



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

**ANÁLISE DAS DIFERENÇAS ENTRE RELÂMPAGOS
EM REGIÕES CONVECTIVAS E ESTRATIFORMES
DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA NO
SUDESTE DO BRASIL**

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

Guilherme Lisbôa Silveira

Itajubá, MG, Brasil

2025

**ANÁLISE DAS DIFERENÇAS ENTRE RELÂMPAGOS EM
REGIÕES CONVECTIVAS E ESTRATIFORMES DE
SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA NO SUDESTE
DO BRASIL**

por

Guilherme Lisbôa Silveira

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

Orientador: Enrique Vieira Mattos

**Itajubá, MG, Brasil
2025**

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

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a Monografia

**ANÁLISE DAS DIFERENÇAS ENTRE RELÂMPAGOS EM REGIÕES
CONVECTIVAS E ESTRATIFORMES DE SISTEMAS CONVECTIVOS
DE MESOESCALA NO SUDESTE DO BRASIL**

elaborada por
Guilherme Lisboa Silveira

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

Comissão Examinadora:

Documento assinado digitalmente
 **ENRIQUE VIEIRA MATTOS**
Data: 21/11/2025 11:53:01-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

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

Documento assinado digitalmente
 **JOAO GABRIEL MARTINS RIBEIRO**
Data: 21/11/2025 16:13:41-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

João Gabriel Martins Ribeiro, Msc. (UNIFEI)

Documento assinado digitalmente
 **FLAVIO AUGUSTO DOS SANTOS**
Data: 21/11/2025 12:58:50-0300
Verifique em <https://validar.iti.gov.br>

Flávio Augusto dos Santos, Bel Met. (UNIFEI)

Itajubá, 19 de novembro de 2025.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à Deus por tudo que fez por mim e pela minha família. Em seguida, agradeço aos meus pais, José e Lídia, e minha avó Myrian, por todo apoio dado, cada oração, e cada sacrifício feito para poder me manter estudando em outro estado, permitindo que eu focasse totalmente em meus estudos. Sem eles, certamente não teria chegado até aqui. Sou grato também a todos os professores do curso por todo conhecimento adquirido ao longo da graduação, sempre prestativos e auxiliadores, transmitindo com maestria o conteúdo. Agradeço também aos meus amigos da graduação, por todas as risadas, momentos de descontração e de estudo, que ajudaram a aliviar o peso da formação acadêmica. Agradeço também aos meus amigos em minha cidade natal, que desde o período escolar têm sido grandes parceiros, e mesmo à distância, me apoiaram e agraciaram com as suas amizades. Por fim, gostaria de estender meus agradecimentos ao restante da minha família e a todos aqueles que de uma forma ou outra me permitiram chegar até aqui.

Dedico esse trabalho à minha família, que sempre apoiaram meus projetos e sonhos, mesmo com todas as dificuldades. Sem eles, nada disso seria possível.

RESUMO

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

ANÁLISE DAS DIFERENÇAS ENTRE RELÂMPAGOS EM REGIÕES CONVECTIVAS E ESTRATIFORMES DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA NO SUDESTE DO BRASIL

AUTOR(A): GUILHERME LISBÔA SILVEIRA

ORIENTADOR: ENRIQUE VIEIRA MATTOS

Local e Data da Defesa: Itajubá, 19 de novembro de 2025.

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são importantes produtores de relâmpagos. Estes relâmpagos afetam drasticamente os setores de energia elétrica e telefonia no Brasil, e provocam centenas de mortes anualmente. Estudos que avaliam as características dos SCM na produção de relâmpagos são importantes fontes de conhecimento para melhorar as ferramentas de previsão imediata do tempo. Nesse contexto, este estudo tem como objetivo avaliar as propriedades dos relâmpagos em SCM na região Sudeste do Brasil durante o ano de 2017. Em específico o presente trabalho investiga as diferenças entre as propriedades dos relâmpagos que ocorrem nas regiões convectivas e estratiformes dos SCM. Foram utilizados dados de temperatura de brilho do canal 10,7 microns do satélite GOES-13 e informações de relâmpagos intranuvem (IN) e nuvem-solo (NS) da rede *Earth Networks Total Lightning Network* (ENTLN). Através do algoritmo ForTraCC e imagens de satélite foram identificadas e rastreadas as tempestades. A partir deste banco de dados de SCM foi combinado com as ocorrências de relâmpagos IN e NS para cada tempestade. Ao todo foram identificados 383 SCM na região Sudeste no ano de 2017. As regiões convectivas das tempestades foram definidas como aquelas com $TB \leq 210$ K e estratiformes como aquelas com $TB > 210$ K. Para cada região foram contabilizados o tipo (IN ou NS), quantidade e pico de corrente dos relâmpagos. Os resultados mostraram que os relâmpagos IN e NS negativos (NS-) são predominantes, e ocorrem na fase de intensificação dos SCM, com densidade de relâmpagos de 2 ordens de grandeza superiores nos núcleos convectivos. Em contraste, a intensidade máxima dos relâmpagos está associada aos relâmpagos NS positivos (NS+) (35 kA) registrada nos estágios de dissipação das tempestades. Enquanto a intensidade dos relâmpagos NS- mantém-se estável (15 kA), a dos NS+ aumenta com a dimensão e a duração do SCM (~30 kA vs 35 kA). Conclui-se que as propriedades elétricas dos SCM são marcadamente distintas entre suas regiões. A área convectiva caracteriza-se pela alta frequência de relâmpagos de intensidade moderada (IN e NS-), associada aos estágios iniciais de desenvolvimento. Em contrapartida, as

regiões estratiformes são responsáveis por relâmpagos NS+ menos frequentes; porém mais intensos, cuja magnitude está correlacionada com a expansão do sistema. Esta relação evidencia que a bigorna estratiforme atua como um extenso reservatório de carga positiva, produzindo relâmpagos de maior intensidade, particularmente nos estágios finais do ciclo de vida dos sistemas mais duradouros. Este estudo contribui para o avanço no entendimento da ocorrência de relâmpagos em SCM no região Sudeste do Brasil, e consequentemente, na aprimoração de sistemas de alerta de tempo severo.

Palavras-chave: Tempestade. Relâmpagos. Temperatura de Brilho.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 - Representação das fases do ciclo de uma nuvem Cumulonimbus: a) iniciação, onde há predomínio de correntes ascendentes; b) maturação, onde há formação da frente de rajada de ar frio, bigorna pronunciada e predomínio de precipitação convectiva e c) dissipação, onde ocorre o predomínio de correntes descendentes e precipitação estratiforme.....	2
FIGURA 2 - Mapa do relevo (em metros) da região Sudeste do Brasil.....	8
FIGURA 3 - Distribuição da gênese dos SCM para 2017 baseado nas limitações que foram aplicadas. Ao todo foram identificadas e estudadas 383 tempestades.....	11
FIGURA 4 - Exemplo de rastreamento de um SCM realizado pelo ForTraCC no dia 23 de dezembro de 2017, entre 20:00 e 04:00 UTC. Temperatura de brilho (GOES-13, 10,7 μm) apresentado em escala de cinza, pontos coloridos representam a densidade de relâmpagos. A região sombreada em azul representa a região estratiforme do sistema, enquanto a mascarada em vermelho a região convectiva.....	12
FIGURA 5 - Evolução temporal das propriedades físicas estimadas pelo ForTraCC da tempestade ocorrida no dia 23/11/2017: (a) área total (linha preta), convectiva (linha vermelha) e estratiforme (linha azul) (km^2) e (b) frequência de relâmpagos (ocorrências a cada 30 min) IN (linhas contínuas) e NS (linhas tracejadas) na região total do SCM, região convectiva e estratiforme.....	13
FIGURA 6 - Fluxograma do processo de criação e filtragem dos dados utilizados.....	15
FIGURA 7 - Ciclo de vida da quantidade média de relâmpagos IN, NS- e NS+ para os estágios: i) iniciação (INI), ii) intensificação (T1), iii) maturação (MAT), iv) enfraquecimento (T2) e v) dissipação (DIS).....	16
FIGURA 8 - Ciclo de vida do pico de corrente (kA) dos relâmpagos NS- e NS+ para os estágios: i) iniciação (INI), ii) intensificação (T1), iii) maturação (MAT), iv)	

enfraquecimento (T2) e v) dissipação (DIS).....	18
FIGURA 9 - Distribuição de frequência da duração dos SCM em função dos percentis de: i) 0-33 % (1-1,5 h), ii) 33-66 % (2-2,5 h) e > 66 % ($\geq 3,0$ h).....	19
FIGURA 10 - <i>Boxplot</i> do pico de corrente (kA) para os relâmpagos NS- e NS+ para as classes de duração: a) 1,0-1,5 h, b) 2,0-2,5 h e c) > 3,0 h. Cada <i>boxplot</i> ilustra a mediana (linha central), o intervalo interquartil (caixa) e a amplitude (hastes) dos dados.....	20
FIGURA 11 - Relação de dispersão entre o pico de corrente dos relâmpagos negativos (NS-) e as propriedades dos SCM como, tamanho (km ²), temperatura média (K), temperatura mínima (K) e temperatura mínima dos 9 pixels mais frios (K) para as classes de duração (a) 1,0-1,5 h, (b) 2,0-2,5 h e (c) > 3,0 h.....	23
FIGURA 12 - Relação de dispersão entre o pico de corrente dos relâmpagos positivos (NS+) e as propriedades dos SCM como, tamanho (km ²), temperatura média (K), temperatura mínima (K) e temperatura mínima de 9 pixels mais frios (K) para as classes de duração (a) 1,0-1,5 h, (b) 2,0-2,5 h e (c) > 3,0 h.....	24
FIGURA 13 - <i>Boxplot</i> da distribuição das áreas (km ²) convectiva (cor laranja) e estratiforme (cor azul).....	25
FIGURA 14 - Quantidade (a, c, e) e densidade (b, d, f) de relâmpagos IN (a-b) NS- (c-d) e NS+ (e-f) nas regiões convectiva (laranja) e estratiforme (azul).....	27
FIGURA 15 - <i>Boxplot</i> da distribuição do pico de corrente (kA) para os relâmpagos (a) NS- e (b) NS+ que ocorreram nas regiões convectivas e estratiformes.....	28
FIGURA 16 - <i>Boxplot</i> da distribuição do pico de corrente (kA) de relâmpagos NS- (a-b) e NS+ (c-d) em função das classes de área: 0-9, 9-34 e >34 km ² para região convectiva (a-c) e 0-139, 138-238 e > 238 km ² para região estratiforme (b-d).....	29

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - Critérios para a definição de um CCM.....3

TABELA 2 - Parâmetros calculados e integrados ao banco de dados do ForTraCC..10

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

BB	-	Banda Brilhante
Cb	-	<i>Cumulonimbus</i>
CCM	-	Complexo Convectivo de Mesoescala
CPTEC	-	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
DIS	-	Dissipação
EN	-	Entre-Nuvens
ENTLN	-	<i>Earth Networks Total Lightning Network</i>
ForTraCC	-	<i>Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters</i>
GOES	-	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
IBGE	-	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IN	-	Intra-Nuvem
INI	-	Iniciação
INPE	-	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN	-	Jatos de Baixos Níveis
LF	-	<i>Low Frequency</i>
LI	-	Linha de Instabilidade
LLS	-	<i>Lightning Location System</i>
MAT	-	Maturação
NA	-	Nuvem-Ar
NS	-	Nuvem-Solo
OSCAR	-	<i>Observing Systems Capability Analysis and Review Tool</i>
SCM	-	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SN	-	Solo-Nuvem
T1	-	Pré-Maturação
T2	-	Pós-Maturação
VHF	-	<i>Very High Frequency</i>
ZCAS	-	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

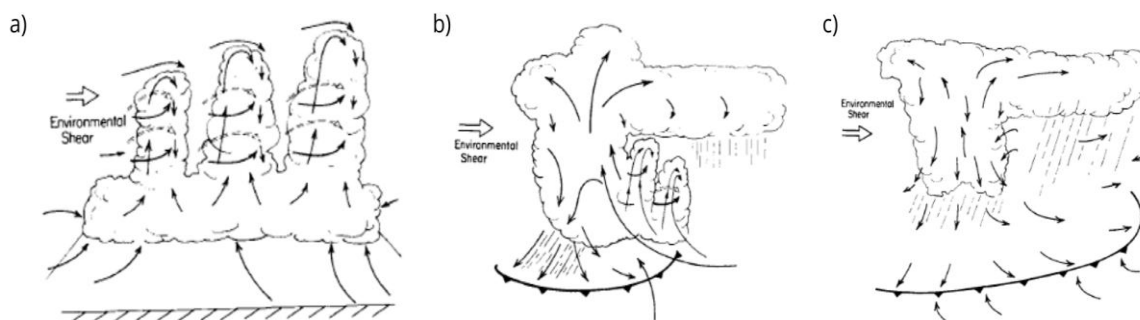
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVO.....	6
3. DADOS.....	7
3.1 Área de estudo.....	7
3.2 Dados do satélite GOES-13.....	8
3.3 Dados de relâmpagos da rede ENTLN.....	9
4. METODOLOGIA.....	9
4.1 Identificação e rastreamento dos SCM.....	9
4.2 Combinação dos SCM com os relâmpagos e classificação em regiões convectivas e estratiformes.....	10
4.3 Análises.....	13
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	16
5.1 Análise do ciclo de vida das tempestades.....	16
5.2 Análise da relação entre as propriedades elétricas e físicas em função da duração das tempestades.....	18
5.3 Avaliação das diferenças entre as propriedades elétricas das regiões convectivas e estratiformes.....	25
6. CONCLUSÃO	30
REFERÊNCIAS	32

1. INTRODUÇÃO

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são extensos aglomerados de nuvens profundas do tipo Cumulonimbus (Cb) que abrangem grandes áreas e são caracterizados por intensa precipitação, atividade elétrica e ventos fortes (Wallace; Hobbs, 2006). Esses sistemas têm sido objeto de crescente interesse científico devido à sua capacidade de produzir impactos em curtos períodos. Entre os principais danos associados à atuação dos SCM, destacam-se alagamentos, enxurradas, destruição de residências e vias terrestres (Tominaga *et al.*, 2009; Jacobi *et al.*, 2013; Nobre *et al.*, 2016; Martins *et al.*, 2017). Devido à sua localização geográfica e extensão territorial, o Brasil está entre os países com as maiores ocorrências de relâmpagos, especialmente na região Sudeste (Pinto; Pinto Jr., 2021; Albrecht *et al.*, 2016). Estima-se que aproximadamente 96 milhões de relâmpagos ocorram anualmente no território brasileiro (Oda *et al.*, 2022), causando, a cada ano, prejuízos estimados em 500 milhões de reais aos setores de energia e telecomunicações, e causam cerca de 132 fatalidades anualmente (Cardoso *et al.*, 2014).

Os SCM são definidos como sistemas de convecção profunda, maiores que células de tempestades individuais (Cotton *et al.*, 2011), abrangendo uma grande extensão horizontal que pode ultrapassar 100.000 km² de área e apresentar duração de até 12 horas (Maddox, 1980; Houze, 1993). Essas formações destacam-se pelo desenvolvimento vertical expressivo, atingindo altitudes entre 9 e 18 km, com maior frequência de ocorrência durante a primavera e verão, globalmente. Tais sistemas tipicamente apresentam nuvens com formato de bigorna, estrutura que se expande lateralmente até 6 km de extensão, formada devido à interação das correntes ascendentes com uma camada de ar estável, bloqueando a convecção. Geralmente, essa estrutura indica presença de intensa convecção (Vianello; Alves, 1991). Os SCM são frequentemente associados à precipitação intensa e persistente, sendo considerados importantes moduladores do regime de chuvas em regiões de latitudes médias e tropicais durante a estação quente (Machado; Laurent, 2004; Velasco; Fritsch, 1987). Esses sistemas também são responsáveis pela geração de ventos intensos e elevada atividade elétrica, com potencial para a ocorrência de granizo e tornados. Os SCM são compostos por nuvens do tipo Cumulonimbus (Cb), e o ciclo de vida de uma nuvem Cb é composto por três fases distintas (Byers; Braham, 1949): estágio cúmulos, maturação e dissipação, conforme mostrado na Figura 1.

Figura 1 - Representação das fases do ciclo de uma nuvem Cumulonimbus: a) iniciação, onde há predomínio de correntes ascendentes; b) maturação, onde há formação da frente de rajada de ar frio, bigorna pronunciada e predomínio de precipitação convectiva e c) dissipação, onde ocorre o predomínio de correntes descendentes e precipitação estratiforme.



Fonte: Adaptado de Cotton e Anthes (1989).

No estágio de iniciação, temos a formação de nuvens cúmulos (Figura 1a), sustentadas pela advecção de umidade em baixos níveis. Predominam correntes ascendentes que favorecem o crescimento vertical da nuvem. Já a maturação é caracterizada pela junção de nuvens cúmulos em um único sistema (Figura 1b), causada pela interação de correntes descendentes entre nuvens adjacentes. A presença de cisalhamento de vento organiza o sistema, evitando a interação das correntes ascendentes e descendentes, tornando o sistema duradouro. Inicia-se a precipitação na base da nuvem. Nessa fase, a nuvem pode atingir até 12 km de altura, ocasionalmente ultrapassando a tropopausa (*overshooting*). Correntes descendentes próximas à superfície geram frentes de rajada de ar frio que induzem a elevação de ar quente e úmido, formando novas nuvens cúmulos. A fase de dissipação (Figura 1c) é marcada pelo predomínio de correntes descendentes, com perda de sustentação do sistema devido ao enfraquecimento das correntes ascendentes. Ainda podem ocorrer áreas residuais de convecção no topo da nuvem, no entanto, o *overshooting* desaparece. A frente de rajada se intensifica e esfria por evaporação da precipitação, alcançando áreas maiores e induzindo a formação de novas nuvens cúmulos que não se integram ao sistema principal. A precipitação enfraquece, tornando-se predominantemente estratiforme (Silva *et al*, 2009).

Os SCM podem ser classificados principalmente como: Linhas de Instabilidade (LI) e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (Cotton; Anthes, 1989). Esta classificação é realizada com base na morfologia da tempestade ao longo de seu ciclo de vida. Os CCM foram inicialmente identificados e definidos por Maddox (1980) a partir de observações realizadas em 1978 nos Estados Unidos através de imagens de satélite no canal infravermelho. A Tabela 1 lista os critérios utilizados para a caracterização de um CCM.

Tabela 1 - Critérios para a definição de um CCM.

Características Físicas	
Tamanho:	A – Aglomerado de nuvens com temperatura IR contínua $\leq -32^{\circ}\text{C}$ devem ter uma área $\geq 100\,000\text{ km}^2$ B – Região fria no interior da nuvem com temperatura $\leq -52^{\circ}\text{C}$ deve ter uma área $\geq 50\,000\text{ km}^2$
Início:	Definições dos tamanhos A e B são satisfeitas em primeiro lugar
Duração:	Definições dos tamanhos A e B devem ter um período ≥ 6 horas
Extensão máxima:	Aglomerado de nuvens frias (com temperatura IR $\leq -32^{\circ}\text{C}$) atinge seu tamanho máximo
Forma:	Excentricidade (menor eixo / maior eixo) $\geq 0,7$ no momento de máxima extensão
Término:	Definições dos tamanhos A e B não mais satisfeitas

Fonte: Adaptado de Maddox (1980).

As Linhas de Instabilidade (LI) se configuram como linhas de nuvens convectivas contínuas ou quase contínuas, compostas por células em diferentes estágios de desenvolvimento. A dinâmica dessas estruturas é caracterizada pela formação de novas células na parte frontal do sistema, enquanto as células maduras tendem a enfraquecer na retaguarda (Houze, 1993). Durante o verão sul-americano, esses sistemas contribuem com aproximadamente 30% da precipitação total (Durkee; Mote; Shepherd, 2009). Diversas pesquisas apontam que os SCM que ocorrem na América do Sul, em especial na bacia do Prata, apresentam maior extensão e duração em comparação aos que ocorrem na América do Norte e na África (Durkee; Mote; Shepherd, 2009; Velasco e Fritsch, 1987; Ashley *et al.*, 2003). Na região Sudeste do Brasil, a formação desses sistemas está relacionada à interação entre processos sinóticos, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e de mesoescala, os quais favorecem o desenvolvimento inicial da convecção (Velasco; Fritsch, 1987; Carvalho *et al.*, 2004). A sustentação e intensificação desses sistemas dependem de forçantes radiativas, as quais são mais pronunciadas durante os meses de primavera e verão (Ferreira *et al.*, 2003; Reboita *et al.*, 2010). A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) - fenômeno atmosférico caracterizado pelo escoamento de umidade convergente em baixos níveis da troposfera com orientação noroeste-sudeste (Nogués-Paegle, 1997) é um dos principais mecanismos responsáveis pela formação dos SCM (Ribeiro, 2023). A ZCAS atua como fonte de umidade e calor e transporte da energia do Atlântico Tropical e da região Amazônica em direção ao Sudeste (Velasco; Fritsch, 1987; Silva Dias, 1996; Ferreira *et al.*, 2003).

A atuação dos Jatos de Baixos Níveis (JBN), frentes frias e efeitos locais, como a brisa marítima e a topografia, também exerce papel relevante na formação dos SCM (Chaves, 2024).

Os relâmpagos estão geralmente associados a estas tempestades, resultantes da separação de cargas elétricas por colisões entre cristais de gelo e hidrometeoros, num processo conhecido como mecanismo não-indutivo (Takahashi, 1978; Saunders, 2008). Estes últimos podem se apresentar como *graupel* (partículas de gelo de baixa densidade) ou granizo (gelo denso e compactado). Tais interações ocorrem predominantemente na chamada região de fase mista (tipicamente entre 0°C e -40°C), um ambiente caracterizado pela coexistência de gelo, intensas correntes ascendentes e alto conteúdo de água líquida super-resfriada (Reynolds *et al.*, 1957; Williams, 1989). A partir da separação de cargas elétricas e do aumento do campo elétrico nestas nuvens, o potencial para quebrar a rigidez dielétrica do ar é alcançado, gerando assim uma descarga elétrica (Wallace; Hobbs, 2006). Esse processo inicia-se quando a magnitude do campo elétrico local acelera elétrons livres a energias cinéticas suficientes para ionizar moléculas neutras do ar (Rakov; Uman, 2003). Esse mecanismo gera uma reação em cadeia, denominada avalanche eletrônica, que aumenta a densidade de portadores de carga, transformando o ar de um meio isolante para um plasma condutor (Macgorman; Rust, 1998). Frequentemente, essa ruptura dielétrica é facilitada nas extremidades dos hidrometeoros, onde o campo elétrico é amplificado localmente, permitindo a iniciação de *streamers*, mesmo que o campo ambiental médio esteja abaixo do limiar teórico de ruptura (Cooray, 2015; Wallace; Hobbs, 2006). Os relâmpagos podem se manifestar em diversos tamanhos e formas, com polaridade negativa ou positiva. Em média, os relâmpagos duram menos de um segundo, apresentam extensões entre 5 km e 10 km, podendo atingir temperaturas superiores a 30.000 °C, e com pico de corrente médio de aproximadamente 30 kA (Uman; Krider, 1989; Pinto Jr., 2005). Podemos classificar os relâmpagos em: intranuvem (IN), nuvem-ar (NA), entre-nuvens (EN) e nuvem-solo/solo-nuvem (NS/SN) (Ogawa, 1995), sendo este último de grande interesse devido ao seu potencial destrutivo (Pinto Jr; Pinto, 2000). Os relâmpagos NS/SN possuem polaridade positiva ou negativa. Os relâmpagos NS positivos (negativos) transferem para o solo cargas elétricas positivas (negativas), enquanto os relâmpagos SN positivos (negativos) propagam-se do solo em direção ao centro positivo (negativo) da nuvem. Por fim, os relâmpagos que se formam e dissipam no interior das nuvens, são denominados relâmpagos IN. Os relâmpagos IN são os mais comuns, representando aproximadamente 70% dos relâmpagos que ocorrem em tempestades, enquanto os NS- ocupam a segunda colocação, representando 90% da ocorrência em comparação aos relâmpagos NS+ (Pinto Jr; Pinto, 2000).

Os SCM apresentam duas regiões distintas de precipitação: convectiva e estratiforme. As áreas convectivas tipicamente apresentam topos de nuvem elevados, temperaturas muito baixas (<210 K) e intensas correntes ascendentes. Em contrapartida, as regiões estratiformes

são caracterizadas por precipitação de menor intensidade, e tem grande extensão horizontal, como tem sido observado por vários estudos (Rust *et al.*, 1981; Brook *et al.*, 1989; Lang *et al.*, 2004; Peterson; Liu, 2011; Wang *et al.*, 2019; Wang *et al.*, 2020; Liu *et al.*, 2021). Além disso, tipicamente as regiões estratiformes possuem uma duração maior que as regiões convectivas. Diversos estudos indicam que as regiões convectivas e estratiformes das nuvens de tempestade exibem características distintas no que se refere à frequência e ocorrência de relâmpagos (Rutledge; McGorman, 1988; Lang *et al.*, 2004; Hobara *et al.*, 2007; Peterson; Liu, 2011; Liu *et al.*, 2021; Wang *et al.*, 2020). Os resultados desses estudos indicam que, de forma geral, o centro principal de atividade elétrica em SCM ocorre dentro da região convectiva, com cerca de 5,6% dos relâmpagos iniciando-se na região estratiforme (Peterson; Liu, 2011 *apud* Wang, 2016).

Soula e Georgis (2013) ao analisarem estudos de caso de tempestades observaram que os relâmpagos NS+ tendem a ocorrer com maior frequência nas regiões estratiformes, condizente com os resultados obtidos por Hobara *et al.* (2007) ao estudar relâmpagos produzidos por LI na África. Contudo, ainda não há um consenso na literatura sobre a origem das cargas nessa região. Alguns trabalhos sugerem que a maior incidência de relâmpagos em áreas estratiformes ocorre logo após o desenvolvimento de uma banda brilhante (BB), uma estrutura típica da zona de derretimento de hidrometeoros, conforme indicado por Hobara *et al.* (2007). Os resultados de Wang *et al.* (2020) fundamentam essa associação ao demonstrar que mais de 90% dos relâmpagos analisados em regiões estratiformes de SCM estavam espacialmente próximos a áreas com BB. Apesar dessa proximidade, os autores observaram que apenas uma pequena fração dos relâmpagos foi iniciada diretamente por cargas elétricas associadas ao núcleo de refletividade da BB. Isso sugere que outros mecanismos, como a eletrificação não indutiva (*non-riming*), onde há a separação de cargas mediante colisões entre hidrometeoros de gelo, e a presença de correntes ascendentes fracas, porém extensas, podem desempenhar papel central no processo de formação de cargas elétricas nessas regiões. Tais processos favorecem a separação de carga em partículas de gelo e agregados em fusão, em níveis próximos à isoterma de 0 °C, contribuindo para a geração de campos elétricos intensos, ainda que em ambientes com menor refletividade do que aqueles encontrados em regiões convectivas. Stolzenburg *et al.* (1994) e Hodapp *et al.* (2008) indicaram que as fontes de cargas elétricas na região estratiforme são compostas tanto pela advecção de carga proveniente da região convectiva quanto pela geração *in situ* de carga. Dessa forma, teoriza-se que os relâmpagos estratiformes possam apresentar características diferenciadas em relação aos convectivos. Um exemplo desse fenômeno foi documentado por Stolzenburg *et al.* (1998) que,

ao analisarem dados de instrumentos de sondagem em regiões estratiformes, identificaram uma camada de carga positiva com alta densidade situada próxima à isoterma de 0 °C. Essa camada não foi observada em áreas convectivas.

Nas últimas décadas o monitoramento dos SCM na América do Sul tem sido realizado por meio da combinação de imagens de satélite do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) e algoritmos de rastreamento de tempestades. Um exemplo é o algoritmo *Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* (ForTraCC, Vila *et al.*, 2008), que emprega imagens do canal infravermelho para rastrear, de forma lagrangiana, o deslocamento e a evolução das tempestades, além de fornecer informações sobre suas propriedades físicas e radiativas, como área, temperatura e fração convectiva (Machado *et al.*, 1998). Paralelamente, o monitoramento da atividade elétrica das tempestades avançou significativamente com o desenvolvimento de redes de detecção de relâmpagos em solo (*Lightning Locating System* — LLS), permitindo a análise da distribuição espacial e temporal de descargas, polaridade, pico de corrente, o que permite a identificação de regiões com maior ocorrência de relâmpagos (Ribeiro, 2023). A integração de dados de satélites geoestacionários com observações de LLS tem se mostrado eficaz na caracterização da atividade convectiva e elétrica das tempestades, aprimorando a compreensão dos processos associados a relâmpagos (Laing *et al.*, 1999; Machado *et al.*, 2009; Mecikalski *et al.*, 2013). Essa abordagem combinada também apresenta potencial para diagnóstico e prognóstico de ocorrências de relâmpagos (Mattos; Machado, 2011). Além disso, as redes de sensores de relâmpagos contribuem para um melhor entendimento do ciclo de vida das tempestades, especialmente em relação ao seu comportamento elétrico (Amorati *et al.*, 2000; Laing *et al.*, 1999; Machado *et al.*, 2009; Mecikalski *et al.*, 2013). Tais avanços permitiram uma análise mais detalhada e precisa da correlação entre as propriedades dos SCM e a atividade elétrica associada. Proporcionando assim um conhecimento mais profundo sobre a dinâmica das tempestades, particularmente no que diz respeito às diferenças entre as propriedades dos relâmpagos nas regiões convectivas e estratiformes das nuvens de tempestade. Somando-se aos estudos supracitados, reforça a relevância de se compreender tais distinções, uma vez que compreendê-las auxiliará a modelagem e previsão de eventos severos. No contexto brasileiro, esse tipo de análise representa uma oportunidade valiosa não apenas para avançar no entendimento do comportamento das tempestades em diferentes regiões, mas também para aprimorar sistemas de alerta precoce, sendo tais avanços fundamentais para o desenvolvimento de estratégias mais eficazes de monitoramento e mitigação de desastres naturais associados a eventos convectivos intensos.

2. OBJETIVO

O presente trabalho tem como objetivo avaliar as diferenças entre as propriedades dos relâmpagos intranuvem e nuvem-solo entre as regiões convectivas e estratiformes dos SCM que ocorreram na região Sudeste do Brasil no ano de 2017. Como objetivos específicos, tem-se:

- a) Analisar a evolução do pico de corrente e quantidade dos relâmpagos ao longo do ciclo de vida das tempestades.
- b) Avaliar a relação entre o pico de corrente dos relâmpagos com o tamanho e temperatura das tempestades.
- c) Avaliar a distribuição das propriedades dos relâmpagos em regiões estratiformes e convectivas das tempestades como: tipo, polaridade, frequência e pico de corrente dos relâmpagos.

3. DADOS

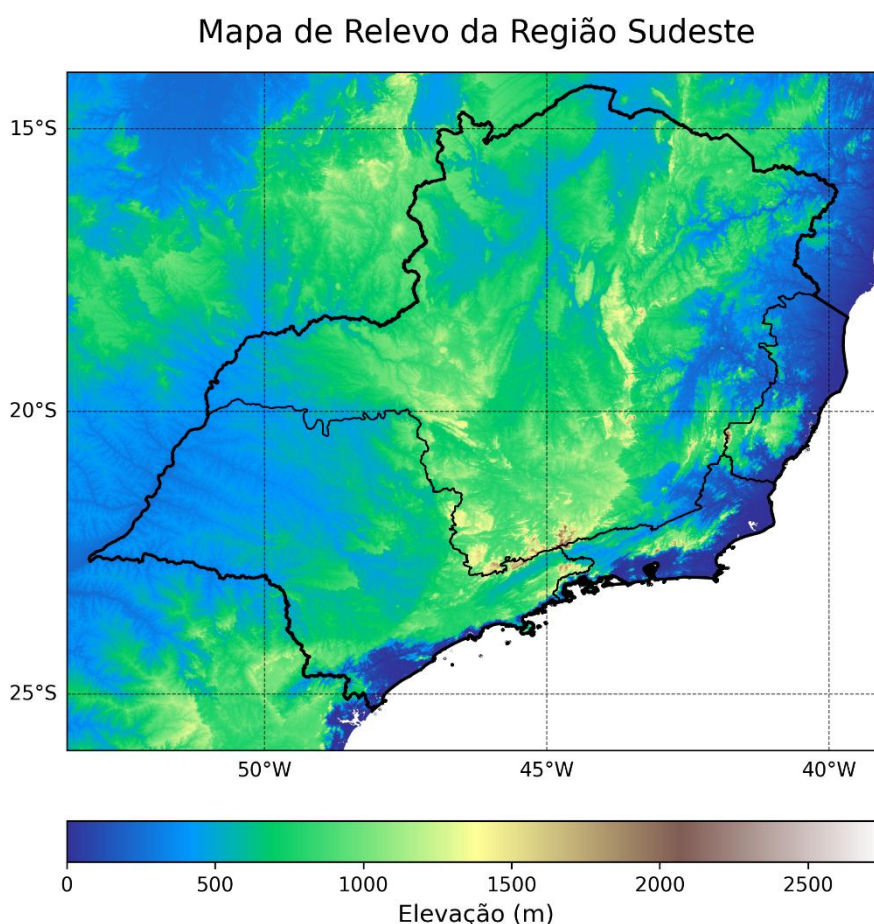
3.1 Área de Estudo

A região Sudeste do Brasil possui uma população estimada em 89,6 milhões de habitantes (IBGE, 2021), estando distribuídas entre seus quatro estados: São Paulo concentra 46,6 milhões de habitantes, seguido por Minas Gerais (21,4 milhões), Rio de Janeiro (17,5 milhões) e Espírito Santo (4,1 milhões). Essa expressiva população ocupa uma área territorial de 925 mil km², correspondendo a aproximadamente 12% da extensão total do território nacional (IBGE, 2020). Essa configuração resulta em uma densidade demográfica média de 96,9 habitantes/km² para a região como um todo, com significativas variações interestaduais que refletem os diferentes padrões de ocupação e desenvolvimento regional. A região Sudeste destaca-se por sua notável diversidade climática e ambiental, abrigo de diversos biomas brasileiros. Conforme representado na Figura 2, o relevo varia entre planaltos, onde predomina o clima tropical de altitude, e planícies, encontradas nas costas, cujo clima predominante é tropical, com temperaturas altas (22°C), verão chuvoso e inverno com poucas chuvas (Kuroki *et al.*, 2022).

O regime pluviométrico da região é particularmente influenciado por sistemas meteorológicos sazonais, como a ZCAS, que atua como principal sistema gerador de precipitação durante o verão, enquanto as frentes frias são responsáveis pelos eventos chuvosos no inverno (Reboita *et al.*, 2010; Ferreira; Reboita, 2022). Climatologicamente, a estação chuvosa na região Sudeste inicia-se em meados de outubro, estendendo-se até março. Os totais

pluviométricos médios atingem aproximadamente 572 mm no verão, contrastando com os 105,9 mm característicos do inverno (Alves *et al.*, 2005; Da Silva; Reboita, 2013). Essa marcante sazonalidade pluviométrica reflete a atuação distinta dos sistemas meteorológicos ao longo do ano na região Sudeste do Brasil.

Figura 2 – Mapa do relevo (em metros) da região Sudeste do Brasil



3.2 Dados do Satélite GOES-13

Para este estudo foram empregados dados do satélite geoestacionário GOES-13, que esteve em operação entre 2006 e 2019. Este satélite possuía uma capacidade de imageamento com frequência temporal de 30 minutos. O instrumento *GOES-IMAGER* coletava informações em cinco bandas espectrais distintas, sendo: visível (0,65 μm), infravermelho (3,9 μm , 10,7 μm e 13,35 μm) e vapor d'água (6,55 μm) (OSCAR, 2025). O trabalho utilizou os dados do canal 4 do infravermelho (10,7 μm) que oferece resolução espacial de 4 km. Esta banda espectral é particularmente adequada para caracterização do topo das nuvens, permitindo a análise de parâmetros fundamentais como a temperatura do topo das nuvens. Os arquivos binários utilizados foram obtidos através do banco de dados do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Estes dados estão

disponíveis para acesso público e gratuito (https://ftp.cptec.inpe.br/goes/goes13/retangular_4km/).

3.3 Dados de Relâmpagos da Rede ENTLN

A rede *Earth Networks Total Lightning Network* (ENTLN) constitui um sistema de detecção de relâmpagos do tipo IN e NS, sendo capaz de captar a emissão de radiação eletromagnética produzida pelas descargas de retorno - do inglês *return strokes* (doravante chamado de relâmpagos) em uma faixa de frequência entre 10 Hz e 10 MHz. A identificação dos relâmpagos é realizada por meio de sensores que detectam ondas eletromagnéticas na frequência de *Low Frequency* (LF) e *Very High Frequency* (VHF). A localização espacial das descargas é determinada pelo método do Tempo de Chegada. Neste processo, múltiplos sensores registram o instante exato da recepção do pulso eletromagnético, sincronizados via GPS. A diferença temporal entre os registros dos diversos sensores permite calcular a localização da fonte emissora através de triangulação. Os dados coletados pela rede ENTLN incluem informações sobre a data e localização, polaridade (positiva ou negativa) e o pico de corrente das descargas de retorno associadas aos relâmpagos IN e NS. Com aproximadamente 70 sensores, a rede atua em 11 estados, abrangendo as regiões Sudeste, Sul, Centro-Oeste e parte da região Nordeste do Brasil. Na região Sudeste, a densidade de sensores proporciona uma eficácia de detecção de aproximadamente 90% e uma precisão superior a 500 metros para os relâmpagos NS (Pinto Jr.; Pinto, 2021). A relevância da utilização desta rede reside na sua capacidade de detectar relâmpagos que ocorrem no interior das nuvens (IN), representando uma contribuição inovadora para as análises meteorológicas (Ribeiro, 2023).

4. METODOLOGIA

4.1 Identificação e rastreamento dos SCM

Para realizar a identificação e rastreamento dos SCM foi utilizado o algoritmo *Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* (ForTraCC, Vila *et al.*, 2008). O ForTraCC identifica tempestades como sendo aquelas que possuem área mínima de 75 pixels (1200 km²) e temperatura abaixo de 235 K (Vila *et al.*, 2008). Após a identificação, o ForTraCC produz uma série de parâmetros sobre as tempestades, como: latitude/longitude, duração, tamanho, taxa de expansão, temperatura média, temperatura mínima e temperatura mínima média do kernel de 9 pixels mais frios (representa o núcleo frio da tempestade), fração convectiva, excentricidade, ângulo de inclinação e deslocamento de cada SCM. Para processar o ForTraCC

são utilizadas as imagens do satélite GOES-13 que tiveram poucas falhas, assim possibilitando que seja estimado o deslocamento, as propriedades físicas e radiativas dos sistemas. Este banco de dados contendo o ciclo de vida dos SCM foi processado e analisado por Monteiro *et al.* (2021) e Ribeiro (2023).

Para garantir que fossem selecionadas apenas tempestades que desenvolveram através da sua dinâmica interna, foram aplicados critérios adicionais de seleção, conforme discutido por Machado e Laurent (2004). Para isso, as tempestades analisadas devem: i) nascer e se dissipar dentro da área de estudo; ii) não apresentar união e divisão ao longo do ciclo de vida; iii) não ter mais de 50% de falta de imagem e iv) apresentar taxa de expansão positiva no início do ciclo de vida e negativa no final.

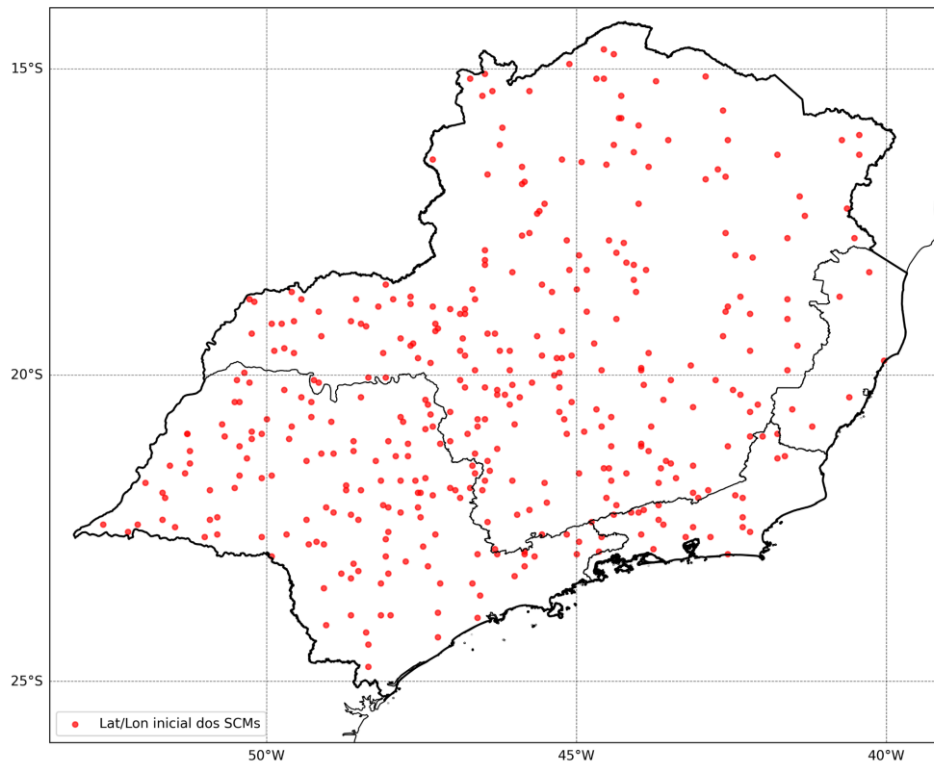
4.2 Combinação dos SCM com os relâmpagos e classificação em regiões convectivas e estratiformes

A partir das tempestades identificadas e rastreadas pelo ForTraCC o presente trabalho realizou a combinação das ocorrências dos relâmpagos IN e NS detectados pela ENTLN com os SCM. Primeiramente, para cada imagem de satélite contabilizaram-se os relâmpagos que ocorreram num intervalo de 15 min antes e 15 min depois centrado no horário da imagem de satélite. Em seguida, foram identificadas e mapeadas as regiões convectivas e estratiformes de cada SCM para cada etapa do ciclo de vida. Para isto, para cada imagem de satélite do ciclo de vida de um SCM foram geradas matrizes contendo a temperatura de brilho, a identificação do cluster, a quantidade de relâmpagos (IN, NS-, NS+) e o pico de corrente médio por pixel. Na etapa seguinte, os dados em nível de pixel foram agregados para cada SCM identificado pelo ForTraCC.

Posteriormente, para cada SCM em cada estágio de seu ciclo de vida, os pixels foram classificados como convectivos (temperatura de brilho ≤ 210 K) ou estratiformes (temperatura de brilho > 210 K). Subsequentemente, para as regiões convectivas e estratiformes dos SCM foram determinadas as seguintes propriedades: área (em km²), quantidade de relâmpagos IN e NS, densidade de relâmpagos IN, NS- e NS+ (quantidade de relâmpagos por km²) e pico de corrente médio para relâmpagos NS- e NS+. A Tabela 2 mostra os parâmetros que foram calculados. Essas informações foram integradas ao banco de dados de saída do ForTraCC, descrito na seção 4.1. Por fim, o conjunto de dados foi filtrado para reter apenas os SCM que apresentaram relâmpagos IN ou NS. Após a filtragem, foram selecionadas 383 tempestades, cuja distribuição espacial é representada na Figura 3.

Tabela 2 – Parâmetros calculados e integrados ao banco de dados do ForTraCC.

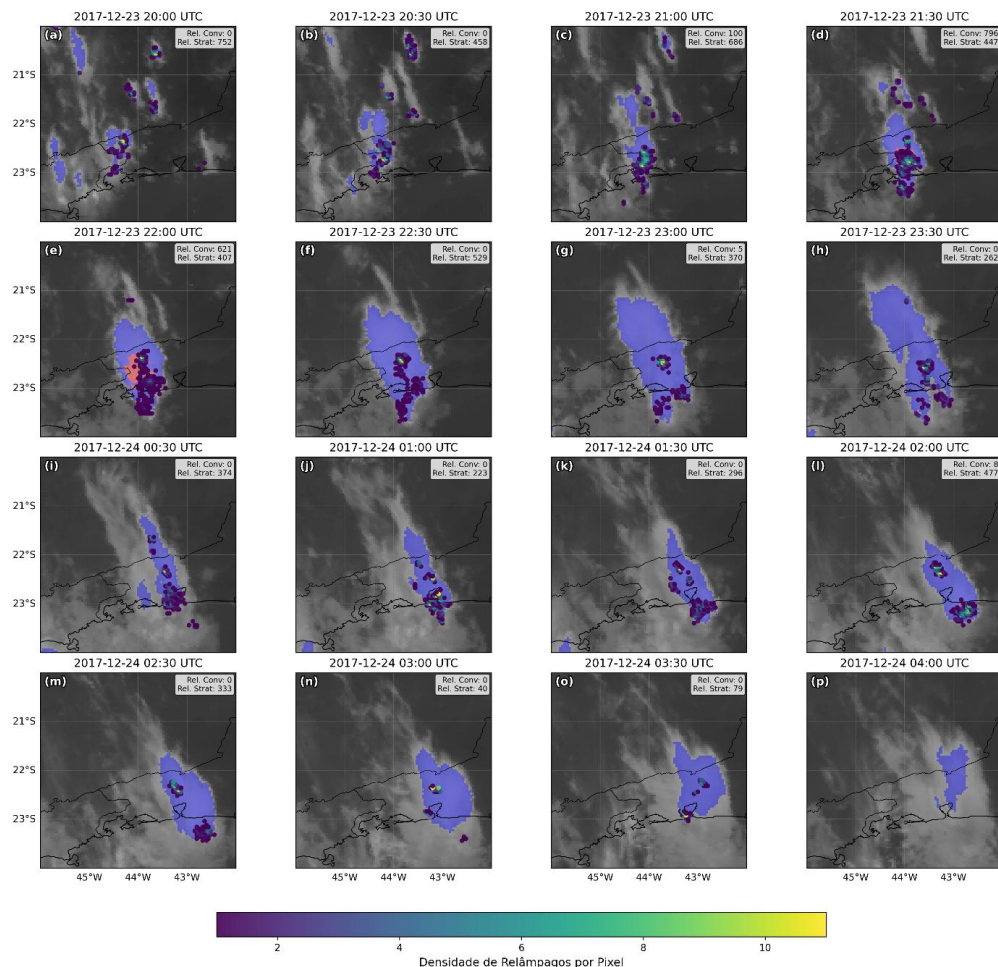
Item	Sigla	Descrição do Parâmetro
1.	IC _{conv}	Quantidade de relâmpagos IN convectivos
2.	IC _{estrat}	Quantidade de relâmpagos IN estratiformes
3.	CGneg _{conv}	Quantidade de relâmpagos NS- convectivos
4.	CGneg _{estrat}	Quantidade de relâmpagos NS- estratiformes
5.	CGpos _{conv}	Quantidade de relâmpagos NS+ convectivos
6.	CGpos _{estrat}	Quantidade de relâmpagos NS+ estratiformes
7.	PCneg _{conv}	Pico de corrente de relâmpagos NS- convectivos
8.	PCneg _{estrat}	Pico de corrente de relâmpagos NS- estratiformes
9.	PCpos _{conv}	Pico de corrente de relâmpagos NS+ convectivos
10.	PCpos _{estrat}	Pico de corrente de relâmpagos NS+ estratiformes
11.	Size _{conv}	Tamanho da área convectiva
12.	Size _{estrat}	Tamanho da área estratiforme

Figura 3 - Distribuição da gênese dos SCM para 2017 baseado nas limitações que foram aplicadas. Ao todo foram identificadas e estudadas 383 tempestades.

As Figuras 4 e 5 mostram quais informações podem ser obtidas a partir do ForTraCC a partir da metodologia aplicada. A Figura 4 ilustra o rastreamento realizado para um SCM que

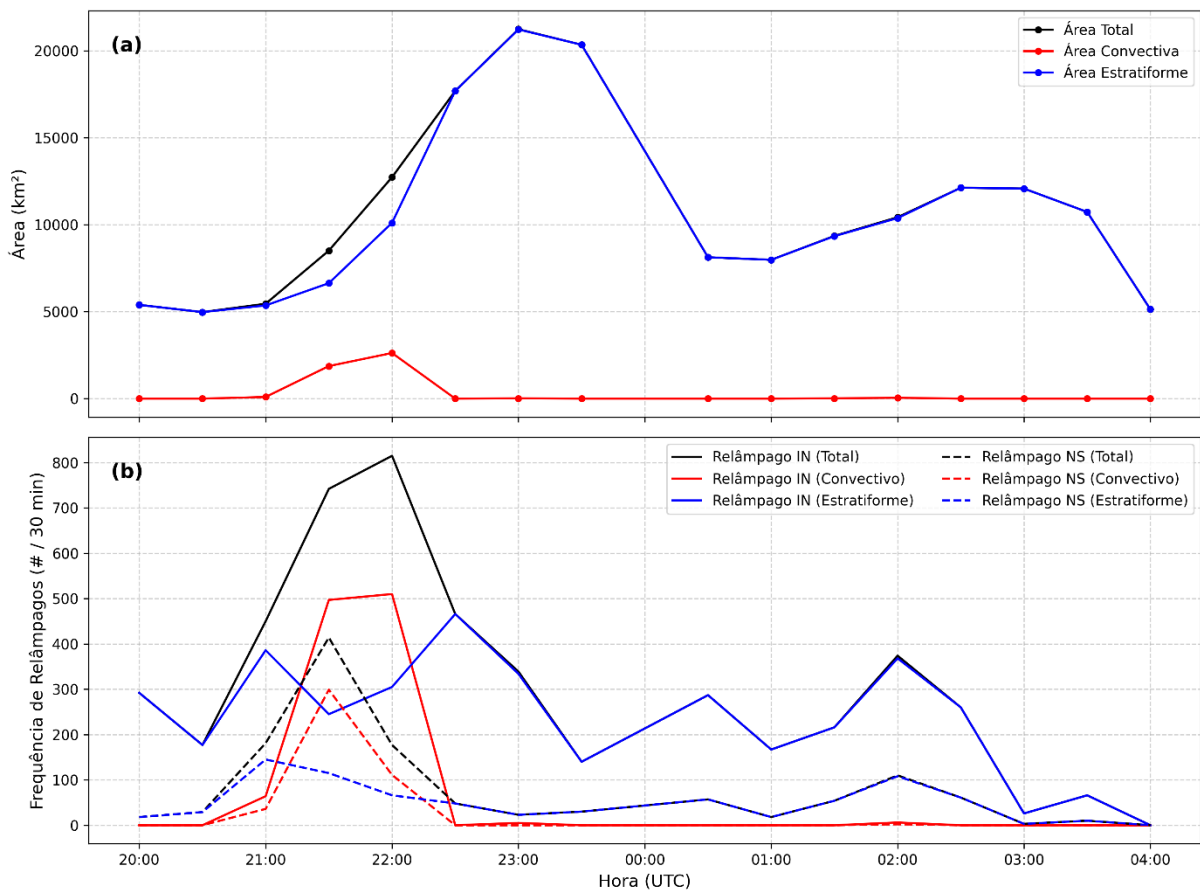
ocorreu no dia 23 de dezembro de 2017 que começou às 20:00 UTC e se dissipou às 04:00 UTC do dia 24. A Figura 5 mostra a evolução do ciclo de vida da área total, convectiva e estratiforme da tempestade, assim como a dos relâmpagos totais, convectivos e estratiformes. Na Figura 4, em azul está representada a região estratiforme do SCM, e em vermelho, a região convectiva. A densidade (4x4) de relâmpagos por pixel é representada por pontos coloridos. Pode-se observar que a tempestade começou próximo à divisa do estado de Minas Gerais com o Rio de Janeiro, produzindo 794 relâmpagos estratiformes (Figura 4a), e então, aumentando em tamanho, e a partir da Figura 4c, observa-se a ocorrência de relâmpagos na região convectiva (100 relâmpagos), ocorrendo no momento que o SCM começa a se intensificar, atingindo o máximo de ocorrências às 21:30 UTC, com 796 relâmpagos convectivos registrados e 447 estratiformes, totalizando 1243 ocorrências. Nos instantes seguintes, o SCM chega em seu tamanho máximo e o número de relâmpagos diminui, até sua dissipação às 04:00 UTC

Figura 4 - Exemplo de rastreamento de um SCM realizado pelo ForTraCC no dia 23 de dezembro de 2017, entre 20:00 e 04:00 UTC. Temperatura de brilho (GOES-13, 10,7 μm) apresentado em escala de cinza, pontos coloridos representam a densidade de relâmpagos. A região sombreada em azul representa a região estratiforme do sistema, enquanto a mascarada em vermelho a região convectiva.



A Figura 5a mostra que o SCM rastreado só teve registro de região convectiva nos instantes iniciais de sua vida, coincidindo com o momento máximo de relâmpagos NS (414 ocorrências) e IN (815 ocorrências) (Figura 5b). Pode-se observar que esse máximo de relâmpagos ocorreu antes do SCM atingir seu tamanho máximo (20000 km²) às 23:00 UTC, padrão que já foi identificado em outras pesquisas na literatura (Mattos; Machado, 2011; Makowski *et al.*, 2013).

Figura 5 - Evolução temporal das propriedades físicas estimadas pelo ForTraCC da tempestade ocorrida no dia 23/12/2017: (a) área total (linha preta), convectiva (linha vermelha) e estratiforme (linha azul) (km²) e (b) frequência de relâmpagos (ocorrências a cada 30 min) IN (linhas contínuas) e NS (linhas tracejadas) na região total do SCM, região convectiva e estratiforme.



4.3 Análises

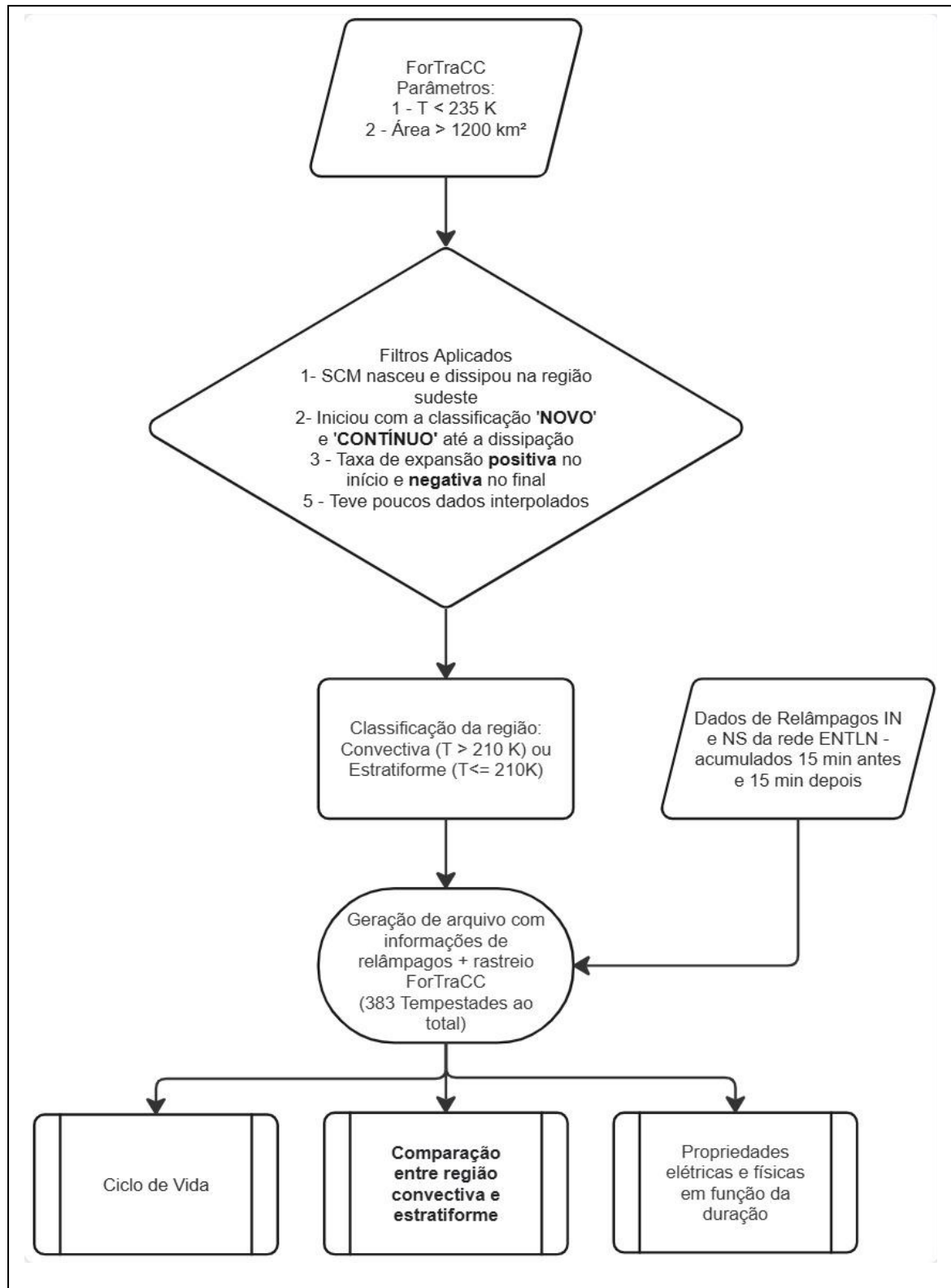
A partir do banco de dados integrado de SCM e relâmpagos foi realizada a avaliação da relação entre o ciclo de vida dos SCM e os relâmpagos. Nesta etapa foi extraída a área máxima (tamanho na maturação), duração, temperaturas mínimas e médias, quantidade e tipo (IN, NS+, NS-) dos relâmpagos ao longo do ciclo de vida das 383 tempestades. O ciclo de vida das tempestades foi separado em 5 etapas: i) iniciação (INI), ii) pré-maturação (T1), iii) maturação

(MAT), iv) pós maturação (T2) e v) dissipação (DIS). Sendo INI referente ao instante inicial da tempestade, T1 o instante que está na metade entre INI e MAT, cujo último se trata do instante em que a tempestade atinge sua maturação (máximo tamanho ao longo do ciclo de vida). T2 refere-se ao instante que está na metade entre MAT e DIS, sendo este último o momento da dissipação do SCM.

Para análises posteriores foram calculados os percentis de 33 e 66 % dessas variáveis para classificação dos eventos em diferentes categorias. Foram gerados gráficos de frequência e *boxplots* para investigar a distribuição das variáveis e a relação entre elas. Em busca de entender a correlação entre o pico de corrente dos relâmpagos e as variáveis supracitadas, foram realizados gráficos de dispersão utilizando o percentil 50 % do pico de corrente, e comparando com o tamanho da tempestade, temperatura mínima, média e mínima do kernel de 9 pixels, analisando separadamente de acordo com a polaridade.

A parte final da análise consistiu em avaliar as diferenças entre as regiões convectivas e estratiformes em termos das propriedades dos relâmpagos. A análise estatística foi baseada na produção de gráficos *boxplot*. Para a análise específica da relação entre o pico de corrente e a área, os dados de área foram categorizados em faixas baseadas em percentis, possibilitando uma comparação mais detalhada entre sistemas de diferentes portes. A Figura 6 apresenta de forma resumida todo o processo de criação e filtragem dos dados.

Figura 6 – Fluxograma do processo de criação e filtragem dos dados utilizados.

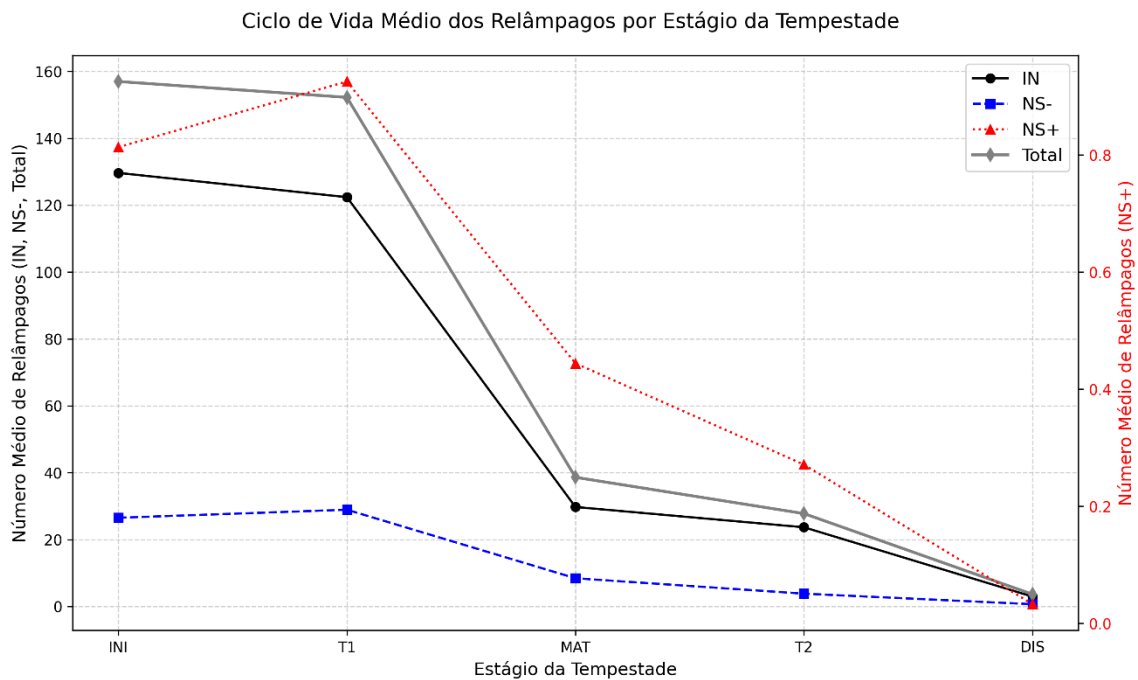


5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Análise do ciclo de vida das tempestades

A Figura 7 mostra o ciclo de vida da quantidade média de relâmpagos IN, NS- e NS+ em função do ciclo de vida das tempestades. Ao analisar o gráfico nota-se que os relâmpagos IN (121 relâmpagos) são mais recorrentes, seguido pelo NS- (30 relâmpagos), e com o NS+ (0,9 relâmpagos) sendo o mais incomum. Percebe-se uma dominância de relâmpagos IN e NS- e NS+ nos estágios iniciais da tempestade (INI e T1), característica que também foi encontrada por outros autores na literatura (Makowski *et al.*, 2013; Monteiro *et al.*, 2021, Ribeiro, 2023). Esse comportamento está associado ao período de máxima intensidade convectiva do sistema, no qual as correntes ascendentes atingem seu ápice, promovendo o transporte eficiente de água super-resfriada e partículas de gelo para os níveis superiores da nuvem, e com isso promovendo a eletrificação devido à colisão entre partículas de gelo e hidrometeoros, levando à separação de cargas no interior das nuvens (Ribeiro, 2023).

Figura 7- Ciclo de vida da quantidade média de relâmpagos IN, NS- e NS+ para os estágios: i) iniciação (INI), ii) intensificação (T1), iii) maturação (MAT), iv) enfraquecimento (T2) e v) dissipação (DIS).

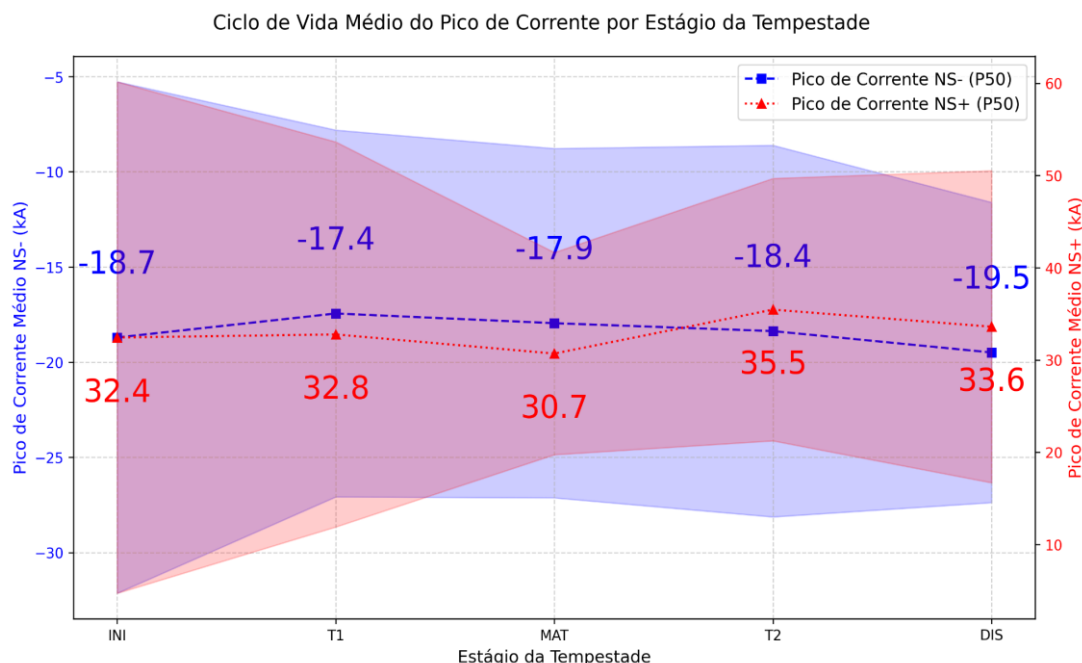


Em adição, foi avaliado a evolução do pico de corrente dos relâmpagos NS- e NS+. O pico de corrente permite avaliar em qual momento do ciclo de vida das tempestades ocorrem os relâmpagos com maior energia. A Figura 8 mostra o percentil de 50 % do pico de corrente médio dos relâmpagos. O pico de corrente dos relâmpagos NS- são consideravelmente menores

do que os NS+ (-18,3 kA contra 32,9 kA), indicando que esse último é mais intenso que os relâmpagos NS-. Além disso, ambos tipos de relâmpagos são mais intensos nos estágios finais da tempestade, com os maiores valores do pico de corrente ocorrendo no estágio de dissipação (DIS) para os relâmpagos NS- (-19,5 kA) e em T2 para os relâmpagos NS+ (35,5 kA). Porém é importante notar que as diferenças são pequenas entre o pico de corrente de um mesmo tipo de relâmpago entre os estágios do ciclo de vida. Por exemplo, para os relâmpagos NS+ a máxima diferença ocorre entre os estágios MAT e T2, sendo de 5 kA.

No que tange à dispersão dos valores do pico de corrente, observa-se que para ambas as polaridades (NS- e NS+), a maior variação ocorre no início da tempestade, período em que há a maior ocorrência de relâmpagos, como visto na Figura 7. Também é notável que a dispersão para relâmpagos NS- tende a ter uma variação menor, enquanto os NS+ varia mais. A evolução da atividade elétrica demonstra uma transição no caráter dos relâmpagos ao longo do ciclo de vida da tempestade. Por exemplo, embora a frequência de relâmpagos seja máxima na fase de intensificação (Figura 7), os maiores picos de corrente encontrados ocorreram nos estágios de decaimento (Figura 8). A explicação para esta observação pode estar associada a dois fatores: i) redução na frequência de relâmpagos é uma consequência direta do enfraquecimento das correntes ascendentes, o que enfraquece o processo de eletrificação; e ii) aumento da intensidade dos relâmpagos é atribuído à existência de regiões de carga elétricas em extensas regiões, como o reservatório de carga positiva na bigorna estratiforme, que atinge seu máximo potencial elétrico tardiamente no ciclo de vida do sistema. Essas vastas regiões de carga podem produzir relâmpagos de maior magnitude, mesmo quando a taxa de eletrificação já está em declínio (Montanyà et al., 2009).

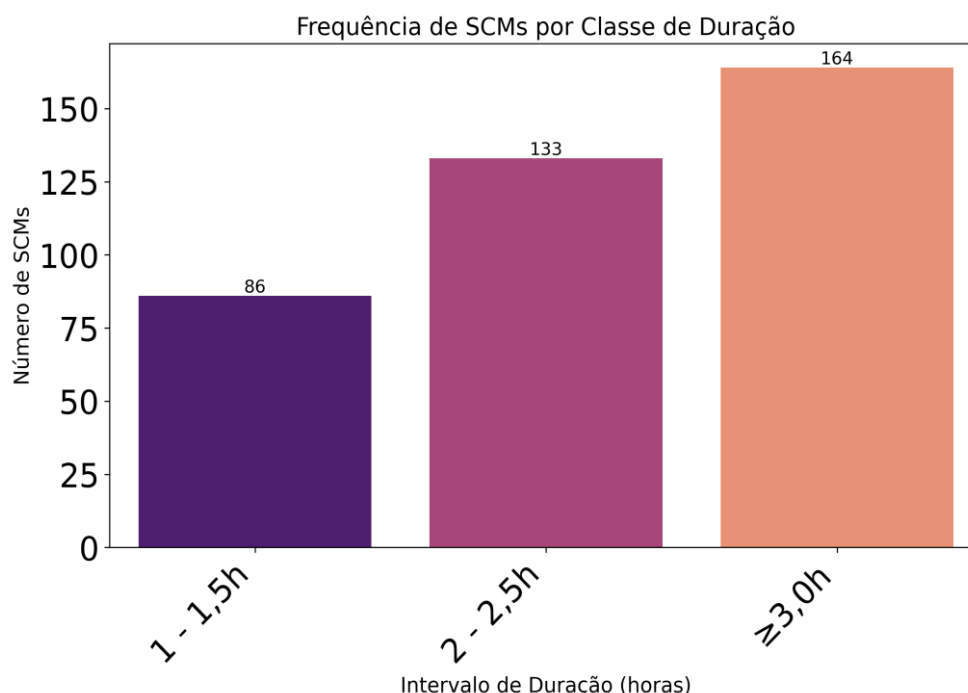
Figura 8 - Ciclo de vida do pico de corrente (kA) dos relâmpagos NS- e NS+ para os estágios: i) iniciação (INI), ii) intensificação (T1), iii) maturação (MAT), iv) enfraquecimento (T2) e v) dissipação (DIS). A região sombreada em azul (vermelho) mostra a dispersão do pico de corrente para NS- (NS+).



5.2 Análise da relação entre as propriedades elétricas e físicas em função da duração das tempestades

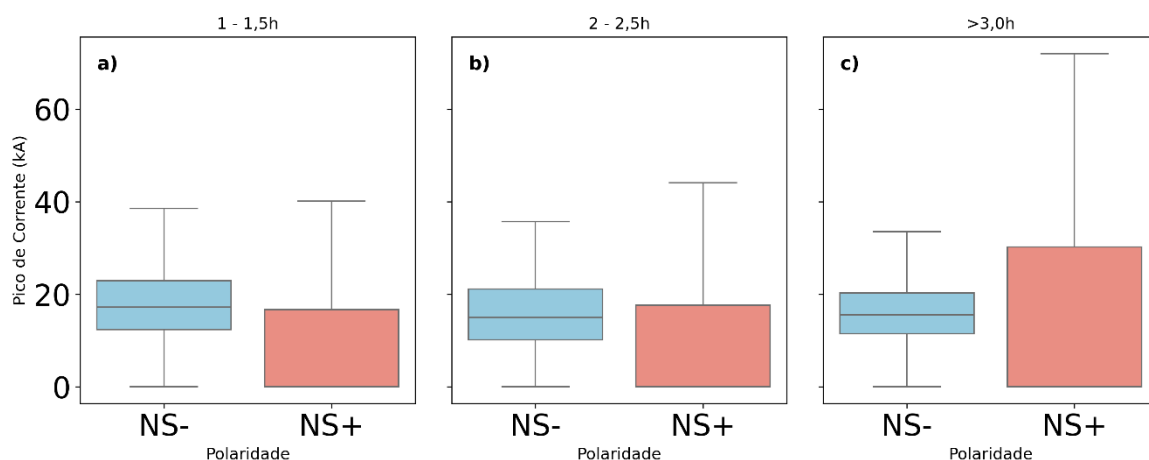
O objetivo desta etapa é avaliar como as propriedades dos relâmpagos são impactadas pela duração das tempestades. Nesse contexto, o valor da duração dos 383 SCM foram utilizadas e classificadas em função dos seguintes percentis: i) menores que o percentil de 33%, ii) entre o percentil de 33 e 66 % e iii) acima do percentil de 66 %. Com base nesta classificação de percentis nos intervalos de classes de duração são: i) abaixo de 1,5 h, ii) entre 2,0 e 2,5 h e iii) acima de 3,0 h. A Figura 9 apresenta a frequência de ocorrência dessas tempestades. Ao analisar os resultados observa-se que SCM de longa duração ($\geq 3,0$ h) são mais frequentes. Esse padrão está em conformidade com a duração média de 6 horas reportada para tais sistemas (Campos; Eichholz, 2011), e é explicada pela capacidade de auto propagação do SCM, facilitada pelo cisalhamento vertical do vento. O cisalhamento inclina a torre convectiva, separando a região de chuva (corrente descendente) da região de entrada de ar quente (corrente ascendente). O ar frio que desce com a chuva espalha-se pela superfície, formando uma ‘piscina fria’, atuando como uma cunha que levanta o ar quente à frente do sistema, gerando novas células continuamente e sustentando a tempestade por várias horas (ROTUNNO et al., 1988; HOUZE, 2004)

Figura 9 – Distribuição de frequência da duração dos SCM em função dos percentis de: i) 0-33 % (1-1,5 h), ii) 33-66 % (2-2,5 h) e > 66 % ($\geq 3,0$ h).



A Figura 10 mostra a distribuição do pico de corrente em função da polaridade dos relâmpagos, divididos por percentis de duração do SCM. Nota-se que a distribuição de pico de corrente dos relâmpagos NS- (*boxplot* azuis) são semelhantes, permanecendo com valores medianos de aproximadamente 15 a 20 kA, independente da duração do sistema. Em contraste, o pico de corrente dos relâmpagos NS+, indica que quanto maior a duração do sistema, maior será a intensidade do pico de corrente, podendo apresentar valores maiores do que 60 kA em sistemas duradouros. Isso reforça os resultados anteriores, onde somente sistemas convectivos maduros são capazes de gerar a estrutura elétrica responsável pela ocorrência de relâmpagos intensos, devido a presença de uma grande região estratiforme carregada positivamente.

Figura 10 – *Boxplot* do pico de corrente (kA) para os relâmpagos NS- e NS+ para as classes de duração: a) 1,0-1,5 h, b) 2,0-2,5 h e c) > 3,0 h. Cada *boxplot* ilustra a mediana (linha central), o intervalo interquartil (caixa) e a amplitude (hastes) dos dados.



Como discutido na seção anterior, a duração dos SCM exerce influência na intensidade dos relâmpagos, particularmente nos NS+, cujo pico de corrente aumenta em tempestades mais duradouras. Para avaliar mais profundamente essa relação, foram realizadas análises de correlação entre o pico de corrente dos relâmpagos NS- e as propriedades das tempestades, como tamanho, temperatura média do topo, temperatura mínima do topo e temperatura mínima dos 9 pixels mais frios, estratificadas por percentis de duração. A Figura 11 exibe as relações de dispersão para os relâmpagos NS-.

Ao contrário da expectativa de uma relação linear direta entre a intensidade da convecção e o pico de corrente, os resultados gerais indicam predominância de correlações baixas a nulas para a maioria das variáveis analisadas. Para os sistemas de longa duração (acima do percentil 66, Figura 11c), as linhas de regressão apresentam-se praticamente horizontais, com coeficientes de correlação próximos de zero (r variando entre -0,04 e 0,03). Isso demonstra que, em sistemas maduros e organizados, a magnitude do pico de corrente não é linearmente modulada pelas temperaturas do topo da nuvem ou pelo tamanho do sistema. Embora temperaturas mais baixas no topo estejam fisicamente associadas a correntes ascendentes mais intensas e a uma maior frequência de relâmpagos (Ribeiro, 2023), os dados sugerem que essa relação não se traduz diretamente em um aumento do pico de corrente dos relâmpagos individuais nesta escala de observação.

A ausência de correlação significativa nos sistemas de longa duração pode ser atribuída à complexidade estrutural dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) maduros, onde a intensidade do pico de corrente é governada principalmente por parâmetros locais da estrutura de cargas e fatores que não são diretamente capturados apenas pelas métricas analisadas.

Para os relâmpagos NS+, os resultados revelam um padrão distinto (Figura 12) e, em certos aspectos, divergente daquele observado para os relâmpagos NS-. A análise indica que, em SCM de longa duração ($> P66$, Figura 12c), existe uma correlação fraca, porém consistente e positiva ($r = 0,21$), entre as métricas de temperatura do topo da nuvem (média e mínima) e o pico de corrente.

A inclinação positiva das retas de regressão sugere que, para descargas positivas em sistemas maduros, picos de corrente mais intensos tendem a estar associados a temperaturas de brilho ligeiramente mais altas. Esse comportamento difere do observado para os relâmpagos NS-, onde a correlação com a temperatura foi praticamente nula. Essa sensibilidade dos relâmpagos positivos à temperatura corrobora a hipótese de localização distinta de suas fontes de carga: enquanto a convecção profunda domina a produção de NS-, os relâmpagos positivos de alta intensidade tendem a se originar nas regiões estratiformes ou nas bigornas das tempestades. Nestas áreas, os topos das nuvens são mais baixos e quentes do que nas torres convectivas.

Um aspecto fundamental evidenciado na Figura 12 é a diferença na frequência de ocorrência. O número de amostras para relâmpagos positivos em sistemas de longa duração ($n=242$) é consideravelmente menor do que para os negativos ($n=521$) no mesmo estágio. Essa diferença reforça o entendimento de que os relâmpagos NS+ são eventos menos frequentes, dependentes de condições mais específicas, enquanto os NS- ocorrem de forma mais generalizada, associados aos núcleos convectivos.

Figura 11 – Relação de dispersão entre o pico de corrente dos relâmpagos negativos (NS-) e as propriedades dos SCM como, tamanho (km^2), temperatura média (K), temperatura mínima (K) e temperatura mínima dos 9 pixels mais frios (K) para as classes de duração (a) 1,0-1,5 h, (b) 2,0-2,5 h e (c) $> 3,0$ h. Sombreado em vermelho está o intervalo de confiança da linha de regressão.

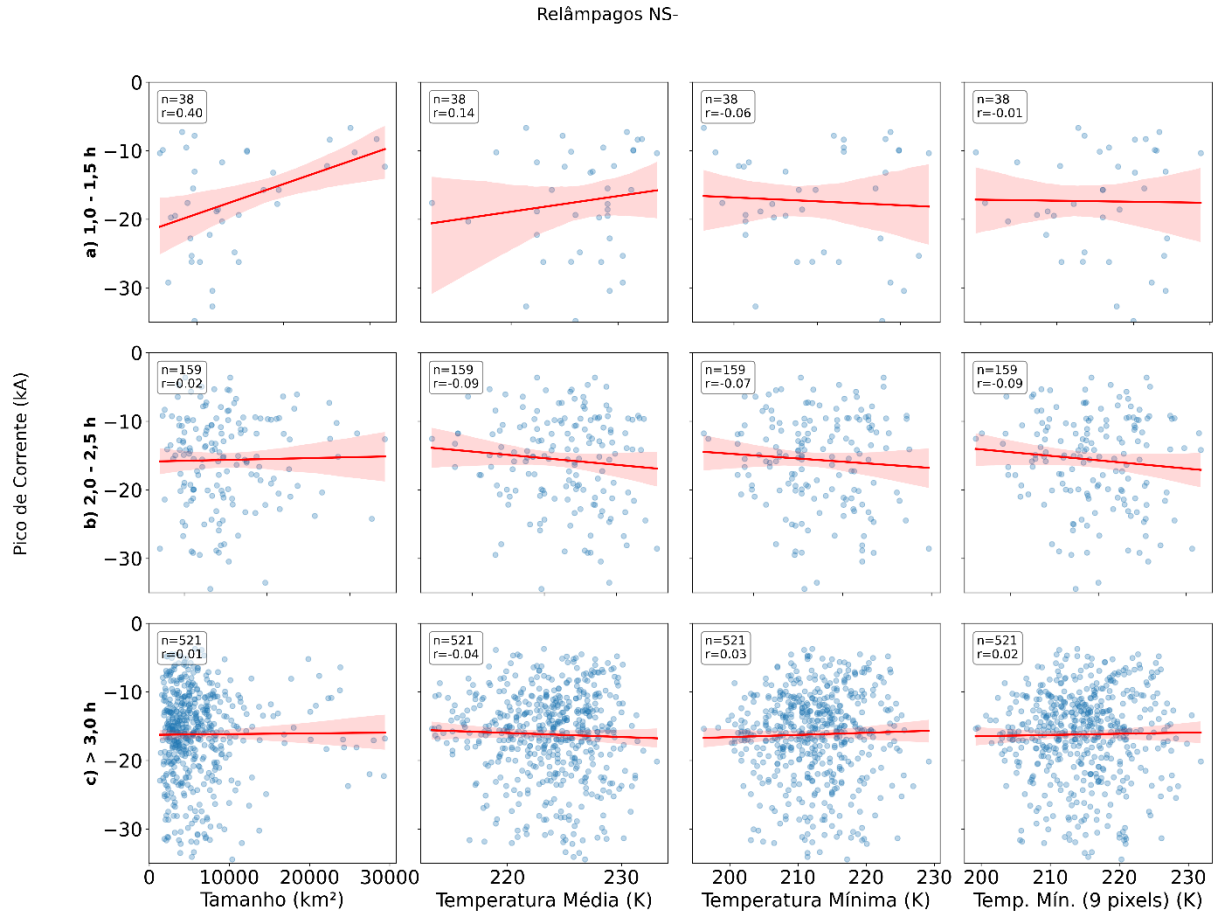
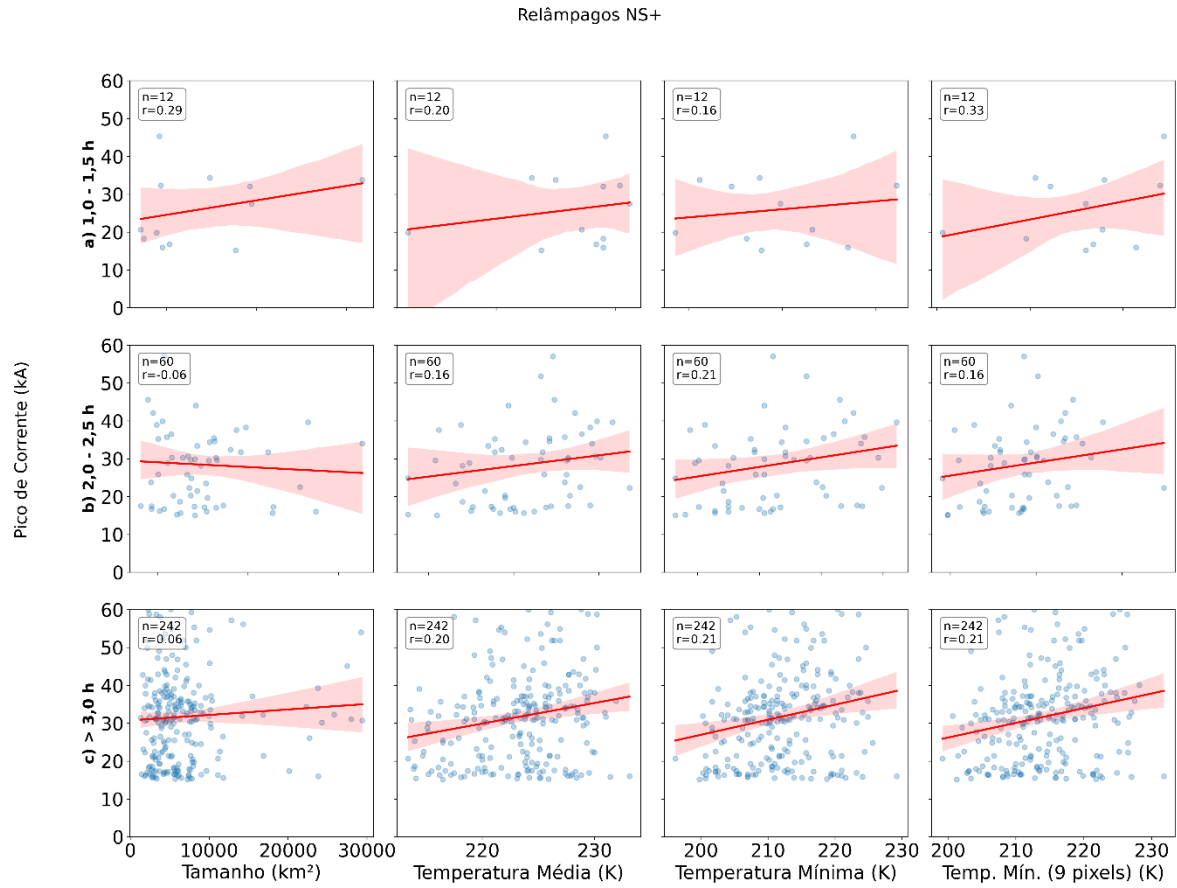


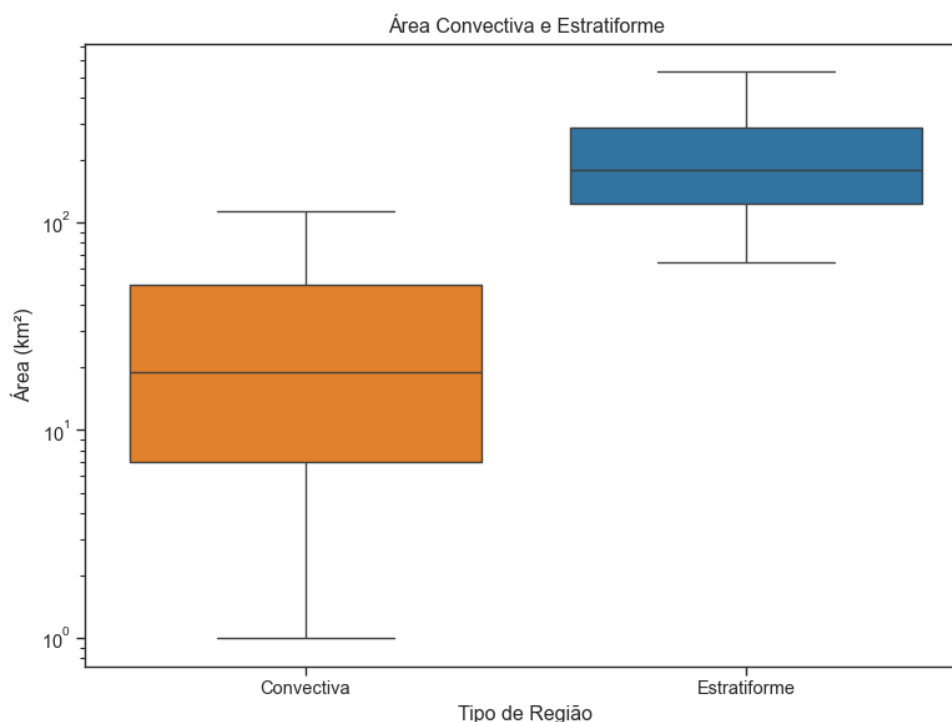
Figura 12 - Relação de dispersão entre o pico de corrente dos relâmpagos positivos (NS+) e as propriedades dos SCM como, tamanho (km²), temperatura média (K), temperatura mínima (K) e temperatura mínima dos 9 pixels mais frios (K) para as classes de duração: (a) 1,0-1,5 h, (b) 2,0-2,5 h e (c) > 3,0 h. Sombreado em vermelho está o intervalo de confiança da linha de regressão.



5.3 Avaliação das diferenças entre as propriedades elétricas das regiões convectivas e estratiformes

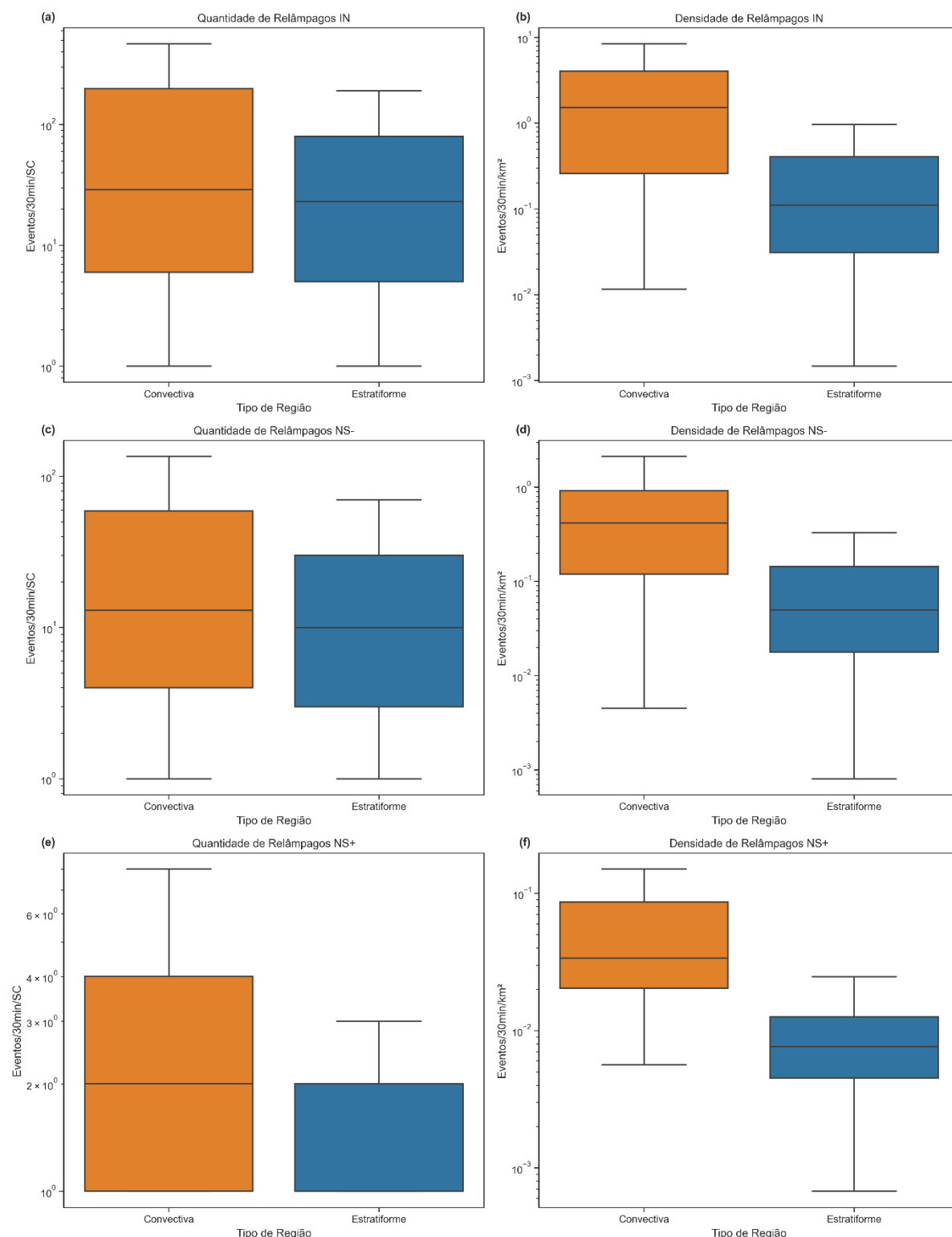
Nessa seção será realizada uma avaliação das diferenças entre as propriedades dos relâmpagos nas regiões convectivas e estratiformes. A Figura 13 mostra a distribuição do tamanho das áreas convectivas e estratiformes das tempestades em seu estágio de maturação. As regiões estratiformes são maiores que as convectivas. Nota-se que a mediana da área estratiforme é aproximadamente uma ordem de magnitude ($\geq 10^2$) superior à da área convectiva (10^1). Este resultado corrobora o modelo conceitual clássico de SCM em estágio de maturação. Neste modelo, as torres convectivas, que são núcleos compactos de correntes ascendentes intensas, atingem a tropopausa, onde seu impulso vertical é bloqueado devido à inversão térmica (Takahashi, 2024). Subsequentemente, essas correntes divergem horizontalmente na alta atmosfera, advectando e dispersando cristais de gelo por uma extensa área, o que leva à formação da bigorna estratiforme. Dessa forma, a região convectiva atua como o núcleo gerador do sistema, caracterizado por sua dimensão reduzida e alta instabilidade, enquanto a região estratiforme constitui o extenso escudo de nuvens resultante, o qual se dissipa de forma gradual (Machado *et al*, 2004).

Figura 13 - *Boxplot* da distribuição das áreas (km²) convectiva (cor laranja) e estratiforme (cor azul).



A Figura 14 mostra a quantidade e densidade de relâmpagos IN, NS- e NS+ para as regiões convectivas e estratiformes. No geral, as regiões convectivas apresentam uma maior quantidade e densidade de relâmpagos em relação às regiões estratiformes. Contudo, a densidade de relâmpagos (Figuras 14b, d, f) mostra diferenças mais marcantes, indicando que a densidade de relâmpagos (relâmpagos por quilômetro quadrado) é drasticamente maior nas regiões convectivas (10^0 versus 10^{-1} para IN). Para os relâmpagos IN e NS- a densidade na área convectiva supera a da estratiforme em mais de uma ordem de grandeza (10^1 versus 10^{-1}). Tal fato está diretamente associado aos processos dinâmicos e microfísicos que ocorrem nos núcleos convectivos, onde intensas correntes ascendentes promovem colisões frequentes entre hidrometeoros (*graupel*, cristais de gelo e água super-resfriada), resultando em uma eficiente separação de cargas e, conseqüentemente, em uma alta taxa de relâmpagos por unidade de área (Deierling et al., 2008). Mesmo para os relâmpagos NS+ (Figuras 14e-f) a densidade se mostra superior na região convectiva, sugerindo que, embora os relâmpagos mais intensos possam se originar na região estratiforme, a maior frequência de eventos por área ainda está atrelada à mecanismos de convecção (Lang et al, 2004).

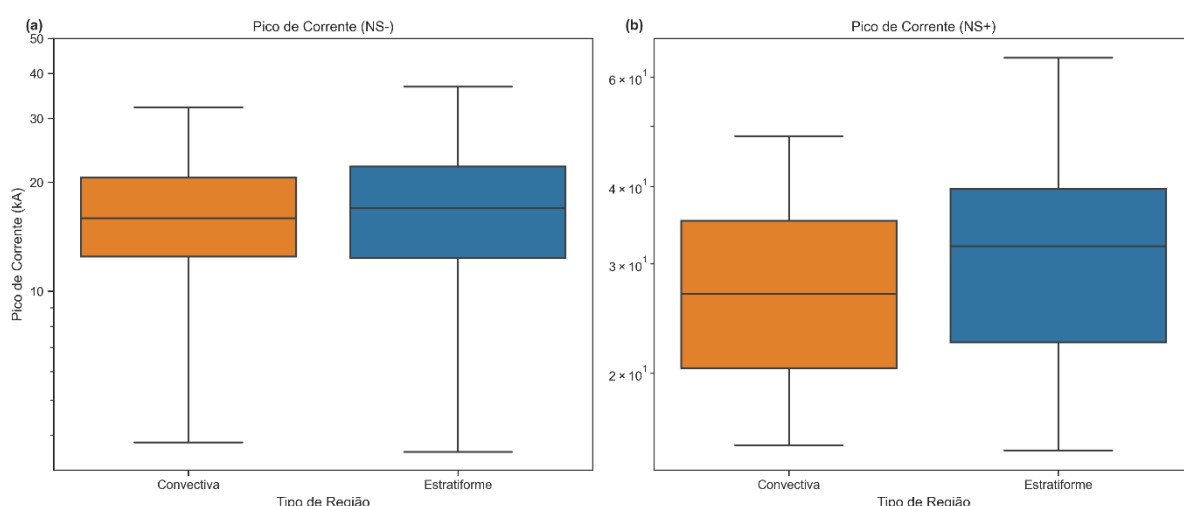
Figura 14 – Quantidade (eventos/30min/SC) (a, c, e) e densidade (eventos/30min/km²) (b, d, f) de relâmpagos IN (a-b) NS- (c-d) e NS+ (e-f) nas regiões convectiva (laranja) e estratiforme (azul) Eixo y em escala Log.



Para a relação entre o pico de corrente dos relâmpagos NS- (Figura 15a), observa-se que a distribuição do pico de corrente é bastante similar entre as regiões convectivas e estratiformes. Por exemplo, a mediana em ambas as regiões se situa em torno de 15 kA (Figura 15a), sugerindo

que a mediana da intensidade desses relâmpagos não varia tanto de acordo com o tipo de região. Em contraste, a análise para os relâmpagos NS+ apresenta uma diferença notável (Figura 15b). A mediana do pico de corrente na região estratiforme é visivelmente superior à da região convectiva (35 kA versus 27 kA), e a distribuição geral dos valores é deslocada para intensidades mais elevadas. Isto indica que, embora a densidade de relâmpagos NS+ seja maior na região convectiva, os relâmpagos de maior magnitude estão predominantemente associados à região estratiforme.

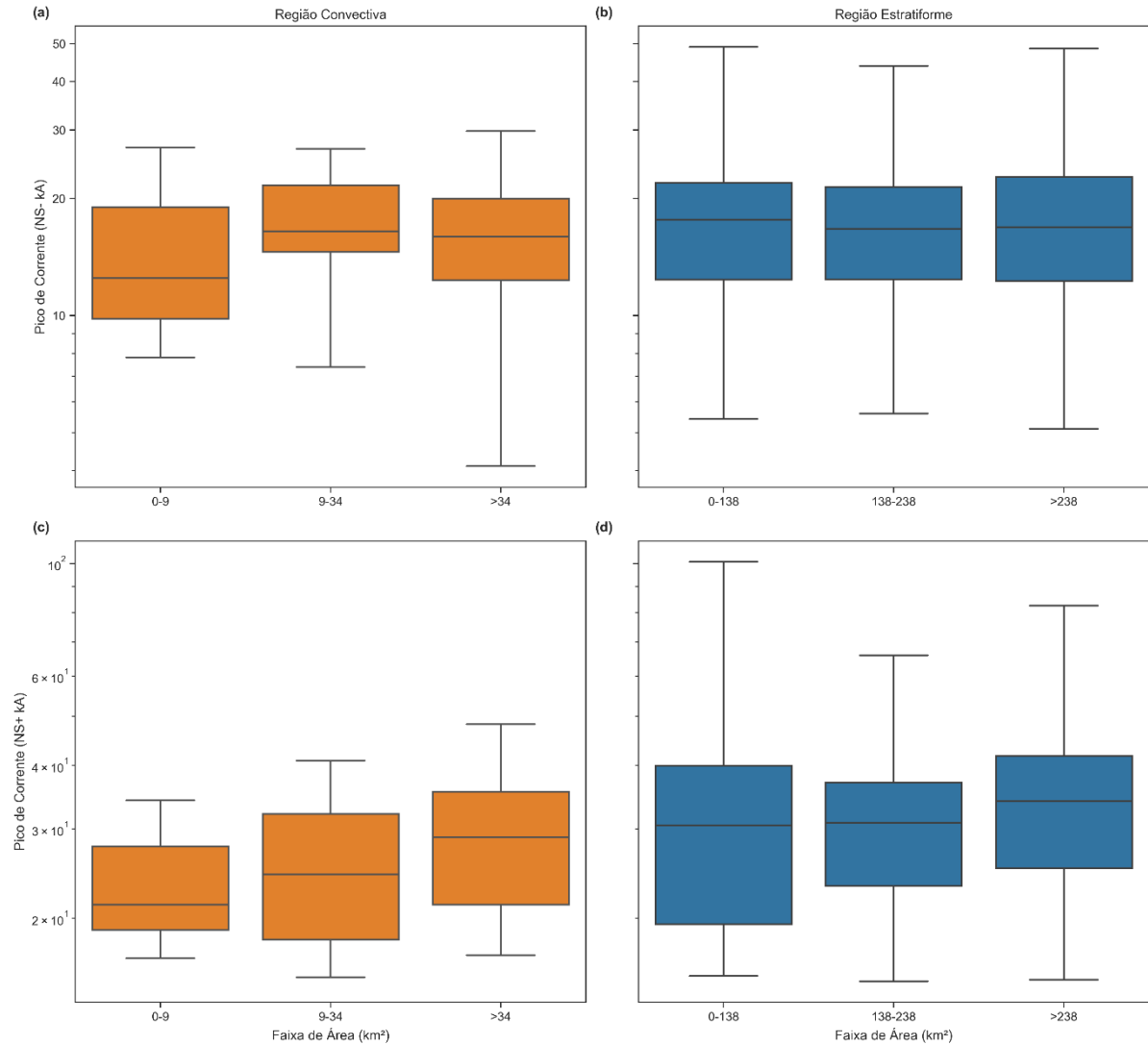
Figura 15 - *Boxplot* da distribuição do pico de corrente (kA) para os relâmpagos (a) NS- e (b) NS+ que ocorreram nas regiões convectivas e estratiformes.



A Figura 16 mostra a distribuição do pico de corrente em função das classes de área para as regiões convectivas e estratiformes. O pico de corrente dos relâmpagos NS- mostra pouca variação em função da área das tempestades (Figura 16a-b) (13 – 18 kA). Tanto na região convectiva (Figura 16a) quanto na estratiforme (Figura 16b), a mediana do pico de corrente permanece consistente independentemente da faixa de área analisada. Este resultado sugere que o mecanismo gerador de relâmpagos NS- é modulado principalmente pela microfísica e intensidade do *updraft*, e não à extensão total da região.

Em contrapartida, a análise do pico de corrente para os relâmpagos NS+ (Figura 16c-d) revela uma dinâmica distinta e que corrobora fortemente as hipóteses levantadas na seção 5.2. Tanto na região convectiva (Figura 16c) e estratiforme (Figura 16d), observa-se que, à medida que a área da região cresce, a mediana e a dispersão dos valores do pico de corrente dos relâmpagos NS+ também se elevam. Isso evidencia que sistemas de maior porte, ao desenvolverem extensas bigornas estratiformes, criam as condições para a formação de um grande reservatório de carga positiva, resultando em relâmpagos NS+ de intensidade significativamente superior.

Figura 16 – *Boxplot* da distribuição do pico de corrente (kA) de relâmpagos NS- (a-b) e NS+ (c-d) em função das classes de área: 0-9, 9-34 e >34 km² para região convectiva (a-c) e 0-139, 138-238 e > 238 km² para região estratiforme (b-d).



5. CONCLUSÃO

O presente trabalho avaliou as características dos relâmpagos intranuvem (IN) e nuvem-solo (NS) em regiões convectivas e estratiformes de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) no Sudeste do Brasil. A integração de dados do satélite GOES-13, do algoritmo de rastreamento ForTraCC e da rede de detecção ENTLN permitiu monitorar o ciclo de vida e a evolução elétrica de 383 sistemas ao longo de 2017.

A análise temporal revelou a existência de dois regimes elétricos distintos durante a evolução dos SCM:

1. Regime de Intensificação: Dominado por convecção profunda, caracteriza-se pela máxima frequência de relâmpagos (predominantemente IN e NS-). Nesta fase, observou-se que o pico de corrente dos relâmpagos negativos (NS-) apresenta-se moderado e estável, demonstrando baixa correlação com as variações térmicas do topo da nuvem ou com a dimensão do sistema.
2. Regime de Maturação e Dissipação: Marcado pela expansão da região estratiforme. Embora a frequência total de descargas diminua, registra-se um aumento na intensidade dos relâmpagos, especificamente dos eventos positivos (NS+).

A segmentação espacial confirmou que a estrutura interna do sistema modula essas propriedades. A região convectiva atua como o gerador, apresentando densidade de relâmpagos ordens de grandeza superiores à região estratiforme para todos os tipos de relâmpagos. No entanto, a região estratiforme revelou-se um ambiente favorável para a ocorrência de eventos isolados de relâmpagos NS+ com altos valores de pico de corrente.

O resultado mais expressivo reside na dicotomia das correlações encontradas: enquanto a intensidade dos relâmpagos negativos independe da escala do sistema em estágios maduros, os relâmpagos positivos (NS+) exibem uma correlação com o tamanho do SCM. Isso sugere que a expansão da bigorna estratiforme pode atuar como um vasto reservatório de cargas positivas, onde sistemas horizontalmente maiores conseguem sustentar relâmpagos de maior magnitude

Conclui-se, portanto, que a região convectiva dos SCM é onde se encontram as maiores ocorrências de relâmpagos, no entanto, o pico de corrente dos eventos que ocorrem nessa região são estáveis e não muito intensos. Por outro lado, a região estratiforme apresenta menos eventos, porém, os que ocorrem tendem a ser mais intensos, especialmente em sistemas de longa duração e tamanho. Para trabalhos futuros, recomenda-se a extensão da série temporal para múltiplos anos, visando consolidar a climatologia desses comportamentos e mitigar variações interanuais. Também seria de grande interesse científico aprofundar o estudo do pico

de corrente e a sua relação com as variáveis da tempestade nas regiões convectivas e estratiformes, visto que há um *gap* na literatura sobre esse assunto.

REFERÊNCIAS

ALBRECHT, R. I.; GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E.; BLAKESLEE, R. J.; CHRISTIAN, H. J. Where are the lightning hotspots on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 11, p. 2051-2068, 2016.

ALVES, L. M.; MARENGO, J. A.; CAMARGO JR., H.; CASTRO, C. Início da estação chuvosa na região Sudeste do Brasil: Parte 1 – Estudos observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 3, p. 385-394, 2005.

AMORATI, R.; ALBERONI, P.; LEVIZZANI, V.; NANNI, S. IR-based satellite and radar rainfall estimates of convective storms over northern Italy. **Meteorological Applications**, v. 7, n. 1, p. 1-18, 2000.

ASHLEY, W. S.; MOTE, T. L.; DIXON, P. G.; TROTTER, S. L.; POWELL, E. J.; DURKEE, J. D. Distribution of mesoscale convective complex rainfall in the United States. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 12, p. 3003-3017, 2003.

BROOK, M.; HENDERSON, R. W.; PYLE, R. B. Positive lightning strokes to ground. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 94, n. D11, p. 13295-13303, 1989.

BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. **The thunderstorm**: report of the Thunderstorm Project. Washington: US Government Printing Office, 1949.

CAMPOS, C. R. J.; EICHHOLZ, C. W. Características físicas dos Sistemas Convectivos de Mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, p. 331-345, 2011.

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.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.

CHAVES, R. N. M. **Caracterização dos sistemas convectivos e sua relação com os relâmpagos**. 2024. 47 p. Monografia (Graduação em Ciências Atmosféricas) – Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2024.

COORAY, V. **An introduction to lightning**. Dordrecht: Springer, 2015.

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and Cloud dynamics**. San Diego: Academic Press, 1989.

COTTON, W. R.; BRYAN, G.; VAN DEN HEEVER, S. C. Cumulonimbus clouds and severe convective storms. *In: International geophysics*. 2. ed. Academic Press, 2011. p. 315-454.

DA SILVA, E. D.; REBOITA, M. S. Estudo da Precipitação no Estado de Minas Gerais - MG. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 13, p. 120-136, 2013.

DEIERLING, W.; PETERSEN, W. A. Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D16, 2008.

- DURKEE, J. D.; MOTE, T. L.; SHEPHERD, J. M. The Contribution of Mesoscale Convective Complexes to Rainfall across Subtropical South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 17, p. 4590-4605, 2009.
- DYE, J. E.; WILLETT, J. C. Observed enhancement of reflectivity and the electric field in long-lived Florida anvils. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 10, p. 3362-3380, 2007.
- FERREIRA, G. W. S.; REBOITA, M. S. A New Look into the South America Precipitation Regimes: Observation and Forecast. **Atmosphere**, v. 13, p. 873, 2022.
- FERREIRA, R. N.; RICKENBACH, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during January-March 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 5, p. 961-973, 2003.
- HOBARA, Y. et al. Mesoscale lightning in West African squall lines and its global detection with ELF measurements. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 13., 2007. **Proceedings...** [S.l.: s.n.], 2007. p. 589-592.
- HODAPP, C. L.; CAREY, L. D.; ORVILLE, R. E. Evolution of radar reflectivity and total lightning characteristics of the 21 April 2006 mesoscale convective system over Texas. **Atmospheric Research**, v. 89, n. 1-2, p. 113-137, 2008.
- HOUZE, R. A. **Cloud Dynamics**. San Diego: Academic Press, 1993.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Áreas Territoriais**. Rio de Janeiro: IBGE, 2020. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/organizacao-do-territorio/estrutura-territorial/15761-areas-dos-municipios.html>. Acesso em: 02 dez. 2025.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Áreas Territoriais**. [2021]. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/organizacao-do-territorio/estrutura-territorial/15761-areas-dos-municipios.html>. Acesso em: 02 dez. 2025.
- JACOBI, P. R.; DA PAZ, M. G. A.; LEÃO, R. S.; ESTANCIONE, L. M. B. Water governance and natural disasters in the Metropolitan Region of São Paulo, Brazil. **International Journal of Urban Sustainable Development**, v. 5, p. 77-88, 2013.
- KUROKI, L. Y. et al. A vulnerabilidade social da região sudeste do Brasil frente à variabilidade climática. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 31, p. 671-695, 2022.
- LAING, A. G.; FRITSCH, J. M.; NEGRI, A. J. Contribution of mesoscale convective complexes to rainfall in Sahelian Africa: Estimates from geostationary infrared and passive microwave data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 7, p. 957-964, 1999.
- LANG, T. J. et al. The severe thunderstorm electrification and precipitation study. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 8, p. 1107-1126, 2004.
- LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A.; WIENS, K. C. Origins of positive cloud-to-ground lightning flashes in the stratiform region of a mesoscale convective system. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 10, 2004.
- LIU, D.; SUN, M.; SU, D.; XU, W. A five-year climatological lightning characteristics of linear mesoscale convective systems over North China. **Atmospheric Research**, v. 256, 2021.

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

MACHADO, L. A. T. et al. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1630-1654, 1998.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 714–725, 2004.

MACHADO, L. A. T.; LIMA, W. F.; PINTO JR., O.; MORALES, C. A. Relationship between cloud-to-ground discharge and penetrative clouds: A multi-channel satellite application. **Atmospheric Research**, v. 93, n. 1-3, p. 304-309, 2009.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complex. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, p. 1374-1387, 1980.

MARTINS, J. A. et al. Climatology of destructive hailstorms in Brazil. **Atmospheric Research**, v. 184, p. 126-138, 2017.

MATTOS, E. V. **Relações das propriedades físicas das nuvens convectivas com as descargas elétricas**. 2009. 247 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

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.

MECIKALSKI, J. R.; LI, X.; CAREY, L. D.; MCCAUL JR, E. W.; COLEMAN, T. A. Regional comparison of GOES cloud-top properties and radar characteristics in advance of first-flash lightning initiation. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 1, p. 55-74, 2013.

MONTANYÀ, J. et al. Study of the total lightning activity in a hailstorm. **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2-4, p. 430-437, 2009.

NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; SELUCHI, M. E. et al. Some characteristics and impacts of the drought and water crisis in Southeastern Brazil during 2014 and 2015. **Journal of Water Resource and Protection**, v. 8, n. 2, p. 252-262, 2016.

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, 106081, 2022.

OGAWA, T. Lightning currents. In: VOLLAND, H. (Ed.). **Handbook of atmospheric electrodynamics**. Boca Raton: CRC Press, 1995. v. 1, cap. 4, p. 93-136.

OSCAR. **Satellite: GOES-13**. [2025]. Disponível em: https://space.oscar.wmo.int/satellites/view/goes_13. Acesso em: 06 maio 2025.

PETERSON, M.; LIU, C. Global statistics of lightning in anvil and stratiform regions over the tropics and subtropics observed by the Tropical Rainfall Measuring Mission. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D23, 2011.

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

PINTO, I. R. C. A.; PINTO JR., O. Cloud-to-ground lightning distribution in Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, n. 6, p. 733-737, 2003.

PINTO JR., O. **A arte da guerra contra os relâmpagos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005.

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A. **Brasil Campeão Mundial de Relâmpagos**. 1. ed. São Paulo: Artliber, 2021.

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

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.

REYNOLDS, S. E.; BROOK, M.; GOURLEY, F. Thunderstorm charge separation. **Journal of Meteorology**, v. 14, n. 5, p. 426-436, 1957.

RIBEIRO, J. G. M. **Caracterização das tempestades elétricas na região Sudeste do Brasil**. 2023. 101 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) – Universidade Federal de Itajubá, Itajubá, 2023.

ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L. A theory for strong, long-lived squall lines. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 3, p. 463-485, 1988.

RUST, W. D.; MACGORMAN, D. R.; ARNOLD, R. T. Positive cloud-to-ground lightning flashes in severe storms. **Geophysical Research Letters**, v. 8, n. 7, p. 791-794, 1981.

RUTLEDGE, S. A.; MACGORMAN, D. R. Cloud-to-ground lightning activity in the 10–11 June 1985 mesoscale convective system observed during the Oklahoma–Kansas PRE-STORM project. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 7, p. 1393-1408, 1988.

SILVA, F. D. S.; PEREIRA FILHO, A. J.; HALLAK, R. Classificação de sistemas meteorológicos e comparação da precipitação estimada pelo radar e medida pela rede telemétrica na Bacia Hidrográfica do Alto Tietê. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 292-307, 2009.

SILVA DIAS, M. A. F. Complexos convectivos de mesoescala sobre a região sul do Brasil. **Climanálise Especial**, v. 1, p. 173-179, 1996.

SOULA, S.; GEORGIS, J. F. Surface electrostatic field below weak precipitation and stratiform regions of mid-latitude storms. **Atmospheric Research**, v. 132, p. 264-277, 2013.

STOLZENBURG, M. et al. Horizontal distribution of electrical and meteorological conditions across the stratiform region of a mesoscale convective system. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 8, p. 1777-1797, 1994.

STOLZENBURG, M. et al. Electrical structure in thunderstorm convective regions: 1. Mesoscale convective systems. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D12, p. 14059-14078, 1998.

TAKAHASHI, H. et al. Investigating convective processes underlying ENSO: New insights into the fixed anvil temperature hypothesis. **Geophysical Research Letters**, v. 51, n. 6, e2023GL107113, 2024.

TOMINAGA, L.; SANTORO, J.; AMARAL, R. **Desastres naturais: conhecer para prevenir**. São Paulo: Instituto Geológico, 2009.

UMAN, M. A.; KRIDER, E. P. Natural and artificially initiated lightning. **Science**, v. 246, n. 4929, p. 457-464, 1989.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 9591-9613, 1987.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia Básica e Aplicações**. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 1991.

VILA, D. A.; MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; VELASCO, I. Forecast and tracking the evolution of cloud clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: methodology and validation. **Weather and Forecasting**, v. 23, p. 233-245, 2008.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. 2. ed. San Diego: Academic Press, 2006.

WANG, F. et al. Characteristics of cloud-to-ground lightning strikes in the stratiform regions of mesoscale convective systems. **Atmospheric Research**, v. 178, p. 207-216, 2016.

WANG, F. et al. Radar reflectivity of lightning flashes in stratiform regions of mesoscale convective systems. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 24, p. 14114-14132, 2019.

WANG, F. et al. Vertical reflectivity structures near lightning flashes in the stratiform regions of mesoscale convective systems. **Atmospheric Research**, v. 242, 104961, 2020.