediário entre o primeiro eco de radar e a maturação (máximo tamanho em 20 dBZ da tempestade), 3) maturação, 4) momento entre a maturação e a dissipação e 5) dissipação. <u>Segunda etapa:</u> avaliação das propriedades elétricas dos primeiros relâmpagos para as tempestades com

relâmpagos. Foram avaliadas as seguintes propriedades: diferença de tempo entre o primeiro eco de radar e o primeiro relâmpago IN e NS, pico de corrente, polaridade, quantidade de fontes, duração, área e comprimento dos relâmpagos. <u>Terceira etapa:</u> avaliação com maior detalhamento de uma tempestade com e uma sem relâmpagos.

#### 3. RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 3.1 Características elétricas dos primeiros relâmpagos das tempestades

A Figura 3 mostra a distribuição de duração das tempestades sem e com relâmpagos. A duração média das tempestades sem relâmpagos foi de 1,4 h (mínimo de 0,9 h e máximo de 2,4 h) (Figura 3a); enquanto tempestades com relâmpagos (Figura 3b) apresentam duração média de 2,3 h (mínimo de 1,2 h e máximo de 3 h). Esses resultados mostram que tempestades com relâmpagos possuem duração maior que aquelas sem relâmpagos. Isso ocorre devido às condições de instabilidade atmosféricas serem mais intensas para as tempestades com relâmpagos, uma vez que possuem um maior desenvolvimento vertical. Além disso, estas tempestades possuem grande quantidade de gelo que impulsionam os processos de eletrificação da nuvem. Observações semelhantes foram encontradas para Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) na Região Sudeste do Brasil (MONTEIRO; MATTOS; LIMA, 2021). Os autores encontraram uma duração média de 2,1 h (1,7 h) para tempestades com (sem) relâmpagos. O tempo de vida das tempestades também foi consistente com estudo de Hayashi, Nakaike e Fujibe (2021) que detectaram que as nuvens com relâmpagos (IN e NS) duraram mais do que as nuvens sem relâmpagos.



#### Duração das tempestades

**Figura 3** – Distribuição da duração (em horas) das tempestades: a) sem relâmpagos (barra cinza) e b) com relâmpagos (barra azul). O valor médio é apresentado na legenda das figuras.

A seguir foi analisado o comportamento das sete tempestades com relâmpagos selecionadas neste estudo. Primeiramente avaliou-se a diferença de tempo entre o primeiro relâmpago IN e NS registrado pela rede BrasilDAT (Figura 4a). Para todas as tempestades com relâmpagos, os relâmpagos IN antecederam os NS, com valor médio de 8,7 min. Outros autores documentaram diferenças de tempo semelhantes. Por exemplo, Workman e Reynolds (1946), Goodman, Buechler e Meyer (1988), Williams, Weber e Engholm (1989a), Harris *et al.* (2010), Seroka, Orville e Schumacher, (2012), Stolzburg, Marshall e Krehbiel (2015), encontraram valores médios de 6 min, 5 min, 4,7-6,9 min, 2,4 min e 4,6 min, respectivamente. Mais recentemente, o trabalho de Mattos *et al.* (2017) com 46 tempestades na região sudeste do Brasil documentou valores de aproximadamente 6 min. Portanto, os estudos supracitados documentaram a predominância de relâmpagos IN no estágio inicial das tempestades. Isso ocorre em consequência da velocidade vertical, crescimento de partículas de gelo e refletividade do radar acima da região de cargas negativas (MATTOS *et al.*, 2017).

Para definir o primeiro eco do radar foi considerado a ocorrência de qualquer valor de refletividade acima de 0 dBZ. A Figura 4b mostra que os relâmpagos IN são precedidos pelos NS, com tempo total de 38 e 29,4 min, respectivamente. Apenas para as tempestades 1 e 4 os primeiros relâmpagos NS ocorrem depois de 50 minutos ou mais, com uma diferença de tempo de 51,65 min e 79,70 min, respectivamente. Esses resultados são similares aos de Mattos *et al.* (2017) que documentaram intervalo de tempo de aproximadamente 29 minutos para relâmpagos IN e 36 minutos para relâmpagos NS. Outro estudo realizado sobre a Florida e Oklahoma utilizando satélite e radar observaram tempo médio para a ocorrência do primeiro relâmpago de aproximadamente 30-60 min (MECIKALSKI; BAIN; CAREY, 2013).



Propriedades do Primeiro Relâmpago da BrasilDAT

**Figura 4** – Diferença de tempo em minutos (a) entre o primeiro relâmpago intra-nuvem (IN) e o primeiro relâmpago nuvem-solo (NS) e (b) tempo decorrido entre o primeiro eco de radar e o primeiro IN (linha preta contínua) e o primeiro relâmpago NS (linha azul tracejada) para as 7 tempestades.

Relâmpagos IN tipicamente predominam nos estágios iniciais das tempestades, e estão associados com o desenvolvimento inicial das correntes ascendentes das nuvens (WILLIAMS *et al.*, 1989b). Nesse contexto, será avaliado o

tipo e pico de corrente do primeiro relâmpago das tempestades (como mostrado na Figura 5). Os resultados mostram que os primeiros relâmpagos são tipicamente relâmpagos IN, e que dentre as sete tempestades selecionadas, quatro apresentam relâmpagos com polaridades negativas e três positivas. O máximo pico de corrente para relâmpagos com polaridade positiva foi de 114 kA, enquanto para relâmpagos negativos foi de -135 kA. Esta diferença entre as cargas dos relâmpagos pode estar associada com a distribuição dos hidrometeoros existentes nas regiões onde ocorrem a formação dos relâmpagos, como também pelas regiões onde se propagam. A predominância de relâmpagos IN nos estágios iniciais das tempestades também foram observados nos trabalhos de Taylor et al. (1984) em Oklahoma. Os autores observaram que os relâmpagos IN são responsáveis por aproximadamente 71% da atividade total dos relâmpagos. Williams, Weber e Engholm (1989a) evidenciaram a prevalência dos relâmpagos IN em relação aos NS durante os estágios iniciais de evolução das tempestades. O pico de corrente é equivalente ao potencial da nuvem. Nessa situação quando o relâmpago está próximo de ocorrer, a tempestade dispõe de um forte potencial elétrico com capacidade de promover relâmpagos de alta intensidade (CHRONIS et al., 2015). Bruning et al. (2007) estudando os relâmpagos iniciais das nuvens, constatou que eles ocorriam entre a carga negativa e positiva de nível médio, e ocorrem após uma célula introduzir hidrometeoros na região da fase mista, onde tipicamente ocorre a formação de graupel.



#### Propriedades do primeiro relâmpago das tempestades

**Figura 5** – Tipo (nuvem-solo/NS ou intra-nuvem/IN) e pico de corrente (kA) do primeiro relâmpago das tempestades registrados pela rede BrasilDAT. Barras na cor azul (vermelha) representam relâmpagos de polaridade negativa (positiva), e no topo de cada barra é indicado o tipo do relâmpago (IN ou NS).

A Figura 6 mostra as propriedades do primeiro relâmpago obtido pela rede de relâmpagos SPLMA, tais como: i) fontes, ii) duração, iii) área e iv) comprimento. Os resultados mostram que o primeiro relâmpago das tempestades possui entre 11 e 80 fontes, com um valor médio de aproximadamente 23 fontes (Figura 6a). Em relação a duração dos relâmpagos (Figura 6b), o valor médio encontrado foi de 0,11 s, com valores variando entre 0,07 e 0,21 s. Para fins de comparação, Zheng, Zhang e Meng (2018) empregando dados de rede LMA sobre um aglomerado de supercélulas em Oklahoma documentaram valores medianos de aproximadamente 0,27 s. Em adição, You *et al.* (2019) utilizando dados de relâmpagos detectados pelo sensor *Lightning Imaging Sensor* (LIS) abordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) na região do Pacífico durações típicas de relâmpagos entre 0,18 s e 0,31 s. Embora a metodologia aplicada por esses autores foi diferente do presente estudo observa-se resultados semelhantes.



#### Propriedades do primeiro relâmpago da SPLMA

**Figura 6** – Distribuição das propriedades do primeiro relâmpago registrado pela rede SPLMA: a) quantidade de fontes de *Very High Frequency* (VHF), b) duração (s), c) área (km<sup>2</sup>) e d) comprimento (km).

A Figura 6c mostra a distribuição da área dos relâmpagos. Os resultados mostram um valor médio de 8,0 km<sup>2</sup>, com valores mínimos e máximos variando entre 2,3 e 28,9 km<sup>2</sup>. Em termos do comprimento dos relâmpagos (Figura 6d), nota-se que a tempestade 4 exibe o maior comprimento de todas as tempestades (5,4 km, sendo que o valor médio foi de 2,5 km). Mecikalski, Bain e Carey (2015) realizaram um estudo que contribuiu para o entendimento dos comprimentos dos relâmpagos. Utilizando dados provenientes da rede de relâmpagos *North Alabama LMA* (NALMA) documentaram comprimentos médios entre 3,9 e 5,3 km. Nos momentos que as correntes ascendentes das tempestades diminuem (aproximadamente 7 ms<sup>-1</sup>), os

autores observaram que o comprimento médio dos relâmpagos aumentou para 10,9 km. Como os autores analisaram em conjunto todos os relâmpagos da tempestade (e não apenas o primeiro relâmpago), provavelmente impactou nas diferenças observadas em relação ao presente estudo.

#### 3.2 Características microfísicas de tempestades sem e com relâmpagos

Na primeira parte desta etapa foi avaliado a área (km<sup>2</sup>) e a altura (km) das tempestades com e sem relâmpagos, durante a etapa dos seus ciclos de vida, sendo eles: 1) primeiro eco do radar (iniciação); 2) tempo intermediário entre o primeiro eco do radar e a maturação; 3) o tempo que a área da tempestade atinge o seu máximo (maturação); 4) tempo intermediário entre a maturação e a dissipação; e 5) dissipação (Figura 7). Os resultados mostram que em ambos os gráficos, as tempestades com relâmpagos atingem maiores valores para todas as três etapas, com média de 205 km<sup>2</sup> (Figura 7a) para a área, e 10 km (Figura 7b) para altura. Os resultados encontrados reforçam o estudo de Hayashi, Nakaike e Fujibe (2021), que encontraram uma média de 234,2 km<sup>2</sup> para tempestades eletrificadas. Em contrapartida, as tempestades sem relâmpagos apresentam médias de 128,77 km<sup>2</sup> (Figura 7a) e 7,83 km (Figura 7b), para as variáveis área e altura, respectivamente. A maturação, por exemplo, atinge uma área de 400 km<sup>2</sup> e 12 km de altura (isoterma de -40°C), para as tempestades com relâmpagos. Nesse quesito, as tempestades sem relâmpagos atingem, na maturação, 250 km<sup>2</sup> para a área e 10 km de altura. Para sua formação, os relâmpagos dependem da intensidade do movimento vertical do ar, no qual está relacionado à altura e intensidade da tempestade (UTSAV et al., (2022). Assim, constata-se que as tempestades com relâmpagos têm sua fase de iniciação em altitudes maiores (8 km). Outros autores como Zhao et al. (2021) comprovaram tais resultados. Desse modo, conforme os autores citados anteriormente constataram que para tempestades com relâmpagos, o tempo intermediário entre o primeiro eco do radar e o primeiro relâmpago ocorrido, a altitude atinge valores acima de 8 km (isoterma de -20 °C) e o primeiro relâmpago ultrapassa a camada dos 10 km. Enquanto para as tempestades sem relâmpagos, o tempo do primeiro eco do radar e o momento mais intenso da tempestade não ultrapassam os 8 km de altura (ZHAO et al., 2021). Estes resultados também corroboram com o de Utsav et al. (2022) e Hayashi, Nakaike e Fujibe (2021). Os autores concluíram que tempestades com

relâmpagos obtém maiores áreas convectivas e atingem maiores altitudes com relação às sem relâmpagos.



**Figura 7** – Evolução da a) área (km<sup>2</sup>) e b) altura (km) média das tempestades com relâmpagos (linha azul) e sem relâmpagos (linha cinza) durante os estágios: 1) iniciação, 2) tempo intermediário entre a iniciação e maturação, 3) maturação, 4) tempo intermediário entre a maturação e dissipação e 5) dissipação.

A fim de obter mais informações sobre as propriedades físicas das tempestades com e sem relâmpagos, foi investigado também a máxima refletividade (dBZ) e Vertically Integrated Liquid (VIL; km/m<sup>2</sup>) (Figura 8). Nota-se que para todos os estágios da tempestade, a máxima refletividade das nuvens com relâmpagos atinge valores maiores comparados a sem relâmpagos, com uma média de 38,22 dBZ. O pico para a máxima refletividade das tempestades com relâmpagos ocorre entre o tempo intermediário da iniciação com a maturação, atingindo aproximadamente 49 dBZ, logo em seguida ocorre o seu declínio. Em contrapartida, para as tempestades sem relâmpagos, o máximo ocorre no momento de maturação da nuvem (~46 dBZ). Essa diferença foi consiste ao trabalho de Hayashi, Nakaike e Fujibe (2021) que obtiveram resultados como 46,6 dBZ para tempestades com relâmpagos e 37 dBZ para sem relâmpagos. A Figura 8b mostra que o VIL nas tempestades sem relâmpagos apresenta uma média maior (5,68 km/m<sup>2</sup>) em comparação às com relâmpagos (4,04 km/m<sup>2</sup>). O VIL é uma grandeza relacionada ao conteúdo total de água líquida em uma coluna vertical dentro de uma nuvem de tempestade. Maiores valores de VIL indicam a capacidade da atmosfera de conter maiores quantidades de umidade dentro da tempestade (UTSAV et al., 2022). O mesmo comportamento da máxima refletividade foi notado para o VIL; isto é, o máximo para tempestades com relâmpagos ocorre entre o tempo intermediário da iniciação com a maturação (~11 km/m<sup>2</sup>), e para as tempestades sem relâmpagos, o máximo ocorre na sua maturação (17,05 km/m<sup>2</sup>), que é quando sua área atinge seu valor máximo. Depois de atingirem o máximo de VIL, para ambas as tempestades ocorre uma queda dessa variável. Ao contrário das outras variáveis, o VIL foi maior nas nuvens não eletrificadas. Isso pode ocorrer devido essas tempestades conterem mais água líquida comparadas as tempestades que produzem relâmpagos. Bruning et al. (2007) mostraram que apesar das tempestades sem relâmpagos obterem grandes valores de refletividade, as células não se estendiam para região da fase mista e, portanto, não ocorria o processo de eletrificação. Enquanto Utsav et al. (2022) indicaram maiores quantidades de VIL para tempestades eletrificadas, ou seja, maior probabilidade de granizo. Abreu, Mattos e Sperling (2020) demonstraram que o parâmetro VIL teve um aumento desde a iniciação da tempestade até antes do momento da ocorrência de granizo. Hayashi, Nakaike e Fujibe (2021) concluíram que o valor de VIL foi alto para células com relâmpagos NS e IN e foram diminuindo com a atividade de relâmpagos. O grande valor de VIL nessas células é devido a presença de convecção profunda, com um alto eco e forte refletividade do radar (HAYASHI; NAKAIKE; FUJIBE, 2021).



**Figura 8** – Evolução da a) máxima refletividade (dBZ) e b) *Vertically Integrated Liquid* (VIL; km/m<sup>2</sup>) do ciclo de vida das tempestades com relâmpagos (linha azul) e sem relâmpagos (linha cinza) durante os estágios de: 1) iniciação, 2) tempo intermediário entre a iniciação e maturação, 3) maturação, 4) tempo intermediário entre a maturação e dissipação e 5) dissipação.

Na Figura 9 foi realizado a comparação das variáveis massa de cristal de gelo (kg), massa de graupel (kg), volume de cristal de gelo (km<sup>3</sup>) e volume de graupel (km<sup>3</sup>) para todo o ciclo de vida da tempestade (iniciação, maturação e dissipação). A massa de cristal de gelo (Figura 9a) apresenta maiores valores para as tempestades com relâmpagos em todos o período da tempestade, tendo o seu máximo na maturação (~0,00175 kg). Enquanto para as tempestades sem relâmpagos, a massa de cristal nesse mesmo período possui aproximadamente 0,0005 kg. Pode-se perceber a tendência dessa variável para nuvens eletrificadas, a massa de cristal tem um aumento expressivo durante o início até a fase da maturação, depois ela começa a decrescer. Isso ocorre devido as intensas correntes ascendentes, que conduzem os cristais de gelo para toda a tempestade, e, em seguida, começam a cair pois não há a atuação de um mecanismo físico que sustenta esses cristais de gelo suspensos. Para as nuvens não eletrificadas, esse aumento significativo até a maturação não ocorre devido às fracas correntes ascendentes. O mesmo comportamento é notado para o volume de cristal de gelo (Figura 9c), com uma média de 117,7 km<sup>3</sup> para tempestades com relâmpagos e 16,2 km<sup>3</sup>. A colisão entre esses cristais de gelo com partículas maiores e mais densas (como por exemplo, graupel), e água líquida superesfriada é o principal mecanismo de carregamento das tempestades que produzem relâmpagos (SAUNDERS; KEITH; MITZEVA, 1991; TAKAHASHI, 1978; WILLIAMS, 2001).

A massa de graupel (Figura 9b) e o volume de graupel (Figura 9d) tiveram comportamentos diferentes durante o seu ciclo de vida, tanto para tempestades com relâmpagos e sem relâmpagos. Citando caso análogo, para a massa de graupel as tempestades desprovidas de relâmpagos média alcançaram uma maior correlacionadas a com relâmpagos, 0,0020 kg e 0,0011kg, respectivamente. Para as tempestades sem relâmpagos: o pico ocorre na fase de maturação e atinge acima de 0,006 kg, ocorrendo um aumento exponencialmente logo após o tempo intermediário entre a iniciação e maturação, em seguida, um declínio da variável; tempestades com relâmpagos: o pico acontece entre o tempo intermediário entre a iniciação e a maturação, atingindo aproximadamente 0,004 kg, e depois tendo uma diminuição até sua dissipação. Para o volume de graupel ocorre o mesmo comportamento citado acima, porém, as tempestades com relâmpagos alcançam valores maiores (34,7 km<sup>3</sup>), versus (30,5 km<sup>3</sup>) das tempestades sem relâmpagos. O graupel ocorre devido a colisão entre cristais de gelo (no qual crescem em relação ao tamanho e massa) e gotículas de nuvem superesfriadas, que congelam no mesmo instante, pelo processo conhecido como *riming* (REINKING, 1975). Novamente, as correntes ascendentes são capazes de advectar o *graupel* para alturas mais elevadas, indicando, um crescimento abrupto dos hidrometeoros dentro da região fase mista e da fase de gelo das tempestades. Essa ideia foi reforçada por Mattos e Machado (2011) e Matthee e Mecikalski (2013) que relacionaram as tempestades com relâmpagos ao crescimento de *graupel* devido às fortes condições de correntes ascendentes, maior teor de água superesfriada e massa de partículas de gelo. Bruning *et al.* (2007) associaram os primeiros relâmpagos da tempestade multicelular numa região onde houve formação de *graupel*. Os relâmpagos estudados iniciaram entre o centro de carga positiva na base da nuvem e negativa em médios níveis.



**Figura 9** – Evolução da a) massa do cristal de gelo (kg), b) massa de *graupel* (kg), c) volume de cristal de gelo (km<sup>3</sup>) e d) volume de *graupel* (km<sup>3</sup>) para tempestades com (linha azul) e sem (linha cinza) relâmpagos durante as etapas do ciclo de vida de 1) iniciação, 2) tempo intermediário entre a iniciação e maturação, 3) maturação, 4) tempo intermediário entre a maturação e dissipação e 5) dissipação.

# 3.3 Estudo de caso: tempestade com relâmpagos ocorrida no dia 9 de janeiro de 2012

Tempestades que possuem relâmpagos durante seu ciclo de vida normalmente possuem propriedades físicas, dinâmicas e microfísicas diferentes das tempestades que não possuem relâmpagos (MATTOS *et al.*, 2016; VOORMANSIK *et al.*, 2017; BANG; ZIPSER, 2019). Sendo assim, será analisado em maiores detalhes um estudo de caso de uma tempestade que produziu relâmpagos. A tempestade escolhida ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012 entre 16:43 e 18:58 UTC, apresentando uma duração de aproximadamente 2 horas e 15 minutos. A Figura 10 mostra o rastreamento da tempestade desde a iniciação até o momento da dissipação. Notase que a tempestade é bastante compacta e isolada, apresentando um núcleo convectivo intenso (~ 60 dBZ) entre as 17:43 18:03 UTC, onde sucede um aumento na ocorrência de relâmpagos.

A Figura 11 apresenta a evolução da refletividade máxima para cada nível de altura. Aproximadamente entre 17:43 e 17:58 UTC observa-se a presença de máxima (>60 dBZ) refletividade próximo a isoterma de -10°C, ultrapassando a camada de 7 km de altura, indicando a existência de partículas de grande dimensão. Esta altitude tipicamente representa o local do principal centro de cargas negativas encontrados nas tempestades (KREHBIEL, 1986). Wu *et al.* (2015) também constataram que cargas negativas residem perto do nível de -10°C.



**Figura 10** – Imagens sequenciais de *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) de 3 km de altura de refletividade para a tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012 das 16:43 às 18:58 UTC. Os relâmpagos (IN e NS) detectados pela rede da BrasilDAT estão representados por pontos na cor azul, e as fontes de *Very High Frequency* (VHF) dos relâmpagos da rede SPLMA são representados na cor vermelha. O quadrado na cor vermelha representa a área de rastreamento da tempestade.



Figura 11 – Série temporal do perfil de refletividade (dBZ) máxima para a tempestade do dia 9 de janeiro de 2012 das 16:43 às 18:58 UTC.

A evolução temporal das propriedades microfísicas e elétricas da tempestade é apresentada na Figura 12. Esta figura foi plotada avaliando os níveis de CAPPI's de 3 a 15 km de altura na sua máxima refletividade naquele determinado horário. Aproximadamente às 17:13 UTC a rede BrasilDAT começa a detectar os primeiros relâmpagos (Figura 12a), no qual atinge valores máximos às 17:43 UTC (210 relâmpagos: BrasilDAT; 61 relâmpagos: SPLMA). Constata-se um comportamento análogo ocorrendo com as fontes de VHF (Figura 12a, linha contínua na cor cinza), que atinge o seu pico às 17:43 UTC, detectando mais de 1600 fontes de VHF. Em relação ao comprimento e duração dos relâmpagos, esses parâmetros não seguem a mesma tendência até às 18:03 UTC; no entanto após esse horário os parâmetros seguem o mesmo comportamento, atingindo altos valores após a fase de dissipação da tempestade. A duração dos relâmpagos atinge seu ponto máximo às 17:53 UTC e o comprimento próximo às 18:08 UTC (±13 km), nesse momento ocorre a diminuição da taxa de relâmpagos. Chronis *et al.* (2015) observaram uma diminuição do tamanho dos relâmpagos no momento que a sua frequência aumenta.

As propriedades microfísicas da tempestade são apresentadas na Figura 12b. A massa de cristal de gelo (linha contínua cinza) tem um aumento logo nos primeiros minutos da tempestade (±0.002 kg), atingindo o seu máximo às 17:13 UTC (±0,062 kg). Em seguida o volume de graupel (linha contínua azul), volume de cristal (linha contínua laranja) e a massa de graupel (linha contínua preta) começam a apresentar valores crescentes (aproximadamente às 17:38 UTC), atingindo valores altos entre 17:43 e 17:48 UTC. Os valores máximos foram: volume de graupel 430 km<sup>3</sup>; volume de cristal 1140 km<sup>3</sup> e a massa de graupel 0,02 kg. Comparando as Figuras 12a e Figura 12b nota-se que o pico da taxa de relâmpagos ocorreu no mesmo momento em que houve um aumento dos hidrometeoros. Em consistência, Carey e Rutledge (1996) correlacionaram o volume de graupel com a taxa de relâmpagos IN; ambos tiveram um aumento exponencialmente durante os estágios iniciais das tempestades. Esse fenômeno ocorre, pois, as correntes ascendentes promovem a colisão e a separação de cargas nos hidrometeoros glaciados (como o graupel e cristais de gelo) produzindo uma alta taxa de relâmpagos (WILLIAMS et al., 1999). Deste modo, o aumento desses hidrometeoros dentro da nuvem faz com que aumente a taxa de colisões entre as partículas de gelo, intensificando a probabilidade de ocorrência de relâmpagos. Outro fator importante a ser ressaltado é que quando a duração e o comprimento (Figura 12a) alcança altos valores na fase de dissipação (0,25 s e 13 km, respectivamente), verifica-se um decréscimo das variáveis da Figura 13b. Esse mesmo comportamento foi notado no trabalho de Mecikalski, Bain e Carey (2015).

A Figura 12c apresenta as variáveis como: área (linha preta contínua), EcoTop 20dBZ (linha azul contínua), altura do Waldvogel (AW; linha laranja contínua) e a refletividade máxima (linha vermelha contínua). Nota-se que as variáveis seguem o mesmo comportamento dos gráficos anteriores, atingindo valores máximos entre às 17:43 e 18:00 UTC, e depois os seus valores começam a decrescer até sua dissipação. Somente a área da tempestade, atinge o seu máximo por volta das 18:28 UTC (628 km<sup>2</sup>). O EcoTop 20 dBZ representa a altura máxima do eco de 20 dBZ na coluna vertical da nuvem, no caso representa a altura da nuvem em quilômetros (MATTOS et al., 2020). Essa variável atingiu o valor máximo próximo de 15 km de altura. Abreu, Mattos e Sperling (2020) documentaram um grande desenvolvimento vertical de tempestades uma hora antes de gueda de granizo, conforme a variável EcoTop 20 dBZ, onde ultrapassavam a altitude de 10 km. Em consistência Utsav et al. (2022) observaram que tempestades com potencial de relâmpagos tiveram maior probabilidade de formação de granizo do que as tempestades sem relâmpagos (VOORMANSIK et al., 2017; UTSAV et al., 2022). Por fim, a Figura 12c ainda mostra que a área da tempestade atinge o seu máximo valor às 18:28 UTC (628 km<sup>2</sup>), quase

na etapa da dissipação da nuvem. Esses resultados são consistentes com a literatura, e mostram que tempestades com relâmpagos atingem maiores áreas convectivas em comparação com tempestades sem relâmpagos (UTSAV *et al.*, 2022).



**Figura 12** – Propriedades microfísicas da tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012: a) relâmpagos da rede São Paulo *Lightning Mapping Array* (SPLMA) (ocorrência a cada 5 minutos; linha preta contínua), relâmpagos da Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) (ocorrência a cada 5 minutos; linha preta tracejada), fontes de *Very High Frequency* (VHF) (ocorrência a cada 5 minutos; linha cinza contínua), duração (em segundos, linha azul contínua) e comprimento dos relâmpagos fornecido pela rede SPLMA (km, linha laranja contínua). b) massa de graupel (kg; linha preta contínua), massa de cristal (kg, linha cinza contínua), volume de graupel (km³, linha azul contínua) e volume de cristal (km³, linha laranja contínua. c) área da tempestade (km², linha preta contínua), EcoTop 20 dBZ (km, linha azul contínua), altura Waldvogel (AW, km, linha laranja contínua) e refletividade máxima (dBZ, linha vermelha contínua).

Com o objetivo de analisar a estrutura vertical interna da tempestade foi realizado seções verticais em latitude e longitude do momento mais intenso dessa tempestade com relâmpagos (Figura 13). Ao analisar a figura observa-se a existência de dois núcleos de alta refletividade (>60 dBZ) entre as longitudes -47,1° e -47,05°, o primeiro entre 3-4.9 km, e o segundo entre aproximadamente 5,4-7 km de altura (Figura 13b), o que indica a presença de grandes partículas de granizo dentro da fase mista da tempestade (STRAKA; ZRNIĆ; RYZHKOV, 2000; RINEHART, 2004;

MEDINA; MACHADO, 2017). Altos valores de refletividade (>35 dBZ) ultrapassam a camada de 10 km de altura, o que indica a presença de fortes correntes ascendentes. No corte latitudinal (Figura 13c) também constatamos uma alta refletividade (>40 dBZ), porém possui uma menor profundidade (~9 km). Esses resultados condizem com o estudo realizado por Abreu, Mattos e Sperling (2020) no qual também apresentaram tempestades compactas, com núcleos de alta refletividade (65 dBZ).



**Figura 13** – (a) *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) de refletividade (dBZ) em 3 km de altura e seção transversal vertical em (b) latitude e (c) longitude para a tempestade do dia 9 de janeiro de 2012 às 17:43 UTC. Linhas tracejadas na cor vermelha e preta representam a seção transversal vertical realizada na latitude (-22.93°) e longitude (-47.1°), respectivamente.

# 3.4 Estudo de caso: tempestade sem relâmpagos ocorrida no dia 06 de novembro de 2011

Nesta etapa será analisado um estudo de caso de uma tempestade que não apresentou relâmpagos durante o seu ciclo de vida. A tempestade analisada ocorreu no dia 11 de novembro de 2011 entre 20:27 e 21:27 UTC, totalizando uma hora de duração. A Figura 14 mostra o rastreamento da tempestade através do CAPPI de 3 km de refletividade. Como essa tempestade não teve relâmpagos, a imagem obtém informações somente sobre seu ciclo desde o estágio inicial até o momento da dissipação da tempestade. Apesar de não apresentar relâmpagos, a tempestade obteve valores altos de refletividade (>45 dBZ) entre o horário das 20:42 e 21:12 UTC.

O ciclo de vida da refletividade máxima para cada nível de altura foi avaliado (Figura 15). Os resultados mostram a existência de núcleos intensos (~54 dBZ); porém que não ultrapassam a altura de 10 km. Uma observação adicional é que valores

baixos de refletividades como 20 dBZ não ultrapassam a isoterma de -40°C (atingem somente 10 km de altura), o que significa que as correntes ascendentes dentro da nuvem não foram fortes o suficiente para fazer com que a refletividade ultrapasse esse nível. Em um estudo similar, Martinez (2002) observou duas tempestades sem relâmpagos e constatou que para tais tempestades as refletividades mais intensas não ultrapassavam 7 km de altura, o que para a produção de relâmpagos deveria atingir altitudes maiores com valores altos de dBZ. Para as tempestades sem relâmpagos, os níveis de refletividade máxima são distribuídos em menores alturas (UTSAV *et al.*, 2022).

Na Figura 16 é apresentado a evolução temporal das propriedades microfísicas durante o ciclo de vida da tempestade. É possível notar que as variáveis atingem valores máximos em diferentes estágios da tempestade (Figura 16). Por exemplo, a massa de *graupel* alcança dois momentos de máximos às 17:18 UTC (0,009 kg) e 21:12 UTC (0,008 kg). Em contrapartida, a massa de cristal de gelo atinge máximo valor (0,0013 kg) às 20:52 UTC, o volume de cristal (97 km<sup>3</sup>) às 21:02 UTC e o volume de *graupel* (184 km<sup>3</sup>) às 21:12 UTC, quando a nuvem já está quase em processo de dissipação. As tempestades com relâmpagos apresentam hidrometeoros maiores e em grandes quantidades, a massa de *graupel* atinge valores como 0,02 kg, massa de cristal 0,006 kg, volume de cristal 1145 km<sup>3</sup> e volume de *graupel* 400 km<sup>3</sup>. Portanto, a quantidade e o tamanho da partícula contribuem para a formação dos relâmpagos. Esse resultado é consistente com o recente estudo de Utsav *et al.* (2022), no qual os autores observaram que tempestades produtoras de relâmpagos apresentam fortes correntes ascendentes e partículas de hidrometeoros grandes alcançando alturas mais profundas do que tempestades desprovidas de relâmpagos.



**Figura 14** – Imagens sequenciais de *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) de 3 km de altura de refletividade para a tempestade que ocorreu no dia 6 de novembro de 2011 das 20:27 às 21:27 UTC. O quadrado na cor vermelha representa a área de rastreamento da tempestade.



Figura 15 – Série temporal do perfil de refletividade (dBZ) máxima para a tempestade do dia 6 de novembro de 2011 das 20:27 às 21:27 UTC.

A Figura 16b mostra que a refletividade atinge em diversos momentos valores máximos. Porém atinge um segundo pico no mesmo horário (21:02 UTC) que o EcoTop 20 dBZ e o AW, de aproximadamente 57 dBZ, 14 km e 3,5 km, respectivamente. Em termos da área da tempestade, observa-se a ocorrência de um máximo (346 km<sup>2</sup>) às 21:12 UTC, que é o mesmo horário em que o volume de graupel tem o seu ponto mais alto. Em contrapartida, nas tempestades com relâmpagos, todas as variáveis atingiram valores mais altos, o EcoTop 20 dBZ (15 km), AW (6,5 km), refletividade máxima (>60 dBZ) e área (628 km<sup>2</sup>).

Na Figura 17 foi realizado a seção vertical da tempestade para o momento mais intenso. Os resultados mostram um núcleo de refletividade alta (>45 dBZ) entre as longitudes de -47.25° a -47.2° que não ultrapassa a camada de 10 km de altura (Figura 17b). O mesmo ocorre para o corte latitudinal (Figura 17c), apesar de altos valores de refletividade, eles atingem menores níveis pois suas correntes ascendentes são fracas, além disso os hidrometeoros são menores (tanto no tamanho quanto na quantidade) o que torna essa tempestade não propícia para a ocorrência de relâmpagos.



**Figura 16** – Propriedades microfísicas da tempestade que ocorreu no dia 6 de novembro de 2011: a) massa de *graupel* (kg; linha preta contínua), massa de cristal (kg, linha cinza contínua), volume de *graupel* (km<sup>3</sup>, linha azul contínua) e volume de cristal (km<sup>3</sup>, linha laranja contínua. b) área da tempestade (km<sup>2</sup>, linha preta contínua), EcoTop 20 dBZ (km, linha azul contínua), altura Waldvogel (AW, km, linha laranja contínua) e refletividade máxima (dBZ, linha vermelha contínua).



**Figura 17** - (a) *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) de refletividade (dBZ) em 3 km de altura e seção transversal vertical em (b) latitude e (c) longitude para a tempestade do dia 6 de novembro de 2011 as 21:02 UTC. Linhas tracejadas na cor vermelha e preta representam a seção transversal vertical realizada na latitude (-24.37°) e longitude (-47.25°), respectivamente.

#### 4. CONCLUSÃO

O presente trabalho teve como objetivo avaliar as diferenças microfísicas entre as tempestades com e sem relâmpagos e caracterizar as propriedades elétricas do primeiro relâmpago das tempestades. Foram avaliadas as propriedades de tempestades convectivas isoladas observadas por radar durante os meses de novembro de 2011 a março de 2012. Foram utilizados dados das redes de relâmpagos BrasilDAT e SPLMA, e aplicada a metodologia de rastreamento de 14 tempestades convectivas isoladas, sendo sete delas produtoras de relâmpagos e sete sem nenhum relâmpago. O estudo possibilitou um melhor entendimento da natureza elétrica do conjunto de nuvens de tempestades sobre a Região Metropolitana de São Paulo. As principais conclusões analisando o nosso primeiro objetivo que foi avaliar as diferenças microfísicas da fase quente, mista e fria entre as tempestades com e sem relâmpagos são:

- Tempestade com relâmpagos apresentam refletividades mais intensas em maiores altitudes, ultrapassando a isoterma de -40°C (atingindo aproximadamente 12 km de altura). Em contrapartida, a tempestade sem relâmpagos ainda que apresente núcleos intensos de refletividade, esses núcleos não ultrapassaram 9 km de altura, ficando restritos apenas a isoterma de -10°C, que para a produção de relâmpagos é essencial que valores altos de refletividade atinjam altitudes maiores.
- 2) Tempestade com relâmpagos possui maiores valores de massa e volume de graupel, massa e volume de cristal. Deste modo, a quantidade e o tamanho das partículas são de suma importância pois a sua taxa de colisão entre as partículas de gelo intensifica a probabilidade de formação dos relâmpagos.
- 3) Para as variáveis área, EcoTop 20 dBZ, AW e refletividade máxima, todas alcançaram valores maiores na tempestade com relâmpagos. Parâmetros como o AW reflete a disponibilidade de gelo, e a refletividade máxima (dBZ) corresponde a hidrometeoros de maior dimensão, os quais associados a fortes correntes ascendentes são fatores imprescindíveis para a ocorrência de relâmpagos.
- Foram encontrados maiores valores de VIL para as tempestades sem relâmpagos. Isso pode ocorrer devido essas tempestades possuírem maiores quantidades de água liquida em comparação as tempestades com relâmpagos;

que em contrapartida possuem maior quantidade de hidrometeoros congelados, como cristais de gelo e *graupel.* 

Já em relação as características elétricas dos primeiros relâmpagos, tais como: tipo, polaridade e pico de corrente, concluímos que:

- Relâmpagos IN dominaram os estágios iniciais das nuvens. Tais relâmpagos estão associados a intensificação inicial das correntes ascendentes das tempestades os e partículas de gelo.
- A diferença de pico de corrente entre um relâmpago e outro relâmpagos pode estar associada com a distribuição dos hidrometeoros existentes nas regiões onde ocorrem a formação dos relâmpagos, como também pelas regiões onde se propagam.

Avaliando as características físicas, como: comprimento, duração, quantidade de fontes e área dos primeiros relâmpagos das tempestades, foram obtidas as seguintes conclusões:

- A quantidade de fontes VHF emitidas, duração, área e comprimento varia muito de tempestade para a tempestade. Tempestades mais intensas emitiram mais fontes/relâmpagos, com áreas maiores assim como possuem relâmpagos com comprimento maior.
- Tempestades que apresentam uma quantidade maior de fontes de relâmpagos, apresentaram também maiores áreas e um comprimento maior em relação aos relâmpagos emitidos.

Outros fatores importantes que também contribuíram para um melhor entendimento dos processos entre as nuvens de tempestades com e sem relâmpagos:

- As tempestades com relâmpagos (IN ou NS) possuem um ciclo de vida maior do que as que não possuem nenhum tipo de relâmpago. Tempestades com relâmpagos possuem maior quantidade de hidrometeoros, contribuindo para um mais intenso processo de eletrificação.
- Tempestades com relâmpagos possuem área e alturas maiores em comparação às sem relâmpagos durante todo o seu ciclo de vida (iniciação, maturação e dissipação).
- 3) Em termos de estrutura vertical, tempestade com relâmpagos possui núcleos de alta refletividade ultrapassando 10 km; enquanto tempestade sem relâmpagos apesar de apresentar valores altos de refletividade (como por exemplo, >50 dBZ) elas não atingem grandes alturas, aproximando-se de 8 km.

O que significa que essas tempestades não possuem intensas correntes ascendentes, ao contrário das tempestades produtoras de relâmpagos que além de possuírem fortes correntes ascendentes e uma intensa formação de *graupel*.

O uso de radar e redes de três dimensões como o LMA possibilitou um melhor entendimento dos processos microfísicos no interior das nuvens com relâmpagos como também as que não produzem relâmpagos. A partir dessa base de dados (composta por 14 tempestades), esperamos que trabalhos futuros explorem mais sobre a composição das tempestades que não contêm relâmpagos, como por exemplo, a quantidade de hidrometeoros disponíveis nessas nuvens, VII e VIL. Assim como também as propriedades dos primeiros relâmpagos, pois o seu estudo ainda é escasso e é de grande importância o entendimento desses fenômenos não só para a região de São Paulo, como também para outras regiões.

#### 5. REFERÊNCIAS

ABREU, E. X.; MATTOS, E. V.; SPERLING, V. B. Caracterização das assinaturas de radar e da atividade elétrica de relâmpagos de tempestades com granizo no estado de São Paulo. **Anuário do Instituto de Geociências**, v.43, p.173-188, 2020.

BAILEY, J. C.; CAREY, L. D.; GOODMAN, S. J.; RUDLOSKY, S. D.; ALBRECHT, R.; MORALES, C. A.; ANSELMO, E. M.; NEVES, J. R. São Paulo Lightning Mapping Array (SPLMA): Network assessment and analyses for intercomparison studies and GOESR proxy activities. In: International Conference on Atmospheric Electricity, 15, 2014.

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

BANG, S. D.; ZIPSER, E. Tropical oceanic thunderstorms near Kwajalein and the roles of evolution, organization, and forcing in their electrification. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.124, p.544–562, 2019.

BATTAN, L. J. Radar observation of the atmosphere: A revised and enlarged edition of "Radar Meteorology". Chicago: University of Chicago Press, 1973. 324 p.

BRUNING, E. C.; RUST, W. D.; SCHUUR, T. J.; MACGORMAN, D.R.; KREHBIE, P.R.; RISON, W. Electrical and Polarimetric Radar Observations of a Multicell Storm in TELEX. *American Meteorological Society*, v.135, p.2525 – 2544, 2007. Doi: 10.1175/MWR3421.1

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

BRUNING, E. C.; THOMAS, R. J. Lightning channel length and flash energy determined from moments of the flash area distribution. **Journal of Geophysical Research**, v.120, p.8925-8940, 2015.

CARDOSO, I.; PINTO Jr. O.; PINTO, I. R. C. A.; HOLLE, R. Lightning casualty demographics in Brazil and their implications for safety rules. **Atmospheric Research**, v.135-136, p.374-379, 2014.

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

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

CHRONIS, T.; LANG, T.; KOSHAK, W.; BLAKESLEE, R.; CHRISTIAN, H.; MACCAUL, E.; BAILEY, J. Diurnal characteristics of lightning flashes detected over the São Paulo lightning mapping array. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, p. 11799–11808, 2015.

DYE, J. E.; BATEMAN, M. G.; CHRISTIAN, H. J.; DEFER, E.; GRAINGER, C. A.; HALL, W. D.; KRIDER, E. P.; LEWIS, S. A.; MACH, D. M.; MERCERET, F. J.; WILLETT, J. C.; WILLIS, P. T. Electric fields, cloud microphysics, and reflectivity in anvils of Florida thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v.112, D11215, 2007.

DYE, J. E.; WILLET, J. C. Observed enhancement of reflectivity and the electric field in longlived Florida anvils. Monthly Weather Review, v.135, p.3362-3380,2007.

EMPLASA – Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A. **Região Metropolitana de São Paulo**, 2018. Disponível em: <(<u>https://www</u>.emplasa.sp.gov.br/RMSP)>. Acesso em: 25 de abril de 2022.

GZH. A cada 50 mortes por raios no mundo, uma é no Brasil; saiba como se proteger, 2022. Disponível em:

<(<u>https://gauchazh.clicrbs.com.br/ambiente/noticia/2022/04/a-cada-50-mortes-por-raios-no-mundo-uma-e-no-brasil-saiba-como-se-proteger-</u>cl2gln7qv007e019imbse9cxy.html)>. Acessp em: 26 de novembro de 2022.

GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E.; WRIGHT, P. D.; RUST, W. D. Lightning and precipitation history of a microburst-producing storm. **Geophysical Research Letters**, v.15, p.1185–1188, 1988. https://doi:10.1029/GL015i011p01185.

GOODMAN, S.J.; BUECHLER, D.E.; MEYER, P.J. Convective tendency images derived from a combination of lightning and satellite data. **Weather Forecast**, v. 3, p. 173–188, 1988.

HARRIS, R. J., MECIKALSKI, J. R., MACKENZIE JR., W. M., DURKEE, P. A., NIELSEN K. E. The definition of GOES infrared lightning initiation interest fields.

Journal of Applied Meteorology and Climatology, v.49, p.2527–2543, 2010. https://doi:10.1175/2010JAMC2575.1.

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

HAYASHI, S.; NAKAIKE, C.; FUJIBE, F. Radar characteristics of summer thunderstorms in Japan's Kanto Plain with and without cloud-to-ground lightning. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.133, p. 233-244, 2021.

HEYMSFIELD, A. J.; PALMER, A. G. Relationships for deriving thunderstorm anvil ice mass for CCOPE storm water budget estimates. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.25, p.691-702, 1986.

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Disponível em: < <u>http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/relampagos.e.efeitos/sistema.eletri</u> <u>co.php</u>> Acesso em: 14 de maio de 2022.

IPEA – Instituto de Pesquisa Econômica Aplicada. **Caracterização e Quadros de Análise Comparativa da Governança Metropolitana no Brasil: Arranjos Institucionais de Gestão Metropolitana**, 2013. Disponível em: <( <u>https://ipea.gov.br/redeipea/images/pdfs/governanca\_metropolitana/rel\_1\_1\_caracter</u> <u>izacao\_rmsp.pdf</u>)>. Acesso em: 22 de março de 2022.

KEITH, W.D., SAUNDERS, C.P.R. Further laboratory studies of the charging of graupel during ice crystal interactions. **Atmospheric Research**, v. 25, p. 445–464, 1990.

KREHBIEL, P. R. The electrical structure of thunderstorms, in The Earth's Electrical Environment. Natl. Acad. Press, Washington, D. C, 1986, p.90–113.

MACHADO, L.A.T.; SILVA DIAS, M.A.F.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S.J.; CALHEIROS, A.J.P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E.L.; SAKAMOTO, M.S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.; PETERSEN, W.A.; ADAMS, D.K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C.F.; SAPUCCI, L.F.; SALIO, P.; BARBOSA, H.M.J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R.A.F.; BLAKESLEE, R.J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W.F.A.; TOKAY, A. The Chuva Project: How Does Convection Vary across Brazil?. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 9, p. 1365-1380, 2014.

MARTINEZ, M. The relationship between radar reflectivity and lightning activity at initial stages of convective storms. **In: American Meteorological Society**, 82nd Annual Meeting, First Annual Student Conference, Orlando, Florida. 2002.

MATTHEE, R.; MECIKALSKI, J. R. Geostationary infrared methods for detecting lightning-producing cumulonimbus clouds. **Journal of Geophysical Research**, v. 118, p. 6580-6592, 2013.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. **Atmospheric Research**, v. 99, n. 3-4, p. 377-390, 2011.

MATTOS, E. V. Relações entre assinaturas polarimétricas de radar e atividade elétrica das tempestades. 2015. 248 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T.; WILLIAMS, E. R.; ALBRECHT, R. I. Polarimetric radar characteristics of storms with and without lightning activity. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.121, p.201-14, 2016.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T.; WILLIAMS, E. R.; GOODMAN, S. J.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J. Electrification Life Cycle of Incipient Thunderstorms. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.122, p.4670–4697, 2017. https://doi:10.1002/2016JD025772.

MATTOS, E. V.; REBOITA, M. S.; LLOPART, M. P.; ENORÉ, D. P. Análise sinótica e caracterização física de uma tempestade intensa ocorrida na região de Bauru-SP. **Anuário do Instituto de Geociências**, v.43, p.85-106, 2020.

MCCAUL Jr., E. W. Use of vertically integrated ice in WRF based forecasts oflightning threat. **In: 24th Conf. on Severe Local Storms**, 2008, Savannah, GA, Proceedings Savannah: 2008.

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

MEDINA, B.L.; MACHADO, L.A.T. Dual Polarization Radar Lagrangian Parameters: a Statistics-Based Probabilistic Nowcasting Model. **Natural Hazards: Journal of the International Society for the Prevention and Mitigation of Natural Hazards**, v.89, p.705-721, 2017.

MONTEIRO, J.R.; MATTOS, E.V.; LIMA, W.F.A. Propriedades Físicas e Elétricas de Tempestades na Região Sudeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 44, p. 41700, 2021. <u>https://doi.org/10.11137/1982-3908\_2021\_44\_41700.</u>

MOSIER, R. M.; SCHUMACHER, C.; ORVILLE, R. E.; CCAREY, L. D. Radar nowcasting of cloud-to-ground lightning over Houston, Texas. **Weather and Forecasting**, v.26, p.199- 212, 2011.

MOTLEY, S. M. **Total lightning characteristics of ordinary convection**. 2006. 165 f. M.S. thesis, Dept. of Atmospheric Sciences, Texas A&M University.

ODA, P. S. S.; ENORÉ, D. P.; MATTOS, E. V.; GONÇALVES, W. A.; ALBRECHT, R. I. An initial assessment of the distribution of total Flash Rate Density (FRD) in Brazil from GOES-16 Geostationary Lightning Mapper (GLM) observations. **Atmospheric Research**, v. 270, p. 106081, 2022.

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

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A. **Tempestades e relâmpagos no Brasil**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000. 193 p.

RAUBER, R. M.; NESBITT, S. W. **Radar meteorology: A first course**. 1° ed.: Wiley-Blackwell, 2018. 488 p.

REINKING, R. F. Formation of Graupel. **Journal of Applied Meteorology**, v. 15, p.745-754, 1975.REYNOLDS, S. E.; BROOK, M.; GOURLEY, M. F. Thunderstorm charge separation. **Journal of Meteorology**, v.14, p.426-436, 1957. RINEHART, R.E. **Radar for Meteorologists**. Nevada: Rine-hart Publications, 2004. 482p.

RINEHART, R. E. Radar for meteorologists. 5 ed.: Rinehart Publications, 2010

RISON, W.; THOMAS, R. J.; KREHBIEL, P. R.; HAMLIN, T.; HARLIN, J. A. GPSbased three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 23, p. 3573-3576, 1999. https://doi.org/10.1029/1999gl010856.

SAUNDERS, C. P. R.; KEITH, W. D.; MITZEVA, R. P. The effect of liquid water on thunderstorm charging. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v.96, n.6, p.11007-11017, 1991.

SEROKA, G. N.; ORVILLE, R. E.; SCHUMACHER, C. Radar nowcasting of total lightning over the Kennedy Space Center. **Weather Forecasting**, v.27, p.189–204, 2012. <u>https://doi:10.1175/WAF-D-11-00035.1</u>.

SPERLING, V. B. **Processos físicos e elétricos das tempestades de granizo na região sul do Brasil**. 2018. 187 f. Tese de Doutorado (Pós-Graduação em Meteorologia) - INPE.

STOLZBURG, M.; MARSHALL, T. C.; KREHBIEL, P. R. Initial electrification to the first lightning flash in New Mexico thunderstorms, **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v.120, p.253–11, 2015. <u>https://doi:10.1002/2015JD023988</u>.

STRAKA, J.M.; ZRNIĆ, D.S.; RYZHKOV, A.V. Bulk Hydro- meteor Classification and Quantification Using Polari- metric Radar Data: Synthesis of Relations. **Journal of Applied Meteorology**, v.39, p. 1341-1372, 2000.

TAKAHASHI, T. Rimming electrification as a charging generation mechanism in thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.35, n.8, p.1536-1548, 1978. TAYLOR, W. L.; BRANDES, E. A.; RUST, W. D.; MACGORMAN, D. R. Lightning activity and severe storm structure. **Geophysical Research Letters**, v. 11, p. 545-548, 1984.

THOMAS, R. J.; KREHBIEL, P. R.; RISON, W.; HAMLIN, T.; HARLIN, J.; SHOWN, D. Observations of VHF source powers radiated by lightning. **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 143–146, 2001. doi:10.1029/2000GL011464.

THOMAS, R. J., KREHBIEL, P. R., RISON, W., HUNYADY, S. J., WINN, W. P., HAMLIN, T., HARLIN, J. Accuracy of the lightning mapping array. **Geophysical Research Letters**, v.109, 2004. doi:10.1029/2004JD004549.

TSENOVA, B.; MITZEVA, R.; SAUNDERS, C. A modeling study of the effect of ice particle sizes and relative velocity on ice crystal/graupel collisional charge transfer. **Atmospheric Research**, v. 91, p. 250–258, 2009.

UTSAV, B.; DESHPANDE, S. M.; DAS, S. K.; PAWAR, S. D.; PANDITHURAI, G. Relationship Between Convective Storm Properties and Lightning Over the Western Ghats. **Earth and Space Science**, v.9, 2022. https://doi.org/10.1029/2022EA002232.

VOORMANSIK, T.; ROSSI, P.J.; MOISSEEV, D.; TANILSOOA, T.; POSTA, P. Thunderstorm hail and lightning detection parameters based on dual- polarised Doppler weather radar data. **Meteorological Applications**, v.24, p.521–530, 2017.

WIENS, K. C.; RUTLEDGE, S. A.; TESSENDORF, S. A. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. part II: lightning and charge structure. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.62, n.12, p.4151-4177, 2005.

WILLIAMS, E. R; WEBER, M. E.; ENGHOLM, C. D. Electrical characteristics of microburst producing storms in Denver. **Preprints 24th Conf. on Radar Meteorology**, **American Meteorological Society**, 1989a, p. 89-92.

WILLIAMS, E. R.; WEBER, E. U.; ORVILLE, R. E. The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, v. 94: D11, p. 213–13, 1989b. https://doi.org/10.1029/JD094iD11p13213.

WILLIAMS, E. R.; BOLDI, B.; MATLIN, A.; WEBER, M.; HODANISH, S.; SHARP, D.; GOODMAN, S.; RAGHAVAN, R.; BUECHLER, D. The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. **Atmospheric Research**. v. 51, n.4, p. 245–265, 1999.

WILLIAMS, E. R. The electrification of severe storms: severe convective storms. **Meteorological Monographs**, v.50, p.527-561, 2001.

WILLIAMS, E. R.; MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. Stroke multiplicity and horizontal scale of negative charge regions in thunderclouds. **Geophysical Research** Letters, v.43, n.10, p.5460-5466, 2016.

WORKMAN, E. J.; REYNOLDS, S. E. Electrical activity as related to thunderstorm cell growth. **Bulletin American Meteorological Society**, v.30, p. 142–144, 1949.

WU, T.; YOSHIDA, S.; AKIYAMA, Y.; STOCK, M.; USHIO, T.; KAWASAKI, Z. Preliminary breakdown of intracloud lightning: Initiation altitude, propagation speed, pulse train characteristics, and step length estimation. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, v.120, p.9071-9086, 2015. https://doi.org/10.1002/2015JD023546. YOU, J.; ZHENG, D.; ZHANG, Y.; YAO, W.; MENG, Q. Duration, spatial size and radiance of lightning flashes over the Asia-Pacific region based on TRMM/LIS observations. **Elsevier**, v. 223, p. 98-113, 2019.

ZHAO, C.; ZHENG, D.; ZHANG, Y.; LIU, X.; ZHANG, Y.; YAO, W.; ZHANG, W. Turbulence Characteristics before the Occurrence of the First Flash in Thunderstorms and Non-Thunderstorms. **Geophysical Research Letters**, 2021. https://doi.org/10.1029/2021gl094821.

ZHAO, C.; ZHANG, Y. ZHENG, D.; LIU, XÇ ZHANG, Y.; FAN, X; YAO, W; ZHANG, W. Using polarimetric radar observations to characterize first echoes of thunderstorms and non-thunderstorms: A comparative study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2022. <u>https://doi.org/10.1029/2022JD036671</u>.

ZHENG, D.; ZHANG, Y.; MENG. Q. Properties of Negative Initial Leaders and Lightning Flash Size in a Cluster of Supercells. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 123, p. 12,857-12,876, 2018.