



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/03.04.13.22-TDI

## **ESTUDO DA ATIVIDADE DE RELÂMPAGOS NA REGIÃO SUL DO BRASIL A PARTIR DE DADOS DE SISTEMA DE DETECÇÃO**

Rodrigo da Rosa Azambuja

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Gisele dos Santos Zepka, aprovada em 29 de março de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NF6K38>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

E-mail: pubtc@inpe.br

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

### **Presidente:**

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

### **Membros:**

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

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

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

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

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

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

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

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

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/03.04.13.22-TDI

## **ESTUDO DA ATIVIDADE DE RELÂMPAGOS NA REGIÃO SUL DO BRASIL A PARTIR DE DADOS DE SISTEMA DE DETECÇÃO**

Rodrigo da Rosa Azambuja

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Gisele dos Santos Zepka, aprovada em 29 de março de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NF6K38>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Azambuja, Rodrigo da Rosa.

Az13e      Estudo da atividade de relâmpagos na região sul do Brasil a partir de dados de sistema de detecção / Rodrigo da Rosa Azambuja. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxvi + 138 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/03.04.13.22-TDI)

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

Orientadores : Drs. Osmar Pinto Junior, e Gisele dos Santos Zepka.

1. Relâmpagos. 2. Descargas intranuvem. 3. descargas nuvem-solo. 4. Climatologia. 5. Sistema de detecção de relâmpagos. I.Título.

CDU 551.594.21(816)

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): *Rodrigo da Rosa Azambuja*

"ESTUDO DA ATIVIDADE DE RELÂMPAGOS NA REGIÃO SUL DO BRASIL A PARTIR DE DADOS DE SISTEMA DE DETECÇÃO".

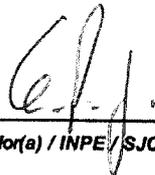
Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de *Doutor(a)* em  
*Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas*

Dr. Cristiano Max Wrasse



Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Osmar Pinto Junior



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Gisele dos Santos Zepka



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

Dra. Lara Regina Cardoso de Almeida Pinto



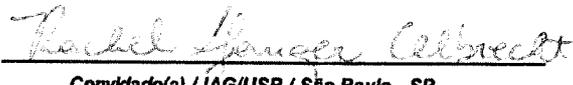
Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Vandoir Bourscheidt



Convidado(a) / UFSCAR / São Carlos - SP

Dra. Rachel Ifanger Albrecht



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 29 de março de 2017



*"Determinação, coragem e autoconfiança são fatores decisivos para o sucesso. Se estamos possuídos por uma inabalável determinação conseguiremos superá-los. Independentemente das circunstâncias, devemos ser sempre humildes, recatados e despidos de orgulho."*

**Dalai Lama**



DEDICO ESTE TRABALHO A MEUS PAIS  
ADOLFO AZAMBUJA E REGINA,  
IRMÃOS VÂNIA E RAFAEL,  
E SOBRINHOS ISABELA E AUGUSTO



## **AGRADECIMENTOS**

A minha família e namorada Anelize Condino, que, além de serem meu acalanto, sempre me ajudaram no que fosse preciso para a conclusão deste trabalho.

A minha orientadora, Dra. Gisele dos Santos Zepka, pela amizade, paciência e pelas várias horas dispendidas para auxiliar no desenvolvimento do trabalho. Sem esse auxílio e dedicação, este trabalho não seria possível.

Ao meu orientador, Dr. Osmar Pinto Junior, por ter aceitado me orientar e ter confiado em minha capacidade e esforço para desenvolver este trabalho.

Aos Drs. Antonio Saraiva, Marcelo Saba, Iara Pinto e Kléber Naccarato, pelas disciplinas ministradas, colaborações e debates científicos.

Ao Msc. Vanderlei Vargas e bolsistas Jeison Santiago e Diovane Rodolfo, pela ajuda nas rotinas de programação.

A todos os membros do Grupo de Eletricidade Atmosférica do INPE, pelo apoio técnico. Aos docentes do curso de pós-graduação em Geofísica Espacial do INPE, pela sua dedicação e por todo o conhecimento transferido.

De forma especial, agradeço aos amigos Marcos Vinicius, André Moraes e Larissa Antunes, principalmente pelo companheirismo e momentos de descontração. Foi um prazer conviver com vocês.

Aos amigos egressos da UFSM, Juliano Moro, Eduardo Burger, Paulo Jauer, Caitano, Lucas Ramos, Eduardo Luiz, Cassio Antunes, Cristiano Sarzi, Rubens Bohrer, Lucas Costa, José Marchezi, Tardelli Stekel e Vandoir Bourscheidt, pela amizade ao longo desses anos em São José dos Campos.

Aos colegas de INPE, Paulo Alexandre, Daiki Koga, Ana Paula, Amanda, Leandro, Maurício, Anderson Sales, Laysa, Angela, Igo, Ana Roberta, Fábio Egito, Cláudia Medeiros, Cláudia Vogel, Siomel, Manuel, Manilo, Régia, Jéssica, Fabíola, Marcos Grala, Roberta, Vitor, Ronald, Cosme, Jenny, Jonas, Jonah, Andreos, Anderson, Cláudio e demais amigos e colegas que, de alguma forma, contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Ao CNPq e a CAPES, pela bolsa de estudos e auxílio financeiro para a realização do trabalho.

## RESUMO

O presente trabalho apresenta uma análise da atividade de relâmpagos na região Sul do Brasil a partir de quatro anos de dados de descargas detectadas pela Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT). A recente instalação de sensores com tecnologia *total lightning* permitiu pela primeira vez que descargas intranuvem (IN) e nuvem-solo (NS) fossem detectadas em uma região do mundo com grande potencial de ocorrência de relâmpagos. As análises permitiram caracterizar os comportamentos diário, mensal e sazonal da ocorrência de relâmpagos, identificando espacialmente as regiões com maior impacto dos diferentes tipos de descargas. Além disso, a análise contribuiu para o melhor entendimento do cenário meteorológico: precipitação, sistemas convectivos, atuação de sistemas frontais e influência do fenômeno El Niño associado à geração dos relâmpagos no Sul do país. A ocorrência de relâmpagos IN esteve melhor associada a movimentos convectivos, enquanto os relâmpagos NS, à precipitação. Os relâmpagos IN estão concentrados preferencialmente na região central e oeste do PR e na planície litorânea, que abrange o norte de SC e PR, enquanto os relâmpagos NS também estão nessas mesmas regiões, porém, também estão concentrados no oeste do RS. Os mapas de densidade, bem como a taxa de ocorrência de relâmpagos na região de estudo, sofreram influência da sazonalidade, topografia, sistema convectivo predominante e da passagem de sistemas frontais. A maior atividade de relâmpagos é na estação quente, entre os meses de setembro e fevereiro. No verão (DJF), a maioria dos sistemas convectivos é local (SCL), na forma de tempestades localizadas de curta duração e com baixa ocorrência de relâmpagos NS de polaridade positiva (NS+). Nessa estação, as densidades de relâmpagos são maiores na planície litorânea, e a formação de tempestades sofre influência da circulação atmosférica oceano/continente e da topografia, que favorece a convecção. Nesse caso, os relâmpagos ocorrem devido ao aquecimento radiativo diurno, preferencialmente entre 18:00 UTC e 21:00 UTC. Na primavera (SON), é observada maior atividade elétrica devido à ocorrência de sistemas convectivos de mesoescala (SCM), que são os sistemas meteorológicos mais prolíficos em relâmpagos na região. Esses sistemas tem maior tempo de vida, causando um aumento na atividade de relâmpagos durante o período noturno (00:00 UTC – 06:00 UTC). A formação de SCM na primavera foi favorecida pela passagem de frentes frias na costa da região Sul, o que favoreceu o fluxo de ar quente e úmido de altas latitudes. O fenômeno El Niño influenciou na variabilidade mensal da atividade de relâmpagos. Anomalias positivas na temperatura da superfície do mar (TSM) na região do NINO4 provocaram um aumento na quantidade de relâmpagos IN, enquanto que na região do NINO34 causaram um aumento na atividade de relâmpagos NS e NS de polaridade negativa (NS-).

Palavras-chave: relâmpagos, descargas intranuvem, descargas nuvem-solo, climatologia, sistema de detecção de relâmpagos, geoprocessamento.



## **STUDY OF LIGHTNING ACTIVITY IN SOUTHERN BRAZIL USING DATA FROM A LIGHTNING LOCATION SYSTEM**

The recent installation of the Brazilian Lightning Location System – BrasilDAT – in southern Brazil during June 2012 has allowed a better understanding of the lightning activity in one of the regions with the highest lightning incidence in the world. The total lightning (TL) technology of BrasilDAT provides unmatched intracloud (IC) and cloud-to-ground (CG) lightning detection and also differentiates between negative (-CG) and positive (+CG). This work presents an analysis of the lightning activity in the southern Brazil. Four years of lightning data detected by BrasilDAT were used. The occurrence of IC was better associated with convective movements, while CG lightning was associated with precipitation. IC is concentrated mainly in the central and western Paraná and the coastal plain, which covers the north of Santa Catarina and Paraná, while CG are also in the same regions, but are also concentrated in the western Rio Grande do Sul. The density maps, as well as the rate of lightning in the study region, were influenced by the seasonality, topography, predominant convective system and the passage of frontal systems. The greatest activity of lightning is in the warm season (September – February). In the summer (DJF), most of the convective systems are local (LCS), in the form of localized storms of short duration and with low occurrence of +CG. At this season, lightning densities are higher in the coastal plain, and thunderstorm formation is influenced by ocean/continental atmospheric circulation and topography, which favors convection. In this case, lightning occurs due to daytime heating, preferably between 18:00 UTC and 21:00 UTC. In the spring (SON), greater electrical activity is observed due to the occurrence of Mesoscale Convective Systems (MCS), which are the most prolific meteorological systems in lightning in the Southern Brazil. MCS have a long lifetime, causing an increase in lightning activity during the nighttime period (00:00 UTC - 06:00 UTC). The formation of MCS in the spring was favored by the passage of cold fronts on the coast of the South, which favored the flow of warm moist air from high latitudes. The El Niño phenomenon influenced the monthly variability of lightning activity. Positive anomalies in the sea surface temperature (SST) in the NINO4 region caused an increase in the amount of IC, whereas in the NINO34 region they caused an increase in the activity of CG and -CG.

**Keywords:** lightning, intracloud discharge, cloud-to-ground discharge, climatology, lightning location system, geoprocessing.



## LISTA DE FIGURAS

### Pág.

Figura 1.1 – Distribuição espacial de relâmpagos entre 1998 – 2013 de observações dos sensores OTD e LIS (0,5° x 0,5°). Unidade: relâmpagos.km <sup>-2</sup> .ano <sup>-1</sup> .....	2
Figura 2.1 – Exemplos de nuvens <i>cumulonimbus</i> .....	7
Figura 2.2 – Exemplo de formação de uma nuvem devido à diferença de densidades e ao centro de gravidade vertical da troposfera: (a) Instável; (b) Estável.....	9
Figura 2.3 - Esquema do ciclo de vida de uma nuvem de tempestade ou célula convectiva em três estágios: (a) iniciação, (b) maturação, e (c) dissipação.....	11
Figura 2.4 – Ilustração de um Sistema Convectivo de Mesoescala com células convectivas imersas.....	12
Figura 2.5 – Estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade.....	13
Figura 2.6 – Representação esquemática de mecanismos de eletrificação: (a) convectivo; (b) indutivo.....	14
Figura 2.7 – Representação esquemática do mecanismo termoelétrico de eletrificação de nuvens.....	15
Figura 2.8 – Propagação de uma descarga elétrica: (a) propagação de um líder escalonado e suas ramificações; (b) líder toca o solo ( <i>stroke</i> ) e o processo da descarga de retorno.....	17
Figura 2.9 – Tipos predominantes de relâmpagos em uma estrutura tripolar de carga na nuvem.....	18
Figura 2.10 - Tipos de sistema de detecção segundo a frequência.....	20
Figura 2.11 – Relação entre sistemas frontais e SCM.....	21
Figura 2.12 – Anomalia da TSM na região do NINO34 entre 01/1950 – 06/2016.....	24
Figura 3.1 – Amostra de dados de descargas detectadas pela BrasilDAT no dia 07 de julho de 2012.....	25

Figura 3.2 – Foto do sensor de detecção de descargas.....	26
Figura 3.3 – Localização dos sensores de detecção de relâmpagos da rede BrasilDAT.....	27
Figura 3.4 – Uso do Método do Tempo de Chegada (TOA) para a localização do relâmpago a partir de 4 sensores.....	29
Figura 3.5 – Distribuição espacial da eficiência de detecção da BrasilDAT calculada pelo RDEM4.....	30
Figura 3.6 – Percentagem do tempo de funcionamento mensal dos 15 sensores da BrasilDAT instalados na região Sul do Brasil entre 07/2012 e 06/2016.....	30
Figura 3.7 – Total de relâmpagos detectados pela BrasilDAT na região sul do Brasil em Julho de 2013.....	32
Figura 3.8 – Esquema do critério de agrupamento de descargas ( <i>strokes</i> ) em flash.....	33
Figura 3.9 - Localização espacial das 25 regiões selecionadas para o rastreamento de frentes frias com resolução espacial de 2,5° x 2,5°.....	39
Figura 3.10 – Subdivisões da região equatorial do Oceano Pacífico.....	40
Figura 3.11 - Representação esquemática do acompanhamento do SC pelo ForTraCC em situação de (a) continuidade, (b) divisão e (c) fusão. As setas representam a evolução do sistema. As linhas tracejadas representam o SC em um passo anterior no tempo de sua evolução e as linhas sólidas representam a evolução do sistema.....	42
Figura 3.12 – Exemplo de amostra de dados do ForTraCC.....	43
Figura 4.1 – Densidade do total de relâmpagos em flashes/km <sup>2</sup> /ano.....	48
Figura 4.2 – Densidade de relâmpagos (mapa em 10x10km de resolução): (a) IN; (b) NS; (c) NS-; (d) NS+. Unidade: flashes/km <sup>2</sup> /ano. As escalas de cor são diferentes para cada mapa.....	49
Figura 4.3 – Anomalia positiva (vermelho) e negativa (azul) da densidade de relâmpagos: (a) IN; (b) NS; (c) NS-; (d) NS+.....	52
Figura 4.4 – Máximas densidades para diferentes resoluções espaciais: intranuvem (IN/verde), nuvem-solo (NS/azul), NS negativo (NS-/vermelho), NS positivo (NS+/preto). Os valores encontrados permitiram fazer um	

ajuste matemático e definir a equação $f(x)$ que determina o valor da densidade em flashes/km <sup>2</sup> /ano para diferentes resoluções espaciais, onde $x$ é a resolução do pixel em km e os valores de $a$ e $b$ estão na tabela.....	53
Figura 4.5 – Geolocalização das máximas densidades de diferentes relâmpagos em diferentes resoluções espaciais: (a) 1 x 1 km; (b) 5 x 5 km; (c) 10 x 10 km; (d) 50 x 50 km; (e) 100 x 100 km; (f) 200 x 200 km.....	54
Figura 4.6 – Precipitação acumulada entre julho de 2012 e junho de 2016 em milímetros por ano do <i>Global Precipitation Climatology Centre</i> .....	57
Figura 4.7 – Distribuição da precipitação acumulada mensal (mm/mês) e densidade de relâmpagos (flashes/km <sup>2</sup> /mês): (a) IN; (b) NS; (c) NS-; (d) NS+.....	59
Figura 4.8 – Mapa de relevo do modelo digital de elevação (MDE) obtido pela missão <i>Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)</i> para uma grade que cobre a Região Sul do Brasil (resolução do mapa em 5km x 5km).....	61
Figura 4.9 – Corte latitudinal (0,5° de resolução) com densidade de relâmpagos e altura do relevo: (a) Total, IN e %NS; (b) NS, NS-, NS+ e %NS+.....	63
Figura 4.10 – Corte latitudinal (0,5° de resolução) com densidade de relâmpagos e altura do relevo: (a) Total, IN e %NS; (b) NS, NS-, NS+ e %NS+.....	64
Figura 4.11 – Distribuição média anual de dias com frentes frias.....	65
Figura 4.12 – Imagem de satélite GOES12 no canal IR (realçada) de dois SCMs que ocorreram no sudoeste da América do Sul.....	66
Figura 4.13 – Pressão ao nível do mar em milibares (linhas pretas) e espessura entre 1000-500mb em decâmetros (colorido). O símbolo em azul indica a posição da frente fria, a letra H indica o centro de alta pressão (do inglês <i>High</i> ) e a letra L indica o centro de baixa pressão (do inglês <i>Low</i> ).....	67
Figura 4.14 – Altura geopotencial (linha preta) e vorticidade (colorido) em 500mb. O símbolo azul mostra a posição da frente fria e as linhas pontilhadas pretas indicam a posição de um cavado em 500mb.....	68
Figura 4.15 – Sequência de imagens do satélite GOES12 no canal IR.....	70

Figura 4.16 – Densidade de total de relâmpagos em flashes/km <sup>2</sup> para 12 horas: (a) 23:00 UTC 10/12/2012 – 11:00 UTC 11/12/2012; (b) 11:00 UTC 11/12/2012 – 23:00 UTC 11/12/2012.....	71
Figura 4.17 – Esquema da passagem de sistemas frontais na região sudeste da América do Sul e a posição de SCMs em diferentes regiões de baixa pressão que ocorreram entre os dias 10, 11, 12 e 13 de Dezembro de 2012.....	72
Figura 4.18 – Imagens de satélite no canal IR do satélite GOES13 (realçada) de sistemas frontais na América do Sul, indicando regiões de alta e baixa pressão: (a) 21/Outubro/2013 – 23:00 UTC; (b) 26/Setembro/2014 – 12:00 UTC; (c) 26/Setembro/2015 – 00:00 UTC; (a) 24/Novembro/2015 – 12:00 UTC.....	73
Figura 4.19 – Mapa da razão entre relâmpagos intranuvem e nuvem-solo (Z) (10 km x 10 km resolução do mapa).....	74
Figura 4.20 – Variação zonal média de Z (quadrado preto e desvio padrão; 0,5° de resolução); altitude (linha preta; 0,5° de resolução); CAPE (círculo vermelho; 0,7° de resolução); Precipitação (círculo azul; 1° de resolução).....	76
Figura 4.21 – Mapas sazonais de densidade de total de relâmpagos em flashes/km <sup>2</sup> /trimestre: (a) Verão; (b) Outono; (c) Inverno; (d) Primavera.....	78
Figura 4.22 – Imagens de satélite do canal GOES13 no canal IR geradas a cada 1 hora entre 12-13 de fevereiro de 2015. Gráfico com o histograma da taxa de total de relâmpagos (azul) e percentual de flashes NS (linha vermelha) e NS+ (linha preta) a cada 10 minutos. A área selecionada (quadrado vermelho) na imagem das 12 de fevereiro de 2015 as 16:00 UTC e indica o setor onde foram selecionados os dados de relâmpagos plotados nos gráficos.....	80
Figura 4.23 – Mapa de densidade dos relâmpagos que ocorreram entre as 17:00 UTC e 23:00 UTC do dia 12 de fevereiro de 2015 totalizando 6 horas de dados: (a) total de relâmpagos em flashes/km <sup>2</sup> (1 km x 1 km resolução do mapa); (b) relâmpagos NS- em flashes NS-/km <sup>2</sup> (10 km x 10 km resolução do mapa); (c) relâmpagos NS+ em flashes NS+/km <sup>2</sup> (10 km x 10 km resolução do mapa).....	81
Figura 4.24 - Histograma com o total de relâmpagos (branco), relâmpagos intranuvem (hachurado) e nuvem-solo (preto); e percentual de relâmpagos NS (linha + quadrado preto).....	82

Figura 4.25 – Mapa de densidade dos relâmpagos que ocorreram em outubro em flashes/km <sup>2</sup> /ano: (a) IN; (b) NS.....	83
Figura 4.26 - Histograma com o total de relâmpagos nuvem-solo (branco), NS negativo (rachurado) e NS positivo (preto); e percentual de relâmpagos NS+ (linha + quadrado preto).....	84
Figura 4.27 – Imagens de satélite do canal GOES13 no canal IR de um sistema convectivo associado a uma frente fria com elevado percentual de ocorrência de NS+: (a) 17/Junho/2015 – 23:00 UTC; (b) 18/Junho/2015 – 01:00 UTC; (c) 18/Junho/2015 – 02:00 UTC; (d) 18/Junho/2015 – 09:00 UTC.....	85
Figura 4.28 – (a) Modelo conceitual da trajetória de precipitação e movimentos verticais médios de um sistema convectivo; (b) Região de precipitação estratiforme e convectiva em um sistema convectivo e o tipo de relâmpago NS predominante.....	86
Figura 4.29 – (a) Histograma com o total de relâmpagos (branco), relâmpagos intranuvem (hachurado) e nuvem-solo (preto) e o percentual de relâmpagos NS (linha preta); (b) histograma com o total de relâmpagos nuvem-solo (branco), NS negativo (hachurado) e NS positivo (preto) e o percentual de relâmpagos NS positivo (linha preta).....	88
Figura 4.30 – Anomalia mensal da taxa mensal de relâmpagos: total de relâmpagos (linha preta + círculo branco); IN (linha vermelha + círculo branco); NS (linha preta); NS- (linha vermelha); NS+ (linha pontilhada azul).....	89
Figura 4.31 – Histograma (azul) com a precipitação mensal acumulada e a anomalia mensal da precipitação (linha + ponto preto).....	90
Figura 4.32 – Anomalia da TSM entre 07/2012 e 06/2016 nas diferentes regiões do pacífico equatorial: NINO12 (preto), NINO3 (vermelho), NINO34 (azul) e NINO4 (verde).....	91
Figura 4.33 – Histograma com o número mensal de dias com frentes frias (branco); número de dias com atuação de frente fria no litoral (azul) e interior (vermelho).....	94
Figura 4.34 – Número mensal de ocorrência de sistemas convectivos: (a) sistemas convectivos locais (SCL); (b) Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).....	96

Figura 4.35 – Histograma com o total de relâmpagos por hora: IN (branco), NS (azul), percentual de NS (linha preta), NS- (vermelho), NS+ (preto) e percentual de NS+ (linha preta).....	98
Figura 4.36 – Valor normalizado do número de relâmpagos IN (branco), NS (azul), NS- (vermelho) e NS+ (preto) e o percentual de relâmpagos NS (linha pontilhada) e NS+ (linha preta), do total de descargas e relâmpagos NS, respectivamente: Latitude 1 (-22,75°S e 25,99°S); Latitude 2 (-26,00°S e -28,99°S); Latitude 3 (-29,00°S e -33,75°S).....	100
Figura 4.37 – Valor normalizado do número de relâmpagos IN (branco), NS (azul), NS- (vermelho) e NS+ (preto) e o percentual de relâmpagos NS (linha pontilhada) e NS+ (linha preta), do total de descargas e relâmpagos NS, respectivamente: Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF); Março, Abril, Maio (MAM); Junho, Julho, Agosto (JJA); Setembro, Outubro, Novembro (SON).....	102
Figura 4.38 – Valor de NA para os diferentes tipos de relâmpagos: (a) total de relâmpagos e separados por latitude; (b) sazonal.....	104
Figura 4.39 – Mapas de densidade de relâmpagos IN: 00:00 UTC – 03:00 UTC; 03:00 UTC – 06:00 UTC; 06:00 UTC – 09:00 UTC; 09:00 UTC – 12:00 UTC; 12:00 UTC – 15:00 UTC; 15:00 UTC – 18:00 UTC; 18:00 UTC – 21:00 UTC; 21:00 UTC – 00:00 UTC em flashes/km <sup>2</sup> /ano.....	105
Figura 4.40– Mapas de densidade de relâmpagos NS: 00:00 UTC – 03:00 UTC; 03:00 UTC – 06:00 UTC; 06:00 UTC – 09:00 UTC; 09:00 UTC – 12:00 UTC; 12:00 UTC – 15:00 UTC; 15:00 UTC – 18:00 UTC; 18:00 UTC – 21:00 UTC; 21:00 UTC – 00:00 UTC em flashes/km <sup>2</sup> /ano.....	106
Figura 5.1 – Esquema do comportamento de TL no ciclo de vida de uma tempestade convectiva severa: <i>lightning jumps</i> (t <sub>0</sub> ); pico da taxa de relâmpagos (t <sub>1</sub> ) e tempo severo no solo (t <sub>2</sub> ).....	112

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 – Cidade, estado, data de instalação e localização dos sensores na região sul do Brasil.....	27
Tabela 4.1 – Número de relâmpagos e percentuais de relâmpagos que ocorreram na região Sul do Brasil nos quatro anos de estudo.....	47
Tabela 4.2 – Coeficiente de correlação (r) entre as densidades (10 km x 10 km) dos diferentes relâmpagos detectados pela BrasilDAT nos quatro anos de estudo e dos percentuais de relâmpagos NS e NS+.....	50
Tabela 4.3 – Características sazonais da atividade de relâmpagos.....	77
Tabela 4.4 – Coeficiente de correlação defasada entre as anomalias da TSM nas diferentes regiões do pacífico equatorial e as anomalias mensais da taxa de relâmpagos.....	92
Tabela 4.5 – Número de relâmpagos e percentuais de relâmpagos que ocorreram nos três intervalos de latitude analisados.....	99



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

BrasilDAT	Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
TL	Total de relâmpagos
IN	Intranuvem
NS	Nuvem-solo
NS+	Nuvem-solo positivo
NS-	Nuvem-solo negativo
ENTLN	<i>Earth Networks Total Lightning Network</i>
UTC	<i>Universal Time Coordinated</i>
TSM	Temperatura da superfície do mar
GPCC	<i>Global Precipitation Climatology Centre</i>
MDE	Modelo digital de elevação
Cb	Cumulonimbus
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SC	Sistema Convectivo
SCL	Sistema convectivo local
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
Tr	Temperatura de reversão de carga
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
WWLLN	<i>World Wide Lightning Location Network</i>
DFJ	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
MAM	Março, Abril e Maio
JJA	Junho, Julho e Agosto
SON	Setembro, Outubro e Novembro
TOA	Método do tempo de chegada
ff	frente fria
fq	frente quente
CAPE	Energia Potencial Convectiva Disponível
NA	Amplitude normalizada
r	Coefficiente de correlação de Pearson

OTD	<i>Optical Transient Detector</i>
LIS	<i>Lightning Imaging Sensor</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
WWLLN	<i>World Wide Lightning Location Network</i>
STARNET	<i>Sferics Timing and Ranging Network</i>
RINDAT	Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
NCEP	<i>National Centers of Environmental Prediction</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
SALLJ	Jatos de Baixos Níveis
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
ELF	<i>Extremely low frequency</i>
VLF	<i>Very low frequency</i>
LF	<i>Low frequency</i>
MF	<i>Medium frequency</i>
HF	<i>High frequency</i>
VHF	<i>Very high frequency</i>

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
1.1 Motivação.....	3
1.2 Objetivos.....	3
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>7</b>
2.1 Nuvens de tempestade.....	7
2.1.1 Formação e organização.....	8
2.1.2 Carga elétrica.....	12
2.1.2.1 Estrutura elétrica.....	12
2.1.2.2 Mecanismos de eletrificação.....	13
2.2 Relâmpagos.....	15
2.2.1 Iniciação e propagação.....	15
2.2.2 Classificação de relâmpagos.....	17
2.2.3 Radiação eletromagnética e técnicas de detecção.....	18
2.3 Cenário meteorológico da região Sul do Brasil.....	20
<b>3. DADOS E METODOLOGIA.....</b>	<b>25</b>
3.1 Parâmetros de relâmpagos.....	25
3.1.1 Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas.....	25
3.1.1.1 Sensores de detecção.....	25
3.1.1.1 Técnica de detecção e localização.....	28
3.1.1.1 Desempenho da rede.....	29
3.1.2 Seleção de dados.....	31
3.1.3 Agrupamento em flash.....	32
3.1.4 Análise da atividade de relâmpagos.....	33
3.1.5 Mapas de densidade.....	36
3.2 Variáveis meteorológicas.....	37
3.2.1 Identificação da passagem de frente frias.....	38
3.2.2 Análise da anomalia da TSM.....	39
3.3 Temperatura de topo de nuvem.....	40
3.3.1 Identificação dos sistemas convectivos.....	41
3.3.1.1 Sistemas Convectivos Locais.....	41
3.3.1.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala.....	44
3.4 Altura do terreno.....	44

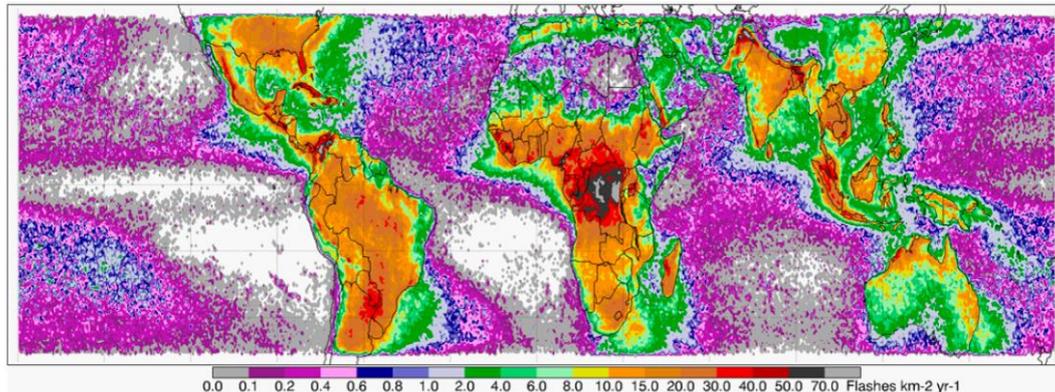
<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	<b>47</b>
4.1 Densidades de relâmpagos.....	47
4.1.1 Anomalia nas densidades de relâmpagos.....	51
4.1.2 Máximas densidades em diferentes resoluções espaciais.....	52
4.1.3 Precipitação observada.....	55
4.1.4 Influência do relevo.....	59
4.1.5 Frequência de frentes frias.....	65
4.1.6 Razão entre relâmpagos intranuvem e nuvem-solo.....	73
4.1.7 Análise das densidades mensais e sazonais.....	76
4.2 Variabilidade mensal.....	86
4.2.1 Precipitação mensal acumulada.....	89
4.2.2 Influência do El Niño.....	90
4.2.3 Passagem de frentes frias.....	92
4.2.4 Ocorrência de sistemas convectivos.....	94
4.3 Variabilidade diurna.....	96
4.3.1 Efeito da latitude.....	98
4.3.2 Sazonalidade.....	101
4.3.3 Análise espacial e da amplitude diurna.....	102
<b>5. CONCLUSÕES</b> .....	<b>107</b>
5.1 Sugestão de atividades futuras.....	111
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	<b>115</b>
<b>APÊNDICE A – DETALHES DO AGRUPAMENTO EM FLASH</b> .....	<b>127</b>
<b>APÊNDICE B – ROTINAS DE PROGRAMAÇÃO</b> .....	<b>129</b>
B.1 – Mapas de densidade.....	129
B.2 – Imagens de satélite.....	130
<b>APÊNDICE C – MAPAS DE DENSIDADE DE RELÂMPAGOS</b> .....	<b>131</b>
C.1 – Mapas sazonais.....	131
C.2 – Mapas mensais.....	134

## 1. INTRODUÇÃO

Relâmpagos são descargas elétricas de grande intensidade que ocorrem na atmosfera. Ainda que apareçam em vulcões, tempestades de areia e explosões nucleares, os relâmpagos são comumente observados em nuvens convectivas do tipo *cumulonimbus* (Cb), também conhecidas como nuvens de tempestade (RAKOV e UMAN, 2003). Em geral, não tocam o solo, porém, aqueles que saem da nuvem em direção ao solo são chamados de relâmpagos nuvem-solo (NS). Além da perda de vidas, os relâmpagos NS podem causar prejuízos materiais, incêndios em florestas, residências e refinarias de petróleo, e danos em redes de transmissão e distribuição de energia elétrica (PINTO JUNIOR e PINTO, 2008).

O Brasil, com sua extensão territorial ocupando uma grande porção tropical, é potencialmente o país com maior atividade elétrica de tempestades do planeta (PINTO JUNIOR e PINTO, 2008). O mapa mostrado na Figura 1.1 é referente à distribuição espacial de relâmpagos entre 1998 e 2013 (15 anos). A região central da África, em torno da bacia do Congo, e a região norte da América do Sul, entre a Venezuela e a Colômbia, apresentam a maior densidade de relâmpagos do planeta,  $>70$  relâmpagos.km<sup>-2</sup>.ano<sup>-1</sup> (CECIL et al. 2015). Observamos que o Brasil possui uma elevada taxa de relâmpagos, tanto na sua porção tropical, quanto subtropical. No oeste da região Sul do Brasil, as taxas chegam a 40 relâmpagos.km<sup>-2</sup>.ano<sup>-1</sup>.

Figura 1.1 – Distribuição espacial de relâmpagos entre 1998 – 2013 de observações dos sensores OTD e LIS (0,5° x 0,5°). Unidade: relâmpagos.km<sup>-2</sup>.ano<sup>-1</sup>.



Fonte: Cecil et al. 2015.

A região Sul do Brasil está localizada em latitudes subtropicais, fato que a torna suscetível à atuação de diversos sistemas meteorológicos (como por exemplo, ciclones extratropicais e sistemas frontais) (REBOITA, 2008), responsáveis pela formação de nuvens de tempestade. Sob o domínio do clima subtropical (WALLACE e HOBBS, 2006), as tempestades podem ser localmente fortes e isoladas, durando algumas horas e ocupando poucos quilômetros, ou tempestades organizadas e extensas, que perduram por dias e ocupam áreas de centenas de quilômetros, como é o caso dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), considerados os maiores produtores de relâmpagos do mundo (GOODMAN e MACGORMAN, 1986; HOUZE, 2004; ZIPSER et al. 2006).

As análises apresentadas nessa tese permitiram caracterizar os comportamentos diário, mensal e sazonal da ocorrência de relâmpagos no Sul do Brasil, identificando espacialmente as regiões com maior impacto dos diferentes tipos de descargas. Além disso, a análise que será apresentada contribuirá para o melhor entendimento do cenário meteorológico: precipitação, sistemas convectivos, atuação de sistemas frontais e influência do fenômeno El Niño associado à geração dos relâmpagos no sul do país.

## 1.1 Motivação

Na região Sul do Brasil, a recente instalação de sensores da rede BrasilDAT, com tecnologia *Earth Networks Total Lightning Network* (ENTLN), permitiu pela primeira vez diferenciar os relâmpagos em intranuvem (IN) e nuvem-solo (NS), além de discriminar os NS quanto à polaridade, em negativos (NS-) e positivos (NS+). Este foi o primeiro estudo a utilizar os dados de relâmpagos registrados até o momento pela rede BrasilDAT em uma região do mundo com grande potencial e ocorrência de tempestades (BROOKS et al. 2003).

Os trabalhos anteriores realizados em locais que cobrem a região de estudo não discriminaram descargas IN de NS e em alguns casos nem NS- e NS+. Estudos com sensores ópticos (*Optical Transient Detector* - OTD e *Lightning Imaging Sensor* - LIS) a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) não discriminam tipos de relâmpagos (CECIL et al. 2014; RASMUSSEN et al. 2014; ÁVILA et al. 2015). Outra limitação destes trabalhos está relacionada com a disponibilidade de dados de relâmpagos. Os sensores da rede BrasilDAT detectam descargas continuamente dentro de sua área de cobertura, enquanto o campo de visão dos sensores LIS e OTD cobre uma determinada região por um curto período (1,5 a 3 minutos/dia) (CHRISTIAN et al. 2003; ÁVILA et al. 2015). Considerando os trabalhos que utilizam sensores de detecção no solo, estudos que utilizam redes globais como a *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN) (RODGER et al. 2006) e *Sferics Timing and Ranging Network* (STARNET) (MORALES et al. 2015) não discriminam os tipos de descargas e apresentam baixa eficiência de detecção (RODGER et al. 2006). E finalmente, trabalhos anteriores utilizaram apenas dados de relâmpagos NS detectados pela Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT) (BOURSCHEIDT et al. 2008; NACCARATO e PINTO JUNIOR, 2009).

## 1.2 Objetivos

O objetivo geral da tese é estudar e caracterizar a atividade elétrica da região Sul do Brasil a partir de dados de relâmpagos detectados pela Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT). Para auxiliar nas análises, foram utilizados dados de variáveis meteorológicas de reanálise, temperatura de topo de nuvens fornecido por satélites geoestacionários e altura do relevo.

O período de estudo proposto, com base nos registros da rede BrasilDAT, foi de quatro anos, desde julho de 2012 a junho de 2016. Os dados dos diferentes tipos de relâmpagos foram analisados espacialmente e temporalmente.

Os dados foram analisados espacialmente através de mapas de densidade. Com o objetivo de identificar a sua predominância por localidade foram determinadas as anomalias nas densidades de relâmpagos e os valores das máximas densidades para diferentes resoluções espaciais, a fim de identificar a representatividade dos relâmpagos em tempestades de diferentes tamanhos. Os mapas de densidades dos diferentes tipos de relâmpagos foram relacionados com diferentes variáveis através das seguintes análises:

- Distribuição espacial da precipitação: relação entre totais pluviométricos e as densidades de relâmpagos;
- Relação com a topografia: investigar de que forma a altura do relevo influencia na densidade de relâmpagos;
- Proporção entre descargas IN e NS;
- Frequência de passagem de sistemas frontais;
- Análise sazonal dos mapas de densidade.

A análise mensal tem como objetivo identificar meses e estação do ano de maior/menor ocorrência de determinado tipo de relâmpago. A variabilidade mensal foi investigada em relação ao cenário meteorológico através das seguintes análises:

- Precipitação mensal acumulada;
- Anomalia da temperatura da superfície do mar (TSM) no oceano Pacífico equatorial;
- Número de passagens de sistemas frontais;
- Número de ocorrência de sistemas convectivos locais (SCL) e de Mesoescala (SCM);

A análise diurna tem como objetivo investigar o comportamento diário da ocorrência dos relâmpagos. A variabilidade diurna irá determinar os horários de maior ocorrência dos diferentes tipos de relâmpagos e como variam de acordo com a latitude e nas diferentes estações do ano (análise sazonal).



## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Nuvens de tempestade

As nuvens de tempestade são aquelas capazes de produzir descargas atmosféricas (RAKOV e UMAN, 2003). Em sua maioria, são nuvens do tipo *cumulonimbus* (Cb), caracterizadas por grande desenvolvimento vertical (ocupando toda a coluna troposférica) e, por vezes, alcançando a tropopausa (FERREIRA, 2006). Além da atividade elétrica, essas nuvens podem ser acompanhadas de rajadas de vento, granizo e intensas precipitações. As imagens mostradas na Figura 2.1 são exemplos de nuvens Cb.

Figura 2.1 – Exemplos de nuvens *cumulonimbus*.



Fonte: Biblioteca de fotos da NOAA (2009).

A atividade elétrica em uma nuvem de tempestade ocorre devido ao campo elétrico gerado por cargas na nuvem. Algumas características são necessárias para que haja atividade elétrica nas nuvens, tais como: movimentos verticais entre 5 e 10 m/s e elevada extensão vertical da fase mista de precipitação (água nos estados de vapor, sólido e líquido) (LYONS et al. 2006). Williams et al. (2003) indicaram que as nuvens devem ter uma extensão vertical entre 2 e 3 km acima do nível de congelamento (0°C) para que uma descarga ocorra.

#### 2.1.1 Formação e organização

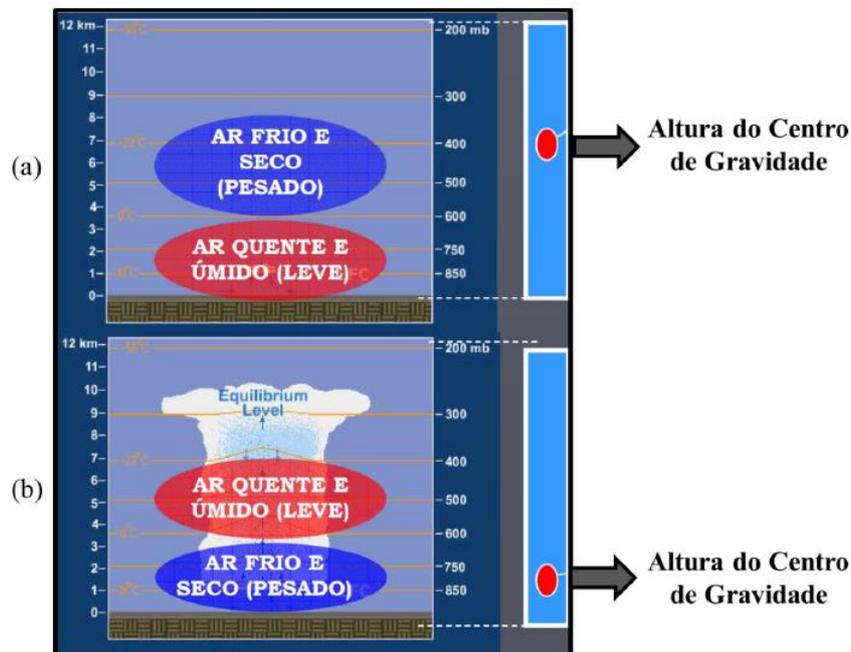
No estudo da termodinâmica da atmosfera em níveis troposféricos, assume-se que uma parcela de ar é um sistema fechado, ou seja, não há

troca de matéria com o ambiente exterior (IRIBARNE, 1980). Tal consideração é legítima quando se considera volumes grandes a ponto de desprezar a mistura das camadas externas com o meio ambiente (DINIZ, 2006). Assim, uma nuvem é formada quando uma parcela de ar apresenta densidade menor que seu ambiente exterior e, portanto, tende a ascender na troposfera. Durante sua ascensão, a parcela expande, “empurrando” o ar em sua volta e realizando trabalho. A energia necessária para esse trabalho é retirada da energia interna da parcela de ar. Com isso, o volume da parcela aumenta e a temperatura diminui. Logo, a parcela de ar que ascende na troposfera se expande adiabaticamente formando a nuvem.

Para a formação de uma nuvem de tempestade ocorrer é necessária presença de umidade no ar, instabilidade vertical na troposfera e mecanismos dinâmicos forçantes (WALLACE e HOBBS, 2006).

A instabilidade vertical na troposfera pode ser explicada a partir do comportamento do centro de gravidade e do conceito de equilíbrio de duas parcelas de ar com densidades diferentes, conforme mostrado na Figura 2.2. A Figura 2.2 (a) indica uma situação de equilíbrio instável, em que, antes da convecção, a parcela mais densa (quente e úmida) está sob a menos densa (fria e seca) e o centro de gravidade da coluna de ar é alto. A Figura 2.2 (b) ilustra a situação após a convecção, onde as correntes ascendentes transportam ar úmido da baixa troposfera para os níveis mais altos. Ocorre condensação e esse processo libera calor latente, que aquece a média troposfera. O centro de gravidade da coluna de ar é, portanto, baixo. A atmosfera, na região onde a tempestade atua, está em equilíbrio estável.

Figura 2.2 – Exemplo de formação de uma nuvem devido à diferença de densidades e ao centro de gravidade vertical da troposfera: (a) Instável; (b) Estável.



O mecanismo de formação de nuvens demonstrado foi termodinâmico e considerou a diferença de densidades de parcelas de ar, entretanto, as nuvens de tempestade também podem ser formadas por fatores dinâmicos, como, por exemplo, o avanço de ciclones que propagam sistemas frontais e a convecção forçada por efeitos orográficos. Essa característica leva à formação de nuvens de tempestade “mecanicamente” induzidas.

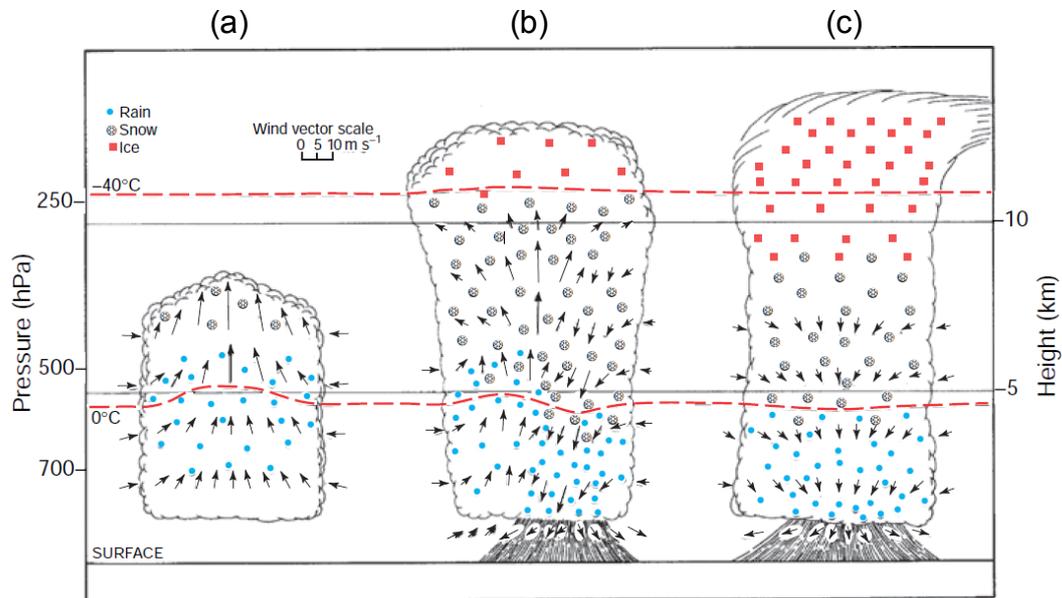
Depois de formadas as nuvens de tempestade, elas apresentam estágios diferentes durante o seu ciclo de vida, de modo que suas características internas se modificam. Os estágios na evolução de uma nuvem de tempestade são mostrados na Figura 2.3:

- **Iniciação** (Figura 2.3(a)): período que compreende o crescimento e o desenvolvimento da nuvem. Caracterizado por movimentos ascendentes e velocidade vertical aumentando com a altura. Nesse estágio, a velocidade vertical é maior do que a velocidade terminal dos hidrometeoros dentro da nuvem, sendo as partículas levantadas acima do nível de congelamento. A base da nuvem está em ~1 km de altura

do solo e o topo apresenta irregularidades associadas a entranhamentos. A nuvem apresenta pouca precipitação e baixa atividade de relâmpagos (WALLACE e HOBBS, 2006);

- **Maturação** (Figura 2.3(b)): grande cisalhamento do vento dentro da nuvem, com correntes de ar ascendentes e descendentes. A velocidade vertical, em algumas regiões da nuvem, passa a não sustentar os hidrometeoros. Partículas de água são encontradas acima do nível de congelamento na região das correntes ascendentes produzindo partículas de gelo. O topo da nuvem atinge a tropopausa. Esse estágio apresenta relâmpagos, ventos fortes e intensa precipitação (WALLACE e HOBBS, 2006);
- **Dissipação** (Figura 2.3(c)): esse estágio apresenta a dissipação da nuvem com predominância de movimentos descendentes. Há uma grande quantidade de neve e gelo acima do nível de congelamento. As correntes de ar ascendentes enfraquecem, as partículas de água param de crescer, e a precipitação e a atividade elétrica diminuem (WALLACE e HOBBS, 2006).

Figura 2.3 - Esquema do ciclo de vida de uma nuvem de tempestade ou célula convectiva em três estágios: (a) iniciação, (b) maturação, e (c) dissipação.



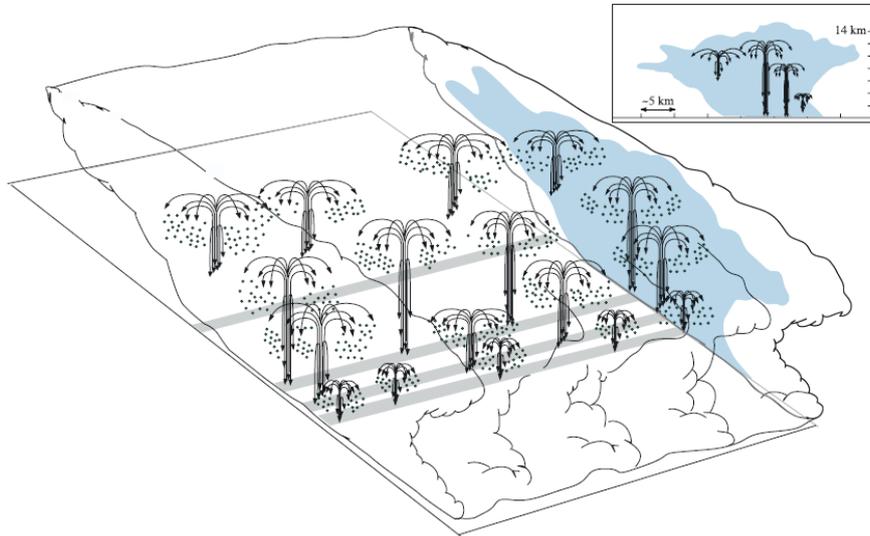
Fonte: Wallace e Hobbs, 2006.

O ciclo de vida descrito anteriormente representa o comportamento de uma célula convectiva imersa em um sistema convectivo de maior área, conforme apresentado na Figura 2.4. As nuvens de tempestade podem estar na forma de tempestades isoladas (locais) e tempestades organizadas (SCM). As tempestades isoladas podem ser formadas por uma única célula convectiva (unicelular), várias células convectivas (multicelular) ou ser uma supercélula. A tempestade formada por uma única célula convectiva é gerada por convecção local e tem duração de ~1 hora. Tempestades multicelulares são formadas por diversas células convectivas que podem atingir diâmetro de centenas de quilômetros. A supercélula (mesociclone) é uma tempestade formada por uma única célula convectiva com diâmetro de centenas de quilômetros e duração de 2 a 6 horas (WALLACE e HOBBS, 2006).

Os SCMs são sistemas convectivos de grande escala horizontal que apresentam extensa área de precipitação. Uma definição geral de SCM é a de sistemas de nuvens Cb que produzem área de precipitação de ~100km

ou mais em uma direção (HOUZE, 2004). A Figura 2.4 ilustra diversas células convectivas imersas em um SCM.

Figura 2.4 – Ilustração de um Sistema Convectivo de Mesoescala com células convectivas imersas.



Fonte: Houze, 2004.

### 2.1.2 Carga elétrica

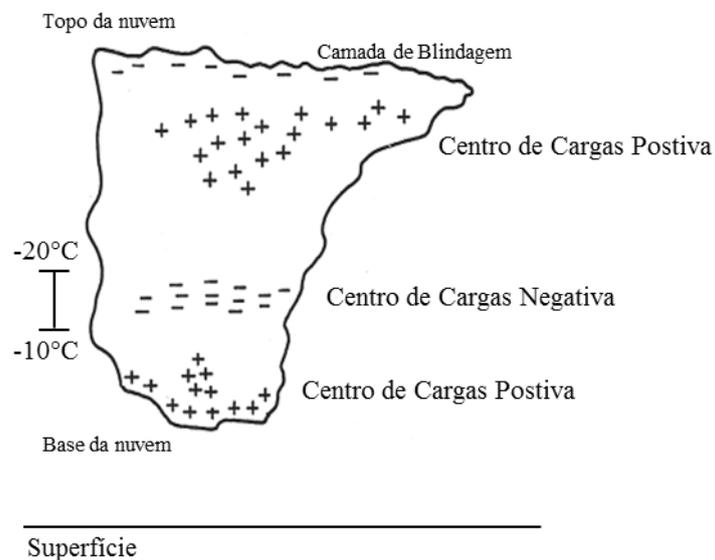
No século XVIII, Benjamin Franklin, através do seu experimento com uma pipa, mostrou que as nuvens são eletrificadas (WILLIAMS et al. 2003) e desde então inúmeros estudos experimentais e simulações em laboratórios vêm sendo realizados no estudo da eletrificação das nuvens de tempestades. Entretanto, diversas questões na eletricidade atmosférica seguem em aberto, como, por exemplo, a origem de cargas na nuvem e os processos de iniciação das descargas. Isso se deve ao fato da estrutura elétrica de uma tempestade envolver processos microfísicos e macrofísicos ocorrendo simultaneamente dentro da nuvem (PINTO JUNIOR e PINTO, 2008).

#### 2.1.2.1 Estrutura elétrica

A estrutura elétrica das nuvens de tempestade foi estudada por diferentes técnicas de sensoriamento remoto (WILLIAMS et al. 2003). Simpson et al. (1909) encontraram um dipolo negativo abaixo das nuvens de tempestade

através de medidas de diferença de potencial. Wilson et al. (1920) sugeriram um dipolo positivo com base na Câmara de Wilson (câmara de nuvens). Essa divergência, devida ao fato dos autores terem medido cargas em diferentes alturas da nuvem, foi finalmente resolvida quando Simpson et al. (1937), através de sondagens de campo elétrico medidos por balão, mostraram uma estrutura tripolar de cargas nas nuvens: uma região de carga positiva no topo, uma região de carga negativa encontrada entre as isotermais de  $-10^{\circ}\text{C}$  e  $-20^{\circ}\text{C}$  e uma região de carga positiva na base da nuvem, conforme ilustra a Figura 2.5.

Figura 2.5 – Estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade.



Estrutura tripolar de nuvem de tempestade com o centro de carga negativa entre o centro de carga positiva na base e topo da nuvem.

Fonte: Adaptado de Pinto Junior e Pinto, 2008.

### 2.1.2.2 Mecanismos de eletrificação

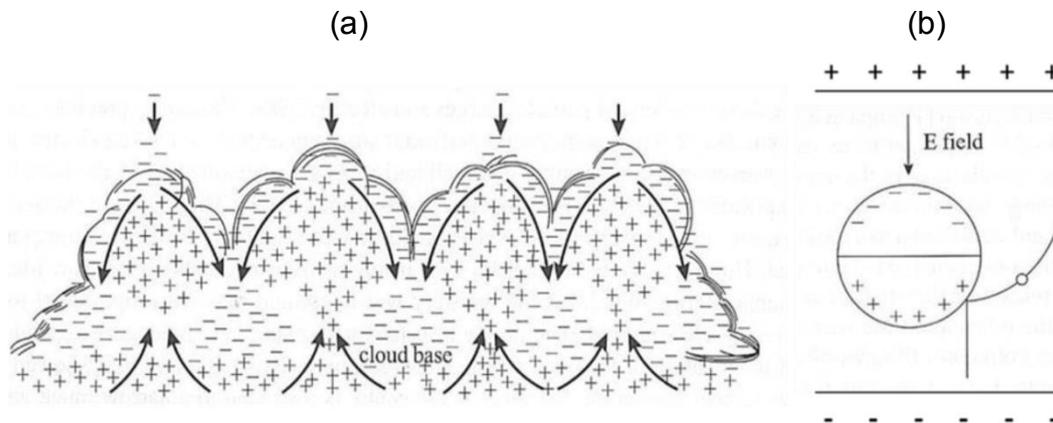
Os principais mecanismos aceitos na eletrificação de nuvens são os mecanismos convectivo, indutivo e termoelétrico discutidos a seguir.

O mecanismo convectivo (Figura 2.6 (a)) considera que os íons positivos sob a nuvem são carregados para seu interior e, posteriormente, para a parte superior, por movimentos ascendentes. As cargas positivas no topo da nuvem atraem íons carregados negativamente da atmosfera para a

parte superior da nuvem. Os íons negativos são aprisionados pelas partículas da nuvem e transportados por movimentos descendentes até a parte inferior da nuvem (JAYARATNE et al. 2003).

O mecanismo indutivo de eletrificação de nuvens, ilustrado na Figura 2.6(b), considera que uma partícula no interior na nuvem sofre polarização devido a um campo elétrico vertical. Considerando que o centro de cargas positivo está sobre o negativo, o campo elétrico aponta para baixo. A partícula ficará polarizada com carga negativa no topo da nuvem e com carga positiva na parte inferior. Gotículas menores atingem a porção inferior da partícula removendo parte de sua carga positiva. Correntes ascendentes carregam as gotículas menores com carga positiva para o topo da nuvem alimentando um centro de carga positiva. A partícula em queda com carga líquida negativa é transportada para a base da nuvem, reforçando o centro de carga negativa (JAYARATNE, 2003).

Figura 2.6 – Representação esquemática de mecanismos de eletrificação: (a) convectivo; (b) indutivo.

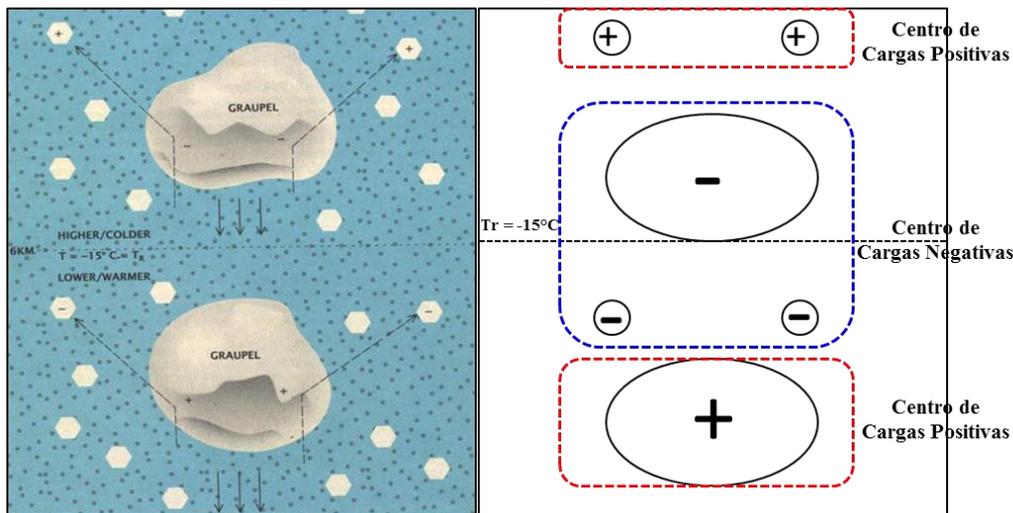


Fonte: (a) Adaptado de Vonnegut, 1963; (b) Adaptado de Jayaratne, 2003.

Entretanto, os mecanismos convectivo e indutivo não justificam a estrutura tripolar da carga na nuvem. A Figura 2.7 mostra uma possível explicação para a estrutura tripolar: o mecanismo termoelétrico (WILLIAMS, 1988). O mecanismo indica que os *graupel* e os cristais de gelo, em um meio com gotículas de água super-resfriada, adquirem cargas distintas para o limiar de temperatura de reversão de carga ( $T_r = -15^\circ\text{C}$ ). O *graupel*, que está em

queda em uma região com temperatura acima da  $T_r$ , adquire carga positiva. Em locais com temperatura abaixo da  $T_r$ , o *graupel* terá carga negativa. O inverso ocorre com os cristais de gelo.

Figura 2.7 – Representação esquemática do mecanismo termoeletrico de eletrificação de nuvens.



Fonte: Adaptado de Williams et al. 1988.

## 2.2 Relâmpagos

Essa seção apresenta uma descrição das propriedades físicas dos relâmpagos desde a sua iniciação até sua emissão característica em diferentes frequências do espectro eletromagnético, abordando a classificação dos relâmpagos e as suas técnicas de detecção.

### 2.2.1 Iniciação e propagação

As descargas atmosféricas que caracterizam os relâmpagos são iniciadas pelo processo da quebra da rigidez dielétrica do ar, ou seja, quando o campo elétrico produzido pelas cargas dentro da nuvem excede a capacidade isolante do ar.

O mecanismo inicial para explicar a quebra da rigidez dielétrica do ar é baseado na multiplicação de elétrons por avalanche eletrônica, o Mecanismo de Townsend. Sob a ação de um campo elétrico externo, um elétron livre é acelerado e ao colidir com uma molécula neutra, gera um par

elétron-íon. O processo se repete, os elétrons resultantes são novamente acelerados levando a uma amplificação geométrica do número de elétrons (COORAY et al. 2003). A avalanche eletrônica se desenvolve formando o *streamer* (canais de plasma quase-neutro e fracamente ionizado) e em seguida surge uma nova etapa, a formação de um canal altamente condutor chamado líder (do inglês *leader*). A manifestação mais conhecida do mecanismo de líder ocorre em relâmpagos (RAKOV e UMAN, 2003). O líder, durante sua propagação, se ramifica na busca por regiões com maior condutividade e apresenta “passos”, sendo denominado de líder escalonado (do inglês *stepped leader*) deixando o relâmpago com sua aparência característica, ramificada. Os líderes ainda podem ser considerados positivos ou negativos, dependendo da carga líquida nas suas extremidades.

As descargas elétricas que caracterizam um relâmpago ocorrem na seguinte ordem: (1) Avalanche eletrônica, (2) *Streamer*; (3) Líder e (4) Descarga de retorno (análoga a um curto circuito). A descarga de retorno é a intensa luminosidade produzida quando o canal toca o solo.

O termo descarga é empregado ao *stroke* e está acompanhado de uma descarga de retorno. Um conjunto de *strokes*, estes agrupados por critérios de distância e horário de ocorrência, forma um flash. O número de *strokes* que compõem um flash é chamado de multiplicidade do relâmpago.

A Figura 2.8 ilustra a propagação de uma descarga: em (a) observamos o líder escalonado se propagando em “passos”, em (b) o canal toca o solo (*stroke*) e a intensa luminosidade caracteriza a descarga de retorno.

Figura 2.8 – Propagação de uma descarga elétrica: (a) propagação de um líder escalonado e suas ramificações; (b) líder toca o solo (*stroke*) e o processo da descarga de retorno.



Fonte: Saba et al. 2013.

### 2.2.2 Classificação dos relâmpagos

A iniciação dos relâmpagos por propagação de líderes bidirecionais (MAZUR, 1989) propõe que o campo elétrico dentro da nuvem é capaz de romper a rigidez dielétrica do ar e propagar líderes negativos em regiões de carga positiva e líderes positivos em regiões com carga negativa. Considerando o mecanismo do líder bidirecional e a estrutura tripolar das nuvens de tempestade, temos que os relâmpagos se iniciam onde o campo elétrico é mais intenso, ou seja, entre os centros de carga negativo e positivo.

Considerando a estrutura tripolar nas nuvens de tempestades, os relâmpagos podem ser classificados quanto a sua direção de propagação e polaridade (carga líquida na extremidade) em:

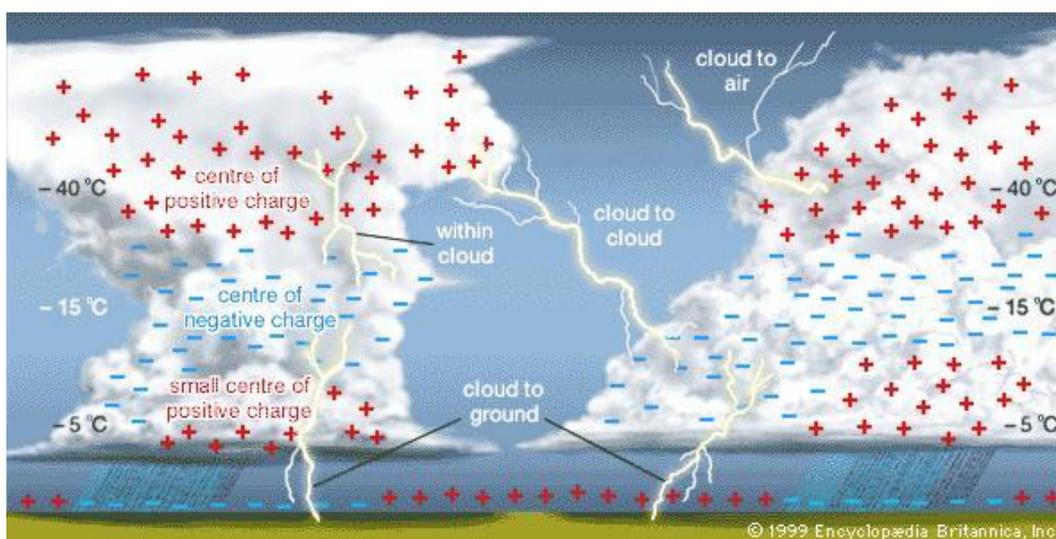
**Intranuvem (IN):** não toca o solo, podendo ser nuvem-ar, que parte da nuvem em direção ao céu sem nuvens ou nuvem-nuvem, que parte de uma nuvem para outra nuvem.

**Nuvem-solo (NS):** parte da nuvem e toca o solo;

- **Nuvem-solo positivo (NS+):** inicia entre os centros de carga em médios e altos níveis da nuvem. O líder negativo se propaga em altos níveis e o positivo, em direção ao solo, com carga líquida positiva em sua extremidade e no sentido do campo elétrico;
- **Nuvem-solo negativo (NS-):** inicia entre os centros de carga em médios e baixos níveis da nuvem. O líder positivo se propaga em médios níveis e o negativo, em direção ao solo, com carga líquida negativa em sua extremidade e contra o sentido do campo elétrico.

A Figura 2.9 mostra um resumo dos principais tipos de relâmpagos em uma nuvem com estrutura tripolar.

Figura 2.9 – Tipos predominantes de relâmpagos em uma estrutura tripolar de carga na nuvem.



Fonte: Enciclopédia Britânica, Inc (1999).

### 2.2.3 Radiação eletromagnética e técnica de detecção

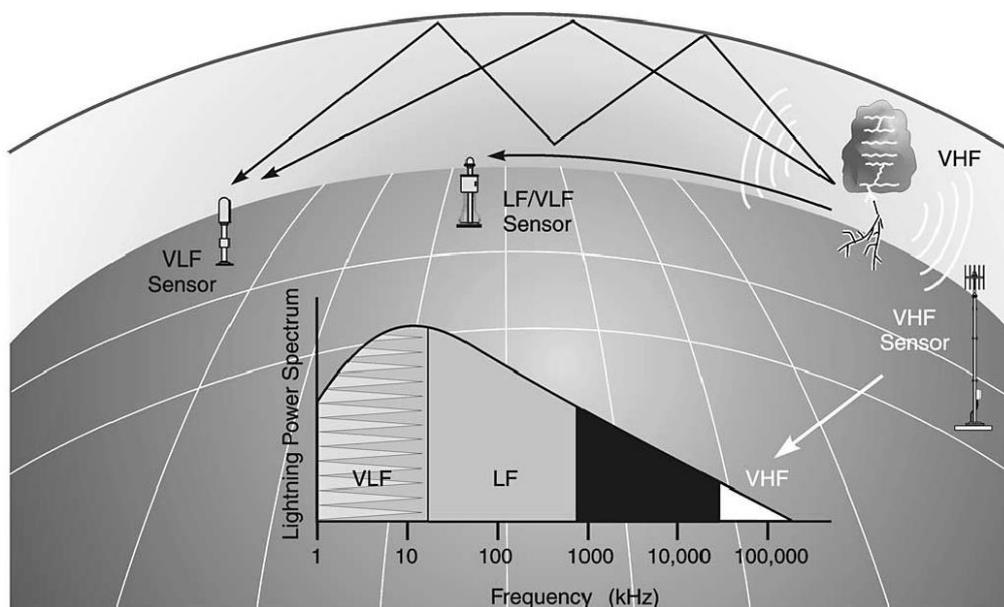
Os relâmpagos emitem radiação eletromagnética (RE) em quase todo o espectro eletromagnético. As diferentes fases de propagação de uma descarga, desde a avalanche eletrônica até descarga de retorno, estão sujeitas a diferentes condições de campo elétrico e condutividade da região. Essas condições impõem diferentes acelerações aos elétrons, tornando o processo de ocorrência de um relâmpago descontínuo e instável

(BOURSCHEIDT, 2012). A RE irradiada pelas diferentes etapas na propagação do relâmpago possui assinaturas distintas no espectro da radiofrequência. A análise dessas assinaturas possibilita diferenciar os relâmpagos IN e NS (HECKMAN et al. 2012).

Atualmente, a detecção de descargas atmosféricas no Brasil é realizada por quatro diferentes redes. Essas redes utilizam diferentes frequências na detecção e, por consequência, diferentes técnicas que detectam diferentes etapas da propagação do relâmpago. A Figura 2.10 é um sumário que ilustra as diferentes técnicas de detecção segundo a frequência (VLF, VLF/LF e VHF) de emissão da RE do relâmpago.

A detecção a partir do VLF é utilizada pelas redes WWLLN e STARNET. Essas redes são conhecidas por detectar relâmpagos ao redor do mundo e utilizar como guia de onda a reflexão na ionosfera. Essa técnica é limitada em informação, não podendo haver discriminação entre as descargas (CUMMINS et al. 2009; BOURSCHEIDT, 2012). A detecção no VLF/LF é utilizada pelas redes RINDAT. Nessa faixa, a superfície da Terra é utilizada como guia de onda, como a superfície da Terra não é um perfeito condutor, a rede tem limites de distância para a detecção. Essa tecnologia permite detectar apenas os relâmpagos NS e a polaridade das descargas. Na detecção em VHF, a RE é emitida no ar e o sensor deve, praticamente, “enxergar” o relâmpago, pois nessa frequência a RE sofre grande atenuação. Essa faixa de frequência é capaz de detectar todas as etapas do relâmpago. Nenhuma rede de detecção no Brasil opera nesse espectro da radiofrequência.

Figura 2.10 - Tipos de sistema de detecção segundo a frequência.



Fonte: Cummins et al. 2009.

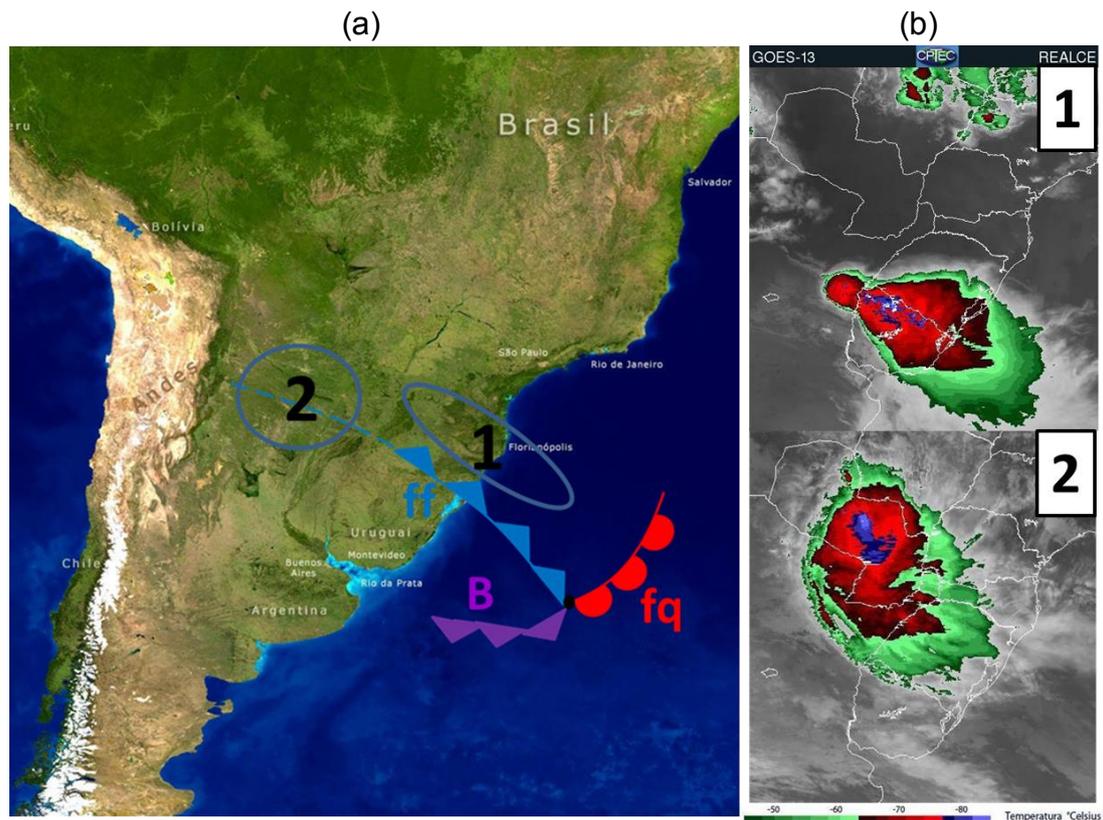
### 2.3 Cenário meteorológico da região Sul do Brasil

A região sul do Brasil ocupa uma área de 576.775 km<sup>2</sup> entre 22,5°S e 33,7°S de latitude e 48°O e 57,6°O de longitude. Em latitudes subtropicais, a formação de sistemas convectivos geradores de relâmpagos é favorecida por diferentes cenários meteorológicos.

A região sul do Brasil está localizada próxima a duas regiões de formação de ciclones extratropicais, a da costa do Uruguai e do sul do Brasil (SINCLAIR, 1996; HOSKINS e HODGES, 2005), sendo frequentemente atingido pela passagem de sistemas frontais (BONATTI, 2002; REBOITA et al. 2010). Os ciclones são centros de baixa pressão que formam duas linhas de convergência que separam massas de ar frio e quente. Essas linhas definem as frentes associadas ao ciclone, sendo regiões de transição entre massas de ar com grandes contrastes de umidade e temperatura. As frentes são classificadas como frias (quentes) quando a massa de ar frio (quente) avança sobre a massa de ar quente (frio), denominada *squall line* (*steering line*) (BJERKNES, 1919; BJERKNES e SOLBERG, 1922). O posicionamento de um ciclone e do sistema frontal associado está ilustrado na Figura 2.11 (a). O ciclone está centrado em B sobre o Oceano Atlântico

e os símbolos indicam o posicionamento das frentes fria (azul) e quente (vermelho) e da oclusão do ciclone. A zona frontal (faixa de máximo gradiente térmico) de uma frente fria propaga-se no sentido nordeste na forma de uma rampa, provocando um levantamento da parcela de ar e formando nuvens e precipitação e podendo gerar relâmpagos na região.

Figura 2.11 – Relação entre sistemas frontais e SCM.



(a) Esquema de um sistema frontal na região Sudeste da América do Sul. A letra B indica um centro de baixa pressão (ciclone), o símbolo azul indica a frente fria (ff) e o vermelho, a frente quente (fq). Os números 1 e 2 indicam a localização preferencial de ocorrência de SCMs: linhas de instabilidade (1), sistemas alongados (2) e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (2); (b) Imagem de satélite GOES13, no canal IR realçado, com exemplos de SCMs: 1 (linha de instabilidade); 2 (CCM).

Fonte: produção do autor.

A Revista Climanálise (<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/revista/>) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) realiza um monitoramento climático mensal de sistemas meteorológicos na América

do Sul e mostra que no Sul do Brasil ocorre, no mínimo, a atuação de quatro frentes frias por mês no inverno. Utilizando 25 anos (1979-2005) de dados de reanálise do NCEP/NCAR, Cavalcanti e Kousky (2009) indicaram uma média anual entre 30-45 dias de atuação de frentes frias na região Sul. Foss (2016) indicou que o inverno e a primavera são as estações com mais dias de frentes frias: 17 e 15, respectivamente, enquanto que o verão é a estação com menos dias, 9.

As passagens de sistemas frontais podem gerar tempestades no Sul de duas maneiras: atuando diretamente sobre a região, ou afastados, organizando o escoamento e favorecendo o fluxo de umidade necessário para a formação de SCMs. Na América do Sul, os SCMs se manifestam na forma de linhas de instabilidade, sistemas alongados e CCMs, e ocorrem com frequência na região da Bacia do Rio da Prata, entre as latitudes de 20°S e 40°S (VELASCO e FRITSCH, 1987; TEIXEIRA e SATYAMURTY, 2007; ANABOR et al. 2008; RASMUSSEN et al. 2014). As linhas de instabilidade se formam na zona frontal e se propagam no sentido nordeste juntamente com a frente fria. A Figura 2.11 (a) indica o local de ocorrência desse tipo de SCM em um sistema frontal. Os CCMs, que possuem um formato circular (MADDOX, 1980), e os sistemas alongados ocorrem preferencialmente na região indicada pelo número 2 na Figura 2.11 (a). As duas imagens de satélite mostradas na Figura 2.11 (b) são exemplos de SCMs que ocorrem na América do Sul: em (1) uma linha de instabilidade e em (2) um CCM.

A formação de SCMs na região Sul do Brasil é favorecida por outros fatores além da passagem de sistemas frontais. A atuação do Jato de Baixos Níveis (SALLJ, do inglês *South America Low Level Jet*) transporta ar quente e úmido da região amazônica para altas latitudes (MARENGO, 2004), sendo os CCMs responsáveis por 45% da precipitação total na região da Bacia do Rio da Prata no verão e na primavera (SALIO et al. 2007). A presença do SALLJ permite um mecanismo dinâmico importante para o desenvolvimento de SCMs, a partir do acoplamento entre fluxos intensos de ar na alta (Jato Subtropical) e baixa troposfera (SALLJ) (NASCIMENTO,

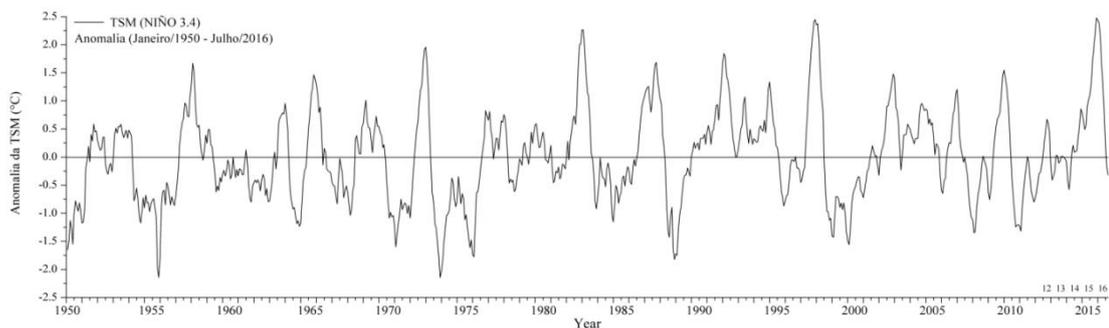
2005). Este mesmo mecanismo de acoplamento entre jatos de diferentes níveis troposféricos também é observado na formação de SCMs nas regiões centrais dos EUA. O *Great Plains Low Level Jet* (HIGGINS et al. 1997) transporta ar quente e úmido do golfo do México para regiões centrais dos EUA e em altos níveis a presença Jato Polar tornam o cenário favorável a geração de SCMs semelhantes em ambos os hemisférios (NASCIMENTO, 2005). Além de SCM, sistemas convectivos locais (SCL), menores, também podem ser responsáveis pela atividade de relâmpagos no sul do Brasil. Esses SCL podem ser impulsionadas pelo aquecimento radiativo diurno (REBOITA, 2012); evaporação dos rios Paraguai e Uruguai que fornecem umidade para a formação de tempestades (SALIO, 2007) e circulações locais como brisas (BRAGA e KRUSCHE, 2000) ou efeitos orográficos (BOURSCHEIDT et al. 2009).

Eventos em escala global, como o fenômeno El Niño, também são conhecidos por afetar a atividade convectiva no sul do Brasil. O El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é um fenômeno atmosférico-oceânico caracterizado por anomalias positivas (El Niño) ou negativas (La Niña) da temperatura da superfície do mar (TSM) no Oceano Pacífico equatorial. Essas anomalias causam alterações em diferentes circulações atmosféricas do globo. Em condições normais a TSM é maior na costa da Ásia (movimento ascendente) do que na costa da América do Sul (região de subsidência), acompanhando a circulação da Célula de Walker. Em períodos de El Niño a região central do Pacífico equatorial se aquece, passando a ter movimentos ascendentes e deslocando a região de subsidência da costa da América do Sul para leste, sobre o nordeste brasileiro. Esse movimento provoca uma alteração da circulação em nível latitudinal, passando a haver subsidência no norte (região amazônica) e nordeste brasileiro e movimentos ascendentes em latitudes médias da América do Sul. Como resultado dessa alteração na circulação, há um aumento da precipitação na região Sul e períodos de seca no Nordeste do Brasil (CPTEC).

A caracterização do El Niño é feita através de índices ou anomalias da TSM para diferentes regiões do Pacífico equatorial: NINO12, NINO3, NINO34 e

NINO4. A região do pacifico equatorial em que a anomalia da TSM está melhor correlacionada com a precipitação no sudeste da América do Sul é o NINO34 (GRIMM et al. 1998; 2000). O gráfico mostrado na Figura 2.12 mostra a anomalia da TSM na região do NINO34, calculado entre janeiro de 1950 a julho de 2016. No gráfico, podemos observar valores elevados na anomalia positiva, como o evento de 1982-83, conhecido como o evento mais intenso (RASMUSSON e HALL, 1983) e o evento de 1998, que provocou intensas precipitações na região sul do Brasil (DE OLIVEIRA e SATYAMURTY, 1998). Nos últimos quatro anos, são observadas anomalias negativas e positivas na região do NINO34, possíveis geradoras de impactos na atividade de relâmpagos na região Sul do Brasil que serão investigados no decorrer da tese.

Figura 2.12 – Anomalia da TSM na região do NINO34 entre 01/1950 – 06/2016.



Fonte: produção do autor.

### 3. DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1 Parâmetros de relâmpagos

Os dados de descargas utilizadas na tese foram detectados pela Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT). Os parâmetros do relâmpago considerados no trabalho foram: localização, horário de ocorrência, pico de corrente e tipo de descarga (IN ou NS). A Figura 3.1 é um exemplo de como os dados da BrasilDAT são disponibilizados. A precisão na escala temporal é de milissegundos (coluna 7). O sinal do pico de corrente, dado em kiloampères (kA), na coluna 10 permite identificar se a descarga é de polaridade positiva ou negativa. A coluna 11 indica se a descarga é IN (= 1) ou NS (= 0).

Figura 3.1 – Amostra de dados de descargas detectadas pela BrasilDAT no dia 07 de julho de 2012.

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
Ano	Mês	Dia	Hora	Min	Seg	Mil	Lat	Lon	kA	IN
2012	7	1	2	6	50	109	-32.0162	-53.2781	-5	1
2012	7	1	2	8	12	90	-32.0472	-53.279	10	1
2012	7	1	2	8	12	349	-32.1052	-53.3793	11	0
2012	7	1	2	11	17	144	-32.107	-53.3073	9	1
2012	7	1	2	17	23	278	-32.2362	-53.2933	-8	1
2012	7	1	2	20	20	220	-32.0036	-53.1898	-10	0
2012	7	1	2	23	35	790	-32.1165	-53.2354	-5	1
2012	7	1	2	24	5	889	-31.9843	-53.0892	8	1
2012	7	1	2	31	8	702	-32.2499	-53.1207	9	0
2012	7	1	2	32	4	427	-32.0378	-53.101	-5	1
2012	7	1	2	32	9	862	-32.23	-53.0955	-11	1
2012	7	1	3	11	59	988	-33.0241	-52.8995	15	1
2012	7	1	3	14	11	0	-33.1125	-52.9399	-6	1
2012	7	1	3	18	15	238	-32.8934	-52.7487	-10	0
2012	7	1	3	19	8	960	-32.8456	-52.723	-24	0
2012	7	1	3	19	54	245	-32.719	-52.6423	8	1
2012	7	1	3	21	26	302	-32.8888	-52.7325	-6	1
2012	7	1	3	22	32	765	-33.0453	-52.8188	10	0
2012	7	1	3	25	41	817	-33.0127	-52.7075	-11	1
2012	7	1	3	25	46	432	-33.1354	-52.9535	-12	0

Fonte: produção do autor.

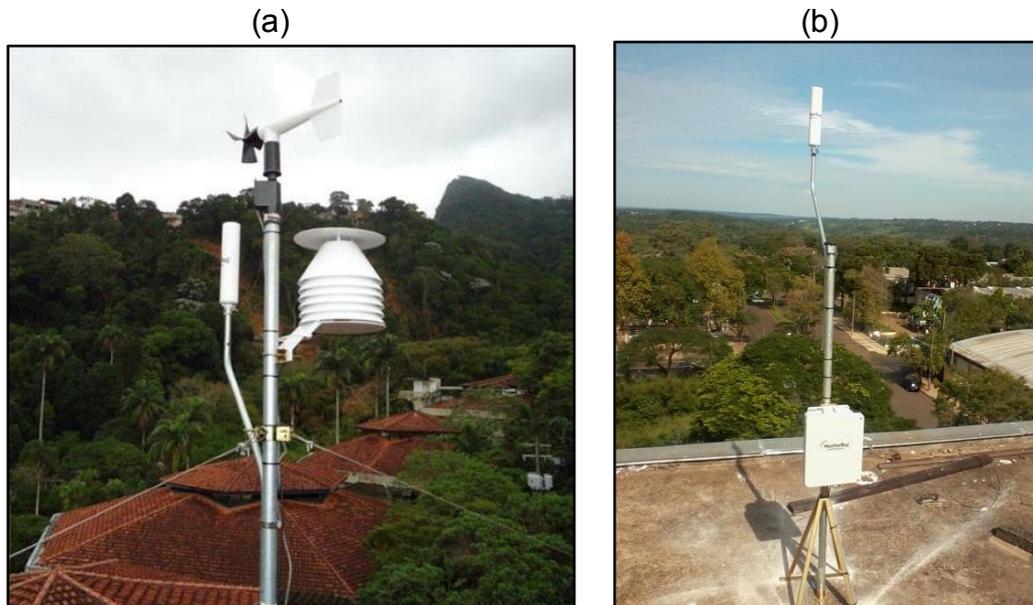
#### 3.1.1 Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas

##### 3.1.1.1 Sensores de detecção

A BrasilDAT instalou entre novembro de 2010 e junho de 2012 cinquenta e seis (56) sensores de detecção de descargas atmosféricas em 11 estados brasileiros. As imagens mostradas na Figura 3.2 mostram dois sensores de detecção de relâmpagos da BrasilDAT, um instalado em uma estação

meteorológica no Rio de Janeiro e outro instalado individualmente em Foz do Iguaçu.

Figura 3.2 – Foto do sensor de detecção de descargas.

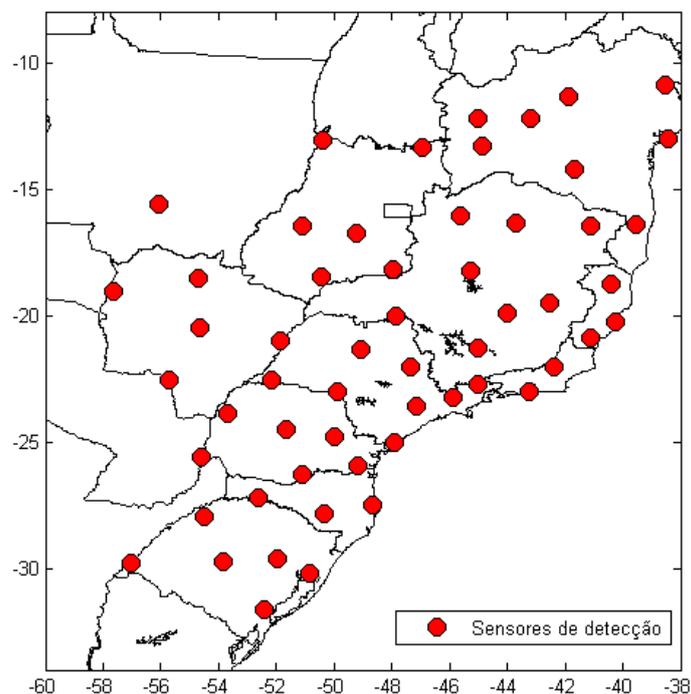


Estação meteorológica com um sensor de relâmpago instalada no Rio de Janeiro, Brasil. O sensor de relâmpago é o braço longo ligado à estação meteorológica. O recipiente circular aloja um sensor de temperatura do ar. O anemômetro no topo da estação mede a direção e a velocidade do vento. (b) Sensor de relâmpagos instalado em Foz do Iguaçu, Paraná.

Fonte: produção do autor.

A área de cobertura dos sensores abrange totalmente os estados das regiões Sul e Sudeste e parte do Nordeste e Centro-Oeste do Brasil. O mapa mostrado na Figura 3.3 mostra a localização (pontos vermelhos) dos sensores instalados no Brasil.

Figura 3.3 – Localização dos sensores de detecção de relâmpagos da rede BrasilDAT.



Fonte: produção do autor.

Quinze (15) sensores foram instalados na região Sul do Brasil entre dezembro de 2011 e maio de 2012. Cinco (5) sensores estão instalados no Paraná, quatro (4) em Santa Catarina e seis (6) no Rio Grande do Sul. A Tabela 3.1 indica os estados, cidades, data de instalação e localização dos sensores na região de estudo.

Tabela 3.1 – Cidade, estado, data de instalação e localização dos sensores na região sul do Brasil.

<b>Estado</b>	<b>Cidade</b>	<b>Data de instalação</b>	<b>Latitude</b>	<b>Longitude</b>
<b>PR</b>	Pérola	10/12/2012	-23,82	-53,70
<b>PR</b>	Manoel Ribas	20/12/2011	-24,51	-51,67
<b>PR</b>	Castro	16/12/2011	-24,79	-50,00
<b>PR</b>	Tijucas do Sul	14/12/2011	-25,92	-49,17
<b>PR</b>	Foz do Iguaçu	21/05/2012	-25,47	-54,51
<b>SC</b>	Chapecó	18/05/2012	-26,09	-52,60
<b>SC</b>	Lages	19/05/2012	-27,80	-50,31
<b>SC</b>	São José	19/05/2012	-27,59	-48,62
<b>SC</b>	Porto União	17/05/2012	-26,39	-50,95
<b>RS</b>	Uruguaiana	24/05/2012	-29,77	-57,06
<b>RS</b>	Rio Grande	28/05/2012	-32,04	-52,12
<b>RS</b>	Santa Maria	21/05/2012	-29,81	-53,89
<b>RS</b>	Santa Rosa	17/05/2012	-27,87	-54,47
<b>RS</b>	Casca	15/05/2012	-28,57	-51,98
<b>RS</b>	Viamão	14/05/2012	-30,11	-51,01

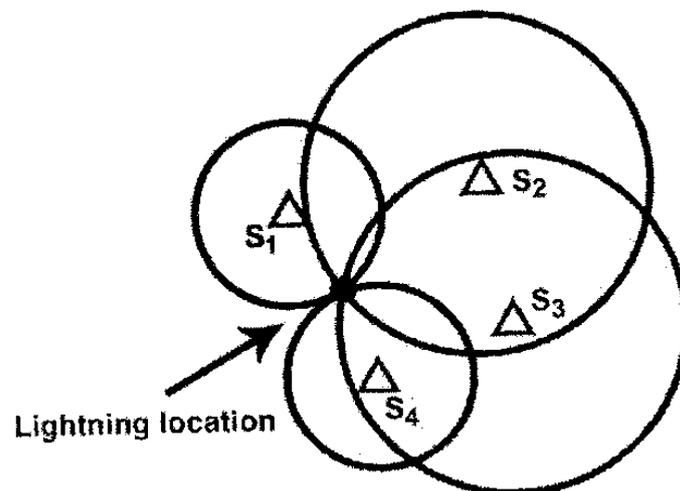
Fonte: produção do autor.

### 3.1.1.2 Técnica de detecção e localização

A rede BrasilDAT utiliza a tecnologia *Earth Networks Total Lightning Network* (ENTLN). A ENTLN combina tecnologias avançadas de detecção de descargas, monitorando a atividade total de relâmpagos (do inglês *total lightning*). A rede utiliza sensores que operam entre as frequências de 1 Hz a 12 MHz (abrangendo as faixas de ELF, VLF, LF, MF e HF). A ampla faixa de frequência permite que os sensores detectem as descargas NS mais intensas (ELF – LF), bem como os pulsos IN mais fracos (LF – HF). Quando uma descarga ocorre, a radiação eletromagnética é emitida em todas as direções e os diversos sensores detectam, registram e enviam a forma de onda para um servidor via internet. A forma de onda e o sinal do campo elétrico são usados para determinar se a descarga é IN ou NS, o pico de corrente e a polaridade dos NS (NS- ou NS+) (HECKMAN e LIU, 2010).

A técnica empregada na localização dos relâmpagos é o método do tempo de chegada (TOA, do inglês *Time of Arrival*) (LEWIS, 1960; CUMMINS, 1998). O TOA utiliza sensores que detectam o horário de chegada da radiação eletromagnética gerada pela descarga. É calculada a diferença temporal relativa entre os tempos de chegada registrados pelos sensores, considerando para cada par de sensores um círculo que satisfaz a diferença temporal medida. A intersecção entre os círculos indica a localização do relâmpago (NACCARATO, 2005). A Figura 3.4 ilustra uma detecção pelo método do tempo de chegada.

Figura 3.4 – Uso do Método do Tempo de Chegada (TOA) para a localização do relâmpago a partir de 4 sensores.



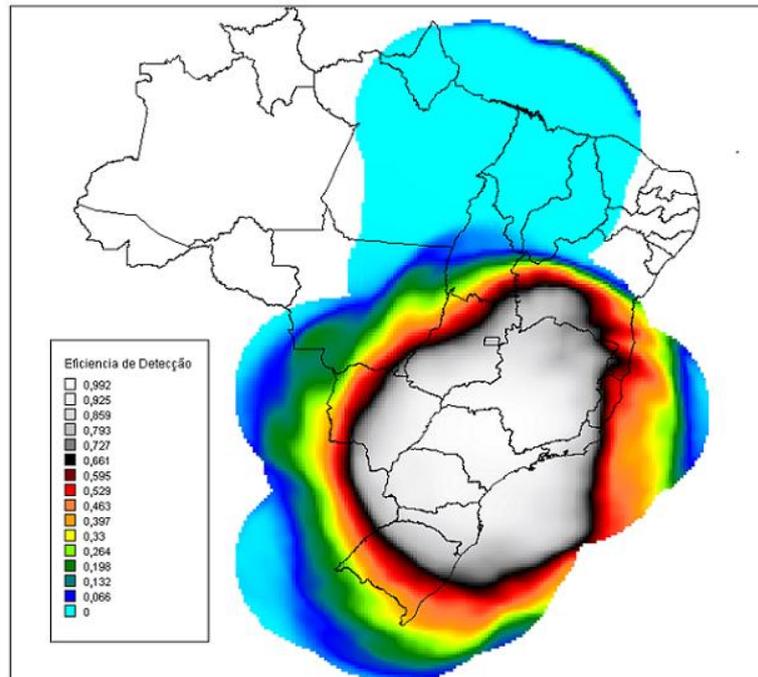
Fonte: Pinto Junior, 2009.

### 3.1.1.3 Desempenho da rede

Naccarato et al. (2014) avaliaram a eficiência de detecção (ED) de descargas (*strokes*) da rede BrasilDAT usando a quarta geração do modelo de eficiência de detecção relativo (RDEM4, do inglês *relative detection efficiency model*). RDEM4 considera os efeitos de propagação para simular a atenuação da radiação eletromagnética emitida pela descarga até o sensor utilizando a distribuição de ED para cada sensor como função da distância e do azimute (NACCARATO et al. 2011). De acordo com Naccarato et al. (2014), a ED de BrasilDAT é superior a 60% em todo o estado do PR e SC e na metade norte do RS. Na metade sul do RS, os

valores de ED estão entre 45% e 55% (Figura 3.5). Em termos gerais, a ED da BrasilDAT foi satisfatória para a maioria da região Sul do Brasil e os dados usados na tese não passaram por nenhum processo de correção de eficiência de detecção da rede.

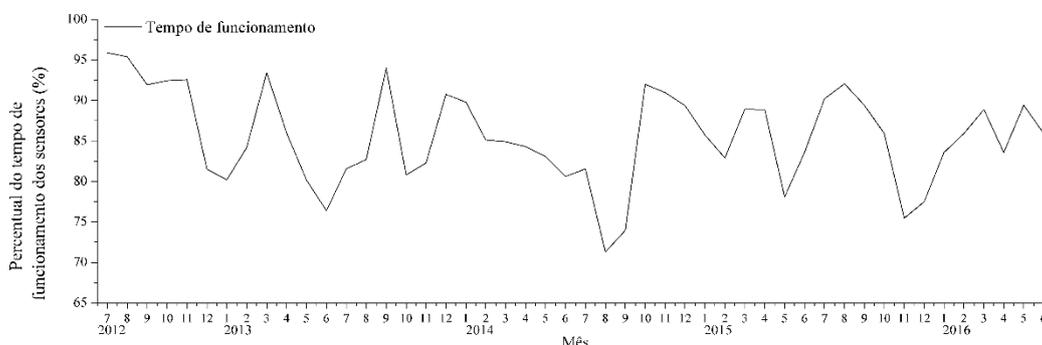
Figura 3.5 – Distribuição espacial da eficiência de detecção da BrasilDAT calculada pelo RDEM4.



Fonte: Naccarato et al. 2014.

A Figura 3.6 mostra o percentual de tempo de funcionamento mensal dos 15 sensores instalados na região Sul do Brasil entre julho de 2012 e junho de 2016. O percentual de funcionamento médio dos sensores foi de 86% e sempre esteve acima de 70% nos 4 anos, indicando uma boa disponibilidade da rede.

Figura 3.6 – Percentagem do tempo de funcionamento mensal dos 15 sensores da BrasilDAT instalados na região Sul do Brasil entre 07/2012 e 06/2016.



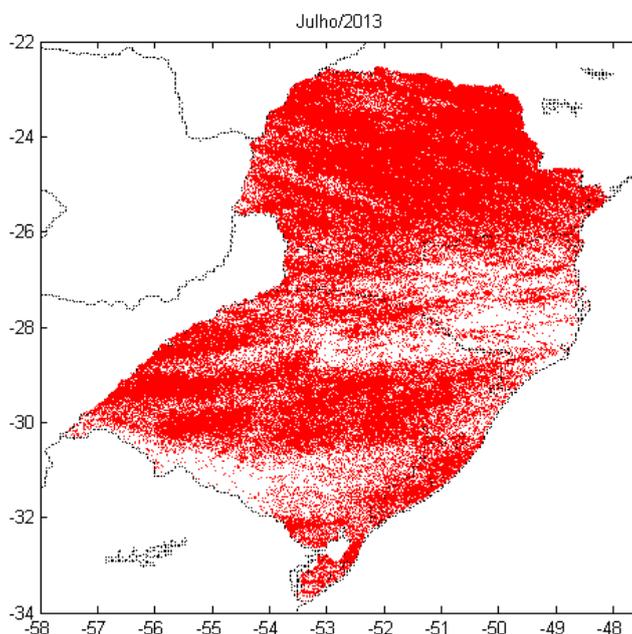
Fonte: produção do autor.

### 3.1.2 Seleção de dados

No trabalho, foram usados somente os dados de descargas localizadas dentro da área de estudo, sendo descartados aqueles além da fronteira da região Sul do Brasil. O período avaliado foi entre 01 de julho de 2012 e 30 de junho de 2016, totalizando quatro anos de parâmetros de descargas. Essas condições espaciais e temporais foram adotadas porque:

- O foco do trabalho é a atividade de relâmpagos dentro dos três estados brasileiros que compõem a região Sul (Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul). A Figura 3.7 mostra o total de descargas detectadas pela BrasilDAT no mês de julho de 2013 e exemplifica o critério espacial de seleção de dados adotado;
- Os sensores de detecção estão instalados no Brasil, logo a região apresenta uma melhor eficiência na detecção, conforme discutido na seção 3.1.1.3;
- A instalação dos sensores é recente, com o último sensor de detecção tendo sido instalado em abril de 2012. O período de dois meses entre a instalação dos sensores e o início dos dados analisados fez-se necessário para fins de estabilização da rede e eventuais erros de instalação (NACCARATO et al. 2014).

Figura 3.7 – Total de relâmpagos detectados pela BrasilDAT na região sul do Brasil em Julho de 2013.



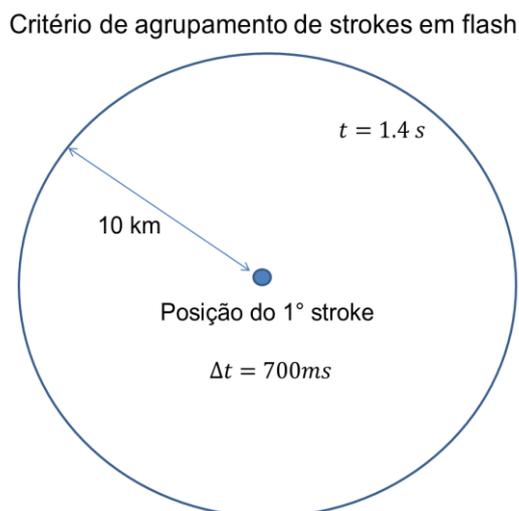
Exemplo do critério de seleção espacial de descargas usadas no trabalho.

Fonte: produção do autor.

### 3.1.3 Agrupamento em flash

As descargas detectadas pela BrasilDAT estão no formato de *strokes* e foram agrupadas em formato flash usando critérios espaciais e temporais. A partir de um grande conjunto de dados, Saraiva et al. (2010) observaram, com câmeras de alta velocidade, que os flashes têm uma duração máxima de 1,4 segundos (Critério 1). A duração do flash foi definida como o tempo entre o primeiro *stroke* e a corrente contínua do último *stroke*. O intervalo de tempo entre os *strokes* observados foi inferior a 700 milissegundos (Critério 2). Os *strokes* subsequentes, a menos de 10 km de distância do primeiro *stroke*, foram agrupados (Critério 3). Estes valores empíricos foram utilizados para implementar o algoritmo de agrupamento da Figura 3.8 Este critério vem sendo usado para agrupar os dados da rede de detecção que opera com tecnologia ENTLN nos EUA (THOMPSON et al. 2014; RUDLOSKY, 2014; CHRONIS et al. 2015).

Figura 3.8 – Esquema do critério de agrupamento de descargas (*strokes*) em flash.



Fonte: produção do autor.

#### 3.1.4 Análise da atividade de relâmpagos

Para a caracterização da atividade elétrica na região de estudo foram realizadas duas análises: espacial e temporal. Em ambas as análises, foram usados os cinco tipos de dados de relâmpago no formato de flash: total de relâmpagos, separados em IN e NS, e os relâmpagos NS, negativos (NS-) e positivos (NS+). A análise espacial foi realizada através de mapas de densidade descritos na seção 3.1.5.

Para a caracterização temporal da atividade elétrica, foram estudadas as variabilidades mensais e diurnas. Nessa etapa do trabalho, as análises foram realizadas a partir de histogramas com os totais dos diferentes tipos de relâmpagos separados e agrupados de diferentes formas.

Na análise da variabilidade mensal, os diferentes tipos de relâmpagos foram agrupados de acordo com o mês de ocorrência. Além da análise mensal, esse resultado possibilitou investigar o comportamento sazonal da atividade de relâmpagos ao longo dos anos de estudo.

Além dos diferentes tipos de relâmpagos, também foi considerada a contribuição dos NS no total de relâmpagos e a contribuição dos NS+ no total de relâmpagos NS, a partir de seus valores percentuais:

Porcentagem de relâmpagos NS:

$$\% NS = \frac{100 N_{NS}}{N_t} \quad (\text{Eq. 3.1})$$

Onde:  $N_{NS}$  é o número de relâmpagos NS e  $N_t$  é o número total de relâmpagos.

Porcentagem de relâmpagos NS+:

$$\% NS+ = \frac{100 N_{NS+}}{N_{NS}} \quad (\text{Eq. 3.2})$$

Onde:  $N_{NS+}$  é o número de relâmpagos NS+ e  $N_{NS}$  é o número de relâmpagos NS.

A variabilidade mensal de dados foi discutida com base na correlação entre a atividade de relâmpagos e o cenário meteorológico associado (precipitação acumulada, ocorrência de sistemas convectivos, passagem de frentes frias e anomalia da TSM) em diferentes escalas espaciais.

Foi denominada anomalia mensal ( $Af$ ) da taxa de relâmpagos como a diferença entre o valor mensal e a média mensal de todo período de estudo, determinada pela equação:

$$Af = Nf - Nf_{med} \quad (\text{Eq. 3.3})$$

Onde:  $Nf$  é o número de relâmpagos (IN, NS, NS- ou NS+) que ocorreram em 1 mês e  $Nf_{med}$  é o número médio mensal de relâmpagos (IN, NS, NS- ou NS+) de cada mês nos quatro anos de estudo.

A análise da variabilidade diurna investigou a hora do dia em que os relâmpagos são predominantes. Para isso, os dados de relâmpagos foram agrupados de acordo com a hora do dia (UTC, do inglês *Universal Time Coordinated*) de ocorrência.

Foi investigada a forma com que a ocorrência horária de relâmpagos varia de acordo com a latitude e a estação do ano. Para isso, os dados de flashes/hora foram agrupados de diferentes formas:

- Variação com a latitude: os dados totais de relâmpagos foram separados espacialmente por intervalos de latitude, Latitude 1 (entre 22,75°S e 25,99°S, ao norte); Latitude 2 (26,00°S e 28,99°S, ao centro) e Latitude 3 (29,00°S e 33,75°S, ao sul);
- Variabilidade sazonal: os dados foram agrupados temporalmente de acordo com os trimestres: Dezembro/Janeiro/Fevereiro (DJF - verão); Março/Abril/Maio (MAM - outono); Junho/Julho/Agosto (JJA - inverno); Setembro/Outubro/Novembro (SON - primavera).

Para estas análises os valores do número de relâmpagos horários foram normalizados ( $Vn$ ) a partir da equação:

$$Vn = \frac{N_{fh}}{N_{ft}} \times 100 \quad (\text{Eq. 3.4})$$

Onde:  $N_{fh}$  é o número de relâmpagos (IN, NS, NS- ou NS+) que ocorreram em 1 hora e  $N_{ft}$  é o número total de relâmpagos (IN, NS, NS- ou NS+) que ocorreram nas 24 horas.

Para quantificar as informações da distribuição diurna, foi aplicada a equação de amplitude normalizada (NA, do inglês *normalized amplitude*) (EASTERLY e ROBINSON, 1985; BÜRGESESSES, 2014) nas distribuições horárias:

$$NA = \frac{A}{m} \quad (\text{Eq. 3.5})$$

Onde:  $A$  é a amplitude e  $m$  é o valor médio.

- $NA < 0,5$ : indica a falta de um pico na atividade diurna de relâmpagos ou dois picos;
- $0,5 < NA < 1$ : indica a tendência de um pico na atividade diurna de relâmpagos;

- $NA > 1$ : indica um ciclo diurno bem definido, com um claro pico de atividade elétrica.

### 3.1.5 Mapas de densidade

Os mapas de densidade das diferentes descargas detectadas pela BrasilDAT (Total, IN, NS, NS- e NS+) consistem na contagem de relâmpagos por determinada área ou *pixel* (resolução espacial) para um período de tempo (resolução temporal). Em termos gerais, os mapas de densidade consistem em histogramas plotados em uma matriz georeferenciada.

A unidade de densidade de relâmpagos foi padronizada em  $\text{flashes.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$ . Para isso o número de relâmpagos por *pixel* foi dividido pela área da resolução e pelo tempo de estudo (quatro anos).

Essa metodologia permite gerar mapas de densidade de relâmpagos para diferentes resoluções espaciais e temporais, gerando matrizes correlatas (mesma resolução espacial e temporal) com de outras variáveis analisadas (precipitação e topografia) e podendo assim ser quantificadas as correlações espaciais. O coeficiente de correlação usado no trabalho é o Coeficiente de Correlação de Pearson ( $r$ ) (GIBBONS e CHAKRABORTI, 2011).

Os valores médios de densidade de relâmpagos para todos os *pixels* da região Sul foram utilizados para determinar regiões de anomalias positivas (acima de média) e negativas (abaixo da média). A ocorrência dessas regiões, bem como as características da densidade de relâmpagos na região, foi analisada considerando:

- Máximas densidades de relâmpagos em diferentes resoluções espaciais: essa análise está realizada de forma quantitativa através dos valores para as resoluções: 1 x 1 km, 5 x 5 km, 10 x 10 km, 50 x 50 km, 100 x 100 km e 200 x 200km. Os valores permitiram identificar o tipo de descarga predominante em tempestades de diferentes tamanhos e as regiões de ocorrência;

- Correlação entre a densidade de relâmpagos com a altura do relevo e a precipitação mensal acumulada;
- Mapa de frequência de passagem de frentes frias;
- Proporção entre flashes IN e NS através do valor de Z (razão IN:NS);
- Análise sazonal e mensal dos mapas de densidade de relâmpagos.

### 3.2 Variáveis meteorológicas

As variáveis meteorológicas usadas no trabalho foram:

- **Precipitação:** dados de precipitação mensal acumulada do GPCC (do inglês, *Global Precipitation Climatology Centre*). O GPCC mantém um banco de dados desde 1901 com medidas de precipitação distribuídas em todo globo. Os dados do GPCC são medidos por satélite e pluviômetros em superfície e quando comparadas com medições de estações de superfície mostram grande concordância (VASQUES, 2007). A unidade da precipitação está em milímetros por mês e os dados estão interpolados para uma grade de resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$ . Os dados de precipitação foram correlacionados com mapas de densidades e acumulados mensais de relâmpagos. Os dados estão disponíveis no site: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.gpcc.html>.
- **Temperatura, vento e pressão:** dados de médias diárias da temperatura, componente meridional do vento em 925 hPa e pressão reduzida ao nível do mar de reanálises do NCEP/NCAR. Dados de reanálise são análises (condições iniciais) de modelos de previsão do tempo reprocessadas e disponibilizadas para um longo período, auxiliando nos estudos de tempo e clima. O conjunto de dados de reanálise do NCEP é continuamente atualizado em nível global e conta com um banco de dados com variáveis medidas desde 1948 (Reanálise I). No trabalho, foram usados dados da Reanálise II, uma versão corrigida da Reanálise I, com correção de erros e parametrizações físicas atualizadas (KANAMITSU et al. 2002). No

trabalho, estes dados foram utilizados na identificação de frentes frias na região de estudo;

- **Temperatura da superfície do mar:** dados mensais de temperatura de superfície do mar (TSM) na região do NINO12, NINO3, NINO34 e NINO4. Essas temperaturas são médias calculadas para diferentes áreas do Oceano Pacífico. A correlação entre as anomalias das TSM e os relâmpagos foi analisada na tentativa de identificar uma relação que permita a previsão da atividade de relâmpagos através da variação da TSM do Pacífico. Os dados da TSM estão disponíveis no site: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/>.

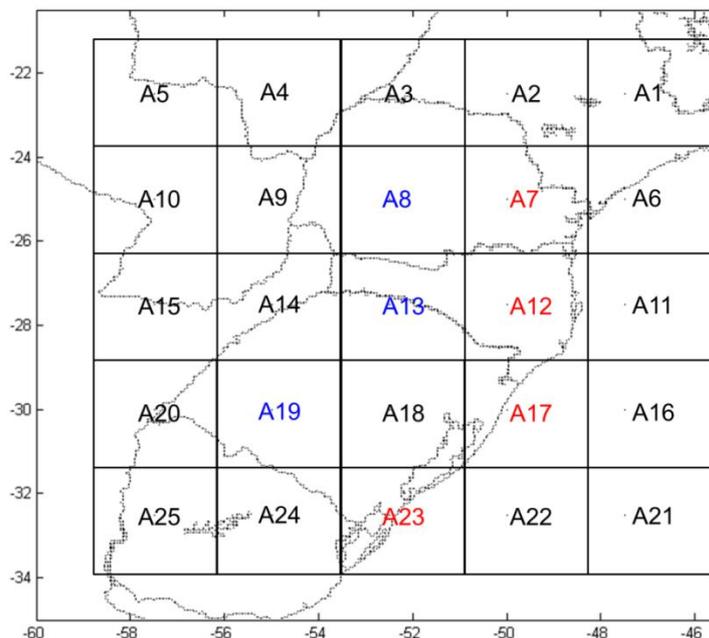
### 3.2.1 Identificação da passagem de frente frias

Foi elaborado um método objetivo para a determinação de passagem de frentes frias na região de estudo. A metodologia é a mesma utilizada por CAVALCANTI e KOUSKY (2009), em que, para uma frente fria ser identificada, três condições devem ser satisfeitas de um dia para o outro:

- Diminuição da temperatura em 925hPa de no mínimo 2°C;
- Aumento da pressão no nível médio do mar em no mínimo 2 hPa;
- Mudança na direção do vento meridional do quadrante norte para o quadrante sul em 925hPa.

Este método foi aplicado para 25 pontos de grade conforme mostrado na Figura 3.9. Foram quantificadas as frentes frias que atuaram no interior (A8, A13 e A19 - azul) e litoral (A7, A12, A17 e A23 - vermelho) da região de estudo.

Figura 3.9 - Localização espacial das 25 regiões selecionadas para o rastreamento de frente frias com resolução espacial de 2,5° x 2,5°.



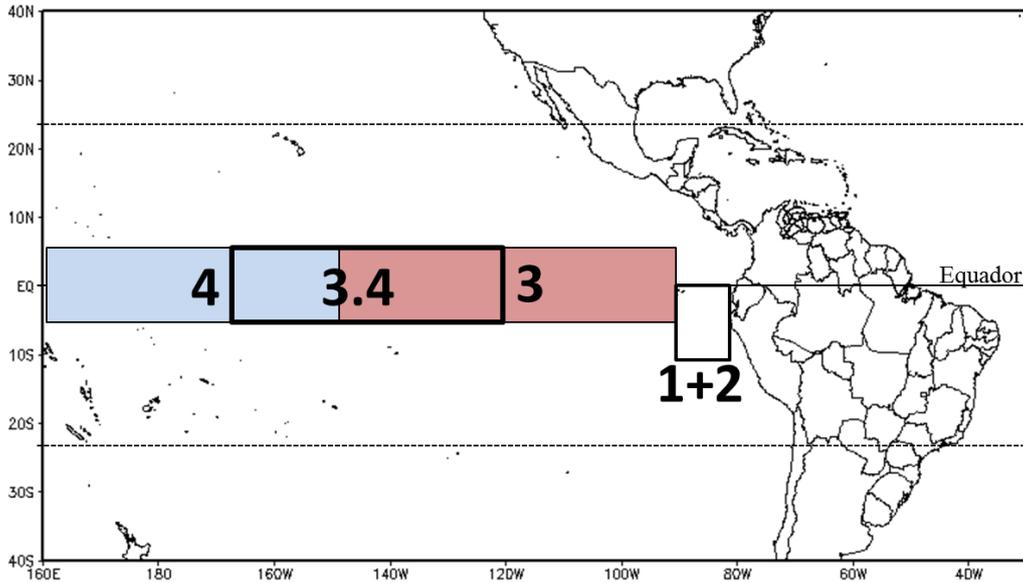
Fonte: produção do autor.

### 3.2.2 Análise da anomalia da TSM

A TSM na região do NINO34, situada na parte central do Pacífico equatorial, vem sendo a mais utilizada na caracterização dos impactos do fenômeno El Niño e La Niña na região Sul do Brasil (GRIMM et al. 1998; BUNGE e CLARKE, 2009). Essa análise visa a identificar a influência da anomalia da TSM na região do NINO34, bem como nas demais regiões (NINO12, NINO3 e NINO4), na atividade de relâmpagos do Sul do Brasil. As localizações das diferentes regiões do oceano Pacífico analisadas estão mostradas na Figura 3.10.

A análise consiste em determinar as correlações simultâneas e defasadas (1 a 4 meses) entre as anomalias mensais da TSM e dos acumulados dos relâmpagos. O cálculo para determinar a anomalia da TSM é o mesmo aplicado para o cálculo das anomalias mensais de relâmpagos, mostrado na Eq. (3.3).

Figura 3.10 – Subdivisões da região equatorial do Oceano Pacífico.



Fonte: produção do autor.

### 3.3 Temperatura de topo de nuvem

Os dados de temperatura de topo de nuvem usados são no canal infravermelho (10,2 – 11,2  $\mu\text{m}$ ) dos satélites GOES.

Os satélites GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) circulam a Terra em uma órbita geoestacionária, o que significa que eles orbitam o plano equatorial da Terra em uma velocidade correspondente à sua rotação. Isto possibilita ao satélite pairar continuamente sobre uma mesma posição na superfície, fornecendo assim um monitoramento contínuo de uma região (NOAA, 2009). Os satélites GOES dão suporte principalmente à pesquisa e serviços de previsão do tempo, são operados pela *National Environmental Satellite, Data, and Information Service* (NESDIS), que atualmente conta com 3 satélites em operação, GOES-13, GOES-14 e GOES-15. Atualmente o satélite GOES-13, designado *GOES-East*, está sobre o Equador em 75°O e sua área de cobertura é a América do Sul.

Os dados utilizados no trabalho são referentes aos satélites GOES-12 e 13. O GOES-12 foi lançado em julho/2001 e esteve em funcionamento até agosto/2013. O GOES-13 foi lançado em maio/2006 e ainda está em

funcionamento. A resolução temporal dos dados de satélite é 15 e 30 minutos para o GOES-12 e 13, respectivamente. Ambos os satélites possuem sensores registrando radiação proveniente da Terra em seis faixas de comprimento de onda (canais): visível - VIS (0,53 – 0,75  $\mu\text{m}$ ), quatro no infravermelho - IR (3,8 – 4,0; 10,2 – 11,2; 11,5 – 12,5; 12,9 – 13,7  $\mu\text{m}$ ) e vapor d'água - WV (6,5 – 7,0  $\mu\text{m}$ ). A resolução para cada canal difere entre si: 1 km para o VIS, 4 km para o IR e WV no Equador (NOAA, 2009). A precisão de temperatura do GOES varia em 0,4 K por pixel (NOAA, 2009).

A utilização desses dados visa a quantificar o número de sistemas convectivos locais (SCL) e Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) que atuaram sobre a região de estudo.

### 3.3.2 Identificação de sistemas convectivos

#### 3.3.2.1 Sistemas Convectivos Locais

Os Sistemas Convectivos Locais (SCL) foram identificados na região de estudo com o uso do *Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Cluster* (ForTraCC).

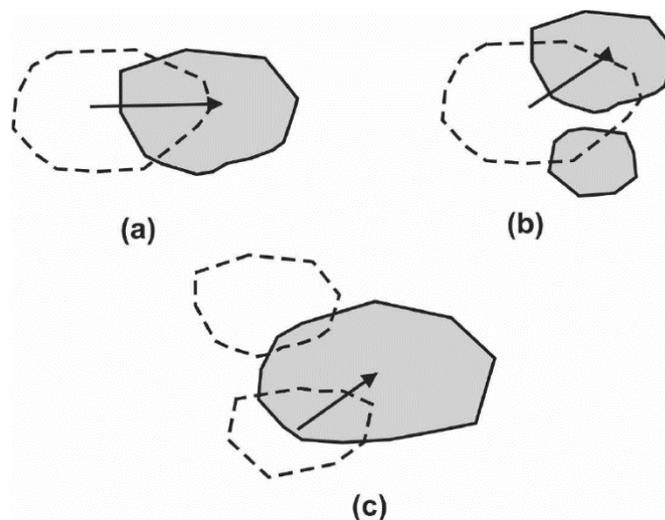
O ForTraCC é um algoritmo de identificação, rastreamento, previsão e determinação das características físicas de sistemas convectivos (SC) a partir da temperatura de topo de nuvem ( $T_b$ ) no canal infravermelho (IR) de satélites geoestacionários. O ForTraCC opera nas seguintes etapas (VILA et al. 2008):

1. Identificação do SC a partir de um limiar de  $T_b$  de  $-38^\circ\text{C}$  com área de 90 *pixels* (1.440  $\text{km}^2$ );
2. Determinação das características físicas a partir das propriedades radiativas do SC;
3. Técnica de acompanhamento de SC a partir da sobreposição de imagens sucessivas;
4. Previsão de SC com base na evolução temporal dos mesmos.

O rastreamento do ForTraCC é realizado através de imagens sucessivas de satélite. A partir de um limiar de  $T_b = -38^\circ\text{C}$ , é determinada a área do sistema convectivo (SC) a ser rastreado. O sistema rastreado pode passar por três situações distintas, ilustradas na Figura 3.11:

- **Continuidade:** considera-se o mesmo SC (Figura 3.11(a));
- **Divisão:** o acompanhamento segue no SC com maior área (Figura 3.11(b));
- **Fusão:** considera-se a área total entre eles (Figura 3.11(c)).

Figura 3.11 - Representação esquemática do acompanhamento do SC pelo ForTraCC em situação de (a) continuidade, (b) divisão e (c) fusão. As setas representam a evolução do sistema. As linhas tracejadas representam o SC em um passo anterior no tempo de sua evolução e as linhas sólidas representam a evolução do sistema.



Fonte: Vila et al. 2008.

Os dados de entrada para o ForTraCC são  $T_b$ s dos satélites GOES12 e GOES13 no canal IR. A saída é na forma de arquivos texto com as seguintes informações das características físicas dos SC: latitude e longitude do centro geométrico, tamanho, taxa de expansão, temperatura mínima, taxa de variação da temperatura mínima, quantidade e tamanho médio dos topos frios, velocidade e direção do centro de massa, e excentricidade. Esses parâmetros são calculados desde o início do SC para cada passo de tempo (resolução temporal do satélite). A Figura 3.12 mostra as propriedades físicas de um SC rastreado pelo ForTraCC. O ForTraCC

está em operação na Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA), pertencente ao Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Figura 3.12 – Exemplo de amostra de dados do ForTraCC.

FAMILY=		1 -	YEAR=2014	MONTH=	4	DAY=	30	HOUR=23.30	FIRST MEMBER=	7	CLASSIF=	C										
SYS#	XLAT	XLON	TIME	SIZE	DSIZE	TMED	DTMED	TMIN	DTMIN	TMIN9	DTMIN9	CBNUM	CBMED	VEL	DIR	INCLI	ECCE	T_INI	T_FIN	CLA	SYS_ANT	
*	7	10.55	-69.47	0.00	1275	84.9	227.2	-1.1	220.0	-2.0	222.6	1.0	-99	-99	33.4	104	-5.02	0.82	1.0	8.0	C	8
	87	10.69	-69.37	0.49	1133	-66.6	222.1	-10.5	201.0	-38.6	205.6	-34.5	2	49	41.5	36	11.62	0.91	1.5	6.5	C	7
*	68	10.84	-69.25	0.99	1124	-4.4	222.0	-0.2	201.0	0.0	205.8	0.3	2	49	40.9	36	10.69	0.95	2.0	5.5	C	87
	6	10.89	-69.25	1.48	896	-127.4	228.8	13.8	217.0	32.5	220.8	30.5	-99	-99	8.3	0	-0.84	0.84	2.5	5.0	C	68
	10	11.05	-69.14	1.98	669	-159.9	231.2	4.7	225.0	15.9	226.2	10.6	-99	-99	47.3	30	9.24	0.62	3.0	4.0	C	6
	11	11.25	-69.03	2.48	242	-516.8	232.1	1.9	229.0	7.9	230.1	7.8	-99	-99	47.7	30	29.76	0.56	3.5	1.5	C	10
*	10	11.45	-68.93	2.98	210	-78.7	232.5	0.7	229.0	0.0	231.7	3.1	-99	-99	43.6	21	32.90	0.54	4.0	1.0	C	11
TOTAL TIME=		2.98	DELTAX	0.54	DELTAY	0.90	LAST IMAGE= I		END=NOR													
FAMILY=		2 -	YEAR=2014	MONTH=	4	DAY=	30	HOUR=23.30	FIRST MEMBER=	2	CLASSIF=	C										
SYS#	XLAT	XLON	TIME	SIZE	DSIZE	TMED	DTMED	TMIN	DTMIN	TMIN9	DTMIN9	CBNUM	CBMED	VEL	DIR	INCLI	ECCE	T_INI	T_FIN	CLA	SYS_ANT	
*	2	10.50	-72.82	0.00	502	136.7	230.1	-1.7	225.0	-2.0	226.8	-3.5	-99	-99	11.5	134	-10.95	0.72	0.5	7.0	C	3
	37	9.77	-74.51	0.49	2312	726.0	213.9	-32.9	197.0	-56.9	200.2	-54.0	4	245	0.1	-999	15.12	0.69	1.0	8.0	S	2
*	27	9.77	-74.51	0.99	2509	45.4	213.4	-1.0	196.0	-2.0	199.2	-2.0	4	271	0.1	-999	14.92	0.70	1.5	8.0	C	37
TOTAL TIME=		0.99	DELTAX	-1.69	DELTAY	-0.73	LAST IMAGE= I		END=MER - NSYS: 37													
FAMILY=		3 -	YEAR=2014	MONTH=	4	DAY=	30	HOUR=23.30	FIRST MEMBER=	3	CLASSIF=	C										
SYS#	XLAT	XLON	TIME	SIZE	DSIZE	TMED	DTMED	TMIN	DTMIN	TMIN9	DTMIN9	CBNUM	CBMED	VEL	DIR	INCLI	ECCE	T_INI	T_FIN	CLA	SYS_ANT	
*	3	9.14	-72.40	0.00	1782	90.3	230.9	-0.6	224.0	-2.0	225.9	-1.7	-99	-99	33.5	75	-17.46	0.63	1.0	8.0	C	2
	73	8.60	-71.46	0.49	204	-896.9	227.4	-7.0	215.0	-18.3	217.7	-16.6	-99	-99	48.6	120	35.20	0.38	1.5	1.5	C	3
*	57	8.49	-71.27	0.99	199	-13.8	227.2	-0.3	215.0	0.0	218.5	1.5	-99	-99	46.0	134	34.16	0.39	2.0	1.0	C	73
	3	8.73	-71.32	1.48	289	208.2	230.8	7.2	224.0	18.3	225.6	14.5	-99	-99	42.9	348	29.48	0.49	2.5	2.0	C	57
	4	8.87	-71.19	1.98	285	-7.7	231.7	1.9	227.0	6.0	228.8	6.3	-99	-99	46.0	45	36.63	0.46	3.0	2.0	C	3
TOTAL TIME=		1.98	DELTAX	1.21	DELTAY	-0.27	LAST IMAGE= R		END=NOR													

Fonte: produção do autor.

O critério de seleção de SCL que ocorreram na região de estudo consiste em escolher SC nos arquivos texto de saída do ForTraCC. Foram considerados como SCL apenas os sistemas que se iniciaram e atingiram a maturação (área máxima) com o centro geométrico dentro da região de estudo. Além disso, foram considerados apenas os sistemas classificados como novos (“N”, do inglês *new*) e que até o fim do seu ciclo de vida não passaram por processos de divisão (“S”, do inglês *split*) ou fusão (“M”, do inglês *merge*). Essa mesma metodologia foi utilizada por outros autores no estudo de SC na América do Sul (MACHADO e LAURENT, 2004), no estado de São Paulo (MATTOS e MACHADO, 2009) e no Rio Grande do Sul (CAMPOS e EICHHOLZ, 2011). Com as restrições dos critérios de seleção, acabaram sendo documentados apenas SC relativamente pequenos na região de estudo, com curto deslocamento e área máxima inferior a 16.000km<sup>2</sup>, sendo necessária outra metodologia para a identificação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).

### 3.3.2.2 Sistemas Convectivos de Mesoescala

Os SCMs, sistemas convectivos maiores e com maior duração, foram selecionados de forma manual através da metodologia desenvolvida por Azambuja (2013). Essa técnica consiste em um sistema de georeferenciamento de dados de satélite e cálculo das propriedades físicas do polígono formado por uma imagem de satélite com determinada temperatura de topo de nuvem. Para o polígono que define a área do SCM são calculados a área total ( $T_b \leq -30^\circ\text{C}$ ), área convectiva ( $T_b \leq -60^\circ\text{C}$ ), centro geométrico para ambas áreas e temperatura média e mínima.

Foram considerados como SCMs os sistemas que cumpriram os seguintes critérios:

- 1) Apresentar área total  $\geq 200.000 \text{ km}^2$ ;
- 2) Apresentar um escudo de área convectiva  $\geq 10.000 \text{ km}^2$ ;
- 3) O centro geométrico da área convectiva deve estar dentro da região de estudo por no mínimo 4 horas consecutivas.

### 3.4 Altura do terreno

Os dados de altura do terreno são do modelo digital de elevação (MDE) obtido pela missão SRTM (do inglês, *Shuttle Radar Topography Mission*).

Os sensores da SRTM foram embarcados no ônibus espacial *Endeavor* e a missão foi realizada entre os dias 11 e 22 de Fevereiro de 2000, como resultado da parceria entre as agências espaciais dos EUA (NASA, do inglês *National Aeronautics and Space Administration*), Itália (ASI, do italiano *Agenzia Spaziale Italiana*) e Alemanha (DLR, do alemão *Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt*).

O sistema para produção do MDE contava com radares de abertura sintética operando nas bandas X e C e fazendo uma varredura em 80% da superfície terrestre, entre  $56^\circ\text{S}$  e  $60^\circ\text{N}$ . Os dados do MDE estão disponíveis com resolução de 30 metros ( $0,000277^\circ$ ) para todo o globo. Rodriguez et

al. 2006 fizeram uma avaliação global da performance do MDE e foi encontrado que, para a América do Sul, há um erro absoluto de localização de 9 metros, um erro absoluto de altitude de 6,2 metros e um erro relativo de altitude de 5,5 metros. Um banco de dados de elevação está disponibilizado no site: [www.dsr.inpe.br/topodata](http://www.dsr.inpe.br/topodata).

Os dados de altura do relevo foram usados para a análise espacial das densidades de relâmpago de duas formas:

- Correlação espacial entre matrizes de densidades dos diferentes tipos de relâmpagos e altura do relevo;
- Análise qualitativa através de mapas e cortes transversais, discutindo as possíveis formas de influência do relevo na atividade de relâmpagos na região de estudo.



## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Densidades de relâmpagos

As características gerais dos relâmpagos detectados pela BrasilDAT estão mostradas na Tabela 4.1. A rede BrasilDAT detectou mais de 40 milhões de relâmpagos na região Sul do Brasil nos quatro anos do estudo, dos quais 36 milhões foram classificados como relâmpagos IN (87% do total, correspondendo a um valor de Z, razão IN:NS, de 6,65). Pinto Junior et al. (2007) estimaram Z igual a 3,9 e 4,9 no Norte e Sudeste do Brasil, respectivamente. Embora a comparação de resultados indique que o valor de Z aumenta com a latitude, é esperado um efeito contrário (PRENTICE e MACKERRAS, 1977; ORVILLE, 1990; PRICE e RIND, 1993) e o tema será discutido ao longo da tese. Considerando a polaridade dos relâmpagos NS, 83% foram NS-. Estima-se que apenas 10% dos relâmpagos que ocorrem no mundo sejam NS+ (PINTO JUNIOR e PINTO, 2008). Estes valores variam de acordo com a morfologia, a localização e o cenário meteorológico da tempestade.

Tabela 4.1 – Número de relâmpagos e percentuais de relâmpagos que ocorreram na região Sul do Brasil nos quatro anos de estudo.

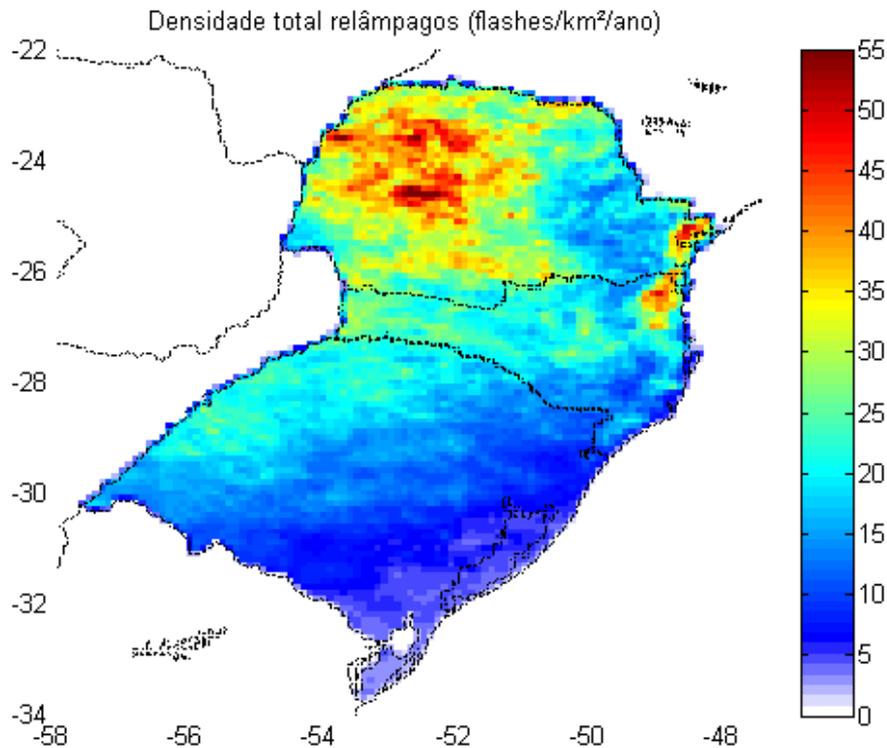
<i>Período: Julho/2012 – Junho/2016 (4 anos)</i>	
<hr/>	
<i>Total de flashes: 41.150.507</i>	
<hr/>	
<i>Intranuvem: 35.770.162 flashes (87%)</i>	
<hr/>	
<i>Nuvem-solo: 5.380.345 flashes (13%)</i>	
<hr/>	
<b>NS negativo</b>	<b>NS positivo</b>
<hr/>	<hr/>
83%	17%

Fonte: produção do autor.

Analisando espacialmente os relâmpagos nos quatro anos de estudo, a maior atividade elétrica de tempestades está no norte da região Sul, conforme mostra o mapa de densidade do total de relâmpagos (Figura 4.1). As maiores densidades de relâmpagos, com valores maiores que 50 flashes/km<sup>2</sup>/ano, estão no centro e oeste do PR e nas regiões costeiras do norte de SC e PR. O valor máximo de 60 flashes/km<sup>2</sup>/ano está em 24,6°S

e 52,5°O (centro-oeste do PR). Os valores de menor densidade (< 15 flashes/km<sup>2</sup>/ano) estão ao sul, acima da latitude 30°S.

Figura 4.1 – Densidade do total de relâmpagos em flashes/km<sup>2</sup>/ano.



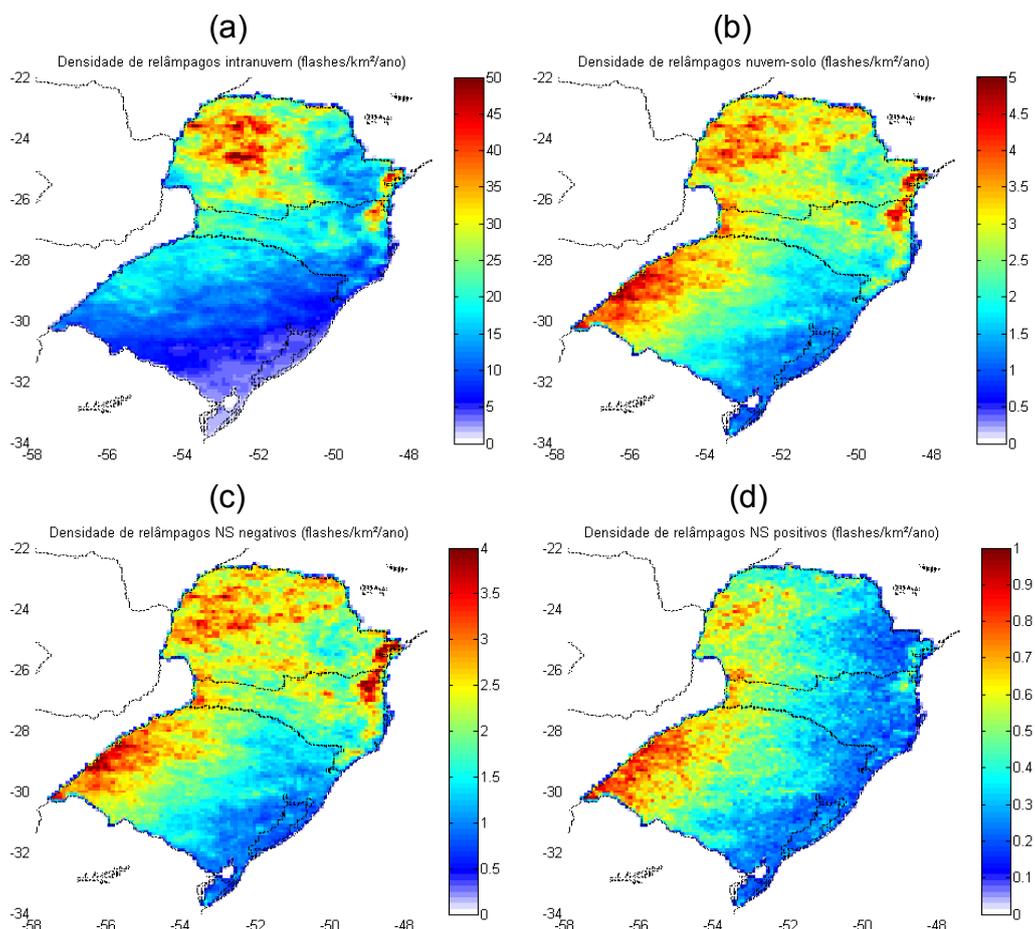
Mapa de densidade do total de relâmpagos em 10 x 10 km de resolução espacial.

Fonte: produção do autor.

Os valores de densidade de relâmpagos IN são maiores do que de relâmpagos NS, o que é esperado já que a ocorrência de relâmpagos IN é sabida ser maior do que a de NS. As maiores densidades de relâmpagos IN (Figura 4.2 (a)) estão na metade norte da região Sul, com valores maiores que 50 flashes/km<sup>2</sup>/ano no centro e oeste do PR e nas regiões costeiras do norte de SC e PR. O valor máximo de 55 flashes IN/km<sup>2</sup>/ano está localizado em 24,6°S e 52,5°O (centro do PR). Os menores valores de densidades de IN (< 6 flashes IN/km<sup>2</sup>/ano) estão no sul da região, acima da latitude de 30°S. O mapa de densidade de relâmpagos IN é semelhante (locais de máximas e mínimas densidades) ao mapa do total de relâmpagos mostrado na Figura 4.1, porém com valores reduzidos. Com relação aos

relâmpagos NS (Figura 4.2 (b)), elevados valores de densidade ( $>5$  flashes NS/km<sup>2</sup>/ano) estão no oeste do RS, litoral norte de SC e PR.

Figura 4.2 – Densidade de relâmpagos (mapa em 10x10km de resolução): (a) IN; (b) NS; (c) NS-; (d) NS+. Unidade: flashes/km<sup>2</sup>/ano. As escalas de cor são diferentes para cada mapa.



Fonte: produção do autor.

A máxima densidade de relâmpagos NS está no oeste do RS, com 6 flashes NS/km<sup>2</sup>/ano em 28,9°S e 56,2°O. Os menores valores ( $< 1,5$  flashes NS/km<sup>2</sup>/ano) estão no leste do RS. Os maiores valores de densidade de relâmpagos NS- (Figura 4.2 (c)) estão nas mesmas regiões em que as maiores densidades de relâmpagos NS, porém com valores reduzidos. Todavia, a máxima densidade não está no oeste do RS, mas, no oeste do PR, com valor de 5 flashes NS-/km<sup>2</sup>/ano em 25,3°S e 48,4°O. Quanto aos NS+ (Figura 4.2 (d)), diferentemente dos relâmpagos NS, não há valores de densidade elevados no centro do PR e litoral de SC e PR, mas, valores

elevados de densidade no oeste dos três estados da região Sul. A maior densidade de relâmpagos NS+ ocorreu em 28,5°S e 55,8°O, com o valor de 1 flash NS+/km<sup>2</sup>/ano no oeste do RS.

Analisando a correlação espacial entre os diferentes relâmpagos detectados pela BrasilDAT, mostrados na Tabela 4.2, os valores de r indicam que a atividade elétrica (total de relâmpagos) tem uma correlação muito forte com relâmpagos IN (r = 0,998), correlação forte com relâmpagos NS (r = 0,755) e NS- (r = 0,766) e correlação fraca com os relâmpagos NS+ (r = 0,441). Os resultados também mostram uma forte anticorrelação entre os valores totais de relâmpagos e o percentual de relâmpagos NS (r = -0,723), indicando que quanto maior é a atividade elétrica, maior é a ocorrência de relâmpagos IN e menor é o valor percentual de relâmpagos NS.

Tabela 4.2 – Coeficiente de correlação (r) entre as densidades (10 km x 10 km) dos diferentes relâmpagos detectados pela BrasilDAT nos quatro anos de estudo e dos percentuais de relâmpagos NS e NS+.

	<b>Total</b>	<b>IN</b>	<b>NS</b>	<b>%NS</b>	<b>NS-</b>	<b>NS+</b>	<b>%NS+</b>
<b>Total</b>	<b>1</b>	0,998	0,755	-0,723	0,766	0,441	-0,247
<b>IN</b>	0,998	<b>1</b>	0,714	-0,742	0,727	0,401	-0,252
<b>NS</b>	0,755	0,714	<b>1</b>	-0,330	0,985	0,749	-0,126
<b>%NS</b>	-0,723	-0,742	-0,330	<b>1</b>	-0,366	-0,079	0,300
<b>NS-</b>	0,766	0,727	0,985	-0,362	<b>1</b>	0,633	-0,264
<b>NS+</b>	0,441	0,401	0,749	-0,079	0,633	<b>1</b>	0,487
<b>%NS+</b>	-0,247	-0,252	-0,126	0,300	-0,264	0,487	<b>1</b>

Fonte: produção do autor.

Os relâmpagos IN se iniciam, preferencialmente, entre os centros de carga negativos e positivos nas regiões mais altas da nuvem e é a maioria das descargas em uma tempestade por dois motivos: (1) a capacidade isolante do ar diminui com a altura e assim facilitando a quebra da rigidez dielétrica do ar que dá início a descarga; (2) a proximidade entre os centros de cargas

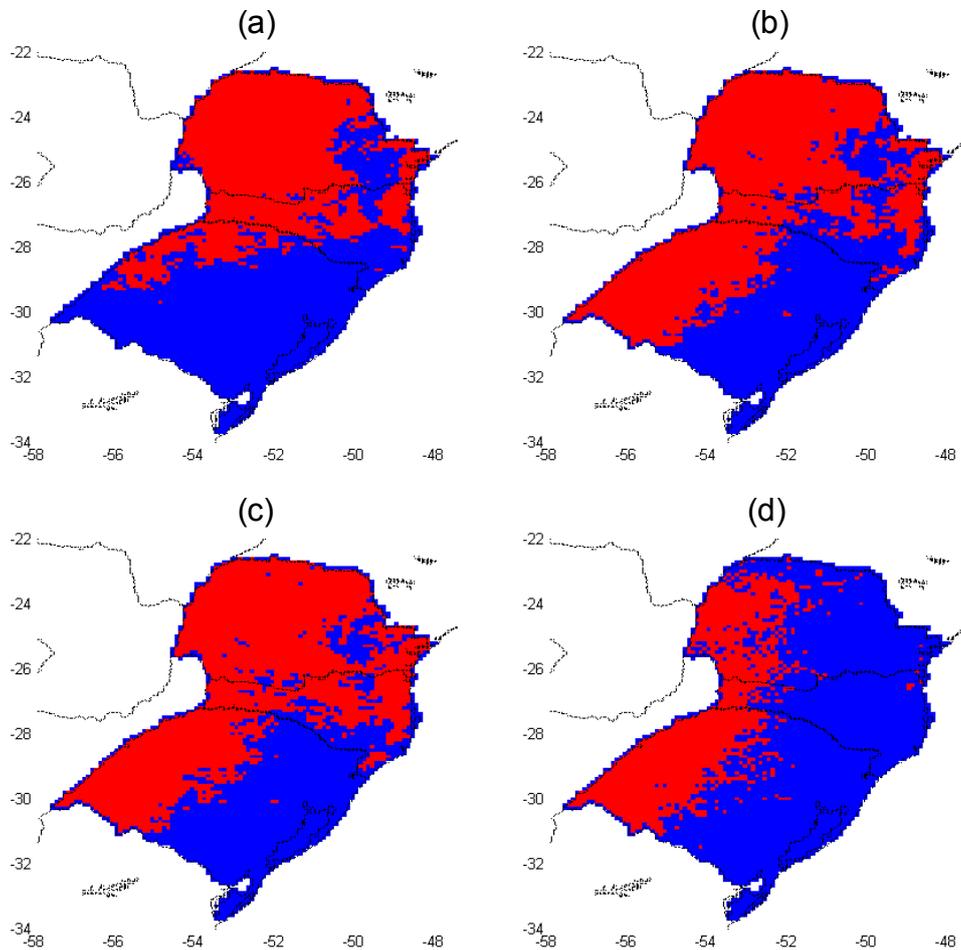
opostas é menor em níveis mais altos, tornando o campo elétrico mais intenso (RAKOV e UMAN, 2003; PINTO JUNIOR e PINTO, 2008).

#### 4.1.1 Anomalia na densidade de relâmpagos

Os valores médios das densidades em flashes/km<sup>2</sup>/ano dos diferentes relâmpagos mostrados na seção anterior foram: 16,22 (IN); 2,44 (NS); 1,96 (NS-); 0,40 (NS+). A partir deles, as anomalias positivas (acima da média em vermelho) e negativas (abaixo da média em azul) estão ilustradas nos mapas mostrados na Figura 4.3. É possível identificar sub-regiões com anomalias positivas e negativas nos diferentes tipos de relâmpagos detectados pela BrasilDAT.

- As regiões central e oeste de SC e PR apresentam anomalias positivas de relâmpagos IN, NS e NS-. As anomalias positivas dos NS+ estão somente no oeste de SC e PR;
- A região leste do PR, centrada em 25°S e 50°O, apresenta anomalias negativas de todos os relâmpagos;
- A região litorânea do PR e SC apresenta anomalias positivas de relâmpagos IN, NS e NS-. Os NS+ apresentam poucos pixels com anomalia positiva;
- A região oeste do RS apresenta anomalias positivas dos relâmpagos NS (NS- e NS+). Os relâmpagos IN apresentam anomalia negativa no oeste do RS, na fronteira com o Uruguai;
- A região sudeste da região Sul apresenta anomalias negativas de todos os tipos de relâmpagos.

Figura 4.3 – Anomalia positiva (vermelho) e negativa (azul) da densidade de relâmpagos: (a) IN; (b) NS; (c) NS-; (d) NS+.



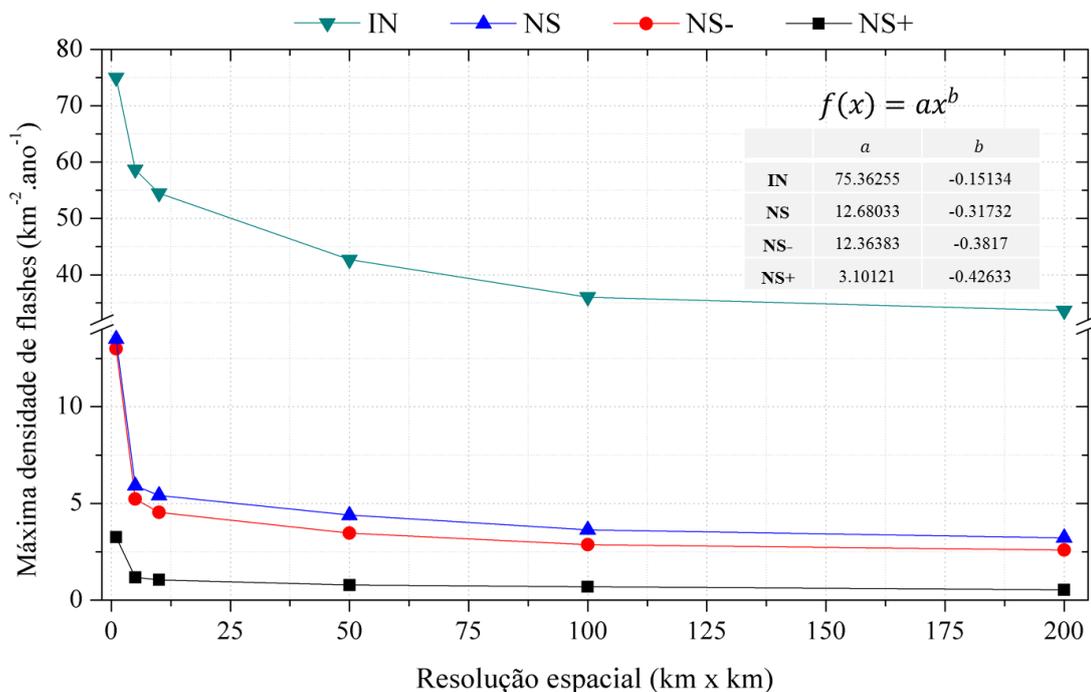
Fonte: produção do autor.

#### 4.1.2 Máximas densidades em diferentes resoluções espaciais

A metodologia empregada na determinação da densidade de relâmpagos permitiu definir o valor e a localização das máximas densidades calculadas para diferentes resoluções espaciais. O gráfico da Figura 4.4 mostra as máximas densidades de relâmpagos IN (verde), NS (azul), NS- (vermelho), NS+ (preto) calculadas para as resoluções: 1 x 1 km, 5 x 5 km, 10 x 10 km, 50 x 50 km, 100 x 100 km e 200 x 200 km. Os valores de densidades são maiores/menores conforme diminui/aumenta a resolução do pixel (resolução espacial), o que já foi verificado para o Sudeste do Brasil por Pinto Junior et al. 2006.

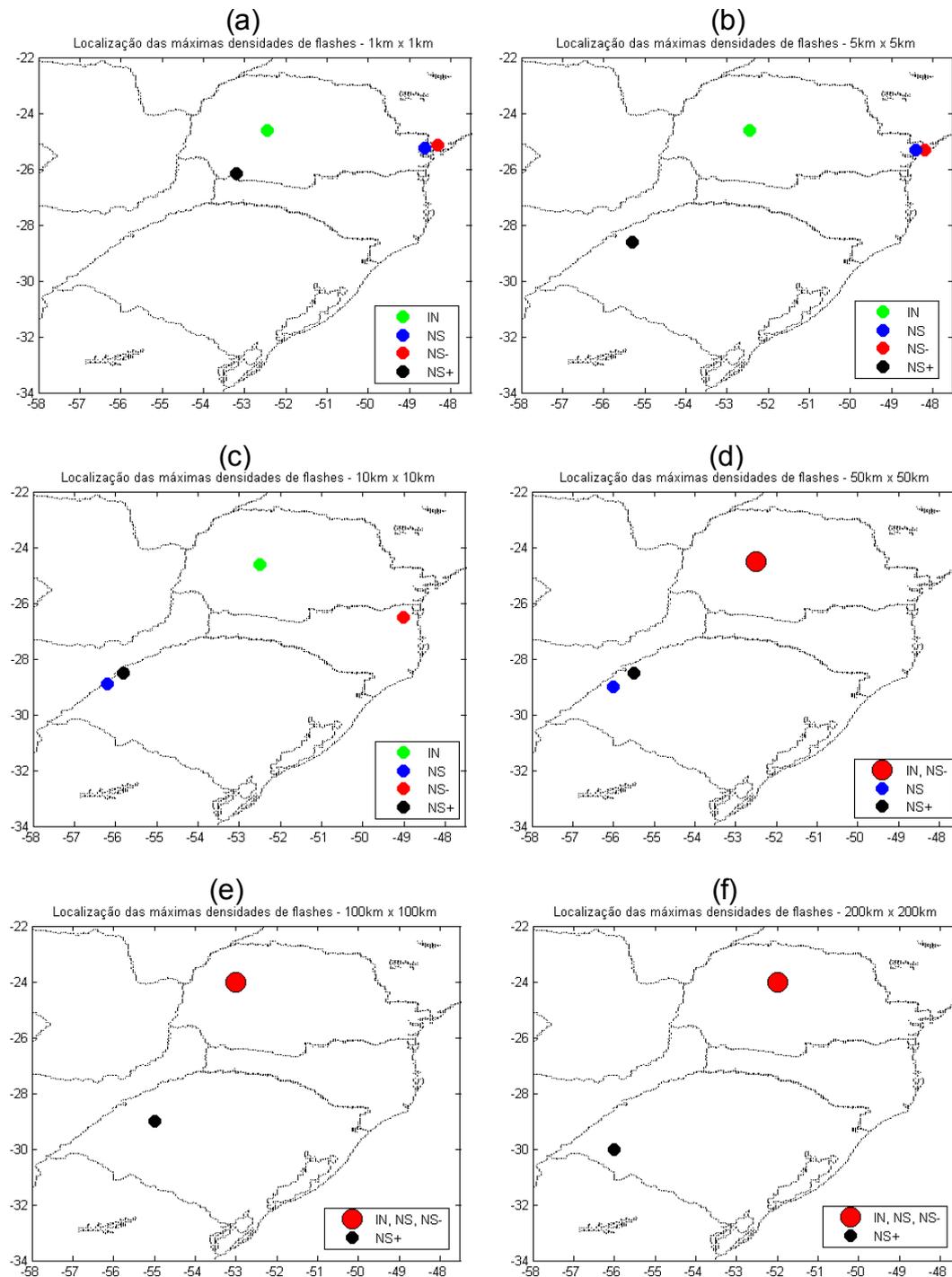
Avaliando as localizações das máximas densidades de relâmpagos em diferentes resoluções espaciais (mostradas na Figura 4.5), observamos que os relâmpagos IN estiveram no PR para todas as resoluções. Os relâmpagos NS variam as suas localizações, para as resoluções maiores (1 x 1 km e 5 x 5 km) estão no litoral do PR e para as resoluções menores (10 x 10 km, 50 x 50 km, 100 x 100 km e 200 x 200 km) passam para o oeste da região de estudo. Considerando a polaridade dos relâmpagos NS, os NS- tiveram comportamento semelhante aos relâmpagos NS, maiores resoluções (1 x 1 km, 5 x 5 km, 10 x 10 km) na faixa litorânea e maiores (50 x 50 km, 100 x 100 km, 200 x 200 km) no oeste. Os relâmpagos NS+ estiveram no oeste da região de estudo para todas as resoluções espaciais.

Figura 4.4 – Máximas densidades, para diferentes resoluções espaciais, de relâmpagos intranuvem (IN/verde), nuvem-solo (NS/azul), NS negativo (NS-/vermelho), NS positivo (NS+/preto). Os valores encontrados permitiram fazer um ajuste matemático e definir a equação  $f(x)$  que determina o valor da densidade em flashes/km<sup>2</sup>/ano para diferentes resoluções espaciais, onde  $x$  é a resolução do pixel em km e os valores de  $a$  e  $b$  estão na tabela.



Fonte: produção do autor.

Figura 4.5 – Geolocalização das máximas densidades de diferentes relâmpagos em diferentes resoluções espaciais: (a) 1 x 1 km; (b) 5 x 5 km; (c) 10 x 10 km; (d) 50 x 50 km; (e) 100 x 100 km; (f) 200 x 200 km.



Fonte: produção do autor.

Os resultados de diferentes densidades de relâmpagos implicam diferentes tamanhos de tempestades. As tempestades maiores tendem a gerar

maiores valores de densidade de relâmpagos NS e de diferentes polaridades no oeste da região Sul. Os maiores valores de densidades de relâmpagos NS+ no oeste podem ser explicados pela presença de SCMs. Esses sistemas apresentam um reservatório de carga positiva distribuído horizontalmente, que tornam a região suscetível à ocorrência de descargas positivas (STOLZENBURG et al. 1994; LANG et al. 2004; AZAMBUJA, 2013).

A influência da resolução espacial em relação à densidade de relâmpagos também foi identificada para análises da incidência global de relâmpagos. Utilizando dados do LIS com 0,5° de resolução, Christian et al. (2003) identificaram a região da bacia do Congo com maiores densidades de relâmpagos, com o valor máximo de 80 flashes/km<sup>2</sup>/ano em Ruanda. Albrecht et al. (2016) utilizando dados do LIS entre 1998 e 2013 (13 anos) com 0,1° de resolução mostrou que a maior densidade de relâmpagos está na região do Lago Maracaibo na Venezuela, com 233 flashes/km<sup>2</sup>/ano.

#### 4.1.3 Precipitação observada

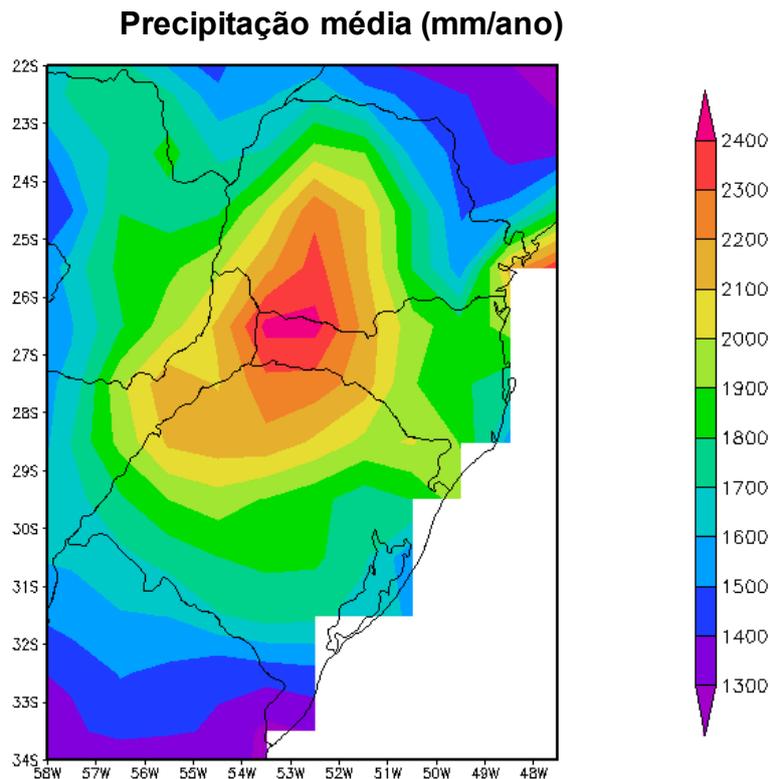
A relação entre a precipitação e a atividade de relâmpagos vem sendo discutida nas últimas décadas por diversos autores (BATTAN, 1965; KINZER, 1974; BUECHLER et al. 1990; BUECHLER e GOODMAN, 1991; WILLIAMS et al. 1992; TAPIA et al. 1998; SOULA e CHAUZY, 2001). Na maioria dos trabalhos, é documentado que o aumento da precipitação corresponde a um aumento da ocorrência de relâmpagos NS. Os primeiros estudos utilizavam métodos simples de análise, estimando a precipitação por pluviômetros, e a contagem de descargas NS era feita de forma visual (BATTAN, 1965). Com o desenvolvimento de redes de detecção de descargas, sofisticados estudos foram realizados. Para diferentes locais do EUA, sob diferentes condições meteorológicas foram realizadas estimativas quantitativas de volume de água por relâmpago NS (m<sup>3</sup>/flashes NS). Para estudos de casos realizados na Flórida (região tropical e litorânea), Buechler e Goodman (1991) reportaram  $180 \times 10^3$  m<sup>3</sup>/flashes NS em duas tempestades. Williams et al. (1992), para vários casos,

encontraram valores entre  $90$  e  $1000 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{flashes NS}$ . Estudos mais recentes, realizados por Tapia et al. (1998), determinaram valores entre  $24$  e  $365 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{flashes NS}$  para 22 tempestades. As tempestades em regiões centrais dos EUA (região subtropical e continental) apresentaram valores menores. Battan (1965) registrou valores de  $30 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{flash NS}$  para tempestades no Arizona; Kinzer (1974) registrou  $20 \times 10^3$  para uma tempestade em Oklahoma e, em estudos mais recentes no Tennessee, Buechler et al. (1990) documentaram  $40 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{flashes NS}$  para 21 tempestades. Os resultados indicam que a razão  $\text{m}^3/\text{flashes NS}$  foi maior para tempestades localizadas em regiões tropicais e litorâneas do que em tempestades de regiões subtropicais continentais. Esses resultados podem ser explicados pelas características das nuvens quentes e frias. As nuvens quentes são comumente observadas em áreas tropicais e litorâneas, que são regiões com temperaturas elevadas e disponibilidade de umidade. Essas nuvens se formam pela condensação do vapor d'água em um ambiente supersaturado abaixo da isoterma de  $0^\circ\text{C}$ , onde a partícula de água cresce pela condensação do vapor d'água do ambiente até que comece a cair e a crescer por coalescência (WALLACE e HOBBS, 1977). Quando isso acontece, as partículas de água precipitam antes que ocorra a eletrificação da nuvem, cujas condições necessárias para gerar carga na nuvem são ultrapassar a isoterma de  $0^\circ\text{C}$  (nuvem fria) e ter partículas de água na fase mista. Outro fator a considerar é que nuvens formadas em ambientes supersaturados podem não ter um grande desenvolvimento vertical e a precipitação ocorrer antes da atividade elétrica nos níveis mais altos da nuvem. Nesse caso, essas nuvens tendem a apresentar uma atividade elétrica menor e ter mais relâmpagos associados a regiões mais baixas (mais NS do que IN).

O mapa na Figura 4.6 mostra a precipitação média anual para a região Sul do Brasil entre julho de 2012 e junho de 2016 calculada a partir dos acumulados mensais de quatro anos. Os maiores valores de precipitação estão no oeste, com mais de  $2.100 \text{ mm/ano}$ . A máxima precipitação observada está no oeste de SC, centrada em  $26,5^\circ\text{S}$  e  $53,5^\circ\text{O}$  com mais de  $2.400 \text{ mm/ano}$ . O núcleo de máxima precipitação está deslocado da

máxima atividade de relâmpagos (Figura 4.1). Carte e Kidder (1977) indicaram que o núcleo da atividade de relâmpagos não corresponde com o da precipitação. Lopez et al. 1990 sugeriram que os relâmpagos tendem a atingir o solo em regiões externas à região de maior precipitação.

Figura 4.6 – Precipitação acumulada entre julho de 2012 e junho de 2016 em milímetros por ano do *Global Precipitation Climatology Centre*.



Fonte: produção do autor.

Comparando os mapas de anomalias negativas da densidade de relâmpagos e de distribuição da chuva, nota-se uma boa correlação com a precipitação acumulada, ou seja, regiões com menor precipitação tendem a apresentar baixa atividade elétrica.

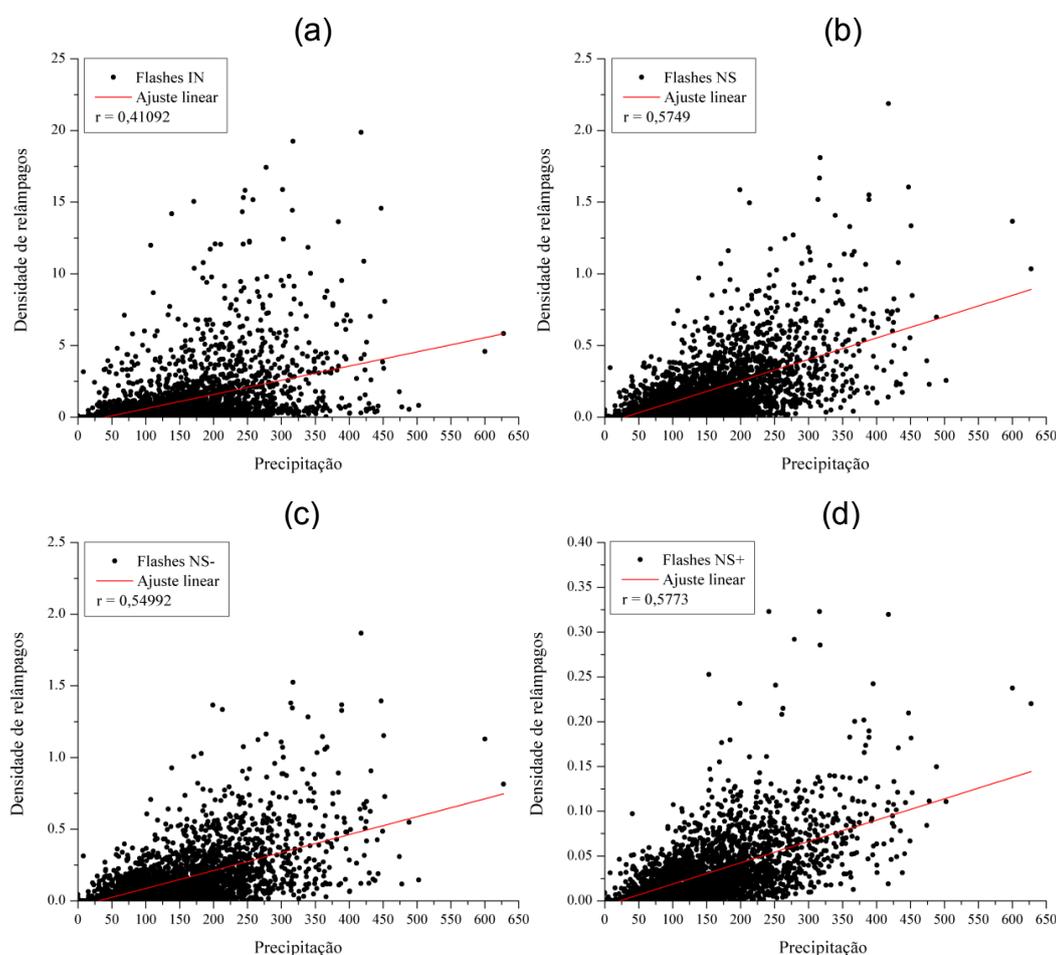
A partir dos acumulados mensais de precipitação e da densidade mensal de relâmpagos, foram gerados os gráficos de dispersão mostrados na Figura 4.7. Foi possível estimar os coeficientes de correlação entre pixels (pixel x pixel) para uma série de 2.592 pontos. Os relâmpagos NS ( $r = 0,575$ ) apresentaram valores de correlação moderada com a precipitação, enquanto que os relâmpagos IN ( $r = 0,411$ ), uma correlação fraca.

Considerando a polaridade dos relâmpagos NS, os NS+ ( $r = 0,577$ ) apresentaram valores maiores do que os NS- ( $r = 0,550$ ), indicando uma melhor relação entre a precipitação e os relâmpagos NS+. Esses resultados são semelhantes aos encontrados por outros autores. Um estudo da relação entre pixels (pixel x pixel) na região de Paris mostra que os NS+ são melhores associados com altos volumes de precipitação do que os NS- (SOULA e CHAUZY, 2001). Sheridan et al. (1997) avaliaram o percentual de relâmpagos NS+ em relação à precipitação observada para seis áreas centrais nos EUA. Foram encontradas altas correlações entre o volume precipitado e o percentual de relâmpagos NS+. O cenário meteorológico desse estudo é semelhante ao da região da bacia do Rio da Prata, que ocupa a porção oeste do sul do Brasil. Esses relâmpagos NS+ estão associados à região de precipitação estratiforme de SCMs. Nesse caso, a precipitação, mesmo fraca (pouco volume), tende a apresentar percentuais de relâmpagos NS+ maiores. Além de estarem associadas a grandes volumes de precipitação, e à precipitação estratiforme, as tempestades com relâmpagos positivos também apresentaram maior ocorrência de chuva e granizo. Lang e Rutledge (2002) analisaram 11 tempestades (6 em latitudes médias no Kansas e Colorado - EUA e 5 em latitudes tropicais no sudeste da região amazônica - Brasil) e concluíram que tempestades com maior proporção de relâmpagos NS+ apresentaram maior quantidade de precipitação de chuva e granizo.

Os resultados indicaram uma melhor relação entre a precipitação e os relâmpagos NS do que os IN na região Sul do Brasil. Uma das possíveis explicações é o resultado da interação entre as partículas de gelo e a velocidade vertical na nuvem ( $\omega$ ). A partícula de gelo na nuvem é acelerada para baixo devido a força da gravidade, com a velocidade de queda aumentando, a resistência do ar tende a aumentar até igualar a força da gravidade e então a partícula cai em com velocidade constante, chamada velocidade terminal ( $v_t$ ) (Iribarne, 1980). O valor de  $\omega$  em uma célula convectiva que está se intensificando é da mesma ordem ou superior a  $v_t$ . Essa condição implica que ao invés de precipitar, as partículas de gelo

estão sendo transportadas para as regiões mais altas da nuvem, aumentando o potencial de ocorrência de relâmpagos IN.

Figura 4.7 – Distribuição da precipitação acumulada mensal (mm/mês) e da densidade de relâmpagos (flashes/km<sup>2</sup>/mês): (a) IN; (b) NS; (c) NS-; (d) NS+.



Fonte: produção do autor.

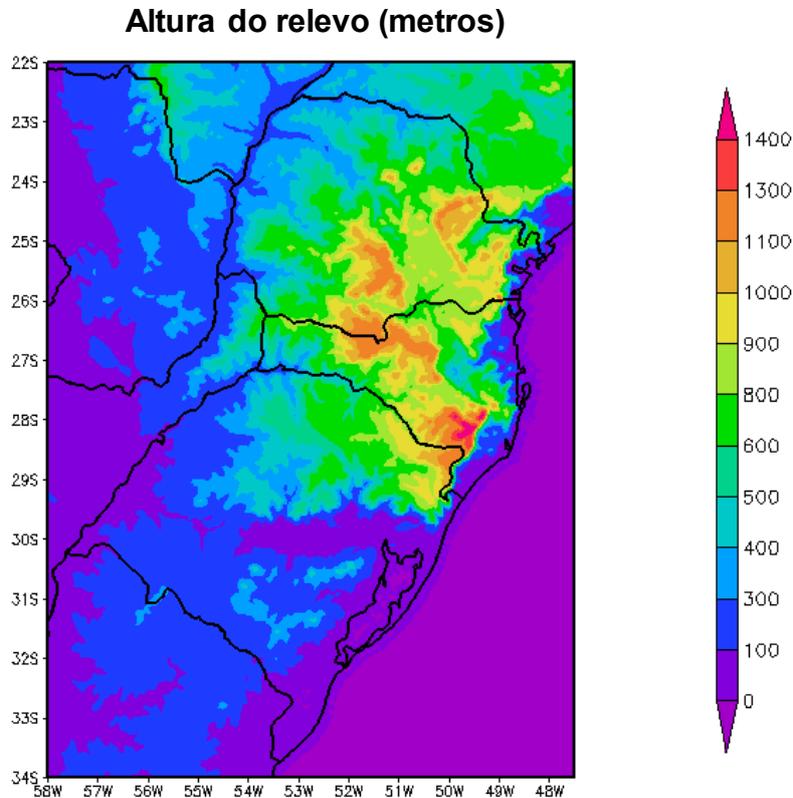
#### 4.1.4 Influência da topografia

A relação entre a altura do relevo e a circulação atmosférica é documentada para frentes frias (FOSS, 2016) e precipitação (SMITH, 1979). Foss (2016), a partir de simulações com o modelo Eta usando diferentes configurações da orografia, mostrou que a medida que a altura do relevo aumenta, maior é o efeito no deslocamento da frente fria. Caso não existisse o Planalto Brasileiro, as frentes frias que se deslocam no sentido nordeste da América do Sul e as massas de ar associadas, deslocariam-se com maior facilidade

até latitudes mais baixas. Smith (1979) sugeriu uma regressão linear que descreve o acréscimo da precipitação com o aumento da altitude. Sabendo que as frentes frias são sistemas meteorológicos precipitantes no sul do Brasil (REBOITA, 2012) e considerando os resultados que foram encontrados na seção anterior, é esperada alguma relação entre as características do relevo e a atividade de relâmpagos na região de estudo. Alguns autores sugerem um efeito da altitude na ocorrência de relâmpagos. Na Áustria, Schulz e Diendorfer (1999) encontraram que a atividade de relâmpagos aumenta até alturas de 1.300 metros e decresce em altitudes mais altas. Zajac e Rutledge (2001) compararam a topografia com a densidade de relâmpagos e dias de tempestades sobre os EUA. Os resultados mostraram melhor correlação entre a altura do relevo e dias de tempestades do que com a densidade de relâmpagos. No Brasil, Pinto Junior et al. (1999) analisaram a distribuição espacial de relâmpagos no Sudeste do Brasil e verificaram significativa relação com a altitude. Bourscheidt et al. (2009) analisaram a relação entre a topografia e a densidade de relâmpagos NS no RS. Esse trabalho identificou que a densidade está correlacionada com a inclinação do terreno e não com a altitude.

O mapa na Figura 4.8 mostra a elevação para parte da América do Sul que cobre a região Sul do Brasil. A região é basicamente composta por planaltos (densos ou não) e o litoral é formado por planícies interrompidas por uma cadeia de serras de mais de 1.500 metros. O conjunto de relevos planálticos (Planalto Meridional) abrange 75% do território da região Sul. Analisando as correlações espaciais em grades com 5 km de resolução (5 km x 5 km – 26.260 pontos), entre as densidades dos diferentes tipos de relâmpagos e a altura do relevo não foram encontrados valores significativos ( $r > 0,5$ ). O valor mais elevado ( $r = 0,4$ ) foi visto entre relâmpagos IN e a altura do relevo.

Figura 4.8 – Mapa de relevo do modelo digital de elevação (MDE) obtido pela missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) para uma grade que cobre a região Sul do Brasil (resolução do mapa em 5km x 5km).



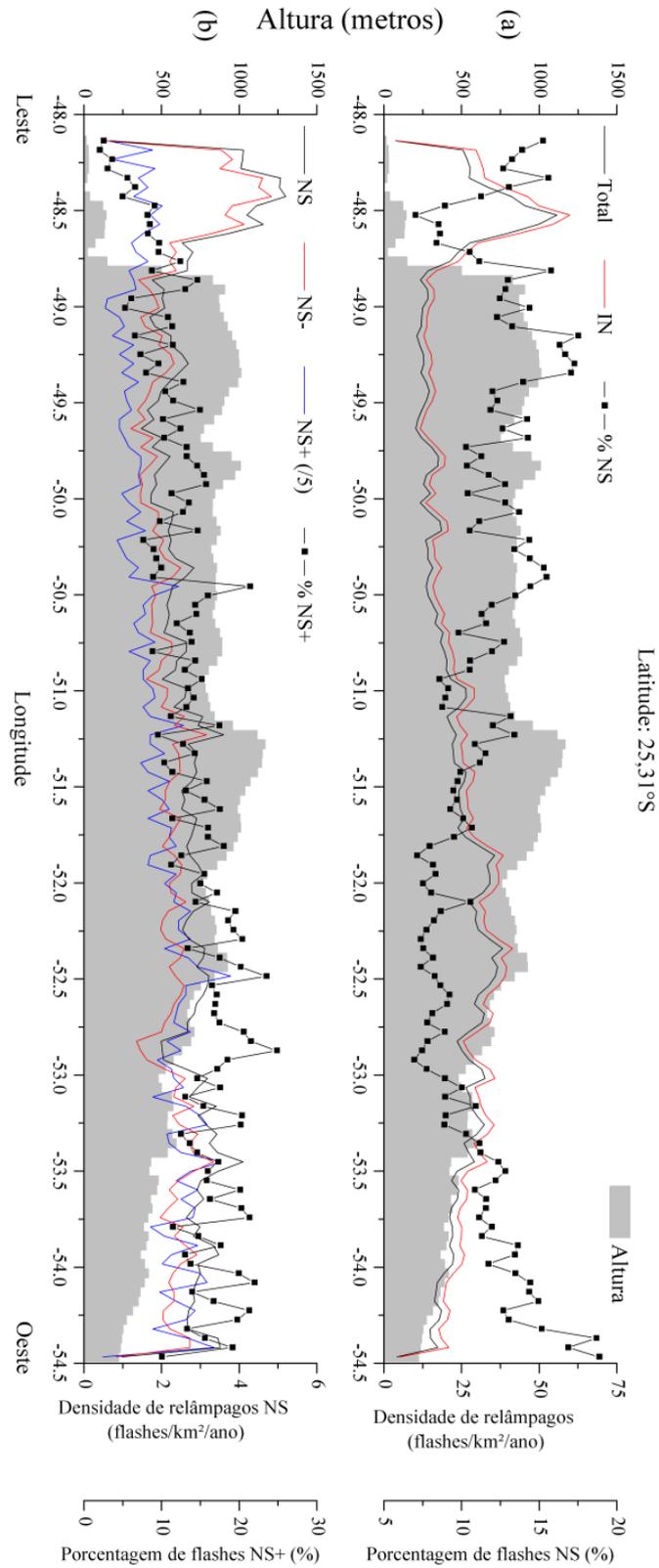
Fonte: produção do ar.

Considerando as anomalias na densidade de relâmpagos mostradas na seção 4.2.1, observamos que a faixa litorânea apresenta anomalias positivas de IN, NS e NS-, necessitando de uma análise específica. Os gráficos mostrados nas Figuras 4.9 (corte em 25,31°S – PR) e 4.10 (corte em 26,53°S – SC) mostram cortes latitudinais com a altura do terreno em metros, a densidade de relâmpagos e o percentual de relâmpagos NS e NS+.

O comportamento da atividade de relâmpagos para ambos os casos é bastante semelhante. Os maiores valores de densidades de relâmpagos IN, NS e NS- estão na planície costeira (no leste), região de anomalia positiva nas densidades. A planície costeira é abruptamente interrompida por uma cadeia de serra e, nessas regiões mais altas, as densidades

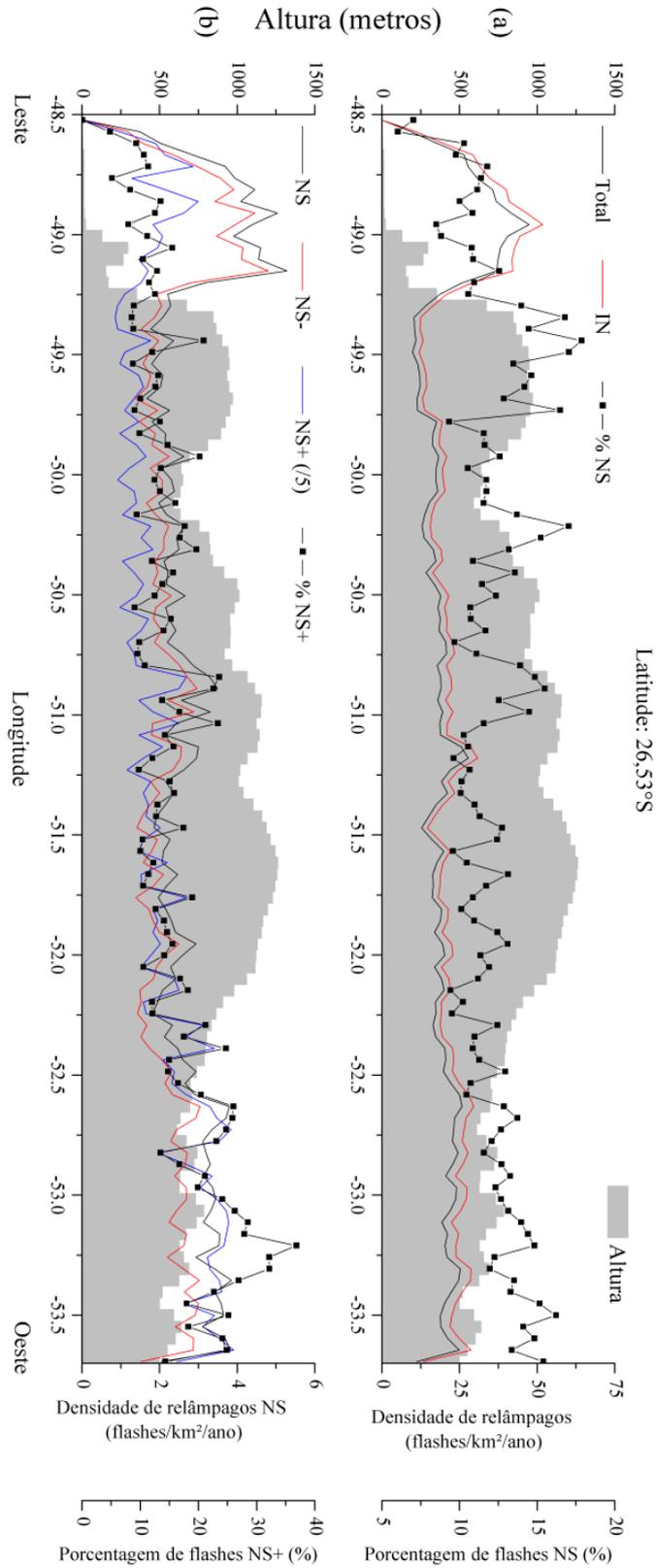
destes relâmpagos tem um decréscimo, apresentando seus menores valores. Na medida em que se deslocam para oeste, as densidades de relâmpagos NS e NS- passam a aumentar novamente, juntamente com o decréscimo da altura do relevo. As densidades de relâmpagos IN se mantiveram com valores constantes no oeste para o corte em 26,53°S (Figura 4.10), enquanto que na Figura 4.9 a densidade de IN tem um acréscimo entre 51,3°O e 53°O e passa a diminuir no extremo oeste. Analisando a densidade dos relâmpagos NS+, estes apresentaram baixos valores de densidade na planície litorânea, sendo o percentual de relâmpagos NS+ em torno de 10%. Com o decréscimo da altitude no oeste, as densidades de relâmpagos NS+ atingem seus valores mais elevados. Analisando esses resultados com relação às anomalias de densidades (seção 4.2.1) e densidades em diferentes resoluções espaciais (seção 4.3.2), concluímos que as tempestades que ocorrem na região litorânea são menores em tamanho. Williams et al. (1998) sugeriram que os relâmpagos NS+ ocorrem devido a um reservatório de carga de grande desenvolvimento horizontal. Sendo assim, as tempestades menores na faixa litorânea possuem pouco potencial para gerar descargas positivas.

Figura 4.9 – Corte latitudinal (0,5° de resolução) com densidade de relâmpagos e altura do relevo: (a) Total, IN e %NS; (b) NS, NS-, NS+ e %NS+.



Fonte: produção do autor.

Figura 4.10 – Corte latitudinal (0,5° de resolução) com densidade de relâmpagos e altura do relevo: (a) Total, IN e %NS; (b) NS, NS-, NS+ e %NS+.



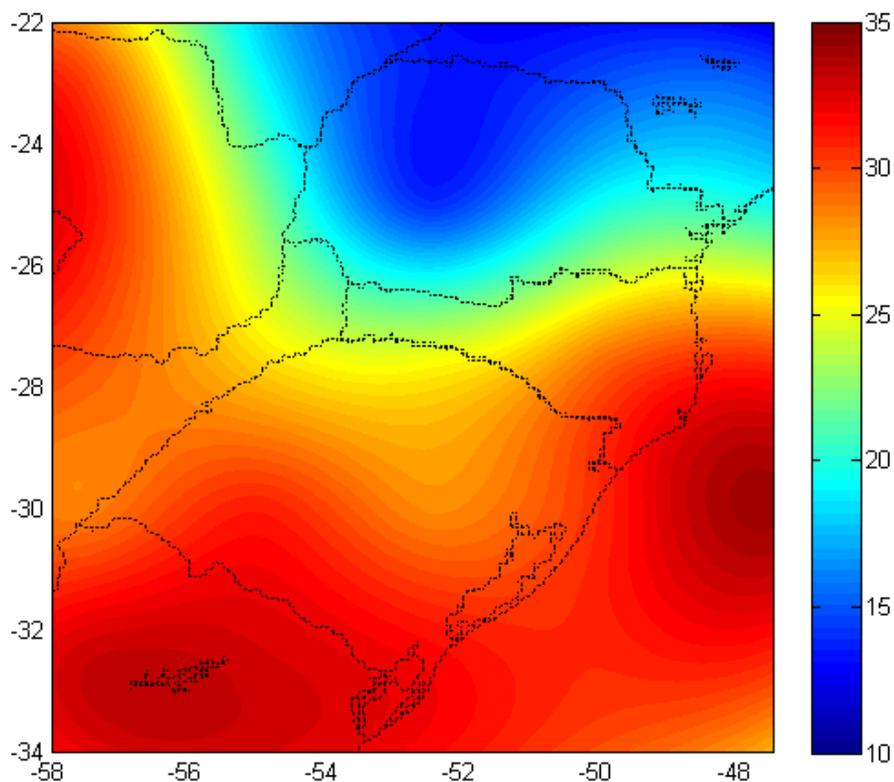
Fonte: produção do autor.

#### 4.1.5 Frequência de frentes frias

A análise espacial da passagem de frentes frias mostra que as maiores frequências médias anuais estão no RS e leste de SC, com mais de 26 dias de atuação de frente fria. As frequências acima de 30 frentes frias por ano estão no sul, na fronteira com o Uruguai, com o valor máximo (35) centrado em 32,5°S e 57,5°O (Uruguai). Valores acima de 30 também estão na faixa litorânea entre SC e RS, com valores máximos (35) centrados em 30°S e 47,5°O (Oceano Atlântico). Por outro lado, as menores frequências (< 15 frente frias/ano) estão no norte da região, ocupando principalmente o oeste e centro do PR.

Figura 4.11 – Distribuição média anual de dias com frentes frias.

#### Frequência média anual de dias sob atuação de frentes frias

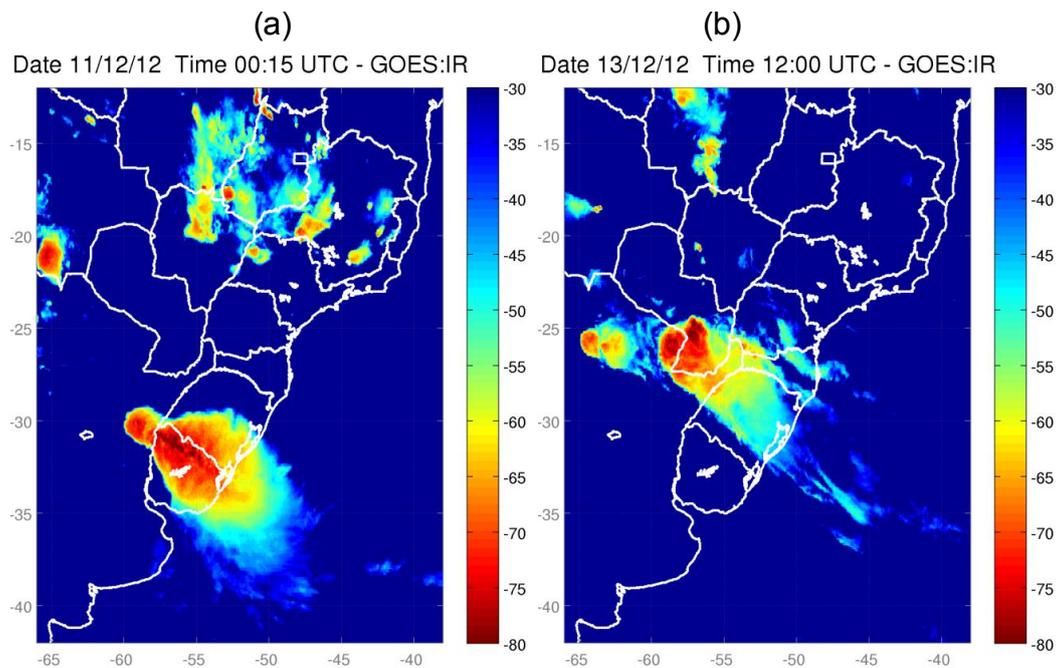


Fonte: produção do autor.

As regiões com maior atividade elétrica (Figura 4.1) e com anomalia positiva de densidade de relâmpagos IN, NS e NS-, no centro, norte e oeste do PR, apresentam menos dias de atuação de frentes frias. As regiões com anomalias negativas ao sul do RS, na fronteira com o Uruguai, e em toda a

faixa leste do RS apresentaram alta frequência de passagem de sistemas frontais, indicando uma clara relação inversa entre a passagem de frentes frias e a densidade de relâmpagos.

Figura 4.12 – Imagem de satélite GOES12 no canal IR (realçada) de dois SCMs que ocorreram no sudoeste da América do Sul.



Fonte: Azambuja et al. 2014.

Azambuja et al. (2014) indicaram que esse resultado está associado a dois fatores: (1) as frentes frias influenciam na velocidade de deslocamento dos sistemas convectivos, e conseqüentemente na densidade de relâmpagos; (2) as frentes frias, além de poderem gerar tempestades, têm uma função importante na organização do escoamento, favorecendo a advecção de ar quente e úmido de baixas latitudes, necessário para a formação de sistemas convectivos. Esses fatores foram identificados a partir das características de propagação de um SCM no sudeste da América do Sul sob diferentes cenários sinóticos. As análises foram realizadas a partir de temperaturas de topo de nuvem do satélite GOES12, simulações numéricas e parâmetros de relâmpagos detectados pela BrasilDAT. As imagens na Figura 4.12 mostram dois SCMs analisados: o primeiro (a) se deslocou no sentido nordeste, gerando relâmpagos na região Sul do Brasil, enquanto que o segundo (b) se propagou contra o fluxo em baixos níveis

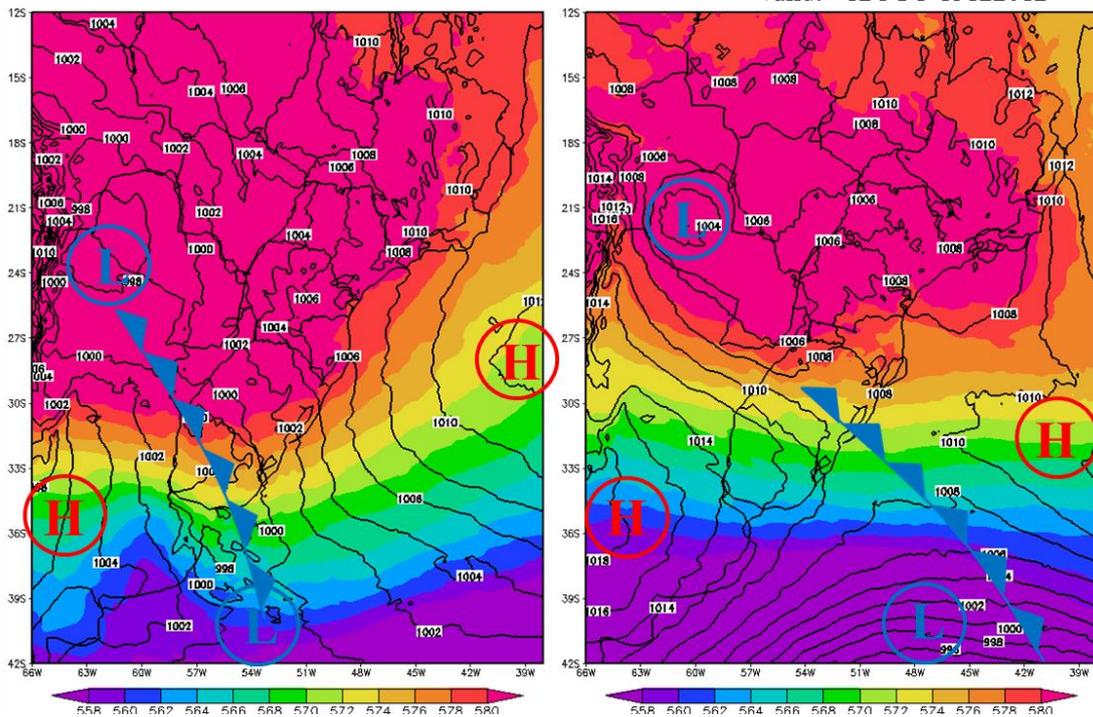
(ANABOR et al. 2008) no sentido noroeste (para o centro da América do Sul).

Figura 4.13 – Pressão ao nível do mar em milibares (linhas pretas) e espessura entre 1000-500mb em decâmetros (colorido). O símbolo em azul indica a posição da frente fria, a letra H indica o centro de alta pressão (do inglês *High*) e a letra L indica o centro de baixa pressão (do inglês *Low*).

### Sea Level Pressure (mb) (black isolines) and 1000-500mb Thickness (dam) (shaded)

WRF (15 km) - Issued: 12UTC 09122012  
Valid: 00UTC 11122012

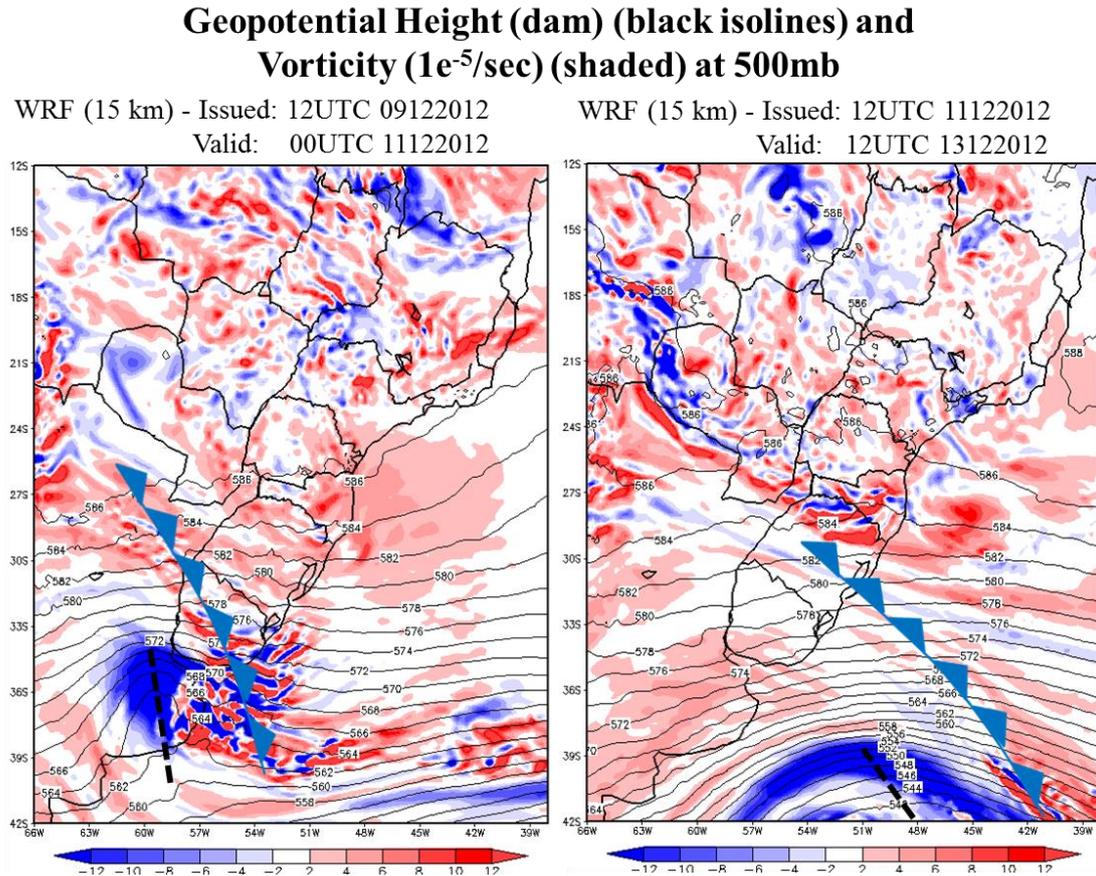
WRF (15 km) - Issued: 12UTC 11122012  
Valid: 12UTC 13122012



Fonte: adaptado de Azambuja et al. 2014.

A análise sinótica dos casos foi realizada a partir de simulações numéricas geradas pelo modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting Model* (WRF). Os mapas de variáveis meteorológicas mostrados nas Figuras 4.13 e 4.14 caracterizam o cenário sinótico dos casos: esquerda (00UTC do dia 11/12/2012) são no horário da Figura 4.12 (a); direita (00UTC do dia 11/12/2012), são no horário da Figura 4.12 (b).

Figura 4.14 – Altura geopotencial (linha preta) e vorticidade (colorido) em 500mb. O símbolo azul mostra a posição da frente fria e as linhas pontilhadas pretas indicam a posição de um cavado em 500mb.

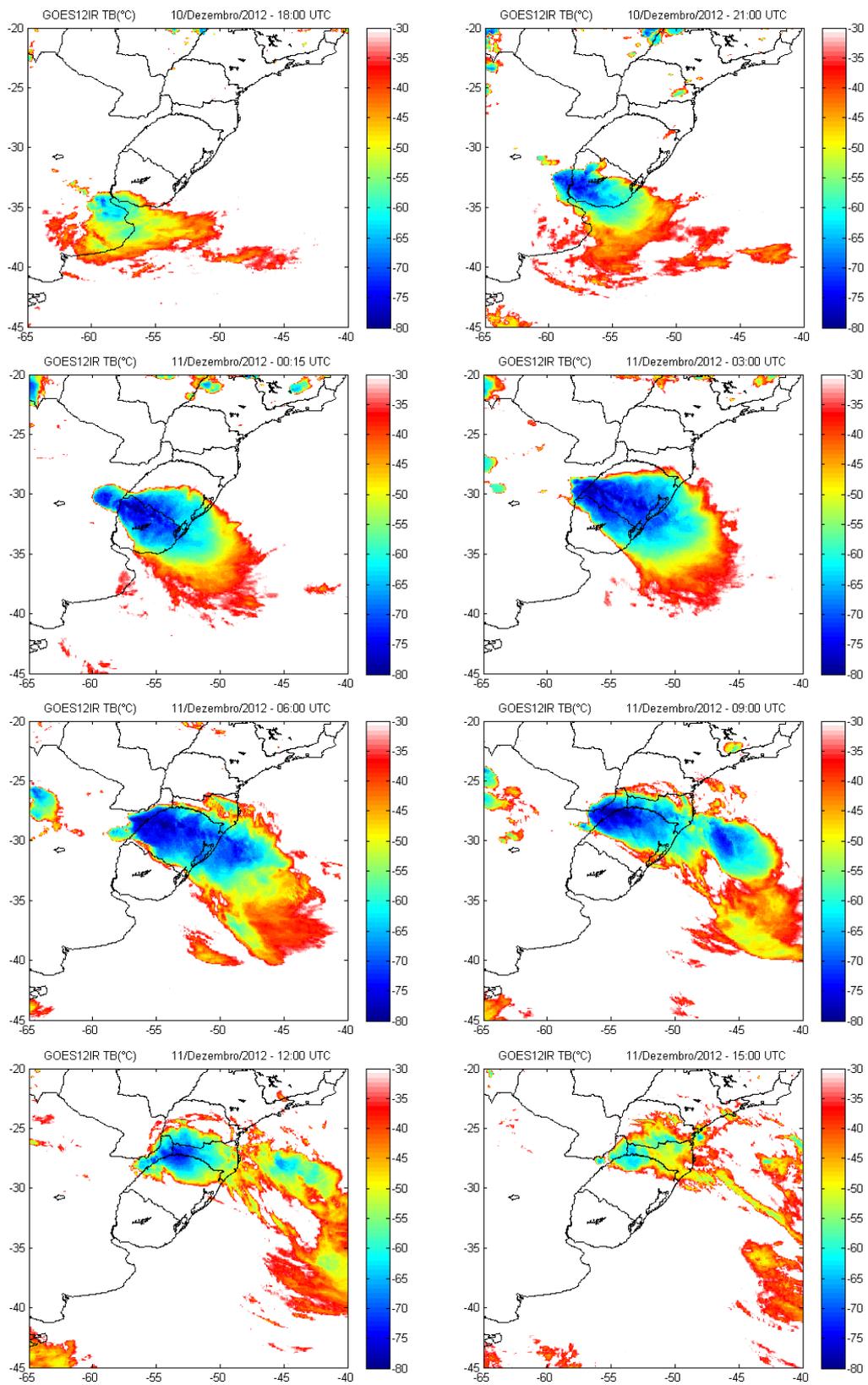


Fonte: adaptado de Azambuja et al. 2014.

Antes da formação do primeiro SCM (~24h antes) a região Sul do Brasil estava em uma condição estável, sem nebulosidade. Foi observada a presença do *South America Low Level Jet* (SALLJ) transportando ar quente e úmido de regiões amazônicas para latitudes mais altas (MARENGO et al. 2002) e um ciclone centrado em 40°S; 64°O. Este ciclone se deslocará no sentido nordeste ao longo do dia 10/12 provocando o avanço de uma frente fria sobre o Sul do Brasil. A Figura 4.12(a) mostra um SCM formado na fronteira entre o RS e o Uruguai, e a presença da frente fria é indicada pelo símbolo azul nos mapas. A Figura 4.13 (esquerda) mostra os centros de alta e baixa pressão. A presença da frente fria é evidenciada pelo forte gradiente térmico entre a Argentina e o Uruguai. Enquanto que a posição da frente fria está na vanguarda do cavado em médios níveis (linha

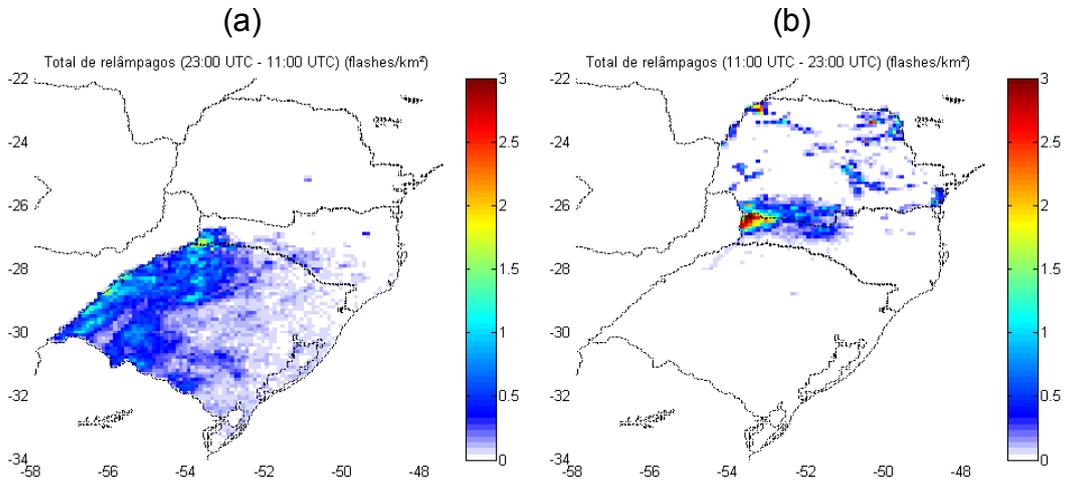
pontilhada preta na Figura 4.14 à esquerda), o SCM move-se rapidamente devido à advecção de vorticidade positiva. A frente fria desloca-se no sentido nordeste até o ciclone ocluir em torno das 09UTC do dia 11/12 no Oceano Atlântico. O efeito da frente fria e a oclusão do ciclone no SCM ficam evidentes quando analisamos a sequência de imagens mostradas na Figura 4.15. Às 18UTC do dia 10/12, o SCM forma-se e inicia o seu deslocamento no sentido nordeste e, às 09UTC do dia 11/12, o SCM fragmenta-se (ciclone oclui no oceano) e passa a não se deslocar até a sua dissipação. Nesse momento, a atividade de relâmpagos é reduzida, mas como o SCM passa a não se deslocar, os valores de densidade são maiores. Os mapas de densidade na Figura 4.16 mostram os relâmpagos que ocorreram durante o deslocamento (a) e nas adjacências (b) da frente fria. Os maiores valores de densidade estão fora da frente fria. Quando analisamos a quantidade de relâmpagos nesses diferentes períodos, em (a) ocorreram 33.783 relâmpagos e densidades maiores do que 3 flashes/km<sup>2</sup>, enquanto que na frente fria ocorreram 71.267 relâmpagos e densidades inferiores a 2 flashes/km<sup>2</sup>.

Figura 4.15 – Sequência de imagens do satélite GOES12 no canal IR.



Fonte: produção do autor.

Figura 4.16 – Densidade do total de relâmpagos em flashes/km<sup>2</sup> para 12 horas: (a) 23:00 UTC 10/12/2012 – 11:00 UTC 11/12/2012; (b) 11:00 UTC 11/12/2012 – 23:00 UTC 11/12/2012.

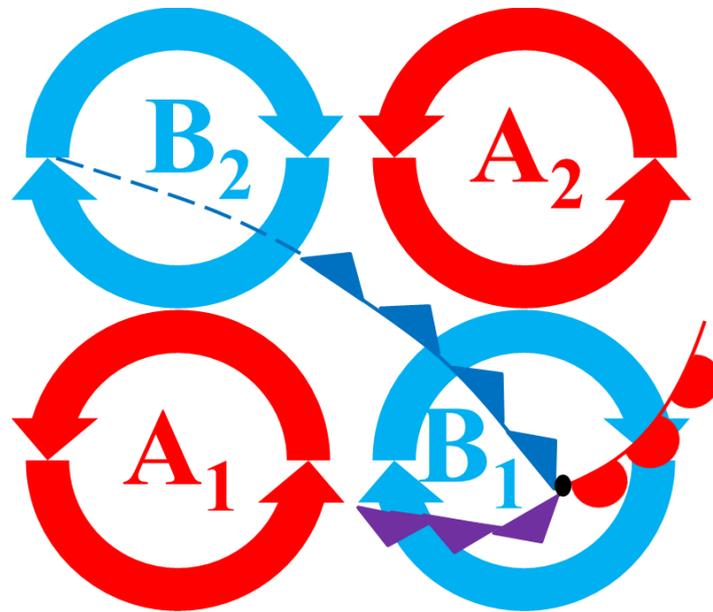


Fonte: produção do autor.

Após a ocorrência do primeiro SCM, a oclusão do ciclone e a passagem da frente fria, a situação volta a ser estável na região Sul do Brasil. O outro SCM que se sucedeu não se deslocou no sentido nordeste, mas propagou-se contra o fluxo em baixos níveis no sentido noroeste (ANABOR et al. 2008). Esse SCM acabou gerando poucos relâmpagos. Diferentemente do caso anterior, esse SCM não se formou na frente fria, mas na área de baixa pressão que estava centrada no Paraguai, no noroeste da frente fria. Novamente, houve um ciclone no Atlântico Sul (fora do domínio do mapa) e uma frente fria que se deslocou no sentido nordeste, semelhante ao caso anterior, porém mais ao sul (Figura 4.13 (direita)). Esse SCM formou-se na região de baixa pressão B<sub>2</sub>, mostrada na Figura 4.17.

O mosaico na Figura 4.17 mostra o posicionamento de centros de alta e baixa pressão em relação à localização de um sistema frontal. Os sistemas convectivos na baixa pressão (B<sub>1</sub>) apresentaram uma maior velocidade de deslocamento e, independentemente da alta atividade elétrica, baixos valores de densidade. Os sistemas convectivos formados no centro de baixa pressão B<sub>2</sub> (Baixa do Chaco) apresentaram deslocamento lento, causando uma alta densidade de relâmpagos nessa região.

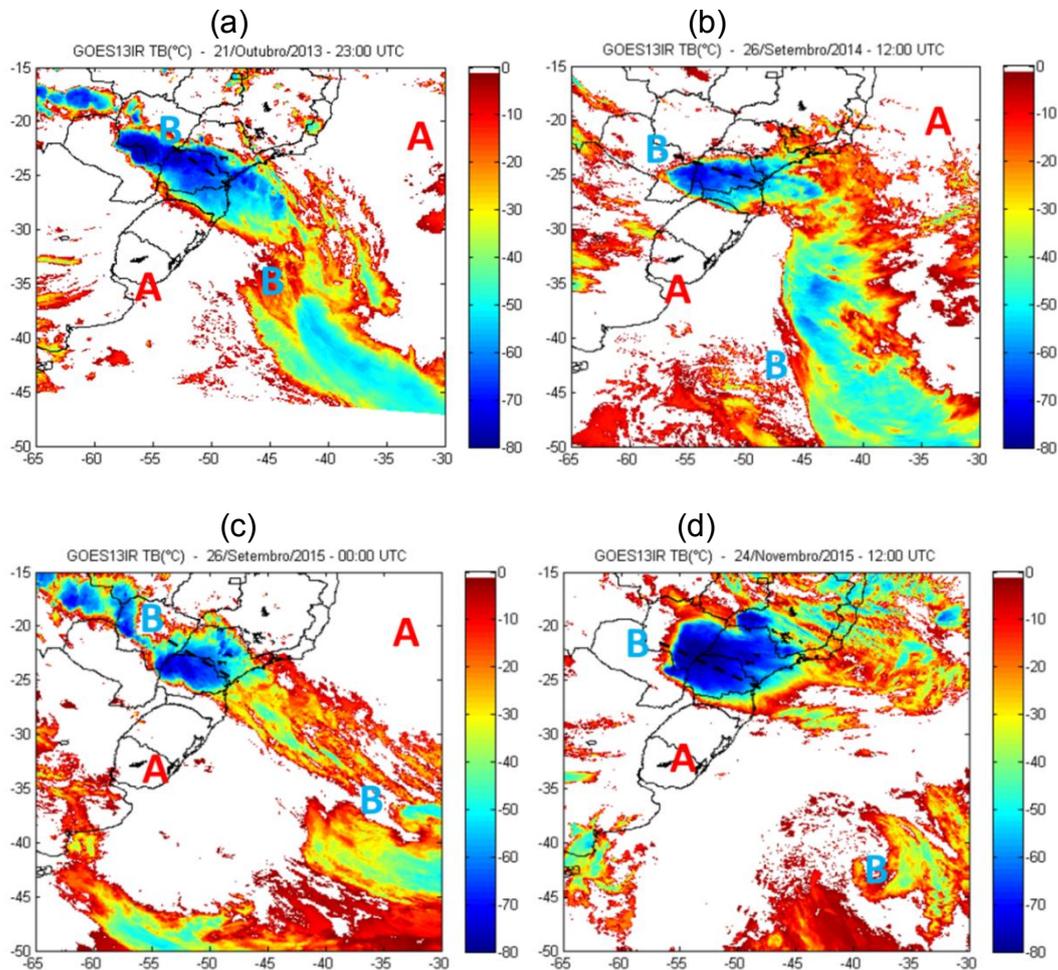
Figura 4.17 – Esquema da passagem de sistemas frontais na região sudeste da América do Sul e a posição de SCMs em diferentes regiões de baixa pressão que ocorreram entre os dias 10, 11, 12 e 13 de Dezembro de 2012.



Fonte: Adaptado de Azambuja et al. 2014.

As imagens de satélite mostradas na Figura 4.18 são exemplos de passagens de sistemas frontais com sistemas convectivos associados, indicando as regiões das altas e baixas pressões conforme a Figura 4.17. As imagens de satélite e as análises descritas nessa seção justificam o fato de a Figura 4.13 apresentar menos dias de atuação de frentes frias nas regiões com maiores densidades de relâmpagos. As imagens mostram os deslocamentos de frentes frias, preferencialmente sobre o oceano e região costeira e o posicionamento de SCMs na região de estudo.

Figura 4.18 – Imagens de satélite no canal IR do satélite GOES13 (realçada) de sistemas frontais na América do Sul, indicando regiões de alta e baixa pressões: (a) 21/Outubro/2013 – 23:00 UTC; (b) 26/Setembro/2014 – 12:00 UTC; (c) 26/Setembro/2015 – 00:00 UTC; (a) 24/Novembro/2015 – 12:00 UTC.



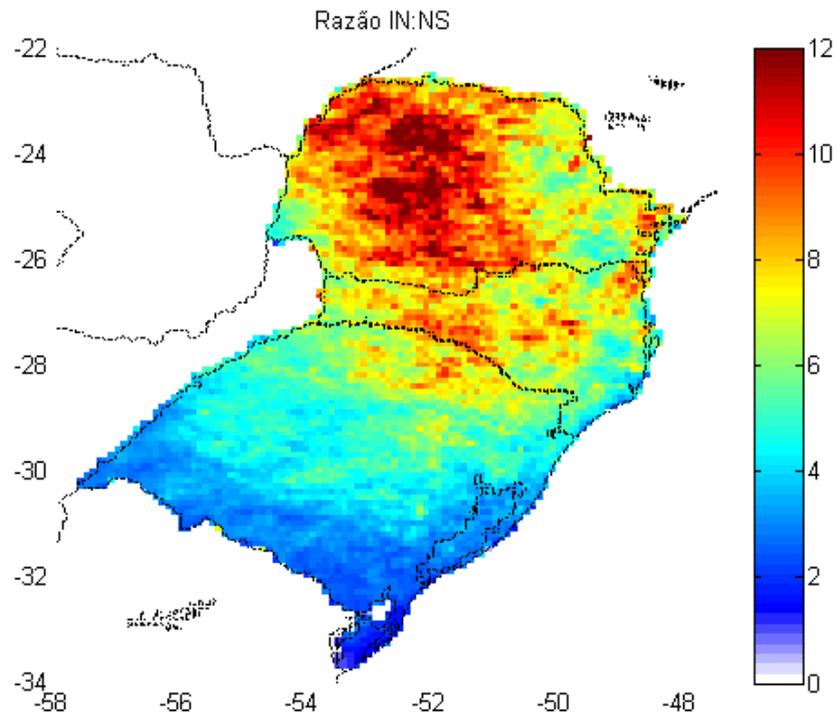
Fonte: produção do autor.

#### 4.1.6 Razão entre relâmpagos intranuvem e nuvem-solo

A Figura 4.19 mostra a razão entre relâmpagos intranuvem e nuvem-solo ( $Z$ ), em que valores mais altos mostram uma predominante atividade de relâmpagos IN. O valor médio de  $Z$  na região de estudo foi de 6,28, implicando quatro regiões com anomalias positivas e negativas: (1) anomalia positiva no centro-oeste do PR, com valores entre 10 e 12; (2) anomalia positiva no litoral do PR e litoral norte de SC, com valores entre 8 e 10; (3) anomalia negativa na região leste do estado do PR centrada em

25,7°S e 49,4°O, com valores menores do que 4; (4) anomalia negativa em regiões ao sul da latitude de 29°S, com valores menores do que 4.

Figura 4.19 – Mapa da razão entre relâmpagos intranuvem e nuvem-solo (Z) (10 km x 10 km resolução do mapa)



Fonte: produção do autor.

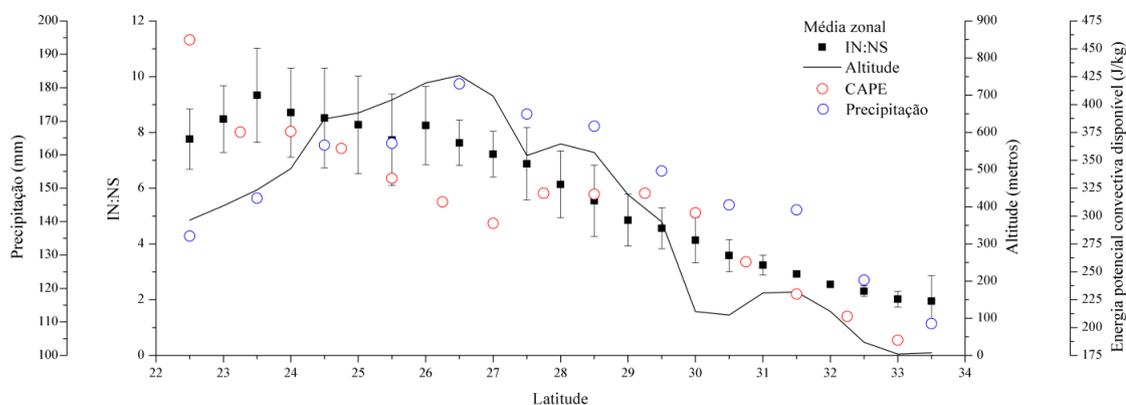
Essas anomalias podem ser explicadas pela quantidade de relâmpagos que ocorrem nestas regiões. Os valores de maior razão coincidem com os valores de maior densidade do total de relâmpagos, já que tempestades com maior atividade elétrica tendem a apresentar mais relâmpagos IN, conforme determinado na seção 4.1.

A anomalia negativa (4) também pode ser abordada a partir da variação da de Z de acordo com a latitude. Diversos autores abordaram a variação da ocorrência de diferentes tipos de relâmpago com a latitude. Prentice e Mackerras (1977) acreditavam que o aumento da atividade de relâmpagos NS estava associada à variação da altura do nível de congelamento (correspondente à temperatura em torno de 0°C) com a latitude. A razão para essa interpretação é que com a variação da altura do nível de congelamento e, portanto, a variação da altura do centro de carga negativa,

as descargas tenderiam a ocorrer em alturas mais elevadas, resultando proporções mais altas de relâmpagos IN nos trópicos do que em latitudes médias. Price e Rind (1993) mostraram que esta hipótese poderia estar incorreta, indicando que o aumento da atividade de relâmpagos NS em médias latitudes está relacionado à espessura da região fria da nuvem (0°C até o topo da nuvem), ao invés da altura do nível de congelamento. Resultados recentes apresentados por Boccippio et al. (2001), utilizando um banco de dados de quatro anos de parâmetros de relâmpagos determinados nos EUA pelo *Optical Transient Detector* e *Lightning Imaging Sensor* (CHRISTIAN et al. 2001), a bordo de satélite, e pela *Global Atmospheric National Lightning Detection Network* (CUMMINS et al. 1998), sugeriram que o tipo a morfologia e o nível de organização das tempestades podem dominar o efeito da latitude na determinação de Z.

A Figura 4.20 mostra a variação de Z de acordo com a latitude e a relação com diferentes parâmetros: altura do relevo, CAPE e precipitação. Além do valor de Z, as demais variáveis também diminuem com latitude. O valor de CAPE é um indicativo do potencial convectivo da nuvem, logo quanto maior for o seu valor, maior será o desenvolvimento vertical da nuvem e o favorecimento da atividade elétrica em níveis mais altos na nuvem (relâmpagos IN). O valor da precipitação, embora diminua com latitude, está melhor relacionado com a altura do relevo, aumentando até ~26°S e posteriormente diminuindo com a latitude. Apesar de estudos indicarem que as características intrínsecas das nuvens de tempestade sejam dominantes no valor de Z em relação a latitude (BOCCIPPIO et al. 2001), para a região de estudo, o efeito latitudinal explica o decréscimo de Z quando associado a outras variáveis.

Figura 4.20 – Variação zonal média de Z (quadrado preto e desvio padrão; 0,5° de resolução); altitude (linha preta; 0,5° de resolução); CAPE (círculo vermelho; 0,7° de resolução); precipitação (círculo azul; 1° de resolução).



Fonte: produção do autor.

#### 4.1.7 Análise das densidades mensais e sazonais

Os mapas de densidades sazonais e mensais dos diferentes tipos de relâmpagos descritos nessa seção estão no Apêndice C.

As análises da atividade elétrica mensal e sazonal no Brasil foram inicialmente realizadas a partir de índices cerâmicos (ELAT/CCST - INPE). Um trabalho com amostra de dados mais antiga foi documentado por Gin (2000), utilizando dados de 23 estações espalhadas no Brasil entre 1961-1970 (10 anos). Para todo o território nacional a maioria dos relâmpagos ocorre entre os meses de janeiro e março. Foi observado que no interior do Brasil os meses com maior ocorrência de relâmpagos compreendem o período entre setembro e março, enquanto que na faixa litorânea os relâmpagos se concentram entre janeiro em março. Pinto e Pinto Junior (2003) analisaram a distribuição de relâmpagos no Brasil também utilizando dados cerâmicos, mas para três décadas (1960-1980). Para a região Sul, foi registrado que a maior atividade de relâmpagos (50 a 100 dias) ocorre no estado do PR, principalmente em sua parte oeste e central. Dados de dois anos (dezembro/1997 – dezembro/1999) do satélite LIS/TRMM, analisados por Pinto e Pinto Junior (2003), mostraram que as maiores densidades de relâmpagos do país estão no oeste e sul da região Sul, com

valores entre 10-15 flashes/km<sup>2</sup>/ano. As demais regiões apresentaram valores entre 5-10 flashes/km<sup>2</sup>/ano. Pinto Junior et al. 2006, utilizando dados de relâmpagos NS da RINDAT, entre 1999-2004, nos estados da região Sudeste do Brasil (mais Goiás e PR), encontraram uma maior ocorrência de relâmpagos NS entre novembro e março. Esses resultados são semelhantes aos encontrados para a região de estudo. A Tabela 4.3 mostra as características gerais da atividade de relâmpagos na região de estudo separadas por estação do ano. A maior atividade de relâmpagos foi documentada na estação quente (verão + primavera), entre os meses de setembro e fevereiro, quando há maior atividade convectiva devido à disponibilidade de ar quente e úmido. O percentual de relâmpagos NS e NS+ é maior na estação fria (outono e inverno), entre os meses de março e agosto.

Tabela 4.3 – Características sazonais da atividade de relâmpagos.

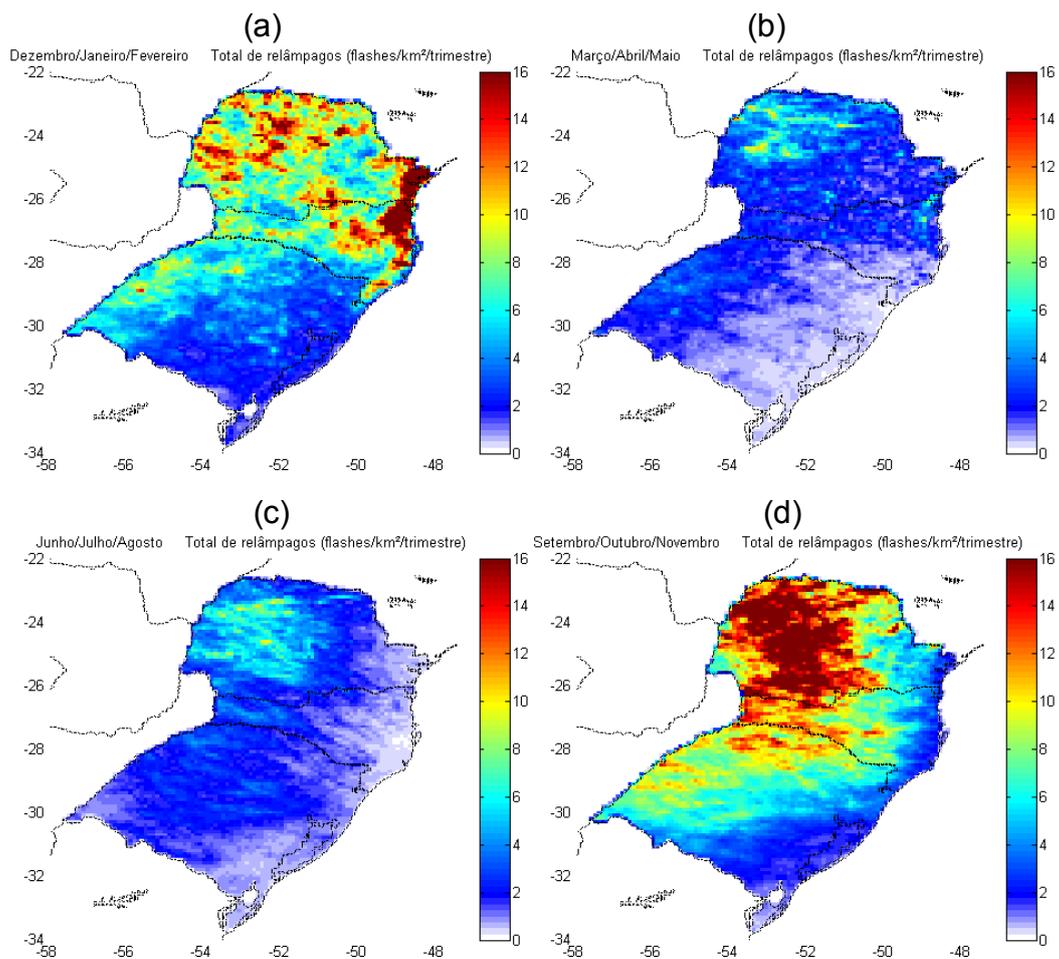
Ano	N° total de flashes (10 <sup>5</sup> )			Porcentagem de NS (%)	N° total de flashes NS (10 <sup>5</sup> )		Porcentagem de NS+ (%)
	Total	IN	NS		NS-	NS+	
Verão	142,8	124,2	18,6	13%	15,8	2,7	15%
Outono	42,8	35,5	7,3	17%	5,9	1,4	19%
Inverno	46,2	39,7	6,5	14%	4,9	1,6	25%
Primavera	180	158	22	12%	18,6	3,5	16%

Fonte: produção do autor.

Analisando a distribuição geográfica sazonal de relâmpagos, temos que, no verão as maiores densidades de total de relâmpagos (Figura 4.21 (a)) e de IN (40 flashes IN/km<sup>2</sup>/trimestre – 25,2°S; 48,6°O) estão na faixa litorânea do PR e SC. Os relâmpagos NS apresentaram valores maiores na região litorânea (4 flashes NS/km<sup>2</sup>/trimestre – 25,3°S; 48,4°O), mas também apresentaram valores elevados no oeste do RS (2 flashes NS/km<sup>2</sup>/trimestre – 30°S; 56,7°O). A maior contribuição de relâmpagos no oeste é de NS+, que apresentam valores de densidades maiores do que no litoral durante o verão. A razão das elevadas densidades de relâmpagos no litoral pode ser explicada pela circulação dos ventos na baixa troposfera durante os meses mais quentes. Nesse período, como o aquecimento radiativo é mais

intenso, o continente esquenta mais do que a superfície do oceano, fazendo com que o vento transporte o ar úmido de origem oceânica para o continente. A superfície do continente estando aquecida, aliada a disponibilidade de umidade na baixa troposfera, tem a convecção e formação de tempestades favorecidas. O relevo da região também tem um papel importante na formação das tempestades no litoral durante o verão. O relevo da região litorânea é uma planície interrompida por uma cadeia de serras, fazendo com que a leste do terreno mais elevado se formem as tempestades. Nesse caso são tempestades de verão, localizadas e menores, que ocorrem devido ao aquecimento radiativo diurno e apresentam um baixo percentual de relâmpagos NS+.

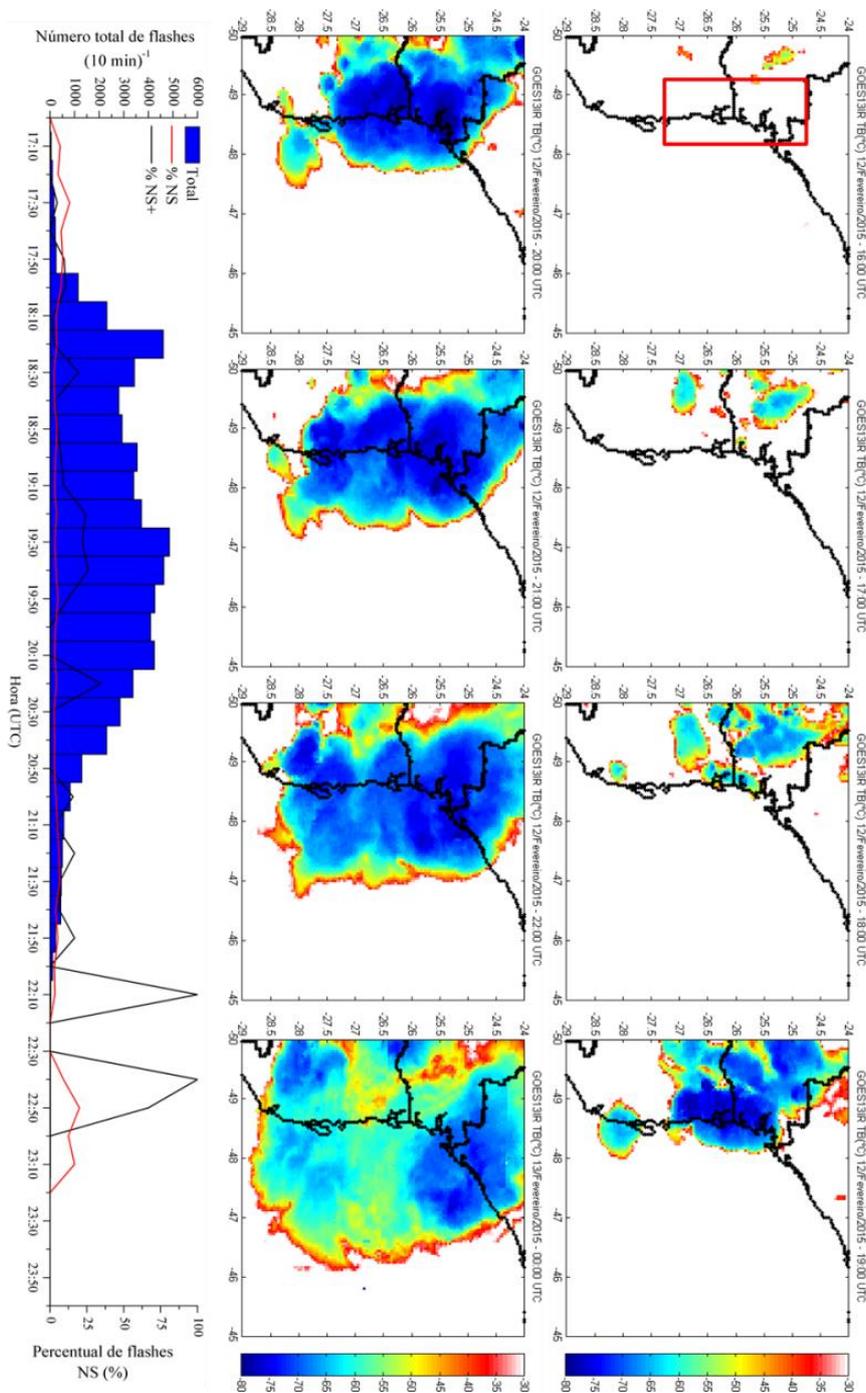
Figura 4.21 – Mapas sazonais de densidade de total de relâmpagos em flashes/km<sup>2</sup>/trimestre: (a) Verão; (b) Outono; (c) Inverno; (d) Primavera.



Fonte: produção do autor.

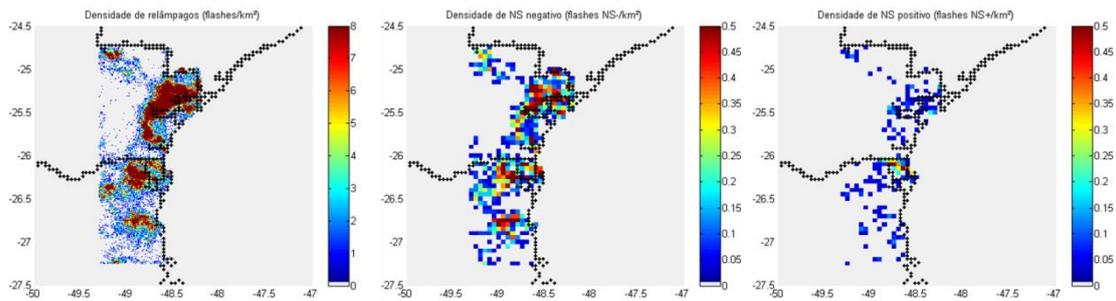
A Figura 4.22 exemplifica a atividade de relâmpagos em tempestades que ocorrem na região litorânea durante o verão. A sequência de imagens de satélite mostra um sistema convectivo que ocorreu no dia 12 de fevereiro de 2015. Os primeiros relâmpagos são observados às 17:00 UTC devido ao aquecimento radiativo diurno e tem os últimos relâmpagos às 23:00 UTC. Nessas 6 horas ocorreram 64.000 relâmpagos, sendo apenas 2.560 NS (4%) e entre esses, 256 (10%) foram NS+. No estágio inicial, com o movimento convectivo, a atividade elétrica é máxima, apresentando a maior quantidade de relâmpagos entre 18:00 – 20:00 UTC. Considerando a atividade elétrica da tempestade durante todo o período, foi observado um baixo percentual de relâmpagos NS, entretanto na fase final (dissipação) é observado um aumento no percentual de relâmpagos NS+. Durante a máxima atividade elétrica, maior ocorrência de relâmpagos IN, a magnitude de  $\omega$  é maior do que de  $v_t$ , fazendo com que haja mais colisões entre hidrometeoros, conseqüentemente, maior separação de cargas e aumento do Campo Elétrico. A fase de dissipação de um sistema convectivo é caracterizada pela precipitação estratiforme, nesse caso o  $\omega$  no interior da nuvem é menor do que a velocidade terminal ( $\omega \ll v_t$ ) (ALBRECHT e SILVA DIAS, 2004; 2005). Essa condição implica que as partículas de gelo em regiões mais altas da nuvem são precipitadas tornando a região estratiforme com base em 0°C carregadas positivamente e com potencial para relâmpagos NS+. Os mapas de densidade de flashes para esse caso mostram a influência do relevo na densidade de relâmpagos conforme discutido na seção 4.2.4. Os valores de maior densidade estão nas regiões mais baixas e locais sem ocorrência de relâmpagos estão nas regiões mais altas. É observado que a densidade de relâmpagos NS+ é menor do que de NS- no litoral.

Figura 4.22 – Imagens de satélite do canal GOES13 no canal IR geradas a cada 1 hora entre 12-13 de fevereiro de 2015. Gráfico com o histograma da taxa de total de relâmpagos (azul) e percentual de flashes NS (linha vermelha) e NS+ (linha preta) a cada 10 minutos. A área selecionada (quadrado vermelho) na imagem das 12 de fevereiro de 2015 as 16:00 UTC e indica o setor onde foram selecionados os dados de relâmpagos plotados nos gráficos.



Fonte: produção do autor.

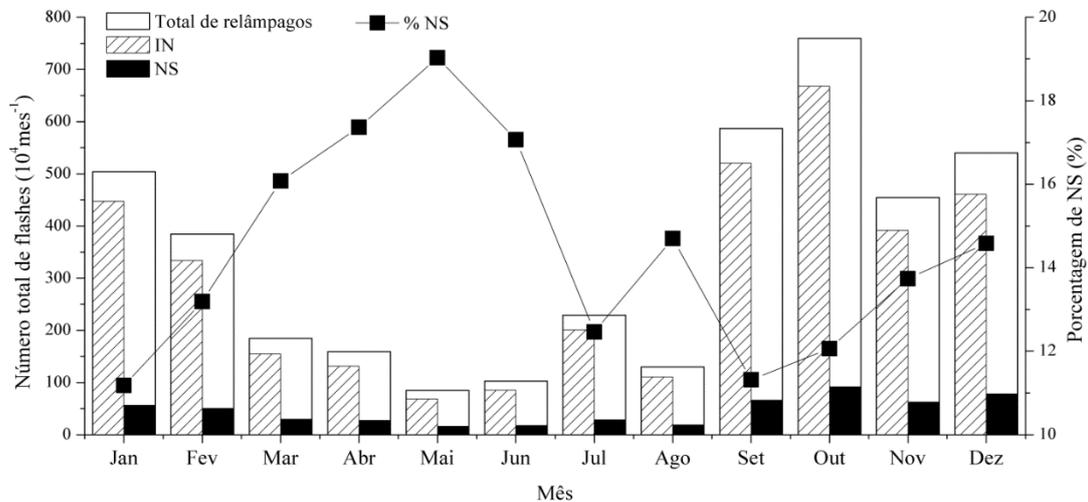
Figura 4.23 – Mapa de densidade dos relâmpagos que ocorreram entre as 17:00 UTC e 23:00 UTC do dia 12 de fevereiro de 2015 totalizando 6 horas de dados: (a) total de relâmpagos em flashes/km<sup>2</sup> (1 km x 1 km resolução do mapa); (b) relâmpagos NS- em flashes NS-/km<sup>2</sup> (10 km x 10 km resolução do mapa); (c) relâmpagos NS+ em flashes NS+/km<sup>2</sup> (10 km x 10 km resolução do mapa);



Fonte: produção do autor.

Os mapas de densidades das demais estações são semelhantes, com maior atividade elétrica no oeste da região e poucos relâmpagos no litoral. A maioria dos relâmpagos IN estão na metade noroeste e, os NS, principalmente os NS+, no sudoeste da região. Os valores de densidades são maiores na primavera (Figura 4.21 (d)), pois o número de relâmpagos é quatro vezes maior do que no outono (Figura 4.21 (b)) e inverno (Figura 4.21 (c)). A primavera é a estação do ano com maior ocorrência de SCM na região de estudo, comumente observados na região da Bacia do Rio da Prata (cobrindo o oeste da Região Sul) (ANABOR et al. 2008; RASMUSSEN et al. 2014).

Figura 4.24 - Histograma com o total de relâmpagos (branco), relâmpagos intranuvem (hachurado) e nuvem-solo (preto); e percentual de relâmpagos NS (linha + quadrado preto).

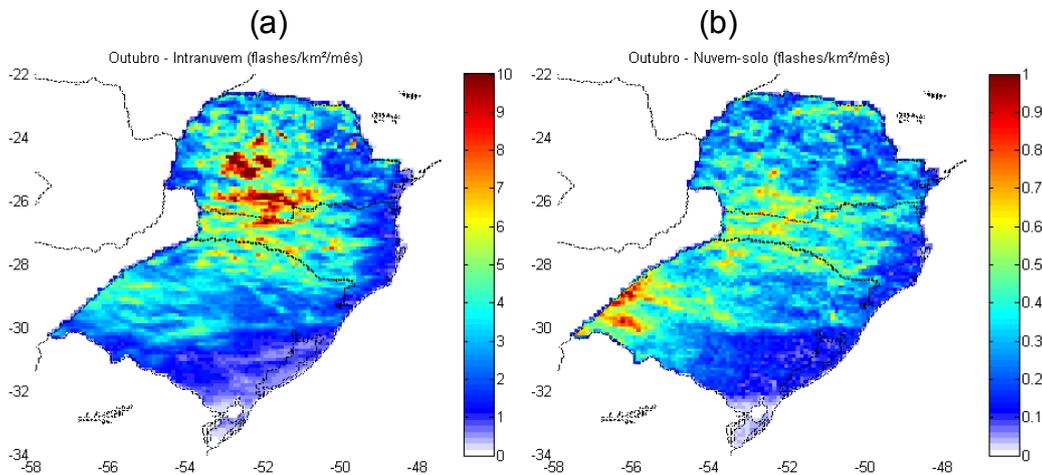


Fonte: produção do autor.

Os meses que apresentam atividade elétrica na planície litorânea, tempestades citadas anteriormente, são dezembro, janeiro (maior), fevereiro e março (menor). Nos demais meses do ano praticamente não há atividade de relâmpagos na região litorânea, sendo concentrados no oeste, com maior ocorrência de relâmpagos em outubro.

O mês com maior atividade elétrica (total de relâmpagos) é outubro com 7,6 milhões de flashes. Nesse mês, também foi registrada a maior quantidade de relâmpagos IN e NS. Os IN estão localizados no centro e oeste do PR e de SC, enquanto que os relâmpagos NS, no oeste do RS (Figura 4.25). O mês com menor atividade elétrica é maio (850 mil flashes), com aproximadamente 10 vezes menos relâmpagos do que outubro.

Figura 4.25 – Mapa de densidade dos relâmpagos que ocorreram em outubro em flashes/km<sup>2</sup>/ano: (a) IN; (b) NS.



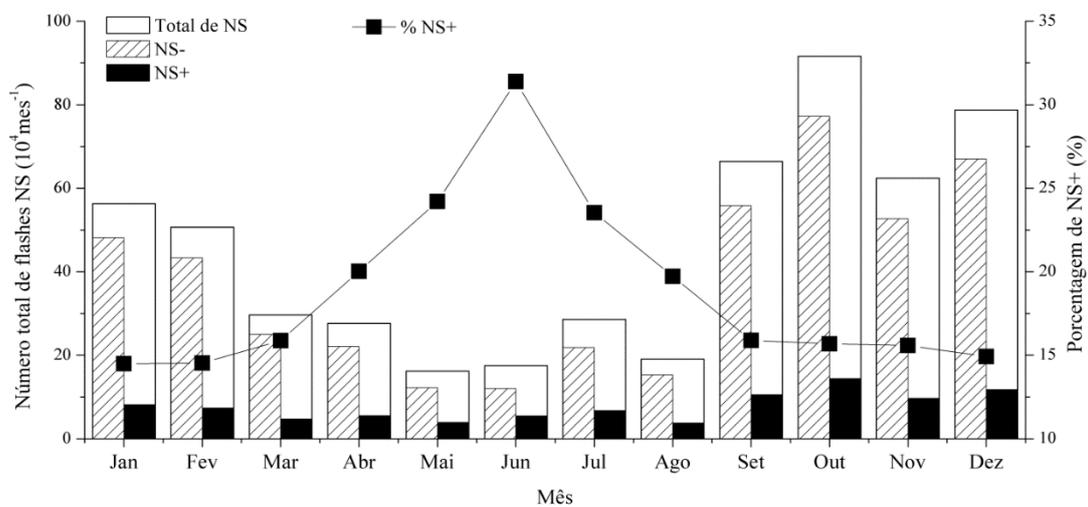
Fonte: produção do autor.

Considerando o percentual de relâmpagos NS em relação ao total, o maior valor foi em maio (19%), que é o mês com menor atividade elétrica. Esse resultado está de acordo com a correlação espacial entre os pixels de densidade, quanto maior a atividade elétrica, mais intensos são os movimentos verticais que carregam a nuvem eletricamente nos níveis mais altos. Esse processo indica um favorecimento na ocorrência de relâmpagos IN e um conseqüente menor percentual de relâmpagos NS.

Os relâmpagos NS- e NS+ tiveram a máxima ocorrência em outubro e estão concentrados no centro e oeste do PR e de SC, com valores máximos de densidade no extremo oeste do RS. A menor ocorrência de relâmpagos NS- e NS+ é em junho e agosto, respectivamente. O valor percentual de relâmpagos NS+ apresenta uma evidente variabilidade mensal, com valor máximo em junho (32%) e mínimo em dezembro, janeiro e fevereiro (<15%). Esse resultado indica uma proporção de relâmpagos com polaridade positiva nos meses mais frios. Esses resultados, em parte, podem ser explicados pelo menor poder convectivo de tempestades nos meses mais frios, elevando o percentual de relâmpagos NS+ ou na característica de propagação dos sistemas convectivos que ocorrem no inverno. Tempestades com elevadas quantidades de NS+ também são observadas no inverno do Japão (TAKEUTI et al. 1978). Brook et al. (1982)

identificou que essa maior atividade de relâmpagos positivos estaria relacionada com o cisalhamento horizontal do vento que deslocaria centros convectivos alimentando região de precipitação estratiforme geradora de NS+. Esse tipo de cisalhamento é característico do escoamento de sistemas convectivos em sistemas frontais e tais eventos são comumente observados no inverno na região Sul do Brasil.

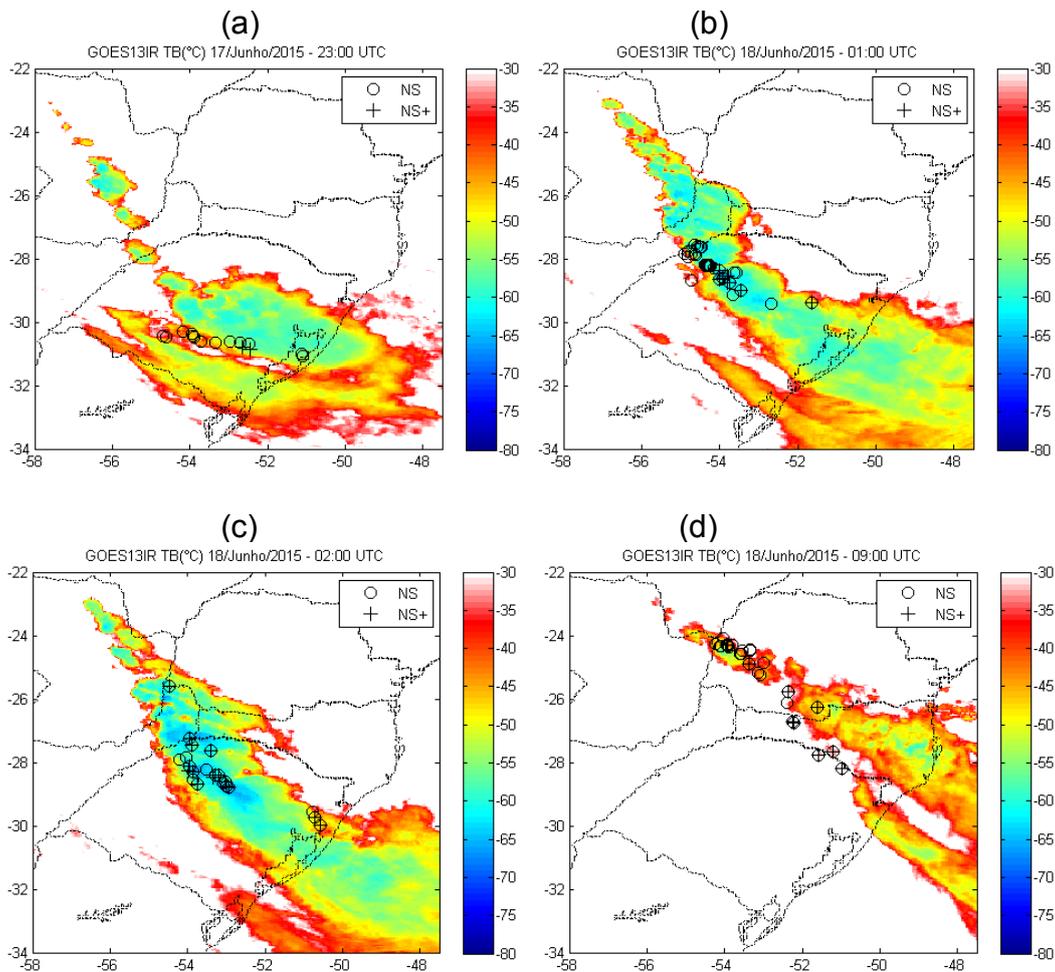
Figura 4.26 - Histograma com o total de relâmpagos nuvem-solo (branco), NS negativo (hachurado) e NS positivo (preto); e percentual de relâmpagos NS+ (linha + quadrado preto).



Fonte: produção do autor.

As imagens mostradas na Figura 4.27 é um exemplo de sistema convectivo que ocorre na região de estudo durante o inverno. Nos dias 17-18 de junho de 2015 uma frente fria se deslocou gerando relâmpagos na região sul do Brasil. Entre as 18:00 UTC do dia 17 e 13:00 UTC do dia 18 ocorreram 1.414 relâmpagos NS, destes, 43% eram NS+.

Figura 4.27 – Imagens de satélite do canal GOES13 no canal IR de um sistema convectivo associado a uma frente fria com elevado percentual de ocorrência de NS+: (a) 17/Junho/2015 – 23:00 UTC; (b) 18/Junho/2015 – 01:00 UTC; (c) 18/Junho/2015 – 02:00 UTC; (d) 18/Junho/2015 – 09:00 UTC.

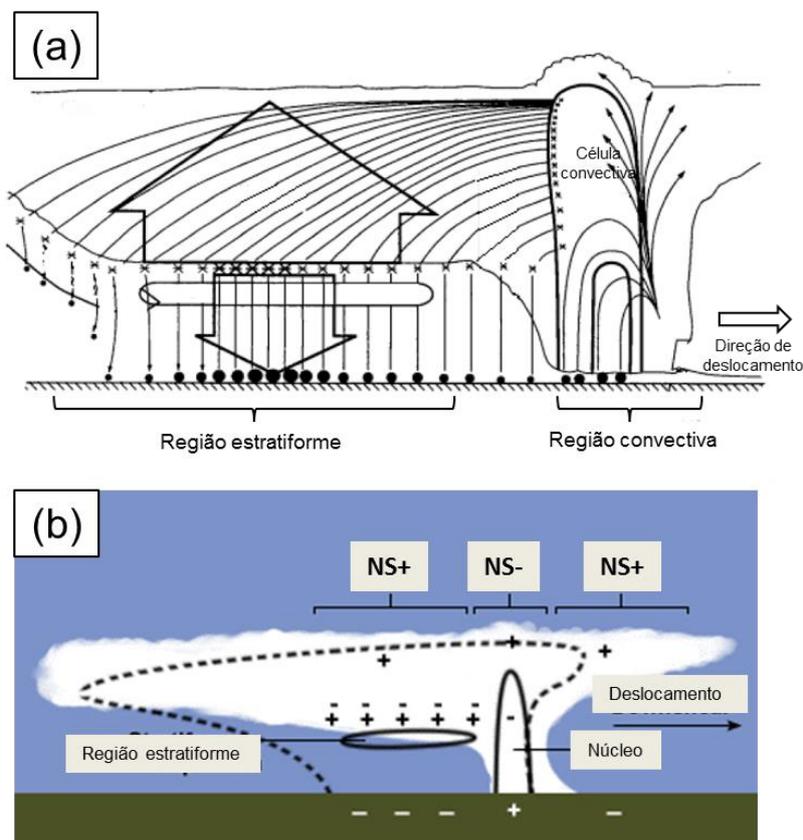


Fonte: produção do autor.

O esquema mostrado na Figura 4.28 (a) mostra o processo de precipitação das partículas no interior de um sistema convectivo que se desloca na zona frontal de uma frente fria. Os asteriscos e linhas representam o deslocamento dos hidrometeoros da região convectiva para a estratiforme à medida que o sistema convectivo se desloca. Os círculos cheios representam a intensidade da precipitação, círculos grandes e pequenos indicam precipitação intensa e fraca, respectivamente. Essa região de precipitação estratiforme é produzida pelo deslocamento e o consequente

cisalhamento horizontal das células convectivas (BIGGERSTAFF e HOUZE, 1993). A Figura 4.28 (b) mostram as regiões de carga e o tipo de relâmpago NS que é predominante em cada região. O NS- estão na região convectiva e os NS+ na região estratiforme. No sistema convectivo que se desloca organizado por uma frente fria a ocorrência dos NS+ é favorecida na região estratiforme do mesmo.

Figura 4.28 – (a) Modelo conceitual da trajetória de precipitação e movimentos verticais médios de um sistema convectivo; (b) Região de precipitação estratiforme e convectiva em um sistema convectivo e o tipo de relâmpago NS predominante.



Fonte: (a) Adaptado de Biggerstaff e Houze, 1993.

(b) Adaptado de Houze, 1983.

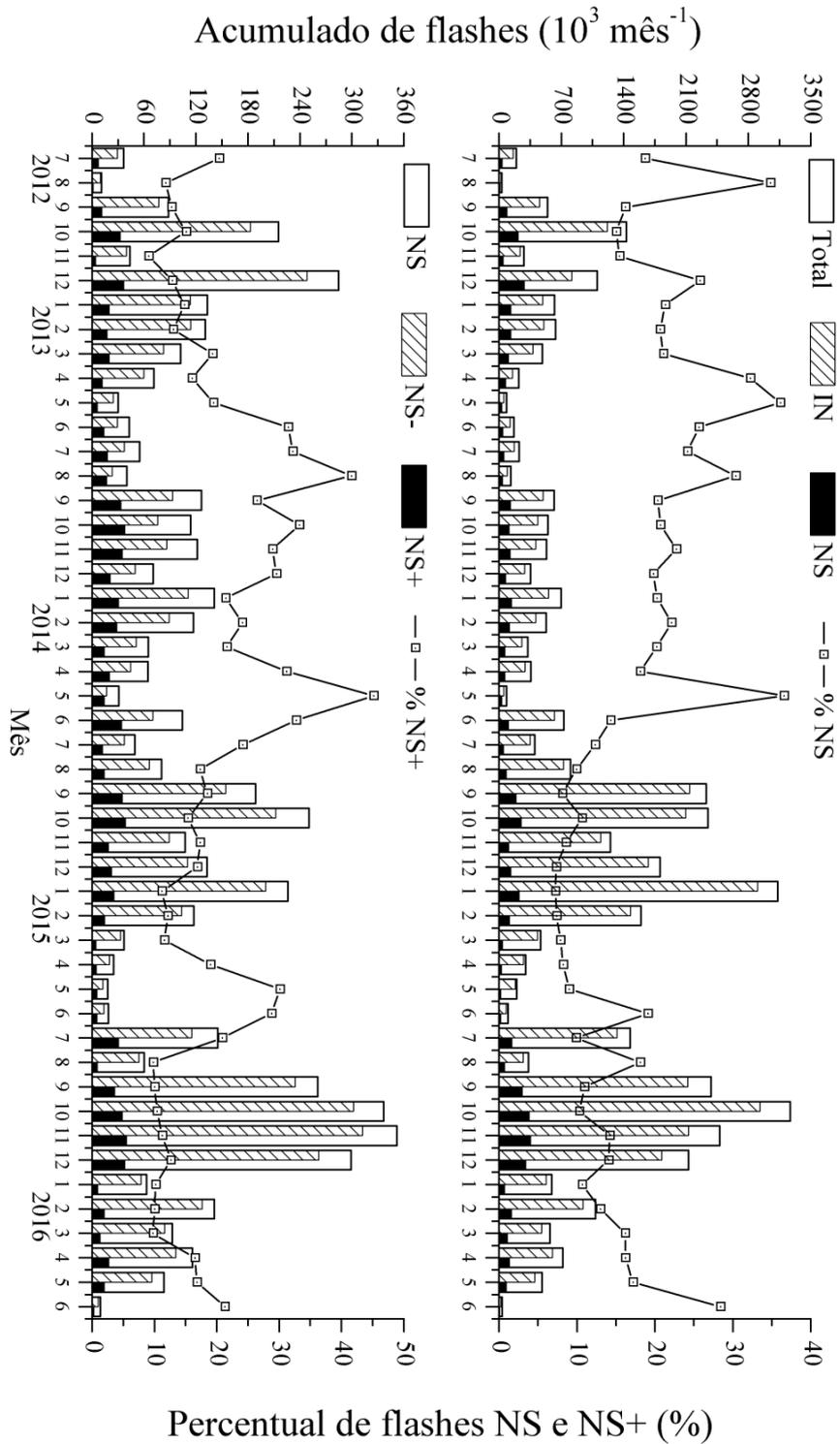
## 4.2 Variabilidade Mensal

A quantidade total de flashes/mês apresentou grande variação no período de estudo (Figura 4.29), com pouco mais de 30.000 relâmpagos em agosto de 2012 até 3,2 milhões em outubro de 2015. A maior quantidade de

relâmpagos ocorreu na primavera de 2015 e no início do verão subsequente. Somente em quatro meses, entre setembro e dezembro de 2015, foram detectados mais de 10 milhões de relâmpagos, 23% do total de relâmpagos nos quatro anos de estudo. Quanto a menor quantidade, cinco meses apresentaram taxa de flashes/mês menor do que 100 mil: agosto de 2012; junho de 2016; maio de 2013; maio de 2014; junho de 2015. O gráfico também mostra uma grande variação mensal entre os anos, outubro apresentou pouco mais de 500 mil relâmpagos em 2013 e em 2015 foram detectados mais de 3,2 milhões. O comportamento dos acumulados mensais de relâmpagos IN, NS, NS- e NS+ apresentaram as mesmas características do total de relâmpagos, ou seja, grande variabilidade e os mesmos meses com menor e maior quantidade de relâmpagos.

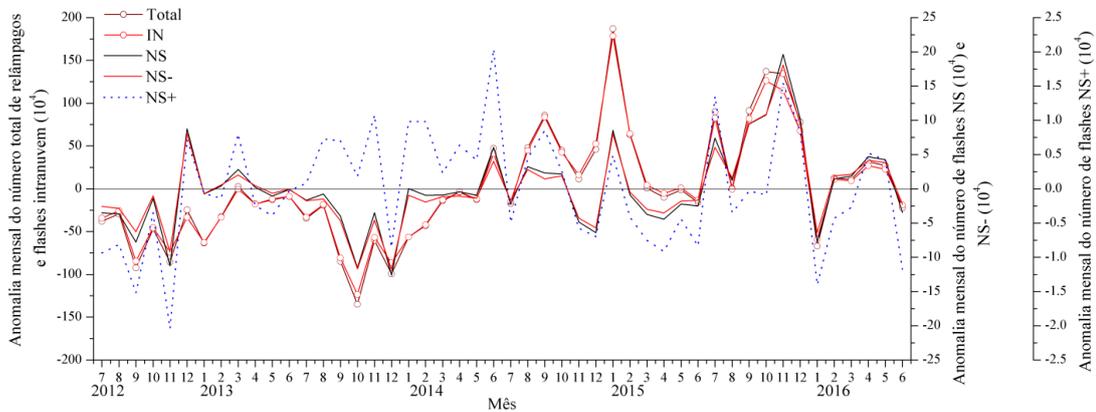
A Figura 4.29 mostra que as taxas mensais de relâmpagos tendem a ter valores maiores em meses mais próximos do fim da série temporal. A fim de quantificar esses resultados, foram calculadas as anomalias mensais da quantidade dos diferentes tipos de relâmpagos. O comportamento das anomalias dos relâmpagos IN é o mesmo do total de relâmpagos, e dos relâmpagos NS- é igual ao dos NS. O período que compreende os meses de abril de 2013 a maio de 2014 teve anomalias negativas. A partir de maio de 2015 as anomalias passam a oscilar, mas com a maioria dos valores de anomalia com valores positivos. A anomalia dos relâmpagos NS+ tem um comportamento distinto dos demais relâmpagos, sem mostrar uma tendência ao longo da série temporal.

Figura 4.29 – (a) Histograma com o total de relâmpagos (branco), relâmpagos intranuvem (hachurado) e nuvem-solo (preto) e o percentual de relâmpagos NS (linha preta); (b) histograma com o total de relâmpagos nuvem-solo (branco), NS negativo (hachurado) e NS positivo (preto) e o percentual de relâmpagos NS positivo (linha preta).



Fonte: produção do autor.

Figura 4.30 – Anomalia mensal da taxa mensal de relâmpagos: total de relâmpagos (linha preta + círculo branco); IN (linha vermelha + círculo branco); NS (linha preta); NS- (linha vermelha); NS+ (linha pontilhada azul).



Fonte: produção do autor.

Os resultados encontrados nessa seção serão correlacionados nas próximas seções com o cenário meteorológico em diferentes escalas espaciais e temporais: precipitação acumulada, variação da TSM no pacífico equatorial, número de passagem de frentes frias e ocorrência de sistemas convectivos.

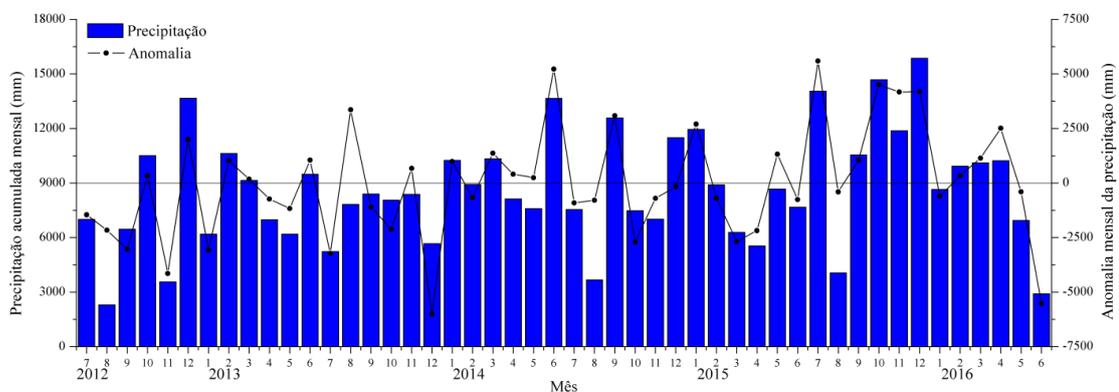
#### 4.2.1 Precipitação mensal acumulada

O mês com maior precipitação na região Sul foi dezembro de 2015 com 15.865 mm/mês e o segundo foi outubro de 2015 com 14.686 mm/mês. Comparando os totais de relâmpagos entre esses meses, outubro de 2015 apresentou 1, 2 milhão a mais do que dezembro de 2015. Uma das possíveis explicações para esse resultado pode estar nas características de nuvens quentes e frias, citadas na seção 4.1.3. Em dezembro a atividade elétrica é maior na região litorânea, estas tempestades são formadas em um ambiente supersaturado em que a precipitação pode ocorrer antes da eletrificação da nuvem, podendo assim gerar mais precipitação e menos relâmpagos. Esse resultado também pode ser observado quando comparados os totais de relâmpagos e a precipitação acumulada em cada estação do ano. O verão apresenta a maior precipitação, mas a maioria dos relâmpagos ocorre na primavera. O outono

e o inverno apresentam menores acumulados de precipitação e também de atividade de relâmpagos devido à baixa atividade convectiva nessas estações.

Considerando as precipitações médias anuais (7.247 mm/2012; 7.677 mm/2013; 9.053 mm/2014; 10.007 mm/2015; 8.127 mm/2016), observamos que a precipitação aumenta entre os anos de 2012 a 2015. Nos primeiros seis meses de 2016 é observada uma tendência na precipitação diminuir. Comparando as anomalias entre precipitações acumuladas e os diferentes relâmpagos, foram encontrados valores semelhantes com as correlações espaciais determinadas na seção 4.3.1. Os valores entre anomalias de precipitação apresentaram correlação forte ( $r = 0,742$ ) com os relâmpagos NS e uma correlação moderada com os IN ( $r = 0,615$ ).

Figura 4.31 – Histograma (azul) com a precipitação mensal acumulada e a anomalia mensal da precipitação (linha + ponto preto).

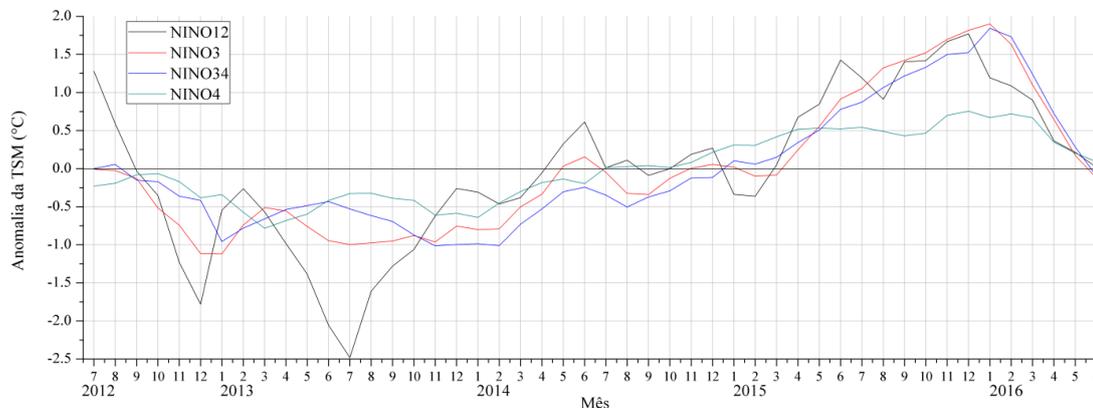


Fonte: produção do autor.

#### 4.2.2 Influência do El Niño

Na tentativa de identificar a influência de fontes de variabilidade climática na atividade de relâmpagos na região Sul do Brasil, foi investigada a relação entre as anomalias mensais da TSM e dos relâmpagos. O gráfico de anomalias da TSM (Figura 4.32) nas regiões do NINO12, NINO3, NINO34 e NINO4 mostram valores preferencialmente negativos até 2014 e positivos no restante da série temporal.

Figura 4.32 – Anomalia da TSM entre 07/2012 e 06/2016 nas diferentes regiões do pacífico equatorial: NINO12 (preto), NINO3 (vermelho), NINO34 (azul) e NINO4 (verde).



Fonte: produção do autor.

Analisando os coeficientes de correlações entre as anomalias de quantidade de relâmpagos e da TSM (mostrados na Tabela 4.4), observamos que os relâmpagos IN estão melhor relacionados com a região do NINO4, com valores de correlação moderada ( $r = 0,56$ ). A correlação defasada em 3 meses ( $X + 3$ ) atinge o valor máximo de  $r = 0,73$  (correlação forte). As anomalias de relâmpagos NS e NS- estão melhor relacionadas com a TSM na região do NINO34. A correlação com relâmpagos NS passa a ter valores moderados ( $r = 0,51$ ) para correlação defasada em 2 meses ( $X + 2$ ). Os relâmpagos NS+ não apresentaram nenhuma relação com as anomalias da TSM.

Grimm et al. (1998); (2000) identificaram as anomalias positivas na TSM na região do NINO34 bem correlacionadas com anomalias positivas de precipitação na região sudeste da América do Sul, incluindo o sul do Brasil. A anomalia positiva na região do NINO34 também apresentou uma melhor relação com a quantidade de relâmpagos NS, que conforme encontrado ao longo da tese são as descargas melhores associadas a precipitação.

Os resultados encontrados na tese indicam uma boa relação entre o aumento da atividade de relâmpagos na região de estudo com as anomalias positivas da TSM nas regiões do NINO34 e NINO4. Por se tratar

de um fenômeno global é esperado um atraso entre a variação da TSM e o efeito resultante na região afetada. Para a região sul do Brasil as defasagens a partir de 2 meses apresentam melhores valores de correlação e para períodos maiores do que 4 meses o valor de r passa a decair.

Tabela 4.4 – Coeficiente de correlação defasada entre as anomalias da TSM nas diferentes regiões do pacífico equatorial e as anomalias mensais da taxa de relâmpagos.

	X					X + 1			
<b>NINO</b>	<b>IN</b>	<b>NS</b>	<b>NS-</b>	<b>NS+</b>	<b>NINO</b>	<b>IN</b>	<b>NS</b>	<b>NS-</b>	<b>NS+</b>
<b>12</b>	0,45	0,34	0,38	-0,04	<b>12</b>	0,43	0,37	0,40	0,03
<b>3</b>	0,53	0,43	0,50	-0,06	<b>3</b>	0,56	0,44	0,50	0
<b>34</b>	0,50	0,44	0,51	-0,13	<b>34</b>	0,55	0,48	0,52	-0,13
<b>4</b>	0,56	0,35	0,40	-0,15	<b>4</b>	0,63	0,40	0,45	-0,11
	X + 2					X + 3			
<b>NINO</b>	<b>IN</b>	<b>NS</b>	<b>NS-</b>	<b>NS+</b>	<b>NINO</b>	<b>IN</b>	<b>NS</b>	<b>NS-</b>	<b>NS+</b>
<b>12</b>	0,48	0,35	0,37	0,08	<b>12</b>	0,49	0,31	0,33	0,09
<b>3</b>	0,59	0,50	0,54	0,05	<b>3</b>	0,60	0,47	0,51	0,05
<b>34</b>	0,61	0,51	0,56	-0,05	<b>34</b>	0,65	0,51	0,56	-0,03
<b>4</b>	0,68	0,38	0,43	-0,12	<b>4</b>	0,73	0,42	0,46	-0,01

Fonte: produção do autor.

#### 4.2.3 Passagens de frente frias

Uma análise da relação entre a atuação de frentes frias, no litoral e no interior, e a quantidade de relâmpagos na região sul é apresentada nessa seção. O histograma mostrado na Figura 4.33 mostra o número total de dias de atuação de frentes frias e também separados de acordo com o local de ocorrência: litoral ou interior, em cada mês do período de estudo.

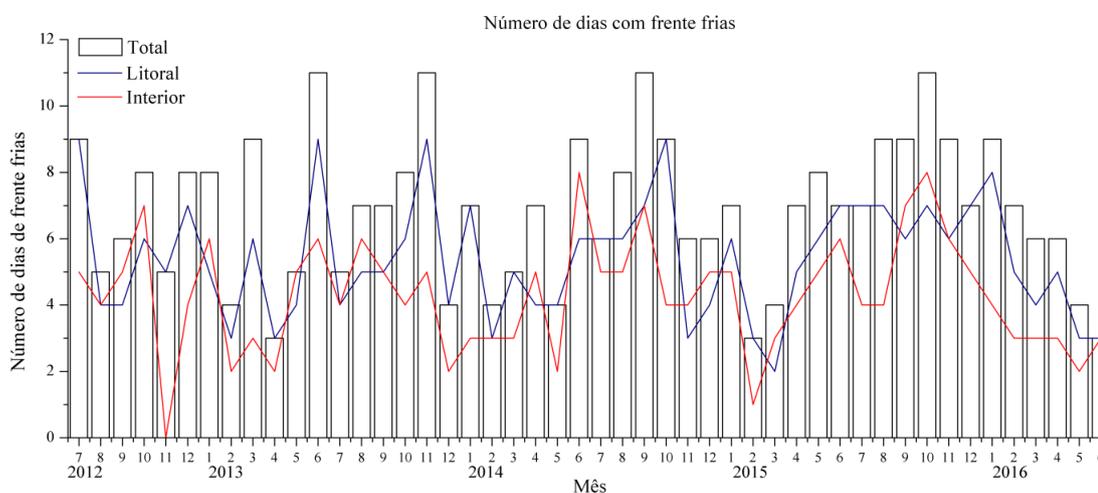
Uma relação entre um maior número de dias de frentes frias e o aumento da atividade elétrica não pôde ser identificada. Os meses com mais dias de atuação de frentes frias (11 dias) foram junho e novembro de 2013, setembro de 2014 e outubro de 2015. Esses meses apresentaram grande variação na quantidade de relâmpagos, outubro de 2015 teve 2.8 milhões de relâmpagos a mais do que junho de 2013. O mesmo resultado foi observado quando considerados os percentuais de NS e NS+. Em junho de 2013 o percentual de relâmpagos NS foi 26% e NS+ foi 31%, e em

setembro de 2014 foi observado 8% de relâmpagos NS e 10% de relâmpagos NS+ em outubro de 2015. Esses resultados não mostraram uma clara relação entre frentes frias e os relâmpagos, mas indica uma possível influência das frentes frias nas características da atividade elétrica sazonal. Os meses com máximas ocorrências de frentes frias citados anteriormente estão no inverno e primavera. O inverno foi a estação do ano com mais atuação de frente frias (total), conforme já havia sido documentado por Cavalcanti e Kousky (2009) e Foss (2016). A primavera foi a estação do ano com a maior atividade de relâmpagos na região de estudo. O número de frentes frias que atuam no litoral na primavera é igual ao inverno, 73 dias. Conforme discutido na seção 4.1.5, os sistemas frontais podem organizar o escoamento favorecendo a formação de SCM na região Sul. A disponibilidade de ar quente e úmido nessa estação é proveniente de regiões amazônicas, que são transportadas para altas latitudes através do SALLJ (SALIO et al. 2007).

No inverno foi registrado o maior número de dias de frente frio no interior, 62. No inverno atividade de relâmpagos representa 1/3 da que ocorre na primavera, mesmo com a elevada passagem de frentes frias. O Sul do Brasil, por estar em sua maior parte em uma região subtropical, as estações do ano são bem definidas (REBOITA, 2012). As temperaturas amenas no inverno tendem a inibir a atividade convectiva e conseqüentemente a ocorrência de relâmpagos.

No inverno ocorrem os maiores percentuais de relâmpagos NS+ (25%), esses valores podem estar associados às características de propagação dos sistemas convectivos nos meses frios. O cisalhamento horizontal da célula convectiva tende a favorecer a formação de uma região de precipitação estratiforme na retaguarda do avanço do sistema convectivo (BROOK et al. 1982). Essa região de precipitação estratiforme foi documentada ao longo da tese como favorável a ocorrência de relâmpagos NS+.

Figura 4.33 – Histograma com o número mensal de dias com frentes frias (branco); número de dias com atuação de frente fria no litoral (azul) e interior (vermelho).



Fonte: produção do autor.

#### 4.2.4 Ocorrência de sistemas convectivos

Essa seção analisa a ocorrência de sistemas convectivos de diferentes tamanhos e tempos de vida e os possíveis impactos na atividade de relâmpagos na região Sul.

Os sistemas convectivos locais (SCL) foram quantificados a partir dos dados de família de sistemas do ForTraCC. Os meses com maior ocorrência de SCL são os meses de verão: fevereiro (928), janeiro (727) e dezembro (653). Os meses com menor ocorrência de SCL são os meses de inverno: agosto (289), julho (314) e junho (336). O resultado mostra um favorecimento para os SCL ocorrerem nos meses de verão. Conforme discutido ao longo da tese, as tempestades no verão ocorrem preferencialmente devido ao aquecimento radiativo diurno, que é maior no trimestre mais quente (DJF). Comportamento contrário ao inverno, onde as temperaturas são mais amenas, o que inibe o potencial convectivo nessa estação.

Analisando os meses individualmente, os maiores números de SCL foram em fevereiro de 2016 (315), janeiro de 2015 (268), janeiro de 2014 (260) e

fevereiro de 2013 (231). Uma maior ocorrência mensal de SCL não representa necessariamente um aumento na atividade de relâmpagos. Nos meses de janeiro de 2014 e janeiro de 2015 ocorreram 260 e 268 SCL, respectivamente, mas janeiro de 2015 apresentou 2.3 milhões de relâmpagos a mais do que janeiro de 2014. Em ambos os meses foram observadas anomalias positivas de precipitação, com valores acumulados acima de 10.000 mm/mês, e mesmo número de dias de frentes frias. A diferença entre esses meses está no número de SCM que ocorreram. Em janeiro de 2014 ocorreu 1 SCM e em janeiro de 2015 foram observados 5 SCM atuando na região Sul.

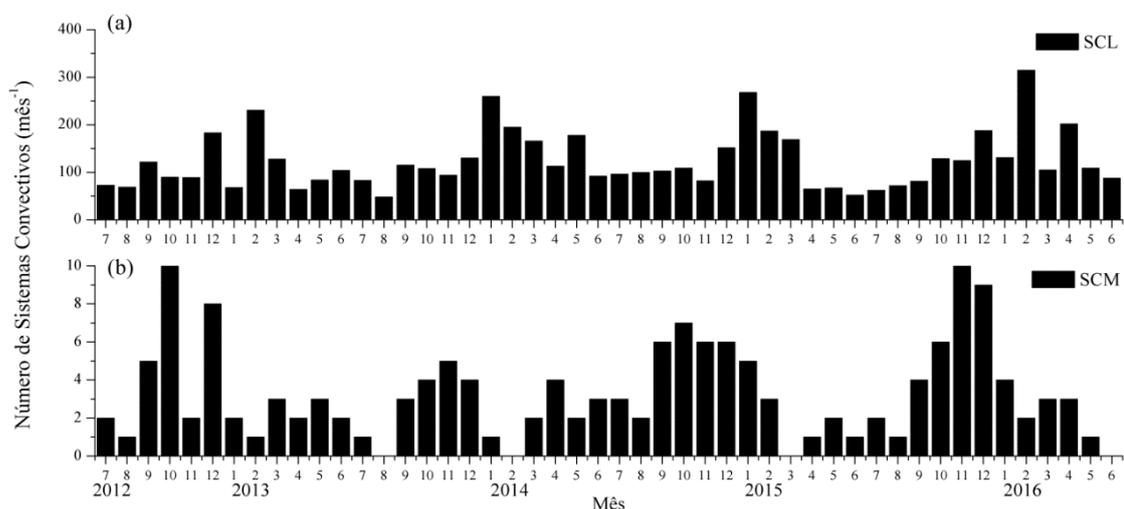
Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) foram quantificados a partir da metodologia desenvolvida por Azambuja (2013), onde SCM são inicialmente identificados visualmente a partir de dados de TB no canal IR do satélite GOES e tem as suas propriedades físicas calculadas (área total, convectiva, centro geométrico, temperatura mínima e média). Diferentemente dos SCL que foram em sua maioria no verão, os SCM ocorreram em sua maioria na primavera. A estação do ano com maior número de SCM em latitudes subtropicais da América do Sul é a primavera (ANABOR et al. 2009; RASMUSSEN et al. 2014).

Os valores de  $r$  entre o número mensal de SCL e a quantidade mensal de relâmpagos não apresentaram valores significativos para nenhum tipo de descarga. Os valores de  $r$  entre o número mensal de SCM e a atividade elétrica mostraram valores de correlação moderada com número de relâmpagos IN ( $r = 0,655$ ) e correlação forte com os relâmpagos NS ( $r = 0,768$ ).

Os resultados encontrados nessa seção, quando comparados com as seções anteriores, mostram que os sistemas convectivos que ocorrem no verão são menores, são formados preferencialmente devido ao aquecimento radiativo diurno e geram as maiores densidades de relâmpagos na região litorânea. Nesse caso as tempestades sofrem influência da circulação do vento na baixa troposfera (continente/oceano) e

do efeito orográfico da região. Essas tempestades apresentam baixa ocorrência de relâmpagos NS+. Os SCM são os sistemas convectivos que mais geram relâmpagos na região Sul do Brasil e ocorrem preferencialmente na primavera. A passagem de frentes frias na faixa litorânea organiza o escoamento favorecendo a formação de SCM na região oeste do Sul do Brasil. Os SCM são os maiores geradores de todos os tipos de relâmpagos, mas como os relâmpagos IN respondem melhor a atividade elétrica total, os percentuais de relâmpagos NS são menores.

Figura 4.34 – Número mensal de ocorrência de sistemas convectivos: (a) sistemas convectivos locais (SCL); (b) Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).



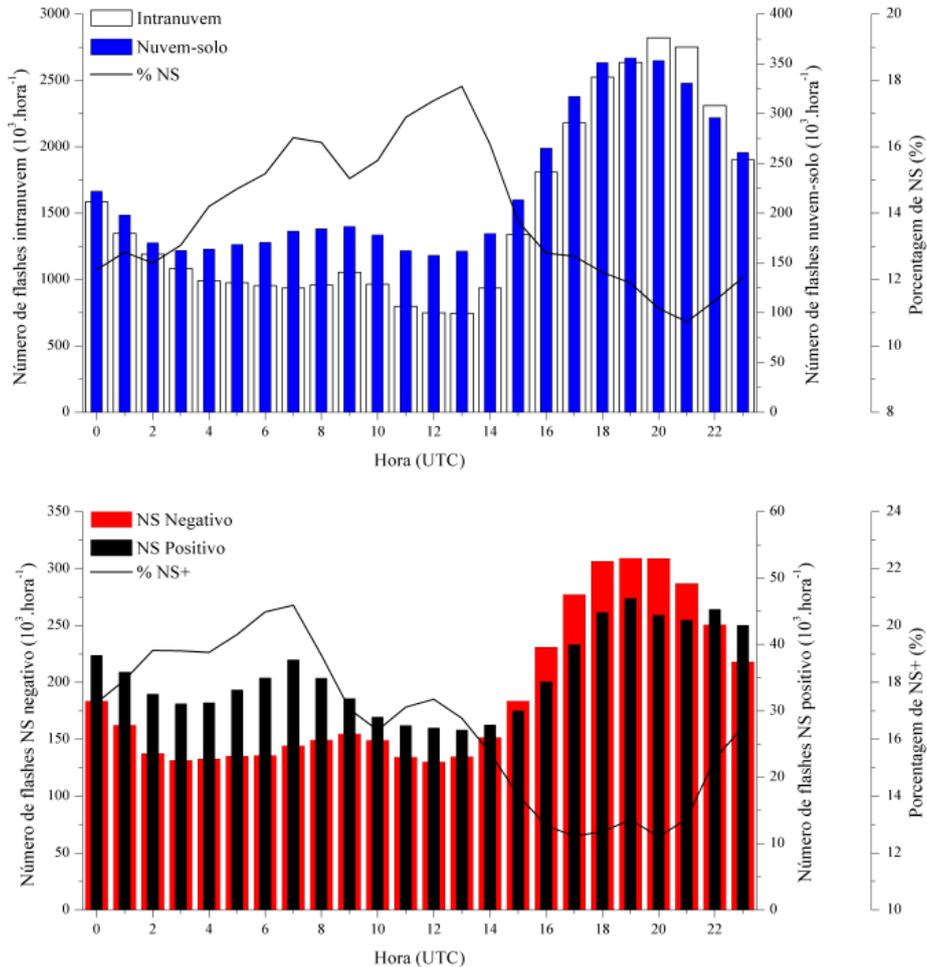
Fonte: produção do autor.

### 4.3 Variabilidade diurna

Essa seção analisará o comportamento diário da ocorrência de relâmpagos na região de estudo. A Figura 4.35 mostra que a máxima e mínima ocorrência de relâmpagos IN e NS coincidem em horário: a máxima entre 18:00 UTC e 21:00 UTC e a mínima entre 11:00 UTC e 13:00 UTC. A máxima atividade elétrica está concentrada na tarde e início do período noturno, o que está associado ao pico da atividade convectiva local, ligada ao aquecimento da superfície devido à insolação diária (BÜRGESESSER et al. 2014; ÁVILA et al. 2015).

O percentual de relâmpagos NS é maior na menor ocorrência de total de relâmpagos, entre 11:00 UTC e 13:00 UTC (>16%), e menores na maior ocorrência de total de relâmpagos entre 19:00 UTC e 21:00 UTC. O comportamento inverso entre a intensidade da atividade elétrica e o percentual de relâmpagos NS está de acordo com os resultados previamente encontrados nesse trabalho nas seções 4.1 e 4.1.7. Considerando a polaridade dos relâmpagos NS (Figura 4.35), as maiores ocorrências de NS- e NS+ coincidiram com os resultados anteriores (relâmpagos IN e NS), entre 18:00 UTC e 21:00 UTC (22:00 UTC para os NS+). Quanto ao percentual de NS+ em relação ao total de relâmpagos NS, os maiores valores estão entre às 05:00 UTC e 07:00 UTC (>20%). Os menores percentuais de NS+ estão no período de máxima atividade de relâmpagos NS, entre 19:00 UTC e 22:00 UTC. Similar ao comportamento de relâmpagos NS em relação ao total; quanto maior (menor) é a atividade de relâmpagos NS, menor (maior) é o percentual de ocorrência de relâmpagos NS+.

Figura 4.35 – Histograma com o total de relâmpagos por hora: IN (branco), NS (azul), percentual de NS (linha preta), NS- (vermelho), NS+ (preto) e percentual de NS+ (linha preta).



Fonte: produção do autor.

#### 4.3.1 Efeito da latitude

Na região da Latitude 1 (mais ao norte), ocorreu o maior número de descargas detectadas pela BrasilDAT (47% do total). Nos intervalos de Latitude 1 e 2, ocorreram 35% e 17% das descargas, respectivamente. Na faixa de Latitude 1, há uma tendência de os relâmpagos IN, NS, NS- e NS+ ocorrerem na mesma faixa horária dos resultados mostrados na seção anterior, com máximos entre 17:00 UTC e 22:00 UTC e mínimos entre 11:00 UTC e 13:00 UTC. Com o aumento da latitude, é possível observar um gradativo aumento na atividade elétrica entre 00:00 – 12:00 UTC e decréscimo entre 12:00 – 00:00 UTC. Este comportamento está associado

à atividade de SCMs na região (RASMUSSEN et al. 2014; ÁVILA et al. 2015). Ávila et al. (2015) avaliaram a variabilidade diurna da atividade elétrica na América do Sul a partir de 12 anos (1998 – 2010) de dados do LIS/TRMM e encontraram que entre as latitudes de 25°S e 35°S e as longitudes de 50°O e 70°O a taxa horária de relâmpagos é deslocada para o período noturno associada a ocorrência de SCMs.

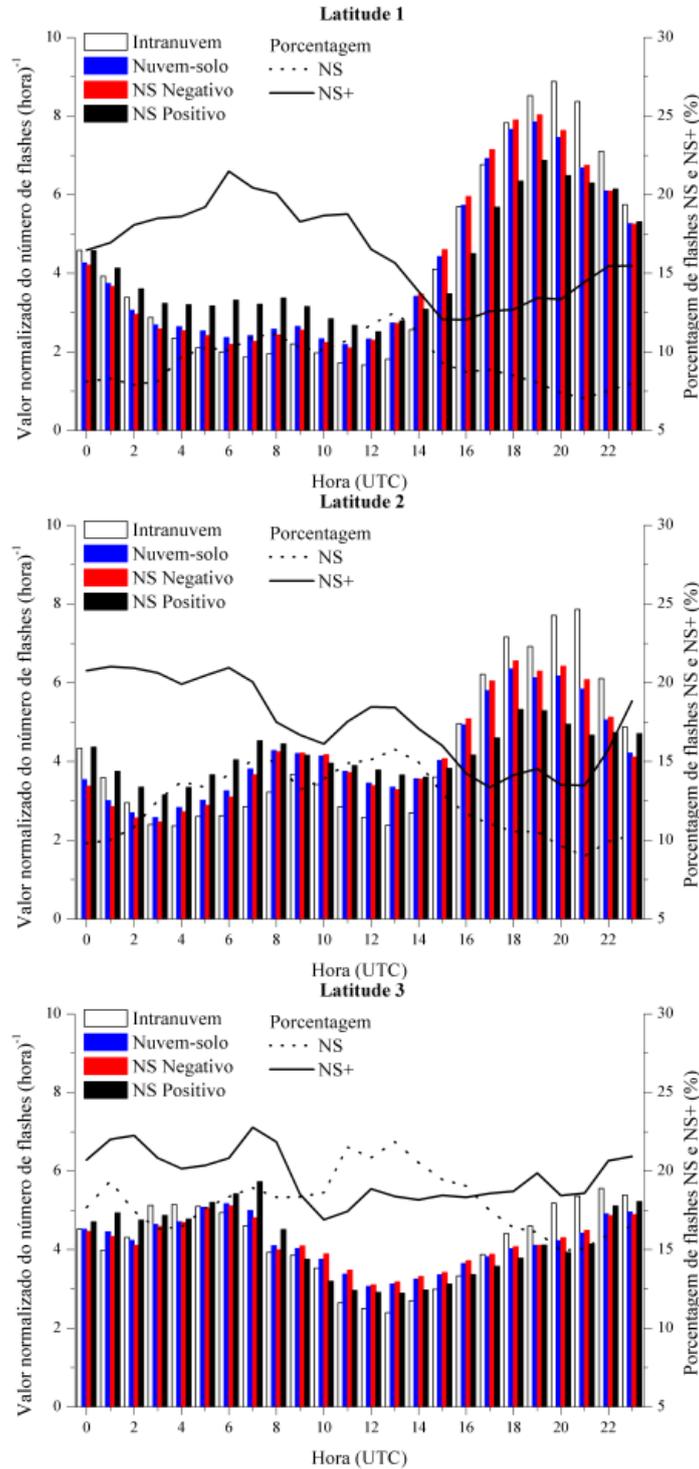
Tabela 4.5 – Número de relâmpagos e percentuais de relâmpagos que ocorreram nos três intervalos de latitude analisados.

	<b>Total</b>	<b>IN</b>	<b>NS</b>	
<b>Latitude 1</b>	18,9 x10 <sup>6</sup>	91%	9%	<b>NS-: 85%</b>
				<b>NS+: 15%</b>
<b>Latitude 2</b>	14,2 x10 <sup>6</sup>	88%	12%	<b>NS-: 83%</b>
				<b>NS+: 17%</b>
<b>Latitude 3</b>	7 x10 <sup>6</sup>	82%	18%	<b>NS-: 80%</b>
				<b>NS+: 20%</b>

Fonte: produção do autor.

Para os três intervalos de latitude, as mínimas ocorrências de relâmpagos IN estão entre 11:00 UTC e 13:00 UTC e os máximos estão entre 20:00 UTC e 23:00 UTC. A ocorrência horária de relâmpagos NS apresentou maior variação com a latitude. Os máximos para a Latitude 1 e 2 estão entre 18:00 UTC e 20:00 UTC, e para a Latitude 3 é as 06:00 UTC. Os resultados mostram que independente da latitude os relâmpagos IN ocorrem em horários em que a atividade elétrica é favorecida pelo ciclo diário de convecção, e os relâmpagos NS, com o acréscimo da latitude, tendem a ocorrer no período noturno.

Figura 4.36 – Valor normalizado do número de relâmpagos IN (branco), NS (azul), NS- (vermelho) e NS+ (preto) e o percentual de relâmpagos NS (linha pontilhada) e NS+ (linha preta), do total de descargas e relâmpagos NS, respectivamente: Latitude 1 (-22,75°S e 25,99°S); Latitude 2 (-26,00°S e -28,99°S); Latitude 3 (-29,00°S e -33,75°S).



Fonte: produção do autor.

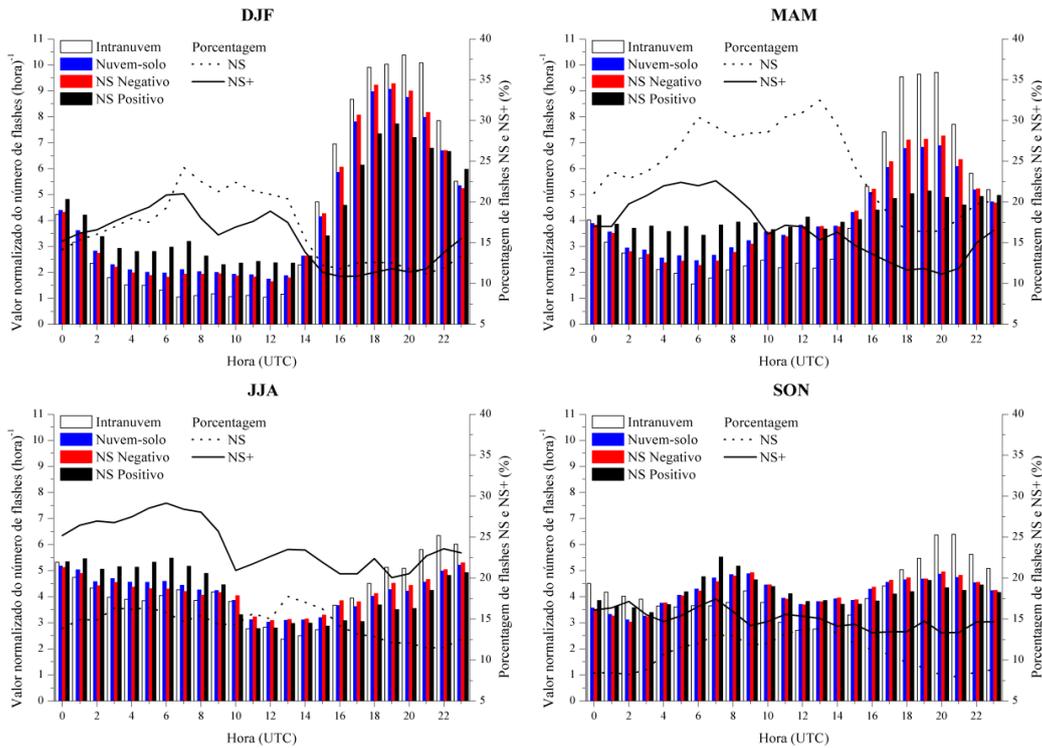
Considerando a polaridade dos relâmpagos NS, as máximas e mínimas ocorrências horárias de relâmpagos NS- e NS+ coincidiram em todas as latitudes. Os máximos estão entre 18:00 – 20:00 UTC para as Latitudes 1 e 2 e 05:00 – 06:00 UTC para a Latitude 3. Os valores mínimos estão entre 11:00 UTC e 13:00 UTC para as Latitudes 1 e 3 e as 03:00 UTC na Latitude 2.

#### 4.3.2 Sazonalidade

No verão a atividade elétrica diurna é bem caracterizada, com máximos de IN, NS, NS- e NS+ entre 18:00 UTC e 21:00 UTC. O outono apresenta característica semelhante, porém é observado um aumento na atividade de relâmpagos NS, principalmente NS+, no período noturno. O aumento na atividade de relâmpagos no período noturno fica evidente nas próximas estações do ano, inverno e primavera. No inverno, a maior ocorrência de relâmpagos IN, NS e NS- é às 22:00 UTC e 23:00 UTC e de relâmpagos NS+ às 06:00 UTC. Na primavera, a ocorrência de relâmpagos IN mantém-se entre 20:00 UTC e 21:00 UTC, mas para os relâmpagos NS o aumento de relâmpagos entre 00:00 – 12:00 UTC indica dois picos na atividade: 1°) 20:00 – 21:00 UTC; 2°) 08:00 – 09:00 UTC. Conforme foi determinado na seção 4.2.4, a primavera foi à estação com maior ocorrência de SCM, sistemas convectivos que apresentam grande área e podem perdurar por várias horas, gerando atividade elétrica no período noturno (HOUZE, 2004; RASMUSSEN et al. 2014).

Os percentuais de relâmpagos NS e NS+ são maiores na estação fria (outono e inverno). O maior percentual de relâmpagos NS é no outono (17%), e de relâmpagos NS+ ocorre no inverno (25%). No verão e outono o comportamento dos maiores e menores percentuais de relâmpagos NS e NS+ são semelhantes e bem definidos, valores maiores entre 16:00 – 21:00 UTC e menores entre 07:00 – 13:00 UTC. No inverno e primavera as linhas que representam os percentuais de NS e NS+ são suavizadas e não é evidente um horário preferencial da atividade destes relâmpagos.

Figura 4.37 – Valor normalizado do número de relâmpagos IN (branco), NS (azul), NS- (vermelho) e NS+ (preto) e o percentual de relâmpagos NS (linha pontilhada) e NS+ (linha preta), do total de descargas e relâmpagos NS, respectivamente: Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF); Março, Abril, Maio (MAM); Junho, Julho, Agosto (JJA); Setembro, Outubro, Novembro (SON).



Fonte: produção do autor.

#### 4.3.3 Análise espacial e da amplitude diurna dos relâmpagos

As seções 4.31 e 4.32 mostraram que a variação do ciclo diurno da atividade de relâmpagos na região sul é afetada por dois fatores: latitude e sazonalidade. A existência de uma máxima secundária atividade de relâmpagos em períodos noturnos sugere que o aquecimento diurno não é a única força atuante na geração de tempestades na região Sul.

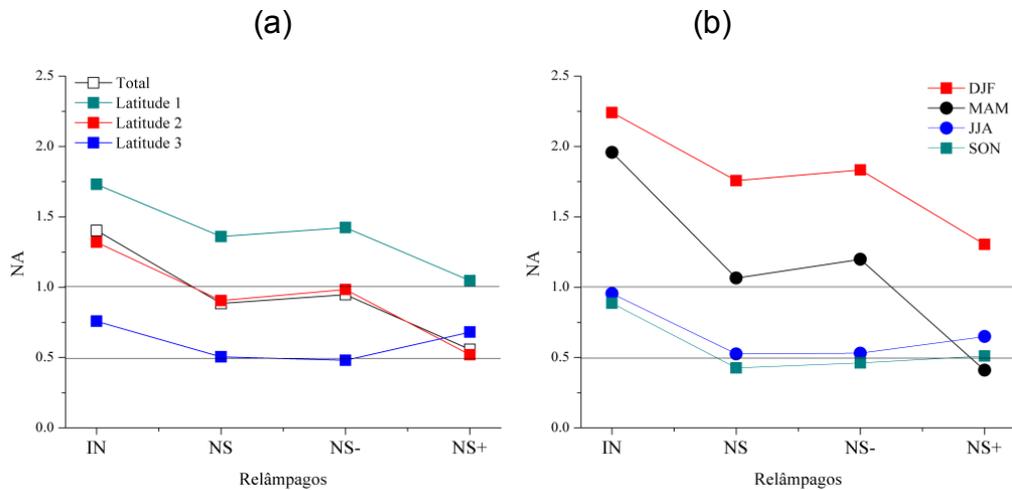
Os valores de NA (do inglês, *normalized amplitude*) (EASTERLING e ROBINSON, 1985) mostrados na Figura 4.38 são um indicativo do comportamento da atividade de relâmpagos ao longo do dia. Os valores de NA são maiores para os relâmpagos IN do que as demais descargas em qualquer situação geográfica ou sazonal, indicando um ciclo diurno melhor

definido para relâmpagos IN do que NS. Em casos de maior instabilidade da atmosfera, maior será o desenvolvimento vertical das nuvens, favorecendo a ocorrência das descargas nas regiões mais altas da nuvem, os relâmpagos IN. É esperada uma maior instabilidade vertical da atmosfera nos meses de maior temperatura e umidade em superfície, regiões de menores latitudes e regiões costeiras, conforme mostram as análises sazonais das densidades de relâmpagos na seção 4.1.7.

Nos quatro anos os relâmpagos NS (NS- e NS+) apresentaram uma tendência a um pico na sua atividade diurna ((Figura 4.38 (a)). Na latitude mais ao norte, o ciclo diurno é bem evidenciado ( $NA > 1$ ) para os relâmpagos IN e NS (NS- e NS+) e, a medida que a latitude aumenta, o ciclo diurno passa a não ser evidente.

A análise sazonal da variação de NA (Figura 4.38 (b)) mostra que o ciclo diurno é bem definido para o verão e outono ( $NA > 1$ ), com exceção dos relâmpagos NS+ no outono, onde houve um pico duplo na atividade de relâmpagos. No inverno e na primavera os valores de NA são menores. No inverno há uma elevada passagem de sistemas frontais na região, conforme foi quantificado na seção 4.2.3. As frentes frias podem promover o levantamento forçado da parcela de ar, e independente do ciclo diário da convecção, podem gerar relâmpagos no período noturno. Na primavera, a estação com maior atividade elétrica, não há um claro pico na ocorrência dos relâmpagos NS. Esse resultado se deve por esse trimestre possuir maior atividade de SCM, conforme discutido anteriormente, estes sistemas meteorológicos podem gerar grande atividade de relâmpago durante o período noturno.

Figura 4.38 – Valor de NA para os diferentes tipos de relâmpagos: (a) total de relâmpagos e separados por latitude; (b) sazonal.



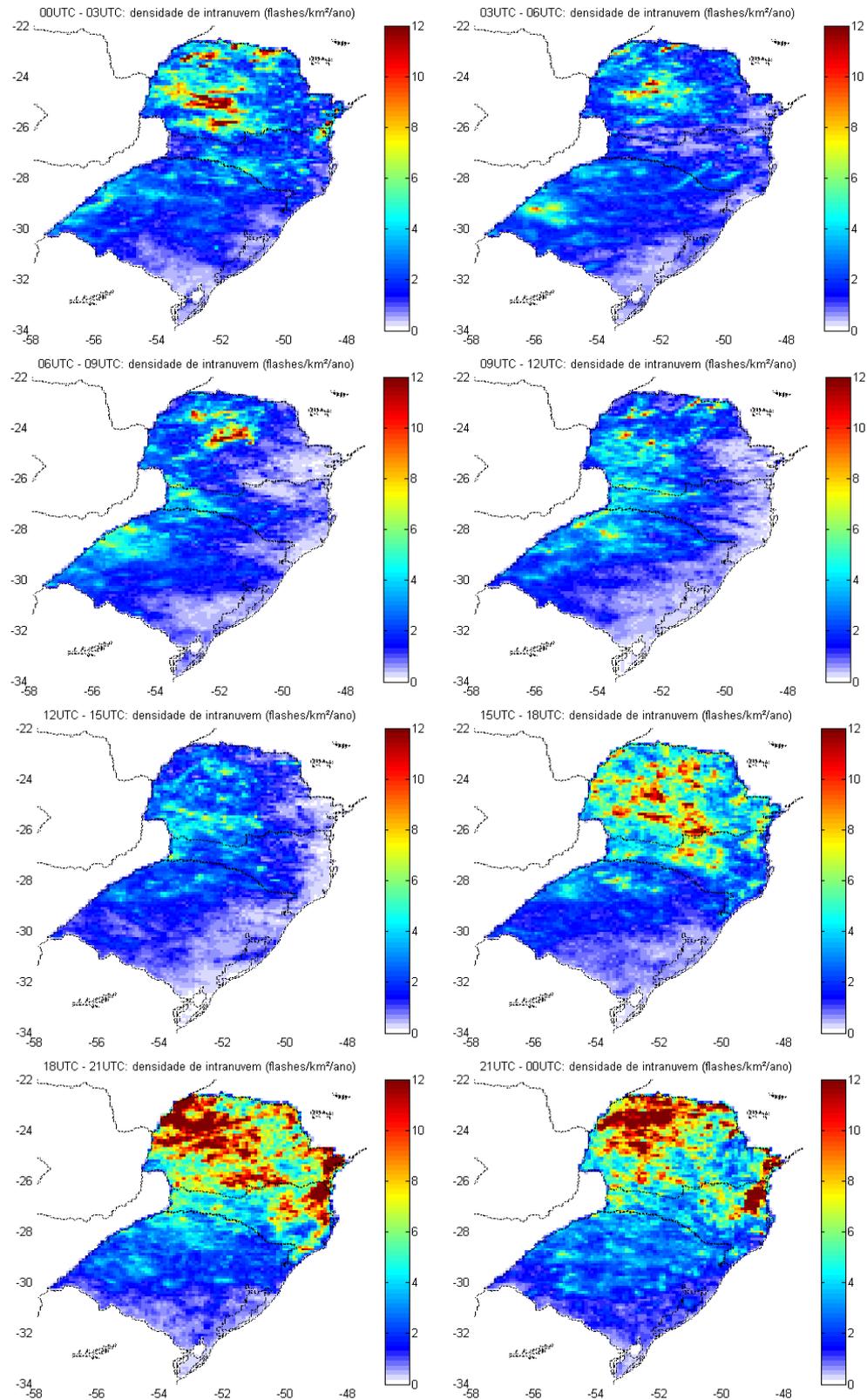
Fonte: produção do autor.

Os mapas mostrados nas Figuras 4.39 e 4.40 mostram as densidades de relâmpagos IN e NS para intervalos (agrupados) de 3 horas. A maior ocorrência de relâmpagos IN e NS ocorrem entre 18:00 UTC e 00:00 UTC com maiores densidades no norte da região sul.

Os valores de densidades começam a aumentar na faixa litorânea a partir das 15:00 UTC, são observadas as máximas densidades entre 18:00 UTC e 21:00 UTC, e as 00:00 UTC passa a diminuir. Esses relâmpagos na faixa litorânea ocorrem nos meses de verão.

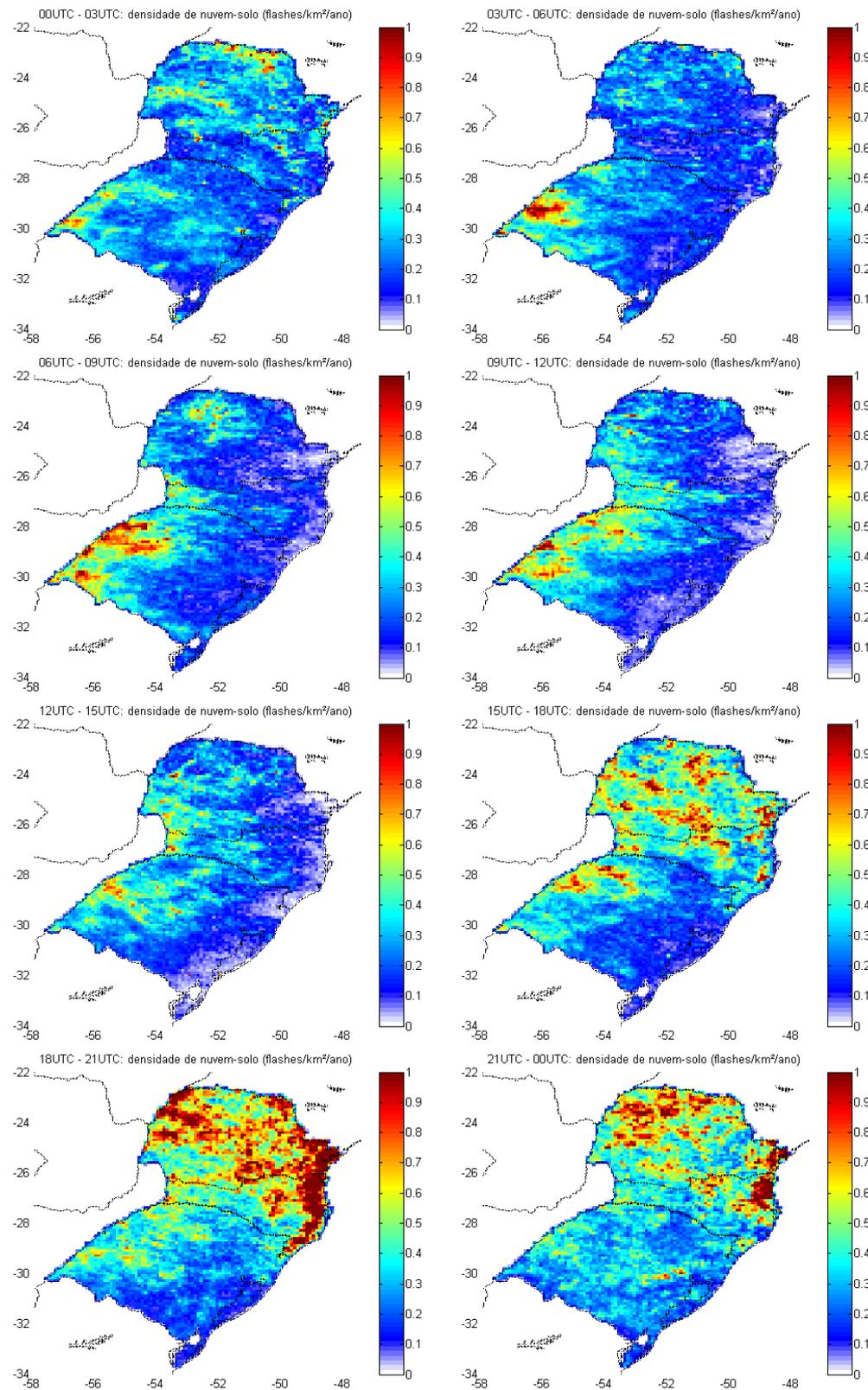
Os valores elevados de densidades de NS a partir das 00:00 UTC passam a aumentar no oeste do RS. Os valores de densidade de NS nessa região são maiores entre 00:00 – 12:00 UTC do que entre 12:00 – 00:00 UTC e ocorrem na primavera devido a atuação de SCM. Rasmussen et al. 2014 utilizando 15 anos (1998 -2013) de dados do LIS/TRMM determinou que em outono ocorrem as máximas densidades de relâmpagos na região oeste do RS devido a atuação de SCM.

Figura 4.39 – Mapas de densidade de relâmpagos IN: 00:00 UTC – 03:00 UTC; 03:00 UTC – 06:00 UTC; 06:00 UTC – 09:00 UTC; 09:00 UTC – 12:00 UTC; 12:00 UTC – 15:00 UTC; 15:00 UTC – 18:00 UTC; 18:00 UTC – 21:00 UTC; 21:00 UTC – 00:00 UTC em flashes/km<sup>2</sup>/ano.



Fonte: produção do autor.

Figura 4.40– Mapas de densidade de relâmpagos NS: 00:00 UTC – 03:00 UTC; 03:00 UTC – 06:00 UTC; 06:00 UTC – 09:00 UTC; 09:00 UTC – 12:00 UTC; 12:00 UTC – 15:00 UTC; 15:00 UTC – 18:00 UTC; 18:00 UTC – 21:00 UTC; 21:00 UTC – 00:00 UTC em flashes/km<sup>2</sup>/ano.



Fonte: produção do autor.

## 5. CONCLUSÕES

O presente trabalho apresenta uma análise da atividade de relâmpagos na região Sul do Brasil a partir de quatro anos de dados de descargas detectadas pela BrasiDAT. A recente instalação de sensores com tecnologia *total lightning* permitiu, pela primeira vez, diferenciar os relâmpagos em IN e NS, e discriminar NS em NS- e NS+ em uma das regiões do mundo com maior potencial para a ocorrência de relâmpagos. Esse foi o primeiro trabalho a utilizar esses dados, permitindo realizar estudos ainda inéditos.

As análises permitiram caracterizar o comportamento diário, mensal e sazonal da ocorrência de relâmpagos no Sul do Brasil, identificando espacialmente as regiões com maior impacto dos diferentes tipos de descargas. Além disso, a análise contribuiu para o melhor entendimento do cenário meteorológico: precipitação, sistemas convectivos, atuação de sistemas frontais e influência do fenômeno El Niño associado à geração dos relâmpagos no sul do país.

Os principais resultados da tese foram:

- Quanto maior a atividade elétrica (total de descargas), maior é a quantidade de relâmpagos IN. Essa conclusão foi baseada em análises quantitativas da correlação espacial e temporal entre o total de relâmpagos e relâmpagos IN. A intensidade da atividade elétrica de uma tempestade está diretamente relacionada com a magnitude de seus movimentos verticais ( $\omega$ ) em relação à velocidade terminal dos hidrometeoros ( $v_t$ ). Quanto maior for a magnitude de  $\omega$  em relação a  $v_t$ , maior será o transporte de partículas de gelo para níveis mais altos da nuvem, “alimentando” eletricamente a tempestade e gerando uma maior atividade de descargas (relâmpagos IN) nesse nível;
- O resultado anterior está de acordo com a análise entre a precipitação e a quantidade de relâmpagos. A precipitação apresentou valores de  $r = 0,574$  e  $r = 0,742$  quando analisada do ponto de vista espacial e

temporal, respectivamente, com relação a atividade de relâmpagos NS. Esse resultado sugere que a atividade de relâmpagos IN está melhor associada à movimentos convectivos na nuvem do que com a precipitação;

- A maior atividade de relâmpagos é na estação quente, entre os meses de setembro e fevereiro. Na primavera (SON), ocorre a maioria dos SCM, que são os sistemas convectivos que mais geram relâmpagos na região de estudo. A formação de um SCM nessa estação é favorecida por uma maior ocorrência de sistemas frontais na região litorânea que geram um cenário meteorológico em escala sinótica favorável a formação e intensificação desses sistemas. No verão, a maioria dos sistemas convectivos é local (SCL), gerados por convecção devido ao maior aquecimento radiativo diurno nessa estação;
- O percentual de relâmpagos NS e NS+ aumenta na estação fria. O aumento do percentual dos relâmpagos NS pode simplesmente estar associado com um menor potencial convectivo, que inibiria a atividade de relâmpagos IN. O aumento do percentual de relâmpagos NS+ pode estar associado às características das tempestades nessa estação, indicando que sistemas convectivos associados a passagem de frentes frias aumentem a atividade de NS+. Nesse caso, o cisalhamento horizontal do vento no deslocamento da frente promove o espalhamento de cargas carregadas positivamente na retaguarda do sistema convectivo, carregando a região de precipitação estratiforme e gerando uma maior atividade de relâmpagos NS+;
- Os mapas de densidade de relâmpagos na região de estudo sofrem influência da sazonalidade, topografia e da relação com a passagem de sistemas frontais. De maneira geral, os relâmpagos IN estão concentrados preferencialmente na região central e oeste do PR e na planície litorânea que abrange o norte de SC e PR. Os relâmpagos NS

também estão nessas mesmas regiões, porém também estão concentrados no oeste do RS.

- **Sazonalidade:** no verão, as maiores densidades estão na planície litorânea, nesse caso as tempestades são menores e produzem poucos relâmpagos NS+. Na primavera, as maiores densidades estão no oeste, associadas à ocorrência de SCMs. No outono e inverno, as máximas densidades estão em locais similares à primavera, porém com valores reduzidos por apresentarem atividade de relâmpagos menor;
- **Topografia:** no verão, a topografia tem um importante papel na densidade de relâmpagos. Nesse período, com o aquecimento radiativo, o continente esquenta mais do que a água fazendo com que o vento transporte ar úmido do oceano para o continente. A superfície do continente está mais aquecida e, com a disponibilidade de umidade, é favorecida a convecção. Aliado a esse movimento, o relevo da região é formado por planícies que são abruptamente interrompidas por uma cadeia de serras. As tempestades acabam se formando nas planícies, no leste da cadeia de serras;
- **Passagem de frentes frias:** foi identificada uma relação inversa entre as regiões com maior passagem de frentes frias e as anomalias positivas nas densidades de relâmpagos. Esses resultados estão relacionados ao cenário sinótico associado às passagens de frente frias e à formação dos sistemas convectivos. Dois fatores justificam esse resultado: (1) as frentes frias influenciam no aumento da velocidade de deslocamento dos sistemas convectivos, e, como consequência, diminuindo a densidade de relâmpagos; (2) as frentes frias além de gerar tempestades tem uma função importante na organização do escoamento, favorecendo a advecção de ar quente e úmido de baixas latitudes, necessária para a formação de sistemas convectivos fora da região de propagação da frente fria;

- O fenômeno El Niño influencia na atividade de relâmpagos na região. A partir da anomalia da TSM nas regiões do NINO12, NINO3, NINO34 e NINO4, foram quantificadas as correlações com as anomalias mensais da ocorrência de relâmpagos. Foram identificados valores de  $r = 0,68$  entre os relâmpagos IN e as anomalias da TSM no NINO4. As anomalias da TSM na região do NINO34 estavam melhor associadas à atividade de relâmpagos NS ( $r = 0,51$ ) e NS- ( $r = 0,56$ ). As anomalias da TSM não mostraram nenhuma relação com as anomalias mensais de relâmpagos NS+;
  
- A máxima ocorrência diurna de relâmpagos IN é sempre entre 18:00 UTC e 21:00 UTC. Esse resultado novamente indica que os relâmpagos IN ocorrem devido a movimentos convectivos que é favorecido devido a um aquecimento radiativo diurno;
  
- Os ciclos diurnos da atividade de relâmpagos sofrem influência da latitude e da sazonalidade. De maneira geral, a maior atividade de relâmpagos ocorre entre 18:00 UTC e 21:00 UTC, sugerindo que a atividade diurna de relâmpagos é favorecida pelo aquecimento radiativo diurno. Entretanto, esses valores tendem a oscilar conforme a sazonalidade e a latitude:
  - **Efeito da latitude:** com o aumento da latitude, há uma tendência dos relâmpagos ocorrerem mais no período noturno, entre 00:00 UTC e 06:00 UTC;
  - **Sazonalidade:** no verão e outono, a atividade elétrica acompanha o aquecimento radiativo diário, ocorrendo entre o fim da tarde e noite. No inverno e na primavera, a atividade de relâmpagos aumenta no período noturno, estando estes valores possivelmente associados à passagem de frentes frias e SCMs, respectivamente. No inverno, ocorre a maior parte de passagem de sistemas frontais na região. Estes fenômenos meteorológicos promovem um levantamento forçado da parcela de ar, independente do aquecimento radiativo diurno, podendo gerar

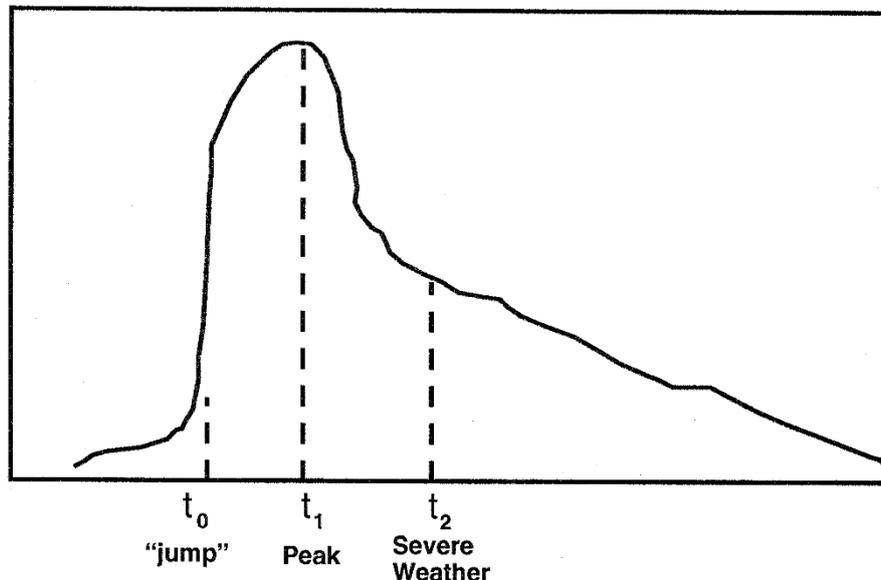
relâmpagos no período noturno. Na primavera, os SCMs possuem grande desenvolvimento horizontal, podendo durar várias horas e gerando relâmpagos em todos os horários do dia.

### 5.1 Sugestões de atividades futuras

- Analisar as características do pico de corrente e da multiplicidade dos relâmpagos detectados pela BrasilDAT da região Sul;
- Realizar estudos de casos de sistemas convectivos que ocorreram na região Sul através de dados de radares meteorológicos e parâmetros de relâmpagos;
- Investigar a ocorrência de *lightning jump* na iminência de eventos meteorológicos severos (granizo, rajadas de vento destrutivas e/ou tornados). Williams et al. (1999) utilizando o sistema de observação *Lightning Imaging Sensor Demonstration and Display* (LISDAD) (mais informações em Boldi et al. 1998) realizaram estudos de tempestades severas na Flórida. Durante a primavera e verão de 1997 foi reportado que a taxa de *total lightning* (TL) para tempestades severas excedem 60 flashes/minuto, com alguns casos atingindo 500 flashes/minuto. Os autores também encontraram que o pico da taxa de relâmpagos antecedeu as microexplosões em 5-20 minutos. Nos casos analisados por Williams et al. (1999) também foi observada a presença de *lightning jumps* - crescimento abrupto na taxa de flashes/minuto, antes da máxima taxa de relâmpagos observada em uma tempestade. O esquema mostrado na Figura 5.1 ilustra o *lightning jump* ( $t_0$ ) antes do pico da taxa de relâmpagos ( $t_1$ ), precedendo o tempo severo ( $t_2$ ). Outro estudo que também evidenciou a presença de *lightning jumps* como percursos de tempo severo foram encontrados por Gatlin e Goodman et al. (2010) para tempestades no norte do Alabama (EUA). Gatlin e Goodman et al. (2010) realizaram testes em um algoritmo para indicação da iminente ocorrência de tempo severo através de TL. O algoritmo foi testado em 20 tempestades severas que ocorreram

durante a primavera de 2002 e 2003. *Lightning jumps* precederam a 90% dos eventos meteorológicos severos com antecedência de 27 minutos a partir de relatos de tempo severo em superfície. Williams et al. (1999) e Gatlin e Goodman et al. (2010) interpretaram os altos valores de TL precursores de todos os tipos de parâmetros de severidade como resultado da corrente ascendente que distribui verticalmente os hidrometeoros na nuvem, estimulando a microfísica de gelo e assim impulsionando a atividade de relâmpagos IN. A instalação de sensores da rede BrasilDAT que operam com tecnologia *total lightning*, irá permitir, pela primeira vez, a investigação de *lightning jumps* precursores de eventos meteorológicos severos no Brasil. Os resultados dessas análises podem servir como base para o desenvolvimento de uma ferramenta de previsão (*nowcasting*) de tempestades convectivas severas a partir de dados de descargas elétricas.

Figura 5.1 – Esquema do comportamento de TL no ciclo de vida de uma tempestade convectiva severa: *lightning jumps* ( $t_0$ ); pico da taxa de relâmpagos ( $t_1$ ) e tempo severo no solo ( $t_2$ ).



Fonte: Williams et al. (1999).

- Avaliar a eficiência de detecção da rede a partir dos dados do GLM. Em 19 de novembro de 2016 foi lançado o satélite GOES-16, popularmente conhecido como GOES-R. A bordo do satélite está o GLM (do inglês, *Geostationary Lightning Mapper*), que se trata de um sensor óptico que detecta descargas IN e NS (*total lightning*) continuamente sobre as Américas e regiões oceânicas adjacentes com resolução espacial de ~10 km. Esse é o primeiro sensor a observar relâmpagos a partir de uma órbita geoestacionária, fornecendo informações em tempo real importantes para a meteorologia operacional (previsão do tempo) e na assimilação de dados para inicialização de modelos numéricos. Os dados do GLM podem ser uma ferramenta importante para validar e investigar a eficiência de detecção da BrasilDAT. A precisão de detecção e discriminação de descargas detectadas pelos sensores, podem ser avaliadas com base em dados de descargas observadas pelo GLM.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, Rachel Ifanger; SILVA DIAS, Maria Assunção Faus da. Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal oscillation in the Southwest Amazon. **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, p. 175-184, 2005.

ALBRECHT, Rachel Ifanger. **Eletrificação dos sistemas precipitantes na região Amazônica: Processos físicos e dinâmicos do desenvolvimento de tempestades**. 2008. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

ALBRECHT, Rachel I. et al. Where are the lightning hotspots on Earth?. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 11, p. 2051-2068, 2016.

ANABOR, Vagner; STENSRUD, David J.; DE MORAES, Osvaldo LL. Serial upstream-propagating mesoscale convective system events over southeastern South America. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 8, p. 3087-3105, 2008.

ÁVILA, Eldo E. et al. Diurnal patterns in lightning activity over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 8, p. 3103-3113, 2015.

AZAMBUJA, R. R. Caracterização de tempestades produtoras de Sprites na América do Sul. 2013. Dissertação de Mestrado, São José dos Campos, Brasil, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

AZAMBUJA, R. R. et al. Lightning Activity in Mesoscale Convective System associated with Different Synoptic Situations over Southern South America.

BATTAN, Louis J. Some factors governing precipitation and lightning from convective clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 22, n. 1, p. 79-84, 1965.

BJERKNES, Jakob. On the structure of moving cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 47, n. 2, p. 95-99, 1919

BJERKNES, Jakob; SOLBERG, Halvor. **Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation**. Grondahl, 1922.

BOCCIPPIO, Dennis J. et al. Combined satellite-and surface-based estimation of the intracloud–cloud-to-ground lightning ratio over the

continental United States. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 1, p. 108-122, 2001.

BONATTI, José Paulo. Análise observacional da partição de energia em modos verticais: estudo de caso de passagem de frente fria sobre o Brasil. In: **XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Sociedade Brasileira de Meteorologia, Submetido**. 2002.

BOURSCHEIDT, Vandoir et al. The influence of topography on the cloud-to-ground lightning density in South Brazil. **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2, p. 508-513, 2009.

BOURSCHEIDT, Vandoir. **Singularidade da distribuição espacial e temporal de relâmpagos nuvem-solo a partir de dados de sistemas de detecção**. 2012. Tese de Doutorado, São José dos Campos, Brasil, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

BRAGA, Maria Fernanda S.; KRUSCHE, Nisia. Padrão de Ventos em Rio Grande, RS, no período de 1992 a 1995. **Atlântica**, v. 22, p. 27-40, 2000.

BROOK, Marx et al. The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorms. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 87, n. C2, p. 1207-1215, 1982

BUECHLER, Dennis E.; GOODMAN, Steven J. Echo size and asymmetry: Impact on NEXRAD storm identification. **Journal of Applied Meteorology**, v. 29, n. 9, p. 962-969, 1990.

BUNGE, Lucia; CLARKE, Allan J. A verified estimation of the El Niño index Niño-3.4 since 1877. **Journal of Climate**, v. 22, n. 14, p. 3979-3992, 2009.

BÜRGESESSER, R. E. et al. Diurnal cycle of lightning activity over continental regions.

CAMPOS, Claudia Rejane Jacondino de; EICHHOLZ, Cristiano Wickboldt. 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, n. 2, p. 331-345, 2011.

CARTE, A. E.; KIDDER, R. E. Lightning in relation to precipitation. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 39, n. 2, p. 139-148, 1977.

- CAVALCANTI, Iracema FA. Episódios El Niño/Oscilação Sul durante a década de 1986 a 1996 e suas influências sobre o Brasil. **Climanálise Especial: edição comemorativa de 10 anos**, p. 52-64, 1996.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes frias sobre o Brasil. **Tempo e clima no Brasil. São Paulo, Oficina de Textos**, p. 135-148, 2009
- CECIL, Daniel J.; BUECHLER, Dennis E.; BLAKESLEE, Richard J. TRMM LIS Climatology of Thunderstorm Occurrence and Conditional Lightning Flash Rates. **Journal of Climate**, v. 28, n. 16, p. 6536-6547, 2015.
- CHRISTIAN, Hugh J.; LATHAM, John. Satellite measurements of global lightning. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 124, n. 549, p. 1771-1773, 1998
- CHRISTIAN, Hugh J. et al. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D1, 2003
- CHRONIS, Themis et al. Exploring lightning jump characteristics. **Weather and Forecasting**, v. 30, n. 1, p. 23-37, 2015.
- COORAY, Vernon. Mechanism of electrical discharges. **The lightning flash. London The Institution of Electrical Engineers**, p. 45-126, 2003.
- Copyright 2002-2016, The University Corporation for Atmospheric Research. **Principles of Convection I: Buoyancy and CAPE** (Produced by The COMET Program).
- CUMMINS, Kenneth L. et al. A combined TOA/MDF technology upgrade of the US National Lightning Detection Network. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D8, p. 9035-9044, 1998.
- CUMMINS, Kenneth L.; MURPHY, Martin J. An overview of lightning locating systems: History, techniques, and data uses, with an in-depth look at the US NLDN. **IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility**, v. 51, n. 3, p. 499-518, 2009.
- DE OLIVEIRA, Gilvan Sampaio; SATYAMURTY, Prakki. O El Niño de 1997/98: evolução e impactos no Brasil. 1998.
- DINIZ, G. B.. **Meteorologia Física**. 1. ed. Pelotas - RS: Editora Universitária UFPEL, 2006. v. 1.

- EASTERLING, David R.; ROBINSON, Peter J. The diurnal variation of thunderstorm activity in the United States. **Journal of climate and applied meteorology**, v. 24, n. 10, p. 1048-1058, 1985
- FERREIRA, Artur Gonçalves. **Meteorologia prática**. Oficina de Textos, 2006.
- FOSS, Marilei; CHOU, Sin Chan; SELUCHI, Marcelo Enrique. Interaction of cold fronts with the Brazilian Plateau: a climatological analysis. **International Journal of Climatology**, 2016.
- GIBBONS, Jean Dickinson; CHAKRABORTI, Subhabrata. Nonparametric statistical inference. Springer Berlin Heidelberg, 2011.
- GIN, Rosangela Barreto Biasi; GUEDES, Roberto Lage. Climatologia de relâmpagos no Brasil: Análise preliminar. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia, XI**. 2000.
- GOODMAN, Steven J. Predicting thunderstorm evolution using ground-based lightning detection networks. 1990.
- GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E. Lightning–rainfall relationships. In: **Preprints of the Conf. on Operational Precipitation Estimation and Prediction, Anaheim, CA, Amer. Met. Soc., Boston**. 1990.
- GRIMM, Alice M.; FERRAZ, Simone ET; GOMES, Júlio. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of climate**, v. 11, n. 11, p. 2863-2880, 1998.
- GRIMM, Alice M.; BARROS, Vicente R.; DOYLE, Moira E. Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of climate**, v. 13, n. 1, p. 35-58, 2000.
- HECKMAN, S.; LIU, C. The application of total lightning detection and cell tracking for severe weather prediction. **Proceedings of GROUND**, v. 20, n. 10, p. 234-240, 2010.
- HIGGINS, R. W. et al. Influence of the Great Plains low-level jet on summertime precipitation and moisture transport over the central United States. **Journal of Climate**, v. 10, n. 3, p. 481-507, 1997.
- HOSKINS, Brian John; HODGES, Kevin Ivan. A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, n. 20, p. 4108-4129, 2005.

- HOUZE, Robert A. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. 4, 2004.
- IRIBARNE, Julio V.; CHO, H.-R. **Atmospheric physics**. Springer Science & Business Media, 2012.
- JAYARATNE, Rohan. Thunderstorm electrification mechanisms. **The Lightning Flash**, n. 34, p. 17, 2003.
- KANAMITSU, Masao et al. Ncep-doe amip-ii reanalysis (r-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 11, p. 1631-1643, 2002.
- KINZER, Gilbert D. Cloud-to-ground lightning versus radar reflectivity in Oklahoma thunderstorms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 31, n. 3, p. 787-799, 1974.
- LANG, Timothy J. et al. Anomalously low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed during STERAO-A. **Monthly weather review**, v. 128, n. 1, p. 160-173, 2000
- LANG, Timothy J.; RUTLEDGE, Steven A.; WIENS, Kyle 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
- LEWIS, E. A.; HARVEY, R. B.; RASMUSSEN, J. E. Hyperbolic direction finding with sferics of transatlantic origin. **Journal of Geophysical Research**, v. 65, n. 7, p. 1879-1905, 1960.
- LIU, C.; HECKMAN, Stan. Total lightning data and real-time severe storm prediction. In: **Conf. Meteor. Environ. Instruments and Methods of Observation Management Group**. 2012.
- LOPEZ, RAULE et al. The lightning activity and precipitation yield of convective cloud systems in central Florida. In: **International Conference on Radar Meteorology, 25 th, Paris, France**. 1991. p. 907-910.
- LYONS, Walter A. The meteorology of transient luminous events-an introduction and overview. In: **Sprites, elves and intense lightning discharges**. Springer Netherlands, 2006. p. 19-56.
- MACHADO, Luiz Augusto T.; LAURENT, Henri. The convective system área expansion over Amazonia and its relationship with convective system life duration and high-level wind divergence. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 3, p. 714-725, 2004.

MADDOX, Robert A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1374-1387, 1980.

MARENGO, Jose A.; OLIVEIRA, GS de. Impactos do fenômeno La Niña no tempo e clima do Brasil: desenvolvimento e intensificação do La Niña 1998/1999. In: **Congresso Brasileiro De Meteorologia**. Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998.

MARENGO, Jose A. et al. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

MATTOS, Enrique V., MACHADO, Luiz AT. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective System. **Atmospheric Research**, v. 99, n. 3, p. 377-390.

MAZUR, Vladislav. A Physical Model of Lightning Initiation on Aircraft. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. D3, p. 3326-3340, 1989.

NACCARATO, K. P. **Análise das características dos relâmpagos na região sudeste do Brasil. 2005. 362 p.** INPE-14083-TDI/1069). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2005. Disponível em:< <http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/09.28.19.00>>. Acesso em: 31 out, 2008.

NACCARATO, Kleber Pinheiro; PINTO, O. Improvements in the detection efficiency model for the Brazilian lightning detection network (BrasilDAT). **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2, p. 546-563, 2009.

NACCARATO, K. P.; BOURSCHEIDT, V.; PINTO, O. The fourth generation of the Brazilian detection efficiency model for BrasilDAT network (RDEM4). In: **Proc. 14th Int. Conf. Atmospher. Electr.** 2011. p. 1-3.

NACCARATO, Kleber P. et al. Evaluation of BrasilDAT relative detection efficiency based on LIS observations and a numeric model. In: **Lightning Protection (ICLP), 2014 International Conference o. IEEE**, 2014. p. 1814-1819.

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

ORVILLE, Richard E. Peak-current variations of lightning return strokes as a function of latitude. **Nature**, v. 343, n. 6254, p. 149, 1990.

PINTO, O. et al. Cloud-to-ground lightning flash characteristics in southeastern Brazil for the 1992–1993 summer season. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D23, p. 29627-29635, 1996.

PINTO, I. R. C. A. et al. Cloud-to-ground lightning in southeastern Brazil in 1993: 2. Time variations and flash characteristics. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. D24, p. 31381-31387, 1999.

PINTO JR, O. et al. Cloud-to-ground lightning in southeastern Brazil in 1993. **J. Geophys. Res**, v. 104, n. 31, p. 369-31, 1999.

PINTO, Iara Regina Cardoso de Almeida; PINTO, O. Cloud-to-ground lightning distribution in Brazil. **Journal of Atmospheric and solar-terrestrial physics**, v. 65, n. 6, p. 733-737, 2003.

PINTO, Osmar et al. A seven-year study about the negative cloud-to-ground lightning flash characteristics in Southeastern Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, n. 6, p. 739-748, 2003.

PINTO JR, Osmar et al. Recent upgrades to the Brazilian integrated lightning detection network. **Proceedings of the ILDC**, 2006.

PINTO, O. et al. Monthly distribution of cloud-to-ground lightning flashes as observed by lightning location systems. **Geophysical research letters**, v. 33, n. 9, 2006.

PINTO, O.; PINTO, I. R. C. A.; NACCARATO, K. P. Maximum cloud-to-ground lightning flash densities observed by lightning location systems in the tropical region: A review. **Atmospheric Research**, v. 84, n. 3, p. 189-200, 2007.

PINTO JUNIOR, Osmar; PINTO, IRCA. **Relâmpagos**. 2 ed. São Paulo: Brasiliense. 2008.

PINTO, Osmar. **Lightning in the Tropics: From a Source of Fire to a Monitoring System of Climatic Changes**. Nova Science Pub Incorporated, 2009.

- PRENTICE, S. A.; MACKERRAS, D. The ratio of cloud to cloud-ground lightning flashes in thunderstorms. **Journal of Applied Meteorology**, v. 16, n. 5, p. 545-550, 1977.
- PRICE, Colin; RIND, David. What determines the cloud-to-ground lightning fraction in thunderstorms?. **Geophysical Research Letters**, v. 20, n. 6, p. 463-466, 1993.
- RAKOV, Vladimir A.; UMAN, Martin A. **Lightning: physics and effects**. Cambridge University Press, 2003.
- RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81-91, 1990.
- RASMUSSEN, Eugene M.; HALL, J. Michael. El Niño: The Great Equatorial Warming: Pacific Ocean Event of 1982–1983. **Weatherwise**, v. 36, n. 4, p. 166-176, 1983.
- REBOITA, Michelle Simões et al. Precipitation regimes in South America: a bibliography review. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.
- REBOITA, Michelle Simões et al. BIBLIOGRÁFICA, UMA REVISÃO. Regimes de precipitacao na America do sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.
- REBOITA, Michelle Simões et al. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. 2012.
- RODGER, C. J. et al. Detection efficiency of the World-Wide Lightning Location Network (WWLLN): initial case study. In: **Annale Geophysicae**. 2006. P. 3197-3214.
- RODRIGUEZ, Carlos Augusto Morales et al. 9 years of lightning measurements in South America as detected by STARNET. In: **Lightning Protection (XIII SIPDA), 2015 International Symposium on**. IEEE, 2015. P. 334-336.
- RUDLOSKEY, Scott D. Evaluating ground-based lightning detection networks using TRMM/LIS observations. In: **23rd International Lightning Detection Conference & 5th International Lightning Meteorology Conference, Vaisala Inc., Tucson, Ariz**. 2014

- SABA, Marcelo MF et al. High-speed video observations of positive lightning flashes to ground. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D24, 2010.
- SABA, Marcelo MF et al. Bipolar cloud-to-ground lightning flash observations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 19, 2013.
- SALIO, Paola; NICOLINI, Matilde; ZIPSER, Edward J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290-1309, 2007.
- SARAVA, A. C. V. et al. A comparative study of negative cloud-to-ground lightning characteristics in São Paulo (Brazil) and Arizona (United States) based on high-speed video observations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D11, 2010.
- SCHULZ, Wolfgang; DIENDORFER, Gerhard. **Lightning characteristics as a function of altitude evaluated from lightning location network data**. SAE Technical Paper, 1999.
- SHERIDAN, Scott C.; GRIFFITHS, John F.; ORVILLE, Richard E. Warm season cloud-to-ground lightning–precipitation relationships in the south-central United States. **Weather and forecasting**, v. 12, n. 3, p. 449-458, 1997.
- SIMPSON, George C. On the electricity of rain and its origin in thunderstorms. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character**, v. 209, p. 379-413, 1909.
- SIMPSON, George; SCRASE, F. J. The distribution of electricity in thunderclouds. **Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, p. 309-352, 1937.
- SINCLAIR, Mark R. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 6, p. 1601-1619, 1995.
- SMITH, Ronald B. The influence of mountains on the atmosphere. **Advances in geophysics**, v. 21, p. 87-230, 1979
- SOULA, Serge; CHAUZY, Serge. Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms. **Atmospheric research**, v. 56, n. 1, p. 355-373, 2001

STOLZENBURG, Maribeth. Observations of high ground flash densities of positive lightning in summertime thunderstorms. **Monthly weather review**, v. 122, n. 8, p. 1740-1750, 1994.

TAKEUTI, T. et al. The anomalous winter thunderstorms of the Hokuriku coast. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 83, n. C5, p. 2385-2394, 1978.

TAPIA, Alberto; SMITH, James A.; DIXON, Michael. Estimation of convective rainfall from lightning observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, n. 11, p. 1497-1509, 1998

TEIXEIRA, Mateusda Silva; SATYAMURTY, Prakki. Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 598-617, 2007.

THOMPSON, Kelsey B.; BATEMAN, Monte G.; CAREY, Lawrence D. A comparison of two ground-based lightning detection networks against the satellite-based Lightning Imaging Sensor (LIS). **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 31, n. 10, p. 2191-2205, 2014.

VASQUES, Ana Carolina. **CARACTERÍSTICAS DE PRECIPITAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL PROVENIENTES DE DIFERENTES FONTES DE DADOS COM ÊFASE NO BRASIL**. 2007. Tese de Doutorado. M. Sc. Thesis on Meteorology, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

VELASCO, Ines; FRITSCH, J. Michael. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

VILA, Daniel Alejandro et al. Forecast and Tracking the evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) using satellite infrared imagery: Methodology and validation. **Weather and Forecasting**, v. 23, n. 2, p. 233-245, 2008.

VONNEGUT, Bernard. Some facts and speculations concerning the origin and role of thunderstorm electricity. In: **Severe Local Storms**. American Meteorological Society, 1963. p. 224-241.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. Atmosphere science-an introductory survey. **Atmospheric Science**, v. 1, 1977.

WALLACE, John M.; HOBBS, Peter V. **Atmospheric science: an introductory survey**. Academic press, 2006.

WILLIAMS, Earle R. The electrification of thunderstorms. **Scientific American**, v. 259, n. 5, p. 88-99, 1988.

WILLIAMS, ERSA RUTLEDGE et al. A radar and electrical study of tropical "hot towers". **Journal of the atmospheric sciences**, v. 49, n. 15, p. 1386-1395, 1992.

WILLIAMS, Earle R. The positive charge reservoir for sprite-producing lightning. **Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics**, v. 60, n. 7, p. 689-692, 1998.

WILLIAMS, Earle. Charge structure and geographical variation of thunderclouds. **The Lightning Flash**, p. 1-12, 2003.

WILSON, C. T. R. Investigations on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character**, v. 221, p. 73-115, 1921.

ZAJAC, Bard A.; RUTLEDGE, Steven A. Cloud-to-ground lightning activity in the contiguous United States from 1995 to 1999. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 5, p. 999-1019, 2001

ZIPSER, Edward J. et al. Where are the most intense thunderstorms on Earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057-1071, 2006.



## APÊNDICE A – DETALHES DO AGRUPAMENTO EM FLASH

As descargas detectadas pela rede BrasilDAT são *strokes* e foram agrupadas em formato flash usando critérios espaciais e temporais. Conforme descrito na metodologia, os critérios de agrupamento usados na tese foram:

- 1°) Duração máxima do flash: 1,4 segundos;
- 2°) Intervalo de tempo entre strokes:  $\leq 700$  ms;
- 3°) Raio de agrupamento:  $\leq 10$  km.

Os valores 1°) e 2°) foram definidos empiricamente através de observações de câmera rápida no Vale do Paraíba, SP (SARAVA et al. 2010). O raio de agrupamento 3°) de 10 km vem sendo adotado por trabalhos que utilizam dados da ENTLN nos EUA (THOMPSON et al. 2014; RUDLOSKY, 2014; CHRONIS et al. 2015). Analisando a sensibilidade do 3°) critério de agrupamento, os valores mostrados na Tabela A.1 mostram os *strokes* agrupados para raios de 5, 10 e 15 km. A multiplicidade média (n° de strokes/n° de flashes) não apresentou grande variação, com valores entre 1,38 (5 km) e 1,81 (15 km).

Tabela A.1 – Multiplicidade média da rede BrasilDAT para diferentes raios de agrupamento.

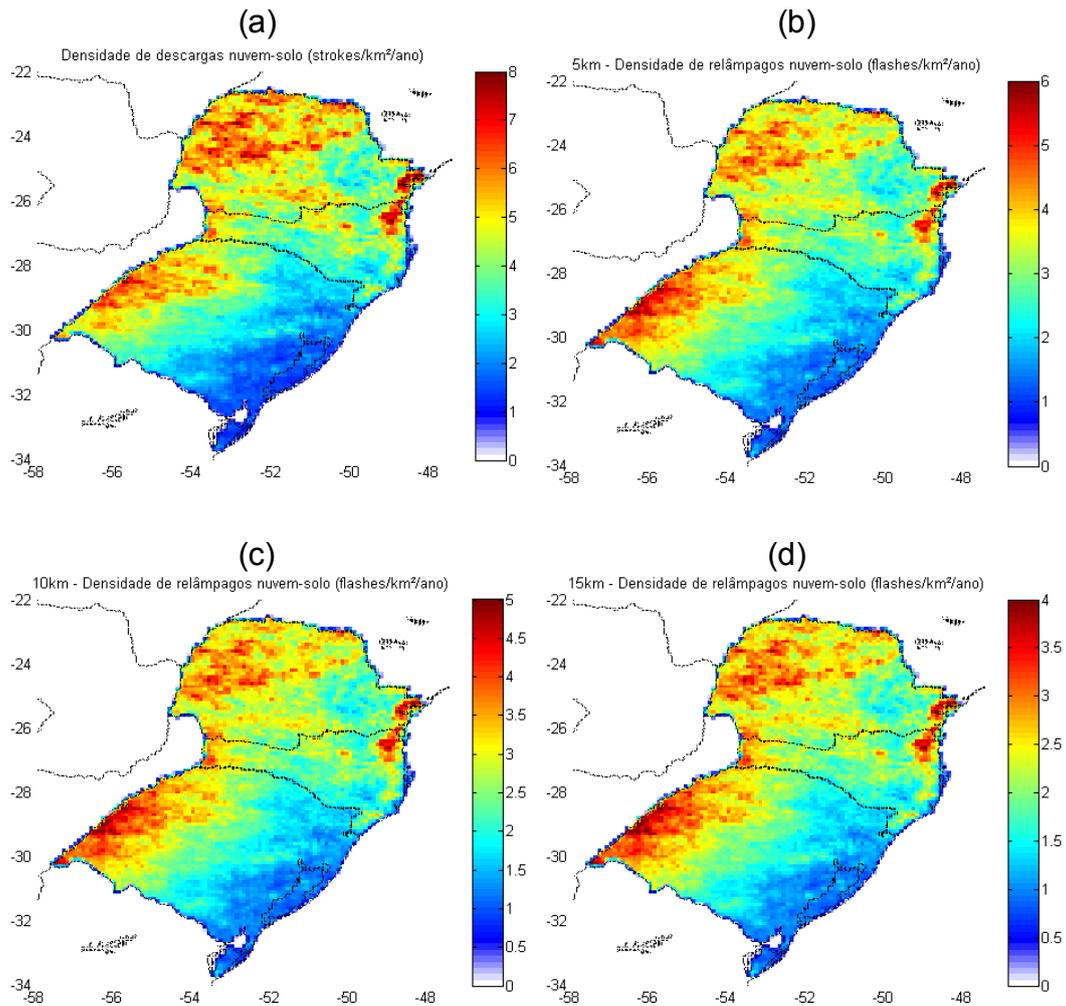
<b>Raio de agrupamento (km)</b>	<b>Multiplicidade média</b>
5	1,38
10	1,56
15	1,81

Fonte: produção do autor.

Nos quatro anos de estudo, um total de 8.395.106 strokes foram detectados pela BrasiDAT, a distribuição espacial dessas descargas está mostrada na Figura A.1 (a). Analisando espacialmente os relâmpagos agrupados com raio de 5 km (Figura A.1 (b)), 10 km (Figura A.1 (c)) e 15 km (Figura A.1 (d)), não é possível identificar regiões com densidades discrepantes. Os locais com maiores e menores densidades são os mesmos, somente com

as escalas de cor diferentes para cada mapa. Esses resultados indicam que a variação da multiplicidade da rede é pouco afetada pelo raio de agrupamento.

Figura A.1 – Mapas de densidade de *strokes* (a) e relâmpagos com diferentes raios de agrupamento: 5 km (b); 10 km (c) e 15 km (d). Unidade: *strokes* ou *flashes*.km<sup>-2</sup>.ano<sup>-1</sup>.



Fonte: produção do autor.



## B.2 – Imagens de satélite

Figura B.2 – Rotina no MatLab para elaboração dos mapas de temperatura de topo de nuvem (imagem de satélite).

```
File Edit Text Go Cell Tools Debug Desktop Window Help
- 1.0 + ÷ 1.1 x
1 %%% Script para plotar dados binários de satélite %%%%%%%%%%%
2 %%% Elaborado por Rodrigo R Azambuja %%%%%%%%%%%
3 %%% DATA: 03/10/2013 %%%%%%%%%%%
4 %%% ATUALIZAÇÃO: 22/05/2016 %%%%%%%%%%%
5
6 - matriz = 'DADOS'; %%% carrega a matriz binária, substituir 'dado de interesse' %%%
7 - fileID = fopen(matriz);
8
9 - IR = fopen(matriz,'r','1'); %%% abri o arquivo %%%
10
11 - snc = 1870; %%% número de pontos x da matriz %%%
12 - snr = 1714; %%% número de pontos y da matriz %%%
13
14 - IR = fread(IR, [snc snr], 'uint16'); %%% abri o arquivo %%%
15
16 - IR = IR/100-273.13; %%% corrige unidade das temperaturas de topo de nuvem %%%
17
18 - IR_final = IR'; %%% faz a matriz transposta, corrige imagem espelhada %%%
19
20 %%%%%%%%% Pontos extremos e resolução para georeferenciar %%%%%%%%%
21 %%%%%%%%% X = longitude; Xf = -100; Xo = -25.24 %%%%%%%%%
22 %%%%%%%%% Y = latitude; Yf = -56; Yo = 12.52 %%%%%%%%%
23 %%%%%%%%% R = Resolução 0.04º; 4km ; pixel = 16km² %%%%%%%%%
24
25 - [x,y] = meshgrid(-56.00:0.04:12.52, -100.00:0.04:-25.24); %%% gera vetor 'georeferenciado' = Yf:R:Yo, Xf:R:Xo %%%
26
27 - ylat = fliplr([-56.00:0.04:12.52]); %%% g vetor 'georeferenciado' = Yf:R:Yo, Xf:R:Xo %%%
28
29 - xlon = [-100.00:0.04:-25.24];
30
31 - imagesc(xlon,ylat,IR_final,[-80 -30]);colorbar; %%% gera a imagem %%%
32
33 - axis xy; %%% inverte imagem %%%
34
35 - hold on;
36
37 - SA = load('South_America_contour.txt'); %%% Carrega arquivo com contorno da América do Sul %%%
38
39 - plot(SA(:,2),SA(:,1),'.','MarkerSize',3,'MarkerEdgeColor','k','MarkerFaceColor','k'); %%% Plota pontos da América do Sul %%%
40
41 - xlim([-65 -30]); %%% Define grade da América do Sul %%%
42 - ylim([-50 -15]);
43
44 - title ('ESCREVER TÍTULO');
```

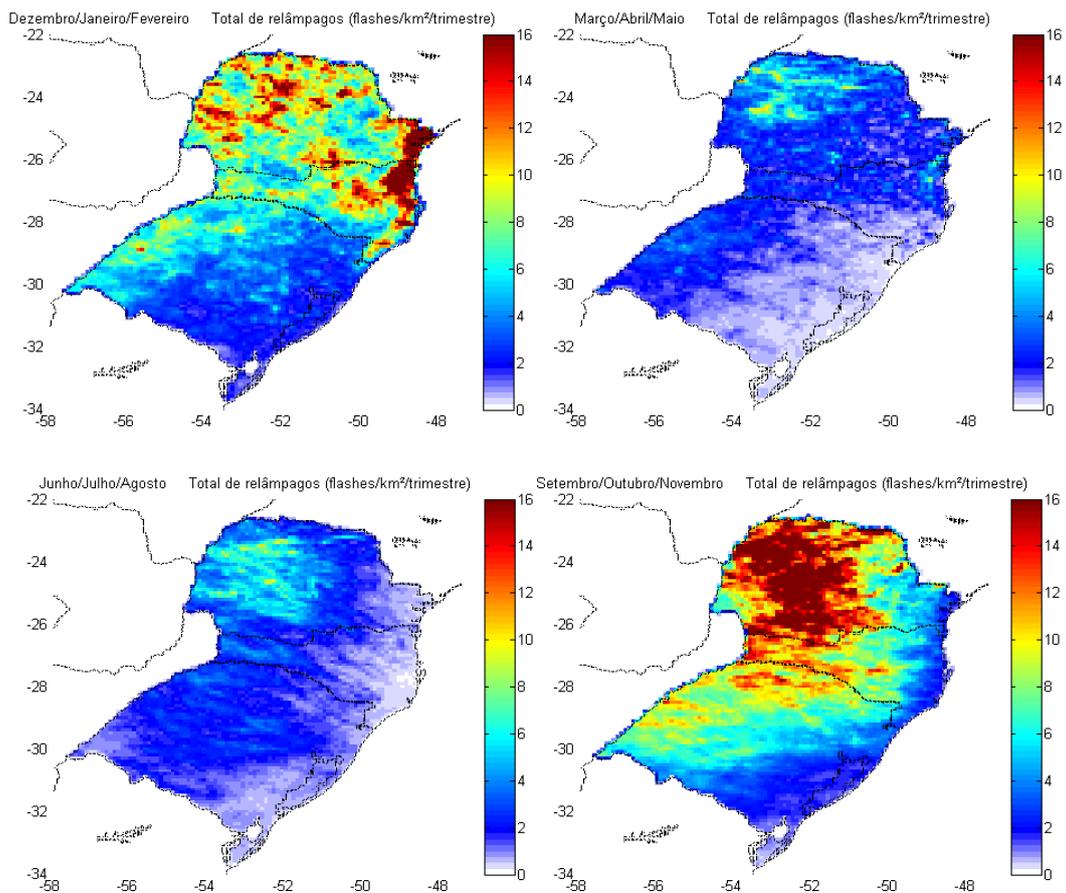
Fonte: produção do autor.

## APÊNDICE C – MAPAS DE DENSIDADE DE RELÂMPAGOS

Este apêndice mostra mapas de densidades de relâmpagos separados sazonalmente e mensalmente.

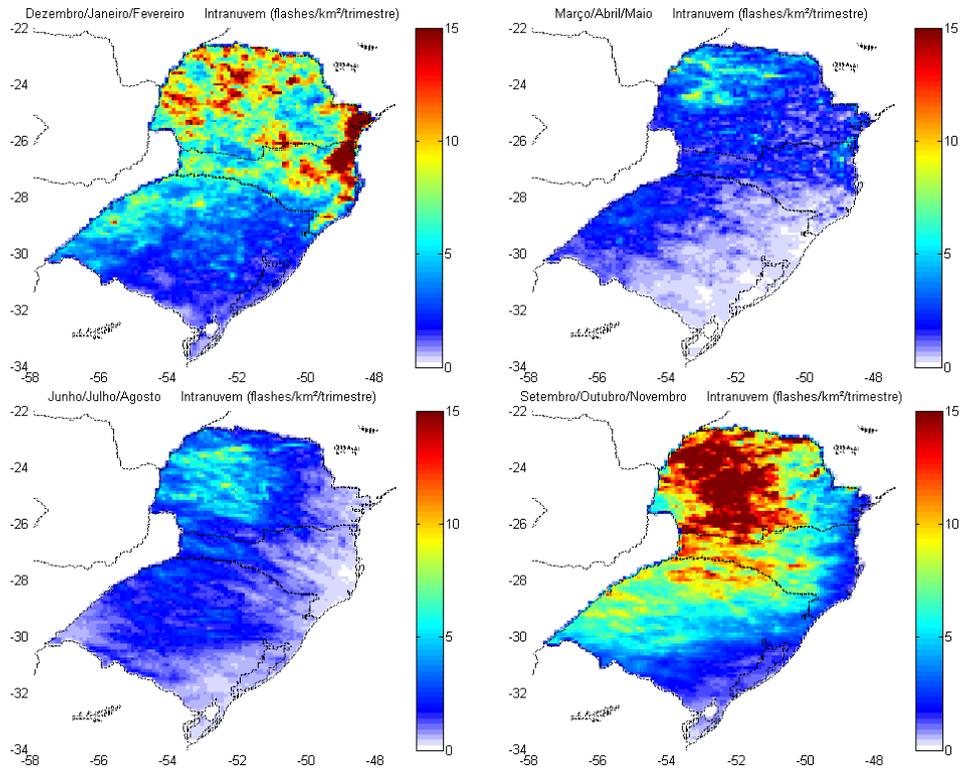
### C.1 Mapas sazonais

Figura C.1 – Mapas de densidade total de relâmpagos em flashes/km<sup>2</sup>/trimestre.



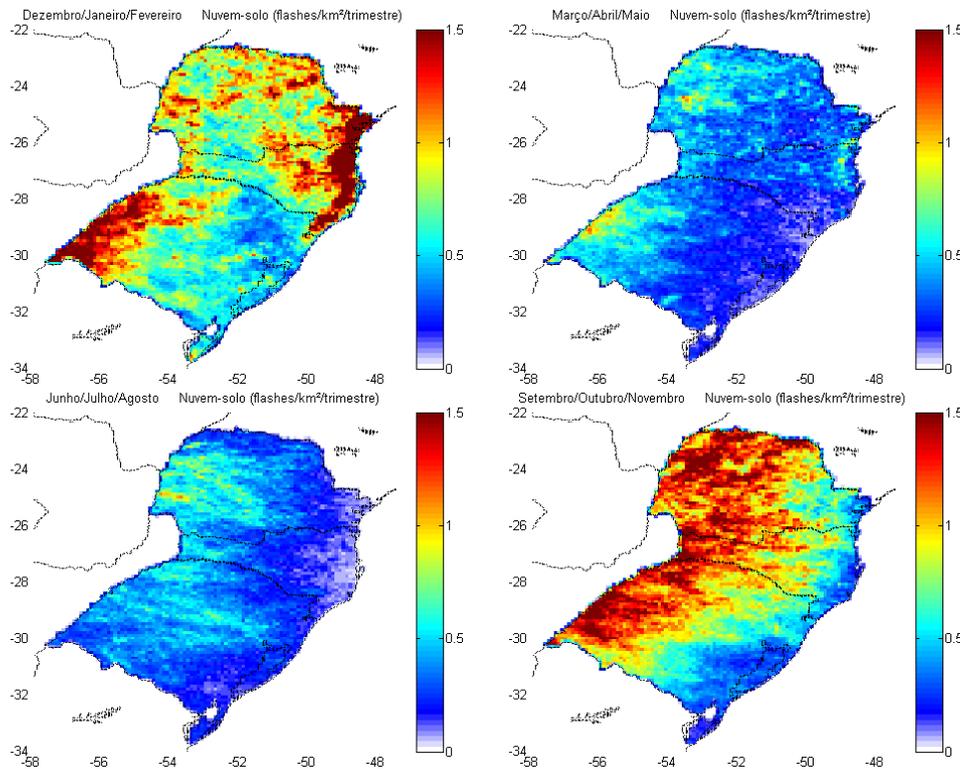
Fonte: produção do autor.

Figura C.2 – Mapas de densidade de relâmpagos intranuvem em flashes IN/km<sup>2</sup>/ trimestre.



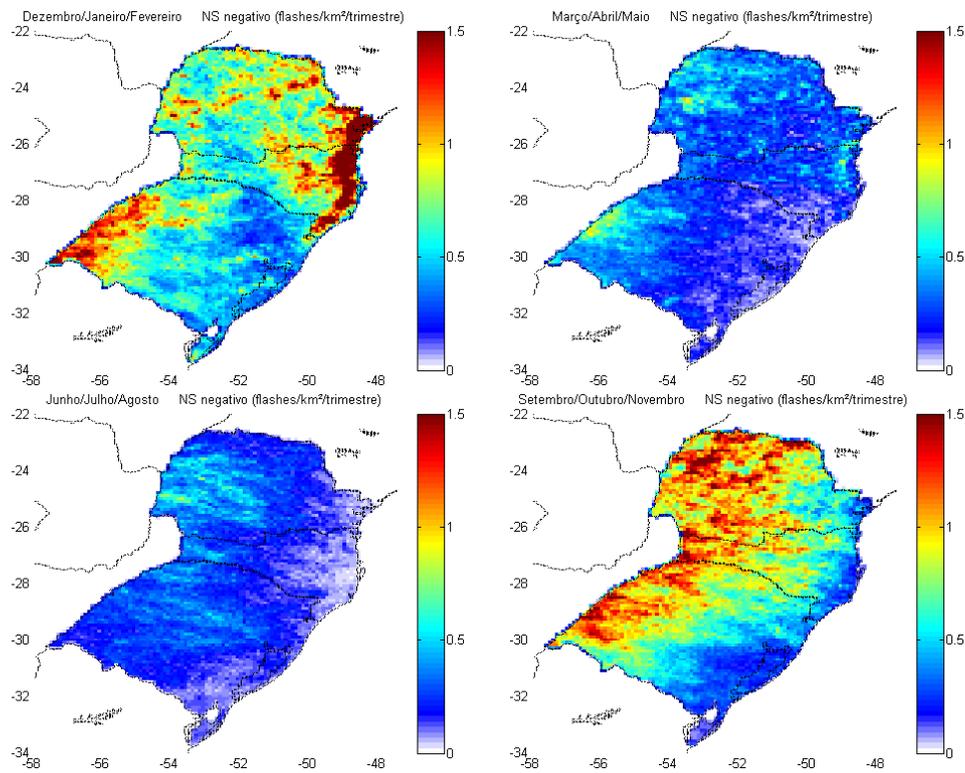
Fonte: produção do autor.

Figura C.3 – Mapas de densidade de relâmpagos nuvem-solo em flashes NS/km<sup>2</sup>/ trimestre.



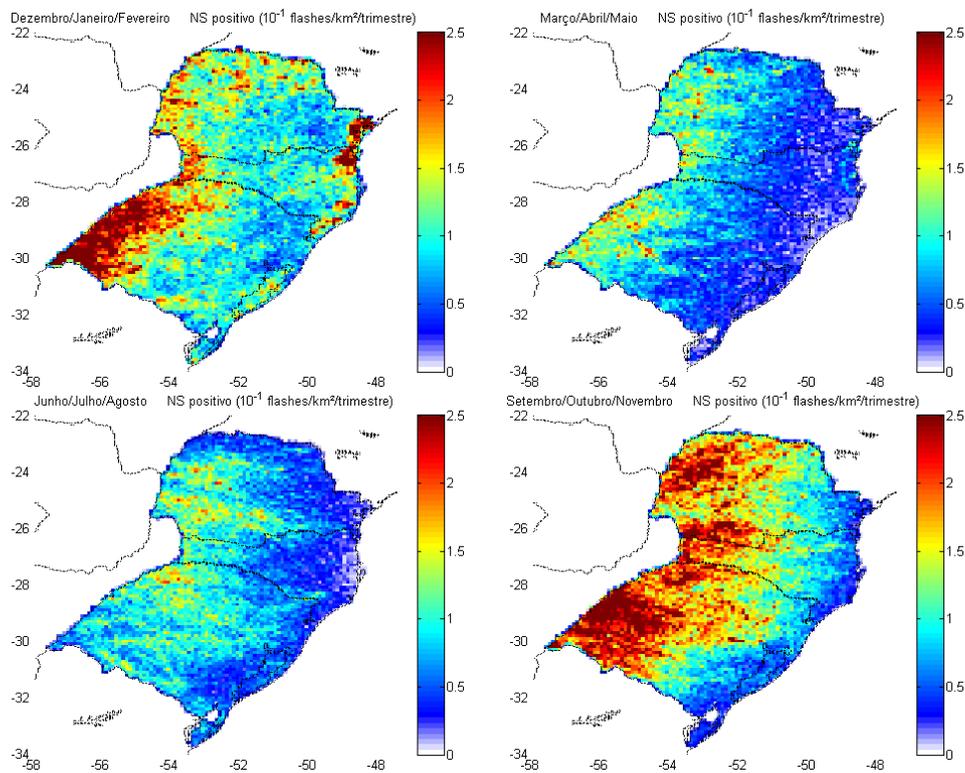
Fonte: produção do autor.

Figura C.4 – Mapas de densidade de relâmpagos NS- em flashes NS- /km<sup>2</sup>/ trimestre.



Fonte: produção do autor.

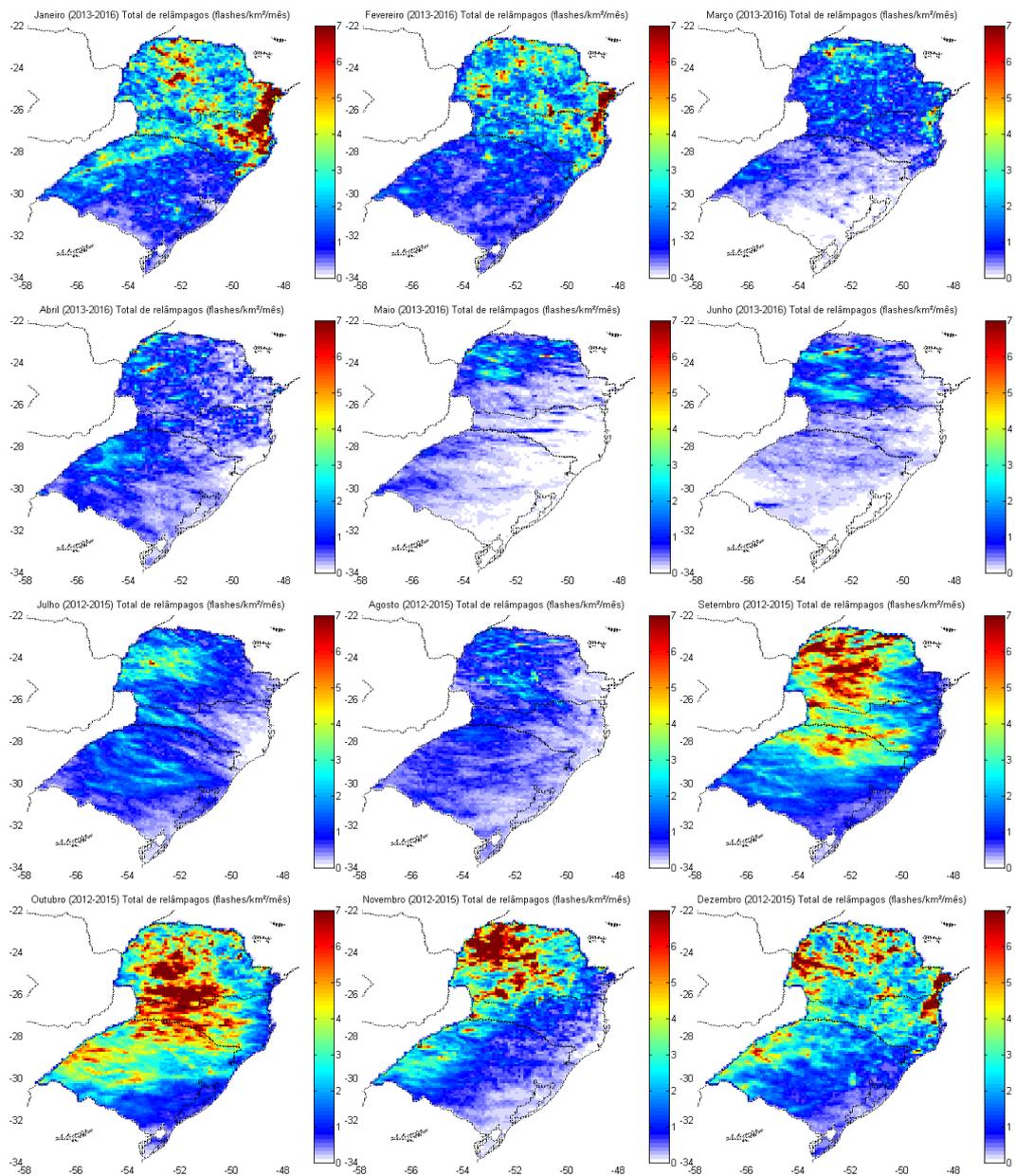
Figura C.5 – Mapas de densidade de relâmpagos NS- em flashes NS- /km<sup>2</sup>/trimestre.



Fonte: produção do autor.

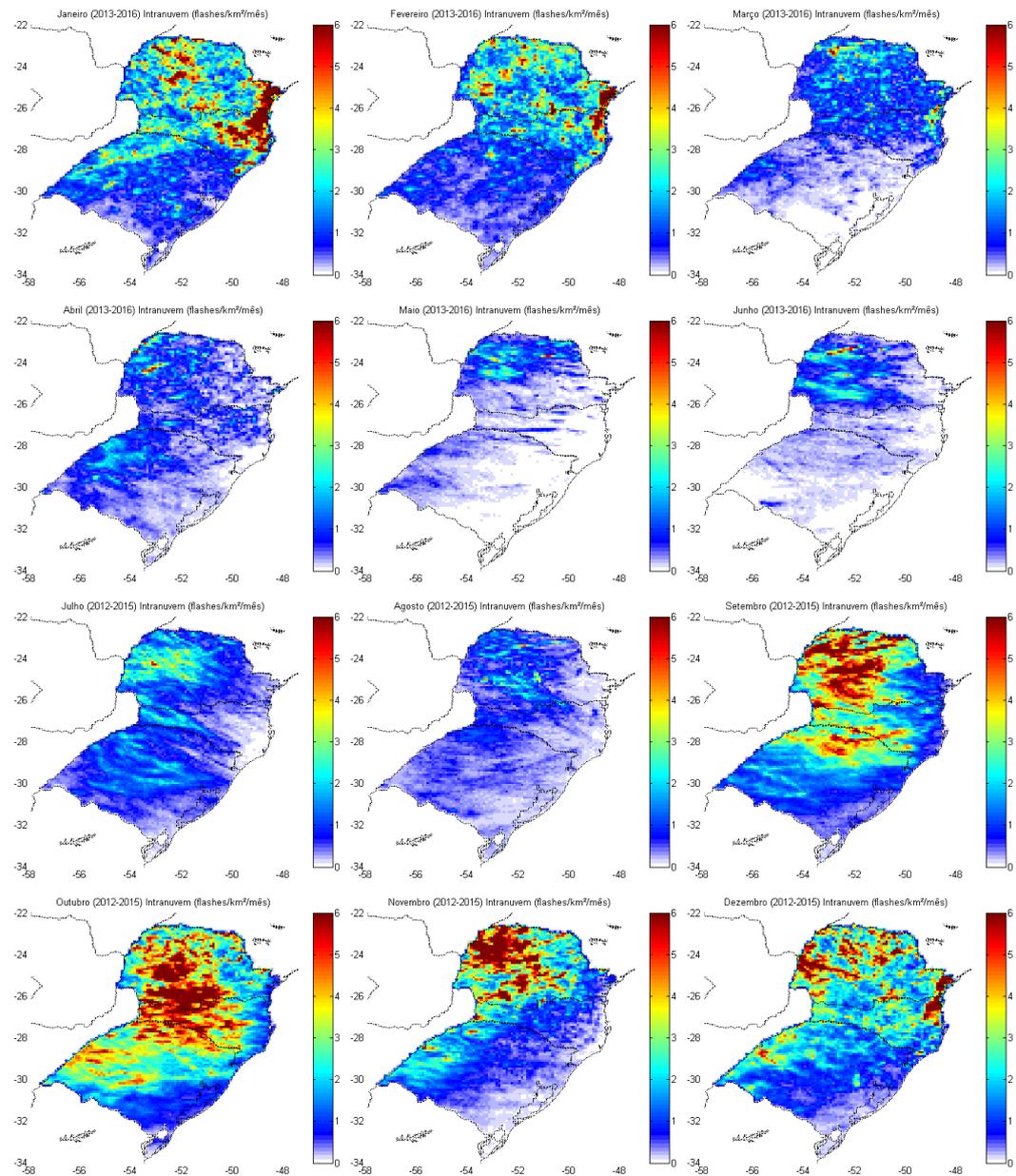
## C.2 – Mapas mensais

Figura C.6 – Mapas de densidade total de relâmpagos em flashes/km<sup>2</sup>/mês.



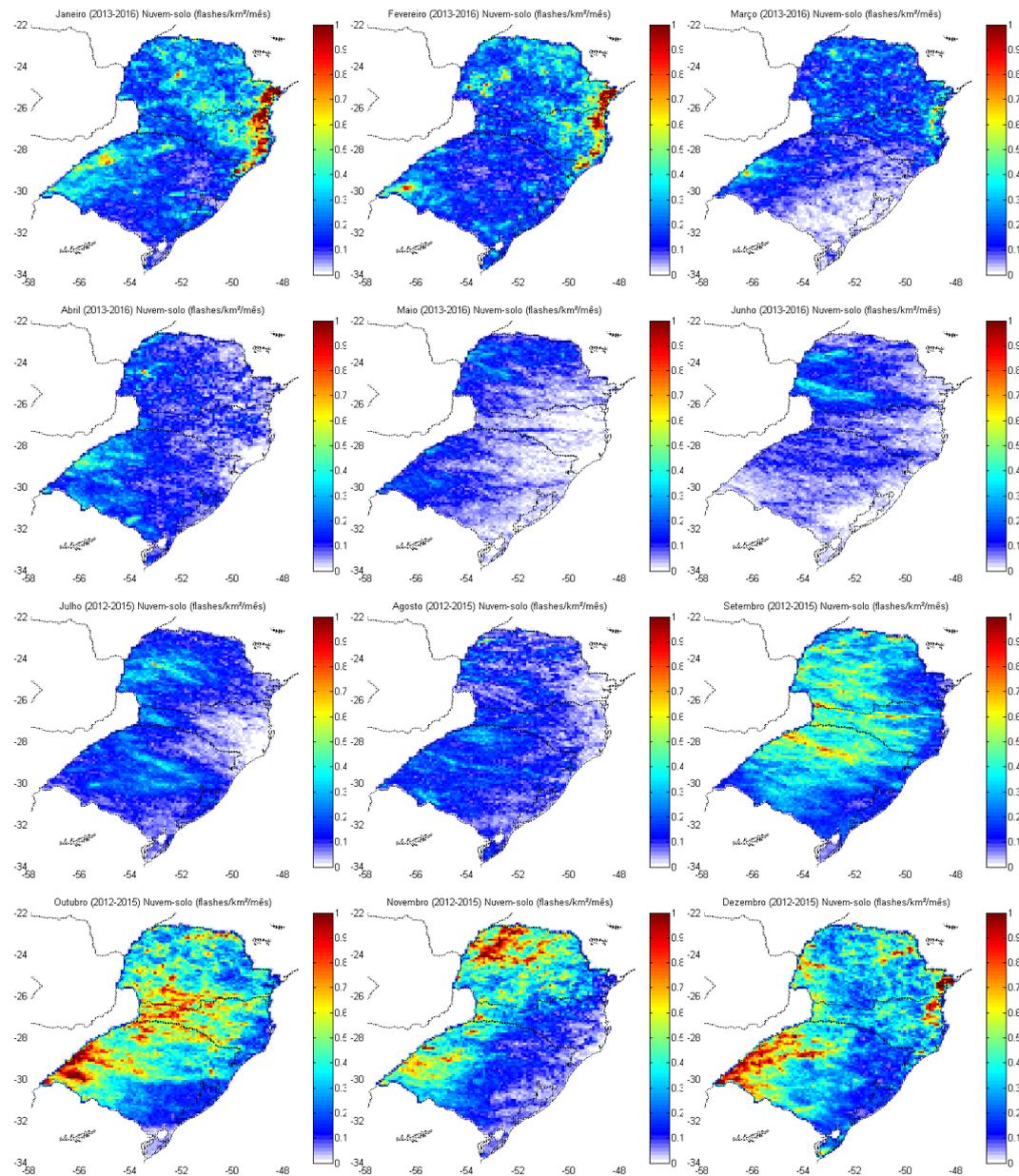
Fonte: produção do autor.

Figura C.7 – Mapas de densidade de relâmpagos intranuvem em flashes IN/km<sup>2</sup>/mês.



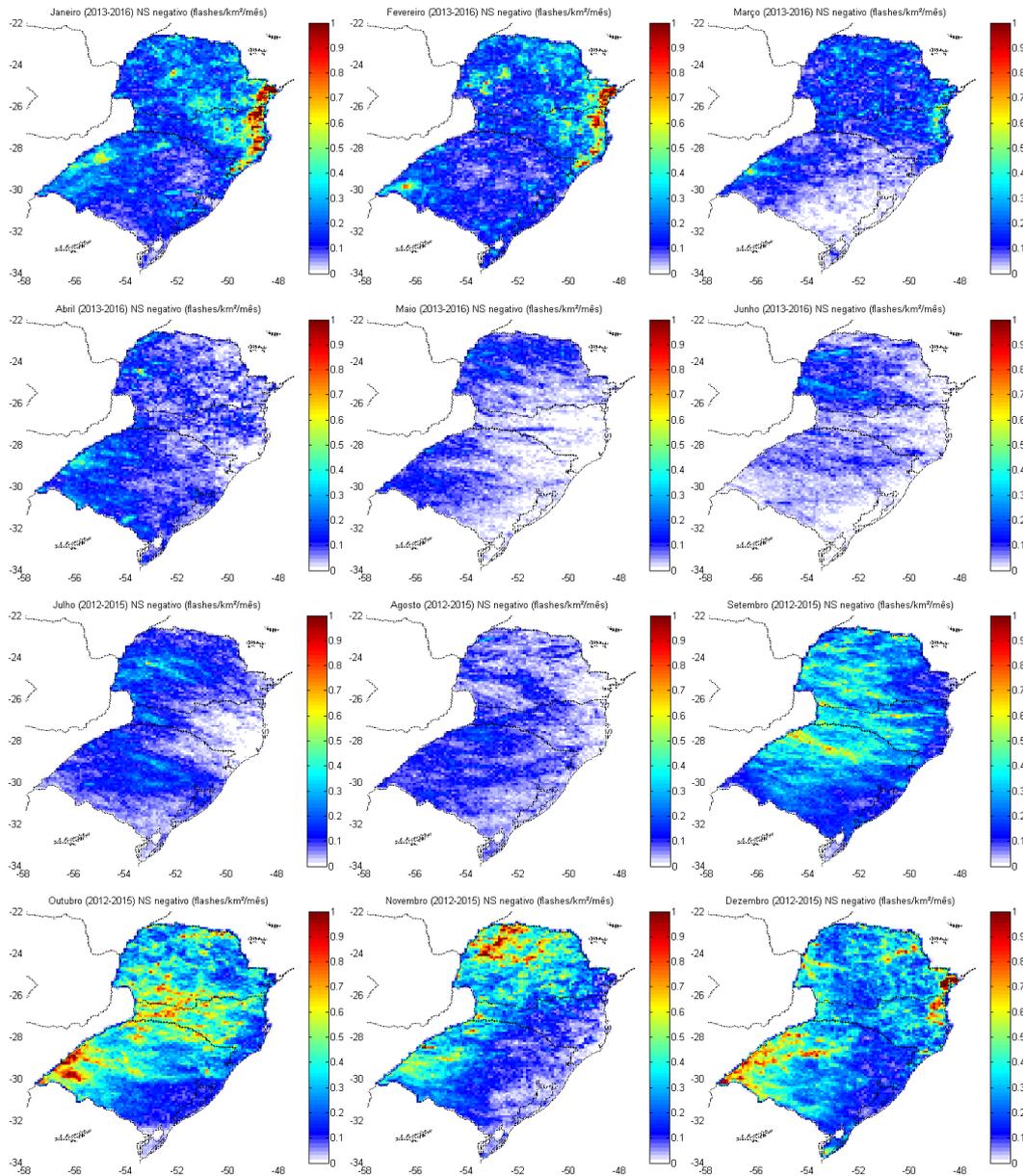
Fonte: produção do autor.

Figura C.8 – Mapas de densidade de relâmpagos nuvem-solo em flashes/NS/km<sup>2</sup>/mês.



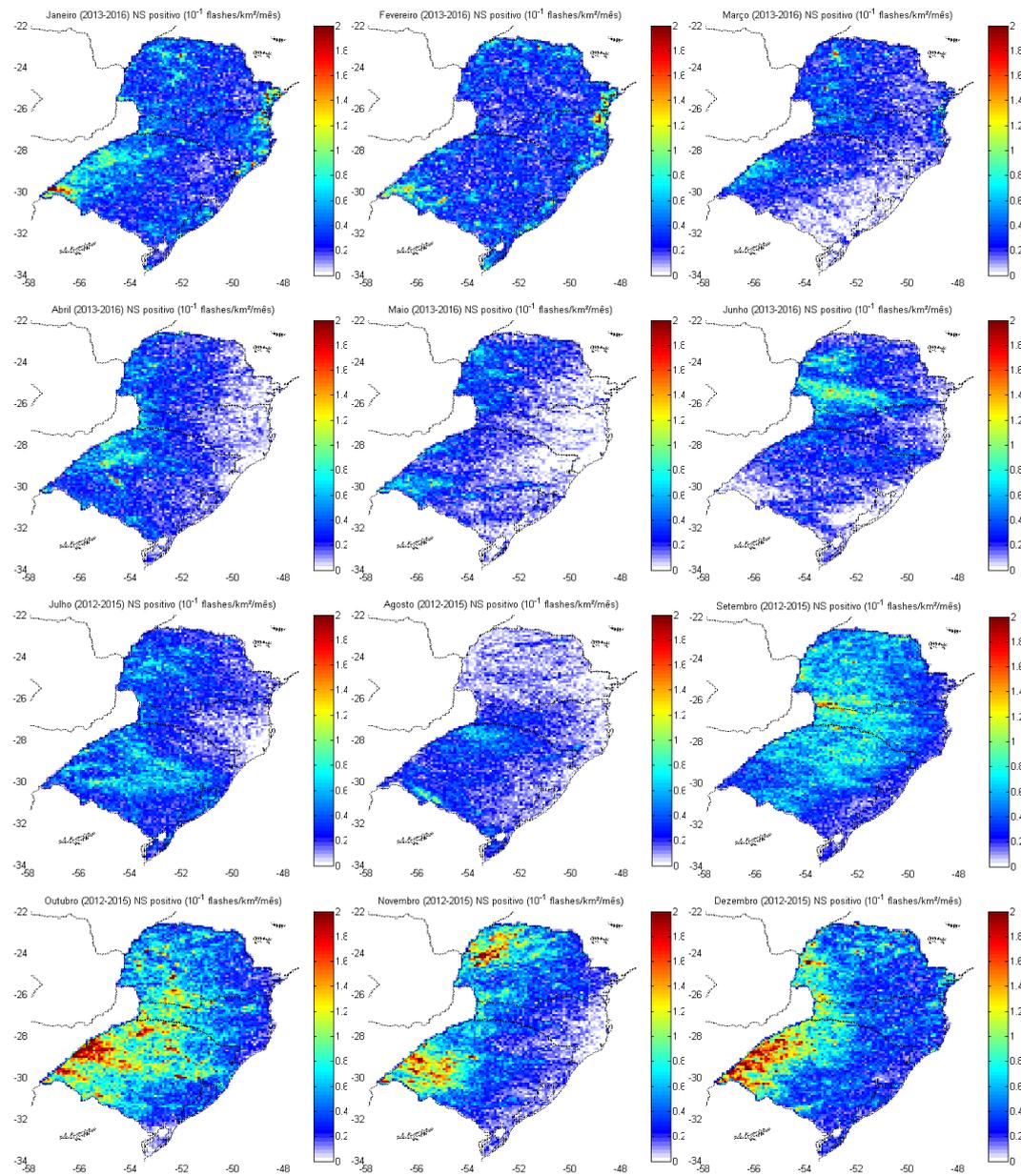
Fonte: produção do autor.

Figura C.9 – Mapas de densidade de relâmpagos NS- em flashes NS- /km<sup>2</sup>/mês.



Fonte: produção do autor.

Figura C.10 – Mapas de densidade de relâmpagos NS+ em flashes/km<sup>2</sup>/mês.



Fonte: produção do autor.