



Universidade Federal do Rio de Janeiro
Centro de Ciências e Matemáticas da Natureza
Instituto de Geociências
Departamento de Meteorologia

ESTUDO DA ATIVIDADE DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL DURANTE 2001 A 2016

Marcolino Matheus de Souza Nascimento

Orientador: Prof. Gutemberg Borges França, PhD

Coorientadora: Prof.^a Renata Libonati dos Santos, PhD

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Rio de Janeiro, RJ - Brasil
Março de 2019

ESTUDO DA ATIVIDADE DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL DURANTE 2001 A 2016

Marcolino Matheus de Souza Nascimento

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Aprovada por:

Prof. Gutemberg Borges França, PhD

Prof.^a Renata Libonati dos Santos, PhD

Prof. Wallace Figueiredo Menezes, D. Sc.

Vinicius Albuquerque de Almeida, M. Sc.

Manoel Valdonel de Almeida, D. Sc.

Rio de Janeiro, RJ - Brasil

Março de 2019

“É necessário sempre acreditar que o sonho é possível, que o céu é o limite e você é imbatível”

(Edi Rock)

AGRADECIMENTOS

Gostaria de dedicar a minha formação a todas as pessoas que de alguma forma fizeram e fazem parte da minha vida e que contribuíram para que eu realizasse esse grande sonho. Nunca é fácil trilhar um caminho como esse e em meio à diversos obstáculos e dificuldades, tenho certeza que sem eles nada disso teria sido possível.

Primeiramente agradeço às grandes mulheres que são responsáveis pela pessoa que me tornei, minha mãe Maria Clara e minha avó Jurema. Eu teria que viver duas vidas ou mais para retribuir a tudo que proporcionaram a mim.

Deixo um agradecimento mais que especial a minha namorada Ana Clara que me apoiou incondicionalmente em todas as decisões e sempre me ajudou dentro e fora da faculdade.

Agradeço aos meus orientadores Prof. Gutemberg e Prof.^a Renata pela grande ajuda durante a graduação, por depositarem suas confianças em mim e pela orientação.

Aos amigos do laboratório TecnoAssist, Prof. Antônio e Júlio pela chance que me deram logo no início da graduação, pelos valiosos ensinamentos, por me proporcionarem experiências únicas que jamais vou me esquecer.

Agradeço aos amigos que fiz graças a meteorologia pelos ótimos momentos, pelas festas que não seriam a mesma coisa sem vocês, pela ajuda nas matérias, por continuarem sendo excelentes pessoas com quem posso contar independente da distância ou momento da vida. Muito obrigado Victor, Camilly, Marcelý, Gisele, Gabryele, Luana, Alexandre, Raiano, Luizão, Luizinho, Rodrigo, Lucas Henrique, Lucas Cesar e Renan.

Aos grandes amigos que levo do Cefet para o resto da vida Beneson, Antonio, Geovane, Vitor e Felipe.

Por fim, agradeço à empresa Eletrobrás Furnas, representada pela meteorologista Daniele Ornelas, pelo oferecimento dos dados que foram utilizados neste trabalho.

RESUMO

A atividade de descargas atmosféricas pode ocasionar uma série de impactos negativos no âmbito socioeconômico de uma determinada região provocando queimadas, causando danos à rede de distribuição de energia e acidentes com fatalidades. Também pode estar associada à eventos significativos de precipitação que culminam na ocorrência ventos fortes, deslizamento de terra e enchentes. No Brasil, o estudo sobre raios foi desenvolvido, principalmente, ao longo das duas últimas décadas e proporcionou uma série de avanços em relação ao que se sabe sobre as forçantes, as intensidades, as distribuições e as consequências deste tipo de fenômeno no país. No presente trabalho foi feito um estudo sobre a climatologia de descargas atmosféricas na região Sudeste do Brasil, no qual procurou-se conhecer as características das suas distribuições temporais e espaciais. Foi utilizado um conjunto de aproximadamente 15 anos de dados, com 48,4 milhões de descargas atmosféricas do tipo nuvem solo (41.022.466 de polaridade negativa e 7.380.663 de polaridade positiva) registradas pela rede de detecção RINDAT, no quadrilátero delimitado pelas latitudes de 14,3°S e 25,3°S e longitudes de 39,7°W e 53,2°W, durante o período de 2001 a 2016. Avaliaram-se as variabilidades (interanual, sazonal e mensal), distribuições (horária e de intensidade dos picos de corrente) e espacialização do número de descargas atmosféricas, identificando as regiões com maior densidade de descargas positivas, negativas e LPCCG no sudeste do Brasil. De acordo com os resultados, 84,8% das descargas atmosféricas na região Sudeste são negativas. Há uma grande variabilidade no número de descargas por ano, com o máximo em 2001 (4.580.460) e mínimo em 2011 (1.860.488). A variabilidade mensal mostra que os meses de outubro a março apresentam as maiores médias mensais e há uma queda brusca durante os meses de junho a agosto. Portanto, a maior atividade de descargas ocorre durante o verão e a menor durante o inverno. A distribuição horária apresenta uma variação bem definida durante a maior parte do ano, com os maiores valores de acumulado na parte da tarde e da noite e os menores na parte da manhã. A distribuição do pico de corrente mostra que a partir de 30 kA de intensidade as descargas atmosféricas tendem a ser mais raras. A distribuição espacial parece ter relação com a topografia e com a presença de centros urbanos.

Palavras-chave: Raios, descargas atmosféricas, climatologia, Sudeste.

ABSTRACT

The lightning activity can cause a series of negative impacts in the socioeconomic scope of a region such as fires, damages to network of distribution of energy and accidents with fatalities. It can also be associated with significant precipitation events that result in strong winds, landslides and floods. In Brazil, the lightning studies were developed mainly during the last two decades and provided a series of advances in relation to what is known about the source, intensities, distributions and consequences of this type of phenomenon in the country. In the present work, a climatology of atmospheric discharges was made to the Southeastern region of Brazil, in which it was sought to know the characteristics of its temporal and spatial distributions. A set of approximately 15 years of data was used, with 48,4 million cloud-to-ground lightnings (41.022.466 negatives and 7.380.663 positives) obtained by the RINDAT located in the quadrilateral bounded by latitudes of 14.3°S and 25.3°S and longitudes of 39.7°W and 53.2°W, during the period 2001 to 2016. The annual, seasonal, monthly variabilities, hourly and peak current intensity distributions and spatialization of the number of lightnings were analyzed, identifying the regions with the highest density of positives, negatives and LPCCG lightnings in Southeastern Brazil. According to the results, 84.8 % of the discharges in the Southeastern region are negatives. There is a great variability in the number of discharges per year, with the maximum in 2001 (4.580.460) and minimum in 2011 (1.860.488). The monthly variability shows that the months of October to March present the highest monthly averages and there is a sharp fall during the months of June to August. Therefore, the highest discharge activity occurs during the summer and the lowest during the winter. Throughout the day, there is a well-defined variation during most of the year, with the highest accumulated values in the afternoon and evening and the lowest in the morning. The peak current distribution shows that from 30 kA of intensity the atmospheric discharges tend to be rarer. The spatial distribution seems to be related to the topography and the presence of urban centers.

Keywords: Lightning, atmospheric discharges, climatology, Southeastern.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Representação das descargas atmosféricas solo-nuvem (ascendente) e nuvem-solo, positivas e negativas, respectivamente. (Disponível em: http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/relamp/relampagos/ tipos.php)	12
Figura 2.2: Estrutura elétrica dipolar (a) e tripolar (b) de uma nuvem de tempestade (Fonte: Iribarne e Cho, 1980).....	14
Figura 2.3: Distribuição das cargas elétricas dentro de uma nuvem de tempestade no modelo de estrutura elétrica multipolar (Fonte: Stolzenburg et al., 1998b).	14
Figura 2.4: Esquema do processo microfísico de colisão indutiva. O granizo é polarizado pelo campo elétrico e, durante a colisão, o cristal de gelo adquire carga positiva, enquanto o granizo negativa (Fonte: Iribarne e Cho, 1980).....	15
Figura 2.5: Esquema da separação de cargas pelo processo gravitacional (a) e pelo processo convectivo (b) (Fonte: Williams 1988).	16
Figura 2.6: Ilustração das etapas do deslocamento da descarga atmosférica nuvem-solo. (a) Deslocamento do líder escalonado em direção ao solo, (b) formação da ramificação e (c) ligação do líder escalonado com a descarga conectante, que se propaga a partir da superfície (Fonte: Iribarne e Cho, 1980).....	17
Figura 3.1: a) Esquemática do método TOA (Pinto Jr. e Pinto, 1996) e b) esquematização do método de localização da direção magnética (Yamasaki et al., 2006).	23
Figura 3.2: Disposição dos sensores de detecção de descargas atmosféricas na região Sudeste do Brasil e adjacências. (Adaptada de: http://www.rindat.com.br/).....	24
Figura 3.3: Fluxograma do processamento dos dados SRTM: preenchimento de falhas, refinamento, derivação e pós-processamento. (Disponível em: http://www.dsr.inpe.br/topodata/dados.php).....	25
Figura 3.4: Recorte do mapa do Brasil, destacando a região Sudeste (Latitudes: 14,3°S a 25,3°S e Longitudes: 39,7°W a 53,2°W).	26
Figura 4.1: Fluxograma dos passos metodológicos.	28

Figura 4.2: Exemplo do algoritmo desenvolvido na linguagem de programação Python para a manipulação dos dados raio.....	29
Figura 5.1: Variação anual do número médio de descargas atmosféricas do tipo nuvem-solo positivas (vermelho), negativas (azul), positivas+negativas (preto) no SEB.....	34
Figura 5.2: Porcentagem da quantidade total de DA positivas e negativas registradas durante todo o período de 2001 – 2016, durante os meses de verão, de outono, de inverno e de primavera para o SEB.....	35
Figura 5.3: Variação mensal do número médio de descargas atmosféricas do tipo nuvem-solo positivas (vermelho), negativas (azul), positivas+negativas (preto) no SEB.....	36
Figura 5.4: Ciclo diurno do número médio de descargas atmosféricas nuvem-solo positivas, negativas no SEB durante o (a) verão e (b) outono. A escala das DA positivas está ampliada e secundária a fim de facilitar a comparação dos dois tipos.	38
Figura 5.5: Ciclo diurno do número médio de descargas atmosféricas nuvem-solo positivas, negativas no SEB durante o (a) inverno e (b) primavera. A escala das DA positivas está ampliada e secundária a fim de facilitar a comparação dos dois tipos.	39
Figura 5.6: Distribuição sazonal das intensidades dos picos de corrente das descargas atmosféricas registradas no SEB (2001 a 2016, exceto 2015).	40
Figura 5.7: Topografia da região Sudeste do Brasil.....	42
Figura 5.8: Mapa de densidade de descargas atmosféricas totais (positivas+negativas) para o SEB considerando todo o período de 2001 a 2016.....	45
Figura 5.9: Mapas de densidade de descargas atmosféricas (a) negativas e (b) positivas para o SEB considerando todo o período de 2001 a 2016.....	46
Figura 5.10: Mapa de densidade sazonal de descargas atmosféricas para o SEB considerando somente os meses de (a) verão e (b) outono durante o período de 2001 a 2016, com exceção de 2015.....	48

Figura 5.11: Mapa de densidade sazonal de descargas atmosféricas para o SEB considerando somente os meses de (a) inverno e (b) primavera durante o período de 2001 a 2016, com exceção de 2015.	49
Figura 5.12: Mapa de densidade de LPCCG para o SEB considerando todo o período de 2001 a 2016.	51
Figura 5.13: Mapa de densidade sazonal de LPCCG para o SEB considerando somente os meses de (a) verão e (b) outono durante o período de 2001 a 2016.	52
Figura 5.14: Mapa de densidade sazonal de LPCCG para o SEB considerando somente os meses de (a) inverno e (b) primavera durante o período de 2001 a 2016.	53

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Dados populacionais para os estados da região Sudeste do Brasil.....	27
Tabela 5.1: Quantidade total e porcentagem de DA positivas e negativas detectadas pela RINDAT no SEB durante o período de 2001 – 2016 (exceto ano de 2015).	33

LISTA DE ACRÓNIMOS

AR – Descargas para o Ar

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

BrasilDAT – Rede Brasileira de Detecção de Raios

CEMIG – Companhia Energética de Minas Gerais

COPEL – Companhia Paranaense de Energia

DA – Descargas Atmosféricas

ELAT – Grupo de Eletricidade Atmosférica

EN – Entre Nuvens distintas

ENOS – El-Niño Oscilação Sul

EUA – Estados Unidos

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia Estatística

IDH – Índice de Desenvolvimento Humano

IN – Intra-Nuvem

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

LPCCG – Large Peak Current Cloud-to-Ground

MDE – Modelo Digital de Elevação

MDF – Magnetic Direction Finder

NS – Nuvem-Solo

RIDAT – Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas

RINDAT – Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas

SCM – Sistemas Convectivos de Mesoescala

SEB – Região Sudeste do Brasil

SN – Solo-Nuvem

SRTM – Shuttle Radar Topography Mission

TOA – Time of Arrival

UTC – Coordinated Universal Time

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	10
2	REVISÃO TEÓRICA	12
2.1	Classificação das descargas atmosféricas	12
2.2	A estrutura elétrica das nuvens de tempestade	13
2.3	Carregamento das partículas dentro da nuvem de tempestade	14
2.4	Separação das cargas dentro da nuvem de tempestade	15
2.5	O processo de desenvolvimento das descargas atmosféricas nuvem-solo	16
2.6	Influências naturais nos padrões de descargas atmosféricas	18
2.7	Dependência da atividade de descargas atmosféricas com as atividades humanas	20
3	DADOS E ÁREA DE ESTUDO	22
3.1	Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas	22
3.2	Modelo Digital de Elevação	24
3.3	A área de estudo	25
4	METODOLOGIA	28
4.1	Processamento de dados	28
4.2	Organização das variáveis	29
4.3	Mapa de densidade	30
4.4	Mapa da topografia do SEB	31
5	RESULTADOS	32
5.1	Contabilização total das descargas atmosféricas	32
5.2	Variabilidade anual das descargas atmosféricas	33
5.3	Variabilidade sazonal das descargas atmosféricas	34
5.4	Variabilidade mensal das descargas atmosféricas	36
5.5	Distribuição horária das descargas atmosféricas	36
5.6	Distribuição dos picos de corrente das descargas atmosféricas	39
5.7	Composição da topografia do sudeste brasileiro	40
5.8	Distribuição espacial das descargas atmosféricas	42
5.9	Distribuição espacial sazonal das descargas atmosféricas	47
5.10	Distribuição espacial das descargas atmosféricas LPCCG	50
6	CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	54
7	REFERÊNCIAS	56
8	ANEXO 1 – MAPA DE DENSIDADE	65
9	ANEXO 2 – FUNÇÕES USADAS NA METODOLOGIA	66

1 INTRODUÇÃO

As descargas atmosféricas (DA), também referidas aqui como raios ou relâmpagos, ocorrem devido ao acúmulo de cargas elétricas em uma nuvem de tempestade, podem se estender por alguns quilômetros e possuir grandes intensidades de corrente, com picos na ordem de quiloamperes. O acúmulo de cargas provoca um rápido movimento de elétrons de uma região de cargas negativas (positivas) para a região de cargas positivas (negativas). Após isso, um canal ionizado é constituído e caracterizado por várias ramificações se estendendo por longas distâncias verticais e horizontais (Rakov e Uman, 2003).

De acordo com Uman (1987), a maior parte das descargas atmosféricas do tipo nuvem-solo do planeta ocorrem sobre o continente, são aproximadamente 95% sobre o continente e 5% sobre os oceanos. Em 1752, o jornalista, político e cientista estadunidense Benjamin Franklin (1706 - 1790) demonstrou a natureza elétrica dos raios por meio de um experimento caseiro e se tornou pioneiro nos estudos relacionados ao comportamento das descargas elétricas na atmosfera, além de propor a técnica de redirecionamento de descarga atmosférica conhecida como para-raios. Desde então, ficou evidente a necessidade de se estudar o assunto.

No Brasil, os estudos sobre este assunto se iniciaram na década de 1980, através de experimentos *in situ* para realizar medidas de campo elétrico em diversos níveis da troposfera e estratosfera através de balões (Gin, 1992; Pinto Jr. et al., 1992; Pinto et al., 1992) e uso de sistema de detecção de descargas atmosféricas (Araújo et al., 1990). A criação do Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) também contribuiu para o desenvolvimento das pesquisas sobre descargas atmosféricas no Brasil. Desde então, muitos estudos constataram a importância do conhecimento sobre DA, desde a sua formação até as suas consequências. O Brasil é o país com a maior incidência de descargas atmosféricas do planeta, principalmente devido ao posicionamento geográfico, ao clima tropical e à sua grande extensão territorial (Salagyn et al., 1961).

Devido à sua natureza elétrica, as descargas atmosféricas estão associadas à certos fatores meteorológicos e à interação entre as partículas da atmosfera que estes podem provocar. Estudos mostram a relação entre as descargas atmosféricas e a temperatura do mar (Altartatz et al., 2003), relação com os aerossóis (Orville et al., 2001; Steiger e Orville, 2002) e os efeitos

urbanos - ilhas de calor e a poluição do ar (Westcott, 1995; Naccarato et al., 2001, 2003; Pinto et al., 2004; Gauthier et al., 2005; Farias et al., 2009).

Descargas atmosféricas são fontes naturais de calor bastante eficientes na atmosfera e impactam diretamente nas ocorrências de incêndios florestais de origem natural em latitudes médias (Podur et al., 2003; Vasquez e Moreno, 1998; Wierzchowski et al., 2002). Além disso, DA estão relacionadas a prejuízos socioeconômicos como danos a propriedades, à agricultura e à linhas de transmissão e distribuição de energia (Holle et al., 2005; Mills et al., 2010).

Holle e López (2003) fizeram uma avaliação do impacto mundial das descargas atmosféricas e constataram que a taxa de fatalidades causadas por descargas atmosféricas é de aproximadamente 24.000 mortes por ano. De acordo com o estudo a taxa de mortes por milhão de pessoas em países desenvolvidos é de menos de 0,3, enquanto que em regiões subdesenvolvidas a taxa pode chegar à 6 mortes por milhão por ano. O número de mortes causadas por descargas atmosféricas no Brasil também é bastante expressivo, fazendo com que o país figure nas primeiras posições em diversos levantamentos. De acordo com Pinto et al. (2010), no Brasil, a maioria das fatalidades por descargas atmosféricas ocorre com trabalhadores rurais. Durante o período de 2000 a 2009 foi registrada a taxa de 0,6 mortes por milhão por ano em São Paulo, sendo este o estado brasileiro com o maior número de registros de fatalidades ocasionadas por descargas atmosféricas.

Com o objetivo de contribuir para a diminuição desses malefícios, o presente trabalho busca investigar e compreender como as ocorrências de descargas atmosféricas na região Sudeste do Brasil se distribuem ao longo dos anos, meses e durante o dia, assim como a sua distribuição espacial, possibilitando identificar as áreas críticas. Assim como a compreensão e a conscientização, também é preciso investir na melhoria de técnicas de previsões meteorológicas de tempestades severas, que são associadas ao número alto de ocorrências de descargas atmosféricas.

No próximo capítulo será apresentada uma revisão teórica que abordará os principais aspectos teóricos e parte dos trabalhos realizados sobre descargas atmosféricas. Em seguida, será apresentada a descrição dos dados utilizados e a área de estudo. A metodologia será abordada no capítulo 4. No capítulo 5, serão mostrados os resultados obtidos. E finalmente, as conclusões e recomendações futuras serão apresentadas no capítulo 6.

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 Classificação das descargas atmosféricas

As descargas atmosféricas são classificadas de acordo com seu local de origem e destino como nuvem-solo (NS), solo-nuvem (SN), intra-nuvem (IN), descargas para o ar (AR) ou entre nuvens distintas (EN). As descargas do tipo nuvem-solo e solo-nuvem possuem uma segunda classificação referente à polaridade das cargas efetivamente transferidas da nuvem para solo, as descargas positivas transferem cargas positivas e as descargas negativas transferem cargas negativas (Figura 2.1).

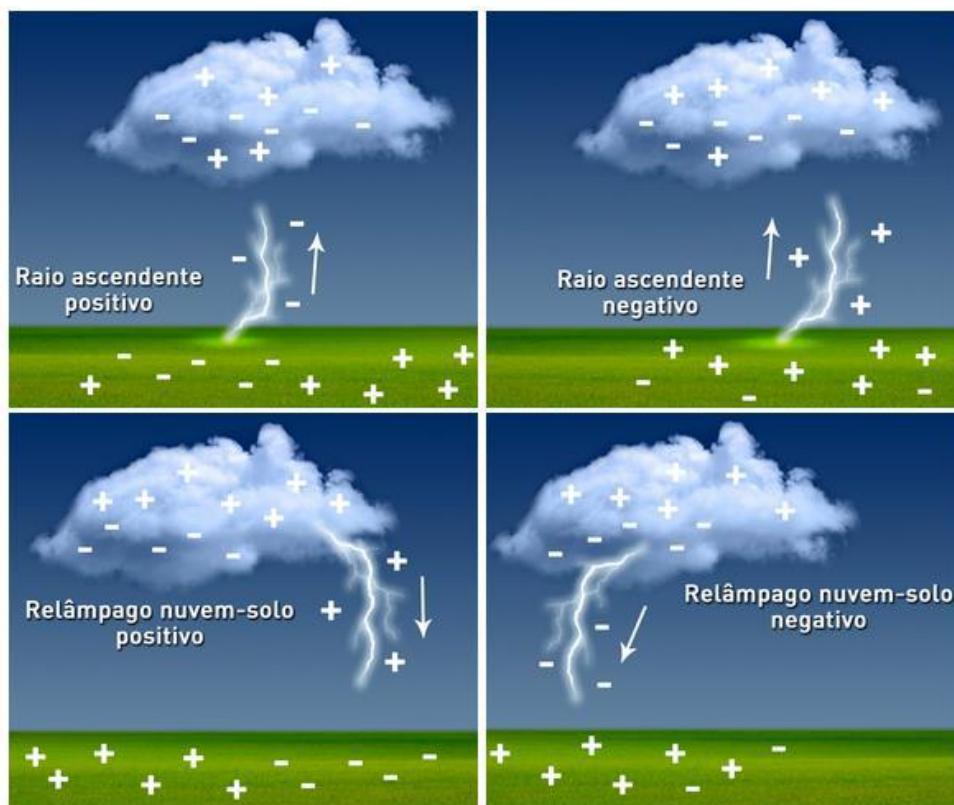


Figura 2.1: Representação das descargas atmosféricas solo-nuvem (ascendente) e nuvem-solo, positivas e negativas, respectivamente. (Disponível em: <http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/relamp/relampagos/tipos.php>)

As descargas atmosféricas que ocorrem em maior quantidade são as do tipo IN e, em seguida, as NS (Rakov e Uman, 2003). As descargas atmosféricas do tipo IN representam mais de 50% do total de descargas registradas no planeta (Rakov e Uman, 2003). Ocorrem com maior frequência devido à diminuição da capacidade isolante do ar com a altura e à pequena distância entre as regiões de cargas com polaridades opostas dentro da nuvem. As DA intra-nuvem apresentam baixa amplitude de pico de corrente se comparada às do tipo nuvem-solo. Assim, a radiação eletromagnética emitida pelas descargas atmosféricas IN é totalmente (ou quase)

atenuada antes de chegar nos sensores de rastreamento e localização de descargas atmosféricas (Pinto Jr., 2005; Naccarato, 2005). Contudo, a radiação liberada pelas descargas IN ainda pode alcançar a superfície e ser detectada por sensores em solo, representando registros ruidosos ou sendo confundidas com radiações emitidas pelas DA do tipo nuvem-solo.

As NS representam aproximadamente 30% do total de DA registradas no planeta e são as mais estudadas, devido aos impactos causados em superfície e à maior facilidade de medição. Esse tipo de descarga percorre até dezenas de quilômetros e possui corrente elétrica que varia entre centenas de amperes até centenas de quiloamperes (Pinto Jr., 2005). As NS negativas são mais frequentes e representam em média 90% do total de descargas, enquanto as positivas representam cerca de 10% do total (Uman, 1987).

2.2 A estrutura elétrica das nuvens de tempestade

O primeiro modelo proposto para descrever a estrutura elétrica das nuvens de tempestade descreve uma organização dipolar das cargas. Na parte superior da nuvem, próximo ao topo, está o centro de cargas positivas, que ocupa um volume maior dentro da nuvem. O conjunto de cargas negativas encontra-se na parte inferior da nuvem e possui uma espessura menor, com poucas centenas de metros, conforme a Figura 2.2a (Wilson, 1920).

Simpson e Robinson (1941) propuseram um novo modelo tripolar, no qual as cargas seriam distribuídas em três regiões. Eles concluíram, através de medidas do campo elétrico em função da altura realizadas dentro de uma nuvem de tempestade, que existem duas regiões principais que formam um dipolo na parte central da nuvem, porém a partir do perfil vertical do campo elétrico constataram a necessidade de inclusão de uma terceira região com cargas positivas menos intensas, abaixo da região de cargas negativas, formando uma blindagem na base da nuvem. O novo conjunto de cargas positivas estaria associado ao efeito corona, que corresponde ao levantamento de íons positivos devido às correntes ascendentes provocadas pelo crescimento das nuvens de tempestade.

Posteriormente, foi proposta a presença de outra camada fina de cargas negativas no topo da nuvem de tempestade com poucos metros de espessura, algumas centenas de metros de extensão horizontal e a uma temperatura de aproximadamente -15°C (Figura 2.2b) (Iribarne e Cho, 1986; Williams, 1988; Breed e Dye, 1989). Nesse modelo, as cargas positivas localizadas na parte superior da nuvem, dentro das gotículas de água, atraem algumas cargas negativas que estão fora da nuvem e que foram formadas por raios cósmicos para as gotículas de água e cristais

de gelo, formando uma camada de blindagem no topo da nuvem. Próximo da base da nuvem forma-se uma camada de blindagem com cargas positivas (Iribarne e Cho, 1986; Williams, 1988; Breed e Dye, 1989).

Stolzenburg et al. (1998b) elaboraram o modelo multipolar de distribuição de cargas dentro de uma nuvem de tempestade. Através de experimento *in situ*, por meio de observação meteorológica a partir de um balão dentro da nuvem, notaram a existência de múltiplas camadas de cargas com polaridades diferentes dentro de nuvens de tempestade e em diferentes níveis de altitude (Figura 2.3). As altitudes dos centros de cargas sofrem alteração devido a correntes ascendentes e descendentes.

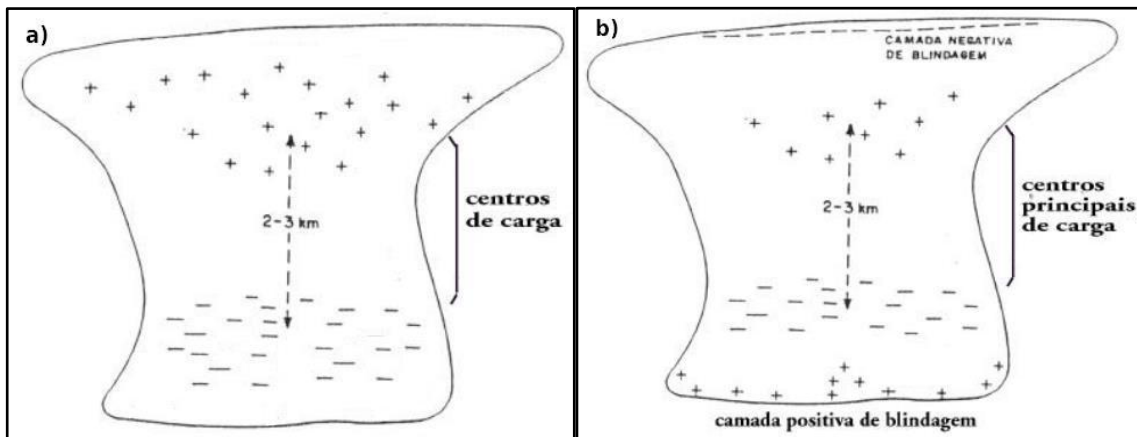


Figura 2.2: Estrutura elétrica dipolar (a) e tripolar (b) de uma nuvem de tempestade (Fonte: Iribarne e Cho, 1980).

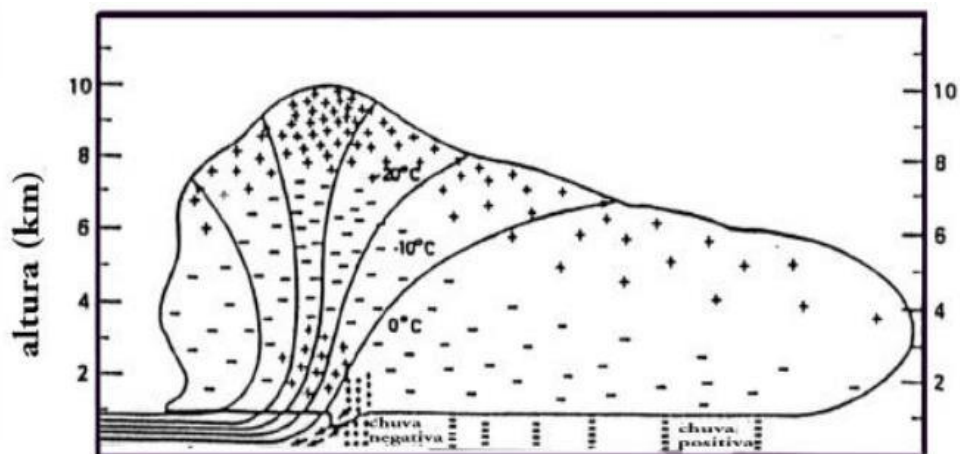


Figura 2.3: Distribuição das cargas elétricas dentro de uma nuvem de tempestade no modelo de estrutura elétrica multipolar (Fonte: Stolzenburg et al., 1998b).

2.3 Carregamento das partículas dentro da nuvem de tempestade

A produção de cargas intensas dentro da nuvem ocorre devido a colisões de partículas de diferentes tamanhos, como partículas maiores de granizo e as menores de cristais de gelo

(Gin, 1996). Existem dois processos de colisão responsáveis pela geração de carga: o processo indutivo e processo termoelétrico.

No processo de carregamento por colisão indutiva as partículas menores, geralmente cristais de gelo, colidem com as partículas de granizo, carregadas com cargas polarizadas pelo campo elétrico vertical. A Figura 2.4 ilustra sistematicamente o processo de colisão da partícula de granizo, com campo elétrico orientado para baixo, e a pequena partícula de cristal de gelo. Após a colisão na superfície inferior do granizo, algumas cargas positivas são transferidas para o cristal de gelo, tornando o granizo negativamente carregado (Williams, 1988; Gin, 1996).

No processo termoelétrico, a transferência de carga durante uma colisão é conduzida pela temperatura do local da partícula onde ocorre a colisão. A polaridade é determinada pela temperatura de inversão de carga (aproximadamente -15°C), que depende do tamanho e da velocidade do impacto. Quando a temperatura for maior que a temperatura de inversão de carga, há a transferência de carga negativa para o cristal de gelo (Williams, 1988; Gin, 1996). Quando a temperatura é menor que a temperatura de inversão de carga, as partículas de granizo adquirem carga negativa e os cristais de gelo são carregados positivamente (Pinto Jr. e Pinto, 2000).

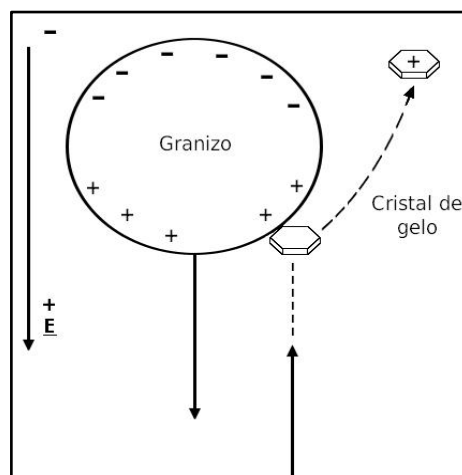


Figura 2.4: Esquema do processo microfísico de colisão indutiva. O granizo é polarizado pelo campo elétrico e, durante a colisão, o cristal de gelo adquire carga positiva, enquanto o granizo negativa (Fonte: Iribarne e Cho, 1980).

2.4 Separação das cargas dentro da nuvem de tempestade

Com o fim dos processos microfísicos de carregamento das partículas de granizo e dos cristais de gelo, ocorre a separação das cargas dentro de uma nuvem de tempestade por meio de dois processos macrofísicos: o processo convectivo, que é provocado pelos movimentos

ascendentes e descendentes dentro da nuvem, e o processo gravitacional, que é provocado pela diferença de peso das partículas da nuvem (Williams, 1988).

O processo gravitacional contribui para a separação das cargas, devido à diferença de tamanho das partículas de cristal de gelo e granizo, que varia de milímetros até alguns centímetros. A separação de cargas está ilustrada na Figura 2.5a. Neste processo, os granizos, carregados negativamente, adquirem movimento descendente devido ao seu peso, enquanto os cristais de gelo carregados positivamente e mais leves que os granizos são deslocados para a parte superior da nuvem (Pinto Jr. e Pinto, 2000).

De acordo com Grenet (1947) e Vonnegut (1955), no processo convectivo, conforme Figura 2.5b, as cargas elétricas podem ser fornecidas por duas fontes externas. A primeira fonte são os raios cósmicos, que ionizam negativamente as moléculas de ar acima das nuvens, essas moléculas são incorporadas pela nuvem e formam uma fina camada negativa no topo. O efeito corona é considerado outra fonte externa de cargas positivas, que são levantadas pelo movimento ascendente do ar nas regiões próximas da base da nuvem (Williams, 1988).

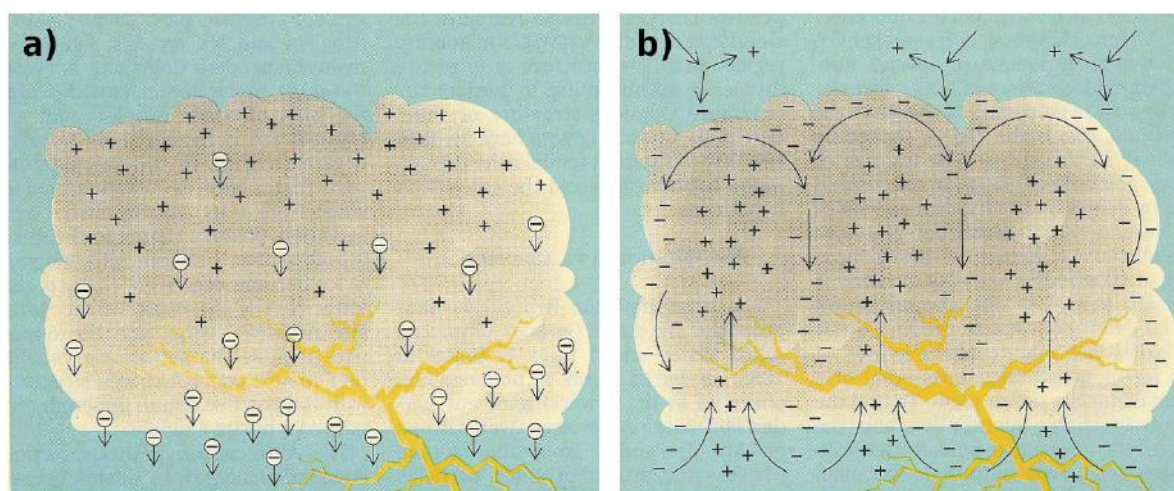


Figura 2.5: Esquema da separação de cargas pelo processo gravitacional (a) e pelo processo convectivo (b) (Fonte: Williams 1988).

2.5 O processo de desenvolvimento das descargas atmosféricas nuvem-solo

O processo se inicia dentro da nuvem, onde ocorrem descargas mais fracas. Durante essa etapa as cargas negativas encontram as cargas positivas na parte inferior da nuvem, levando a quebra preliminar da rigidez dielétrica da atmosfera dentro da nuvem. Uma descarga luminosa, não visível, conhecida como líder escalonado (Figura 2.6), é propagada da nuvem para o solo, transportando cargas negativas (positivas) a uma velocidade de aproximadamente 400.000 km/h e emitindo radiação eletromagnética. Alguns ramos são criados até que o líder

escalonado chegue até algumas dezenas de metros do solo. A partir disso, cargas de polaridades positivas (negativas) fluem do solo e percorrem alguns metros em direção ao líder escalonado. Um canal preferencial é estabelecido quando as cargas de polaridades opostas alcançam o líder escalonado. Neste canal ocorrerá o transporte de cargas, que são as descargas atmosféricas. Há, ainda, a propagação de energia luminosa longo do canal e das ramificações e no sentido contrário, que é denominada descarga de retorno (D'Ajuz et al., 1987; Pinto Jr., 2005). O transporte de cargas pode ocorrer repetidas vezes através do mesmo canal ionizado, sendo conhecido como descargas múltiplas.

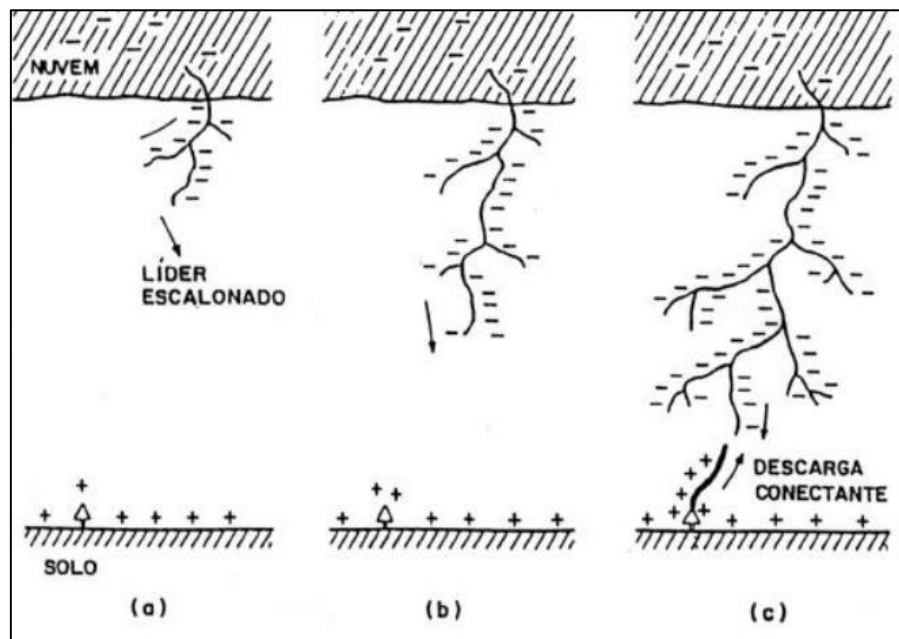


Figura 2.6: Ilustração das etapas do deslocamento da descarga atmosférica nuvem-solo. (a) Deslocamento do líder escalonado em direção ao solo, (b) formação da ramificação e (c) ligação do líder escalonado com a descarga conectante, que se propaga a partir da superfície (Fonte: Iribarne e Cho, 1980)

2.6 Influências naturais nos padrões de descargas atmosféricas

Smith (1979) utilizou um modelo verticalmente integrado de ondas planetárias forçadas topograficamente para descrever os efeitos da topografia na circulação atmosférica e na precipitação, sugerindo uma regressão linear para descrever o aumento da precipitação anual relacionada ao aumento da altitude. Outros trabalhos propuseram uma relação linear entre a atividade de descargas atmosféricas e a precipitação (Ezcurra et al., 2002; Jayaratne e Kuleshov, 2006; Soula e Chauzy, 2001). Assim, foi possível traçar um paralelo entre ocorrência de descargas e as características da topografia.

Orville (1991), utilizou 13,4 milhões de dados de DA nuvem-solo coletadas pela rede de detecção *National Lightning Detection Network* durante o ano de 1989, nos Estados Unidos (EUA), para produzir o primeiro mapa de densidade de descargas atmosféricas do país. A região de maior densidade de descargas encontrada foi à leste do Texas, no estado do Kansas, na fronteira Illinois e Indiana e no interior da costa da Carolina, estendendo-se até a Virgínia. Em 1997, dando prosseguimento ao seu estudo, Orville e Silver sugeriram possíveis efeitos topográficos sobre a atividade de descargas atmosféricas nos Estados Unidos, nas regiões das Montanhas Rochosas dos Apalaches e do Arizona com base em análises qualitativas.

Watson et al. (1993), utilizaram dados de DA nuvem-solo para investigar a variabilidade diurna no estado do Arizona, nos Estados Unidos, durante o período de monção de sudoeste (1985 a 1990). Concluíram que a disponibilidade de umidade, a localização do eixo da crista subtropical, cavados transientes e a umidade de baixos níveis do Golfo da Califórnia afetam a ocorrência de tempestades e a produção de descargas atmosféricas na região. Além disso, encontraram uma boa correlação entre a precipitação e as DA, destacando a influência dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) no padrão diurno.

Lyons et al. (1998), a partir de dados fornecidos pelo *U.S. National Lightning Detection Network*, produziram uma climatologia de descargas atmosféricas do tipo nuvem-solo com grande pico de corrente (LPCCG - *Large Peak Current Cloud-to-Ground*) para os Estados Unidos. Para identificar os LPCCG, utilizaram apenas as descargas com intensidade do pico de corrente acima de 75 kA (em módulo). O período considerado foi o verão entre os anos de 1991 e 1995. Encontraram diferentes resultados para a distribuição espacial das DA positivas e negativas, grande concentração de descargas LPCCG positivas em regiões mais altas, no centro-oeste dos EUA e negativas na região costeira do Golfo do México e Sudeste dos EUA.

Pinto Jr. et al. (1999b) analisaram a distribuição espacial de descargas atmosféricas no Sudeste do Brasil e encontraram uma relação significativa entre a atividade de DA e a altitude do terreno. Schulz e Diendorfer (1999) encontraram uma relação não linear entre a atividade do raio e a altitude na Áustria, com um aumento na atividade de DA do tipo nuvem-solo até 1.300 metros e uma diminuição em altitudes mais altas. Wagner et al. (2006) encontraram uma boa relação entre DA e altitude, associada à direção e intensidade do vento nos Estados Unidos.

Pinto Jr. et al. (2003), investigaram a variação interanual do número de descargas atmosféricas nuvem-solo no sudeste brasileiro, comparando com o número de passagens de sistemas frontais e eventos de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que afetaram a região. As distribuições anuais de descargas atmosféricas apresentaram variações significativas, porém sem relação com os parâmetros meteorológicos propostos, indicando que a variação interanual está atrelada a interações mais complexas e de diferentes processos.

Soriano et al. (2005) analisaram as características do ciclo anual e diurno, polaridade, multiplicidade e pico de corrente das descargas registradas na Península Ibérica durante a primeira década de medições da rede de detecção de descargas atmosféricas da Espanha. Os resultados mostraram que a maior média mensal de atividade de DA ocorreu nos meses de verão (maio a setembro), enquanto os valores mínimos ocorreram no inverno (em janeiro e fevereiro). O ciclo diurno médio mostrou valores máximos por volta de 17Z e mínimos às 10Z. Concluíram ainda que a atividade máxima de descargas atmosféricas estava associada a áreas montanhosas e à umidade do Mar Mediterrâneo. A porcentagem média de DA positivas encontrada foi de 9%, com 6,5% em junho e 22,6% em janeiro. O pico de corrente é maior no verão do que no inverno para as polaridades positivas e negativas.

Yamasaki et al. (2006) utilizaram dados coletados pela Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT) na região do Vale do Paraíba durante os meses de janeiro, fevereiro e março de 2006. Desta forma, pôde-se analisar a região onde houve maior incidência de relâmpagos durante os meses estudados. Os efeitos da topografia do Vale do Paraíba ficaram bem evidentes, com a maior concentração no interior do vale devido à presença das serras da Mantiqueira e do Mar que funcionam como um canal, estimulando a convecção e consequentemente a formação de nuvens convectivas sobre o Vale do Paraíba. Outra característica observada foi a grande quantidade de DA sobre e ao redor de áreas urbanas da região, região Metropolitana de São Paulo e São José dos Campos, que pode ser explicada pela presença de poluição antrópica nessas regiões.

Bourscheidt et al. (2009) através de dados de altitude e inclinação do terreno obtidos a partir do modelo de elevação digital *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e dados de DA nuvem-solo durante o período de junho de 2005 a maio de 2007, obtidos pela Rede Brasileira de Detecção de Raios (BrasilDAT). Os resultados indicaram maior influência da inclinação do terreno do que da altitude na ocorrência de tempestades e na atividade de descargas atmosféricas. Além disso, uma análise temporal mostrou que, em regiões de altitudes mais altas, a variação diurna da atividade de DA é maior e o pico ocorre cerca de 1 hora mais cedo em relação a regiões mais baixas.

Pinto et al. (2009) produziram a primeira climatologia de descargas atmosféricas LPCCG da região Sudeste do Brasil onde descreveram a densidade dos LPCCG, a porcentagem de LPCCG positivos, pico de corrente e distribuição diurna a partir de um conjunto de 7 anos (1999 - 2006) de dados obtidos pela BrasilDAT. Consideraram como LPCCG as descargas cuja a intensidade do pico de corrente superasse 75 kA. Os resultados mostraram que os LPCCG correspondem a 3% do total de DA detectadas dentro do período. Encontraram densidades diferentes para as descargas atmosféricas LPCCG positivas, negativas e totais e, portanto, uma possível influência da polaridade e da intensidade do pico de corrente. Também concluíram que a distribuição da densidade de DA com grandes picos de corrente pode estar relacionada principalmente à ocorrência de Sistemas Convectivos de Mesoescala.

Ramos et al. (2011) analisaram a atividade de descargas atmosféricas do tipo nuvem-solo em Portugal durante o período de 2003 a 2009. Os meses de inverno apresentaram menor ocorrência de descargas em relação aos meses de verão. O ciclo diurno da atividade de descargas atmosféricas nuvem-solo ficou bem demarcado durante a primavera, verão e outono, com o máximo de atividade durante a tarde e início do período noturno. Através da análise de campos meteorológicos, concluíram que, em escala sazonal, os mecanismos de formação de descargas atmosféricas variam entre a passagem de sistemas frontais nos meses de inverno e a convecção local devido à incidência de radiação nos meses mais quentes.

2.7 Dependência da atividade de descargas atmosféricas com as atividades humanas

No Brasil, Naccarato et al. (2001) foram pioneiros em abordar a questão da influência de centros urbanos. Escolheram como regiões de estudo a região Metropolitana de São Paulo,

o município de Campinas e de São José dos Campos para avaliar a ocorrência de descargas atmosféricas.

Steiger et al. (2002), a partir de um período de 12 anos de dados (1989 - 2000), concluíram que na cidade de Houston, no estado do Texas, houve um aumento de 60% na atividade de descargas atmosféricas no verão e de 74% na primavera. Mostraram, ainda que o aumento na quantidade de descargas atmosféricas seria causado pela intensificação das tempestades sobre os centros urbanos e não pelo aumento no número de tempestades.

De acordo com Fernandes et al. (2008), a estrutura elétrica em nuvens poluídas é modificada em relação às nuvens livres de poluição. Portanto, um aumento no percentual de relâmpagos dos tipos intra-nuvem e nuvem-solo pode ser notado. Lyons et al. (1998) e Murray et al. (2000) encontraram resultados semelhantes para a região central dos EUA, em tempestades contaminadas por queimadas.

Farias et al. (2009) verificaram a dependência da atividade de DA com a atividade humana na região Metropolitana de São Paulo. Notaram uma diminuição da quantidade de descargas durante os finais de semana, mostrando a existência de uma relação com os aerossóis produzidos. Bell et al. (2009) mostraram que os ciclos semanais apresentam picos de atividade de DA no meio da semana na região Sudeste dos EUA, sugerindo que os aerossóis antropogênicos fossem a causa para os picos de atividade elétrica no meio da semana.

3 DADOS E ÁREA DE ESTUDO

Neste capítulo serão apresentados os dados utilizados no trabalho e a área de estudo considerada.

3.1 Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas

O uso de redes de detecção para estudar as características em grandes escalas espaciais e temporais de DA começou através de programas de pesquisa no início da década de 1970. Até 2003, o estudo com maior período de dados tinha sido feito por Orville et al. (1997) para os Estados Unidos. No Brasil, o uso de redes de detecção de descargas atmosféricas nuvem-solo começou em 1988 (Diniz et al., 1996a, b). Diversos autores apontam a constante alteração da configuração da rede, como a inclusão de novas regiões, a alteração de sensores e critérios de discriminação de descargas atmosféricas nuvem-solo, como as principais dificuldades encontradas em estudos envolvendo dados coletados por redes de detecção de descargas atmosféricas (Cummins et al., 1998a, b; Idone et al., 1998a, b; Schulz et al., 1998. Orville e Huffines, 1999a, b; Pinto Jr. et al., 1999a, b; Pinto. et al., 1999c; Wacker e Orville, 1999).

A Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT) é uma rede de sensores e centrais de processamento que detecta, em tempo real, as descargas atmosféricas do tipo nuvem-solo. A rede originou-se a partir da iniciativa da Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG) de instalar e operar uma rede de sensores em Minas Gerais, na década de 80. Em 1996, a Companhia Paranaense de Energia (COPEL) iniciou o monitoramento de descargas atmosféricas em sua área de atuação. No ano de 2000, a Eletrobrás Furnas investiu em sistemas de monitoramento compatíveis com os utilizados pela CEMIG e pela COPEL, permitindo a integração dos sistemas. Foi criada a Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas (RIDAT), para o compartilhamento de informações entre os três operadores, contando com 25 sensores. A inclusão do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, através do ELAT, em 2004, permitiu a expansão da rede e melhorias na infraestrutura de monitoramento e processamento dos dados. A rede, então, passou a ser chamada de RINDAT e a contar com 30 sensores ativos. Em 2012, o número de sensores aumentou para 40.

Atualmente, abrange a região Sudeste, Sul e parte das regiões Centro-Oeste e Norte do Brasil, possuindo a terceira maior área de monitoramento do mundo, atrás apenas dos EUA e do Canadá. O sistema de detecção e localização de descargas atmosféricas utilizado pela RINDAT é baseado nas tecnologias de Tempo de Chegada (TOA - *Time of Arrival*), que

determina o azimute entre o sensor e a descarga através de triangulação feita por dois ou mais sensores ortogonais entre si (Pinto Jr. e Pinto, 1996) (Figura 3.1a), e na Localização da Direção Magnética (MDF - *Magnetic Direction Finder*), onde três ou mais sensores medem o tempo de chegada da radiação eletromagnética das descargas e calculam a posição através da intersecção de curvas hiperbólicas (Figura 3.1b). A eficiência de detecção dos sensores varia entre 70% e 90%, a precisão de localização média entre 0,5 km e 2 km de raio centrado nas estações de recepção, a precisão média da estimativa do pico de corrente das descargas é de 20% a 50% e a capacidade de discriminação entre as descargas nuvem-solo e intra-nuvem é de cerca de 80% a 90%. Possui resolução temporal de 300 nanosegundos.

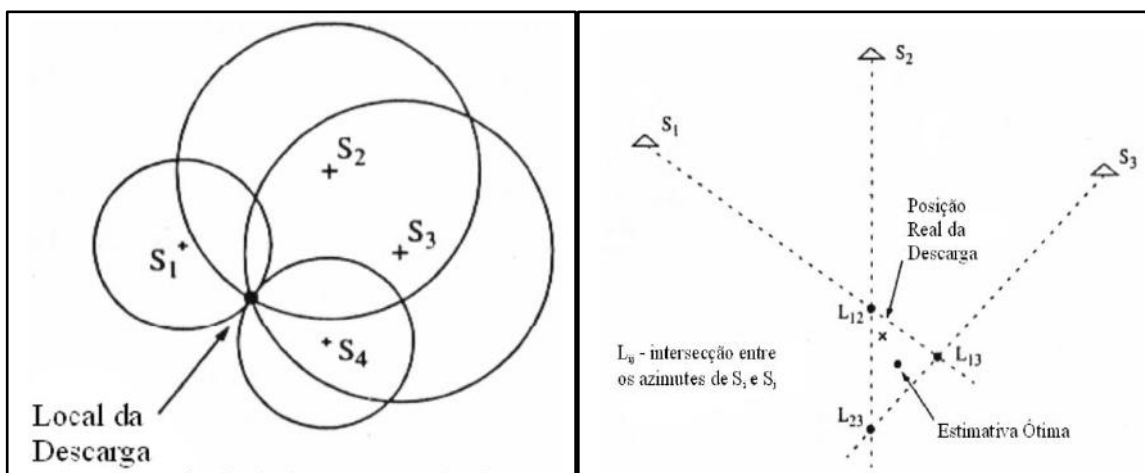


Figura 3.1: a) Esquemática do método TOA (Pinto Jr. e Pinto, 1996) e b) esquematização do método de localização da direção magnética (Yamasaki et al., 2006).

Os sinais das descargas registrados pelos sensores são enviados para as centrais de processamento, onde são obtidos a localização do registro da descarga, através de GPS, a polaridade, a partir da forma de onda registrada pelo sensor e a intensidade da corrente, estimada pela distância e pelo campo eletromagnético criado pela descarga (Orville et al., 1987; Gin, 1992). A partir disso, são disponibilizados para visualização em tempo real e armazenados para análises históricas. A RINDAT possui 4 centrais em: Belo Horizonte, Curitiba, Rio de Janeiro e São José dos Campos. A Figura 3.2 mostra a distribuição dos sensores da rede na região Sudeste e em parte da região Sul e Centro-Oeste.

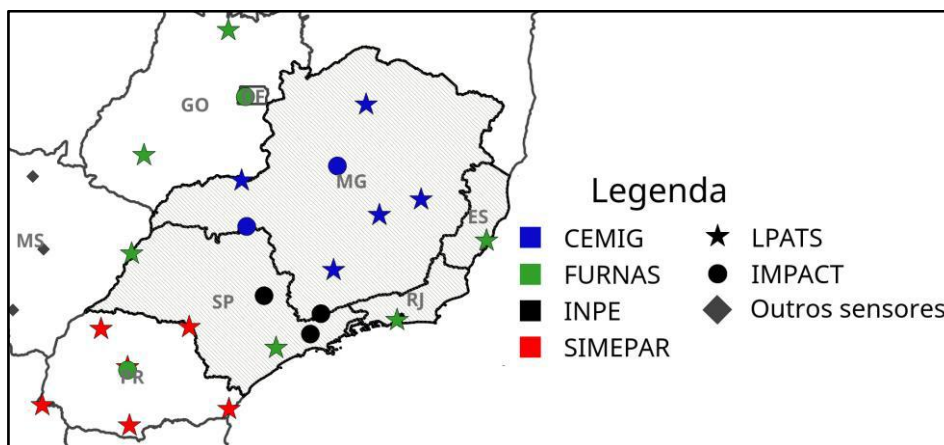


Figura 3.2: Disposição dos sensores de detecção de descargas atmosféricas na região Sudeste do Brasil e adjacências. (Adaptada de: <http://www.rindat.com.br/>)

Neste trabalho, foram utilizados dados de descarga atmosférica do tipo nuvem-solo positivas e negativas fornecidas pela RINDAT e correspondentes ao período de janeiro de 2001 a dezembro de 2016.

3.2 Modelo Digital de Elevação

A *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) é uma missão espacial que teve como objetivo a produção de um modelo digital de terreno na faixa terrestre limitada entre 56°S e 60°N para construir uma base de cartas topográficas digitais terrestres de alta resolução. Durante 11 dias um sistema de radar voou a bordo do ônibus espacial Endeavour, na missão STS-99, em fevereiro de 2000, para adquirir os dados de altimetria. No Brasil, um projeto conhecido como Topodata foi elaborado pelo INPE em agosto de 2008 e foi responsável por organizar os dados do SRTM, produzindo um Modelo Digital de Elevação (MDE) com resolução espacial de 1 arco-segundo (aproximadamente 30 metros) e que fornece informações sobre o relevo brasileiro como a declividade, a orientação, o relevo sombreado e a altitude do terreno. Sendo este último utilizado neste trabalho. As etapas de processamento dos dados SRTM é descrita no fluxograma ilustrado na Figura 3.3 e inclui preenchimento de falhas, refinamento, derivação e pós-processamento.

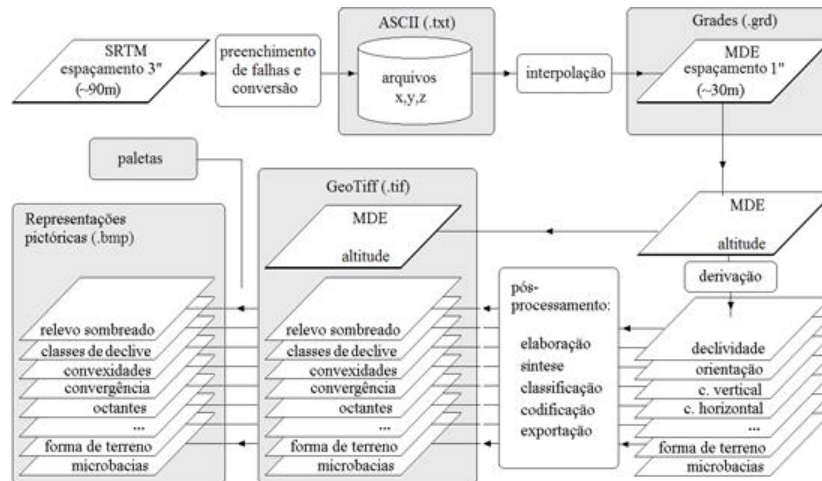


Figura 3.3: Fluxograma do processamento dos dados SRTM: preenchimento de falhas, refinamento, derivação e pós-processamento. (Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/dados.php>)

3.3 A área de estudo

A área correspondente ao quadrilátero 14,3°S, 25,3°S, 39,7°W e 53,2°W foi considerada como área de estudo para a caracterização do padrão de descargas atmosféricas na região Sudeste do Brasil (SEB) (Figura 3.4). Essa é uma região bastante complexa com 4 estados com características distintas e grandes centros urbanos: Rio de Janeiro, São Paulo, Minas Gerais e Espírito Santo.

A região Sudeste do Brasil é conhecida por ter um alto nível de atividade elétrica associado a condições meteorológicas locais e de grande escala (Pinto Jr., 2003). Alguns autores relacionam a atividade de descargas elétricas atmosféricas aos efeitos causados por padrões de teleconexão como o El-Niño Oscilação Sul (ENOS) (Cavalcanti, 1996), a Oscilação Madden-Julian (Kousky e Kayano, 1994), a passagem de sistemas frontais, a Zona de Convergência do Atlântico Sul, a Alta da Bolívia (Solorzano et al., 1999) e a temperatura da superfície do Oceano Atlântico (Diaz e Studzinski, 1994).

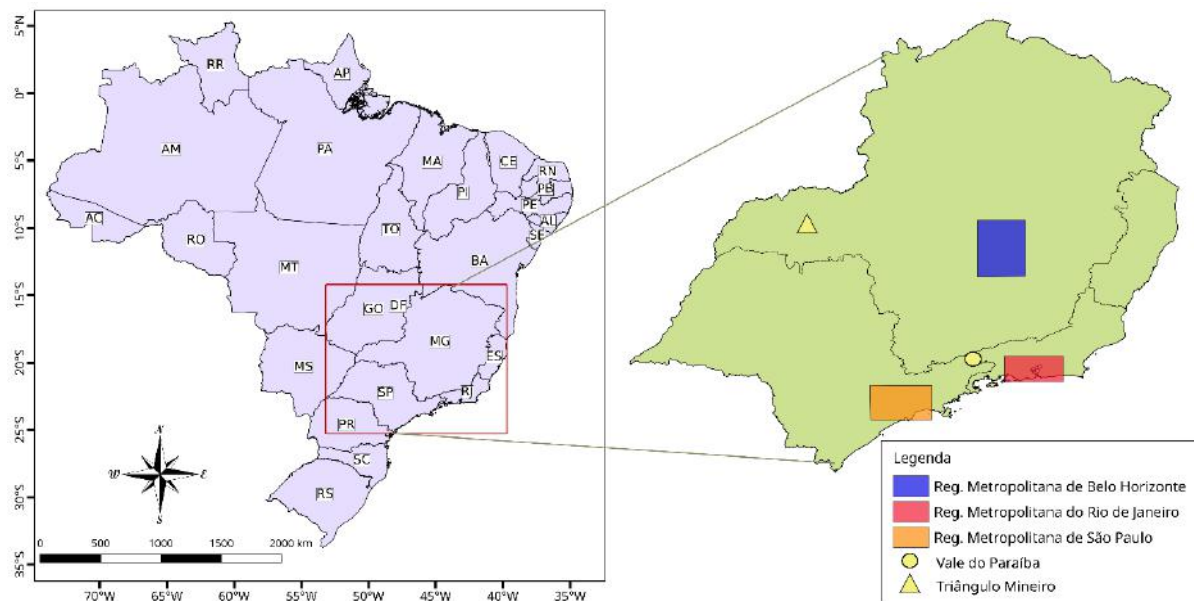


Figura 3.4: Recorte do mapa do Brasil, destacando a região Sudeste (Latitudes: 14,3°S a 25,3°S e Longitudes: 39,7°W a 53,2°W).

São Paulo é o estado com a 2º maior renda per capita e o 2º maior Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) do Brasil. De acordo com dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), o estado conta com a maior população do país, com aproximadamente 45.538.936 de habitantes, dos quais 83% reside em área urbana e 17% em zona rural, distribuídos em uma área territorial de 248.219,6 km². Possui a 3º maior densidade demográfica do país com 166,23 habitantes por km². Diversos sistemas tropicais e extratropicais são desenvolvidos ou se deslocam até o estado de São Paulo como os Sistemas Convectivos de Mesoescala (Duquia e Silva Dias, 1994; Houze, 1995) e as linhas de instabilidade (Sales e Pereira Filho, 2000). Há também, sistemas associados à circulação local como o aquecimento diferencial da superfície (Vicente et al., 2002) e sistemas convectivos com rajadas de vento (Amorim et al., 1999).

O estado do Rio de Janeiro conta com uma das maiores economias do Brasil e possui um grande fluxo turístico anual. De acordo com o IBGE, a população estimada para o ano de 2018 foi de pouco mais de 17 milhões de habitantes, ocupando a 3º colocação do país. Com área territorial de aproximadamente 43.781,6 km², o estado possui a 2º maior densidade demográfica com 365,23 habitantes por km². A população é predominantemente urbana, 90% está localizada em centros urbanos.

O estado do Espírito Santo possui a menor área territorial da região Sudeste, com 46.086,9 km². Possui 3.972.388 de habitantes, concentrados em sua maioria em áreas

urbanizadas e é o 7º IDH do país. A economia do estado é baseada na agropecuária (com culturas de origens tropical, subtropical e temperada), nos setores da indústria e nos serviços (Feitoza et al., 1979). O sistema econômico do estado é bastante sensível a mudanças no tempo e no clima, que podem causar danos à agricultura e ao sistema portuário.

O estado de Minas Gerais conta com um território de aproximadamente 586.520,7 km², é o 4º maior território brasileiro e o maior da região Sudeste. A população estimada é de 21.040.662 de habitantes. Apresenta um contraste da orografia e do tipo de clima ao longo de sua extensão: montanhoso e tropical na parte sul e plano e semiárido na parte norte.

Tabela 3.1: Dados populacionais para os estados da região Sudeste do Brasil.

Estado	Total de habitantes	População urbana	População rural
Espírito Santo	3.972.388	83%	17%
Minas Gerais	21.040.662	85%	15%
Rio de Janeiro	17.159.960	90%	10%
São Paulo	45.538.936	87%	13%
Total	87.711.946	85%	15%

(Fonte: Instituto Brasileiro de Geografia Estatística — IBGE)

4 METODOLOGIA

Neste capítulo será apresentada a metodologia adotada para o alcance do objetivo proposto. Na Figura 4.1 são mostrados os passos metodológicos utilizados e nas seções seguintes o detalhamento de cada passo.

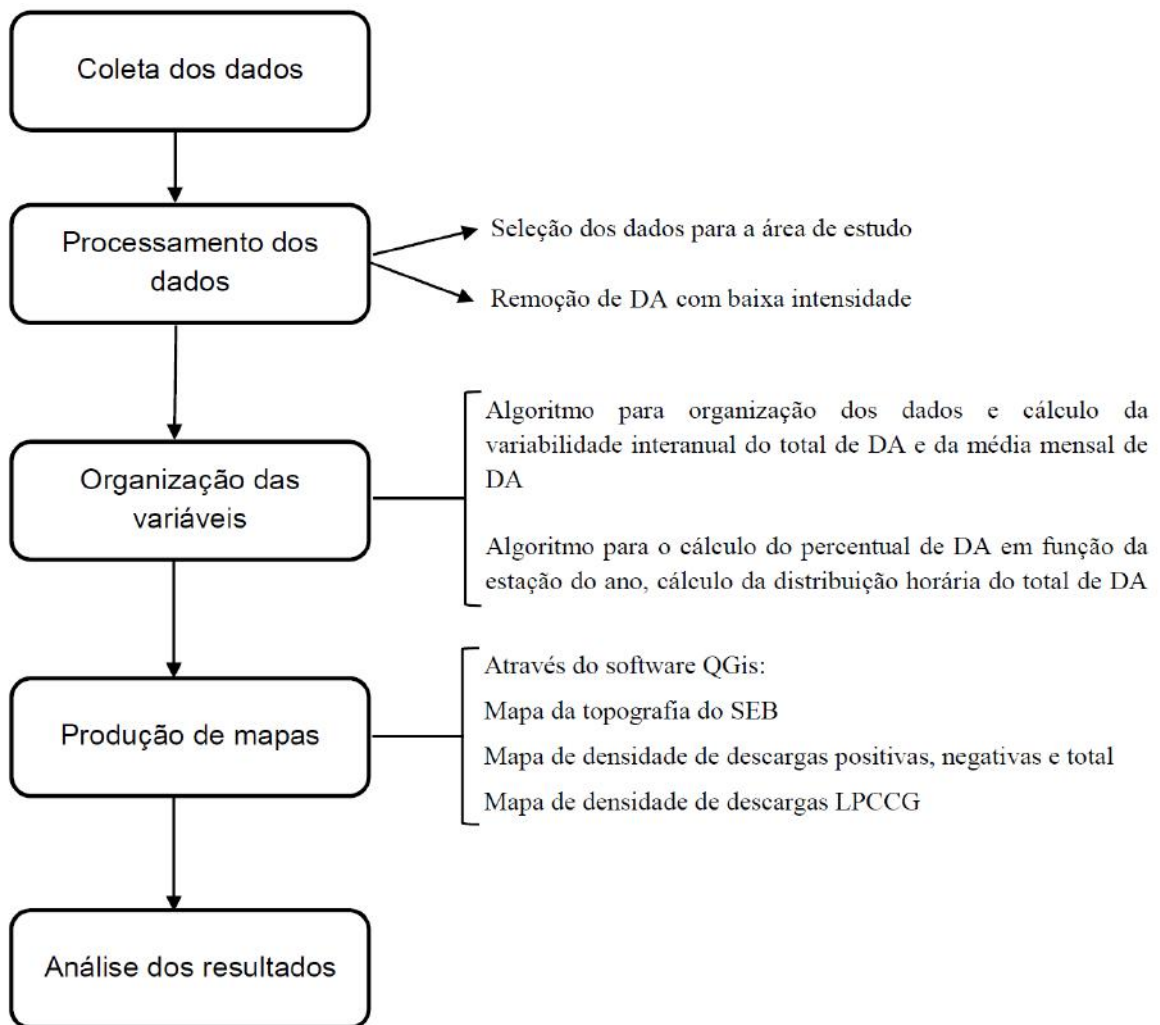


Figura 4.1: Fluxograma dos passos metodológicos.

4.1 Processamento de dados

Para utilizar os dados de DA foi feita a seleção dos dados registrados dentro do quadrilátero referente à região Sudeste do Brasil (para mais detalhes, ver seção 3.3). Também foi necessário considerar a presença de DA intra-nuvem e ruídos sistemáticos no conjunto de dados e removê-los a partir da filtragem da intensidade do pico de corrente. Biagi et al. (2007) propuseram um intervalo de intensidade desconsiderável para intensidades menores que 20 kA e maiores que -10 kA. Bourscheidt et al. (2012) utilizaram um limiar mínimo de 15 kA

(positivos e negativos) como forma de mitigar erros de classificação. Cummins et al. (1998) e Wacker e Orville (1999) recomendaram que as descargas positivas com intensidade menor que 10 kA fossem consideradas descargas intra-nuvens. A partir de uma média entre os valores considerados na literatura, chegou-se ao intervalo de intensidades menores ou iguais à 10 kA ou maiores ou iguais à -10 kA para o presente trabalho.

4.2 Organização das variáveis

Através de algoritmos produzidos na linguagem de programação *Python*, foi a separação das descargas válidas considerando a sua intensidade, latitude e longitude. Na Figura 4.2 é mostrado um exemplo do algoritmo desenvolvido para a manipulação dos dados.

```
1 import csv
2 import matplotlib.pyplot as plt
3 import numpy as np
4
5 def carregaRaios(arq):
6 #   global positivo, negativo
7   r={}
8   with open(arq, 'r') as csvfile:
9       planilha = csv.reader(csvfile, delimiter=',')
10      cont=len(r)+1;
11      for linha in planilha:
12          if linha[0]=='DATA' or linha[0]=='HORA':
13              continue
14          data=linha[0]
15          hora=linha[1]
16          lat=linha[2];
17          lon=linha[3];
18          sinal=linha[4];
19          intens=linha[5]
20
21          if float(lat)<=-14.227 and float(lat)>=-25.319 and float(lon)<=-39.650
22             and float(lon)>=-53.200:
23              if float(intens)>=10 or float(intens)<=-10:
24                  r[cont]={
25                      'data':data,
26                      'hora':hora,
27                      'lat':lat,
28                      'lon':lon,
29                      'sinal':sinal,
30                      'intens':intens
31                  }
32                  cont=cont+1
33      return r
```

Figura 4.2: Exemplo do algoritmo desenvolvido na linguagem de programação Python para a manipulação dos dados raio.

A partir do agrupamento dos 16 anos de dados (de janeiro de 2001 até dezembro de 2016) por ano, foi possível identificar um período de 8 meses de ausência de dados no ano de 2015, por isso esse ano foi descartado em todos os cálculos.

Agrupou-se os registros de acordo com a data, horário, posição e intensidade de detecção, assim como a polaridade das cargas trocadas com a superfície. Em seguida, foram

feitas as seguintes análises estatísticas do conjunto de dados para a região Sudeste: contabilização da ocorrência de DA total e de cada polaridade, variação interanual do acumulado de DA e variação mensal da média de DA.

Posteriormente, os dados foram agrupados de acordo com a estação do ano considerando-se como verão os meses de dezembro a fevereiro, como outono os meses de março a maio, como inverno os meses de junho a agosto e como primavera os meses de setembro a novembro. Analisou-se para cada estação a distribuição horária do total de DA, a distribuição do pico de corrente e o percentual de DA em função da estação do ano. Todos os subconjuntos de dados produzidos a partir do *Python* foram exportados para arquivos separados por vírgula (CSV) para serem utilizados nos softwares *excel* e *Quantum Gis*. As funções utilizadas encontram-se no anexo 2.

4.3 Mapa de densidade

Os conjuntos de dados de descargas atmosféricas utilizados no presente trabalho apresentam uma concentração excessiva de pontos e uma difícil análise visual. Para contornar essa característica e facilitar a interpretação dos dados foi adotada a representação dos dados através de mapas de densidade, que também são conhecidos como mapas de calor. Os mapas de densidade possibilitam uma visualização intuitiva, construindo um padrão para a distribuição dos dados na área de interesse e facilitando a identificação das áreas onde há ocorrência de descargas atmosféricas, assim como os pontos de maior e menor concentração.

O mapa de calor usa a estimativa de *kernel* para criar uma camada de densidades a partir de uma camada de pontos vetoriais de entrada. A densidade é calculada baseada no número de pontos dentro de uma área focal, que é determinada a partir de um raio de pesquisa predefinido. Para isso, é criada uma grade sobre o conjunto de dados a ser analisado, para cada ponto dentro da grade são identificados os pontos vizinhos que estão dentro da área focal, para cada ponto é calculada a função *Kernel*¹ e acumulado o resultado. Por fim, cada ponto do conjunto de dados terá um peso final acumulado, que será a densidade naquele local. As descrições dos passos utilizados encontram-se no anexo 1.

¹ A função Kernel estima um valor de densidade para um determinado ponto, esse valor é 1 para pontos sobrepostos e diminui à medida que a distância entre os pontos aumenta em direção ao limite da área focal.

Na geração dos mapas de densidade de descargas atmosféricas LPCCG na seção 5.10, foi utilizado um conjunto de dados filtrados, com intensidade de pico de corrente superior à 75 kA ou inferior à -75 kA (Lyons et al., 1998; Pinto Jr. et al., 2009).

4.4 Mapa da topografia do SEB

O mapa da topografia da região Sudeste foi feito a partir dos dados de elevação do MDE elaborado pelo projeto Topodata. O formato utilizado para a produção do mapa da topografia foi o GeoTiff, devido à facilidade de manipulação através do software Quantum Gis. O acesso dos dados pode ser feito pelo site do projeto (<http://www.dsr.inpe.br/topodata/acesso.php>). Os dados são estruturados em grades de 1,0° x 1,5° de resolução. Portanto, para preencher toda a área da região Sudeste do Brasil foram necessárias 181 imagens.

O agrupamento das imagens de alta resolução em uma única imagem foi feito a partir da ferramenta de mosaico disponibilizada pelo QGis através do seguinte caminho: barra de opções superior → opção Raster → opção Miscelânea → opção Mosaico.

5 RESULTADOS

Nos itens deste capítulo serão apresentadas as distribuições temporais e espaciais de descargas atmosféricas nuvem-solo sobre a região Sudeste do Brasil. Para tal, foi considerado o acumulado, a polaridade, a intensidade de corrente, a localização e o horário de detecção das descargas durante o período de 2001 a 2016, com exceção do ano de 2015. Foram consideradas apenas as descargas atmosféricas do tipo nuvem-solo negativas com intensidade de corrente inferior à -10 kA e os positivas com intensidade de corrente superior à 10 kA (para mais detalhes, ver a seção 4.1).

5.1 Contabilização total das descargas atmosféricas

A Tabela 5.1 descreve a quantidade total de descargas atmosféricas positivas e negativas contabilizadas a partir do conjunto de dados detectados pela RINDAT durante o período de 2001 a 2016. Ao todo foram 41.022.466 negativas e 7.380.663 positivas. A porcentagem média foi de 84,8% para as DA negativas e 15,2% para as positivas. Essa distribuição, concorda com diversos resultados presentes na literatura, como os apresentados por Pinto Jr. et al. (1996) e Pinto et al. (1999) que encontraram 63% DA negativas e 35% DA positivas para a região Sudeste, Rocha et al. (1997) que encontraram 62,7% DA negativas e 35,5% positivas para o território brasileiro durante o inverno, Ramos et al. (2011) que encontraram 73,9% de DA negativas e 26,1% positivas para Portugal e Paulucci (2017) que encontrou 93,54% DA negativas e 6,46% positivas para a região Metropolitana do Rio de Janeiro. A variação na contabilização das descargas atmosféricas pode ser explicada pela diferença nos conjuntos de dados utilizados nos trabalhos citados, nas áreas de estudo consideradas e nas metodologias de filtragem de ruído utilizadas nos demais estudos.

O número de descargas atmosféricas NS negativas costuma ser muito maior que o número de positivas, em média 90% do total de DA é de polaridade negativa (Naccarato, 2005). Ainda de acordo com Naccarato (2005), o percentual de DA positivas apresenta uma determinada variação em relação ao número total. Essa variação pode ser influenciada basicamente por cinco fatores:

- Os SCM tendem a produzir maior quantidade de DA positivas nas regiões estratiformes devido à redução da profundidade das nuvens e maior quantidade de DA negativas nas regiões com convecção mais pronunciada, que são responsáveis por aumentar a profundidade das nuvens (Rakov e Uman. 2003);

- O cisalhamento do vento com a altura provoca o deslocamento das cargas positivas em relação ao centro de cargas negativas localizados na parte baixa da nuvem. Assim, as cargas positivas são expostas à superfície, o que facilita a interação com as cargas superficiais e facilita a ocorrência de DA positivas (MacGorman e Rust. 1998; Rakov e Uman. 2003);
- Durante a fase de dissipação das nuvens de tempestade, grande parte das cargas negativas já foram eliminadas da base da nuvem. Isto facilita a ocorrência de DA com polaridade positiva em direção ao solo (MacGorman e Rust. 1998);
- Em regiões com alto índice de emissão de material particulado (aerossóis), principalmente as áreas urbanizadas e de queimadas, há uma alteração na altura e nas profundidades dos centros de cargas negativas e positivas próximos à base da nuvem, devido à modificação dos núcleos de condensação e da microfísica da nuvem de tempestade (Lyons et al. 1998; Murray et al. 2000; Naccarato et al. 2001);
- A ocorrência de tempestades severas, convecção intensa, produção de granizo, ventos fortes em superfície, apresentam maior ocorrência de DA positivas (Rakov e Uman. 2003);

Tabela 5.1: Quantidade total e porcentagem de DA positivas e negativas detectadas pela RINDAT no SEB durante o período de 2001 – 2016 (exceto ano de 2015).

2001 – 2016	Quantidade de descargas atmosféricas	Porcentagem
Positivas	7.380.663	15,2%
Negativas	41.022.466	84,8%

5.2 Variabilidade anual das descargas atmosféricas

O resultado desta seção apresenta um período consideravelmente maior, de 15 anos de dados, que outros encontrados na literatura. É possível observar a ocorrência da variação interanual do acumulado de descargas atmosféricas registradas na região Sudeste com maior clareza. O padrão de DA no Sudeste foi investigado por uma série de autores, que utilizaram períodos menores de dados como Pinto Jr. et al. (1996) e Naccarato et al. (2001) que abordaram apenas 2 anos de dados, de 1992 a 1993 e de 1999 a 2000, respectivamente; Pinto Jr. et al. (2003) que utilizaram um período de 6 anos (1989 – 1995) e apenas DA nuvem-solo negativas;

Naccarato (2005) que utilizou 5 anos (1999 – 2004); Pinto et al. (2009) que utilizaram 7 anos (1999 – 2006).

A Figura 5.1 mostra a variabilidade interanual da atividade de descargas atmosféricas positivas (vermelho), negativas (azul) e a soma dos dois (preto) ao longo dos 15 anos considerados. É possível notar que há uma grande variabilidade no número de DA total acumuladas ao ano, com o máximo em 2001 (4.580.460) e mínimo em 2011 (1.860.488), no número de DA negativas, com maior registro em 2001 (4.056.298) e menor em 2011 (1.580.749), e no número de DA positivas, com o máximo em 2013 (794.993) e mínimo em 2011 (279.739).

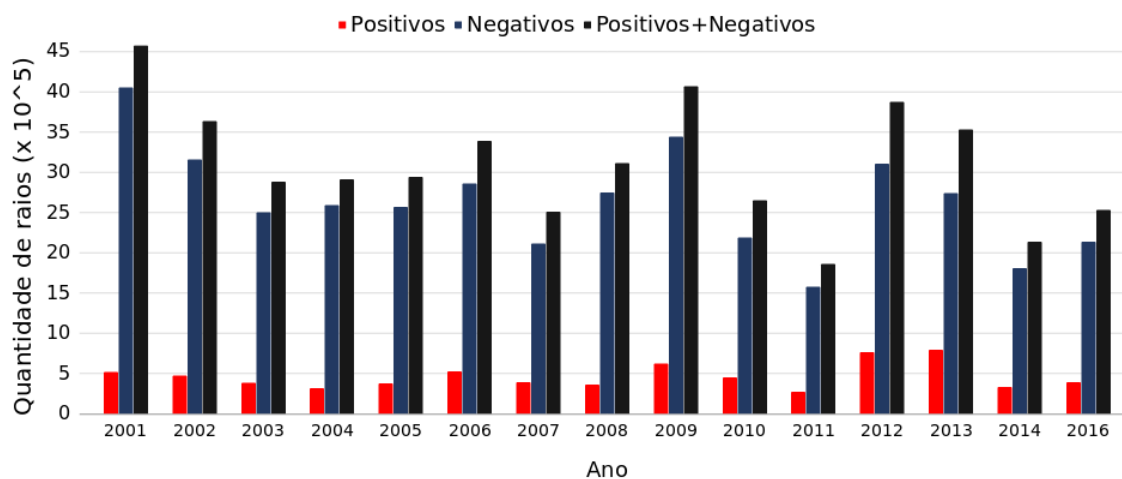


Figura 5.1: Variação anual do número médio de descargas atmosféricas do tipo nuvem-solo positivas (vermelho), negativas (azul), positivas+negativas (preto) no SEB.

5.3 Variabilidade sazonal das descargas atmosféricas

A Figura 5.2 mostra a variação da porcentagem média anual e sazonal das descargas atmosféricas positivas e negativas. É possível notar que, durante o verão a porcentagem de DA negativas (aproximadamente 87%) está acima da porcentagem para todo o período (aproximadamente 85%), consequentemente a porcentagem de DA positivas encontra-se abaixo da porcentagem para todo o período. A porcentagem de descargas negativas diminui no outono (aproximadamente 85%) e chega ao menor valor durante o inverno (aproximadamente 76%), portanto há uma queda de 11% na ocorrência de DA negativas entre os meses de verão (DJF) e inverno (JJA). Com a diminuição das descargas negativas, há um aumento das descargas positivas de 15%, no verão, para 24%, no inverno. Paulucci (2017) ao analisar a atividade de descargas atmosféricas na região Metropolitana do Rio de Janeiro durante o mesmo período utilizado no presente trabalho encontrou uma distribuição semelhante, porém com

valores menores para as DA positivas, chegando aos valores de 6,38% (verão), 5,59% (outono), 12,09% (inverno) e 6,61% (primavera).

Assim como discutido na seção anterior, a polaridade das DA é influenciada por fenômenos meteorológicos como os SCM, as tempestades severas e o cisalhamento vertical do vento. Tais fenômenos apresentam características diferentes e uma certa variabilidade ao longo das estações do ano. Durante o inverno, ocorre a diminuição da convecção local e da formação de nuvens com grande desenvolvimento vertical (Ramos et al., 2011). O principal mecanismo responsável pela formação de precipitação na região Sudeste são os sistemas frontais que se deslocam pela região em direção ao oceano Atlântico (Solorzano et al., 1999; Pinto Jr. et al., 2003). Como mencionado anteriormente, o aumento do cisalhamento do vento durante o inverno pode contribuir para o aumento da ocorrência das descargas positivas, pois há um deslocamento do centro de cargas positivas dentro da nuvem em relação ao centro de cargas negativas e maior chance de interação dessas cargas positivas com a superfície (MacGorman e Rust, 1998; Rakov e Uman, 2003). Durante o verão, há um aumento na convecção, portanto as parcelas de ar alcançam maiores altitudes e as bases das nuvens estão mais altas, consequentemente os centros de cargas positivas encontra-se em níveis mais altos e o caminho que as DA positivas devem percorrer até a superfície é maior, o que dificulta a ocorrência destas descargas (Rakov e Uman, 2003).

As influências da sazonalidade na distribuição mensal, horária e espacial de descargas atmosféricas serão investigadas nas próximas seções.

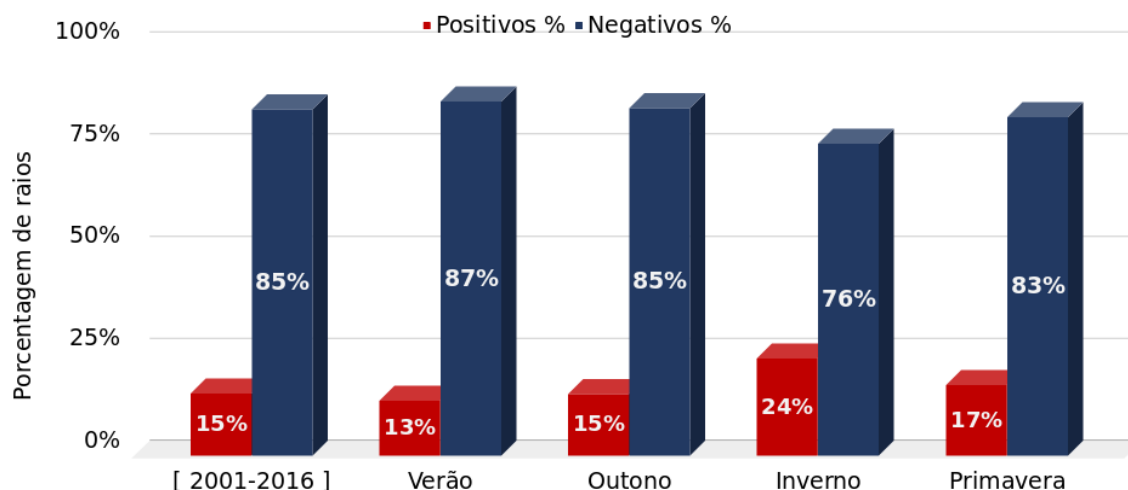


Figura 5.2: Porcentagem da quantidade total de DA positivas e negativas registradas durante todo o período de 2001 – 2016, durante os meses de verão, de outono, de inverno e de primavera para o SEB.

5.4 Variabilidade mensal das descargas atmosféricas

A variabilidade mensal da quantidade média de descargas atmosféricas (Figura 5.3) apresenta maiores valores nos meses de outubro a março para as negativas, positivas e a soma dos dois. Há uma queda brusca da quantidade de descargas registradas durante os meses de junho a agosto, referentes ao inverno. Essa diferença ocorre devido aos mecanismos distintos de formação da precipitação ao longo do ano. No inverno a maior parte dos eventos de precipitação acontece em função da passagem de sistemas frontais, o que diminui a ocorrência das descargas atmosféricas em geral. No restante do ano, a convecção local induzida pelo ciclo diurno de aquecimento da atmosfera parece prevalecer como o principal mecanismo de formação de tempestades (Solorzano et al., 1999; Pinto Jr. et al., 2003; Ramos et al., 2011).

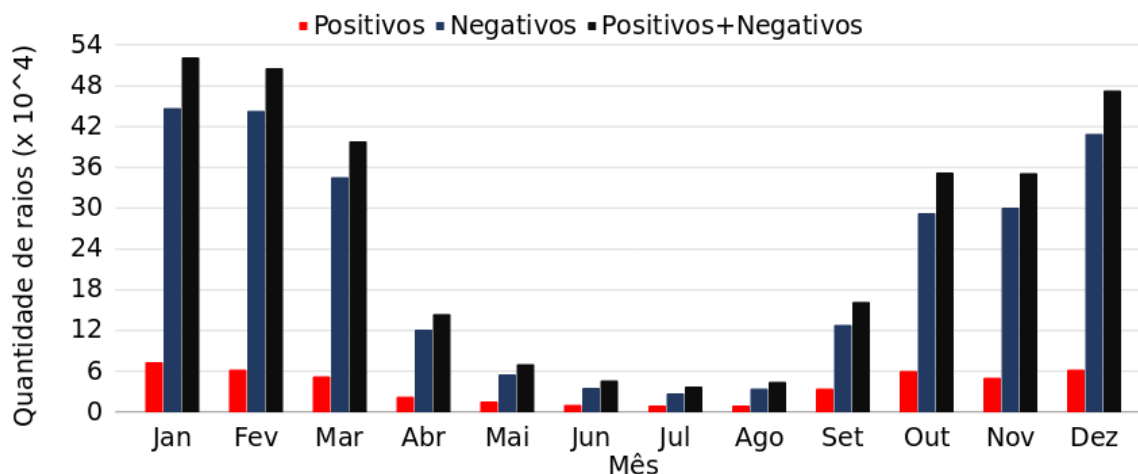


Figura 5.3: Variação mensal do número médio de descargas atmosféricas do tipo nuvem-solo positivas (vermelho), negativas (azul), positivas+negativas (preto) no SEB.

5.5 Distribuição horária das descargas atmosféricas

A distribuição horária das descargas atmosféricas consiste no acumulado de descargas atmosféricas detectadas durante todo o período dividido de acordo com a hora (fuso horário de Brasília) de detecção. As Figuras 5.4 a, b e 5.5 a, b ilustram as distribuições das DA positivas (vermelho) e negativas (azul) separadas por estação do ano em (Figura 5.4a) verão, (Figura 5.4b) outono, (Figura 5.5a) inverno e (Figura 5.5b) primavera. Como o número de DA positivas é muito menor que o número de DA negativas, a escala das DA positivas foi aumentada para facilitar a comparação qualitativa entre as distribuições das duas polaridades.

Durante o verão (Figura 5.4a), os acumulados horários das descargas atmosféricas positivas e negativas apresentam uma variação ao longo das 24 horas bem definida, com um ponto de inflexão da curva durante o início da tarde, um período de grande acumulado entre as

16 e 22 horas, aproximadamente, seguido do declínio da curva durante o início da madrugada. Os menores acumulados ocorrem por volta de 12 horas (63.850 negativas e 17.016 positivas) para as duas polaridades e os máximos às 18 horas (2.497.435 negativas) e às 19 horas (317.278 positivas).

Os acumulados para a estação do outono são mostrados na Figura 5.4b e apresentam bastante semelhança com a distribuição para o verão, os menores acumulados ocorrem às 13 horas (71.113 negativas e 19.323 positivas) e os horários dos máximos de acumulado ocorrem às 19 horas (907.111 negativas) e às 20 horas (121.741 positivas).

De acordo com a Figura 5.5b, a curva da distribuição dos acumulados horários para a primavera também apresenta um perfil bem definido com os menores acumulados por volta de 12 a 13 horas (122.211 negativas e 39.507 positivas) e máximos às 19 horas (1.130.198 negativas) e às 20 horas (169.032 positivas).

A semelhança entre os resultados encontrados para as três estações descritas até aqui pode ser explicada pela relação entre a ocorrência de descargas atmosféricas e o ciclo diurno de aquecimento da atmosfera, que faz com que as nuvens com grande desenvolvimento vertical, ou seja, nuvens de tempestade sejam geradas durante o período da tarde através do processo de convecção (Watson et al., 1993; Blakeslee et al., 1999). Porém, os horários com maior acumulado de descargas positivas e negativas ocorrem em momentos distintos, o máximo de DA positivas ocorre após 1 hora do máximo de DA negativas. Resultados semelhantes foram encontrados por Paulucci (2017), Naccarato (2005) e Ramos et al (2011). Esse intervalo entre os máximos pode ser explicado pelo processo de evolução temporal da atividade de DA da maioria das tempestades, que tendem a apresentar DA nuvem-solo positivas durante a dissipação da nuvem de tempestade (MacGorman e Rust (1998); Rakov e Uman, 2003). Ainda de acordo com MacGorman e Rust (1998) e Rakov e Uman (2003), a duração média de uma tempestade convectiva é de 1 hora e durante a fase final a precipitação os centros de cargas negativas são eliminados da base da nuvem, restando apenas os centros positivos nas partes mais altas, o que aumenta a possibilidade de ocorrência de DA positivas.

A Figura 5.5a mostra a distribuição dos acumulados horários durante o inverno. Diferentemente das demais estações do ano durante o inverno não há uma distribuição bem definida, é possível notar um padrão sinuoso tanto das descargas positivas quanto das negativas. Portanto, não há a formação de apenas um ponto de máximo, durante o período da manhã

existem máximos secundários na curva das DA negativas às 02 e 10 horas e na curva das DA positivas às 04 e 08 horas. Os períodos da madrugada e da manhã não favorecem o desenvolvimento de tempestades convectivas. Uma possível explicação para esses acumulados pode ser o aumento do número de passagens de sistemas frontais nessa época do ano (Ramos et al., 2011). Esse resultado concorda com os encontrados por Paulucci (2017) e Naccarato (2005).

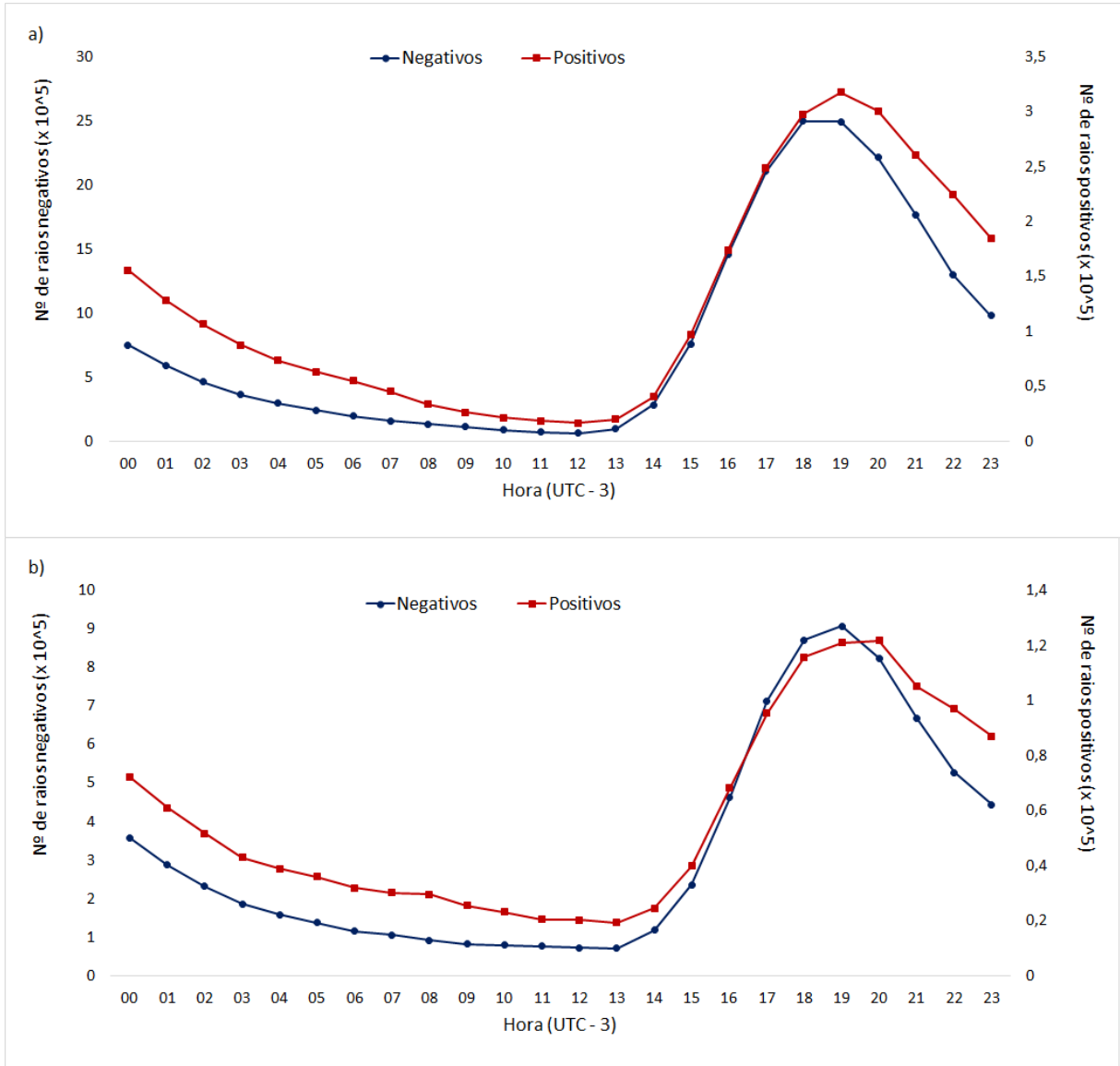


Figura 5.4: Ciclo diurno do número de descargas atmosféricas nuvem-solo positivas, negativas no SEB durante o (a) verão e (b) outono. A escala das DA positivas está ampliada e secundária a fim de facilitar a comparação dos dois tipos.

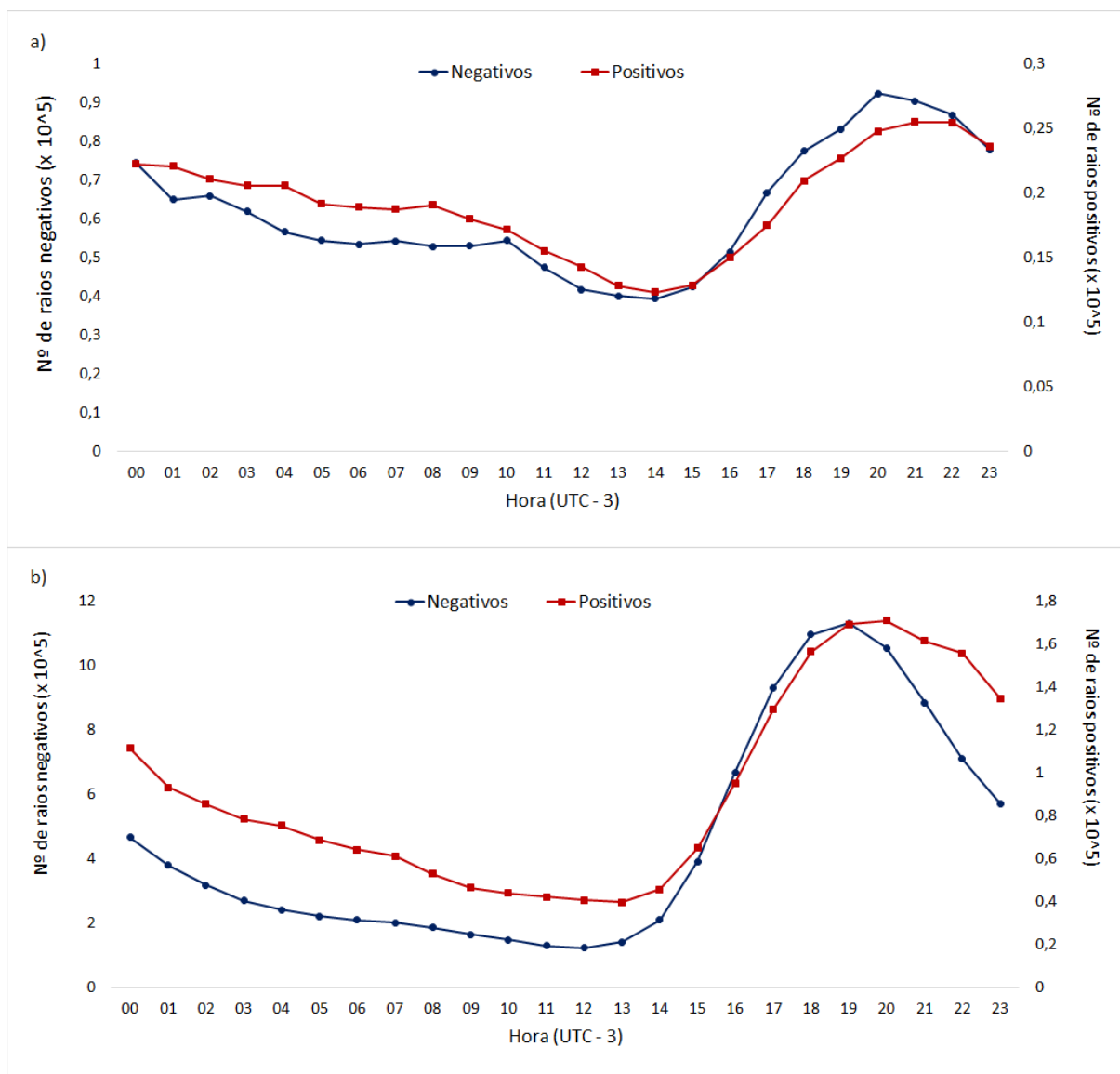


Figura 5.5: Ciclo diurno do número de descargas atmosféricas nuvem-solo positivas, negativas no SEB durante o (a) inverno e (b) primavera. A escala das DA positivas está ampliada e secundária a fim de facilitar a comparação dos dois tipos.

5.6 Distribuição dos picos de corrente das descargas atmosféricas

Apesar da grande diferença no número de ocorrências entre as DA positivas e negativas, a distribuição destas em relação à intensidade do pico de corrente não apresenta uma variação significativa durante todo o ano. De acordo com os histogramas ilustrados pela Figura 5.6, a distribuição dos picos de corrente é assimétrica e segue o mesmo padrão durante as quatro estações do ano, com o número de descargas atmosféricas detectadas inversamente proporcional ao valor da intensidade, ou seja, os maiores acumulados de descargas estão concentrados nos menores valores de pico de corrente, em módulo. A partir de 30 kA há uma queda acentuada no número de DA detectadas, no verão essa queda é de aproximadamente 7 milhões para 3,2 milhões de descargas atmosféricas negativas, no outono de aproximadamente

2,8 milhões para 1 milhão, no inverno de aproximadamente 400 mil para 200 mil e na primavera de aproximadamente 5 milhões para 2,2 milhões. O mesmo padrão é observado na distribuição das descargas positivas. Portanto, é razoável afirmar, por uma aproximação qualitativa, que as descargas atmosféricas cujas intensidades se mantiveram dentro do intervalo de 30 kA a -30 kA foram as mais comumente detectadas, enquanto que a quantidade de descargas encontradas fora desse intervalo de intensidade caiu bruscamente, sendo a detecção destas mais incomuns. Há ainda as descargas atmosféricas denominadas como LPCCG, que serão abordadas na seção 5.10.

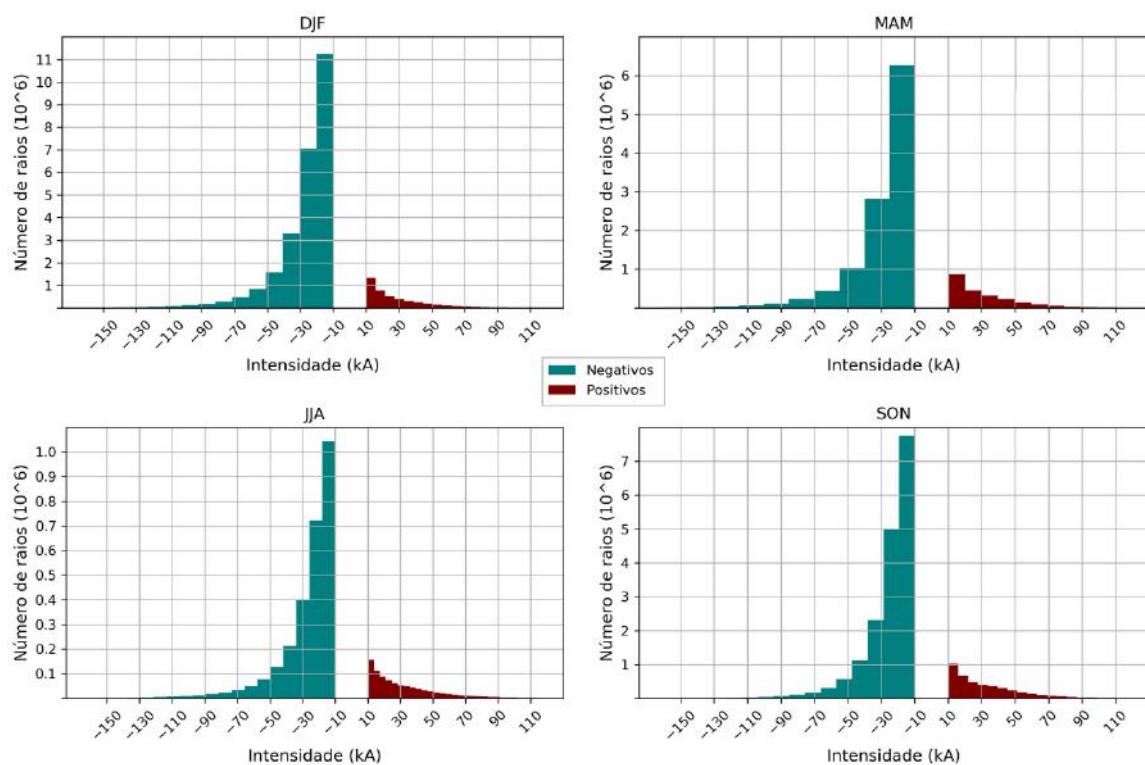


Figura 5.6: Distribuição sazonal das intensidades dos picos de corrente das descargas atmosféricas registradas no SEB (2001 a 2016, exceto 2015).

5.7 Composição da topografia do sudeste brasileiro

A região Sudeste do Brasil considerada no estudo possui uma topografia diversificada e para investigar a possível relação do terreno com a atividade das descargas atmosféricas foi elaborado um mapa com os dados de altitude obtidos a partir de um modelo de elevação digital. A Figura 5.7 apresenta a topografia da região Sudeste, com destaque para as principais serras. Nos próximos parágrafos desta seção serão descritos os principais pontos de interesse deste estudo dentro de cada estado que compõe a região, de acordo com a topografia.

O Espírito Santo apresenta uma variabilidade climática significativa devido à influência do litoral que se estende por 400 km e do planalto. Ao longo da costa capixaba há uma faixa de planície com cerca de 40% da área total do estado. Na parte sul do estado existem duas regiões com altitudes superiores à 1.000 metros, onde estão localizadas as serras do Caparaó e do Castelo. O regime de precipitação do Espírito Santo é influenciado pela passagem de sistemas frontais, originadas no sul do Hemisfério Sul, e pela circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que provoca forte subsidência dos ventos e divergência em superfície, inibindo os movimentos ascendentes e dificultando a formação de nebulosidade (Satyamurty et al., 1998). Além de outros sistemas meteorológicos que atuam no estado, como as frentes quentes, os cavados, ciclones extratropicais e subtropicais e Sistemas Convectivos de Mesoescala.

O estado de Minas Gerais é o 4º maior território brasileiro e o maior da região Sudeste. Apresenta um contraste da orografia e da climatologia ao longo de sua extensão: montanhoso e tropical na parte sul e plano e semiárido na parte norte. O território mineiro possui relevos com altitudes que variam entre 550 metros e 1.500 metros. O estado apresenta um relevo bastante acidentado, com a presença de planaltos e depressões bastante evidentes, principalmente, na região central e norte. O estado divide a Serra do Caparaó com o estado do Espírito Santo e, ao sul, compartilha a Serra da Mantiqueira com os estados do Rio de Janeiro e São Paulo. Há, ainda, a Serra do Espinhaço, que percorre toda a parte central até a divisa com a Bahia.

Assim como é mostrado na Figura 5.7, mais da metade do estado do Rio de Janeiro encontra-se próxima do nível do mar. Toda a região que se estende desde a faixa estreita da baía de Ilha Grande, localizada no Sul Fluminense, até a divisa com o estado do Espírito Santo, no Norte Fluminense, possui altitude igual ou inferior à 100 metros de altitude. No noroeste do estado encontra-se a Serra da Mantiqueira, que se estende até os estados de São Paulo e Minas Gerais. Outra cadeia montanhosa importante é a Serra do Mar que percorre boa parte do Sul Fluminense e a região Serrana do estado. Entre essas duas serras está o vale do Paraíba, onde a altitude cai para 300 metros. No município do Rio de Janeiro estão localizados o Maciço da Tijuca, Maciço da Pedra Branca e Maciço do Mendanha, que atingem pouco mais de 1.000 metros de altitude e possuem um papel fundamental no regime de precipitação da capital do estado.

O estado de São Paulo possui uma área territorial de 248.219,6 km² e um relevo diversificado. Grande parte da região litorânea é constituída de planícies de altitude inferior à 300 metros. A Serra do Mar quebra o padrão encontrado no litoral, elevando a altura do relevo para mais de 1.000 metros e adentrando o estado na direção sudoeste, ocupando as regiões norte, central e sul do estado. Ao norte da região do Vale do Paraíba, está a Serra da Mantiqueira.

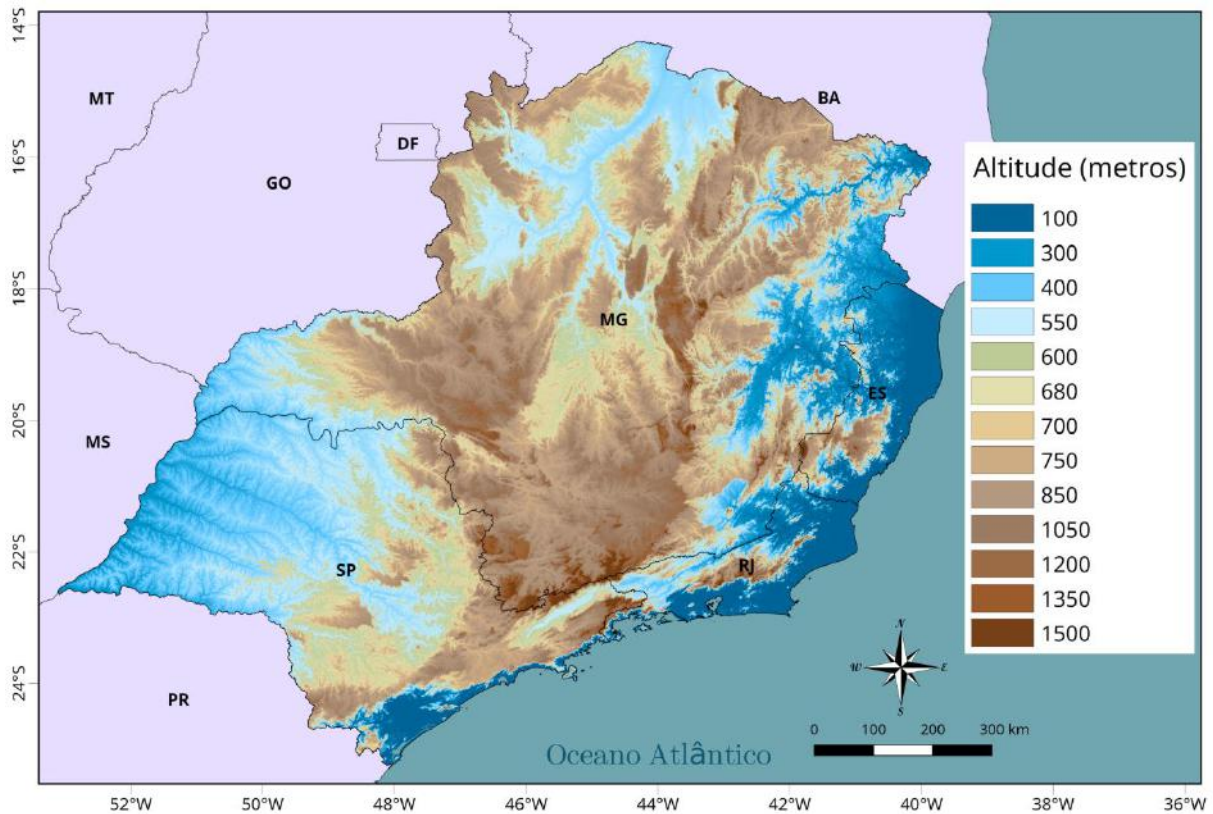


Figura 5.7: Topografia da região Sudeste do Brasil.

5.8 Distribuição espacial das descargas atmosféricas

A distribuição espacial das descargas atmosféricas nuvem-solo totais (positivas+negativas), negativas e positivas detectadas durante os anos de 2001 a 2016 (com exceção à 2015) sobre a região Sudeste do Brasil serão apresentadas nas figuras 5.8 e 5.9. Na primeira (Figura 5.8), é possível notar que as regiões com maior densidade de descargas atmosféricas estão localizadas na região Metropolitana de São Paulo, na região do Vale do Paraíba (no estado do Rio de Janeiro) e na região Metropolitana de Belo Horizonte. A distribuição das descargas atmosféricas negativas (Figura 5.9a) é bastante semelhante à distribuição das descargas totais, com máximos e mínimos nas mesmas regiões. As descargas positivas (Figura 5.9b) apresentam distribuição distinta das anteriores, com o máximo de

densidade nas regiões sudoeste e sul do SEB, seguidas da região central no estado de Minas Gerais. Os valores de densidade são menores em relação aos valores das DA negativas e totais e se distribuem melhor por toda a região, não há áreas pontuais com máximo de densidade como ocorre para as DA negativas. Rakov e Uman, (2003) relacionaram a atividade de DA nuvem-solo positivas com a ocorrência de Sistemas Convectivos de Mesoescala. Segundo o estudo, a relação acontece, pois, a maioria dos casos de ocorrência de descargas de polaridade positiva se dá em nuvens estratiformes presentes nos SCM, portanto em regiões com alta ocorrência de SCM também há alta ocorrência de DA positivas.

Diversos estudos abordam a relação da variação espacial da atividade de DA com aspectos geográficos, como a altitude do relevo, a presença de vales e vertentes de montanhas e o posicionamento geográfico (Smith, 1979; Orville, 1991; Egger e Hoinka, 1992; Lyons et al., 1998; Schulz e Diendorfer, 1999; Soriano et al., 2005; Yamasaki et al., 2006; De Souza et al., 2009; Pinto Jr. et al., 1999b; Pinto Jr., 2009; Bourscheidt et al., 2009). Tal relação pode ser observada neste trabalho a partir da análise da distribuição espacial de DA negativas (Figura 5.9a) e da topografia da região Sudeste (Figura 5.7). Os pontos de alta densidade de DA estão localizados em regiões de borda de montanhas e vales. O exemplo mais evidente dessa configuração ocorre no Vale do Paraíba, onde há a Serra da Mantiqueira ao norte e a Serra do Mar ao sul. Essa topografia pode facilitar a canalização e a convergência da umidade oriunda, principalmente, do oceano Atlântico e transportada à barlavento da Serra da Mantiqueira, o que teoricamente contribui para o máximo de densidade encontrado. Outro exemplo é a região de máximo de densidade encontrada em Minas Gerais, próximo a região Metropolitana de Belo Horizonte, que também parece sofrer influência da Serra da Mantiqueira que está localizada a oeste e da Serra do Caparaó ao norte. A circulação úmida oriunda da ASAS e da ZCAS pode ser bloqueada e concentrada nesta região. Esse resultado concorda com os encontrados por Pinto Jr. et al. (1993), Pinto Jr. et al. (2009) e De Souza et al. (2009).

Outro aspecto importante a se notar a partir dos resultados encontrados aqui, é em relação à possível influência dos centros urbanos nas áreas com maior ocorrência de descargas atmosféricas. A influência do efeito urbano na atividade de descargas atmosféricas nuvem-solo foi estudada inicialmente por Westcott (1995) e posteriormente por diversos autores (Naccarato et al., 2001, 2005; Steiger et al., 2002; Pinto et al., 2004; Gauthier et al., 2005; Williams et al., 2005; Farias et al., 2009). Duas hipóteses são levantadas por Naccarato (2005) acerca da influência dos grandes centros urbanos na atividade de DA: A emissão de poluentes, modificando a concentração de aerossóis na atmosfera local, e a emissão de calor.

A primeira trata-se da interação dos aerossóis de origem antrópica com as nuvens de tempestade. Os aerossóis comportam-se como núcleos de condensação de nuvem para a formação de gotas de nuvem. Portanto, o aumento da concentração de aerossóis está diretamente ligado ao aumento da quantidade e à diminuição do diâmetro das gotas dentro da nuvem de tempestade, o que modifica os processos microfísicos de carregamento das partículas e separação de cargas (Steiger et al., 2002; Naccarato, 2005). Todo esse processo resulta no aumento da atividade elétrica dentro da nuvem. Segundo Steiger et al. (2002), gotículas formadas por impurezas podem afetar a eficiência da separação de cargas nas nuvens de tempestades e aumentar a ocorrência de descargas atmosféricas negativas. A alta concentração de poluentes nas gotículas de água super-resfriadas facilita o carregamento das partículas com carga negativa em temperaturas mais altas, ou seja, em regiões próximas à base da nuvem. Com isso, há um aumento do centro de cargas negativas em relação ao centro de cargas positivas, gerando mais DA negativas e diminuindo a porcentagem de DA positivas.

Outra hipótese abordada por Naccarato é a emissão de calor por parte dessas cidades, que pode contribuir para o aumento do fluxo vertical das parcelas de ar. As ilhas de calor urbanas tendem a instabilizar a atmosfera sobre os centros urbanos, pois há maior aquecimento em baixos níveis e aumento na velocidade de ascensão das parcelas de ar dentro da camada limite. Com a atmosfera instabilizada há um aumento na precipitação nessas áreas e maior de tempestade convectiva (Sales e Pereira Filho, 2000; Orville et al. 2001). Williams et al. (2005) mostraram a influência do efeito termal nas velocidades de ascensão do ar e na quantidade de água líquida na região de fase mista das nuvens, além de constatarem variações na proporção das polaridades das cargas das DA.

Na região Metropolitana de São Paulo encontra-se um dos pontos de alta densidade de descargas atmosféricas, porém, diferentemente das regiões supracitadas, esta não está localizada em região de vale ou borda de montanha e encontra-se a uma altitude de mais de 800 metros (Figura 5.7). Essa região é considerada uma megalópole, com mais de 32,2 milhões de habitantes (IBGE), o que equivale à aproximadamente 75% da população de todo o estado, ou seja, há um grande número de atividades humanas que são realizadas nessa região. Possivelmente, essa região é bastante afetada pelos efeitos da urbanização.

Portanto, para se analisar a distribuição das descargas atmosféricas deve-se considerar outros fatores que não somente a topografia, como os efeitos de outras variáveis meteorológicas que atuam em conjunto para a formação das tempestades e da precipitação (Smith, 1979; Pinto

Jr. et al., 2003), a direção do vento predominante e a interação das correntes de vento com as montanhas (Egger e Hoinka, 1992), os padrões de circulação atmosférica (Ramos et al., 2011), a atividade humana, a formação de ilhas de calor e a emissão de poluentes (Naccarato et al., 2001, 2005; Steiger et al., 2002; Pinto et al., 2004; Gauthier et al., 2005; Williams et al., 2005; Fernandes et al., 2008; Farias et al., 2009).

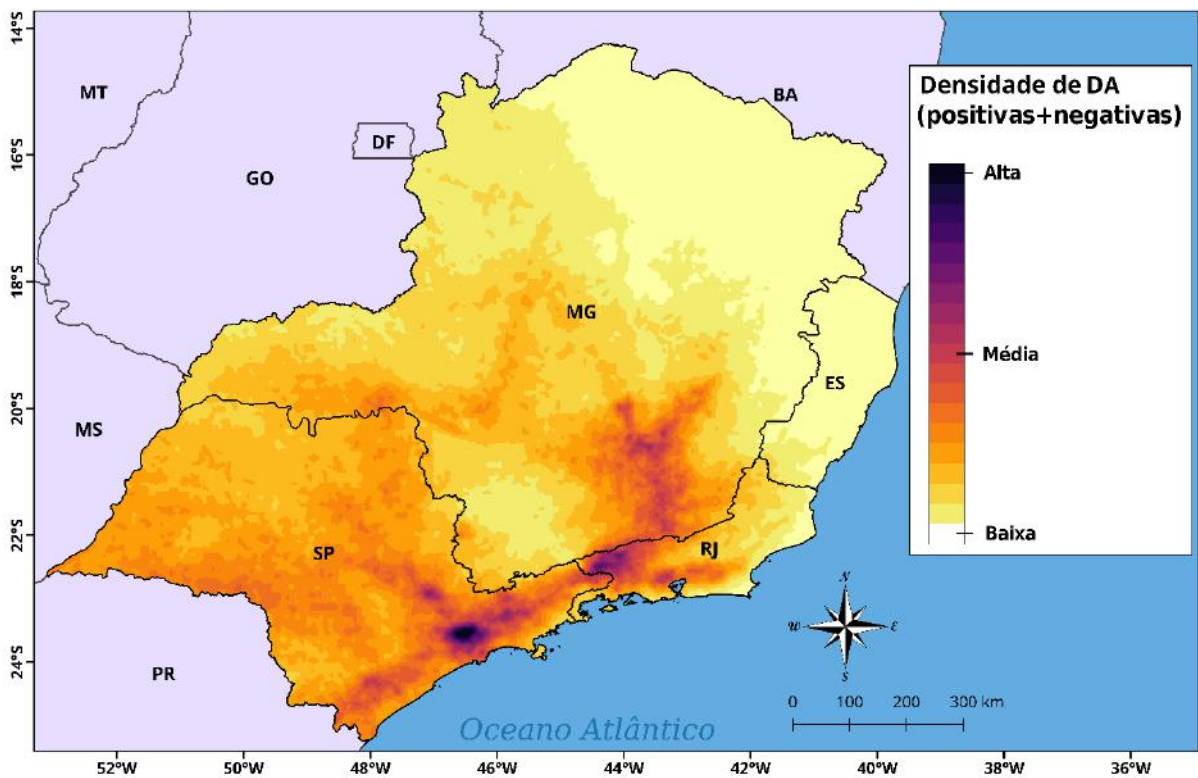


Figura 5.8: Mapa de densidade de descargas atmosféricas totais (positivas+negativas) para o SEB considerando todo o período de 2001 a 2016.

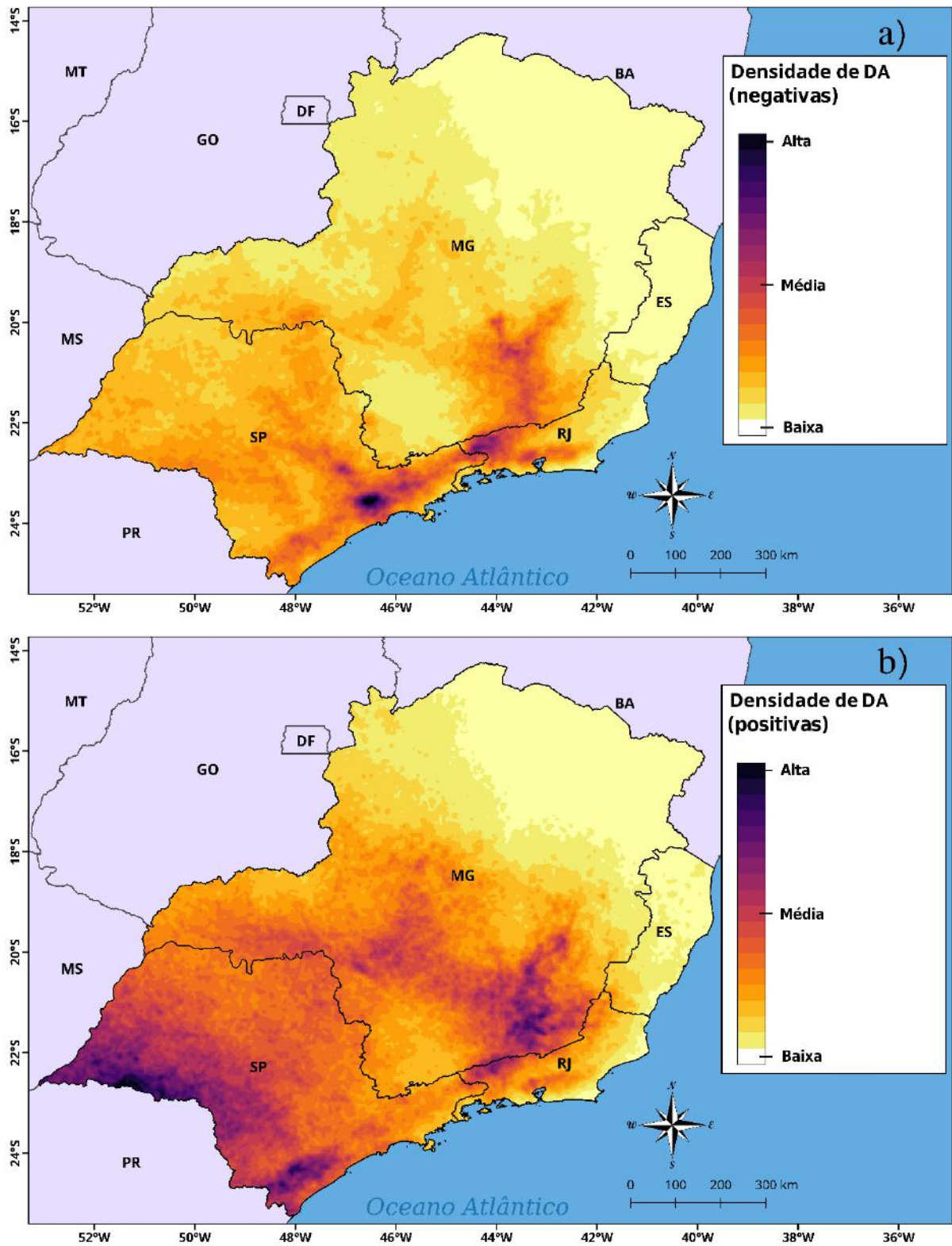


Figura 5.9: Mapas de densidade de descargas atmosféricas (a) negativas e (b) positivas para o SEB considerando todo o período de 2001 a 2016.

5.9 Distribuição espacial sazonal das descargas atmosféricas

Os mapas destacados nas figuras presentes nessa seção mostram a densidade das descargas atmosféricas nuvem-solo detectadas dentro do quadrilátero referente à região Sudeste do Brasil durante todo o período de 2001 a 2016, com exceção de 2015, considerando somente os meses de verão e outono (Figura 5.10) e inverno e primavera (Figura 5.11).

Assim como acontece na distribuição espacial das DA mostrada na seção 5.8, durante o verão há duas regiões de máximo de densidade, o primeiro máximo encontra-se na região Metropolitana de São Paulo e o segundo na região do Vale do Paraíba, no Rio de Janeiro. Outras regiões também apresentam uma alta densidade de DA, são elas a região litorânea de São Paulo, a região metropolitana e serrana do Rio de Janeiro, a região metropolitana de Belo Horizonte e a região da Zona da Mata, em Minas Gerais.

Na primavera e outono, a densidade de descargas atmosféricas diminui em relação ao verão, porém ainda é possível observar um padrão semelhante na distribuição. O Espírito Santo apresenta baixa densidade de DA durante todo o ano, assim como grande parte do centro-norte de Minas Gerais.

O inverno é a única estação que apresenta um padrão da distribuição das DA totalmente distinta das demais estações. Os maiores valores são encontrados no sudoeste da região Sudeste e decrescem em direção ao nordeste, semelhante ao encontrado para a distribuição da densidade de DA positivas (Figura 5.9b). A mudança na distribuição das DA durante o inverno pode estar relacionada à mudança no mecanismo de formação de tempestades nesta época do ano. Durante o inverno há um aumento na passagem de sistemas frontais na região Sudeste do Brasil, a convecção local não é o principal mecanismo de formação de tempestades e há um aumento no número de ocorrências de descargas atmosféricas positivas na região, possivelmente devido ao caráter mais estratiforme das tempestades (Solorzano et al., 1999; Pinto Jr. et al., 2003; Ramos et al., 2011). Isto também ajudaria a explicar a semelhança encontrada entre as distribuições de descargas atmosféricas positivas e de descargas atmosféricas no inverno.

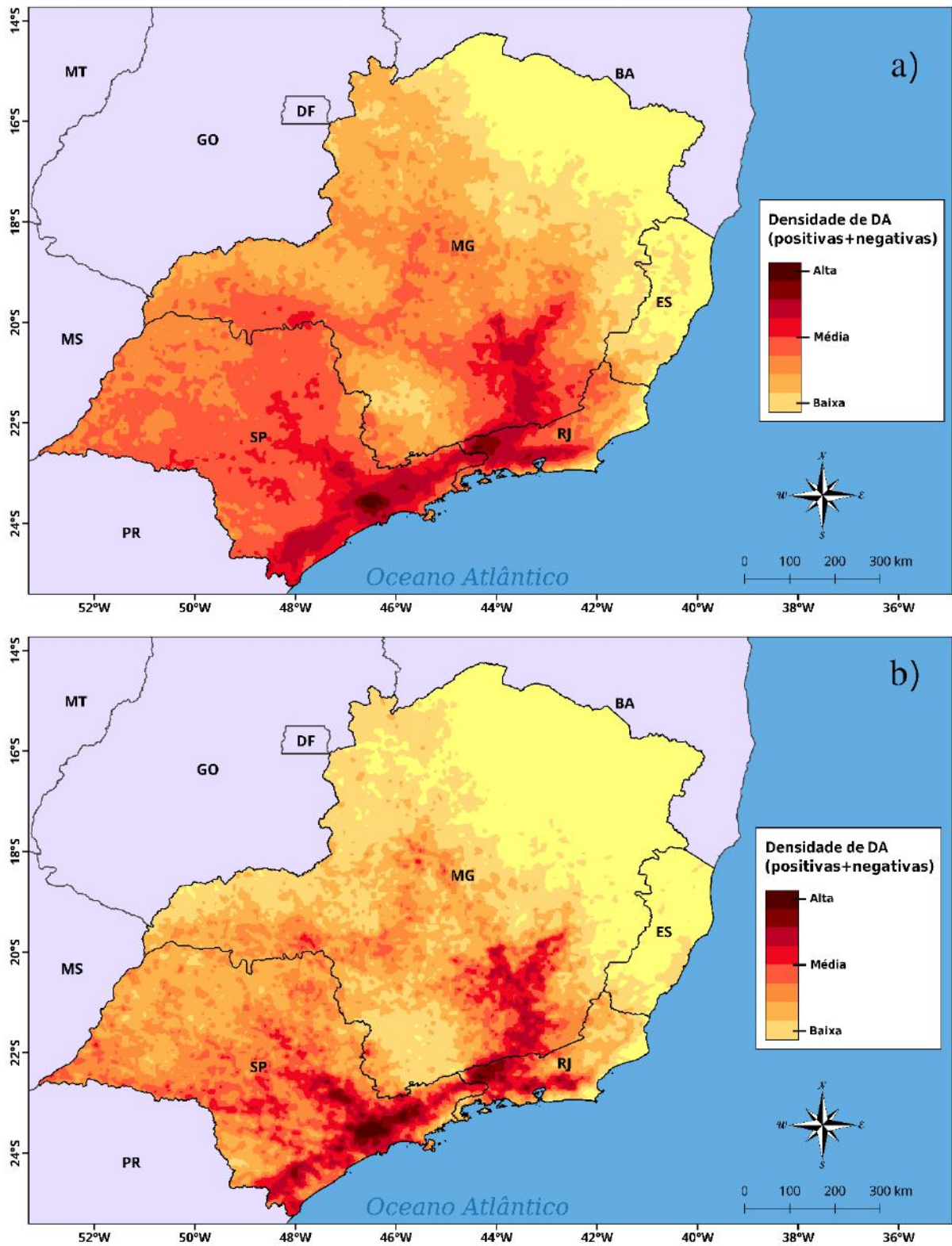


Figura 5.10: Mapa de densidade sazonal de descargas atmosféricas para o SEB considerando somente os meses de (a) verão e (b) outono durante o período de 2001 a 2016, com exceção de 2015.

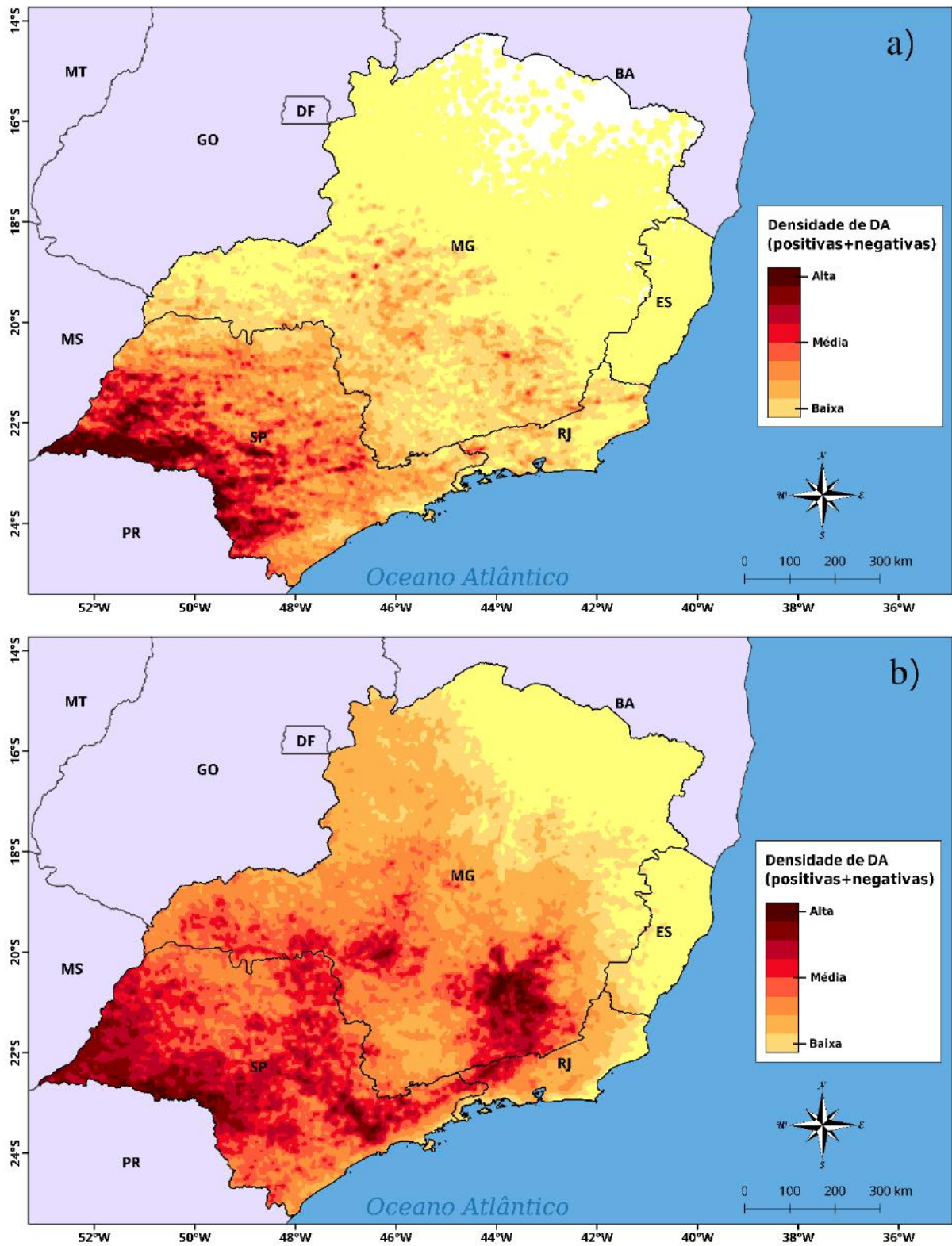


Figura 5.11: Mapa de densidade sazonal de descargas atmosféricas para o SEB considerando somente os meses de (a) inverno e (b) primavera durante o período de 2001 a 2016, com exceção de 2015.

5.10 Distribuição espacial das descargas atmosféricas LPCCG

Diversos estudos destacam a importância do conhecimento do padrão de distribuição da intensidade dos picos de corrente de DA para um determinado local, principalmente devido aos impactos causados pelas descargas que se propagam até a superfície e possuem grande pico de corrente, conhecidas como LPCCG, que apesar de raras, são mais propensas a causar danos em estruturas sensíveis a descargas elétricas (Schumann e Huntrieser, 2007). A primeira climatologia de descargas atmosféricas LPCCG para o SEB foi feita por Pinto Jr. et al. (2009), que utilizaram um período de apenas 7 anos de dados (1999 - 2006).

Para analisar o padrão das descargas LPCCG e as regiões preferenciais de ocorrência, foram filtradas as intensidades superiores à 75 kA ou inferiores à -75 kA (Lyons et al., 1998; Pinto et al., 2009). Essa filtragem representou uma queda considerável no número de descargas detectadas. Assim como foi apresentado no capítulo 5.6, a frequência dos LPCCG é muito menor em relação às DA com intensidade inferior à 75 kA, em módulo.

As Figuras 5.12, 5.13 e 5.14 mostram as descargas detectadas ao longo do período de 2001 a 2016 (com exceção de 2015), filtradas pela intensidade para identificar a distribuição de LPCCG para todo o período, para os meses de verão e outono e para os meses de inverno e primavera, respectivamente.

Analisando a Figura 5.12 é possível notar que a maioria das regiões de alta densidade de descargas, ou seja, onde os valores estão dentro do intervalo de 1 a 1,2 descargas/km²/ano, são regiões de vale e relativamente afastadas da região costeira do SEB, enquanto que os menores valores estão em regiões montanhosas. As regiões norte e noroeste de Minas Gerais apresentam os maiores valores de densidade, seguidas da região do Triângulo Mineiro, também em Minas Gerais, e de grande parte do estado de São Paulo, que apresentam densidade entre 0,6 e 1,0 descargas/km²/ano. Apesar de também possuírem características diversificadas na topografia, com regiões serranas e de vale, os estados do Rio de Janeiro e do Espírito Santo não apresentaram valores significativos de densidade de descargas atmosféricas LPCCG.

Na Figura 5.13 são mostradas as distribuições de densidade durante o (a) verão, com valores entre 0 e 0,9 descargas/km²/ano, e (b) outono, com valores entre 0 e 0,53 descargas /km²/ano, e é possível identificar semelhanças nos padrões entre as duas estações e em relação ao período total (Figura 5.12) com os máximos e mínimos nas mesmas regiões.

O mesmo não acontece para as estações do inverno e primavera (Figura 5.14), onde há uma queda abrupta na densidade de DA positivas e negativas e, conseqüentemente, uma queda nas descargas LPCCG. A densidade de LPCCG varia entre 0 e 0,13 descargas/km²/ano durante o inverno (Figura 5.14a) e se concentra apenas no sudoeste do estado de São Paulo. De acordo com a Figura 5.14b, na primavera a densidade varia entre 0 e 0,40 descargas /km²/ano, ainda com baixa concentração nos estados de Minas Gerais e São Paulo e nenhuma ocorrência nos estados do Espírito Santo e Rio de Janeiro, porém já é possível observar a região de densidades mais altas no norte de Minas Gerais e o aumento da distribuição por todo o estado de São Paulo, o que indica um possível ciclo sazonal para a distribuição de descargas LPCCG.

Resultados semelhantes foram encontrados por Lyons et al. (1998), Schulz e Diendorfer (1999), Pinto et al. (2009) e Souza et al. (2009). Na tentativa de explicar a distribuição das DA LPCCG positivas, Pinto Jr. et al. (2009) propuseram uma possível relação da distribuição destas com os Sistemas Convectivos de Mesoescala no SEB. Ainda é preciso investigar com mais detalhes os fatores que contribuem para a distribuição das descargas atmosféricas com essas características específicas.

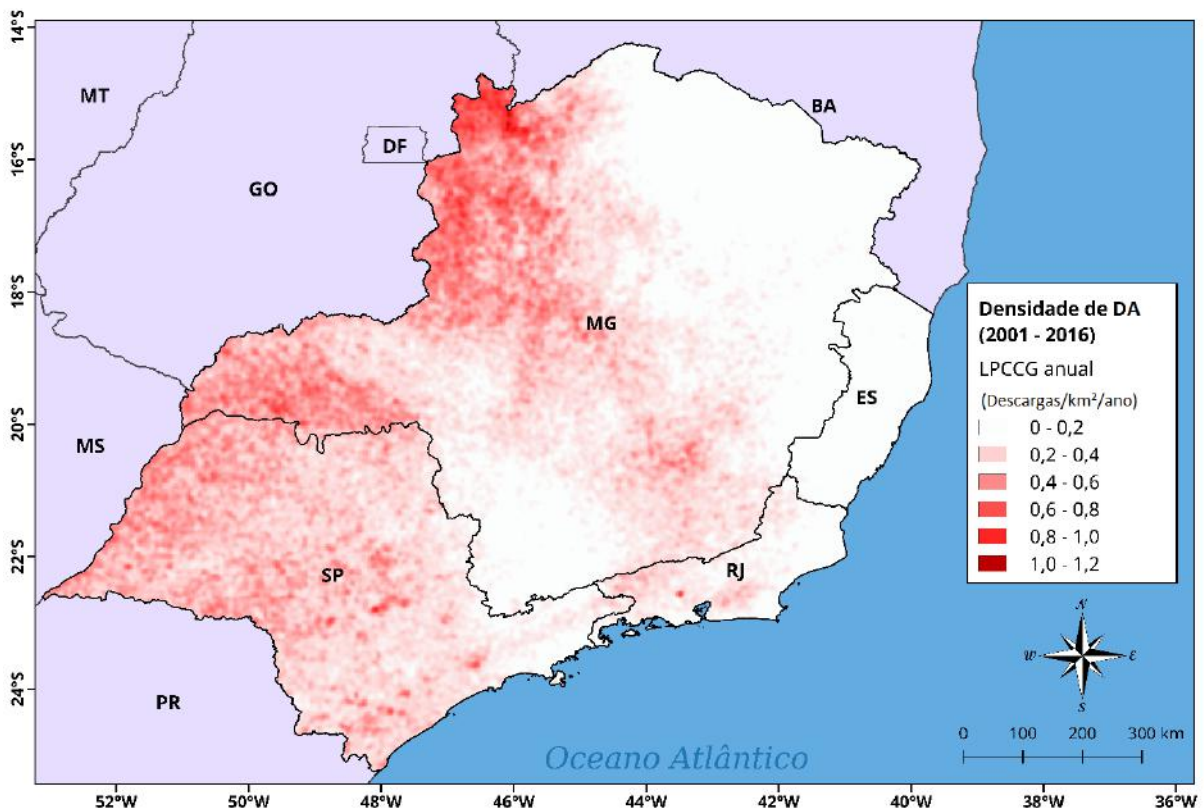


Figura 5.12: Mapa de densidade de LPCCG para o SEB considerando todo o período de 2001 a 2016.

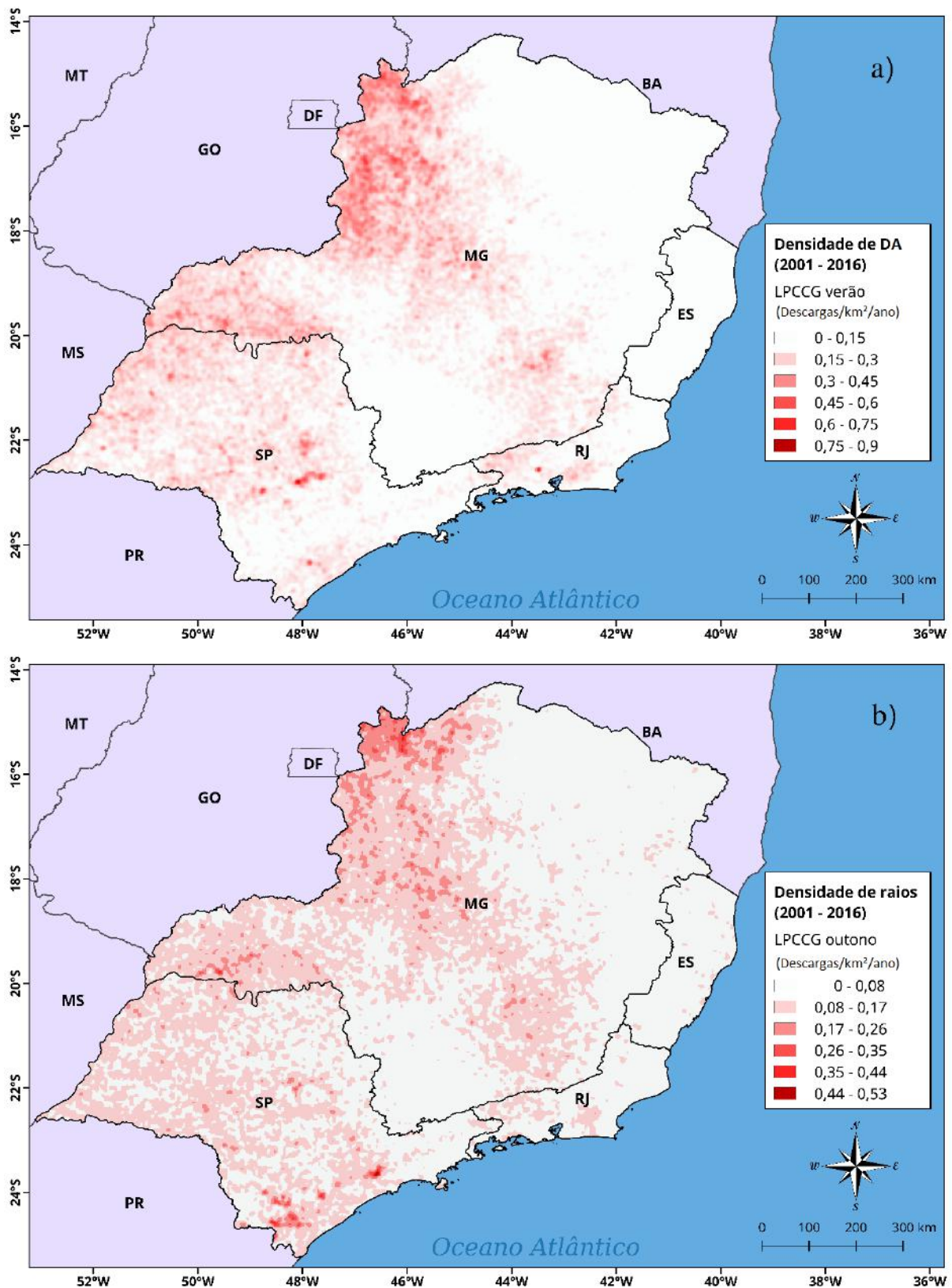


Figura 5.13: Mapa de densidade sazonal de LPCCG para o SEB considerando somente os meses de (a) verão e (b) outono durante o período de 2001 a 2016.

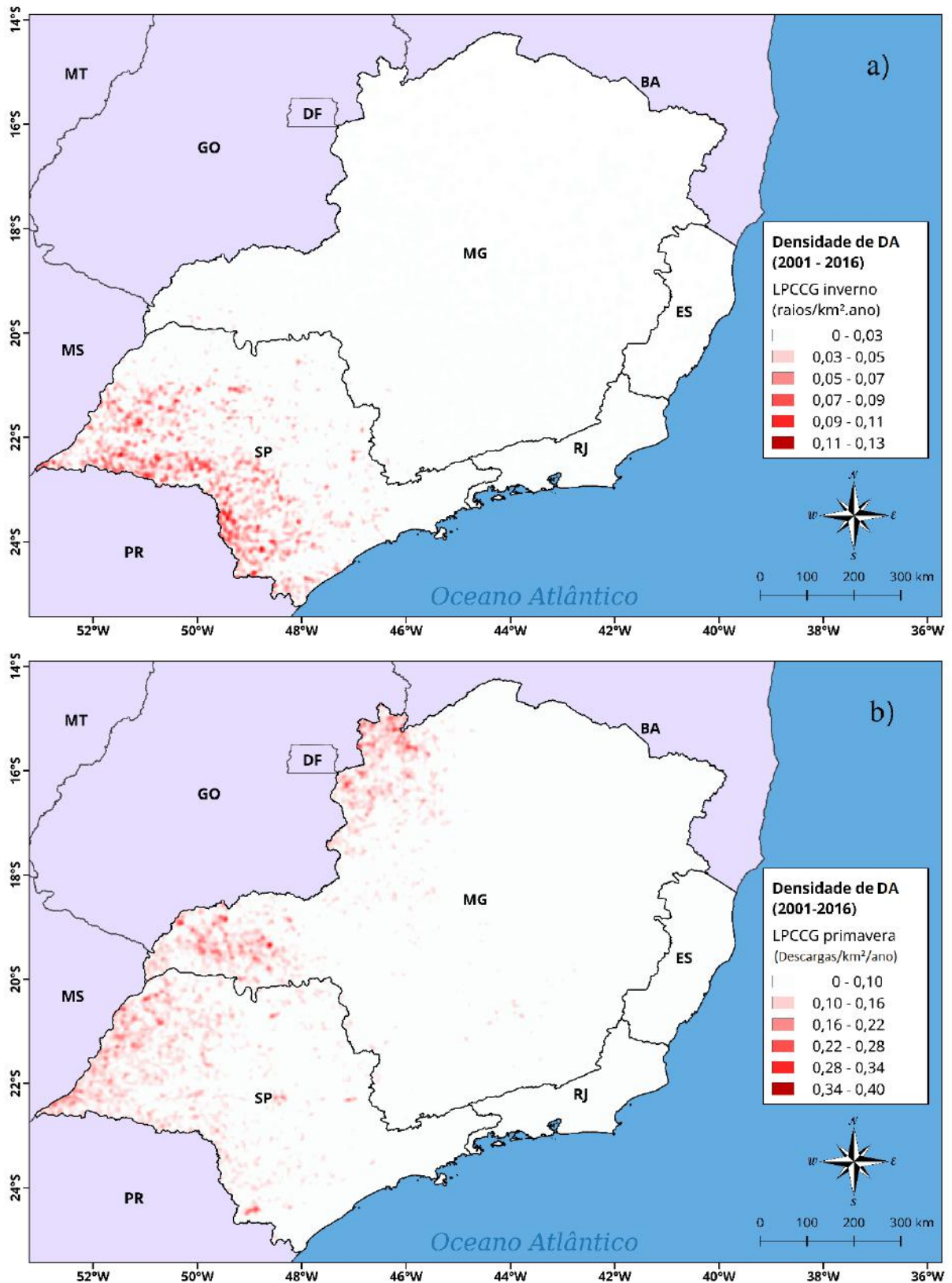


Figura 5.14: Mapa de densidade sazonal de LPCCG para o SEB considerando somente os meses de (a) inverno e (b) primavera durante o período de 2001 a 2016.

6 CONCLUSÕES E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Neste trabalho, utilizou-se um conjunto de dados de descargas atmosféricas, registradas pela rede de detecção RINDAT, durante o período de janeiro de 2001 a dezembro de 2016, exceto 2015, com objetivo de estudar o padrão espaço-temporal da atividade elétrica na região Sudeste do Brasil. As principais conclusões obtidas foram:

- 1) Há uma grande variabilidade interanual das descargas atmosféricas ao longo do período. Há uma diferença de aproximadamente 3,5 milhões entre o maior acumulado em 2001 e o menor em 2011;
- 2) O acumulado de descargas atmosféricas negativas é aproximadamente sete vezes superior às descargas positivas;
- 3) Os meses mais quentes, de outubro a março, apresentam as maiores médias de ocorrência de descargas atmosféricas. Os meses mais frios, de junho a agosto, mostram uma diminuição abrupta nas médias mensais;
- 4) A distribuição horária das DA positivas e negativas apresenta um padrão semelhante para o verão, outono e primavera, com o mínimo durante a parte da manhã e um máximo à tarde/noite. No inverno a distribuição encontrada se difere das demais estações, existem máximos secundários durante o amanhecer que podem estar associados à passagem de sistemas frontais na região;
- 5) De acordo com as distribuições das intensidades de pico de corrente das DA positivas e negativas, as descargas atmosféricas com correntes menos intensas são mais frequentes que as demais;
- 6) Os maiores valores de densidade são encontrados em regiões costeiras e/ou em regiões próximas a bordas de montanhas. O inverno é uma exceção, para esta estação os maiores valores de densidade são encontrados no interior do continente, no sul da região Sudeste;
- 7) Os maiores valores de densidade de descargas LPCCG ocorrem durante o verão e os menores durante o inverno. Especialmente, os maiores valores de densidade são encontrados nas regiões norte e noroeste de Minas Gerais, no Triângulo Mineiro e em grande parte do estado de São Paulo. Os estados do Rio de Janeiro e do Espírito Santo não apresentaram densidade de LPCCG significativa;

A importância deste trabalho está na elaboração de uma climatologia de DA para o Sudeste do Brasil com período mais consistente de dados, de 15 anos, além de corroborar os resultados encontrados por outros autores para a mesma região.

Com o avanço da rede de detecção e das técnicas de geoprocessamento de dados, foi possível obter um resultado mais refinado e produzir mapas de densidade mais precisos e detalhados. Assim, há uma melhor identificação de áreas mais críticas de ocorrência de descargas atmosféricas.

Como passos futuros está sendo desenvolvida uma metodologia de previsão de eventos de atividade elétrica significativa voltada, principalmente, para a região Metropolitana do Rio de Janeiro, baseada em inteligência computacional. Espera-se preencher uma lacuna deixada pelas principais técnicas de previsão, que apresentam dificuldade na previsão de fenômenos de curtíssimo prazo e mesoescala, e expandir a mesma metodologia para as áreas de maior densidade de descargas atmosféricas da região Sudeste do Brasil.

Outros resultados encontrados demonstram a necessidade de um estudo mais aprofundado em relação à influência direta da latitude na ocorrência de descargas atmosféricas. Também é preciso investigar a relação do ciclo diurno de aquecimento da atmosfera com o ciclo diurno de ocorrência de descargas atmosféricas na região.

A contribuição das regiões urbanizadas não pode ser descartada. A influência dos centros urbanos, parece ser um fator importante na produção de tempestades convectivas que dão origem a descargas atmosféricas. Um estudo sobre os efeitos das ilhas de calor e da produção de aerossóis em regiões de centros urbanos, à exemplo do que foi feito por Farias et al. (2009), Bell et al. (2009) e Gomes (2010), mostra-se essencial para compreender a dinâmica dessa interação.

7 REFERÊNCIAS

- Acesso e dados.* (01 de janeiro de janeiro). Fonte: TOPODATA - Banco de Dados Geomorfológicos do Brasil - DSR/INPE: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/>
- Altaratz, O., Levin, Z., Yair, Y., Ziv, B. (2003). Lightning activity over land and sea on the eastern coast of the Mediterranean. *Weather Rev*, 2060-2070.
- Amorim, W., de Barros, M., Massambani, O. (1999). Thunderstorm gusts nowcasting only through the reflectivity Sao Paulo radar preliminary events. *In Proc. Int. Conference on Radar Meteorology*, 29, 94-97.
- Araújo, R. d., Diniz, J., Cherchiglia, L., Ericsson, A., Geldenluys, H. (1990). Applied lightning research in an intertropical mountainous area. *International Conference on Power Distribution*, 1-6.
- Bell, T. L., Rosenfeld, D., Kim, K. M. (2009). Weekly cycle of lightning: Evidence of storm invigoration by pollution. *Geophysical Research Letters*, 36, L23805, doi:10.1029/2009GL040915.
- Biagi, C., Cummins, K., Kehoe, K., Krider, E. (2007). National lightning detection network (NLDN) performance in southern Arizona, Texas, and Oklahoma in 2003–2004. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D5).
- Blakeslee, R. J., Bailey, J. C., Koshak, W. J., Pinto Jr, O. (Dezembro de 1999). The Rondonia lightning detection network: network description, data analysis, science objectives, and first results. *American Geophysical Union*, (pp. 563-567). San Francisco.
- Bourscheidt, V., Cummins, K. L., Pinto Jr, O., Naccarato, K. P. (2012). Methods to overcome lightning location system performance limitations on spatial and temporal analysis: Brazilian case. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(9), 1304-1311.
- Bourscheidt, V., Junior, O. P., Naccarato, K. P., Pinto, I. R. (2009). The influence of topography on the cloud-to-ground lightning density in South Brazil. *Atmospheric Research*, 91(2-4), 508-513.
- Breed, D., Dye, J. (1989). The electrification of New Mexico thunderstorms 2. Electric field growth during initial electrification. *Journal of Geophysical Research*, 94, 14841-14854.

- Cavalcanti, I. (1996). El Niño events during the 1986 –1996 decade and their impact on Brazil. *Climanalise*(special issue).
- Cummins, K., Krider, E., Malone, M. (1998a). The U.S. National Lightning Detection Network and applications of cloud-to-ground lightning data by electric power utilities. *IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility*, 465-480.
- Cummins, K., Murphy, M., Bardo, E., Wiscox, W., Pyle, R., Pifer, A. (1998b). A combined TOA/MDF technology upgrade of the U.S. National lightning detection network. *Journal of Geophysical Research*, 103, 9035-9044.
- D'Ajuz, A., Fonseca, C. S., Carvalho, F. M., Amon Filho, J., Dias, L. E., Pereira, M. P., Frontin, S. D. (1987). Transitórios elétricos e coordenação de isolamento—aplicação em sistemas de potência de alta tensão. *Universidade Federal Fluminense*.
- De Souza, P. E., Pinto Jr, O., Pinto, I. R., Ferreira, N. J., Dos Santos, A. F. (2009). The intracloud/cloud-to-ground lightning ratio in Southeastern Brazil. *Atmospheric Research*. 91(2-4), 491-499.
- Descubra o que é RINDAT, quais são as instituições participantes e seus objetivos.* (01 de janeiro de 2019). Fonte: Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas: <http://www.rindat.com.br/>
- Diaz, A., Studzinski, C. (1994). Rainfall anomalies in the Uruguay-Southern Brazil region related to SST in the Pacific and Atlantic Oceans using canonical correlation analysis. *Proceedings of the VIII Brazilian Congress of Meteorology*, 2, 42-45.
- Diniz, J. H., Carvalho, A. M., Cherchiglia, L. C., Soares Filho, J. J., Amorin, G. E. (1996a). Lightning research carried out by Companhia Energética de Minas Gerais—Brazil. *Proceedings of 23rd International Conference on Lightning Protection (ICLP)*, 24-29.
- Diniz, J., Carvalho, A., Cherchiglia, L., de Souza, W., Cazetta Filho, A., Nascimento, C. (1996b). Ground flash densities in Minas Gerais—Brazil. *Proceedings of 23 rd International Conference on Lightning Protection (ICLP)*, 224-229.

- Duquia, C., Silva Dias, M. A. (1994). Complexo convectivo de mesoescala: um estudo de caso de CCM para o oeste do Rio Grande do Sul. *Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2, 610-612.
- Egger, J., Hoinka, K. (1992). Fronts and orography. *Meteor. Atmos.*, 48, 3-36.
- Ezcurra, A., Areitio, J., Herrero, I. (2002). Relationships between cloud-to-ground lightning and surface rainfall during 1992–1996 in the Spanish Basque Country area. *Atmos. Res*, 61(3), 239-250.
- Farias, W. R., Pinto Jr, O., Naccarato, K. P., Pinto, I. R. (2009). Anomalous lightning activity over the Metropolitan Region of São Paulo due to urban effects. *Atmospheric Research*, 91(2-4), 485-490.
- Feitoza, L. R., Scárdua, J. A., Sedyama, G. C., de Oliveira, L. M., Valle, S. S. (1979). Estimativas das temperaturas médias mensais e anual do Estado do Espírito Santo. *Revista do Centro de Ciências Rurais*, 9(3).
- Fernandes, W. A., Pinto Jr, O., Pinto, I. R. (2008). Eletricidade e poluição no ar: Como as queimadas afetam as nuvens de tempestade e os relâmpagos. *Ciência Hoje*, 42, 18-23.
- Gauthier, M. L., Petersen, W. A., Carey, L. D., Orville, R. E. (2005). Dissecting the anomaly— A closer look at the documented enhancement in summertime ground flash densities in and around the Houston area. *Conference on Meteorological Applications of Lightning Data*.
- Gin, R. B. (1992). Estudo coordenado de um sistema de tempestade sobre a América do Sul. Dissertação (Mestrado em Ciência Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Gin, R. B. (1996). Estudo das características dos relâmpagos nuvem-solo em Minas Gerais no verão de 1993. Tese (Doutorado em Ciência Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Gomes, W. R. (2010). Estudo das características da atividade dos raios na região metropolitana de São Paulo. Inpe, São José dos Campos.
- Grenet, G. (1947). Essai d'explication de la charge électrique des nuages d'orages. *Annales Geophysicae*, 3, 306-307.

- Holle, R., López, R. (2003). A comparison of current lightning death rates in the U.S. with other locations and times. *Intl. Conf. on Lightning and Static Electricity*, 7.
- Holle, R., López, R., Navarro, B. (2005). Deaths, injuries, and damages from lightning in the United States in the 1890s in comparison with the 1990s. *J. Appl. Meteorol*, 44, 1563-1573.
- Houze, R. (1995). Cloud dynamics. *Academic Press*.
- Idone, V., Davies, D., Moore, P., Wang, Y., Henderson, R., Ries, M., Jamason, P. (1998a). Performance evaluation of the U.S. National Lightning Detection Network in eastern New York, 1, Detection efficiency. *Journal of Geophysical Research*, 103, 9045-9055.
- Idone, V., Davies, D., Moore, P., Wang, Y., Henderson, R., Ries, M., Jamason, P. (1998b). Performance evaluation of the U.S. National Lightning Detection Network in eastern New York, 2, Location accuracy. *Journal of Geophysical Research*, 103, 9057-9069.
- Iribarne, J., Cho, H. (1980). Atmospheric Physics. 212p. ISBN 90-277-1033-3.
- Iribarne, J., Cho, H. (1986). Atmospheric physics. *Dordrecht, D. Reidel*.
- Jayarathne, E. K. (2006). Geographical and seasonal characteristics of the relationship between lightning ground flash density and rainfall within the continent of Australia. *Atmos. Res*, 79, 1-14.
- Kousky, V. E., Kayano, M. T. (1994). Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. *Journal of Climate*, 7(7), 1131-1143.
- Lyons, W. A., Nelson, T. E., Williams, E. R., Cramer, J. A., Turner, T. R. (1998). Enhanced positive cloud-to-ground lightning in thunderstorms ingesting smoke from fires. *Science*, 282(5386), 77-80.
- MacGorman, D. R., MacGorman, P. S., Rust, W. D., Rust, W. D. (1998). The electrical nature of storms. *Oxford University Press on Demand*.
- Mills, B., Unrau, D., Pentelow, L., Spring, K. (2010). Assessment of lightning-related damage and disruption in Canada. *Nat. Hazard*, 481-499.

- Murray, N. D., Orville, R. E., Huffines, G. R. (2000). Effect of pollution from Central American fires on cloud-to-ground lightning in May 1998. *Geophysical research letters*, 27(15), 2249-2252.
- Naccarato, K. P. (2001). Estudo de relâmpagos no Brasil com base na análise de desempenho do Sistema de Localização de Tempestades. *Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.*
- Naccarato, K. P. (2005). Análise das Características dos relâmpagos na região Sudeste do Brasil. *Diss. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial). INPE.*
- Naccarato, K. P., Pinto, O. J., Pinto, I. R., Cazetta, A., Amorim, G. E. (2001). Lightning characteristics in the southeastern region of Brazil: 1999-2000. *International Congress Of The Brazilian Geophysical Society.*
- Orville, R. E. (1991). Lightning ground flash density in the contiguous United States-1989. *Monthly Weather Review*, 573-577.
- Orville, R. E., Weisman, R. A., Pyle, R. B., Henderson, R. W. (1987). Cloud-to-ground lightning flash characteristics from June 1984 through May 1985. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 92(5), 5640-5644.
- Orville, R. E., Zipser, E. J., Brook, M., Weidman, C., Aulich, G., Krider, E. P., Cummins, K. (1997). Lightning in the region of the TOGA COARE. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1055-1068.
- Orville, R., Huffines, G. (1999a). Lightning ground flash measurements over the contiguous United States: A ten year summary 1989–1998. *Proceedings of the 11th International Conference on Atmospheric Electricity*, 412-415.
- Orville, R., Huffines, G. (1999b). Lightning ground flash measurements over the contiguous United States: 1995–1997. *Monthly Weather Review*, 127, 2693-2703.
- Orville, R., Huffines, G., Nielsen-Gammon, J., Zhang, R., Ely, B., Steiger, S., . . . Read, W. (2001). Enhancement of cloud-to-ground lightning over Houston, TX. 2597-2600.
- Paulucci, T. B. (2017). Caracterização espaço-temporal de descargas atmosféricas e tempestades elétricas na região metropolitana do Rio de Janeiro entre 2001 e 2016.

- Pinto Jr, O. (1999). Cloud-to-ground lightning flash characteristics obtained in the southeastern Brazil using the LPATS technique and the new hybrid lightning location methodology. *In ICAE 99- International Conference on Atmospheric Electricity, 11*, 62-64.
- Pinto Jr, O., Gin, R. B., Pinto, I. R., Mendes Jr, O., Diniz, J. H., Carvalho, A. M. (1996). Cloud-to-ground lightning flash characteristics in southeastern Brazil for the 1992–1993 summer season. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 101*, 29627-29635.
- Pinto Jr, O., Pinto, I. R., Diniz, J. H., Cazetta Filho, A., Cherchiglia, L. C., Carvalho, M. (2003). A seven-year study about the negative cloud-to-ground lightning flash characteristics in Southeastern Brazil. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 65*(6), 739-748.
- Pinto Jr., O. (2005). Em *A arte da guerra contra os raios* (p. 80). Oficina de textos.
- Pinto Jr., O. P. (1999b). Cloud-to-ground lightning in the southeastern Brazil in 1993, 1, Geographical distribution. *Journal of Geophysical Research, 31*, 369-379.
- Pinto Jr., O., Pinto, I. R. (2000). Tempestade e relâmpagos no Brasil.
- Pinto Jr., O., Pinto, I. R., de Campos, D. R., Naccarato, K. P. (2009). Climatology of large peak current cloud-to-ground lightning flashes in southeastern Brazil.
- Pinto Jr., O., Pinto, I. R., Gin, R., Mendes Jr., O. (1992). A coordinated study of a storm system over the south american continente 1. Weather information and quasi-dc stratospheric electric field data. *Journal of Geophysical Research, 97*, 18195-18204.
- Pinto Jr., O., Pinto, I., Diniz, J., Carvalho, A., Cazetta, F. A. (1999a). Cloud-to-ground lightning flash characteristics obtained in the southeastern Brazil using the LPATS technique and the new hybrid lightning location methodology. *Proceedings of the 11th International Conference on Atmospheric Electricity*, pp. 62–64 (NASA/CP-1999-209261).
- Pinto, I. C., Pinto Jr., O., Gin, R., Diniz, J., Araújo, R., Carvalho, A. (1992). A coordinated study of a storm system over the south American continent 2. Lightning-related data. *Journal of Geophysical Research, 97*, 18205-18213.

- Pinto, I. R., Pinto Jr., O., Gomes, M. A., Ferreira, N. J. (2004). Urban effect on the characteristics of cloud-to-ground lightning over Belo Horizonte-Brazil. *Annales Geophysicae*, 22, 697-700.
- Pinto, I., Cardoso, I., Pinto Jr., O., Geier, N. (2010). Lightning fatalities in Brazil in the last decade. *INPE*.
- Pinto, I., Pinto Jr., O., Rocha, R., Diniz, J., Carvalho, A., Cazetta Filho, A. (1999c). Cloud-to-ground lightning flashes in the southeastern Brazil in 1993, 2: Time variations and flash characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 31, 381-387.
- Podur, J., Martell, D., Csillag, F. (2003). Spatial patterns of lightning-caused forest fires in Ontario. *Ecol. Model*, 1-20.
- Rakov, V. A., Uman, M. A. (2003). Lightning: Physics and Effects. *Cambridge: Cambridge University Press*.
- Ramos, A. M., Ramos, R., Sousa, P., Trigo, R. M., Janeira, M., Prior, V. (2011). Cloud to ground lightning activity over Portugal and its association with circulation weather types. *Atmospheric Research*, 101(1-2), 84-101.
- Resultado do último censo.* (01 de janeiro de 2019). Fonte: IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia Estatística: <https://cidades.ibge.gov.br/>
- Rocha, R. M., Pinto, I. R., Pinto Jr, O. (Novembro de 1997). Cloud-to Ground Lightning Flash Characteristics in Southeastern Brazil in the Winter Season. *In 5th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*.
- Salagyn, R. C., Curtis, H. O., Smith, L. G. (1961). Atmospheric electricity. In: Campen Jr., C.F.; Cole, A. E. ed. *Handbook of geophysics*. 9.1-9.36.
- Sales, F. H., Pereira Filho, A. J. (2000). Comparações entre aspectos observacionais e simulação numérica de uma linha de instabilidade simétrica de longa duração sobre o Estado de São Paulo. *In Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 16, 1626-1634.
- Satyamurty, P., Nobre, C. A., Dias, P. L. (1998). South America. In *Meteorology of the southern hemisphere*. *American Meteorological Society*, 119-139.

- Schulz, W., Diendorfer, G. (1999). Lightning characteristics as a function of altitude evaluated from lightning location network data. *Proceedings of the International Conference on Lightning and Static Electricity (ICOLSE)*, Society of Automotive Engineers, Toulouse, France.
- Schulz, W., Diendorfer, G., St, P. (1998). Effect of lightning location network setup on evaluated lightning characteristics. *In Proceedings of the 15th International Lightning Detection Conference (ILDC)*.
- Schumann, U., Huntrieser, H. (2007). The global lightning-induced nitrogen oxides source. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7(14), 3823-3907.
- Simpson, G. C., Robinson, G. D. (1941). The distribution of electricity in thunderclouds. *Proceedings of the Royal Society*, 281-239.
- Smith, R. (1979). The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*.
- Solorzano, N. N., Pinto Jr, O., Ferreira, N. J. (Agosto de 1999). Meteorological Aspects Related To Cloud-To-Ground Lightning Ocurrence In Minas Gerais During The Summer Of 1995/96. *In 6th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*.
- Soriano, L. R., De Pablo, F., Tomas, C. (2005). Ten-year study of cloud-to-ground lightning activity in the Iberian Peninsula. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 67(16), 1632-1639.
- Soula, S. C. (2001). Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms. *Atmos. Res.*, 355-373.
- Steiger, S. M., Orville, R. E., Huffines, G. (2002). Cloud-to-ground lightning characteristics over Houston, Texas: 1989–2000. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(11).
- Stolzenburg, M., Rust, W. D., Marshall, T. C. (1998b). Electrical structure in thunderstorm convective regions – 2. Isolated storms. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 103, 14079-14096.
- Tipos de relâmpagos*. (01 de janeiro de 2019). Fonte: Grupo de Eletricidade Atmosférica: <http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/relamp/relampagos/tipos.php>

- Uman, M. A. (1987). All about lightning. 167.
- Vasquez, A., Moreno, J. (1998). Patterns of lightning- and people-caused fires in Peninsular Spain. *J. Wildland Fire*, 103-115.
- Vicente, E., Sansigolo, C. A., LMO, C., SP Filho, A. J. (2002). Características das precipitações convectivas intensas na área do radar meteorológico de São Paulo.
- Vonnegut, B. (1955). Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity. *Geophysical Research Letters*, 42, 169-181.
- Wacker, R. S., Orville, R. E. (1999). Changes in measured lightning flash count and return stroke peak current after the 1994 US National Lightning Detection Network upgrade: 1. Observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(2), 2151-2157.
- Wagner, G., Fuelberg, H., Kann, D., Wynne, R., Cobb, S. (2006). A GIS-based approach to lightning studies for West Texas and New Mexico. *Society, A.M.*, Proceedings of the Second Conference on Meteorological Applications of Lightning Data.
- Watson, A. I., López, R. E., Holle, R. L. (1994). Diurnal cloud-to-ground lightning patterns in Arizona during the southwest monsoon. *Monthly Weather Review*, 1716-1725.
- Westcott, N. E. (1995). Summertime cloud-to-ground lightning activity around major Midwestern urban areas. *Journal of Applied Meteorology*, 34, 1633-1642.
- Wierzchowski, J., Heathcott, M., Flannigan, M. (2002). Lightning and lightning fire, central cordillera, Canada. *J. Wildland Fire*, 41-51.
- Williams, E. R. (1988). The electrification of thunderstorms. *Scientific American*, 259, 88-99.
- Williams, E., Mushtak, V., Rosenfeld, D., Goodman, S., Boccippio, D. (2005). Thermodynamic conditions favorable to superlative thunderstorm updraft, mixed phase microphysics and lightning flash rate. *Atmospheric Research*, 76, 288-306.
- Wilson, C. T. (1920). Investigations on lightning discharges and on the electrical field of thunderstorms. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 221, 73-115.
- Yamasaki, J., Camargo, E., Fisch, G. (2006). Estudo sobre a ocorrência de relâmpagos no Vale do Paraíba para o verão do ano de 2006.

8 ANEXO 1 – MAPA DE DENSIDADE

Todos os mapas de densidade presentes no trabalho foram produzidos a partir de um complemento do software de licença gratuita Quantum Gis (QGIS versão 2.18.16) chamado Mapa de Calor. O complemento está incorporado na maioria das versões disponíveis atualmente e pode ser acessado através do seguinte caminho: barra de opções superior → opção Raster → opção Mapa de Calor.

Na janela do complemento Mapas de Calor há as seguintes opções foram modificadas:

- I. Camada de pontos de entrada – Usado para selecionar a camada de pontos vetoriais a ser analisada.
- II. Raster de saída – Nome da camada resultante a ser salva.
- III. Formato de saída – Seleção do formato de saída. O formato utilizado foi o GeoTIFF devido ao grande volume de informações contidas.
- IV. Raio – Utilizado para definir o raio de pesquisa do mapa de densidade em metros ou em unidades do mapa. Valores altos resultam em maior suavização e valores pequenos podem refinar a resolução do mapa e identificar melhor a densidade de pontos. O valor definido foi de 10 km.

9 ANEXO 2 – FUNÇÕES USADAS NA METODOLOGIA

```
import csv
import matplotlib.pyplot as plt
import numpy as np
```

def carregaRaios(nomeArq):

```
    raios={}
    with open(nomeArq, 'r') as csvfile:
        planilha = csv.reader(csvfile, delimiter=',')
        cont=len(raios)+1;
        for linha in planilha:
            data=linha[0]
            hora=linha[1]
            lat=linha[2];
            lon=linha[3];
            sinal=linha[4];
            intens=linha[5]

            if float(lat)<=-14.3 and float(lat)>=-25.3 and float(lon)<=-39.7 and float(lon)>=-53.2:
                if float(intens)>=10 or float(intens)<=-10:
                    raios[cont]={'data':data,'hora':hora,'lat':lat,'lon':lon,'sinal':sinal,'intens':intens }
                    cont=cont+1
    return raios
```

def salvaRaios(raios, nomeArq):

```
    with open(nomeArq, 'w') as csvfile:
        spamwriter = csv.writer(csvfile, delimiter=',',lineterminator='\n')

        linha = ['DATA','HORA','LAT','LON','SINAL','INTENSIDADE'];
        spamwriter.writerow(linha);

        for i in range(1,len(raios)+1):
            linha=[
                raios[i]['data'],
                raios[i]['hora'],
                raios[i]['lat'],
                raios[i]['lon'],
                raios[i]['sinal'],
                raios[i]['intens']
            ];
            spamwriter.writerow(linha);
        print ('Arquivo gerado');
```

def somaAnual(caminho):

```
    raios_anuais={2001: {'+':0, '-':0},2002: {'+':0, '-':0},2003: {'+':0, '-':0},2004: {'+':0, '-':0},2005: {'+':0, '-':0},2006: {'+':0, '-':0},2007: {'+':0, '-':0},2008: {'+':0, '-':0},2009: {'+':0, '-':0},2010: {'+':0, '-':0},2011: {'+':0, '-':0},2012: {'+':0, '-':0},2013: {'+':0, '-':0},2014: {'+':0, '-':0},2015: {'+':0, '-':0},2016: {'+':0, '-':0}}
```

```

for ano in range(2001,2017):
    ano=str(ano)
    raios=carregaRaios(caminho);
    for i in range(1,len(raios)+1):
        raios_anuais[int(ano)][raios[str(i)]['sinal']]=
            raios_anuais[int(ano)][raios[str(i)]['sinal']]+1
return raios_anuais

```

def somaMensal(raios):

```

raios_mensais={'01':{'+':0,'-':0},'02':{'+':0,'-':0},'03':{'+':0,'-':0},'04':{'+':0,'-':0},
'05':{'+':0,'-':0},'06':{'+':0,'-':0},'07':{'+':0,'-':0},'08':{'+':0,'-':0},'09':{'+':0,'-':0},
'10':{'+':0,'-':0}, '11':{'+':0,'-':0}, '12':{'+':0,'-':0}}

for i in range(1,len(raios)+1):
    raios_mensais[raios[str(i)]['data']][3:5][raios[str(i)]['sinal']]=
        raios_mensais[raios[str(i)]['data']][3:5][raios[str(i)]['sinal']]+1
return raios_mensais

```

def somaHoraria(raios):

```

raios_horarios={'00':{'+':0,'-':0},'01':{'+':0,'-':0},'02':{'+':0,'-':0},'03':{'+':0,'-':0},
'04':{'+':0,'-':0},'05':{'+':0,'-':0},'06':{'+':0,'-':0},'07':{'+':0,'-':0},'08':{'+':0,'-':0},
'09':{'+':0,'-':0},'10':{'+':0,'-':0},'11':{'+':0,'-':0},'12':{'+':0,'-':0},'13':{'+':0,'-':0},
'14':{'+':0,'-':0},'15':{'+':0,'-':0},'16':{'+':0,'-':0},'17':{'+':0,'-':0},'18':{'+':0,'-':0},
'19':{'+':0,'-':0},'20':{'+':0,'-':0},'21':{'+':0,'-':0},'22':{'+':0,'-':0},'23':{'+':0,'-':0}}

for i in range(1,len(raios)+1):
    raios_horarios[raios[i]['hora'][0:2]][raios[i]['sinal']]=raios_horarios[raios[i]['ho
ra'][0:2]][raios[i]['sinal']]+1
return raios_horarios

```

def plot_barras_anual(raios_anuais, nomeArq):

```

plt.rcParams["figure.figsize"] = [8,5] #padrão 6,4
y1,y2,y3=[],[],[];
x1=np.arange(0,12.1,0.8)
x2=np.arange(0,12.1,0.8)+0.2
x3=np.arange(0,12.1,0.8)+0.4

for ano in raios_anuais.values():
    y1.append(ano['+'])
    y2.append(ano['-'])
    y3.append(ano['+']+ano['-'])

fig, ax = plt.subplots()
plt.bar(x1,y3,width=0.2,color='black',align='center',label='Positivos+Negativos')
plt.bar(x3,y1,width=0.2,color='red',align='center',label='Positivos')
plt.bar(x2,y2,width=0.2,color='blue',align='center',label='Negativos')

plt.xlabel('Ano', fontsize=12)
plt.xticks(np.arange(0.2,12.3,0.8),['2001','2002','2003','2004','2005','2006','2007','2008',
'2009','2010','2011','2012','2013','2014','2016'])

```

```

plt.ylabel('Quantidade de raios (x 10^5)', fontsize=12)
plt.ylim(0,4500000)
plt.yticks([0,500000,1000000,1500000,2000000,2500000,3000000,350
0000,4000000,4500000],[0,'5','10','15','20','25','30','35','40','45'])

plt.legend(loc='best',prop={'size': 10})
plt.tight_layout()

plt.savefig(nomeArq, dpi = 300)
plt.show()

```

def plot_barras_mensal(raios_mensais, nomeArq):

```

plt.rcParams["figure.figsize"] = [6,3] #padrão 6,4
y1,y2,y3=[],[],[];
x1=np.arange(0,9.6,0.8)
x2=np.arange(0,9.6,0.8)+0.2
x3=np.arange(0,9.6,0.8)+0.4

for mes in raios_mensais.values():
y1.append((mes['+']+mes['-'])/15)
y2.append(mes['+']/15)
y3.append(mes['-']/15)

fig, ax = plt.subplots()
plt.bar(x1,y1,width=0.2,color='black',align='center',label='Total')
plt.bar(x3,y2,width=0.2,color='red',align='center',label='Positivos')
plt.bar(x2,y3,width=0.2,color='blue',align='center',label='Negativos')

plt.xlabel('Mês', fontsize=12)
plt.xticks(np.arange(0.2,9.1,0.8),
['Jan','Fev','Mar','Abr','Mai','Jun','Jul','Ago','Set','Out','Nov','Dez'])

plt.ylabel('Quantidade de raios (x 10^4)', fontsize=12)
plt.ylim(0,750000)
plt.yticks([0,60000,120000,180000,240000,300000,360000,420000,48
0000,540000],[0,'6','12','18','24','30','36','42','48','54'])

plt.legend(loc='best',prop={'size': 10})
plt.tight_layout()

plt.savefig(nomeArq, dpi = 300)
plt.show()

```

def plot_linear(raios_horarios, nomeArq):

```

import matplotlib.patches as mpatches
plt.rcParams["figure.figsize"] = [7,4] #padrão 6,4
y1,y2=[],[]
x=np.arange(0,24,1)

```



```

for horario in raios_horarios.values():
y1.append(horario['-'])
y2.append(horario['+'])

fig, ax1 = plt.subplots()

ax1.plot(x, y1, '-o', color='blue')
ax1.set_ylabel('Nº de raios negativos (x 10^5)', fontsize=12)
ax1.tick_params('y')

ax2 = ax1.twinx()
ax2.plot(x, y2, '-^', color='red')
ax2.set_ylabel('Nº de raios positivos (x 10^5)', fontsize=12)
ax2.tick_params('y')

ax1.yaxis.grid()
ax1.set_xlabel('Hora (UTC-3)', fontsize=12)
ax1.xticks(np.arange(0,24,1),['00','01','02','03','04','05','06','07','08','09','10','11','12','13','14','15','16','17','18','19','20','21','22','23'])

lgd_neg = mpatches.Rectangle((0, 0), 1, 1, facecolor='blue')
lgd_pos = mpatches.Rectangle((0, 0), 1, 1, facecolor='red')

plt.legend(loc='best',prop={'size': 10})
plt.tight_layout()

plt.savefig(nomeArq, dpi = 300)
plt.show()

```

def plot_hist(nomeArq, neg, pos):

```

plt.rcParams["figure.figsize"] = [6,4]

plt.hist(neg, bins=150, facecolor='teal', label="Negativos")
plt.hist(pos, bins=150,facecolor='maroon', label="Positivos")

plt.xlabel('Intensidade (kA)', fontsize=12)
plt.xlim(-175,130)
plt.xticks(np.arange(-150, 111, 20),rotation=45)

plt.ylabel('Número de raios (10^6)', fontsize=12)
plt.ylim(0,7000000)
plt.yticks([0,1000000,2000000,3000000,4000000,5000000,6000000],['1','2','3','4','5','6'])

plt.legend(loc='best',prop={'size': 10})
plt.tight_layout()
plt.grid(True)

plt.savefig(nomeArq, dpi = 300)
plt.show()

```

```

def main():
    for ano in range(2001,2017):
        raios={}
        ano=str(ano)
        if ano=="2015":
            continue
        raios=carregaRaios("../dados/Raios_Padronizados_Sudeste/["+
str(ano)+"]Tab_Raios_Sudeste.csv");

    for i in range(1,len(raios)+1):
        #----
        raios_anuais[int(ano)][raios[i]['sinal']]=
        raios_anuais[int(ano)][raios[i]['sinal']]+1
        #----
        raios_mensais[raios[i]['data'][3:5]][raios[i]['sinal']]=
        raios_mensais[raios[i]['data'][3:5]][raios[i]['sinal']]+1
        #----
        mes=int(raios[i]['data'][3:5])
        if mes==12 or mes==1 or mes==2:
            horarios_verao[raios[i]['hora'][0:2]][raios[i]['sinal']]=
            horarios_verao[raios[i]['hora'][0:2]][raios[i]['sinal']]+1

        if mes==3 or mes==4 or mes==5:
            horarios_outono[raios[i]['hora'][0:2]][raios[i]['sinal']]=
            horarios_outono[raios[i]['hora'][0:2]][raios[i]['sinal']]+1

        if mes==6 or mes==7 or mes==8:
            horarios_inverno[raios[i]['hora'][0:2]][raios[i]['sinal']]=
            horarios_inverno[raios[i]['hora'][0:2]][raios[i]['sinal']]+1

        if mes==9 or mes==10 or mes==11:
            horarios_primavera[raios[i]['hora'][0:2]][raios[i]['sinal']]=
            horarios_primavera[raios[i]['hora'][0:2]][raios[i]['sinal']]+1
        #----
        raios_latitudes[raios[i]['lat'][1:3]][raios[i]['sinal']]=
        raios_latitudes[14][raios[i]['sinal']]+1

```