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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/06.06.14.28-TDI

EVENTOS EXTREMOS DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS NO ESTADO DE SÃO PAULO: CASOS OBSERVADOS E CENÁRIOS FUTUROS

Ana Paula Paes dos Santos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Everaldo Barreiros de Souza, aprovada em 09 de junho de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3P3EE7S>

INPE
São José dos Campos
2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):
Presidente:
Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Membros:
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)
Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)
André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/06.06.14.28-TDI

EVENTOS EXTREMOS DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS NO ESTADO DE SÃO PAULO: CASOS OBSERVADOS E CENÁRIOS FUTUROS

Ana Paula Paes dos Santos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Everaldo Barreiros de Souza, aprovada em 09 de junho de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3P3EE7S>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Santos, Ana Paula Paes dos.

Sa59e Eventos extremos de descargas atmosféricas no estado de São Paulo: Casos observados e cenários futuros / Ana Paula Paes dos Santos. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxviii + 193 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/06.06.14.28-TDI)

Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientadores : Drs. Osmar Pinto Junior, e Everaldo Barreiros de Souza.

1. Descarga atmosférica nuvem-solo. 2. Mecanismos dinâmico-climáticos. 3. Projeções futuras. 4. São Paulo. I.Título.

CDU 551.594.22(815.6)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): *Ana Paula Paes dos Santos*

Título: "EVENTOS EXTREMOS DE DESCARGAS ATMOSFÉRICAS NO ESTADO DE SÃO PAULO: CASOS OBSERVADOS E CENÁRIOS FUTUROS".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de *Doutor(a)* em

Ciência do Sistema Terrestre

Dr. Plínio Carlos Alvalá

Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Osmar Pinto Junior

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Everaldo Barreiros de Souza

Orientador(a) / UFPA / Belém - PA

Dr. Caio Augusto dos Santos Coelho

Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Gisele dos Santos Zepka Saraiva

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

Dr. Silvio Jorge Coelho Simões

Convidado(a) / UNESP / São José dos Campos - SP

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 09 de junho de 2017

Esta e todas as minhas humildes conquistas são dedicadas à minha querida família, meus pais, Oiram e Paula Santos, e irmãos, Alessandra e Mário Santos.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi desenvolvido por meio de muito esforço e dedicação meus, mas sem dúvida alguma, sem o auxílio de algumas pessoas tudo seria muito mais difícil. Por isso, deixo aqui registrado meus agradecimentos.

A Deus, por estar presente em cada segundo da evolução deste trabalho, me dando saúde, tranquilidade e força de vontade.

A minha querida família, que sempre foi a minha base, me dando conforto nos momentos difíceis, e vibrando com as minhas conquistas, meus pais Oiram e Paula Santos e irmãos Alessandra e Mário Santos.

Durante os quatro anos de doutorado, Deus me presenteou com a vinda ao mundo de dois seres iluminados que, apesar de tão novos para entender o porquê de eu não estar presente todos os dias com eles, encheram meu coração de felicidade... meus sobrinhos Marcelinho e José Diogo. Agradeço também a minha cunha Thairis e a minha família Pernambucana, Renato, Nanci, Renan e Maria, por todo carinho a mim dedicados.

No início do curso, duas pessoas agiram de forma ímpar, meu irmão Marcelo e meu grande amigo David Couto. Jamais esquecerei o feito!

Cientificamente, o desenvolvimento e conclusão deste trabalho foram realizados com o auxílio de grandes pesquisadores: meu orientador, Dr. Osmar Pinto Júnior, a quem agradeço pela confiança em mim depositada, pelo conhecimento repassado, e por me mostrar a importância de sempre persistir! Ao Dr. Everaldo Barreiros de Souza, meu também orientador, que apesar da distância, sempre encontrou um tempo para o direcionamento deste estudo. E ao Dr. Caio Coelho, pelo auxílio na obtenção de alguns resultados. Além de agradecer, deixo aqui registrado minha admiração pelo profissionalismo de ambos.

Duas pessoas muito importantes na minha vida, também contribuíram cientificamente e pessoalmente para meu trabalho: o Dr. Sérgio Santos e Dr. Francisco Lima. Sem dúvida alguma, além das conversas que sempre me

mostraram o melhor caminho a seguir na pesquisa, vocês foram a minha 'família joseense'.

Aos amigos e integrantes do ELAT, Dr. Iara Pinto, Dr. Rodrigo Azambuja, André Morais, Dr. Leandro Zanella, Vanderlei Vargas Jr., Larissa Antunes, Amanda Romão, Diovane Campos, Anelize Condino, e todos os demais membros, pelo auxílio e conhecimento a mim repassados.

A banca examinadora pelas valiosas sugestões de melhoria do trabalho: Dra. Gisele Zepka Saraiva, Dr. Plínio Alvalá e Dr. Silvio Simões.

Ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (PG-CCST/INPE), em especial aos doutores Jean Ometto e secretárias, Angela e Mariana, por todo apoio dado.

Aos amigos que o doutorado me trouxe, Anahi Sobral, Dr. Victor Nascimento, Lucinéia Sousa, Carla Prietro, Christiane Riquetti, e em especial a minha queria amiga Lis Broedel, que sempre esteve disposta a ajudar em todos os momentos, e também faz parte da minha 'família joseense'.

Pela companhia dos amigos do LABREN e 'agregadas', que tornaram vários momentos mais doces de serem sentidos. Aos amigos, Thamiris Brandão, Gabriel Costa, Anthony Porfírio, Guilherme Martins e todos os demais que direta ou indiretamente contribuíram pessoal e/ou profissionalmente para a conclusão deste trabalho.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de doutorado.

A todos, o meu muito obrigada!

“Peça a Deus que abençoe seus planos, e eles darão certo”

Provérbios, 16:3.

RESUMO

O estudo de relâmpagos é um tema que vem ganhando significativa atenção no meio científico, pois a partir do monitoramento de períodos de maior incidência de descargas é possível emitir alertas de características como intensidade, duração e severidade de tempestades, permitindo que medidas preventivas sejam tomadas, para minimizar impactos causados por fenômenos de tempo severo. Desta forma, este trabalho tem como objetivo contribuir com o estudo das descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, por meio da identificação dos eventos extremos em múltiplas escalas de tempo, e da análise dos mecanismos dinâmicos de grande escala associados, além da projeção de cenários futuros deste fenômeno. Para a análise do clima atual, foram utilizados dados das redes de detecção de descargas atmosféricas RINDAT e BrasilDAT, compreendendo o período 1999 a 2014, além de dados de reanálise da *National Oceanic & Atmospheric Administration* (NOAA) e dos *National Centers for Environmental Predictions/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR). Para a análise do clima futuro, foram utilizados dados de dois robustos modelos globais: HadGEM2-ES e CSIRO-Mk3.6.0. Os resultados mostraram que há uma maior concentração de descargas sobre o centro-leste do Estado, com máximos sobre a região metropolitana de São Paulo. De modo geral, observou-se que a frequência dos eventos extremos deste fenômeno vem aumentando nos últimos anos, com aproximadamente 60% dos casos entre os anos de 2009 a 2014. Constatou-se que, para o período de 1999 a 2014, a incidência de descargas está associada a padrões climáticos conectando a região tropical e extratropical, através de um trem de onda, com origem no Oceano Índico até a América do Sul, favorecendo a formação e o desenvolvimento de nuvens de tempestades convectivas sobre o Sudeste do Brasil. Na análise das projeções futuras verificou-se que, enquanto em grande parte da série de dados observados de descargas ocorreram eventos anomalamente abaixo da média, o clima futuro revela a preponderância de eventos anomalamente acima da média, tanto no cenário de baixas emissões como no cenário de altas emissões, sugerindo uma mudança no padrão de incidência de descargas atmosféricas no Estado de São Paulo.

Palavras-chave: Descarga atmosférica nuvem-solo. Mecanismos dinâmico-climáticos. Projeções Futuras. São Paulo.

EXTREME EVENTS OF LIGHTNING IN THE STATE OF SÃO PAULO: OBSERVED CASES AND FUTURE SCENARIOS

ABSTRACT

The study of lightning is a topic that has gained significant attention in the scientific world, since from the monitoring of periods of higher incidence of lightning it is possible to issue warning of characteristics such as intensity, duration and severity of storms, allowing preventive measures to be taken, to minimize impacts caused by severe weather phenomena. In this way, this work aims to contribute to the study of lightning in the State of São Paulo, through the identification of extreme events at multiple time scales, and the analysis of the associated large scale dynamic mechanisms, as well as the projection of futures scenarios of this phenomenon. For the current climate analysis, data from the RINDAT and BrasilDAT lightning detection networks were used, comprising the period from 1999 to 2014, in addition to data from the reanalysis of the National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA) and National Centers for Environmental Predictions/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR). For the analysis of the future climate, we used data from two robust global models: HadGEM2-ES and CSIRO-Mk3.6.0. The results showed that there is a greater concentration of lightning on the center-east of the State, with maximums on the metropolitan region of São Paulo. In general, it has been observed that the frequency of extreme events of this phenomenon has increased in the last years, with approximately 60% of the cases between the years of 2009 to 2014. It was found that, for the period from 1999 to 2014, the lightning incidence was associated with climatic patterns connecting the tropical and extratropical region, through a wave train, from the Indian Ocean to South America, favoring the formation and development of convective storms over Southeast Brazil. In the analysis of the future projections, it was observed that, while during a large portion of the current climate we observed events of lightning below the average, the future climate reveals the preponderance of anomalously above average events, both in the scenario of intermediate-low emissions and in the scenario of high emissions, suggesting a change in the pattern of the lightning incidence in the State of São Paulo.

Keywords: Cloud-to-Ground Lightning, Dynamic-Climatic Mechanisms, Climatic Projections, São Paulo.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 - Sonadagem atmosférica mostrando as áreas positiva (CAPE) e negativa (CINE). 7

Figura 3.2 – Esquema de uma nuvem de tempestade mostrando os três estágios do ciclo de vida: desenvolvimento (cumulus), maduro e dissipação. 9

Figura 3.3 – Estágio maduro de uma nuvem *Cb*. 10

Figura 3.4 – Esquema ilustrado do mecanismo de carregamento convectivo mostrando as cargas positivas transportadas para o interior da nuvem por meio das correntes de ar ascendentes, as cargas negativas aprisionadas da camada de blindagem são transportadas em direção à base da nuvem e o efeito carona no solo. 11

Figura 3.5 – Microfísica da transferência de carga elétrica resultante de colisões entre granizo e cristais de gelo em função da temperatura do ambiente. 14

Figura 3.6 – Estrutura elétrica de nuvens de tempestades. 16

Figura 3.7 – Tipos de relâmpagos. 17

Figura 3.8 – Etapas de formação de uma descarga NS típica, desde a distribuição de cargas elétricas dentro da nuvem até a descarga de retorno. 19

Figura 3.9 - Sensor de detecção de descargas atmosféricas. 20

Figura 3.10 – Método da direção magnética para localização do ponto de contato de uma descarga com o solo. As simbologias assinalam a localização (L_{12}, L_{13} e L_{23}) da descarga estimada para cada par de sensores (S_1, S_2 e S_3), a localização a partir da otimização das localizações e a localização real. 21

Figura 3.11 – Método do tempo de chegada (TOA) para localização do ponto de contato de uma descarga de retorno com a superfície. 22

Figura 3.12 – Densidade de raios (eventos.km-2.ano-1) para o Sudeste do Brasil com resolução de 10 x 10 km para o período de 1999 a 2004. 24

Figura 3.13 - Relação entre o raio (km) dos sistemas convectivos (superior esquerda), altura de topos de nuvens (superior direita), diâmetro do gelo (inferior esquerda) e conteúdo de gelo (inferior direita) com a ocorrência de descargas atmosféricas. 25

Figura 3.14 – Relação entre CAPE e taxa de relâmpagos: (esquerda) Reino Unido e (direita) India. 29

Figura 3.15 – Comparação entre cenários anteriores e o atual cenário do IPCC - AR5. 31

Figura 4.1 – Área geográfica do Estado de São Paulo, considerando: (a) Localização na América do Sul; (b) Elevação e (c) Cobertura de Superfície. 36

Figura 4.2 - Esquema ilustrativo da divisão dos Percentis em relação à série de dados. 40

Figura 4.3 – Mapa de São Paulo apresentado a grade com resolução espacial de 5x5 km para os dados de descargas atmosféricas. 43

Figura 4.4 - Exemplo esquemático da análise de agrupamento. 45

Figura 4.5 – Esquema do desenvolvimento do método de Validação Cruzada *k-folds*, aplicado ao trabalho. 51

Figura 4.6 – Fluxograma da metodologia utilizada no trabalho. 52

Figura 5.1 – Densidade de descargas NS média anual (descargas.km-2.ano-1) para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km. 55

Figura 5.2 – Série temporal dos totais anuais de descargas NS no Estado de São Paulo, para o período de 1999-2014. A média anual, a inclinação e magnitude da tendência pelo método Sen, significância estatística pelo teste de Mann-Kendall e os eventos extremos são representadas através da simbologia vista no gráfico. ...56

Figura 5.3 – Densidade de descargas atmosféricas NS no Estado de São Paulo durante o evento extremo do ano de 2009, considerando: (a) observado; e (b) anomalia. 58

Figura 5.4 – Série mensal de descargas atmosféricas NS, referente ao evento extremo observado no ano de 2009, no Estado de São Paulo, considerando: (a) valor médio mensal e o observado no ano de 2009; e (b) anomalia e desvio em torno da média em porcentagem. 58

Figura 5.5 – Densidade de descargas atmosféricas NS no Estado de São Paulo durante o evento extremo do ano de 2010, considerando: (a) observado; e (b) anomalia. 59

Figura 5.6 – Série mensal de descargas atmosféricas NS, referente ao evento extremo observado no ano de 2010, no Estado de São Paulo, considerando: (a) valor médio mensal e o observado no ano de 2010; e (b) anomalia e desvio em torno da média em porcentagem. 60

Figura 5.7 – Descargas atmosféricas NS no Estado de São Paulo durante o evento extremo do ano de 2012, considerando: (a) observado; e (b) anomalia. 61

Figura 5.8 – Série mensal de descargas atmosféricas NS, referente ao evento extremo observado no ano de 2012, no Estado de São Paulo, considerando: (a) valor médio mensal e o observado no ano de 2012; e (b) anomalia e desvio em torno da média em porcentagem. 61

Figura 5.9 – Contribuição percentual média de cada trimestre para o total anual de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014. 63

Figura 5.10 – Densidade média sazonal de descargas NS (descargas.km-2.ano-1) para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km, considerando: (a) Verão – DJF; (b) Outono – MAM; (c) Inverno – JJA; e (d) Primavera – SON. 65

Figura 5.11 – Série temporal dos totais sazonais de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, apresentando a média anual, a inclinação e magnitude da tendência pelo método Sen, significância estatística pelo teste de Mann-Kendall e os eventos que ultrapassaram o Percentil 85, considerando: (a) Verão – DJF; (b) Outono – MAM; (c) Inverno – JJA; e (d) Primavera – SON. As escalas são individuais para as estações. 67

Figura 5.12 – Contribuição percentual média de cada mês para o total anual de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014. 69

Figura 5.13 – Variação mensal de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo em cada ano, durante o período de 1999-2014. 70

Figura 5.14 - Densidade média mensal de descargas NS (descargas.km-2.ano-1) para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km. Observação: A escala é individual para cada estação do ano. 73

Figura 5.15 – Série temporal dos totais mensais de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, apresentando a média anual, a inclinação e magnitude da tendência pelo método Sen, significância estatística pelo teste de Mann-Kendall e os eventos que ultrapassaram o Percentil 85, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são divididas por meses de cada estação. 77

Figura 5.16 – Escalograma de frequência de eventos extremos de descargas atmosféricas no Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014. Os tons de cinza ao fundo da imagem representam os quinquênios analisados (cinza claro: 1° quinquênio; cinza: 2° quinquênio; e cinza escuro: 3° quinquênio). 81

Figura 5.17 – Tendências climáticas das descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, resultantes do teste de Mann-Kendall (a) e do método Sen (b), para, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); e Q (magnitude).....82

Figura 5.18 – Densidade média anual da polaridade descargas NS para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km, considerando: (a) descargas positivas; (b) descargas negativas. 84

Figura 5.19 – Série temporal da polaridade anual de descargas NS para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, considerando: (a) descargas positivas; (b) descargas negativas. 85

Figura 5.20 – Densidade média sazonal da polaridade de descargas atmosféricas NS, considerando: (a) DJF (verão); (b) MAM (outono); (c) JJA (inverno); e (d) SON (primavera). As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade. 87

Figura 5.21 – Série temporal da polaridade sazonal de descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) Verão – DJF; (b) Outono – MAM; (c) Inverno – JJA; e (d) Primavera – SON. 89

Figura 5.22 – Densidade média mensal de descargas atmosféricas NS por polaridade (descargas.km-2.ano-1), considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade. 92

Figura 5.23 – Série temporal da polaridade mensal de descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade. 97

Figura 5.24 – Tendências climáticas das polaridades das descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, resultantes do teste de Mann-Kendall para o período de 1999 a 2014.As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall) e Z (tendência). 102

Figura 5.25 – Frequência de multiplicidade de descargas NS no Estado de São Paulo, com base na escala anual do período de 1999-2014, considerando: (a) total de descargas; (b) descargas positivas e negativas. 103

Figura 5.26 – Média anual da multiplicidade de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km, considerando: (a) descargas positivas; (b) descargas negativas. 104

Figura 5.27 – Série temporal da multiplicidade anual de descargas NS no Estado de São Paulo para o período de 1999-2014, considerando: (a) descargas positivas; (b) descargas negativas. 105

Figura 5.28 – Média sazonal de multiplicidade de descargas atmosféricas NS, considerando: (a) DJF (verão); (b) MAM (outono); (c) JJA (inverno); e (d) SON (primavera). As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade. 106

Figura 5.29 – Série temporal l da Multiplicidade sazona de descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) Verão – DJF; (b) Outono – MAM; (c) Inverno – JJA; e (d) Primavera – SON. 108

Figura 5.30 – Média mensal de multiplicidade de descargas atmosféricas NS, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.....111

Figura 5.31 – Série temporal de multiplicidade mensal das descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.....115

Figura 5.32 – Tendências climáticas da multiplicidade das descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, resultantes do teste de Mann-Kendall para o período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall) e Z (tendência). 119

Figura 5.33 – Média anual da intensidade de corrente de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km, considerando: (a) descargas positivas; (b) descargas negativas. 121

Figura 5.34 – Série temporal da média anual do pico de corrente (kA) no Estado de São Paulo, para o período de 1999-2014, considerando: (a) descargas positivas; e (b) descargas negativas. Observe que as escalas são diferentes entre (a) e (b) para uma melhor visualização da variabilidade. 122

Figura 5.35 – Média sazonal do Pico de Corrente de descargas atmosféricas NS, considerando: (a) DJF (verão); (b) MAM (outono); (c) JJA (inverno); e (d) SON (primavera). As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade. 123

Figura 5.36 – Série temporal da Multiplicidade sazonal de descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) Verão – DJF; (b) Outono – MAM; (c) Inverno – JJA; e (d) Primavera – SON. 126

Figura 5.37 – Média mensal de pico de corrente de descargas atmosféricas NS, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.....128

Figura 5.38 – Série temporal de pico de corrente mensal de descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.....132

Figura 5.39 – Tendências climáticas do pico de corrente das descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, resultantes do teste de Mann-Kendall para o

período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall) e Z (tendência). 136

Figura 6.1 – Dendrograma de densidade de descargas NS no trimestre de DJF (verão), para o Estado de São Paulo, considerando o período de 1999-2014..... 141

Figura 6.2 – Regiões homogêneas (RH's) de descargas NS no verão, para o Estado de São Paulo, considerando o período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km. 142

Figura 6.3 – Regiões homogêneas de descargas atmosféricas NS no verão para o Estado de São Paulo, no período de 1999-2014, considerando: (a) área de cada RH; e (b)variabilidade temporal, com valores normalizados (descarga/área) do número de descargas por RH. A sigla 'EE' significa 'evento extremo'. 143

Figura 6.4 – Regiões homogêneas de descargas atmosféricas NS no verão para o Estado de São Paulo, no período de 1999-2014, considerando: (a) box-plot (diagrama de caixa) de cada RH; e (b) valor não-normalizado dos resultados dos testes de Mann-Kendall (Z – tendência) e de Sen (Q – magnitude). No box-plot, a linha central representa o valor da mediana e o símbolo quadrado significa a média da série de dados. A linha inferior da caixa, delimita o primeiro quartil (Q1), que representa o valor de 25% dos dados e a linha superior da caixa, delimita o terceiro quartil (Q3), que representa o valor de 75% dos dados. As hastes horizontais representam os limites inferior e superior, e os círculos os valores atípicos (*outliers*). 145

Figura 6.5 – Anomalia de densidade (descargas/km²) de descargas atmosféricas no verão de 2013, considerando: (a) DJF; (b) dezembro 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013. 147

Figura 6.6 – Desvios do número descargas atmosféricas observadas nos meses de verão no Estado de São Paulo, compreendendo o período de 1999-2014, considerando desvios absolutos (anomalia) e relativos (em porcentagem). A área hachurada em cinza assinala o evento extremo de 2013. 148

Figura 6.7 – Correlação simultânea entre descargas atmosféricas observadas no Estado de São Paulo, temperatura da superfície do mar – TSM (sombreado) e Altura Geopotencial no nível de 850 hPa (contornos), durante o trimestre de DJF do período de 1999-2014. 151

Figura 6.8 – Campos observados de anomalias de TSM e Altura Geopotencial no nível de 850 hPa considerando: (a) trimestre de DJF; (b) dezembro de 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013. 152

Figura 6.9 – Anomalias de umidade específica (sombreado) e circulação atmosférica (contornos) no nível de 850 hPa, considerando: (a) trimestre de DJF; (b) dezembro de 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013. 153

Figura 6.10 – Correlação simultânea entre descargas atmosféricas observadas no Estado de São Paulo, radiação de onda longa (ROL) e Altura Geopotencial no nível de 200 hPa, durante o trimestre de DJF para o período de 1999-2014.....156

Figura 6.11 – Campos observados de anomalias de ROL e Altura Geopotencial no nível de 200 hPa considerando: (a) trimestre de DJF; (b) dezembro de 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013.....156

Figura 6.12 – Anomalias de função de corrente (contornos) e potencial de velocidade (sombreado) na troposfera superior, considerando: (a) trimestre de DJF; (b) dezembro de 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013. 157

Figura 6.13 – Anomalias precipitação (mm/dia) considerando: (a) trimestre de DJF; (b) dezembro de 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013. 159

Figura 6.14 – Precipitação observada mensal e diária em municípios do Estado de São Paulo, considerando: (a) São Paulo (Estação meteorológica Mirante de Santana); (b)Sorocaba; (c) Campos do Jordão; (d) São Carlos; (e) Franca; (f) Catanduva; e (g) Votuporanga. 160

Figura 6.15 – Diagrama esquemático da influência remota e local sobre a incidência de descargas sobre o Estado de São Paulo, no verão de 2012/2013. .163

Figura 7.1 – Valores de R múltiplo das simulações da validação cruzada. 168

Figura 7.2 – Correção de bias dos modelos HadGEM2-ES e CSIRO-Mk3.6 para a TSM (°C) do Oceano Atlântico Sul (Lat.: 57°S a 61°S e Long.: 50°W a 46°W) e ômega (Pa s-1). 170

Figura 7.3 – Projeções climáticas de descargas atmosféricas para o Estado de São Paulo, considerando: (a) anomalia; (b) frequência (em porcentagem) dos eventos acima e abaixo. 172

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen, para descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: EE (Evento Extremo); M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (significância estatística) e Q (magnitude). 68

Tabela 5.2 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen, para descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: EE (Evento Extremo); M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (nível de significância estatística) e Q (magnitude). 79

Tabela 5.3 - Escala temporal referente à Figura 5.17 82

Tabela 5. 4 - Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen para Polaridade das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (nível de significância estatística) e Q (magnitude). 90

Tabela 5.5 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen para Polaridade das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo na escala mensal, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (nível de significância estatística) e Q (magnitude). 100

Tabela 5.6 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen, para a multiplicidade das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: Multiplic. (Multiplicidade); M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (Nível de significância estatística) e Q (magnitude). 109

Tabela 5.7 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen para Multiplicidade das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo na escala mensal, no período de 1999 a 2014.As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (Nível de significância estatística) e Q (magnitude). 118

Tabela 5.8 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen, para pico de corrente das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: P.C. (Pico de Corrente); M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (Nível de significância estatística) e Q (magnitude). 127

Tabela 5.9 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen para Pico de Corrente das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo na escala mensal, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas

correspondem a: M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (significância estatística) e Q (magnitude). 135

Tabela 6.1 – Eventos extremos de descargas atmosféricas NS para cada região homogênea do Estado de São Paulo, no período de 1999-2014. 144

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AC	Análise de *Cluster*
AR5	*Fiftth Assessment Report*
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
Atm	Variáveis Atmosféricas
BrasilDAT	Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
CAPE	Energia Potencial Disponível para Convecção
Cb	Cumulonimbus
CINE	Energia de Inibição da Convecção
CMIP5	*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*
CPLA/SMA	Coordenadoria de Planejamento Ambiental da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo
CSIRO-Mk3.6.0	*Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation version Mk3.6.0*
DJF	Trimestre dezembro, janeiro, fevereiro (verão)
DMS	Dimetil Sulfeto
ENOS	El Niño Oscilação-Sul
EE	Evento Extremo
GEE	Gases de Efeito Estufa
HadGEM2-ES	*Hadley Centre Global Enevironmental Model version 2–Earth System*
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ID	Identificação
IN	Intra-Nuvem
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas
JJA	Trimestre junho, julho, agosto (inverno)
JBN	Jato de Baixos Níveis
LI	Linhas de Instabilidade
MAKENSENS	*Mann-Kendall test for trend and Sen's method for the magnitude of the trend*
MAM	Trimestre março, abril, maio (outono)
ME	Viés; *Bias*

M-K	Teste de Mann-Kendall
MOM2.2	*Modular Ocean Model version 2.2*
NA	Nuvem-Ar
NCE	Nível de Convecção Espontânea
NE	Nível de Equilíbrio
NLDN	Rede Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas
NN	Nuvem-Nuvem
NOAA	*National Oceanic & Atmospheric Administration*
NS	Nuvem-Solo
Oca	Variável Oceânica
PSA	*Pacific* South *America*
RCPs	*Representative Concentration Pathways*
RH	Região homogênea
RINDAT	Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas
RMSE	Erro Quadrático Médio
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
ROC	Radiação de Onda Curta
ROL	Radiação de Onda Longa
SON	Trimestre setembro, outubro, novembro (primavera)
SCMs	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SF	Sistemas Frontais
SN	Solo-Nuvem
SRES	*Special Report Emission Scenarios*
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TRIFFID	*Top-down Representation of Interactive Foliage Including Dynamics*
UKCA	United Kingdom Chemistry and Aerosol
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade

LISTA DE SIMBOLOS

kA	quiloàmpere
Q	Magnitude da tendência pelo método Sen
R	Coeficiente de Correlação
Sig.	Significância estatística
T	Temperatura pontencial
Te	Temperatura pontencial equivalente
Tp	Temperatura pontencial equivalente da parcela
Tps	Temperatura pontencial equivalente saturada
T_{VA}	Temperatura Virtual do Ambiente
T_{VP}	Temperatura Virtual da Parcela
Z	Tendência pelo teste de Mann-Kendall

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS vii

RESUMO x

ABSTRACT xi

LISTA DE FIGURAS xiii

LISTA DE TABELAS xx

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS xxii

LISTA DE SIMBOLOS xxiv

SUMÁRIO xxvi

1. INTRODUÇÃO 1

2. OBJETIVOS 4

2.1 Objetivo geral 4

2.2. Objetivos específicos 4

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 5

3.1 Processos de formação de nuvens de tempestades 5

3.2 Nuvens de tempestades 8

3.3 Processos de eletrificação de nuvens de tempestades 10

3.4 Estrutura elétrica das nuvens de tempestades 15

3.5 Descarga atmosférica 16

3.6 Sistemas de detecção de descargas atmosféricas 20

3.6.1 Técnicas de Detecção 20

3.6.2 Redes de detecção de descargas atmosféricas 22

3.7 Aspectos Climáticos e Meteorológicos associados ao desenvolvimento de tempestades elétricas na área em estudo 23

3.8 Métodos utilizados em projeções de descargas atmosféricas 27

3.9 Modelagem Climática 30

3.9.1 HadGEM2-ES 32

3.9.2 CSIRO-Mk3.6.0 33

4. DADOS E METODOLOGIA 35

4.1 Teste de Mann-Kendall 37

4.2 Método Sen 39
4.3 Método dos Percentis 40
4.4 Análise de Cluster 42
4.6 Modulações Climáticas 45
4.7 Projeções Climáticas Futuras 46
4.7.1 Medidas de Análise de Erro dos Modelos 47
4.7.2 Correção de viés 48
4.7.3 Regressão linear múltipla 49
4.7.4 Validação dos resultados 51
5. RESULTADOS: PARTE I 53
5.1 Descargas Atmosféricas 53
5.1.1 Análise Anual 53
5.1.2 Análise Sazonal 62
5.1.3 Análise Mensal 68
5.1.4 Síntese das Descargas Atmosféricas 80
5.2 Polaridade 82
5.2.1 Análise Anual 83
5.2.2 Análise Sazonal 85
5.2.3 Análise Mensal 90
5.2.4 Síntese da Polaridade 101
5.3 Multiplicidade 102
5.3.1 Análise Anual 102
5.3.2 Análise Sazonal 105
5.3.3 Análise Mensal 110
5.3.4 Síntese da Multiplicidade 118
5.4 Pico de Corrente 119
5.4.1 Análise Anual 120
5.4.2 Análise Sazonal 122
5.4.3 Análise Mensal 127
5.3.4 Síntese do Pico de Corrente 136

5.5 Sumário da Parte I dos Resultados 137
6. RESULTADOS: PARTE II 139
6.1 Regiões Homogêneas 140
6.2 Evento Extremo no Verão 2013: Estudo de caso 146
6.2.1 Contexto histórico do evento 146
6.2.2 Dinâmica de grande escala 148
6.3 Sumário da Parte II dos Resultados 164
7. RESULTADOS: PARTE III 166
7.3 Sumário da Parte III dos Resultados 174
8. CONCLUSÕES 175
9. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS 177
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 178

1. INTRODUÇÃO

O termo “extremo” é usado em vários contextos da ciência climática. Refere-se a eventos que apresentam uma incidência rara, com desvios superiores ou inferiores ao comportamento habitual de uma dada área e período analisado, tais como a ocorrência de um máximo diário de temperatura que excede o percentil 90 da variabilidade diária, obtido a partir de uma base climatológica (PETERSON et al., 2013).

Uma característica dos extremos, é que eles são observados dentro de um contexto temporal, podendo ser de longo prazo, i.g. anual, sazonal, ou simplesmente de curto prazo, como um acúmulo diário de precipitação. Certos fenômenos, como ciclones tropicais que foram classificados na escala Saffir-Simpson, ou tornados que foram classificados na escala Fujita, são considerados como uma classe extrema (PETERSON et al., 2013).

A definição geral de extremos que foi adotada pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (da sigla em inglês: IPCC) em seu relatório especial sobre Extremos, o define como a ocorrência de um valor de uma variável de tempo ou de clima acima (ou abaixo) de um valor limiar, próximo da parte superior (ou inferior) de extremidades do intervalo de valores observados (FIELD et al., 2012; PETERSON et al., 2013).

Atualmente, há uma grande preocupação em relação ao aumento da densidade de descargas atmosféricas no Brasil, visto que, o País se destaca como uma das principais regiões com maior incidência de raios no mundo, com cerca de 50 milhões por ano (PINTO JR, 2009).

O interesse em estudar as descargas atmosféricas, deve-se ao grande poder de destruição ocasionado por este fenômeno. Embora grande parte ocorra no céu, isto é, sem o contato com a superfície da Terra (RAKOV; UMAN, 2003), a parte que atinge o solo é numerosa o suficiente para provocar danos consideráveis em estruturas construídas pelo homem, principalmente nas grandes cidades, i.g. desligamentos das linhas de transmissão e distribuição de energia elétrica, avarias em torres de telecomunicações, em edifícios, queima de equipamentos eletrônicos,

entre outros (PINTO JR, 2005), causando prejuízos à sociedade estimados em 500 milhões de dólares por ano (PINTO JR, 2009).

Além disso, os relâmpagos podem matar, sendo a segunda maior causa de morte por fenômenos meteorológicos no planeta, de acordo com estatísticas mundiais (CARDOSO, et.al., 2014). No Brasil, ocorrem em torno de 132 mortes por ano, segundo os dados provenientes de um levantamento de mortes por raios entre 2000 e 2009. Na década passada, 1.321 pessoas morreram atingidas por raios, merecendo destaque com maior número de fatalidades, a Região Sudeste, apresentando 29% do total (CARDOSO, 2011; CARDOSO et al., 2014).

Diante do exposto, surgem alguns questionamentos científicos pertinentes a respeito da incidência de descargas atmosféricas: (1) quando e com que frequência estão ocorrendo os eventos extremos? (2) existe algum mecanismo oceânico e/ou atmosférico que module a incidência de descargas? (3) como esse fenômeno tende a se comportar no clima futuro?

Neste contexto, o presente trabalho propõe contribuir com os estudos das descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, por meio da identificação de eventos extremos, a partir da análise climatológica da ocorrência deste fenômeno e de particularidades deste, tais como a determinação de mecanismos atmosféricos dinâmicos que os favoreceram. A pesquisa também objetiva realizar projeções de cenários futuros de tempestades elétricas para esta região.

A importância da elaboração deste tipo de estudo para São Paulo é reforçada pelo Estado apresentar, além da grande incidência de descargas, os maiores índices de urbanização e grande importância no desenvolvimento econômico e social do País. Associado a estas informações, o alerta em relação ao aumento da frequência dos eventos climáticos extremos, provocados pela intensificação do aquecimento global, divulgado pelo IPCC (2013, 2014) no seu último relatório, o AR5, fortalece o desenvolvimento de pesquisas que possam apontar para o conhecimento do clima futuro.

Por fim, uma das principais justificativas para que este tipo de pesquisa seja realizada, é que estudos dessa natureza para este fenômeno ainda são muito incipientes. Todavia, de grande relevância para a compreensão e o monitoramento climático, podendo servir de embasamento científico, na tomada de decisões

ambientais que minimizem os impactos causados pela incidência de descargas atmosféricas.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

O objetivo desta pesquisa é de identificar os eventos extremos de descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, e desenvolver projeções futuras da incidência deste fenômeno, sob a *hipótese* de que o mesmo é modulado por mecanismos climáticos-dinâmicos. Os resultados visam contribuir com a construção e o aperfeiçoamento de sistemas de alerta, para que os impactos causados por este fenômeno natural sejam evitados e/ou minimizados.

2.2. Objetivos específicos

- Realizar uma atualização da climatologia das descargas atmosféricas para o Estado de São Paulo, determinando padrões ainda não conhecidos e verificar possíveis tendências deste fenômeno no clima atual.

- Identificar eventos extremos de descargas atmosféricas e determinar os mecanismos climáticos-dinâmicos que modulam a incidência deste fenômeno sobre a área em estudo.

- Desenvolver uma metodologia capaz de gerar projeções de cenários futuros da ocorrência de descargas atmosféricas.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A partir da constatação da natureza elétrica das descargas atmosféricas pelo cientista norte americano Benjamim Franklin (1706-1790) as pesquisas deste fenômeno vêm apresentando evoluções expressivas, principalmente após a década de 1970, com o desenvolvimento de tecnologias de medições cada vez mais aperfeiçoadas. Proporcionalmente ao avanço das tecnologias de medições, têm-se o conhecimento de singularidades desse fenômeno, impulsionando a ciência a buscar incessantemente a relação entre os diferentes processos que ocorrem na troposfera terrestre, a fim de descobrir, ou ao menos desenvolver hipóteses sobre o que constitue um ponto essencial em pesquisas na área de Eletricidade Atmosférica: os relâmpagos (NACCARATO, 2005).

Com base nisto, esta seção abordará os principais aspectos associados à formação e eletrificação de nuvens de tempestades, descargas atmosféricas e o cenário atual das pesquisas relacionadas à incidência e projeções futuras de descargas atmosféricas.

3.1 Processos de formação de nuvens de tempestades

As descargas atmosféricas ocorrem, normalmente, associadas a nuvens de tempestades, também conhecidas como nuvens *Cumulonimbus* (*Cb*). No entanto, outros tipos de nuvens como *Cumulus Congestus, Stratocumulus, Altostratus ou Nimbostratus*, bem como tempestades de areia, tempestades de neve e erupções vulcânicas, também podem produzir descargas esporadicamente (PINTO JR; PINTO, 2000; UMAN, 1987).

A formação e o desenvolvimento de nuvens de tempestades estão atrelados às condições de instabilidade da atmosfera, a qual é descrita através da Teoria da Parcela, que analisa uma parcela de ar em relação à atmosfera que a circunda (BJERKNES, 1938).

Esta teoria considera que a temperatura de uma parcela de ar varia adiabaticamente (sem troca de calor), à medida que é deslocada na vertical, a uma pequena distância da sua posição original (EMANUEL, 1983; MOTA, 2007).

Considera-se também que, a parcela não se mistura com o ambiente que a circula. Em um dado momento, o empuxo que obrigou a parcela se deslocar será cessado, e se após o deslocamento a parcela tem uma temperatura superior (isto é, a densidade mais baixa) que a atmosfera que a envolve, ela é submetida a um empuxo positivo e será então acelerada para cima. Nesta situação, diz-se que a atmosfera se encontra instável. Se a parcela permanecer na nova superfície isobárica atingida, considera-se que a atmosfera está neutra. Entretanto, se a parcela, após seu deslocamento tem temperatura menor que a atmosfera que a envolve, ela sofrerá um empuxo negativo e será desacelerada, neste caso diz-se que a atmosfera se encontra estável.

Sendo assim, ao analisar perfis verticais de temperaturas potenciais, por meio do uso de diagramas termodinâmicos, pode-se verificar a estabilidade potencial da atmosfera e consequentemente diagnosticar a possibilidade de formação de nuvens de tempestades. Isto é, as curvas de temperatura potencial equivalente (parcela) e a temperatura potencial equivalente saturada (ambiente) são comparadas. Essa comparação permite a identificação de áreas positivas e negativas, sendo estas proporcionais à quantidade de energia cinética disponível para a parcela, que se desloca adiabaticamente na vertical (MOTA, 2007).

Em um diagrama termodinâmico, a área negativa é a região correspondente entre a trajetória da parcela que se desloca ao longo da pseudo-adabática e a curva da sondagem, é proporcional a quantidade de energia cinética que deve ser fornecida para deslocar a parcela verticalmente. Esta área encontra-se nos níveis mais baixos da atmosfera e é denominada de Energia de Inibição da Convecção (CINE – do inglês, *Convective Inhibition Energy*).

A área positiva corresponde a região entre a pseudo-adiabática e a sondagem, é proporcional a quantidade de energia cinética que a parcela ganha do meio ambiente, e é denominada de Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE – do ingles, *Convective Available Potential Energy*) ou energia de flutuação da parcela, e pode ser dada pela equação 3.1:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \left(\frac{T_{Vp} - T_{VA}}{T_{VA}} \right) dZ \tag{3.1}$$

Em que:

NCE = Nível de Convecção Espontânea;

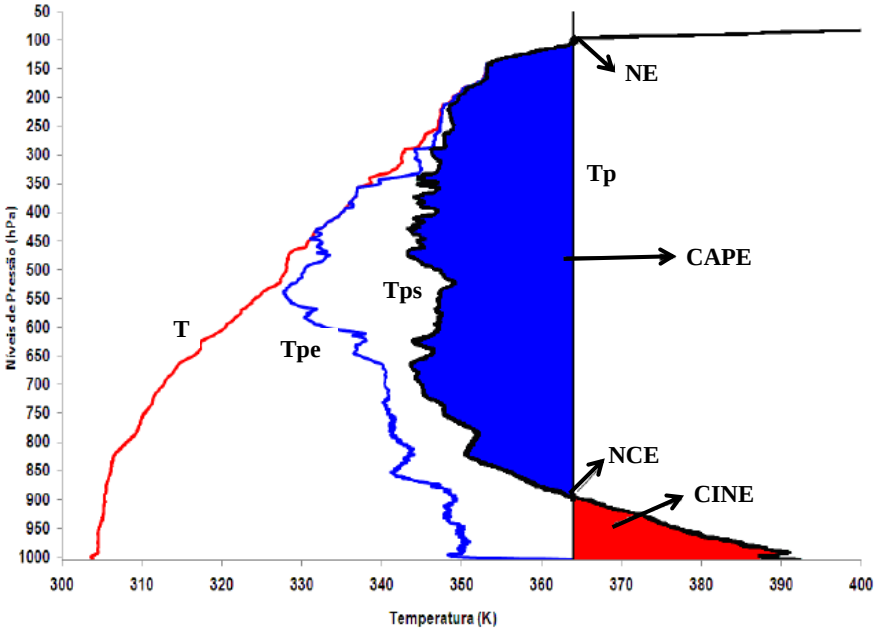
NE = Nível de Equilíbrio;

T_{Vp} = Temperatura Virtual da Parcela;

T_{VA} = Temperatura Virtual do Ambiente.

A **Erro! Fonte de referência não encontrada.** ilustra as áreas positiva (CAPE) e negativa (CINE) em uma sondagem atmosférica, onde *T* = Temperatura pontencial, *Te* = Temperatura pontencial equivalente, *Tps* = Temperatura pontencial equivalente saturada e *Tp* = Temperatura pontencial equivalente da parcela.

Figura 3.1 - Sonadagem atmosférica mostrando as áreas positiva (CAPE) e negativa (CINE).



Fonte: Adaptada de Silva (2008).

Desta forma, o processo de formação das nuvens *Cumulonimbus* depende basicamente de três fatores: (1) a umidade do ar (quantidade de vapor d'agua presente na atmosfera), (2) o grau de instabilidade vertical da atmosfera (variação da temperatura com a altura), e (3) a existência de mecanismos dinâmicos (sistemas frontais, brisa marítima e etc.) que atuem de modo a favorecer o levantamento o ar, fornecendo energia para que ele possa superar a região estável (WALLACE; HOBBS, 1977). A umidade do ar e o grau de instabilidade vertical da atmosfera, constituem as forçantes termodinâmicas (instabilidade), assim como, a umidade do ar e a existência de mecanismos dinâmicos constituem as forçantes dinâmicas (MOTA; NOBRE, 2006) na formação de nuvens *Cumulonimbus*.

3.2 Nuvens de tempestades

As nuvens de tempestades diferenciam-se dos demais tipos de nuvens por apresentarem fortes correntes verticais de ar, grande extensão vertical (variando em torno de 10 km nos Pólos e 20 km no Equador), pela sua dimensão horizontal (aproximadamente 10 a 20 km), e pela coexistência de gotículas super-resfriadas e de partículas de gelo. Deslocam-se com velocidade de até 50 km/h e possuem tempo de vida que dura entre 30 a 90 minutos, compreendendo três estágios de evolução: o estágio de desenvolvimento (ou *cumulus*), o estágio maduro, e o estágio de dissipação (WALLACE; HOBBS, 2006) conforme apresentado na Figura 3.2.

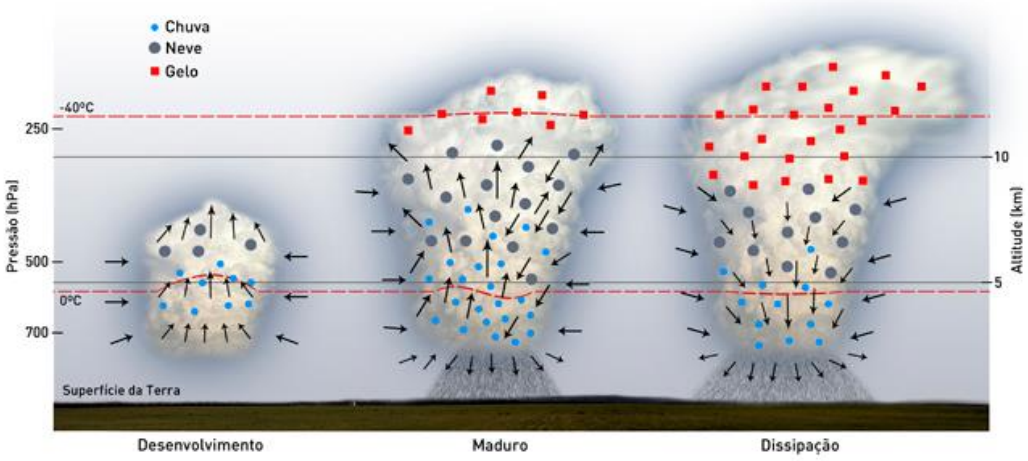
No estágio de desenvovimento, os movimentos das correntes de ar são predominantemente ascendentes e sua velocidade aumenta proporcionalmente com o desenvolvimento vertical da nuvem e considerável entranhamento através dos limites laterais. Dada a forte velocidade ascendente do ar, as gotículas de água podem ser encontradas acima do nível de congelamento. Geralmente, neste estágio é observada pouca chuva e pouca ou nenhuma descarga atmosférica.

O estágio maduro (ilustrado pela Figura 3.2 e também pela Figura 3.3) é caracterizado por correntes de ar ascendentes e descendentes. As correntes de ar descendentes surgem devido à não sustentação das gotículas de água e de cristais

de gelo, associada a influência da força gravitacional. O topo da nuvem aproxima-se da tropopausa e gotículas de águas podem ser encontradas acima do nível de congelamento, na região das correntes ascendentes, assim como flocos de neve e granizo podem ser observados abaixo deste nível. É neste estágio que se observam ventos fortes, precipitação intensa, descargas atmosféricas, queda de granizo e esporadicamente, a formação de tornados.

O estágio de dissipação caracteriza-se pela predominância de movimentos descendentes do ar. Na dissipação encontram-se quantidades significativas de cristais de gelo e flocos de neve acima do nível de congelamento. As fortes correntes de ar presentes sobre a tropopausa resultam na formação da bigorna da nuvem, que apontam na direção dos ventos presentes nesta altitude. No final deste estágio, as correntes de ar supersaturado começam a enfraquecer e as gotículas de água não mais aumentam de tamanho, cessando assim a precipitação. Desta forma, ocorre a dissipação da *Cb*, restando somente à bigorna, composta de nuvens *Cirrostratus* e *Altostratus*.

Figura 3.2 – Esquema de uma nuvem de tempestade mostrando os três estágios do ciclo de vida: desenvolvimento (cumulus), maduro e dissipação.



Fonte: Adaptado de Wallace e Hobbs (2006) e Portal ELAT (2016a).

Figura 3.3 – Estágio maduro de uma nuvem *Cb*.

Fonte: Portal ELAT (2016b).

3.3 Processos de eletrificação de nuvens de tempestades

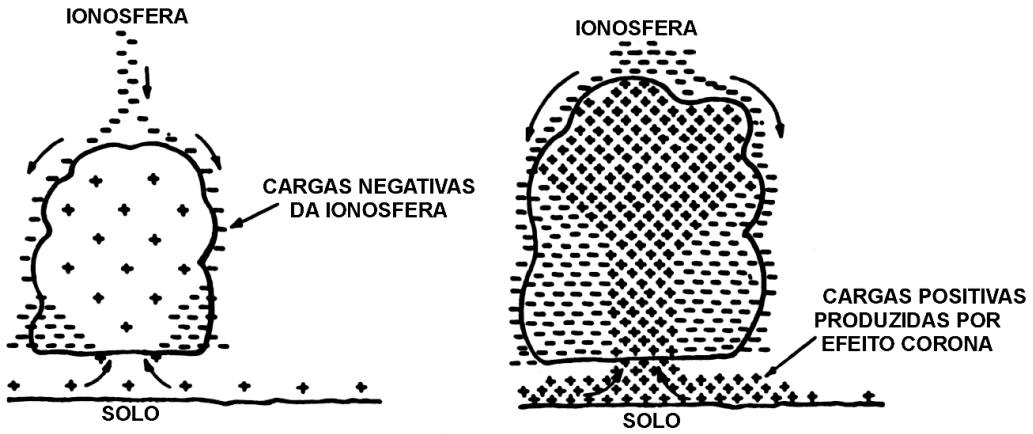
Os processos de eletrificação de nuvens de tempestades têm sido amplamente estudados por meio de experimentos em laboratórios e observações de campo elétrico. No entanto, as teorias apresentadas na literatura ainda não foram capazes de explicá-lo por completo, isto se deve a complexidade envolvida nos processos macrofísicos e microfísicos responsáveis pela geração e separação das cargas elétricas associadas ao granizo e aos cristais de gelo.

As teorias discutidas pela comunidade científica sobre a eletrificação de nuvens de tempestades podem ser divididas em duas grandes categorias: a *teoria da convecção* e a *teoria da precipitação* (ALBRECHT, 2008).

A *teoria da convecção* está associada à dinâmica do desenvolvimento da nuvem. Um campo elétrico normal, de tempo bom, apresenta uma concentração de íons positivos na baixa troposfera, os quais são transportados para o interior da nuvem por meio das correntes ascendentes e são rapidamente aprisionados por hidrometeoros, tornando a nuvem carregada positivamente. Com o desenvolvimento da nuvem, ela atinge níveis mais altos na troposfera e entra em contato com o ar no qual a mobilidade de íons livres (ou condutividade do ar) é

proporcional a altura. Esses íons são gerados na ionosfera ou acima de 6 km de altura, através da radiação cósmica. Conforme a nuvem se desenvolve e ainda carregada positivamente, atrai preferencialmente os íons livres negativos das camadas mais altas da atmosfera que, por sua vez, são aprisionados em partículas presentes em sua fronteira, tornando, assim, o topo da nuvem carregado negativamente e denominado como 'camada de blindagem'. Os hidrometeoros presentes nessa camada capturam os íons livres negativos e são transportados para níveis mais baixos da nuvem, por meio do entranhamento lateral e das correntes de ar descendentes. Como o transporte de cargas positivas persiste por meio das correntes de ar ascendentes, o transporte de íons negativos para o interior da nuvem também persiste (retro alimentação positiva) até que o campo elétrico formado pelas cargas negativas na região mais baixa da nuvem se torna forte o suficiente para induzir íons por efeito corona no solo (Figura 3.4), contribuindo ainda mais para o aumento do transporte de cargas positivas para a base da nuvem e produzindo um aumento exponencial da polaridade da nuvem (MACGORMAN; RUST, 1998; VONNEGUT, 1953; WAGNER; TELFORD, 1981).

Figura 3.4 – Esquema ilustrado do mecanismo de carregamento convectivo mostrando as cargas positivas transportadas para o interior da nuvem por meio das correntes de ar ascendentes, as cargas negativas aprisionadas da camada de blindagem são transportadas em direção à base da nuvem e o efeito carona no solo.



Fonte: Adaptada de Saunders (1995).

A *teoria da convecção* apresenta algumas contradições que ainda não foram resolvidas. Uma delas trata da convecção inicial de cargas positivas para o interior da base da nuvem, a qual se baseia no excesso de cargas na baixa troposfera. Ainda não há evidencias conclusivas de que a geração desses íons positivos por raios cósmicos ou decaimento radiativo próximo ao solo seja suficiente para explicar a eletrificação da nuvem *Cumulonimbus*. Contudo, há quem defenda a ideia de que, com a suficiente intensificação do campo elétrico no solo em função da concentração de cargas negativas na base da nuvem, seria possível a formação de cargas positivas por efeito corona, pois estas penetrariam na base da nuvem dando continuidade ao processo. Entretanto, outras contradições surgem, pois, acredita-se que este processo de entranhamento de cargas positivas na base da nuvem seja excessivamente lento para contribuir para a eletrificação. Além disso, como explicar que campos elétricos tão intensos não sejam fortes para iniciar rupturas dielétricas dentro da nuvem?

Mesmo que existam evidencias de que o mecanismo convectivo realmente ocorra (VONNEGUT, 1991), todas essas contradições mostram que esta teoria não consegue explicar os primeiros estágios da eletrificação de uma nuvem *Cumulonimbus*. A principal crítica está no início do processo, pois os campos elétricos são fracos, isto é, a formação de cargas positivas por descarga corona na baixa troposfera e a consequente ascensão até a base da nuvem, somente seriam possíveis após uma significativa eletrificação da nuvem, quando os campos elétricos se tornam suficientemente fortes. Exceto isto, a teoria convectiva seria bem-sucedida, com o fluxo de cargas até a nuvem, possibilitando a manutenção da eletrificação da tempestade por mais tempo e prolongando a atividade do relâmpago. Diante disto, conclui-se que outros mecanismos estejam associados nos primeiros estágios da eletrificação da nuvem, para que se obtenham os intensos campos elétricos obtidos por medidas *in loco* (VONNEGUT et al. 1962; MOORE et al. 1989; NACCARATO, 2005).

Já a *teoria da precipitação* não está diretamente ou somente associada aos fluxos convectivos do ar em uma nuvem, para ter a separação de cargas. Essas duas teorias estão indiretamente associadas à estrutura dinâmica da nuvem de tempestade. Acredita-se que o mecanismo de precipitação é, em parte, responsável pela separação de cargas, e que a acumulação de diferentes tamanhos

de hidrometeoros também contribui para a separação de cargas de uma determinada polaridade - positiva ou negativa - (ALBRECHT, 2008).

A *teoria da precipitação* baseia-se em dois processos de separação de cargas, o *indutivo* (existência de um campo elétrico) e o *não indutivo* (não necessita de um campo elétrico prévio).

O *processo indutivo* baseia-se na polarização de hidrometeoros por indução de um campo elétrico vertical existente no ambiente. Quando uma partícula pequena colide na região inferior de uma partícula maior, polarizada pelo campo elétrico, ela remove cargas positivas e assim gera a separação de cargas, o que por sua vez, faz com que o campo elétrico fique ainda mais intenso. Esse processo foi primeiramente proposto para gotas d'água maiores colidindo com gotículas menores, no entanto, o campo elétrico tendeu a favorecer a coalescência e não a separação de cargas (SAUNDERS, 1995).

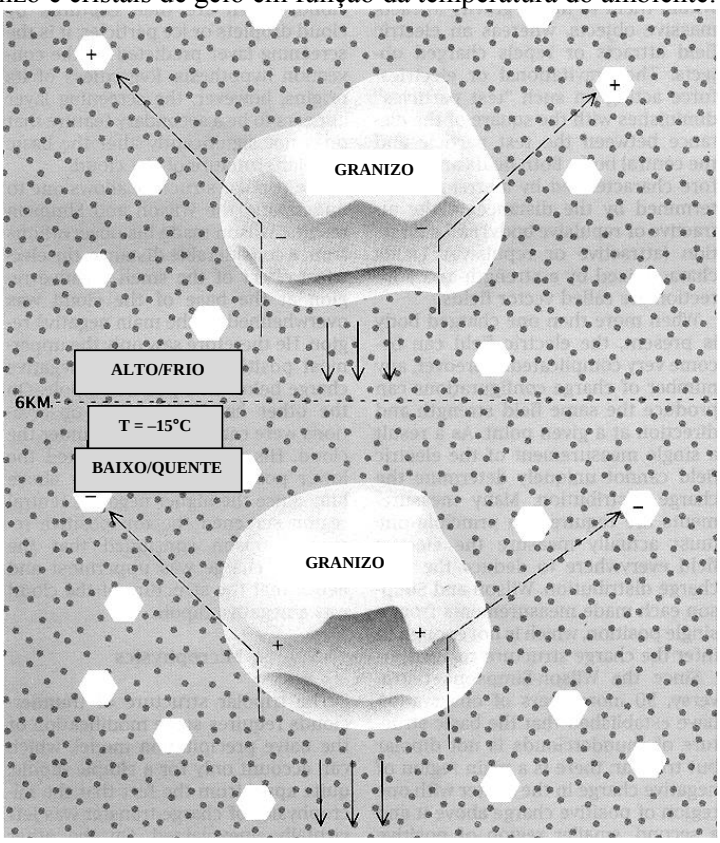
A hipótese de transferência indutiva de cargas quando cristais de gelo colidem com grãos de gelo maiores foi proposta mais tarde, baseada em experimentos laboratoriais. Nestes experimentos, obtiveram que a transferência de carga, nesses casos, era desprezível, pois o tempo de contato entre as partículas era muito curto para permitir a completa relaxação do campo elétrico, e consequentemente, promover a movimentação das cargas de uma partícula para outra. Experimentos posteriores mostraram que gotículas d'água super-resfriadas podiam remover cargas de grãos de gelo esféricos sob ação de um campo elétrico radial, pois nesse perfil, os grãos apresentavam uma diferença de potencial em relação a sua vizinhança, de modo que colisões tangenciais em qualquer área da superfície separava a mesma quantidade de carga. No entanto, para grãos de gelo transportados em um campo elétrico vertical, as colisões tangenciais ocorriam somente próximas ao equador horizontal. Nesta região a quantidade de cargas induzidas pelo campo da nuvem é pequena, proporcionando pequenas transferências de cargas.

Entretanto, o maior problema do *processo indutivo* é que ele não explica a existência de hidrometeoros altamente carregados, desde os primeiros estágios da eletrificação. As elevadas quantidades de cargas presentes em grãos de gelo milimétricos não são suficientes para gerar a intensidade dos campos elétricos

medidos em algumas tempestades. Esse processo, portanto, não é capaz de produzir, por si só a eletrificação observada nestas nuvens. Desta forma, mesmo que o processo *indutivo* não possa, sozinho, promover a eletrificação de uma tempestade, ele pode estar associado a outros mecanismos.

O processo *não indutivo* descreve que a carga transferida durante as colisões entre o granizo (formado pelo congelamento e incrustação de gotículas de água super-resfriada) e cristais de gelo (formados por deposição de vapor) depende da temperatura em que estas colisões ocorrem (Figura 3.5). Em temperaturas baixas, mais precisamente entre –15° e –20°C, o granizo transfere carga elétrica positiva para o cristal de gelo, tornando-se carregado negativamente. Já em temperaturas mais elevadas, entre –5° e –10°C, o cristal de gelo transfere carga positiva para o granizo, carregando-se negativamente (TAKAHASHI, 1978; WILLIAMS, 1988).

Figura 3.5 – Microfísica da transferência de carga elétrica resultante de colisões entre granizo e cristais de gelo em função da temperatura do ambiente.



Fonte: Adaptada de Williams (1988).

Ressalta-se que, esta faixa de temperatura de inversão de cargas tende a aumentar com a diminuição da quantidade de água líquida presente na nuvem durante este processo, e a quantidade de carga transferida depende também da velocidade de impacto e do tamanho dos cristais de gelo. A quantidade de carga aumenta em função do tamanho do cristal – o aumento é rápido quando os cristais são menores e mais lento quando os cristais são maiores (KEITH; SAUNDERS, 1990).

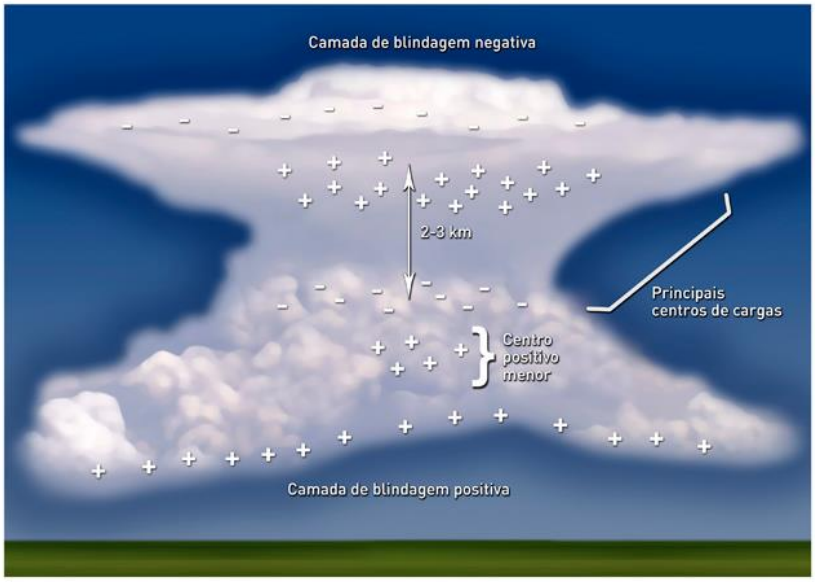
3.4 Estrutura elétrica das nuvens de tempestades

Desde o início do século XX vêm sendo apresentados modelos de estrutura elétrica de nuvens de tempestades. O primeiro modelo conhecido como 'modelo dipolar' descreve que uma nuvem *Cumulonimbus* é composta por dois centros de cargas elétricas de mesma magnitude, sendo um positivo no topo da nuvem e outro negativo em sua base (IRIBARNE; CHO, 1980).

No final da década de 1930, um segundo modelo foi apresentado, denominado como 'modelo tripolar' de cargas em nuvens de tempestades. Isso se deve ao fato deste modelo descrever que uma nuvem *Cumulonimbus* é composta por três centros de cargas, sendo dois centros de cargas positivas, um localizado no topo da nuvem e outro de menor magnitude na base da nuvem. O centro de cargas negativas localiza-se entre esses dois centros positivos, entre as isotermas de –10° e –15°C (WILLIAMS, 1989).

Já nas últimas décadas, por meio de medidas de campo elétrico, utilizando balões estratosféricos, foi possível observar a existência de uma estrutura de cargas mais complexa, a qual foi denominada de 'modelo multipolar' (Figura 3.6**)**. Este modelo é composto por vários centros de cargas nas regiões de movimentos ascendentes e descendentes dentro da nuvem.

Figura 3.6 – Estrutura elétrica de nuvens de tempestades.



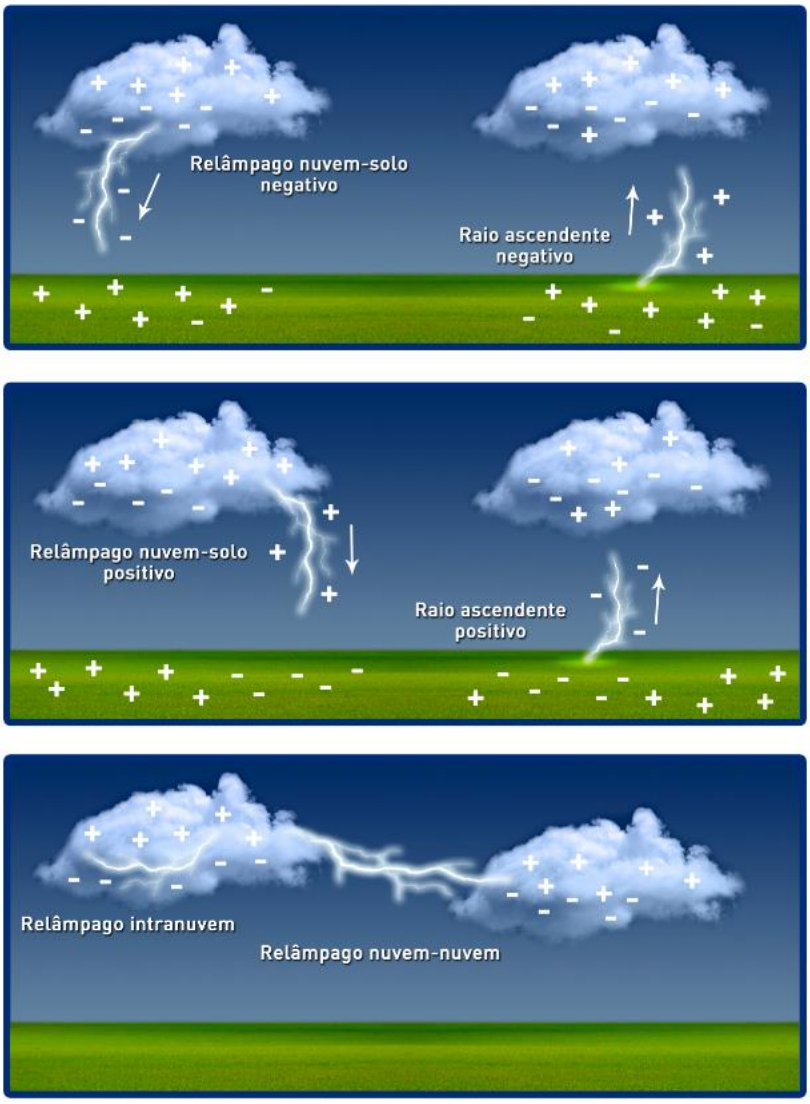
Fonte: Adaptada do Portal ELAT (2016c).

3.5 Descarga atmosférica

A descarga atmosférica ou relâmpago, consiste em uma descarga elétrica de grande extensão e intensidade, que ocorre na atmosfera por meio de um canal ionizado, e que pode apresentar diversas ramificações na direção vertical e/ou na horizontal (PINTO JR, 2005).

Os relâmpagos são classificados de acordo com a região de onde se originam e para onde se propagam, apresentando cinco tipos: nuvem-nuvem (NN), que começa em uma nuvem e termina em outra; nuvem-ar (NA), que começa em uma nuvem e termina em algum ponto da atmosfera; intra-nuvem (IN), que começa e termina dentro de uma mesma nuvem; nuvem-solo (NS), que começa na nuvem e termina no solo, e solo-nuvem (SN), que começa no solo e se propaga até uma nuvem, também chamados de descargas ascendentes. Os relâmpagos também são classificados pela polaridade das cargas efetivamente transferidas da nuvem ao solo, dando origem as descargas positivas (transferências de cargas positivas) e negativas (transferências de cargas negativas) (PINTO JR, 2005). A Figura 3.7 ilustra os principais tipos de relâmpagos que ocorrem na atmosfera.

Figura 3.7 – Tipos de relâmpagos.



Fonte: Adaptada do Portal ELAT (2016d).

Dentre todos os tipos de descargas que são registradas, cerca de 70% são do tipo IN. Esse número pode variar de acordo com a latitude, ocorrendo em torno de 80 a 90% em latitudes equatoriais e de 50 a 60% em latitudes médias. As descargas IN são mais frequentes devido à menor distância entre os centros de carga na região de dentro da nuvem e também por encontrarem circunstâncias que favorecem a sua ocorrência, como a diminuição da densidade do ar e o aumento da condutividade com a altura, permitindo a quebra de rigidez dielétrica. Seu estudo vem ganhando importância nos últimos anos, especialmente sobre a análise e previsão de tempo severo (RAKOV; UMAN, 2003).

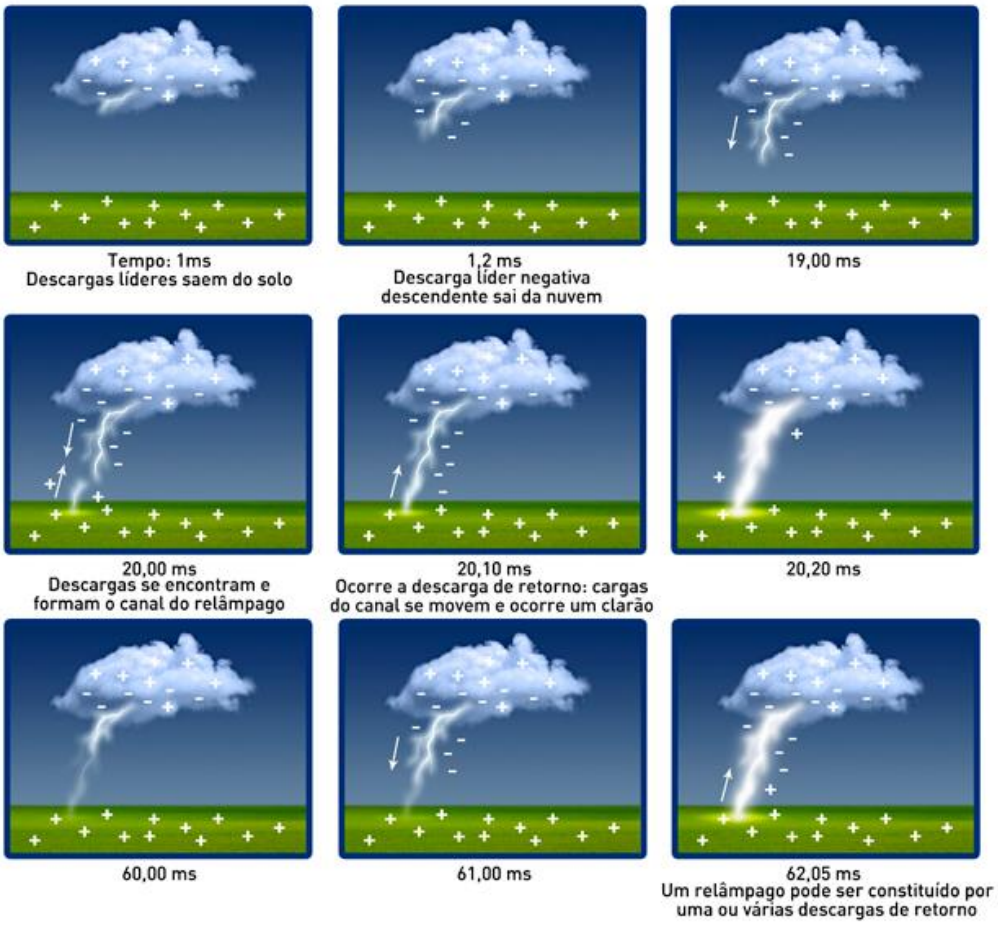
Embora as descargas NS ocorram em menor proporção que as descargas IN, elas são mais estudadas principalmente devido ao seu poder de destruição, podendo causar danos consideráveis em linhas de transmissão de energia elétrica, torres de telecomunicações, edificações, queima de equipamentos eletrônicos e até fatalidade em seres vivos, conforme mencionado anteriormente.

A formação de um raio é originada pela distribuição de cargas elétricas dentro da nuvem. Considerando o modelo tripolar de uma nuvem de tempestade, tem-se a quebra da rigidez do ar preliminar entre o centro de carga negativa (principal) e o menor centro de carga positiva, na região inferior da nuvem. Essa etapa caracteriza-se por uma série de pulsos eletromagnéticos unipolares e bipolares, com duração de 50 μs e intervalos de 100 μs. Após esse processo, tem início o *líder escalonado*, o qual se propaga da nuvem para o solo com velocidade de $2x10^5$ m/s e duração média de 1 μs. Durante sua trajetória em direção a superfície, o *líder escalonado* ramifica-se em busca de regiões com melhor condutividade elétrica na atmosfera, produzindo assim a estrutura característica ramificada (UMAN, 1987).

O potencial elétrico da base do canal do líder carregado negativamente em relação ao solo apresenta uma magnitude da ordem de dezenas de Megavolts e sendo assim, à medida que a extremidade do líder aproxima-se do solo, o campo elétrico em torno de objetos pontiagudos na superfície ou sobre superfícies irregulares (antenas, pára-raios, torres, edificações, montanhas e etc.) intensifica-se a ponto de romper a rigidez dielétrica do ar, fazendo com que uma ou mais descarga conectante (descargas ascendentes) surjam a partir desses pontos, dando origem ao processo de conexão. Quando uma das descargas conectantes encontra o líder escalonado, a algumas dezenas de metros acima do solo, a extremidade do líder conecta-se com o potencial da Terra. Nesse momento, uma frente de onda (representando o potencial da Terra) propaga-se continuamente para cima através do canal, previamente ionizado e carregado eletricamente, descarregando-o. Ocorre então a primeira descarga de retorno (NACCARATO, 2005). É nesse instante que a carga acumulada ao longo do canal é transferida ao solo. Outro *líder* pode se propagar pelo mesmo canal, já ionizado, conhecido por *líder contínuo*, dando início a uma nova descarga de retorno, chamada de descarga subsequente. A descarga subsequente indica a multiplicidade da descarga, e

transfere para o solo a carga presente no canal principal e em suas ramificações, bem como cargas que possam estar disponíveis no topo do canal naquele instante, gerando o primeiro pico de corrente (PINTO JR; PINTO, 2000; SABA et al., 2006; VALINE; KRIDER, 2002). A Figura 3.8 ilustra as etapas de formação de uma descarga NS.

Figura 3.8 – Etapas de formação de uma descarga NS típica, desde a distribuição de cargas elétricas dentro da nuvem até a descarga de retorno.



Fonte: Adaptada do Portal ELAT (2016e).

Cerca de 90% do total anual de descargas do tipo NS são de polaridade negativa enquanto os restantes são de polaridade positiva (CAREY et al. 2003; LANG; RUTLEDGE, 2004; MACGORMAN; RUST 1998; WIENS et al., 2005). Entretanto, essa frequência de descargas NS com polaridade positiva mostra-se

ser variável, apresentando em alguns casos, valores superiores de descargas negativas (ORVILLE; HUFFINES, 2001).

3.6 Sistemas de detecção de descargas atmosféricas

Um sistema de detecção de descargas atmosféricas é composto por um complexo mecanismo de medidas, utilizado para detectar relâmpagos que ocorrem na atmosfera e identificar a localização do ponto de contato com a superfície, no caso das descargas NS. O sistema é formado por vários sensores dispostos em uma configuração adequada, que detectam a radiação eletromagnética gerada pelas descargas, e uma central que recebe os dados destes sensores por meio de canais de comunicação e os processa, gerando como resultado, informações sobre as descargas (PINTO JR, 2005; NACCARATO, 2005). A

Figura **3.9** apresenta a imagem de um sensor de detecção de descargas.

Figura 3.9 - Sensor de detecção de descargas atmosféricas.

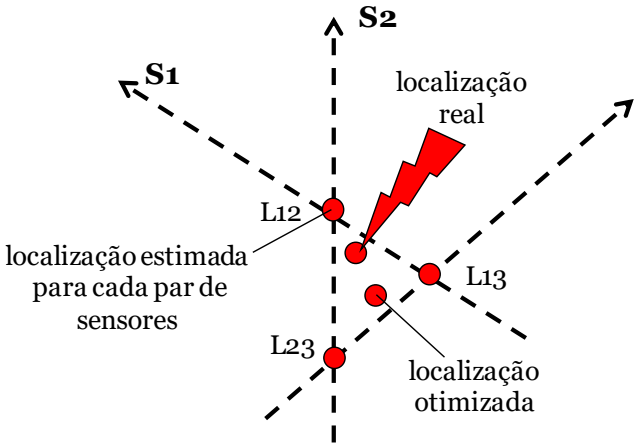
Fonte: Portal ELAT (2017).

3.6.1 Técnicas de Detecção

Os sistemas de detecção de descargas utilizam basicamente duas tecnologias de detecção combinadas (Naccarato. 2005), que são os métodos da direção magnética (MDF) e do tempo de chegada (TOA).

No *método da direção magnética*, a detecção da descarga é feita por meio da utilização de sensores capazes de medir a direção de um relâmpago, determinada pelo uso de dois *loops* magnéticos e ortogonais entre si. Nesta técnica, quando dois ou mais sensores detectam uma descarga, a intersecção das retas definidas pelos respectivos azimutes (âgulo em relação ao norte verdadeiro) define o ponto de contato. O uso de três ou mais sensores possibilita determinar a localização no ponto de contato da descarga de retorno com o solo, conforme ilustrado na Figura 3.10, através de um processo de otimização dos *mínimos quadrados* das localizações obtidas a partir de cada par de sensores.

Figura 3.10 – Método da direção magnética para localização do ponto de contato de uma descarga com o solo. As simbologias assinalam a localização (L_{12}, L_{13} e L_{23}) da descarga estimada para cada par de sensores (S_1, S_2 e S_3), a localização a partir da otimização das localizações e a localização real.

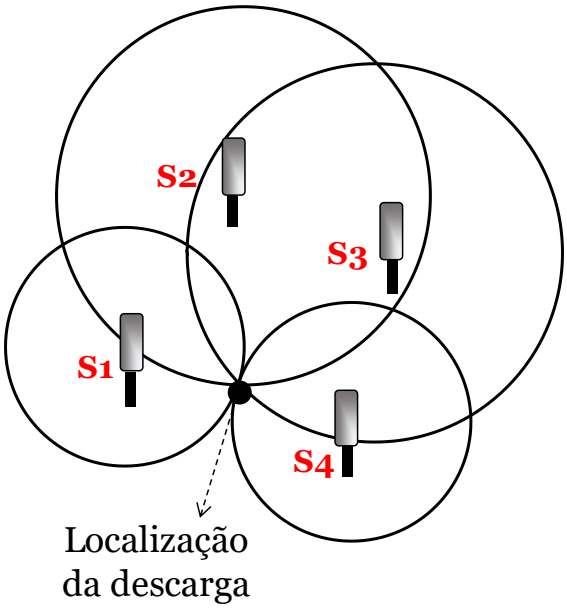


Fonte: Adaptado de Pinto Jr. (2005; 2009).

Já o *método do tempo de chegada* determina a ocorrência da descarga por meio da comparação dos instantes em que o pulso de radiação eletromagnética é registrado por diferentes sensores, localizados a diferentes distâncias da descarga, isto é, a central de processamento calcula a diferença temporal relativa entre os horários de chegada registrados por cada sensor. A precisão temporal deste método no registro das descargas é obtida pelo uso do *Global Positioning System* (GPS), na ordem de dezenas de microssegundos. Para cada sensor, uma distância é definida em cada instante anterior ao registro da radiação, assumindo uma velocidade de

propagação da radiação. O método de tempo de chegada é utilizado nas faixas frequência muito baixa (VLF), baixa (LF) e muito alta (VHF). Nas faixas de VLF e LF as distâncias correspondem aos raios de círculos a partir do sensor correspondente à possível localização do ponto de contato da descarga de retorno com a superfície naquele instante. Por meio da intersecção destes círculos é possível determinar a localização aproximada do ponto de contato da descarga de retorno com a superfície, utilizando quatro sensores, conforme representado pela figura abaixo.

Figura 3.11 – Método do tempo de chegada (TOA) para localização do ponto de contato de uma descarga de retorno com a superfície.



Fonte: Adaptado de Pinto Jr. (2005; 2009).

3.6.2 Redes de detecção de descargas atmosféricas

A Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT) foi implantada por meio de uma cooperativa entre empresas públicas e privadas, como Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG), FURNAS, Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR) e Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), com início no ano de 1988 pela CEMIG. A Rede apresentava natureza

não uniforme, agregando vários tipos de sensores, como LPATS-III, LPATS-IV, IMPACT-T, IMPACT ES, e IMPACT ESP, detectando somente descargas atmosféricas do tipo NS.

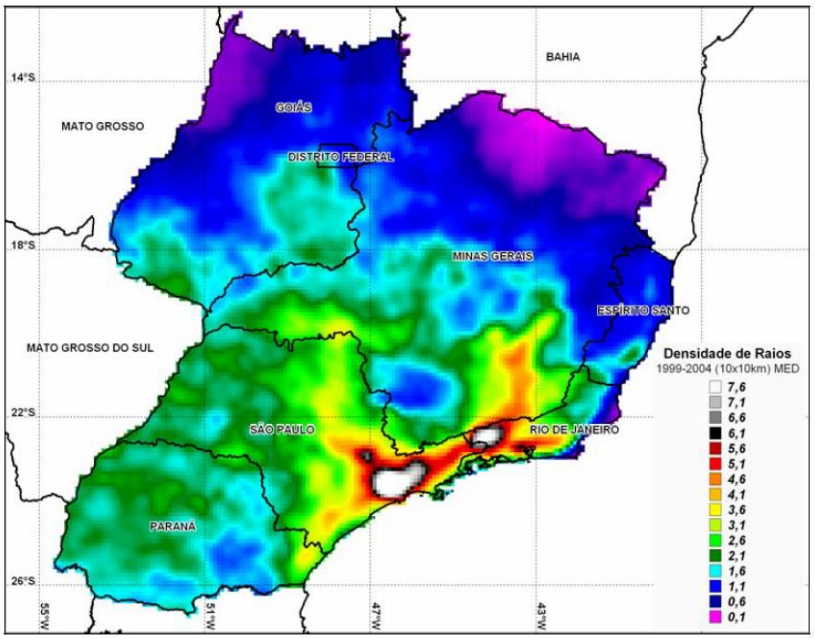
Já a Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) foi criada em agosto de 2011 para a detecção e monitoramento de descargas atmosféricas dos tipos NS e IN. A Rede é operada pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE e dispõe de 70 sensores, compondo a terceira maior rede de detecção de descargas do mundo e a maior da região Tropical. Esta Rede detecta a radiação eletromagnética emitida pelas descargas na faixa de frequência entre 10Hz e 10MHz, utilizando a tecnologia dos sensores LPATS e IMPACT. Nas áreas de maior eficiência da BrasilDAT, as descargas NS são detectadas através de onda LF e VHF, com precisão de aproximadamente 500 m.

Mais informações sobre sistemas de detecção de descargas e sobre as Redes RINDAT e BrasilDAT podem ser obtidas em Naccarato (2005), Pinto Jr. (2005; 2009), Mattos e Machado (2011) e Bourscheidt et al. (2014).

3.7 Aspectos Climáticos e Meteorológicos associados ao desenvolvimento de tempestades elétricas na área em estudo

As características climáticas da incidência de descargas atmosféricas sobre a Região Sudeste do Brasil foram primordialmente apresentadas por Naccarato (2005), em um estudo que compreendia um período seis anos, entre 1999 e 2004. Neste trabalho, ficou evidente que existem faixas preferencias com maior densidade de raios no sudeste de Minas Gerais, centro-leste de São Paulo e no sul do Rio de Janeiro, com densidade máxima ocorrendo entre a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) e o sul do Rio de Janeiro, conforme apresentado na Figura 3.12. No trabalho, autor associou os elevados valores de densidade de descargas à configuração topográfica do terreno e a propagação de sistemas meteorológicos que atuam na área em estudo.

Figura 3.12 – Densidade de raios (eventos.km-2.ano-1) para o Sudeste do Brasil com resolução de 10 x 10 km para o período de 1999 a 2004.



Fonte: Naccarato (2005).

Apesar do estudo de Naccarato (2005) elencar evidências de que a topografia, associada à atuação de sistemas frontais sejam responsáveis pela distribuição espacial das descargas, o autor sugere a realização de pesquisas mais detalhadas para identificar quais os fatores meteorológicos seriam os responsáveis por essa configuração observada.

Mais tarde, Pinto Jr., et al. (2013a) também constataram que a topografia associada à atuação de sistemas frontais pode ser responsável pela distribuição espacial dos raios, já que a elevação do terreno no Sudeste coincide com o padrão de ocorrência dos raios. Além disso, os autores sugeriram que o padrão de ocorrência de descargas nesta Região também pode estar associado à atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e particularmente aos efeitos de urbanização sobre a cidade de São Paulo.

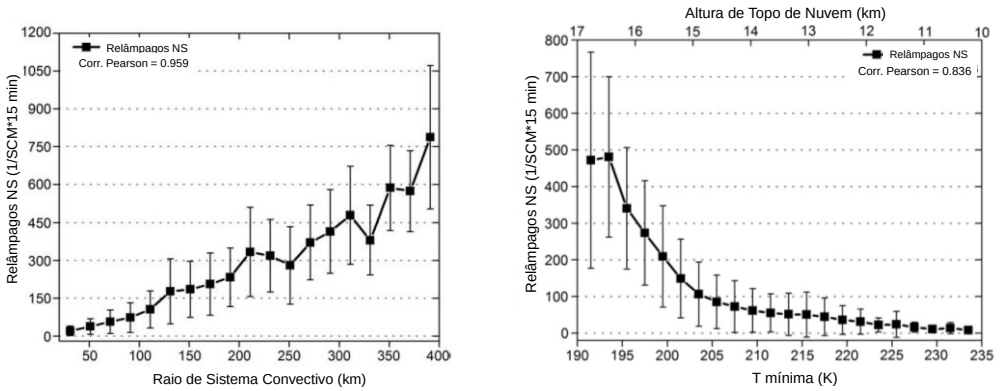
Em partes, a maior incidência de descargas registradas sobre estas regiões se deve ao perfil pontiagudo das regiões montanhosas, uma vez que estes tendem a acumular maior quantidade de cargas elétricas. Outro fator preponderante que também deve ser considerado, é variação do terreno, composto por regiões de vale-montanha, o que pode intensificar o desenvolvimento de nuvens convectivas

associadas aos sistemas meteorológicos mencionados (Santos, et al., 2016b; 2016c).

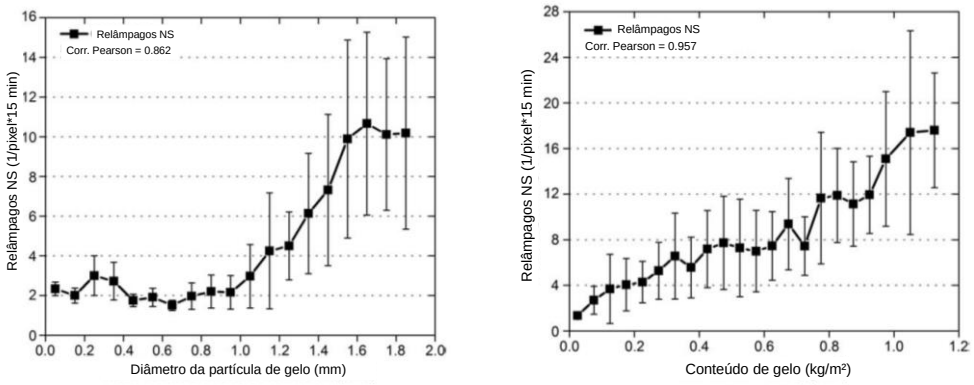
Resultados semelhantes aos observados por Naccarato (2005) e Pinto Jr. et al., (2013a) também foram obtidos para cadeias de montanhas do Canadá (BURROWS; KOCHTUBAJDA, 2010) e do Sul da África (SEN ROY; BALLING JR., 2014).

Mattos e Machado (2011) ao investigar a relação entre a ocorrência de descargas atmosféricas e os sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) no Estado de São Paulo (entre os anos de 2007 a 2009) observaram que a atividade elétrica foi mais intensa em nuvens de maior diâmetro (com raios de 390 km – Coeficiente de Pearson = 0,96) e maior desenvolvimento vertical (topo de nuvem máximo em torno de 17 km – Coeficiente de Pearson = 0,84) (Figura 3.13 superior). Além disso, foi observada forte relação entre o diâmetro do gelo e o conteúdo de gelo com a ocorrência de raios, com Coeficientes de Pearson iguais a 0,86 e 0,96, respectivamente (Figura 3.13 inferior). Os resultados também mostraram que a taxa de crescimento da atividade elétrica ocorre durante os primeiros estágios da nuvem e que desta forma, a ocorrência de descargas pode ser um indicativo da intensidade da convecção e a eventual duração dos SCMs.

Figura 3.13 - Relação entre o raio (km) dos sistemas convectivos (superior esquerda), altura de topos de nuvens (superior direita), diâmetro do gelo (inferior esquerda) e conteúdo de gelo (inferior direita) com a ocorrência de descargas atmosféricas.



(Continua)



Fonte: Adaptada de Mattos e Machado (2011).

Farias et al. (2009), investigaram a atividade anômala de relâmpagos sobre a região metropolitana de São Paulo, associadas a efeitos urbanos, e observaram que o aumento na atividade de relâmpagos na região está relacionado com a concentração da poluição, e que esta concentração tende a aumentar o tempo de vida das tempestades. Além disso, observaram que a influência da poluição é provavelmente menos significativa quando comparada com o efeito da ilha de calor. Coquillat et al., (2013) também observaram que a atividade elétrica pode ter uma densidade significativamente maior em grande centro urbano da França, devido a poluição.

Posteriormente, Farias et al. (2012) concluíram que a urbanização em São Paulo entrou em estágio de saturação, e desta forma, não se espera que o número de descargas elétricas continue aumentando para esta cidade.

Tendências do número de trovoadas que ocorreram desde o século XIX até o presente, nas cidades de São Paulo, Campinas e Rio de Janeiro foram analisadas por Pinto Jr. et al., (2013b). Para São Paulo e Campinas, os dados indicaram um aumento significativo na atividade de tempestades durante o período, simultaneamente a um aumento na temperatura em superfície, bem correlacionada com o crescimento da população das cidades. Para o Rio de Janeiro, não foi observada uma tendência positiva expressiva, apesar de um aumento da temperatura da superfície, o que sugere que variações observadas são mais provavelmente decorrentes de uma conjugação complexa de características locais e de grande escala.

Corroborando com este último resultado observado por Pinto Jr. et al., (2013b), Santos e Pinto Jr. (2013) analisaram as condições atmosféricas associadas a um evento extremo de relâmpagos na cidade do Rio de Janeiro, que ocorreu em março de 2013. Os resultados mostraram que a combinação de fatores dinâmicos e termodinâmicos fori fundamental para a formação de um sistema convectivo que gerou chuva intensa, acompanhada de descargas elétricas e fortes rajadas de vento na cidade. Além disso, foi observado que a maior concentração dos relâmpagos nuvem-solo e intra-nuvem ocorreram na área mais urbanizada e mais próxima ao litoral.

De modo geral, os principais sistemas meteorológicos que geram nuvens convectivas sobre o Sudeste do Brasil durante o verão são, a Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCOU é uma banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste, que atua desde a Amazônia até o Sudeste do Brasil, forma-se sobre o continente devido a interação de sistemas meteorológicos, como o Jato de Baixos Níveis (JBN), Sistemas Frontais (SF) e ventos derivados da circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Basicamente, a diferença entre ZCOU e ZCAS está na durabilidade do sistema, isto é, quando a ZCOU atua por três dias ou mais, passa a ser denominada por ZCAS. Outros sistemas meteorológicos podem favorecer a formação de nuvens convectivas no Sudeste do Brasil, independente da sazonalidade, como Sistemas Frontais, ciclones costeiros, Linhas de Instabilidade (LI) e circulação de brisa (REBOITA et al., 2012).

3.8 Métodos utilizados em projeções de descargas atmosféricas

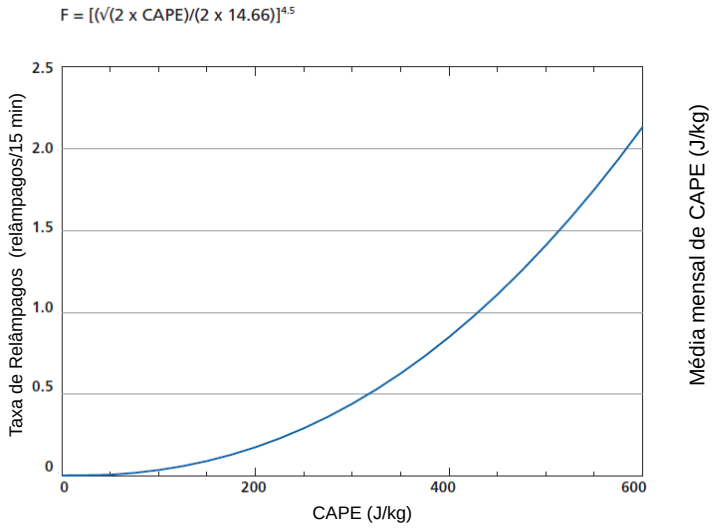
Sabe-se que a descarga atmosférica não é uma variável meteorológica prognosticada diretamente por modelos numéricos de tempo e clima. Tendo em vista isto, pesquisadores têm dedicado esforços para alcançar uma metodologia capaz de simular este fenômeno, de forma que, ao inferir cálculos de determinadas variáveis em modelos numéricos, possam-se atingir resultados satisfatórios. Os principais trabalhos que trataram deste assunto serão apresentados a seguir.

Em busca de uma tentativa de realizar projeções de descargas atmosféricas ao longo do sudoeste da Inglaterra, Hulme et al. (2002) utilizaram um modelo climático regional assumindo que o número de descargas estivesse relacionado diretamente a velocidade ascendente na atmosfera. Os resultados desta metodologia foram positivos, e para esta localidade, espera-se que a densidade de descargas por tempestade duplique, mas que o número de tempestade seja reduzido fazendo com que a densidade de descargas permaneça sem alterações. Para Escócia e a Irlanda do Norte espera-se uma pequena mudança na quantidade de raios por tempestades. Estas mudanças são esperadas para a década de 2080, em cenários de médias e altas emissões.

Mais tarte Boorman et al., (2010) utilizaram a Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE), para calcular a ocorrência de relâmpagos no Reino Unido. Os relâmpagos foram inferidos no modelo a partir da CAPE usando um algoritmo empírico, sugerido por Price e Rind (1992) e validado por Price e Rind (1994a; 1994b) o qual vem sendo utilizado operacionalmente pelo centro de previsão *Met Office*. Os resultados deste trabalho utilizando a CAPE como variável principal apresentou resultados satisfatórios, com aumento no número de dias de relâmpagos nas quatro estações do ano (com destaque para o verão), no período de 2069 a 2099, em relação ao período base de 1961 a 1990, em todo o território do Reino Unido.

A relação entre a CAPE e as descargas atmosféricas apresentadas por Price e Rind (1992) pode ser observada na Figura 3.14.

Figura 3.14 – Relação entre CAPE e taxa de relâmpagos: (esquerda) Reino Unido e (direita) India.



Média mensal do número de relâmpagos

Fonte: Adaptada de Price e Rind (1992).

Siingh et al. (2014) também encontrou valores estatisticamente significativos entre a CAPE e a densidade de descargas atmosféricas em regiões da Índia, com coeficientes de correlação em torno de 0,81. Com isso, é possível concluir que a CAPE é uma variável potecialmente indicativa da atividade elétrica em determinadas regiões.

Para a China, Wang et al., (2014) usaram redes neurais para realizar previsões de descargas a partir de índices de instabilidade derivados de sondagens atmosféricas sobre Nanjing (Leste da China). Para o período de 2007-2012 os índices foram pré-filtrados usando análise espectral singular como técnica de pré-processamento e quatro índices principais (CAPE, K, JI e SWEAT) como dados de entrada. Os casos de 2007-2010 foram usados para treinar a rede e os casos de 2011-2012 foram usados como uma amostra independente para tester o desempenho da previsão. O uso de índices de instabilidade atmosférica como dados de entrada em redes neurais também gerou resultados eficientes na previsão deste fenômeno.

Apesar da difícil tarefa em se realizar uma previsão de descargas atmosféricas, visto que esta é uma das variáveis mais difíceis em se prever, devido à sua grande dinâmica temporal e espacial, conclui-se que diversas metodologias vêm sendo

desenvolvidas em várias regiões do mundo, visando a previsibilidade deste fenômeno.

3.9 Modelagem Climática

Atualmente, os modelos do Sistema Terrestre são as ferramentas computacionais mais avançadas para representar o clima futuro, que levam em consideração, de forma quantitativa (numérica) os processos físicos que ocorrem nos componentes do sistema climático (atmosfera, oceano, criosfera (áreas cobertas permanentemente por gelo e neve), vegetação, ciclos biogeoquímicos, etc.) e na interação entre eles (IPCC, 2007). Estes modelos permitem a simulação de prováveis cenários de alterações do clima para diversos cenários de emissões dos Gases de Efeito Estufa (GEE).

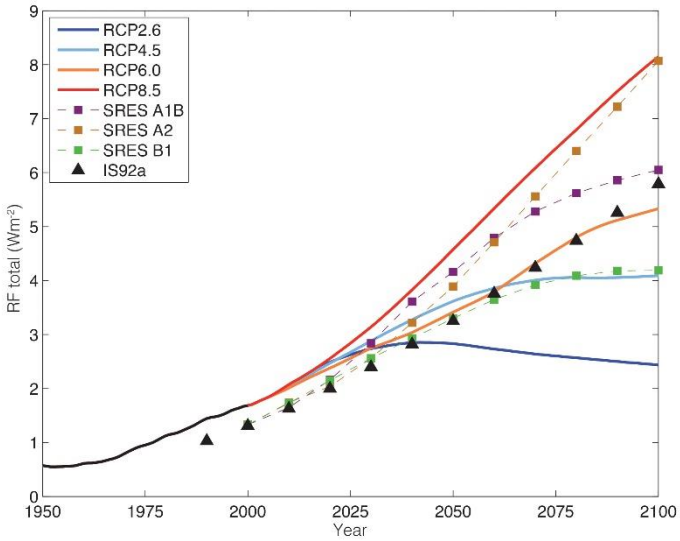
Estas emissões são resultantes de sistemas dinâmicos complexos, determinados por forçantes e.g. aumento demográfico, desenvolvimento socioeconômico e mudanças tecnotógicas, que resultaram na elaboração de cenários que representam os possíveis direcionamentos do clima futuro, subsidiando as análises das alterações climáticas, com seus consequentes impactos, e que podem auxiliar em medidas de adaptação e mitigação (CHOU, et. al., 2016).

Para o século XXI, as projeções de cenários futuros de mudanças climáticas são provenientes de diversos modelos climáticos globais utilizados pelo IPCC, ao qual avalia os impactos que diferentes níveis de emissões de GEE podem causar no futuro.

No ano 2000, o IPCC publicou o *Special Report Emission Scenarios* (SRES) com os principais cenários de emissões futuras, os A1 e A2 (altas emissões de GEE) e B1 e B2 (baixas emissões de GEE). Recentemente, no ano de 2014, o IPCC publicou seu quinto relatório (*Fiftth Assessment Report* – AR5) no qual, os cenários foram reelaborados visando melhorias nos modelos, que passaram a acrescentar processos importantes, como ciclos biogeoquímicos, levando em consideração as mudanças climáticas e socioeconômicas representativas de tendências, os *Representative Concentration Pathways* (RCPs), abrangendo o RCP 8.5 (altas emissões de GEE); RCP 6.0 (emissões intermediárias); RCP 4.5

(emissões intermediárias-baixas); e RCP 2.6 (baixas emissões). O cenário RCP 8.5 é proporcional ao SRES A2, o RCP 4.5 ao B1, e o RCP 6.0 situa-se entre o B1 e B2. Entretanto, nenhum cenário SRES apresenta emissões tão baixas quanto o RCP 2.6 , conforme é possível observar na Figura 3.15.

Figura 3.15 – Comparação entre cenários anteriores e o atual cenário do IPCC - AR5.



Fonte: Cubasch et al. (2013).

Em relação à concentração de gases, até o final do século XXI, o cenário RCP4.5 alcançaria aproximadamente 650 ppm de CO2 equivalente, enquanto que o cenário RCP8.5 atingiria em torno de 1000 ppm (CHOU, 2016).

Apesar de todo o avanço na compreensão do impacto que as mudanças climáticas podem causar, pesquisas têm mostrado que, mesmo que estes modelos forneçam uma boa representação do clima futuro, os níveis de detalhamento fornecido pelos mesmos ainda não estão consolidados e para isso, mais estudos precisam ser realizados, visando aprimorar cada vez mais seus resultados.

Neste estudo, serão utilizados os modelos climáticos globais HadGEM2-ES e o CSIRO-Mk3.6.0. Sendo assim, torna-se relevante um breve levantamento a respeito destes modelos.

3.9.1 HadGEM2-ES

O *Hadley Centre Global Enevironmental Model version 2 – Earth System* (HadGEM2-ES) proveniente do *UK Met Office Hadley Centre*, é um modelo de circulação geral da atmosfera acoplado a um modelo oceânico. Possui componente atmosférica com resolução horizontal N96, isto é, aproximadamente 1,250° em latitude e 1,875° em longitude, com 38 níveis verticais, enquanto que a componente oceânica apresenta resolução horizontal de 1°, aumentando para 1/3° no equador, e 40 níveis verticais (MARTIN, et al., 2006; COLLINS, et al.,2011; BELLOUIN, et al.,2011). O modelo possui passo de tempo de 30 minutos para as componentes da atmosfera e superfície e de uma hora para a componente oceânica (CHOU, et al., 2016).

O HadGEM2-ES apresenta boa representação das condições atmosféricas sobre a América do Sul, principalmente no trimestre de DJF – verão (CAVALCANTI; SHIMIZU, 2012).

As componentes do sistema terrestre contêm o ciclo do carbono terrestre e oceânico, e química da atmosfera. O ciclo do carbono terrestre e a vegetação são representados pelo modelo de vegetação dinâmica global *Top-down Representation of Interactive Foliage Including Dynamics* (TRIFFID) (COX, 2001), que simula a cobertura e balanço do carbono e cinco espécies de vegetações: vegetação arbustiva, gramínea C3, gramínea C4, coníferas e árvores de folhas largas.

A química da atmosfera é representada pelo modelo *United Kingdom Chemistry and Aerosol* (UKCA) que compreende novas naturezas de aerossóis, como o carbono orgânico e a poeira. O UKCA influencia a forçante radiativa através das alterações nas simulações do metano e ozônio, assim como as taxas em que o dióxido de enxofre e as emissões de Dimetil Sulfeto (DMS) são transformados em aerossol de sulfato.

A biologia e a química do oceano são representadas pelo modelo Diat-HadOCC que simula a emissão de DMS para a atmosfera e compreende a limitação de crescimento de placton por micro e macronutrientes (CHOU, et al., 2016).

O modelo HadGEM2-ES representa de maneira satisfatória a variabilidade do clima presente dos campos de precipitação, temperatura e ventos sobre a América do Sul, e também os modos dominantes da ZCAS e da circulação Pacífico-América do Sul (*Pacific South America*, na sigla em inglês – PSA). No clima futuro, o modelo tende a superestimar a precipitação nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil e em regiões próximas à costa oeste da América do Sul tropical (CAVALCANTI; SHIMIZU, 2012).

3.9.2 CSIRO-Mk3.6.0

O modelo climático global CSIRO-Mk3.6.0 é um modelo acoplado oceano-atmosfera do *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation* (CSIRO) da Austrália, com dinâmica do gelo marinho e um esquema de solo-dossel que apresenta propriedades de vegetação prescritas.

A versão Mk3.6 foi desenvolvida a partir da versão Mk3.5 que foi explanada em detalhes por Gordon, et al. (2002, 2010). Os modelos de oceano, gelo, solo-dossel permaneceram inalterados entre ambas as versões. A principal diferença entre a versão Mk3.6 em relação a versão anterior, a Mk3.5, é que a nova versão inclui um interativo esquema de aerossol e abrage uma atualização do esquema de radiação usado no modelo (ROTSTAYN, et al., 2010; JEFFREY, et al., 2013).

O esquema de aerossol trata do sulfato, aerossol carbonoso, poeira e sal marinho, enquanto o esquema de radiação trata os efeitos diretos de todas as espécies de aerossol sobre a radiação de onda curta (ROC) e os efeitos da poeira sobre a radiação de onda longa (ROL). Os efeitos indiretos do sulfato, aerossol carbonoso, e sal marinho nas nuvens de água-líquida estão inseridos, por meio de uma paremetrização de gotículas de nuvem em função da concentração de aerossol (ROTSTAYN, et al., 2012).

A componente atmosférica do modelo CSIRO-Mk3.6.0 apresenta resolução horizontal (espectral T63) de aproximadamente 1,875° em latitude e 1,875° em longitude, com 18 níveis verticais. Já a componente oceânica é baseada na versão 2.2 do *Modular Ocean Model* (MOM2.2) descrito por Pacanowski (1996), com resolução horizontal de aproximadamente 0,9375° em latitude e 1,875° em

longitude e compreende 30 níveis verticais (COLLIER, 2011; JEFFREY, et al., 2013). O modelo de gelo marinho é baseado em O'Farrel (1998), com revisão numérica descrita em Gordon, et al. (2010).

A importância do uso das simulações do modelo CSIRO-Mk3.6.0 neste trabalho se dá, dentre outras, pelo mesmo representar a variabilidade da TSM mais próxima dos dados observados e é mais confiável para previsões climáticas (ROTSTAYN, et al., 2010; TEDESCHI, 2013).

4. DADOS E METODOLOGIA

A principal base de dados utilizada neste trabalho, é composta por uma série histórica de dados de descargas atmosféricas do tipo NS, provenientes da RINDAT e da BrasilDAT para o Estado de São Paulo, no Sudeste do Brasil (Figura 4.1a). Foram analisados 16 (dezesseis) anos de dados, correspondentes ao período de 1999 a 2014, dos quais, os dados de 1999 a 2010 são derivados da rede RINDAT e os dados de 2011 a 2014 são da rede BrasilDAT. Para o período em estudo, a RINDAT apresentou eficiência de detecção acima de 80% e a BrasilDAT acima de 90% (NACCARATO; PINTO JR., 2009; BOURSCHEIDT et al., 2014). Estes valores indicam que ambas as redes apresentavam plenas condições para uso de seus dados.

A série temporal foi analisada visando identificar padrões climatológicos de densidade de descargas, e parâmetros inerentes ao fenômeno, como polaridade, multiplicidade e corrente elétrica, nas escalas de tempo anual, sazonal e mensal, foram avaliados. Apesar do estudo destes parâmetros não ser o foco principal deste trabalho, sua importância na caracterização de padrões climáticos das decargas atmosféricas fez com que sua adição à presente pesquisa fosse natural, deixando o trabalho mais completo, com parâmetros que podem ser utilizados em comparações de trabalhos futuros. Ambas as análises foram realizadas com uma resolução espacial de 5x5 km.

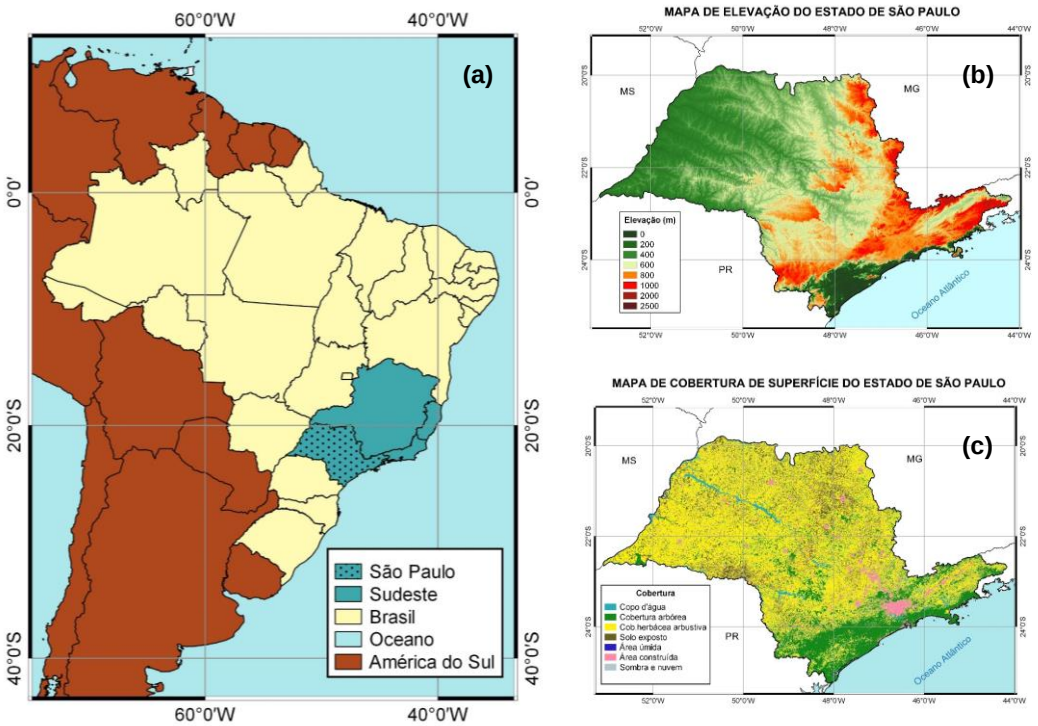
Localizado na Região Sudeste do Brasil, o Estado de São Paulo ocupa uma área em torno de 248.221,996 km², onde vivem aproximadamente 44.749,699 pessoas (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, 2016). Apresenta sete tipos climáticos distintos segundo a classificação climática de Koppen (1928), no qual a maioria corresponde a clima úmido (MIRANDA, et al., 2014).

Dentre eles, pode-se citar o centro-leste do Estado que é caracterizado por um clima tropical de altitude, com chuvas no verão e seca no inverno, e com temperatura média do mês mais quente superior a 22°C. Pequenas áreas serranas com verão ameno, apresentam temperatura média do mês mais quente inferior a 22°C. As regiões no Noroeste do Estado, apresentam temperatura mais elevada, com clima tropical chuvoso com inverno seco e mês mais frio com temperatura

média superior a 18°C. O período chuvoso é mais perceptível nos meses do outono e o mês mais seco apresenta precipitação abaixo de 60 mm. O sul do Estado é caracterizado pelo clima tropical, com verão quente, e não apresenta estação seca no inverno. A faixa litorânea apresenta um perfil climático tropical chuvoso, sem estação seca e com precipitação média do mês mais seco superior a 60 mm (MIRANDA, et al., 2014).

A elevação do Estado é composta por regiões mais planas no Sul, medianas em grande parte do seu território e elevadas em alguns pontos da região centro-leste de São Paulo (Figura 4.1b). A cobertura de superfície do Estado é composta em grande parte por cobertura herbácea arbustiva, e em regiões da Mata Atlântica, por cobertura arbórea. A capital, São Paulo, é nitidamente evidenciada pela área construída (Figura 4.1c).

Figura 4.1 – Área geográfica do Estado de São Paulo, considerando: (a) Localização na América do Sul; (b) Elevação e (c) Cobertura de Superfície.



Fonte de dados: Os mapas de elevação e cobertura de superfície foram gerados utilizando dados disponibilizados pela Coordenadoria de Planejamento Ambiental da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo (CPLA/SMA – 2013). Os dados de elevação têm resolução horizontal de 30 metros, gerado a partir das curvas de níveis extraídas das cartas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Instituto Geográfico Geológico (IGG) e do Departamento de Serviços Geográficos do Exército. Os dados de cobertura de superfície são de imagens do satélite Landsat 5 do sensor TM, obtidas a partir do site do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Além da análise dos padrões climatológicos espaciais das descargas, a dinâmica temporal da série de dados foi avaliada, buscando detectar possíveis tendências da incidência de descargas sobre o Estado, e classificar os eventos extremos em todas as escalas temporais supracitadas.

Desta forma, para a identificação de possíveis tendências dos dados e identificação dos eventos extremos de descargas, torna-se necessário o emprego de técnicas estatísticas que viabilizem estes resultados. Sendo assim, a seguir serão descritas as ferramentas estatísticas utilizadas neste trabalho.

Para análise da tendência dos dados observados das descargas atmosféricas, foi utilizado o teste estatístico não paramétrico de Mann-Kendall. Este método foi utilizado devido o mesmo não necessitar que a série de dados apresente uma distribuição normal (gaussiana) a qual, é uma característica dos dados de descargas atmosféricas, e devido também ao seu resultado ser menos influenciado por valores "*outliers*", visto que seu cálculo é baseado no sinal das diferenças entre os valores da série de dados analisada.

Sendo assim, neste trabalho, aplicou-se a mesma metodologia usada por Santos et al., (2016a), Fan e Wang (2010) e Silva (2010). Esta metodologia utiliza um *template* denominado de *MAKENSENS* (*Mann-Kendall test for trend and Sen's method for the magnitude of the trend*) desenvolvido pelo Instituto Meteorológico Finlandês (SALMI et al. 2002). O teste não paramétrico de Mann-Kendall determina a presença de uma tendência monotônica crescente ou decrescente e o método não paramétrico de Sen estima a inclinação e magnitude da tendência linear (GILBERT, 1987).

4.1 Teste de Mann-Kendall

Originalmente criado por Mann (1945) e reformulado por Kendall (1948), o teste de Mann-Kendall consiste em comparar cada valor da série de dados com os valores seguintes, calculando o número de vezes em que os termos restantes são maiores que o valor analisado. O teste não paramétrico é usado para analisar a existência de uma tendência monotônica crescente ou decrescente e é o método

mais apropriado para analisar alterações climáticas em séries de dados climatológicos (GOOSSENS; BERGER, 1986). O teste estatístico de Mann-Kendall é determinado da seguinte forma:

$$Z = \begin{cases} \dfrac{S-1}{\sqrt{VAR\ (S)}} & se\ S > 0 \\ 0 & se\ S = 0 \\ \dfrac{S+1}{\sqrt{VAR\ (S)}} & se\ S < 0 \end{cases} \tag{4.1}$$

Em que,

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^{n} sign(x_j - x_k) \tag{4.2}$$

Onde x_j e x_k são valores (anuais/sazonais/mensais) nos anos j e k (para $j > k$), respectivamente; n é o tamanho da série de dados; e a função *sing* é a variância de S, denotada por [VAR (S)], assume o valor de 1 quando x_j - x_k > 0; 0 quando x_j - x_k = 0; e -1 quando x_j - x_k < 0, e é definida por:

$$VAR(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18} \tag{4.3}$$

E quando há repetições de dados, a variância assume a expressão:

$$VAR(S) = \frac{1}{18}[n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^{g} t_p\ (t_p - 1)(2t_p + 5)] \tag{4.4}$$

Onde g é o número de grupos com dados repetidos e t_p é o número de dados no *p-ésimo* grupo. Para análise da tendência utiliza-se o valor de Z, no qual, o valor positivo (Z > 0) refere-se a uma tendência crescente e o valor negativo (Z < 0) refere-se a uma tendência decrescente.

A descrição do método não paramétrico de Sen (SEN, 1968; SNEYERS, 1975), utilizado para calcular a estimativa da inclinação e magnitude da tendência dos dados observados das descargas atmosféricas, será descrita a seguir.

4.2 Método Sen

O Método Sen utiliza um modelo linear para estimar a inclinação da tendência e da variância dos resíduos, sendo constante no tempo. O teste foi utilizado por ser insensível aos valores de "*outliers*", provendo uma medida mais realística das tendências em uma série temporal de dados, o que o torna mais rigoroso que a usual regressão linear. O método é determinado por:

$$f(t) = Qt - B \tag{4.5}$$

Onde Q é o valor referente a inclinação da reta e B é uma constante.

Para obter a estimativa de inclinação Q, primeiro calculam-se as inclinações de todos os pares de dados, definidos por:

$$Q_i = \frac{x_j - x_k}{j - k} \tag{4.6}$$

Para $j > k$.

Caso a série temporal seja composta por n valores x_j, obtêm-se $N=n\ (n-1)/2$ estimativas de inclinação Qi. Deste modo, a inclinação estimada pelo método Sen é a mediana dos valores N de Qi, os quais são classificados em ordem crescente e a estimativa Sen é dada por:

$$Q = Q_{[(N+1)/2]}, \text{ se } N \text{ for ímpar e}$$

$$Q = \frac{1}{2}(Q_{[N/2]} + Q_{[(N+2)/2]}), \text{ se } N \text{ for par.} \tag{4.7}$$

Para obter uma estimativa de B na equação 4.5, são considerados n valores da diferença x_i-Q_{ti}.

Outros trabalhos que também utilizaram os métodos de Mann-Kendall e da estimativa de inclinação Sen foram Fan e Wang (2011), Oliveira (2011), Silva e Derecznski (2014), e Santos et. al. (2016c e d).

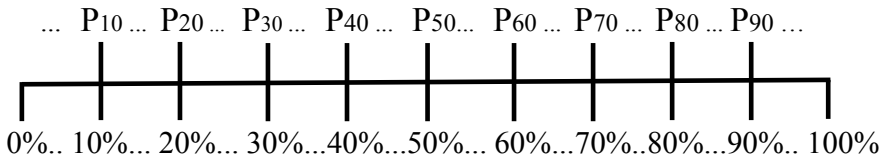
Após o cálculo das tendências foi aplicado o Método dos Percentis aos dados de descargas, com o objetivo de classificar e determinar os eventos extremos. A explanação deste método será apresentada na subseção seguinte.

4.3 Método dos Percentis

Proposto por Pinkayan em 1966 e amplamente utilizado por Santos et al. (2014) e Santos et al. (2016a), o Método dos Percentis baseia-se na distribuição da frequência acumulada, sendo que a aproximação da função densidade de probabilidade que descreve o fenômeno é tanto melhor quanto maior é o número de observações disponíveis.

O Método dos Percentis é uma técnica estatística que consiste estritamente na distribuição em ordem crescente de uma série amostral de dados contínuos, para o qual se atribui uma probabilidade p univocamente definida para cada valor amostral (XAVIER, 1999; XAVIER et al., 2002). A denominação "Percentil" é derivada da divisão ser realizada em cem partes, conforme ilustra o esquema da Figura 4.2. A série temporal de dados pode ser distribuída sob a forma x_1, x_2, x_3, ..., x_n, na qual x_1 representa o menor valor e x_n o maior valor da série.

Figura 4.2 - Esquema ilustrativo da divisão dos Percentis em relação à série de dados.



Fonte: Produção do autor.

O primeiro procedimento para a obtenção do evento extremo é calcular a posição do Percentil desejado dentro da série temporal. Isto é, a equação usada para obter o *p-ésimo* percentil de *n* valores ordenados é correspondente ao valor que ocupa a posição L_{Px}, arredondada para o inteiro mais próximo (Equação 4.8).

$$L_{P_x} = \left(\frac{k}{100}\right).n \tag{4.8}$$

Em que:

k = percentil desejado

n = tamanho da amostra

Posteriormente, identifica-se o valor do Percentil, utilizando a frequência acumulada de probabilidade, conforme a Equação 4.9.

$$P_x = l_i + \frac{h.\left(L_{P_x} - FacANT\right)}{f_a} \tag{4.9}$$

Em que:

li = limite inferior

h = amplitude de classe

FacANT = frequência acumulada até a classe anterior a classe do percentil

Fa = frequência absoluta da classe do percentil

Desta forma, o método dos percentis permite selecionar de forma objetiva e rápida os eventos de interesse. O uso desta metodologia é adequado, pois não exige qualquer suposição sobre a forma da distribuição. Este trabalho utilizou a ordem quantílica Q0,85 para estabelecer a classe "extrema" em relação aos valores observados (x_i) de descargas.

Posteriormente a determinação dos padrões climáticos e da identificação de tendências e eventos extremos das descargas atmosféricas, objetivou-se realizar

um estudo de casos, para se determinar os mecanismos dinâmicos associados aos eventos extremos de descargas no Estado. Entretanto, como todas as análises foram feitas considerando os dados do Estado de São Paulo como um todo, tornou-se necessário examinar se o evento identificado como mais extremo até então, ocorreu também de forma regional.

Este questionamento poderia ser respondido simplesmente analisando um mapa de anomalia de densidade de descargas. No entanto, algumas regiões poderiam apresentar densidade muito acima do normal, e outras abaixo do normal, onde a incidência de descargas da primeira região poderia 'mascarar' a da segunda.

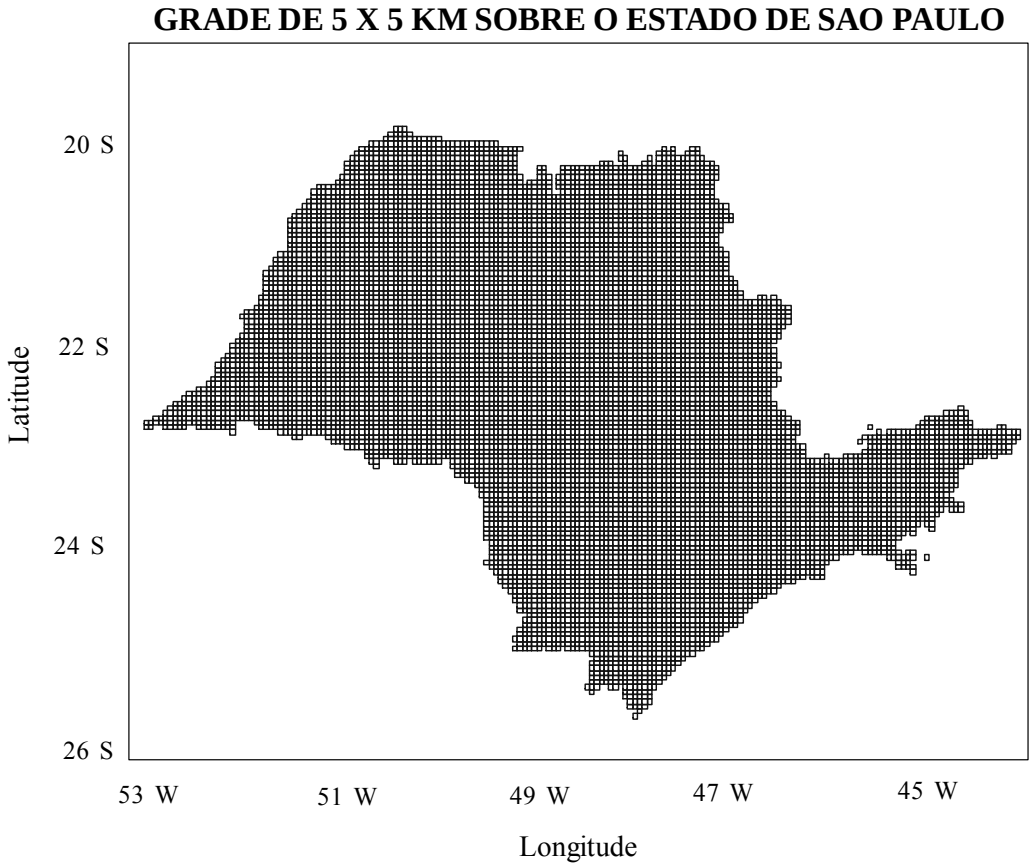
Desta forma, buscou-se realizar uma filtragem de dados por meio da técnica estatística da Análise de *Cluster*, visando identificar regiões homogêneas de incidência de descargas e assim verificar se o evento extremo mais representativo da série ocorreu em todas ou ao menos em grande parte das regiões do Estado. A descrição desta ferramenta estatística será apresentada a seguir.

4.4 Análise de *Cluster*

A Análise de *Cluster* (AC) vem sendo amplamente aplicada a pesquisa geofísica desde a década de 1960 (LIMA, et. al., 2010; SANTOS, et. al., 2016e). Esta técnica estatística de análise multivariada tem como objetivo principal, classificar elementos de uma população que são conhecidos por suas características, em grupos que sejam homogêneos intragrupos e heterogêneos intergrupos. A técnica caracteriza-se por ser uma ferramenta útil no processo de filtragem de dados, objetivando determinar grupos homogêneos e padrões que estejam ocultos nos dados (HALKIDI, et al., 2001).

A AC parte de uma matriz de dados, onde as linhas correspondem a "*n*" unidades, fornecendo "*p*" características (valores numéricos). Neste trabalho, as 'unidades' foram definidas por pontos grades, compostos de 5x5 km, conforme ilustra a Figura 4.3, e as 'características' são densidades de descargas atmosféricas em cada ponto de grade. Cada ponto de grade possui um ID para identificação, e por sintetização textual, a partir daqui, os ID's serão denominados por "estações".

Figura 4.3 – Mapa de São Paulo apresentado a grade com resolução espacial de 5x5 km para os dados de descargas atmosféricas.



Fonte: Produção do autor.

Na AC, todos os processos de hierarquização são similares, iniciando pela determinação de uma função de agrupamento. Essa função é utilizada como critério para medir a distância entre dois objetos ou para estabelecer o quanto eles são parecidos, denominada como 'coeficiente de parecença'. Este coeficiente pode ser dividido em duas classes: medida de similaridade e dissimilaridade. Na primeira classe, quanto maior os valores observados, mais parecidos são os objetos. Já na segunda classe, quanto maior os valores observados, menos parecidos serão os objetos.

Para a determinação dos grupos homogêneos, pode ser utilizada tanto a medida de dissimilaridade, composta pelo cálculo da distância euclidiana, quanto à medida de similaridade, composta pelo coeficiente de correlação. Para o agrupamento, existem dois tipos de métodos, os hierárquicos e os não hierárquicos. No primeiro, são possíveis várias técnicas ou algorísmos de classificação de grupos.

Neste trabalho, aplicou-se o método hierárquico aglomerativo de Ward (1963), tendo como medida de dissimilaridade a distância euclidiana (EVERITT; DUNN, 1991), definida por:

$$d_e = |x_i - x_j| = \left[\sum_{k-1}^{P} (x_{i,k} - x_{j,k})^2\right]^{0,5} \tag{4.10}$$

Onde d_e é a distância euclidiana; e $x_{i,k}$ e $x_{j,k}$ são as variáveis k dos pontos i e j, respectivamente.

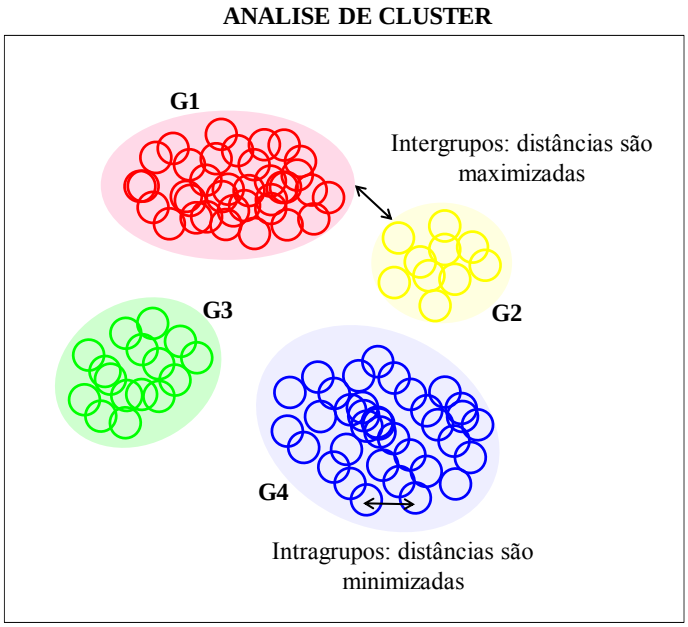
O método de Ward forma grupos, minimizando a dissimilaridade, ou minimizando o total das somas de quadrados dos desvios. Em cada fase do procedimento, são formados grupos, de forma que, o resultado tenha a menor soma de quadrados dos desvios dentro dos grupos. Nessas fases, são consideradas as junções de todos os possíveis pares de grupos e, os dois que resultam em menor aumento da soma de quadrados dos desvios são agrupados, até que todos os grupos formem um único, reunindo todos os indivíduos (EVERITT; DUNN, 1991). A soma dos quadrados dos desvios é determinada da seguinte forma:

$$SQD = \sum_{i=1}^{n} x_i^2 - \frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n} x_i\right)^2 \tag{4.11}$$

Em que n é o número total de elementos do agrupamento e x_i é o *i-ésimo* elemento do agrupamento.

A Figura 4.4 exemplifica o esquema da AC, na qual são apresentados quatro grupos homogêneos (G1, G2, G3 e G4), onde têm-se as distâncias maximizadas entre elementos de grupos distintos (intergrupos) e minimizadas entre elementos do mesmo grupo (intragrupos).

Figura 4.4 - Exemplo esquemático da análise de agrupamento.



Fonte: Produção do Autor.

4.6 Modulações Climáticas

A atual literatura carece de estudos que evidenciem os mecanismos climáticos que modulam a incidência de descargas na América do Sul. Desta forma, um dos objetivos deste trabalho é de compreender quais os modos de variabilidade climática e mecanismos dinâmicos estão associados à incidência de descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo, durante o verão (estação de maior incidência de descargas), com foco no evento extremo mais representativo da série de dados.

Para desenvolver este resultado, foram utilizados dados de reanálises disponíveis no site da *National Oceanic & Atmospheric Administration* (NOAA) das variáveis de temperatura da superfície do mar (TSM), altura geopotencial nos níveis de 850 e 200 hPa, umidade específica, componentes zonal e meridional do vento, radiação de onda longa (ROL), função de corrente, potencial de velocidade e precipitação. Para os campos de função de corrente e potencial de velocidade foi utilizado o nível sigma de 0,2101, que é representativo da troposfera superior. Além disso, para uma análise pontual do volume pluviométrico observado, foram

utilizados dados de precipitação do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) de municípios espacialmente distribuídos no Estado de São Paulo.

A compreensão e interpretação dos mecanismos dinâmicos associados à incidência de descargas foram baseadas na análise de correlação espacial entre os campos analisados e a série de dados de descargas atmosféricas.

Wallace e Gutzler (1981) sugeriram este tipo de análise para confecção de mapas que sumarizassem as configurações de correlação em um campo de teleconectividade, ao qual apresentaria as regiões com correlações mais fortes, sendo obtidos assim, os padrões dominantes da atmosfera e do oceano. Esta técnica recentemente foi utilizada por Coelho et al. (2016), apresentando resultados satisfatórios, em um estudo que avaliava os mecanismos e teleconexões que influenciam o regime pluviométrico do Sudeste do Brasil.

4.7 Projeções Climáticas Futuras

As simulações climáticas e projeções futuras utilizadas neste trabalho, foram derivadas de dois robustos modelos do *Coupled Model Intercomparison Project Phase* 5 (CMIP5): HadGEM2-ES e CSIRO-Mk3.6.0.

Para cada modelo, foram utilizadas as primeiras rodadas, com inicialização 1 e física 1 (r1i1p1), considerando os cenários de mudanças climáticas do IPCC AR5, os RCP's (*Representative Concentration Pathway*). Estes cenários são baseados no aumento das forçantes radiativas durante o século XXI, assumindo influências que as emissões futuras de gases do efeito estufa, aerossóis, ozônio e uso/mudança de cobertura vegetal da terra podem causar. As numerações dos cenários referem-se a cada nível alcançado, dado em W/m². Definições e detalhamento de cada cenário podem ser encontradas em Meinshausen et al. (2011) e Vanvuuren et al. (2011). Neste trabalho foram utilizados os cenários: RCP4.5 (emissões intermediária-baixas) e RCP8.5 (emissões altas). Por sintetização, neste trabalho o cenário RCP4.5 foi denominado apenas como baixas emissões.

As simulações históricas dos modelos compreendem o período de 1850 (para o CSIRO-Mk3.6.0) e 1859 (para o HadGEM2-ES) até o ano de 2005; Entretanto, como os dados de descargas atmosféricas abrangem o período de 1999 a 2014, as

simulações históricas e avaliação dos modelos foram consideradas somente para o período entre 1999 a 2005.

Uma vez que, os dados de descargas utilizados neste trabalho abrangem o período de 16 anos, as projeções futuras foram realizadas para duas partições do tempo futuro, equivalentes ao tempo de análise presente, compreendendo o período de 2017 a 2032 e de 2033 até 2048. Ressalta-se que apesar das análises das projeções terem sido realizadas para duas partições de 16 anos, em virtude do período de dados observados em todas as partes do clima atual, nas projeções foram inseridas as informações de descargas observadas nos anos de 2015 e 2016. Isto foi possível devido ao tempo em que esta parte dos resultados foi desenvolvida, isto é, os verões de 2015 e 2016 já tinham ocorrido.

4.7.1 Medidas de Análise de Erro dos Modelos

Existem várias formas de se realizar uma avaliação do desempenho das previsões dos modelos climáticos, dentre as quais, pode-se citar como as principais, a comparação direta entre dados observados e os dados simulados, e também por meio da análise estatística dos erros. De modo geral, o processo de validação é centrado na diferença do *viés*, também apresentado como *ME*, ou no termo em inglês *Bias*; e na diferença do erro quadrático médio (*RMSE*).

O viés (Erro Médio) é a medida mais objetiva de avaliar a previsão de um modelo numérico, ela relata se a simulação subestimou ou superestimou os valores reais. Se o resultado apresentar um valor negativo, significa que o modelo tende a subestimar os dados observados, e se o valor for positivo, significa que o modelo tende a superestimar os dados observados. Esta medida de erro pode ser obtida a partir da equação 4.12:

$$ME = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(\emptyset_i - \emptyset_o) \tag{4.12}$$

onde $\emptyset_o$ é o valor observado da variável no *i-ésimo* instante do tempo; $\emptyset_i$ é o valor da mesma variável derivada do modelo, correspondente ao mesmo instante de tempo dos dados observados e N é número de instantes de tempo da série. O

resultado do *ME* pode ser qualquer valor real e tem a mesma unidade da variável em análise. Quanto mais próximo de zero for o resultado, significa que melhor é o desempenho do modelo, isto porque é menor o desvio entre os dados simulados e os observados.

Outra forma de verificar a eficiência dos modelos, é por meio do erro quadrático médio (*RMSE*), ao qual é dado pela soma dos quadrados das diferenças entre os dados simulados e observados, conforme apresentado na equação (4.13):

$$RMSE = \left(\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(\emptyset_i - \emptyset_o)^2\right)^{1/2} \tag{4.13}$$

O *RMSE* pode assumir qualquer valor positivo, e tem a mesma unidade de medida das séries em estudo. Assim como o *ME*, quanto mais próximo o seu resultado for de zero, maior a eficiência do modelo em reproduzir o dado real. Em geral, o *RMSE* é expresso em percentual em relação a média das observações, isto é, é expressos como erro relativo. Sendo assim, o *RMSE (%)* representa a razão entre os valores de erro e a média das observações, multiplicada por cem (LIMA, 2015).

4.7.2 Correção de viés

Para realizar o ajuste dos dados dos modelos, isto é, para a remoção do erro sistemático dos dados obtidos pelas simulações, foi aplicado um método estatístico, adaptado de Feddersen et al. (1999) e Wood et al. (2002) e utilizado por Reis Junior et al. (2006), Lima et al. (2012) e Lima et al. (2017). O método baseia-se na utilização da média e do desvio padrão das séries de dados observados e simulados, dada pela equação 4.14:

$$\phi_{ci} = \left(\phi_i - \overline{\phi_i}\right)\frac{\sigma_o}{\sigma_i} + \overline{\phi_o} \tag{4.14}$$

em que ϕ_i representa um valor da simulação, $\overline{\phi}_i$ a média dos valores simulados, σ_O a média dos desvios padrões das séries observadas, σ_i a média dos

desvios padrões das séries simuladas, e $\overline{\phi}_o$ representa a média dos dados observados.

4.7.3 Regressão linear múltipla

Além da identificação dos modos de variabilidade que apresentam relação com a incidência de descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo, houve a necessidade de descrever e prever como este fenômeno tende a se comportar no clima futuro, de forma que os resultados possam servir de auxílio na tomada de decisões ambientais que tornem mínimos os impactos causados pela incidência de descargas atmosféricas.

Sendo assim, visando aplicar uma metodologia que viabilizasse realizar esta projeção a longo prazo e de maneira eficaz, fez-se uso de duas técnicas estatísticas, a regressão e a correlação.

A análise de regressão foi empregada com a finalidade de previsão, uma vez que, esta técnica permite determinar uma função matemática que busca descrever o comportamento de determinada variável dependente (explicada ou prevista) em função da dinâmica de outras variáveis independentes (explanatórias ou preditoras). A regressão linear múltipla é uma técnica de análise multivariada que possibilita avaliar a relação entre uma única variável prevista e duas ou mais variáveis preditoras e realizar projeções a partir desta relação descoberta (Corrar, et al., 2007).

O resultado final é o produto contextualizado de todas as partições envolvidas. Por meio desta técnica, também é possível concluir o peso individual que cada variável tem no conjunto das relações. A importância desta técnica se dá, pois, em geral os fenômenos da natureza têm essência multivariada e não dependentes de um único fator (VOLPATO; BARRETO, 2011). A análise de correlação possibilita aferir o grau de relação entre as variáveis em análise (CORRAR, et al., 2007).

Neste trabalho, a variável dependente constitui-se das descargas NS e as variáveis independentes compreendem a TSM, precipitação, temperatura do ar, ROL e a diferença de ômega entre os níveis troposféricos de 850 e 500 hPa. A combinação

de variáveis independentes utilizadas conjuntamente para prever a variável dependente é também conhecida como equação ou modelo de regressão (CORRAR, et al., 2007). A função do Modelo de Regressão utilizado é apresentada abaixo:

$$\boldsymbol{y} = \boldsymbol{\beta_0} + \boldsymbol{\beta_1}\, \boldsymbol{x_1} + \boldsymbol{\beta_2} \boldsymbol{x_2} \ldots + \boldsymbol{\beta_n}\, \boldsymbol{x_n} + \varepsilon \tag{4.17}$$

Onde,

y = variável dependente;

$x_1, x_2 \ldots x_n$ = variáveis independentes; e

$\beta_0, \beta_1, \beta_2 \ldots \beta_n$ = parâmetros da regressão.

ε = resíduo ou erro de regressão.

O termo β_0 é denominado intercepto ou coeficiente linear, e representa o valor da interseção da reta de regressão com o eixo Y. Os termos $\beta_1, \beta_2 \ldots \beta_n$ são os coeficientes angulares.

Por fim, a principal observação, de suma importância, a ser feita ao se trabalhar com modelo de regressão linear múltiplo, refere-se ao grau de correlação entre as variáveis, isto é, o valor do coeficiente de correlação (R), ao qual assume que quanto mais próximo de um, maior o grau de relação entre as variáveis. As variáveis supracitadas foram selecionadas por meio de testes em que foi avaliado o maior coeficiente de correlação entre estas e as descargas.

Na regressão linear múltipla os cálculos consideram também a inter-relação existente entre as variáveis independentes. À medida em que as variáveis independentes são correlacionadas, elas compartilham uma parte do seu poder preditivo, isto é, cada variável independente explica uma parcela da variável dependente.

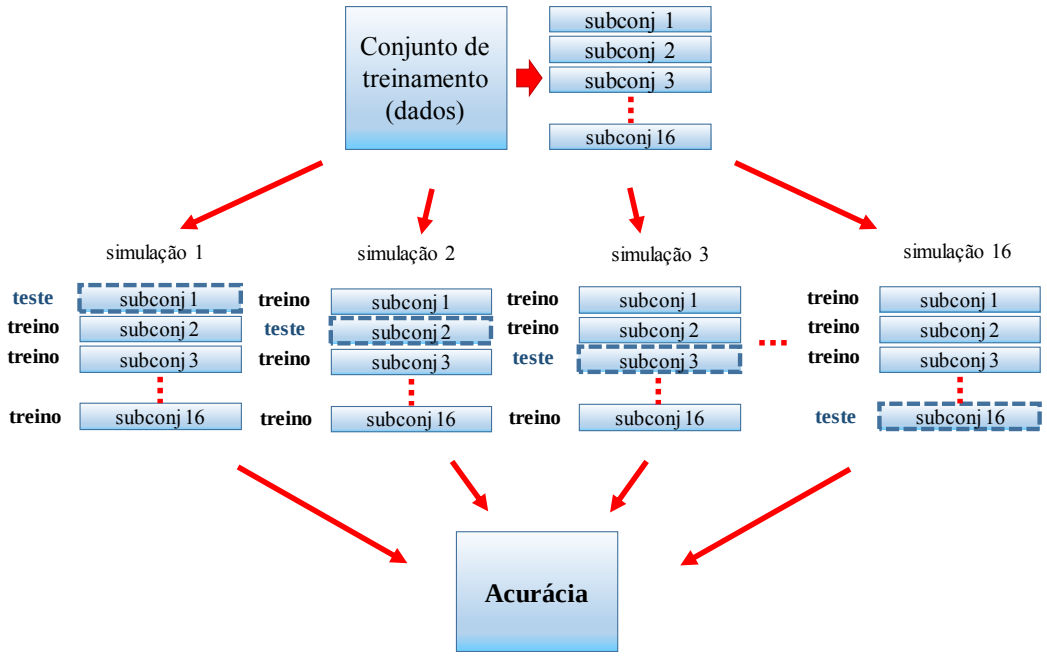
4.7.4 Validação dos resultados

De posse do resultado da correlação múltipla e visando o exame minucioso e sistemático dos resultados, foi realizada a validação dos mesmos, por meio da aplicação do método de validação cruzada *k-folds*.

Neste método, o conjunto de treinamento original é subdividido em *k*-subconjuntos. Destes *k*-subconjuntos, um subconjunto é conservado para ser utilizado como teste e os demais *k*-1 subconjuntos são utilizados para o treinamento. Sendo assim, o processo de validação cruzada é repetido "*k*" vezes, de modo que cada um dos *k*-subconjuntos sejam utilizados exatamente uma vez, como dado teste para a validação da hipótese (ou simulação). O objetivo de repetir os testes múltiplas vezes é de aumentar a confiabilidade da estimativa. O resultado final deste processo é o desempenho médio dos "*k*" testes (acurácia).

Neste trabalho, o desenvolvimento do método foi realizado de forma que o conjunto de dados foi dividido em 16 subconjuntos, de acordo com o número de anos da série temporal de descargas NS, isto é, em cada simulação, quinze subconjuntos foram utilizados para treinamento e um subconjunto foi utilizado para teste, conforme pode ser visto na ilustração no esquema da Figura 4.5.

Figura 4.5 – Esquema do desenvolvimento do método de Validação Cruzada *k-folds*, aplicado ao trabalho.

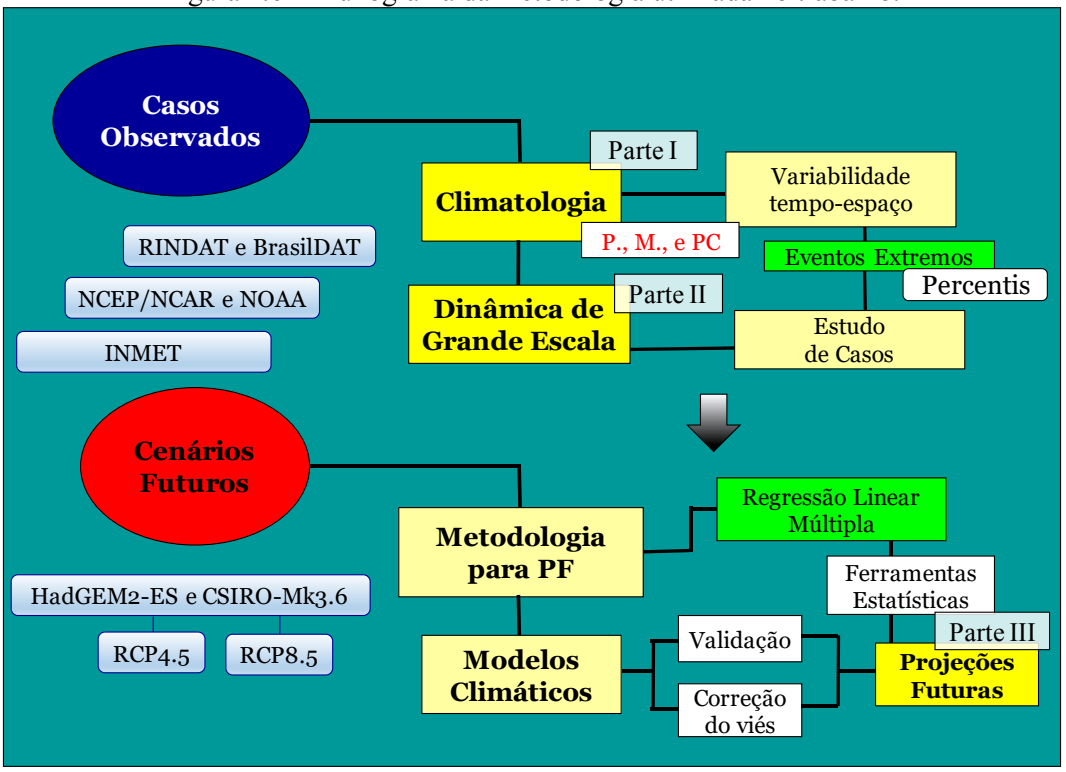


Fonte: Produção do autor.

Diante do exposto, a Figura 4.6 apresenta o fluxograma que sintetiza a metodologia utilizada neste trabalho. As análises do clima atual compreendem as partes I e II dos resultados, composta pela climatologia das descargas, e pela avaliação dos mecanismos climáticos que modulam a incidência de descargas.

O clima futuro compõe a parte III dos resultados, composta pela análise dos modelos climáticos e a realização das projeções futuras. As fontes de dados utilizados para a realização deste trabalho são apresentadas na esquerda do fluxograma.

Figura 4.6 – Fluxograma da metodologia utilizada no trabalho.



Fonte: Produção do autor.

5. RESULTADOS: PARTE I

Para compreender a ocorrência dos eventos extremos de descargas, os mecanismos climáticos associados a estes e as projeções futuras, é conveniente assimilar primeiramente alguns aspectos pertinentes à climatologia das descargas atmosféricas sobre a região em estudo. Isto é necessário para se ter um conhecimento sólido do padrão médio de incidência das descargas sobre o Estado de São Paulo, o qual será importante no entendimento dos resultados futuros.

Desta forma, estruturaram-se os resultados da parte I apresentando os padrões espaciais e temporais das descargas atmosféricas nas escalas de tempo anual, sazonal e mensal. Adicionalmente, foram analisados os parâmetros que compõe o fenômeno, como polaridade, multiplicidade e corrente elétrica (pico de corrente).

5.1 Descargas Atmosféricas

Esta seção apresenta a climatologia espaço-temporal e a identificação de eventos extremos de descargas atmosféricas, compondo uma das partes mais importantes dos resultados deste trabalho, pois, é a partir dela que se desenvolveram os resultados das partes II e III.

5.1.1 Análise Anual

A Figura 5.1 apresenta a densidade média anual da ocorrência de descargas NS sobre o Estado de São Paulo. Nela, observa-se um padrão de maior concentração de descargas ocorrendo na região centro-leste do Estado, com valores máximos acima de 8,5 descargas.km^{-2}.ano^{-1}, sobre a capital e em áreas da região metropolitana de São Paulo, e valores mínimos em torno de 0,7 descarga.km^{-2}.ano^{-1}, no noroeste do Estado.

A maior densidade de descargas observada no centro-leste de São Paulo pode estar associada à topografia do Estado, composta por contrastes entre regiões de vales e de cadeias de montanhas (ver Figura 4.1b), favorecendo o

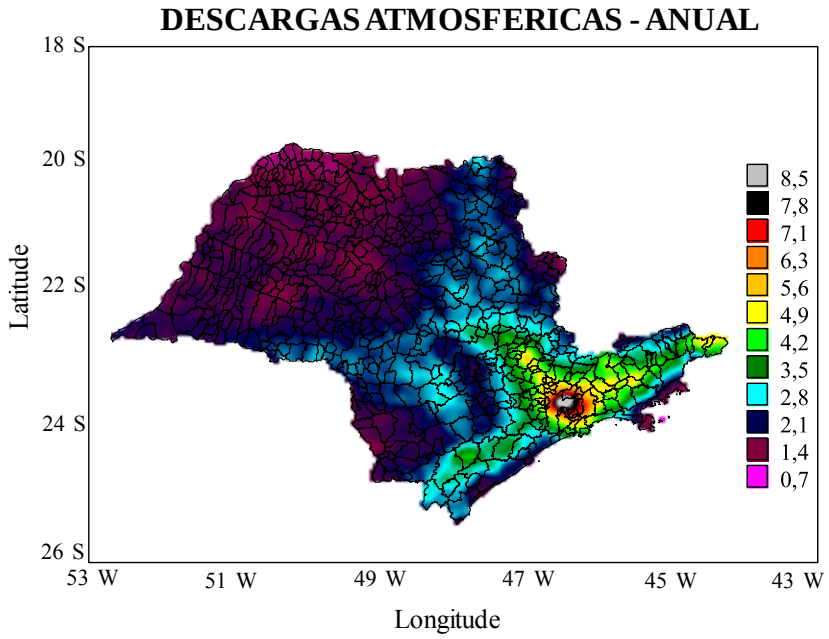
desenvolvimento de convecção orográfica. Gijben (2012) em um estudo climatológico compreendendo o período de cinco anos, entre 2006 e 2010, também associou os maiores valores de incidência de descargas, às regiões mais elevadas da África do Sul. Soula et al. (2016) também associaram valores elevados de densidade de descargas que ocorreram sobre regiões da bacia do Congo às áreas montanhosas, com valor máximo acima de 12,86 descargas.km^{-2} no ano de 2013, em altitudes que excedem 3000 metros.

A máxima concentração de descargas observada sobre a capital e RMSP, no entanto, pode estar associada ao tipo de cobertura de superfície, caracterizada por apresentar a maior região de área construída do Estado (ver Figura 4.1c), favorecendo o efeito de ilha de calor urbana, conforme relatado por Farias et. al., (2012). Em síntese, o fenômeno de ilha de calor urbana corresponde a uma região em que a temperatura da superfície é mais elevada que as regiões adjacentes, propiciando o surgimento de uma circulação local influenciando no desenvolvimento da convecção local. Steiger et al. (2002) também encontraram valores de densidade de descargas elevados, em torno de 6 descargas.km^{-2}.ano^{-1} sobre a área urbana de Houston, no Texas.

Valores semelhantes aos encontrados para todo o Estado de São Paulo, porém, levemente inferiores foram observados por Naccarato (2005), em um estudo que avaliava a densidade de descargas NS no Sudeste do Brasil. No entanto, a série climatológica de dados compreendia somente seis anos, entre 1999 e 2004.

Um fato a se destacar é que se optou por mostrar os valores da Figura 5.1 sem correções devido à eficiência de detecção das redes, pois a mesma depende de diferentes modelos, visto que as medidas foram feitas por diversas tecnologias ao longo do período.

Figura 5.1 – Densidade de descargas NS média anual (descargas.km-2.ano-1) para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km.



Fonte: Produção do autor.

Na análise da série temporal anual das descargas, expressa na Figura 5.2, observa-se que ocorreu um aumento da incidência de descargas NS sobre o Estado de São Paulo nos últimos anos da série, entre 2009 e 2014, com valores máximos de atividade elétrica nos anos de 2009 e 2012. Entretanto, apesar do elevado número de descargas registrado nos últimos anos, vale destacar que 2011 apresentou valores abaixo da média anual.

Por meio do teste de Mann-Kendall, foi possível identificar uma tendência positiva da ocorrência de descargas, com nível de significância de 10%. O método Sen, revelou uma estimativa de inclinação da reta de tendência com magnitude de +11498 descargas/ano.

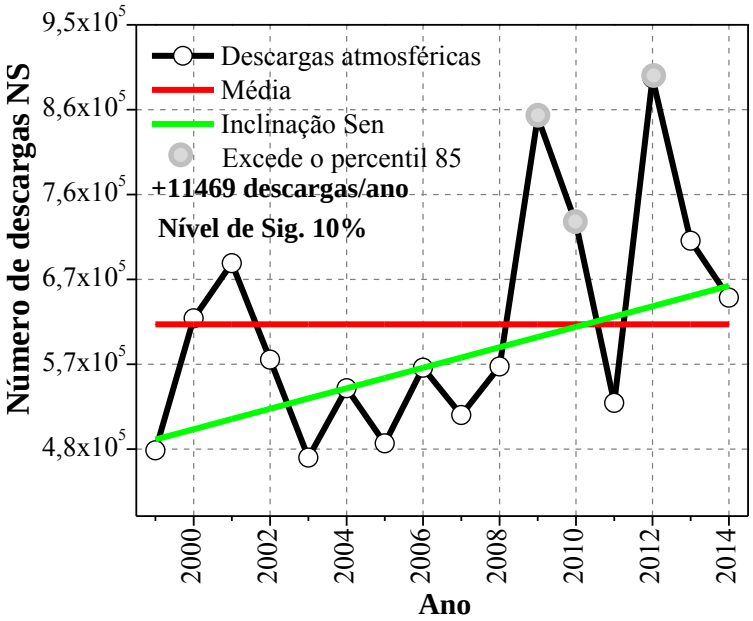
Orville e Huffines (2001), também observaram um aumento no número de descargas NS sobre os Estados Unidos, para a (também) primeira década de operação da Rede Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (na sigla em inglês NLDN). No primeiro ano de análise (1989), os registros de descargas eram em torno de 14 milhões e no último ano da série (1998), os valores eram de aproximadamente 28 milhões. Os autores atribuíram este aumento a fatores

naturais, decorrentes da ocorrência de tempestades e extensas inundações que ocorreram no País a partir do ano de 1993, e a fatores operacionais, como um "*upgrade*" na rede de detecção nos anos de 1994 e 1995.

Embora a tendência crescente observada sobre o Estado de São Paulo possa ser, em parte, devido às diferenças na eficiência de detecção das redes, o fato de que o aumento verificado em 2009 ter sido observado a partir de dados da RINDAT e o aumento em 2012 a partir de dados da BrasilDAT, sugere que os mesmos não sejam devidos as diferentes redes.

Os resultados da aplicação do método dos Percentis mostraram que os eventos extremos ocorreram nos anos de 2009, 2010 e 2012, enfatizando a maior preponderância da incidência de descargas nos últimos anos da série de dados observados.

Figura 5.2 – Série temporal dos totais anuais de descargas NS no Estado de São Paulo, para o período de 1999-2014. A média anual, a inclinação e magnitude da tendência pelo método Sen, significância estatística pelo teste de Mann-Kendall e os eventos extremos são representadas através da simbologia vista no gráfico.



Fonte: Produção do autor.

Em virtude de a escala anual perpassar por diversas escalas de tempo menores, somente para esta escala foi feita uma análise mensal, visando identificar quais os

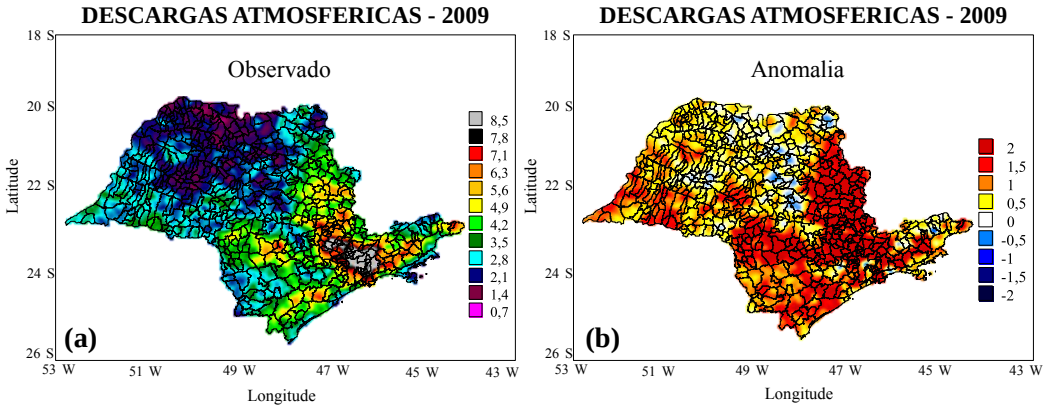
meses do ano em que a incidência de descargas apresentou comportamento anômalo, que resultou na classificação destes eventos como extremos.

Antes de apresentar os resultados obtidos, faz-se necessária a explanação a respeito da variabilidade intrasazonal, a qual se revela em diversas regiões do planeta, em virtude da ação de fenômenos atmosféricos recorrentes, desenvolvendo-se em escalas de tempo especificamente sub sazonais. A reincidência temporal destes fenômenos define se estes serão classificados como fenômenos de baixa ou alta frequência. Desta forma, em princípio, mecanismos meteorológicos que apresentam uma frequência regular sobre uma mesma região, em um determinado período de tempo (dentro da estação de alta atividade elétrica, por exemplo) contribuem para a modulação da variabilidade intrasazonal de alta frequência. Inversamente, mecanismos meteorológicos que apresentam uma frequência rara, contribuem para a modulação da variabilidade intrasazonal de baixa frequência (SOUZA, 2003).

Diante disto, os resultados a seguir apresentam a análise individual de cada evento extremo anual, primeiramente mostrando os mapas anuais de valores de densidade de descargas observados e anômalos, e em seguida, a distribuição mensal.

No ano de 2009, verifica-se que a maior concentração de descargas ocorreu no leste do Estado de São Paulo, com picos máximos sobre regiões ao norte e noroeste da capital Paulistana, e valores mínimos sobre o noroeste do Estado (Figura 5.3a). Por meio da Figura 5.3b observa-se que grande parte do Estado apresentou anomalias de descargas acima da média, com valores acima de 2,0 descargas.km^{-2}.ano^{-1} no nordeste do Estado. Apenas uma pequena faixa sobre o centro-norte do Estado esteve com densidade de descargas abaixo do normal neste ano.

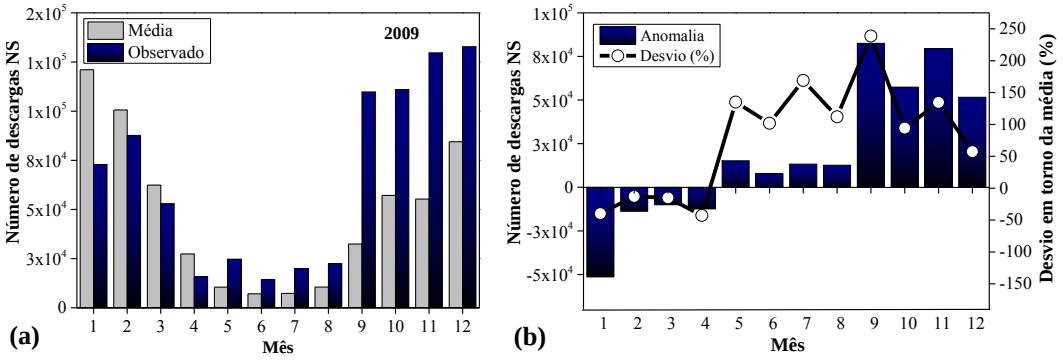
Figura 5.3 – Densidade de descargas atmosféricas NS no Estado de São Paulo durante o evento extremo do ano de 2009, considerando: (a) observado; e (b) anomalia.



Fonte: Produção do autor.

Ao analisar a Figura 5.4a, observa-se que entre os meses de janeiro a abril, a frequência de descargas esteve abaixo da normal climatológica (média mensal). Todavia, entre o mês de maio a dezembro, abrangendo o final do outono, inverno, primavera e início do verão, o número de descargas passou a ser superior à média. Por meio da Figura 5.4b, que apresenta os desvios absoluto (anomalia) e relativo (em porcentagem) da frequência de descargas, verifica-se que entre os meses de setembro a dezembro, o desvio foi superior a 50%, em torno da média, com pico máximo de 82.519 (~240%) descargas acima do normal, no mês de setembro. Este fato evidencia que a atividade elétrica sobre o Estado de São Paulo pode ter sido influenciada por modos de variabilidade intrasazonal de alta frequência.

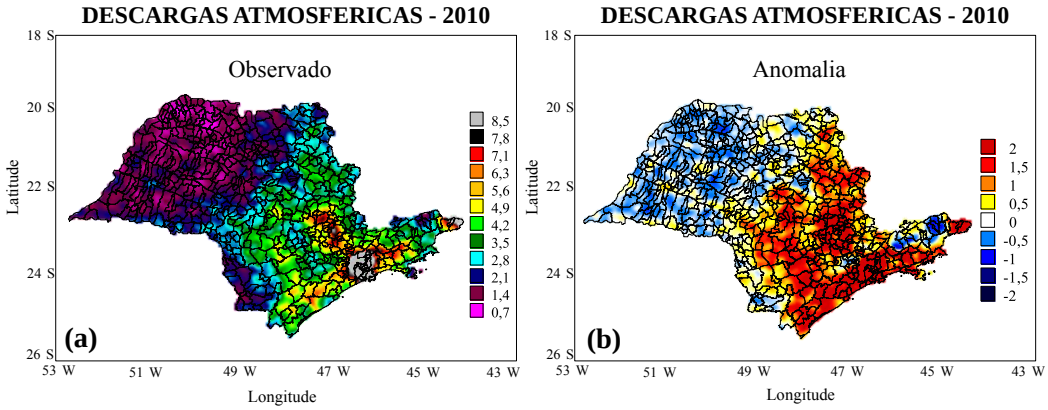
Figura 5.4 – Série mensal de descargas atmosféricas NS, referente ao evento extremo observado no ano de 2009, no Estado de São Paulo, considerando: (a) valor médio mensal e o observado no ano de 2009; e (b) anomalia e desvio em torno da média em porcentagem.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.5 mostra a variabilidade espacial das descargas atmosféricas no ano de 2010. Neste ano, observa-se uma configuração espacial bem definida, de maior densidade de descargas no leste do Estado, com valores máximos sobre a RMSP, e mínimos no oeste do Estado (Figura 5.5a**)**. No campo de anomalias (Figura 5.5b), verifica-se claramente a ocorrência de anomalias negativas (abaixo da média) no oeste e positivas (acima da média) no leste do Estado. Apesar de grande parte da região leste apresentar anomalias positivas, destaca-se a ocorrência de anomalias negativas de até -1,5 descarga.km^{-2}.ano^{-1} em áreas do Vale do Paraíba e da Serra da Mantiqueira, e de menor intensidade (-0,5 descarga.km^{-2}.ano^{-1}) no sul do Estado.

Figura 5.5 – Densidade de descargas atmosféricas NS no Estado de São Paulo durante o evento extremo do ano de 2010, considerando: (a) observado; e (b) anomalia.

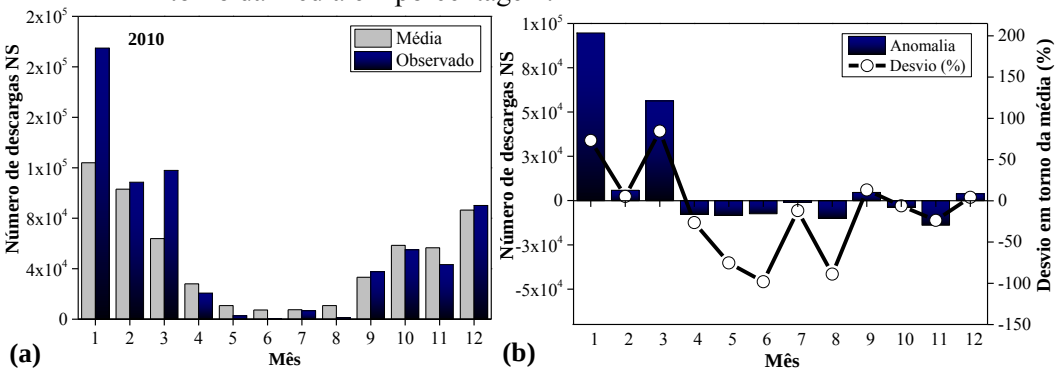


Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.6 mostra a distribuição mensal das descargas atmosféricas durante o ano de 2010. Assim como observado no ano de 2009, em 2010 foram meses específicos que apresentaram número de descargas acima da média, no entanto, em menor escala e para outra época do ano. Isto é, neste evento, os meses que apresentaram incidência de descargas acima da média foram janeiro, fevereiro e março (Figura 5.6a). Além destes, os meses de setembro e dezembro também apresentaram valores de descargas acima do normal, mas em menor intensidade. Na Figura 5.6b fica evidente a preponderância da atividade elétrica nos meses de

janeiro e março, em relação aos demais meses, com desvios de 73 e 85% acima da média, respectivamente.

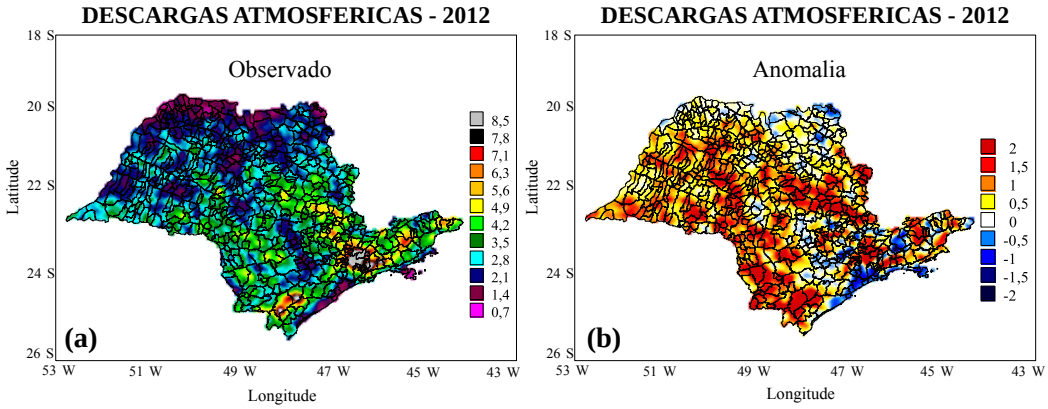
Figura 5.6 – Série mensal de descargas atmosféricas NS, referente ao evento extremo observado no ano de 2010, no Estado de São Paulo, considerando: (a) valor médio mensal e o observado no ano de 2010; e (b) anomalia e desvio em torno da média em porcentagem.



Fonte: Produção do autor.

Já no ano de 2012 (Figura 5.7a), semelhante ao observado em 2009, valores mais elevados de incidência de descargas ocorreram em áreas substanciais do Estado, com registros de picos máximos de densidade sobre o norte da capital, São Paulo, e municípios vizinhos, acima de 8,5 descargas.km^{-2}.ano^{-1}. O campo de anomalias de descargas (Figura 5.7b) evidencia as grandes áreas com incidência anômala do fenômeno. Sobre a capital, nota-se que apenas a região norte apresentou anomalias positivas, acima de 2,0 descargas.km^{-2}.ano^{-1}, e as áreas da região sul de São Paulo apresentaram anomalias negativas, abaixo de 1,0 descarga.km^{-2}.ano^{-1}. Inversamente ao observado em grande parte do Estado, as pequenas áreas com anomalias negativas foram registradas no norte, no Litoral Sul do Estado e em alguns municípios do Vale do Paraíba, como São José dos Campos.

Figura 5.7 – Descargas atmosféricas NS no Estado de São Paulo durante o evento extremo do ano de 2012, considerando: (a) observado; e (b) anomalia.

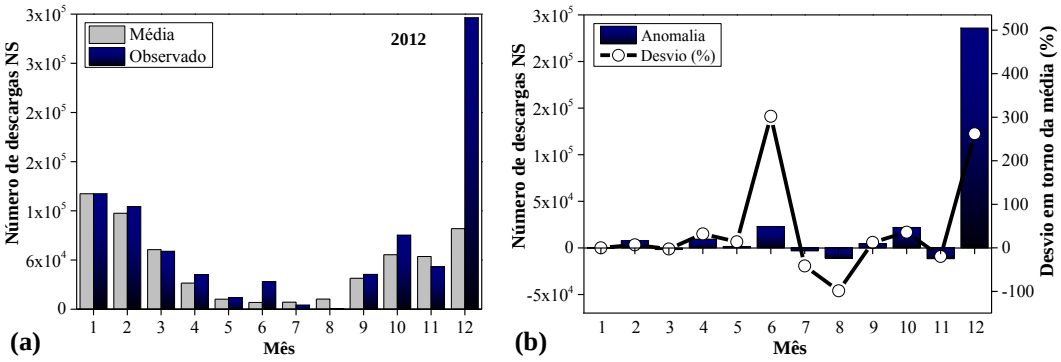


Fonte: Produção do autor.

Na análise da variabilidade mensal do ano de 2012 (Figura 5.8a) observa-se que mesmo que ao longo do período tenham ocorrido alguns eventos com valores de descargas acima da média, como é o caso dos meses de fevereiro, abril, maio, junho, setembro e outubro, em termos da contribuição relativa ao total anual da atividade elétrica, o maior valor percentual, da ordem de aproximadamente 260% acima do normal ocorreu no mês de dezembro, conforme mostra a Figura 5.8b, o que fez com que o ano fosse classificado como extremo.

Estes resultados documentam a existência de valores representativos de descargas ocorrendo em diversas bandas temporais, desde a submensal (aproximadamente 10-30 dias) até a intrasazonal (em torno de 30-70 dias).

Figura 5.8 – Série mensal de descargas atmosféricas NS, referente ao evento extremo observado no ano de 2012, no Estado de São Paulo, considerando: (a) valor médio mensal e o observado no ano de 2012; e (b) anomalia e desvio em torno da média em porcentagem.



Fonte: Produção do autor.

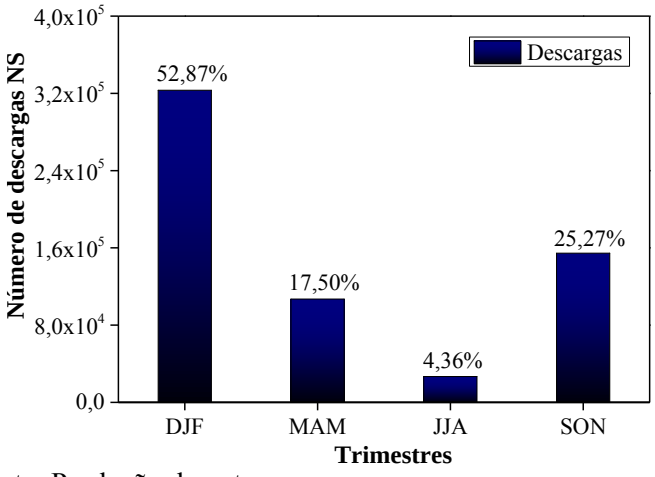
5.1.2 Análise Sazonal

A presente seção dedica-se ao estudo das descargas atmosféricas em escala sazonal. A importância da análise nesta escala está em determinar as contribuições trimestrais para o total anual da incidência de descargas, determinando início e fim da estação de maior atividade convectiva sobre a região em estudo.

A Figura 5.9 apresenta a contribuição percentual média de cada trimestre para o total anual de descargas sobre o Estado de São Paulo. Verifica-se que o maior percentual da atividade elétrica ocorre no trimestre de DJF (verão), com contribuição de 52,87%, representando mais da metade da incidência de descargas anual. No trimestre de MAM (outono), verifica-se que este percentual decresce consideravelmente para 17,50%, e na estação de menor atividade convectiva no Hemisfério Sul, o inverno (JJA), o percentual é de 4,36%. Já no trimestre de SON (primavera) a contribuição percentual de descargas volta a crescer, para 25,27% do total anual.

Os maiores percentuais observados nos trimestres de DJF e SON associam-se ao período de favorecimento da atividade convectiva sobre a região, através da atuação de sistemas meteorológicos de grande escala, que atuam nesta época do ano, e.g. a ZCAS e Sistemas Frontais, além da influência de padrões de circulação de mesoescala (CAVALCANTI, 2009). Nos trimestres que apresentaram menor contribuição ao total anual de descargas, os sistemas frontais atuam de forma esporádica, e a convecção geralmente tem caráter local. No inverno, a menor atividade convectiva está associada ao posicionamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), pois nesta estação a ASAS ocupa sua posição mais oeste, influenciando a região Sudeste do Brasil (REBOITA, 2010), visto que há uma redução na intensidade do vento do oceano em direção ao continente.

Figura 5.9 – Contribuição percentual média de cada trimestre para o total anual de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.10 apresenta o padrão médio de densidade de descargas NS na escala sazonal. No trimestre de DJF – verão (Figura 5.10a), conforme apresentado na Figura 5.9, contribui com mais da metade do total de anual de descargas, e desta forma, o padrão espacial desta estação é similar ao observado no padrão anual (ver Figura 5.1) de maior densidade de descargas ocorrendo no centro-leste do Estado, e máximos sobre a capital e região metropolitana de São Paulo. Entretanto, o pico máximo de densidade sobre a RMSP neste trimestre é superior a 5,5 decargas.km^{-2}.ano^{-1}, enquanto que na escala anual é de acima de 8,5 descargas.km^{-2}.ano^{-1}.

Uma vez que, este padrão se assemelha ao da escala anual, os valores máximos de densidade de descargas são associados aos mesmos daquela escala, ou seja, em relação à topografia no centro-leste do Estado e ao efeito de ilha de calor sobre a capital paulistana. Estes fatos justificam a intensificação da convecção sobre estas áreas, no entanto, os fatores climáticos que podem estar associados ao favorecimento da nebulosidade neste período do ano são, a atuação da ZCAS, Sistemas Frontais, e a influência de padrões de circulação de mesoescala (CAVALCANTI, 2009) conforme mencionado anteriormente. Rodriguez et al., (2010) discutiram a respeito da alta incidência de descargas atmosféricas sobre a capital paulistana, associando-a a convergência do escoamento pré-frontal de

noroeste com a brisa marítima na cidade, onde estes dois escoamentos tendem a favorecer a ocorrência de tempestades elétricas de verão.

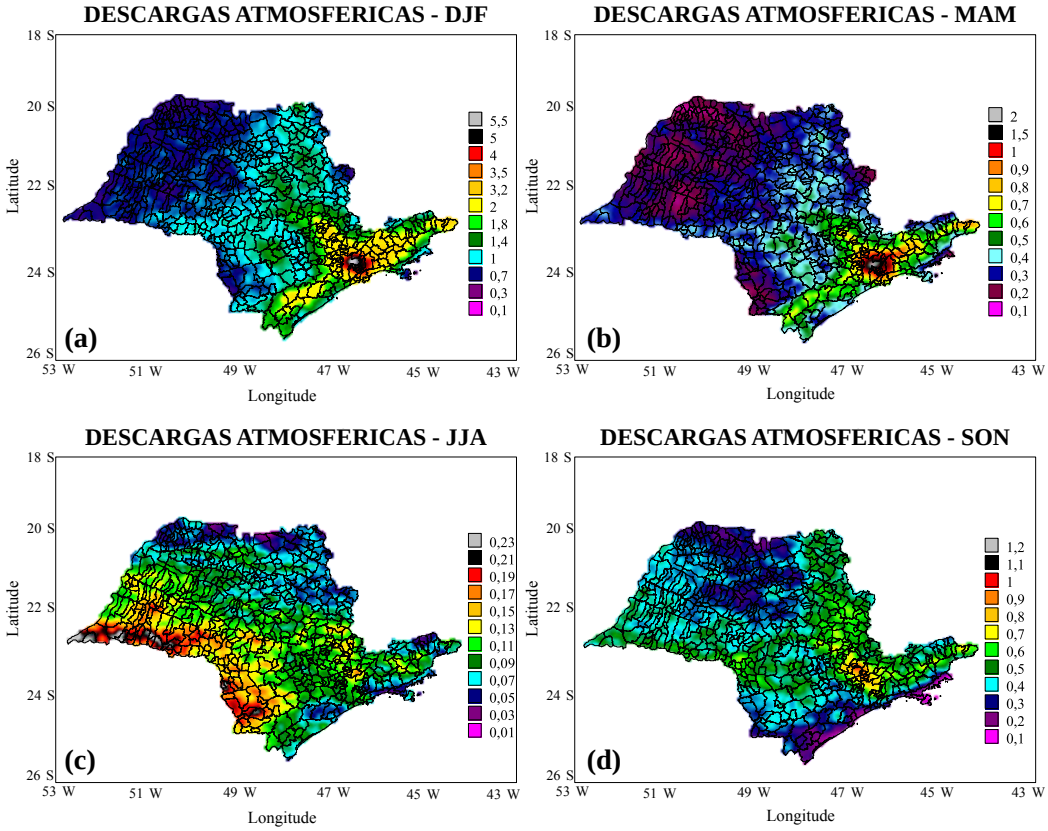
No outono – MAM (Figura 5.10b) verifica-se que a variabilidade espacial das descargas NS é semelhante àquela observada no padrão anual e no verão (Figura 5.9 e Figura 5.10a, respectivamente), de maior concentração de descargas ocorrendo na região centro-leste do Estado, com valores máximos sobre a capital e RMSP. No entanto, neste trimestre os valores observados são inferiores ao do padrão anual e do verão, com máximos em torno de 2 descargas.km^{-2}.ano^{-1} sobre a capital, e valores mínimos em torno de 0,1 descarga.km^{-2}.ano^{-1}, no oeste do Estado.

Já no inverno – JJA Figura 5.10c) observa-se que o padrão de descargas é diferente do observado no verão e no outono. Nesta estação, a maior concentração de descargas (acima de 0,23 descarga.km^{-2}.ano^{-1}) ocorre no sudoeste e diminui à medida que se aproxima do norte do Estado (mínimos de 0,01 descarga.km^{-2}.ano^{-1}). Isso pode estar associado ao padrão de nebulosidade desta época do ano, em que há uma redução da atividade convectiva no sentido sudeste-noroeste do Brasil (CAVALCANTI, 2009), influenciando o setor norte-nordeste do Estado de São Paulo. Além disso, como mencionado anteriormente, durante este período há uma menor formação de nuvens, associadas à atuação da ASAS, que nesta estação alcança sua posição mais oeste, favorecendo a inibição da convecção sobre São Paulo. A convecção neste período do ano ocorre quando os sistemas frontais e ciclones subtropicais e extratropicais conseguem prevalecer sobre a ASAS (REBOITA et al., 2010), no entanto, não se propagando para latitudes mais baixas, justificando assim, a nebulosidade mais representativa concentrada sobre o sul e sudoeste de São Paulo, favorecendo a maior densidade de descargas sobre esta região.

Na primavera – SON (Figura 5.10d), verifica-se que a maior concentração de descargas ocorre no sudoeste e nordeste do Estado, com valores máximos de densidade acima de 1,0 descarga.km^{-2}.ano^{-1}, a noroeste da capital, São Paulo. No sudoeste, a maior densidade de descarga observada pode estar associada ao padrão de nebulosidade já observado no trimestre anterior (JJA). Sobre parte do norte e no nordeste do Estado os valores máximos de incidência de descargas podem estar associados ao início da atuação da ZCAS, que ocorre entre o final do mês de

setembro e início de outubro (CASSARIN; KOUSKY, 1986; KOUSKY; CAVALCANTI, 1988).

Figura 5.10 – Densidade média sazonal de descargas NS (descargas.km-2.ano-1) para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km, considerando: (a) Verão – DJF; (b) Outono – MAM; (c) Inverno – JJA; e (d) Primavera – SON.



Fonte: Produção do autor.

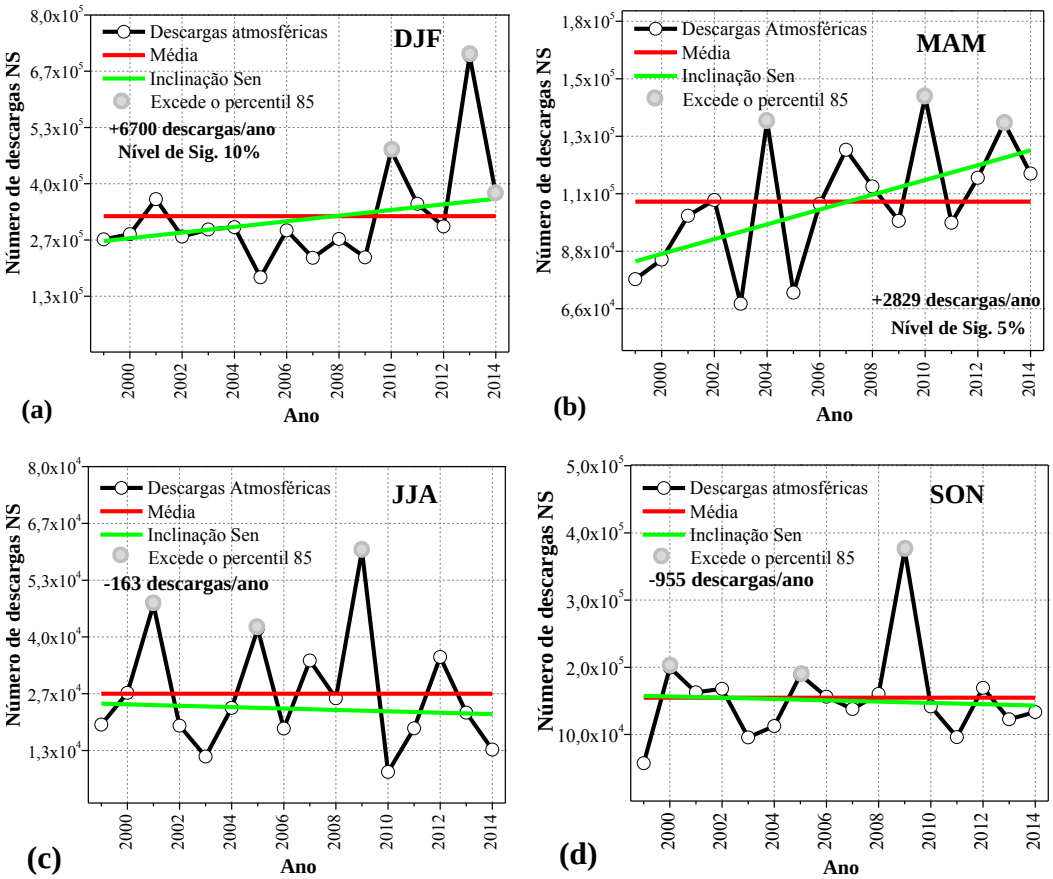
A Figura 5.11 apresenta a variabilidade temporal dos totais sazonais das descargas atmosféricas NS. No trimestre de DJF – verão (Figura 5.11a), estação com maior incidência de descargas, observa-se que, os eventos de descargas que ocorreram entre o início da série (1999) até o ano de 2009, de modo geral, apresentaram valor em torno da média, e os eventos mais representativos ocorreram após este último ano, com valores expressivos nos anos de 2010 e 2013. A aplicação do método dos percentis identificou estes dois anos e também o ano de 2014 como eventos extremos da série. Estes resultados apontaram para uma tendência de aumento da incidência de descargas, com magnitude de +6700 descargas/ano, e nível de significância de 10%.

Para o outono – MAM (Figura 5.11b) observa-se uma grande variabilidade na incidência de descargas ao longo dos anos, com uma evidenciada tendência de aumento, de magnitude de +2829 descargas/ano e nível de significância de 5%. A média de ocorrência de descargas nesta estação foi de 106.996, tendo como eventos extremos os anos de 2004, 2010 e 2013.

Na estação de menor incidência de descargas, o inverno – JJA (Figura 5.11c), também se observa grande variabilidade ao longo dos anos, no entanto, sem tendência de aumento. A estimativa Sen indicou tendência negativa de -163 descargas/ano. Como já era de se esperar em virtude de ser a estação de mínima incidência de descargas, a média de 26.677 foi a menor da escala sazonal. Os eventos que ultrapassaram o limiar do percentil 85, classificando-os como extremos, ocorreram nos anos de 2001, 2005 e 2009, sendo este último, o maior valor da série.

Assim como no inverno, a primavera – SON (Figura 5.11d) apresentou tendência decrescente, com magnitude de -955 descargas/ano. Para este trimestre, grande parte dos eventos ocorrereu em torno da média (154.480), e apenas dois eventos se destacaram, um pelo mínimo de incidência de descargas, que ocorreu no ano de 1999, e o outro devido ao máximo de descargas, no ano de 2009. Apesar de menos destacados em relação ao caso de 2009, os anos de 2000 e 2005 também apresentaram grande incidência de descargas, sendo os três eventos classificados como extremos de descargas nesta estação.

Figura 5.11 – Série temporal dos totais sazonais de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, apresentando a média anual, a inclinação e magnitude da tendência pelo método Sen, significância estatística pelo teste de Mann-Kendall e os eventos que ultrapassaram o Percentil 85, considerando: (a) Verão – DJF; (b) Outono – MAM; (c) Inverno – JJA; e (d) Primavera – SON. As escalas são individuais para as estações.



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 5.1 sintetiza os resultados obtidos na análise sazonal descrita acima. Os trimestres de DJF e MAM (verão e outono) apresentaram tendências de aumento da incidência de descargas atmosféricas com nível de significância de 10 e 5%, respectivamente. Já os trimestres de JJA e SON (inverno e primavera) apresentaram tendência decrescente da atividade elétrica. Ressalta-se que, aproximadamente 58,33% dos eventos extremos ocorreram a partir do ano de 2009.

Tabela 5.1 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen, para descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: EE (Evento Extremo); M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (significância estatística) e Q (magnitude).

Estação	**Média (Sazonal)**	**EE-1**	**EE-2**	**EE-3**	**M-K**		**SEN**
					Z	**Sig.**	**Q**
DJF	323.190	2010	2013	2014	1,67	10%	6700
MAM	106.966	2004	2010	2013	2,03	5%	2829
JJA	26.678	2001	2005	2009	-0,50		-163
SON	154.481	2000	2005	2009	-0,14		-955

5.1.3 Análise Mensal

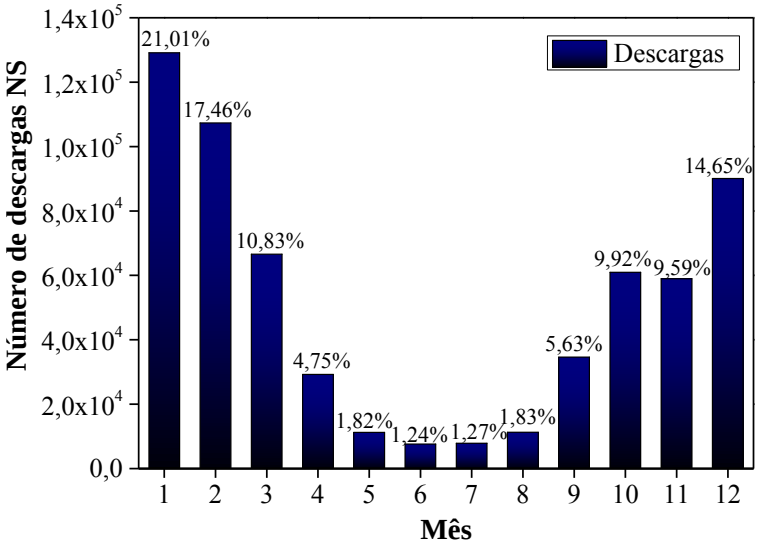
Uma vez já identificados e analisados os padrões climatológicos, tendências e eventos extremos das descargas atmosféricas em escala anual e sazonal, torna-se relevante o estudo dos mesmos em escala mensal, visto que, esta representa uma abordagem mais detalhada, visando investigar quais meses apresentam maior representatividade para elevação ou redução nos totais sazonais. Deste modo, a Figura 5.12 ilustra a contribuição relativa mensal ao total anual de descargas atmosféricas no Estado de São Paulo.

Através desta figura, nota-se que as maiores contribuições observadas nos meses do verão, ocorrem principalmente em janeiro, com percentual de 21,01%, seguido de fevereiro com 17,46% e dezembro com 14,65%. Conforme discutido na seção 5.1.2, referente à análise sazonal, os percentuais mais elevados nesta estação estão associados a maior atividade convectiva sobre a região, derivada da atuação de sistemas meteorológicos como a ZCAS, Frentes Frias e circulação de brisa (CAVALCANTI, 2009).

Nesta Figura, também se evidencia o início do período de menor atividade convectiva (meses do outono e do inverno), com contribuições percentuais abaixo de 10% (exceto o mês de março, com 10,83%). Os meses com menores contribuições percentuais são junho e julho, com 1,24 e 1,27%, respectivamente. Após esse período de baixa incidência de descargas atmosféricas, têm-se um

aumento gradual, em virtude dos meses da primavera, estação pela qual aumenta a incidência de descargas, quando comparada aos trimestres anteriores.

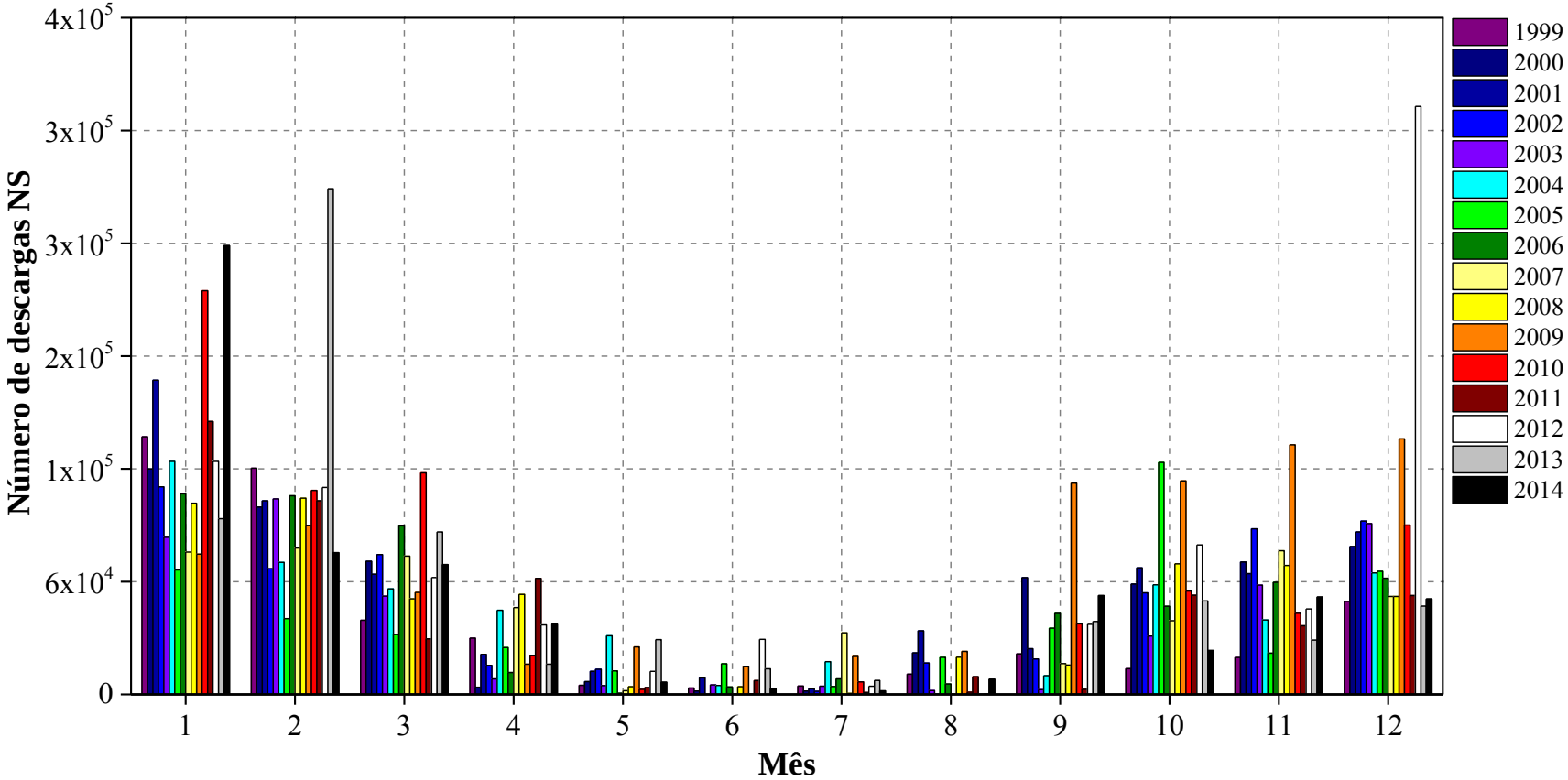
Figura 5.12 – Contribuição percentual média de cada mês para o total anual de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014.



Fonte: Produção do autor.

Na análise da variabilidade mensal por ano (Figura 5.13), conforme relatado na Figura 5.12, observa-se que a incidência de descargas NS sobre a região em estudo tende a ser mais intensa durante as estações do ano de maior atividade convectiva, primavera (setembro, outubro e novembro) e verão (dezembro, janeiro e fevereiro). Durante o verão, identifica-se a maior atividade elétrica nos anos de 2010, 2012, 2013 e 2014. O ano de 2012, apesar de apresentar valores elevados quase em todos os meses, destacou-se principalmente durante o mês de dezembro, com o máximo mensal de toda a série analisada. Este mês já havia sido mencionado a respeito de sua preponderância em relação aos demais meses na analise no evento extremo do ano de 2012, na seção 5.1.1. Os valores de descargas registrados neste mês, juntamente com os observados em janeiro e fevereiro de 2013 contribuiram para que o trimestre de DJF fosse o mais extremo da escala sazonal (conforme apresentado na Figura 5.11a). Nos meses do inverno e da primavera de 2009 é possível identificar a alta atividade elétrica na escala intrassazonal, mencionada na Figura 5.4.

Figura 5.13 – Variação mensal de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo em cada ano, durante o período de 1999-2014.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.14 mostra a densidade média mensal de descargas NS (descargas.km^{-2}.ano^{-1}) no Estado de São Paulo. Destaca-se que, a escala foi organizada por estações do ano, para ser possível identificar de forma nítida, peculiaridades da distribuição espacial das descargas atmosféricas, em todos os meses.

Conforme discutido na análise sazonal, no verão a maior concentração de descargas ocorre na região centro-leste do Estado. No entanto, através da análise mensal, verifica-se que no mês de janeiro há uma propagação da densidade de descargas também ocorrendo na região oeste do Estado (Figura 5.14b), quando comparado com os meses de dezembro (Figura 5.14a) e fevereiro (Figura 5.14c). Em dezembro e fevereiro (este último com maior diâmetro que em dezembro), a máxima densidade de descargas concentra-se sobre região a RMSP. Já em janeiro, os valores máximos se prolongam em direção noroeste (sentido Campinas) e nordeste (sentido Vale do Paraíba), tomando como referência a capital. Ainda é possível observar a ocorrência de núcleos de máxima densidade de descargas (em torno de 1,12 descargas.km^{-2}.ano^{-1}) sobre os municípios de Miracatu e Sete Barras, localizados no sul do Estado. Esses municípios também apresentaram valores elevados em dezembro e fevereiro, todavia, não de máxima densidade.

Nos meses do outono, verifica-se que em março (Figura 5.14d) e abril (Figura 5.14e) a maior concentração de descargas prevalece na região centro-leste do Estado. Porém, em maio (Figura 5.14f) este padrão de modifica, tanto em caráter espacial como no quantitativo, passando a apresentar maior concentração de descargas no sudoeste e em quantidades inferiores (com máximo de 1 descarga.km^{-2}.ano^{-1}) ao observado nos meses de março e abril.

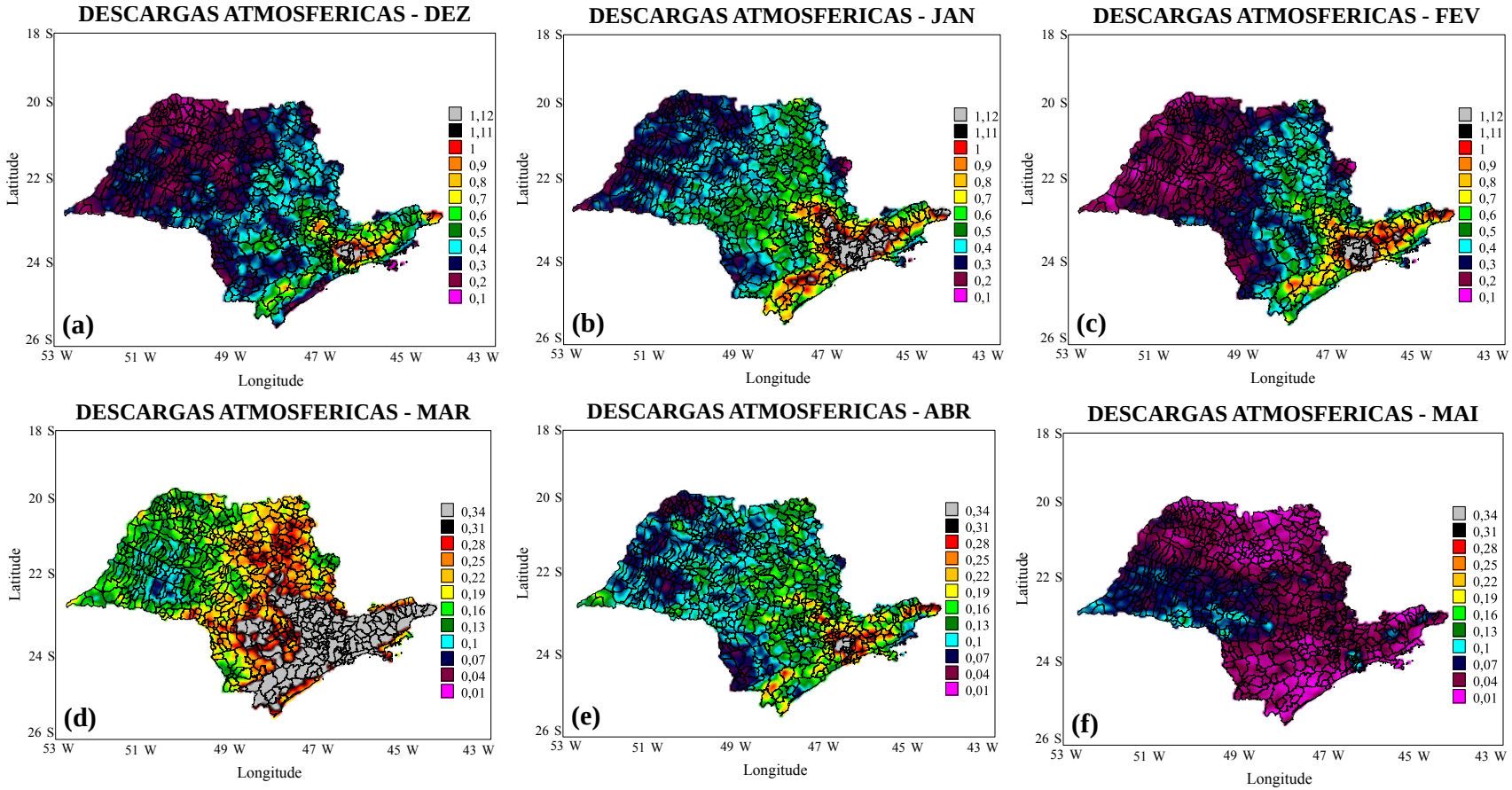
Seguindo o padrão observado em maio, os meses do inverno (Figura 5.14g, h e i) também apresentam maior concentração de descargas na região sudoeste do Estado de São Paulo. Todavia, no mês de julho (Figura 5.14h) há mais ocorrência de descargas se prolongando nas demais regiões do Estado, com máximos em torno de 0,12 descarga.km^{-2}.ano^{-1} em áreas do centro de São Paulo.

Na primavera, esse padrão de maior ocorrência de descargas na região sudoeste só é observado no mês de setembro (Figura 5.14j). Em outubro (Figura 5.14k), observa-se grande concentração de descargas tanto na região sudoeste como em áreas do centro-leste, mais especificamente ao redor da RMSP. Em novembro

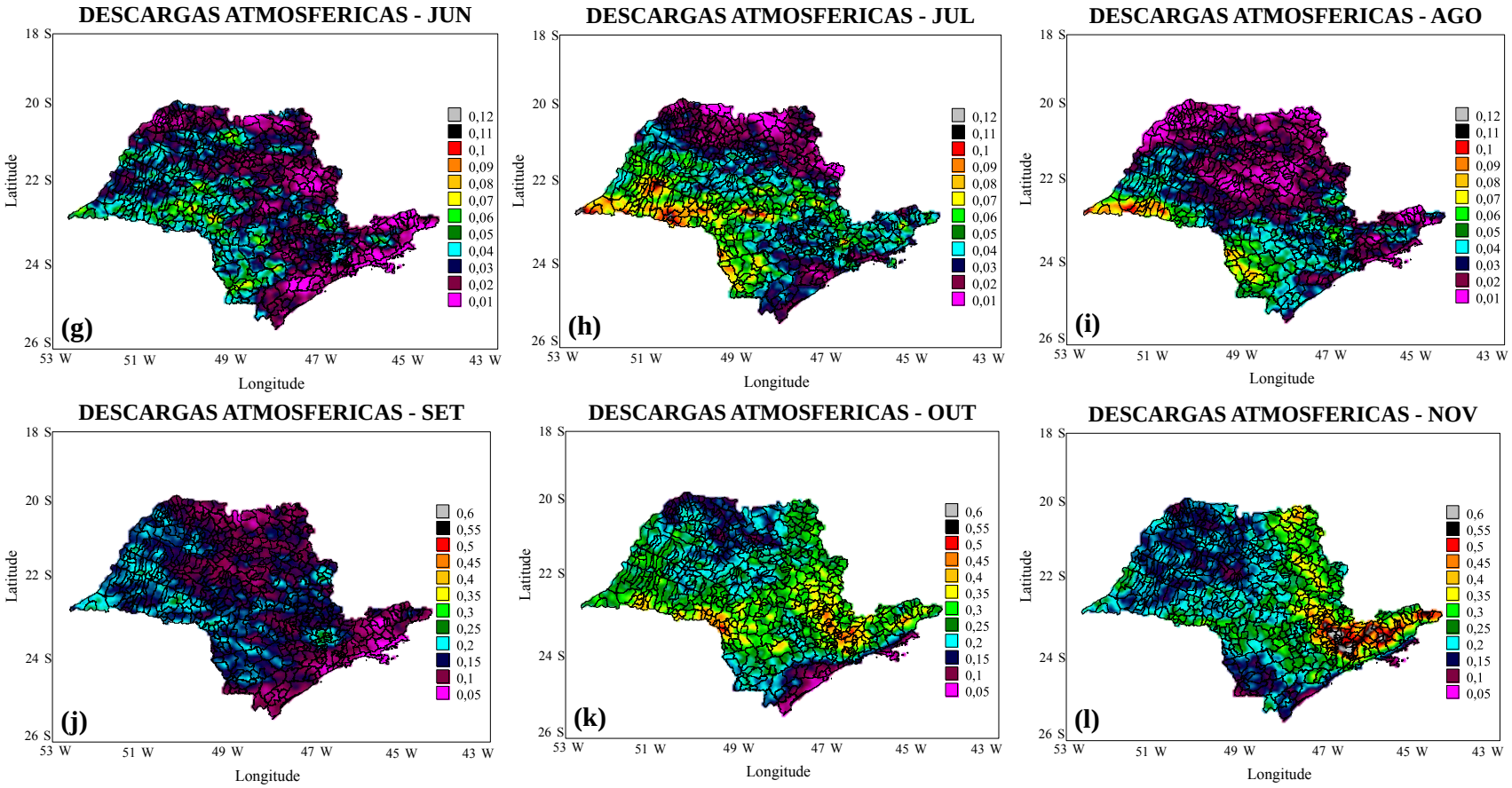
(Figura 5.14l) o padrão de maior concentração de descargas observado na região sudoeste do Estado nos meses anteriores, já não se configura, e os máximos de descargas são observados somente no centro-leste de São Paulo, caracterizando este mês por apresentar um padrão de densidade de descargas mais próximo do observado na estação de maior atividade elétrica, o verão.

Sendo assim, conclui-se que, nos meses do verão e outono o padrão de maior densidade de descargas configura-se sobre a região centro-leste do Estado, exceto no mês de maio, onde passa a configurar-se de sudoeste. Este padrão espacial perdura por toda a estação de menor atividade elétrica (inverno) até a metade da primavera, onde se passa a observar um padrão espacial mais próximo do observado no verão e outono. Desta forma, tem-se que os padrões espaciais de densidade de descargas nos meses da primavera podem ser considerados como transição entre a estação de maior e de menor atividade elétrica.

Figura 5.14 - Densidade média mensal de descargas NS (descargas.km-2.ano-1) para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km. Observação: A escala é individual para cada estação do ano.



(Continua)



Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.15 apresenta a série temporal dos totais mensais de descargas atmosféricas NS no Estado de São Paulo. Assim como na Figura 5.14, as escalas desta figura foram organizadas por estações do ano, para melhor se observar a variabilidade temporal em cada mês.

Observou-se que no verão, o mês de dezembro (Figura 5.15a) destacou-se por apresentar o evento mais significativo de toda a série de dados mensais analisada, ao qual ocorreu no ano de 2012, com registro de 325.929 descargas. Este evento, juntamente com os que ocorreram nos anos de 2002 e 2009 foram classificados como eventos extremos do mês de dezembro. Apesar disto, dezembro foi o único mês desta estação a apresentar tendência de decréscimo, com magnitude de -1245 descargas/ano.

Já o mês de janeiro (Figura 5.15b) destaca-se pela maior variabilidade dos eventos em torno da média, em relação aos demais meses desta estação. Neste mês, foi observada uma pequena tendência de aumento na incidência de descargas de +174 descargas/ano. Os eventos extremos ocorreram nos anos de 2001, 2010 e 2014. Tendência crescente também foi observada no mês de fevereiro (Figura 5.15c), com magnitude superior a observada em janeiro, de +677 descargas/ano. Neste mês, os eventos extremos ocorreram nos anos de 2001, 2012 e 2013. Este último ano destaca-se por seu elevado valor de 280.232 descargas.

De todas as estações do ano, o outono foi à única que apresentou tendência crescente em todos os meses, com menor magnitude em maio (+31 descargas/ano). No mês de março (Figura 5.15d), foram observados os maiores desvios em torno da média, e eventos extremos nos anos de 2006, 2010 e 2013. Evidencia-se que abril foi o mês que apresentou a maior magnitude de tendência desta estação, com +1434 descargas/ano (Figura 5.15e). Os eventos extremos deste mês concentraram-se entre os anos de 2007 e 2010 (2007, 2008 e 2010). Em maio (Figura 5.15f), os eventos extremos podem ser facilmente identificados na distribuição temporal, devido ao elevado número de descargas, quando comparado aos demais eventos. Estes eventos ocorreram nos anos de 2004, 2009 e 2013.

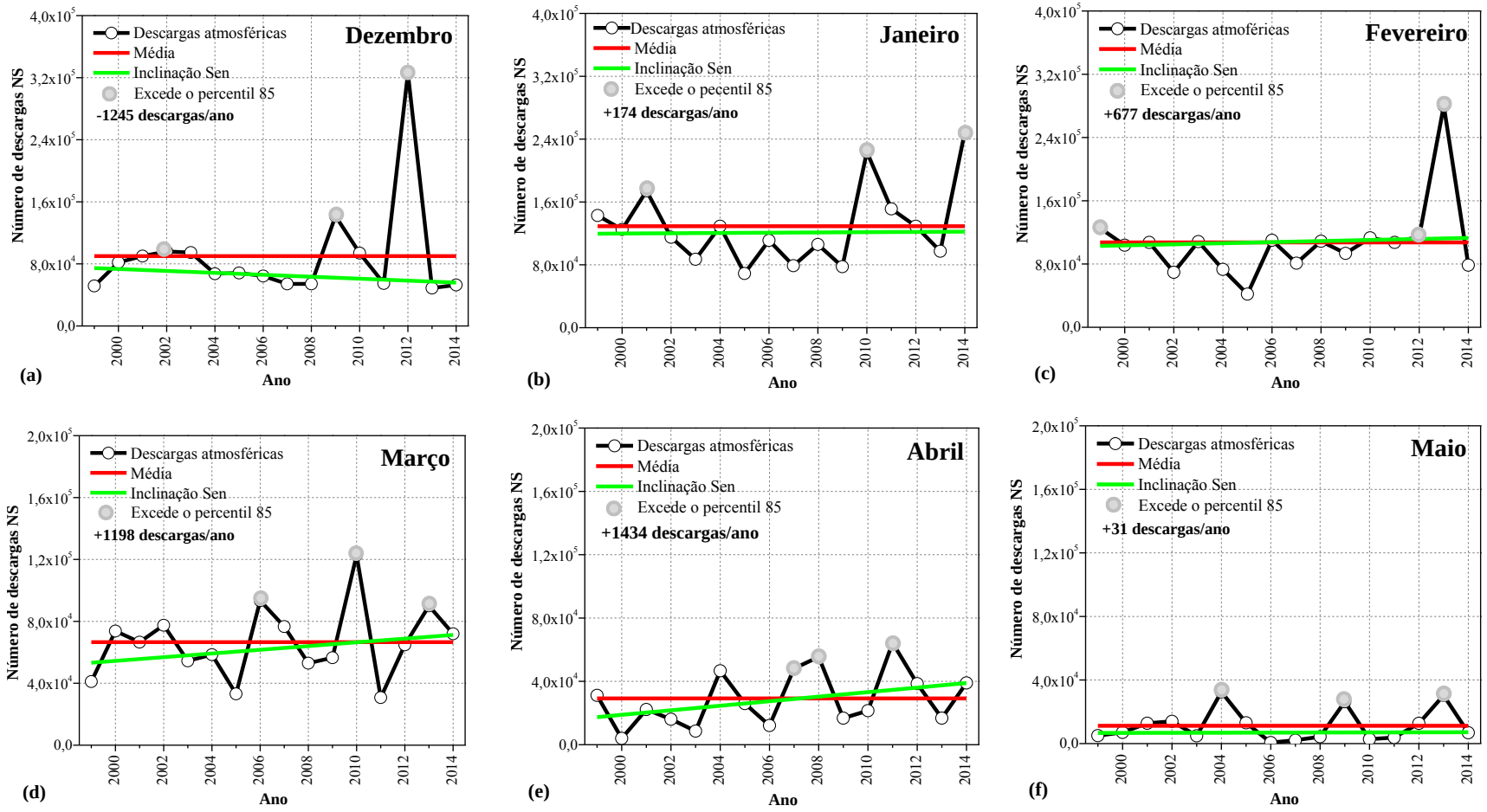
Nos meses de inverno (junho, julho e agosto) observou-se que ocorreram eventos com grandes desvios em torno da média nos três meses (Figura 5.15g, h e i). Na

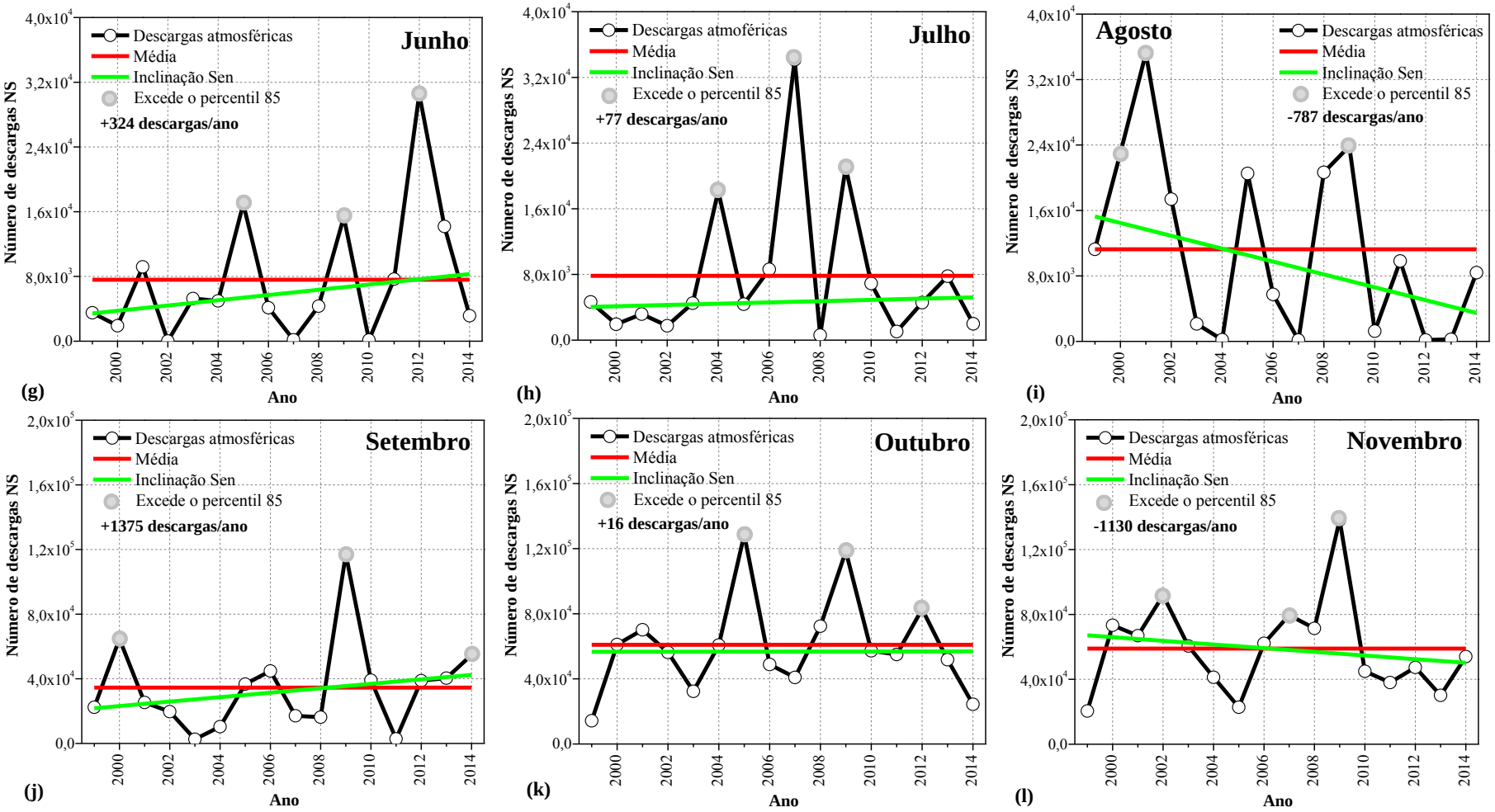
análise das tendências, o teste de Mann-Kedall reportou que o mês de junho (Figura 5.15g) apresentou a maior tendência crescente (+324 descargas/ano), e apesar de julho apresentar tendência crescente, esta obteve valor muito pequeno, de +77 descargas/ano (Figura 5.15h). Agosto foi o único mês desta estação a apresentar tendência decrescente, com magnitude de -787 descargas/ano (Figura 5.15i). Os eventos extremos destes meses ocorreram ao longo de toda a série. Em junho, esses eventos foram registrados nos anos de 2005, 2009 e 2012; em julho, ocorreram em 2004, 2007 e 2009; e em agosto, em 2000, 2001 e 2009.

Os meses da primavera também apresentaram grandes desvios em torno da média. Setembro e outubro obtiveram tendências crescentes e eventos extremos nos anos de 2000, 2009, 2014 e 2005, 2009, 2012 respectivamente. Novembro foi o único mês desta estação a apresentar tendência decrescente com magnitude de -1130 descargas/ano e eventos extremos nos anos de 2002 e 2009.

A síntese dos valores mensais encontrados para média, eventos extremos e tendências é apresentada na Tabela 5.2. Nota-se que somente dezembro, agosto e novembro que apresentaram tendência de decréscimo na ocorrência de descargas, os demais meses do ano apresentaram tendência de aumento.

Figura 5.15 – Série temporal dos totais mensais de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, apresentando a média anual, a inclinação e magnitude da tendência pelo método Sen, significância estatística pelo teste de Mann-Kendall e os eventos que ultrapassaram o Percentil 85, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são divididas por meses de cada estação.





Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.2 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen, para descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: EE (Evento Extremo); M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (nível de significância estatística) e Q (magnitude).

Mês	**Média (Sazonal)**	**EE-1**	**EE-2**	**EE-3**	**M-K**		**SEN**
					Z	**Sig.**	**Q**
Dezembro	90.056	2002	2009	2012	-0,72		-1245
Janeiro	129.132	2001	2010	2014	0,00		174
Fevereiro	107.309	1999	2012	2013	0,90		677
Março	66.564	2006	2010	2013	0,50		1198
Abril	29.201	2007	2008	2011	1,40		1434
Maio	11.202	2004	2009	2013	0,00		31
Junho	75.97	2005	2009	2012	0,86		324
Julho	78.28	2004	2007	2009	0,32		77
Agosto	11.253	2000	2001	2009	-1,40		-787
Setembro	34.581	2000	2009	2014	0,86		1375
Outubro	60.952	2005	2009	2012	0,00		16
Novembro	58.948	2002	2007	2009	-0,50		-1130

5.1.4 Síntese das Descargas Atmosféricas

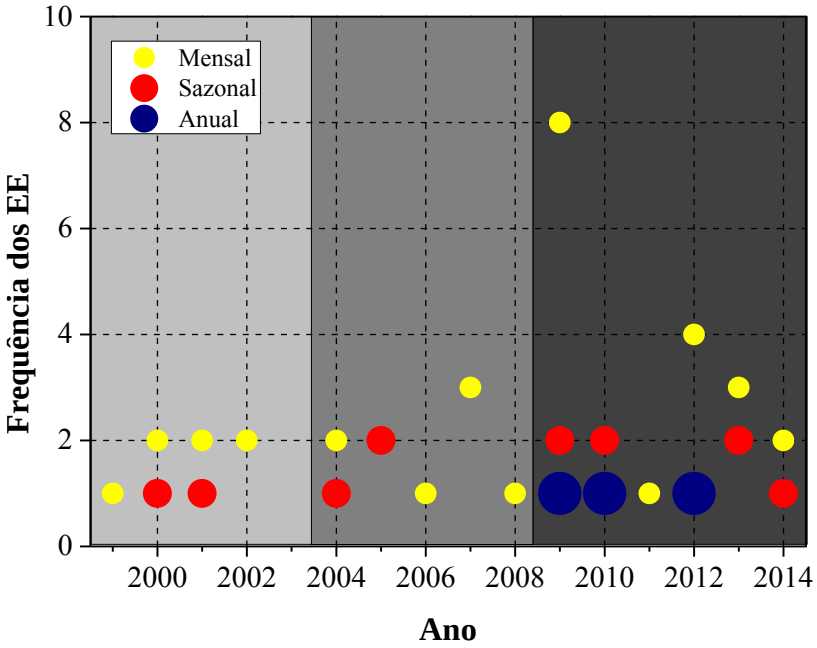
A Figura 5.16 mostra o escalograma de frequência dos eventos extremos (EE) de descargas atmosféricas ao longo da série de dados analisada, a qual foi dividida em quinquênios (períodos de cinco anos), a fim de determinar qual o período apresentou maior ocorrência de EE. Ressalta-se que pela série abranger dezesseis anos, o último quinquênio é composto por seis anos, e não cinco.

No primeiro quinquênio, observa-se que ocorreram 09 EE, no segundo 12 e no terceiro 30, correspondendo aos percentuais de 17,65%, 23,53% e 58,82%, respectivamente. Ainda que o terceiro quinquênio seja composto por seis anos e visto que, o ano de 2014 apresentou 03 EE, fica evidente a preponderância dos EE nos últimos anos, em todas as escalas temporais, principalmente na escala anual, onde todos os eventos se concentraram no último quinquênio. Estes resultados sugerem que as descargas atmosféricas, assim como outras variáveis meteorológicas, conforme descrito por Marengo (2014), está mais suscetível à ocorrência de eventos climáticos extremos.

Marengo (2014) explica que, como estes eventos extremos são associados à variabilidade natural do clima, existem evidências de que eles podem ser ainda mais intensos e frequentes em um clima futuro mais quente, cenário que foi evidenciado no quinto relatório do IPCC (AR5), ao qual foi detectado um aumento na temperatura global, da ordem de 0,9°C desde 1850. Neste relatório, o IPCC AR5 atribuiu o aquecimento global às atividades humanas.

Diante disso, demonstra-se a importância da previsibilidade climática dos EE de descargas atmosféricas, visando à prevenção dos impactos causados por este fenômeno.

Figura 5.16 – Escalograma de frequência de eventos extremos de descargas atmosféricas no Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014. Os tons de cinza ao fundo da imagem representam os quinquênios analisados (cinza claro: 1° quinquênio; cinza: 2° quinquênio; e cinza escuro: 3° quinquênio).



Fonte: Produção do autor.

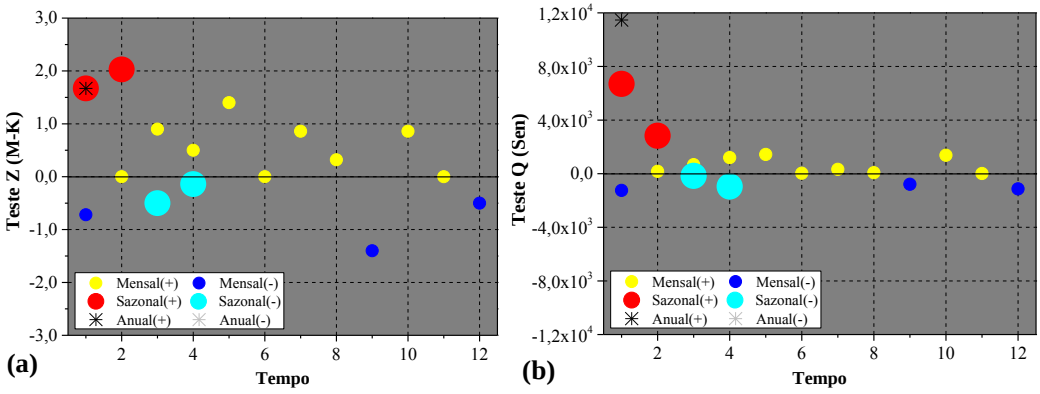
A Figura 5.17 sintetizam as tendências observadas das descargas atmosféricas nas escalas anual, sazonal e mensal. Destaca-se que os números de 01 a 12 para a escala mensal representa a sequência de meses do ano, iniciando em dezembro (tempo 01), por se tratar do início do verão, e terminando em novembro (tempo 12), por ser o final da primavera. Para escala sazonal, o tempo apresentado no eixo das abscissas corresponde de 01 a 04, começando pelo verão (tempo 01), em seguida o outono (tempo 02), inverno (tempo 03) e por fim, a primavera (tempo 04). A escala anual é composta por apenas um tempo, o primeiro (tempo 01). Para a melhor compreensão destas Figuras, a Tabela 5.3 mostra o significado de cada tempo apresentado no eixo das abscissas.

Na Figura 5.17a , a qual mostra os resultados do teste Z (tendência) nota-se que, em todas as escalas temporais analisadas, foram observadas tendências de aumento da incidência de descargas, com tendências negativas somente em três meses (agosto, novembro e dezembro) e em dois trimestres (JJA e SON). Por meio da Figura 5.17b, a qual mostra os resultados do teste Q (magnitude da tendência) é possível observar que as tendências negativas revelaram magnitudes pequenas, em comparação com as tendências positivas.

Tabela 5.3 - Escala temporal referente à Figura 5.17

Tempo/Escala	Mensal	Sazonal	Anual
01	Dezembro	Verão (DJF)	Ano
02	Janeiro	Outono (MAM)	
03	Fevereiro	Inverno (JJA)	
04	Março	Primavera (SON)	
05	Abril		
06	Maio		
07	Junho		
08	Julho		
09	Agosto		
10	Setembro		
11	Outubro		
12	Novembro		

Figura 5.17 – Tendências climáticas das descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, resultantes do teste de Mann-Kendall (a) e do método Sen (b), para, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); e Q (magnitude).



Fonte: Produção do autor.

5.2 Polaridade

É de amplo conhecimento, evidenciado na literatura, que as descargas atmosféricas NS apresentam em sua maioria polaridade negativa, com média em torno de 90% do total de descargas (PINTO JR., 2005). No entanto, a frequência de descargas com polaridade positiva apresenta alta variabilidade, podendo ser até

superior aos negativos, em alguns casos (ORVILLE; HUFFINES, 2011; RAKOV; UMAN, 2003; CAREY et al., 2003; NACCARATO et al. 2003; NACCARATO 2005).

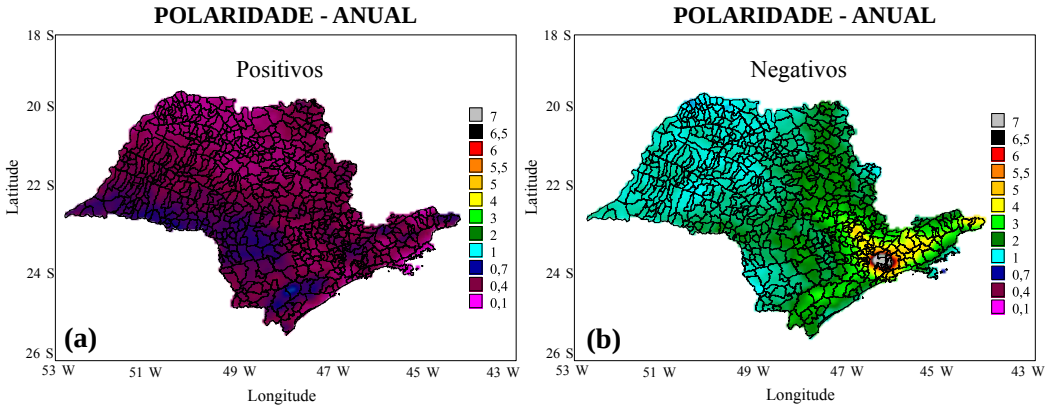
Visando analisar a dinâmica espaço-temporal deste parâmetro intrínseco às descargas, este tópico apresenta a climatologia e tendências das polaridades positiva e negativa das descargas NS. Destaca-se que, para as escalas menores, não foi possível comparar os resultados obtidos com outros trabalhos, devido a ausência de estudos na literatura sobre estas escalas.

5.2.1 Análise Anual

Por meio das Figura 5.18a verifica-se que a maior concentração de descargas NS positivas, em torno de 0,7 descarga.km^{-2}.ano^{-1}, ocorre no centro-sul do Estado de São Paulo. Isto pode estar associado a atuação de sistemas convectivos de larga escala vindos do sul do continente e atingem esta região. Estes sistemas tendem a apresentar maior percentual de descargas de polaridade positiva. Isto ocorre, pois na retaguarda destes sistemas, as áreas estratiformes tendem a produzir maior quantidade de relâmpagos positivos, a fim de descarregar a nuvem, uma vez que a mesma irá se dissipar (RAKOV; UMAN, 2003; SANTOS et. al., 2016b).

Já as descargas NS negativas (Figura 5.18b), seguem o padrão espacial do total de descargas (Figura 5.1), com maior concentração no centro-leste do Estado e valores máximos sobre a RMSP. Este fato já era de se esperar, devido a esta polaridade representar grande percentual do total de descargas. Sendo assim, as razões pelas quais são observadas maiores concentrações de descargas nuvem-solo negativas sobre o centro-leste do Estado e máximos sobre a RMSP, são as mesmas das apresentadas na Figura 5.1, isto é, devido à configuração topográfica e cobertura de superfície, respectivamente.

Figura 5.18 – Densidade média anual da polaridade descargas NS para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km, considerando: (a) descargas positivas; (b) descargas negativas.



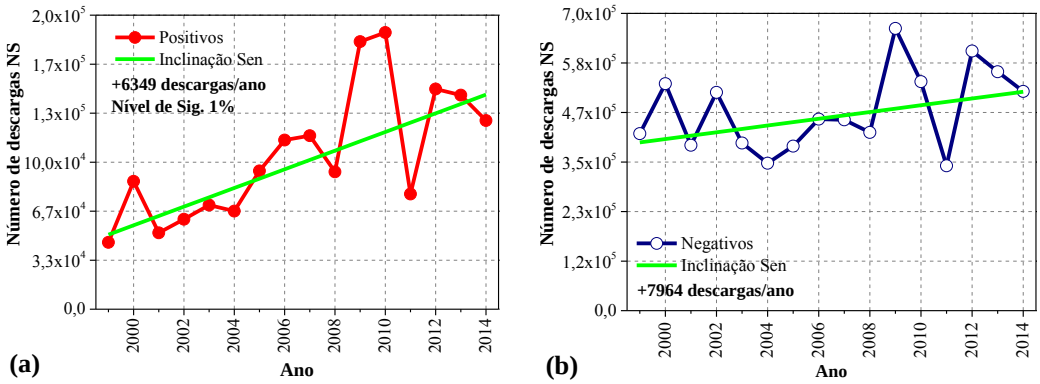
Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.19 apresenta a série temporal da polaridade das descargas atmosféricas ao longo dos anos. Na Figura 5.19a, evidencia-se que há uma tendência de aumento com nível de significância de 1% das descargas com polaridade positiva. No estudo de Naccarato (2005), compreendendo o período de 1999 a 2004, o autor já havia identificado um aumento no percentual de descargas positivas sobre a Região Sudeste do Brasil, no entanto, em pequenas proporções.

Ainda na Figura 5.19a**,** observa-se que os anos de 2009 e 2010 destacaram-se por apresentar as maiores incidências de descargas positivas, com valores acima de $1{,}7x10^5$, seguidas por uma redução representativa no ano de 2011, todavia, este decréscimo foi em virtude do acompanhamento de um mínimo de ocorrência no total de descargas registrado, conforme apresentado na Figura 5.2.

Quando se observa as descargas com polaridade negativa (Figura 5.19b**)**, verifica-se que apesar de também haver uma tendência de aumento, com magnitude de +7964 descargas/ano, esta tendência não é muito expressiva. Para esta polaridade, o pico máximo de incidência ocorreu no ano de 2009, com valores acima de $5{,}8x10^5$.

Figura 5.19 – Série temporal da polaridade anual de descargas NS para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, considerando: (a) descargas positivas; (b) descargas negativas.



Fonte: Produção do autor.

5.2.2 Análise Sazonal

A Figura 5.20 apresenta o padrão médio sazonal das descargas NS para as polaridades positiva e negativa. No verão (Figura 5.20a), pode-se observar que, apesar da maior densidade de descargas ocorrer no centro-sul do Estado, assim como observado na escala anual, no trimestre de DJF evidencia-se um pico máximo em áreas do sul de São Paulo, sobre uma superfície coberta em grande parte pela vegetação da Mata Atlântica Paulistana. Fuquay (1982) também identificou maior concentração de descargas sobre áreas florestadas de montanhas, no Norte de Wyoming, nos EUA. O autor relata que é uma região longe de estruturas construídas pelo homem, prédios, linhas de transmissão de energia elétrica e torres de metais, no entanto, não apresenta um fator microfísico e/ou climático associado.

Já a variabilidade espacial das descargas de polaridade negativa no verão (ainda na Figura 5.20a) apresenta um padrão semelhante ao da escala anual, com maior concentração de descargas no centro-leste do Estado e máximos sobre a capital.

No outono são observadas descargas positivas em maior concentração sobre a região centro-sul do Estado, com densidade de até 0,15 descarga.km^{-2}.ano^{-1} (Figura 5.20b). Todavia, nesta estação, a concentração de descargas estende-se para regiões de latitudes mais baixas de São Paulo, incluindo municípios ao norte do Estado, como Igarapava e Pedregulho, e no extremo leste, como nos municípios de Arapeí, Bananal e São José do Barreiro. As descargas com polaridade negativa no outono seguem o padrão do total de descargas observado

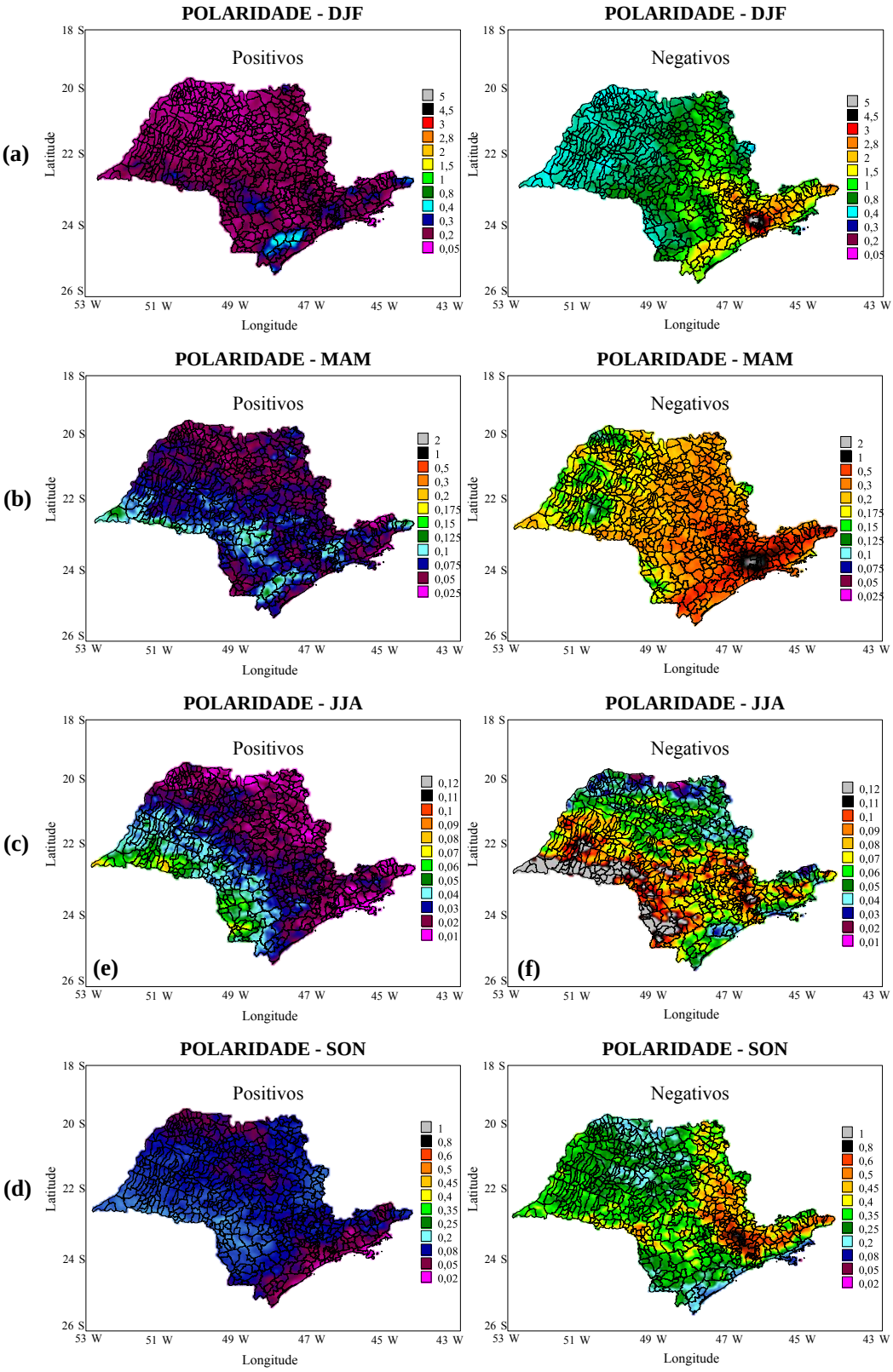
nesta estação, com maior densidade de descargas no centro-leste do Estado, com máximos em torno de 2,0 descargas.km^{-2}.ano^{-1} sobre a RMSP.

No inverno (Figura 5.20c), verifica-se que as descargas positivas apresentam maior concentração no sudoeste, com valores máximos em torno de 0,08 descarga.km^{-2}.ano^{-1}, e reduz a medida que se aproxima do centro e leste do Estado, com valores de 0,01 descarga.km^{-2}.ano^{-1}. Já as descargas com polaridade negativa apresentam-se bem distribuídas pelo Estado, com valores mais representativos (acima de 0,12 descarga.km^{-2}.ano^{-1}) no extremo sudoeste e mínimos (abaixo de 0,01 descarga.km^{-2}.ano^{-1}) no extremo norte. Estes valores mais elevados de ambas as polaridades no sudoeste do Estado, associa-se aos mesmos fatores descritos no mapa de densidade total, apresentado na Figura 5.10c.

Na primavera, a distribuição de descargas positivas tende a apresentar um padrão mais uniforme que nas demais estações, com valores variando entre 0,02 descarga.km^{-2}.ano^{-1} em faixas litorâneas, a 0,2 descarga.km^{-2}.ano^{-1} principalmente em áreas no sudoeste do Estado (Figura 5.20d). Já as descargas negativas apresentam maior concentração em áreas metropolitanas próximas a capital, São Paulo, com valores em torno de 0,8 descarga.km^{-2}.ano^{-1} e valores levemente inferiores sobre o Norte e extremo leste do Estado.

Desta forma, os máximos observados na Figura 5.10d, do total de descargas para esse trimestre, apresentam grande contribuição das descargas positivas na porção sudoeste do Estado e das descargas negativas no nordeste.

Figura 5.20 – Densidade média sazonal da polaridade de descargas atmosféricas NS, considerando: (a) DJF (verão); (b) MAM (outono); (c) JJA (inverno); e (d) SON (primavera). As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.



Fonte: Produção do autor.

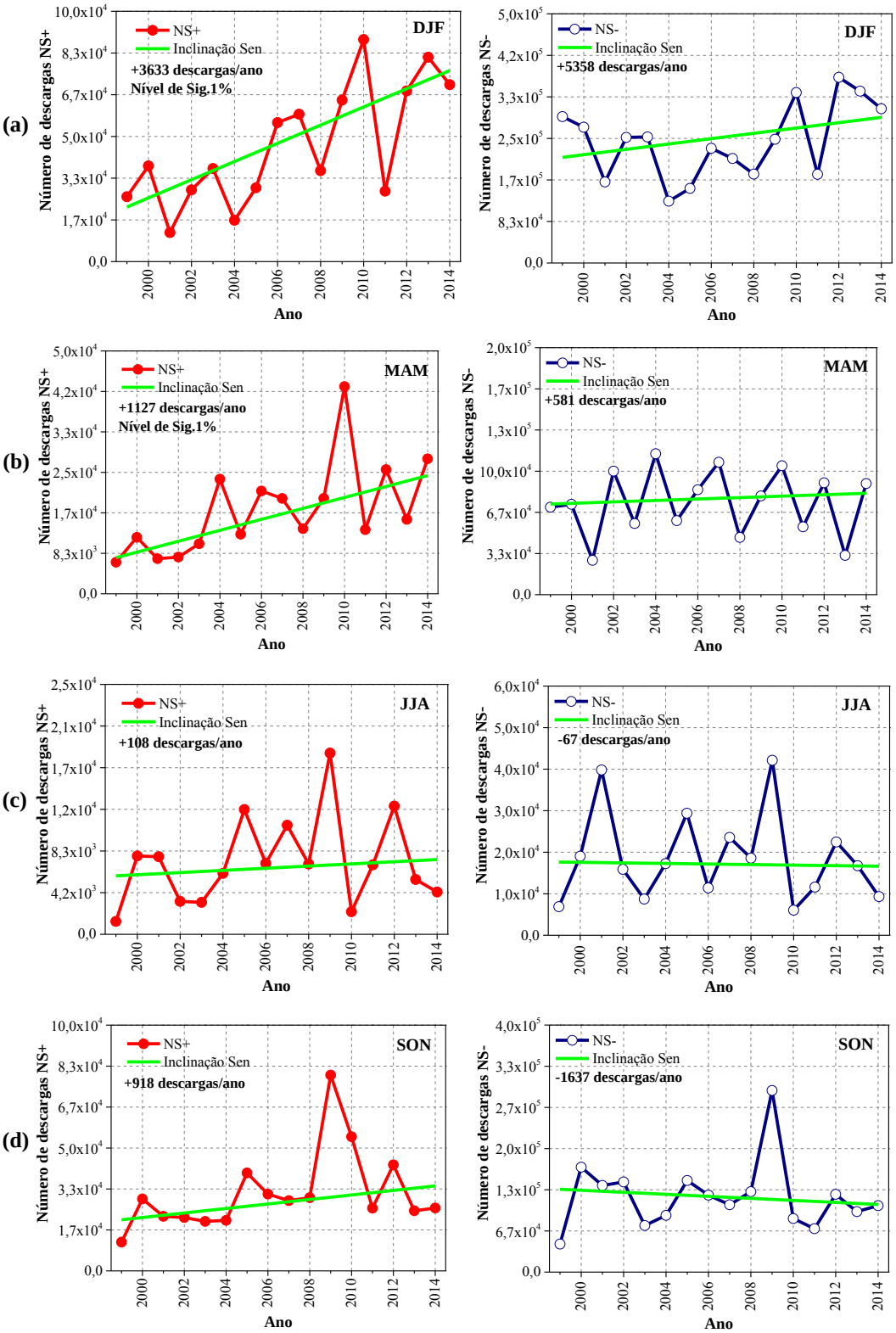
Após o conhecimento do padrão espacial da polaridade das descargas NS, questiona-se a respeito da variabilidade temporal e de possíveis tendências das mesmas. Estes resultados são apresentados na Figura 5.21.

No verão (Figura 5.21a), observa-se que, para as descargas positivas, ocorreu uma grande amplitude entre os valores mínimos (abaixo de $1,7x10^4$) registrados em sua maioria durante os primeiros anos da série, e os máximos (acima de $8,3x10^4$) ocorridos principalmente nos últimos anos da análise. Este comportamento resultou em uma tendência de aumento das descargas com este tipo de polaridade, com magnitude de +3633 descargas/ano e nível de significância estatística de 1%. As descargas com polaridade negativa também apresentaram tendência de aumento, no entanto, em menor magnitude que as positivas (+5358 descargas/ano).

Para a análise do outono (Figura 5.21b) observou-se que os resultados foram, de certo modo, semelhantes ao do verão, com tendência de aumento das descargas positivas (+1127 descargas/ano) com nível de significância de 1%. Além disso, verificou-se que o pico máximo, acima de $4,2x10^4$ também foi observado no ano de 2010, indicando um elevado número de incidência de descargas positivas neste ano. Para a polaridade negativa, evidenciou-se também uma tendência de aumento, com magnitude inferior à das positivas (+581 descargas/ano).

Já no inverno (Figura 5.21c) e na primavera (Figura 5.21d) ambas as estações apresentaram tendência de aumento para as descargas positivas, de +108 e +918 descargas/ano, respectivamente. E tendência de decréscimo para descargas com polaridade negativa, de -67 e -1637 descargas/ano.

Figura 5.21 – Série temporal da polaridade sazonal de descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) Verão – DJF; (b) Outono – MAM; (c) Inverno – JJA; e (d) Primavera – SON.



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 5. 4 sintetiza os resultados da análise do teste de Mann-Kendall e do método Sen para o campo de polaridade das descargas atmosféricas sazonais. As descargas com polaridade positiva apresentaram tendência de aumento em todas as estações analisadas, no entanto, somente os trimestres de DJF e MAM obtiveram significância estatística acima de 90%. Os trimestres de JJA e SON obtiveram significância abaixo de 90%. As descargas com polaridade negativa apresentaram tendência de aumento nos trimestres de DJF e MAM e de diminuição nos trimestres de JJA e SON, ambos com significância abaixo de 90%.

Tabela 5. 4 - Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen para Polaridade das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (nível de significância estatística) e Q (magnitude).

Polaridade	**Positivos**			**Negativos**		
Estação	**M-K**		**SEN**	**M-K**		**SEN**
	Z	**Sig.**	**Q**	**Z**	**Sig.**	**Q**
DJF	2,93	1%	3633	0,95		5358
MAM	3,02	1%	1127	0,14		581
JJA	0,32		108	-0,14		-67
SON	1,58		918	-0,50		-1637

5.2.3 Análise Mensal

A Figura 5.22 apresenta a densidade média de polaridade das descargas em cada mês. Os valores das escalas são individuais para cada mês. Isto foi adotado para que fosse possível visualizar de maneira satisfatória a variabilidade espacial da polaridade e não primordialmente a comparação dos valores entre os meses. Para a polaridade positiva (coluna esquerda) nota-se que em dezembro e janeiro (Figura 5.22a e b) o padrão espacial de maior incidência de descargas ocorreu no centro-sul e centro-leste do Estado, com valores em torno de 0,1 descargas. km^{-}

^{2}.ano^{-1}. Os valores mínimos ocorreram sobre o noroeste do Estado, com valores de aproximadamente 0,4 descargas. km^{-2}.ano^{-1} em ambos os meses.

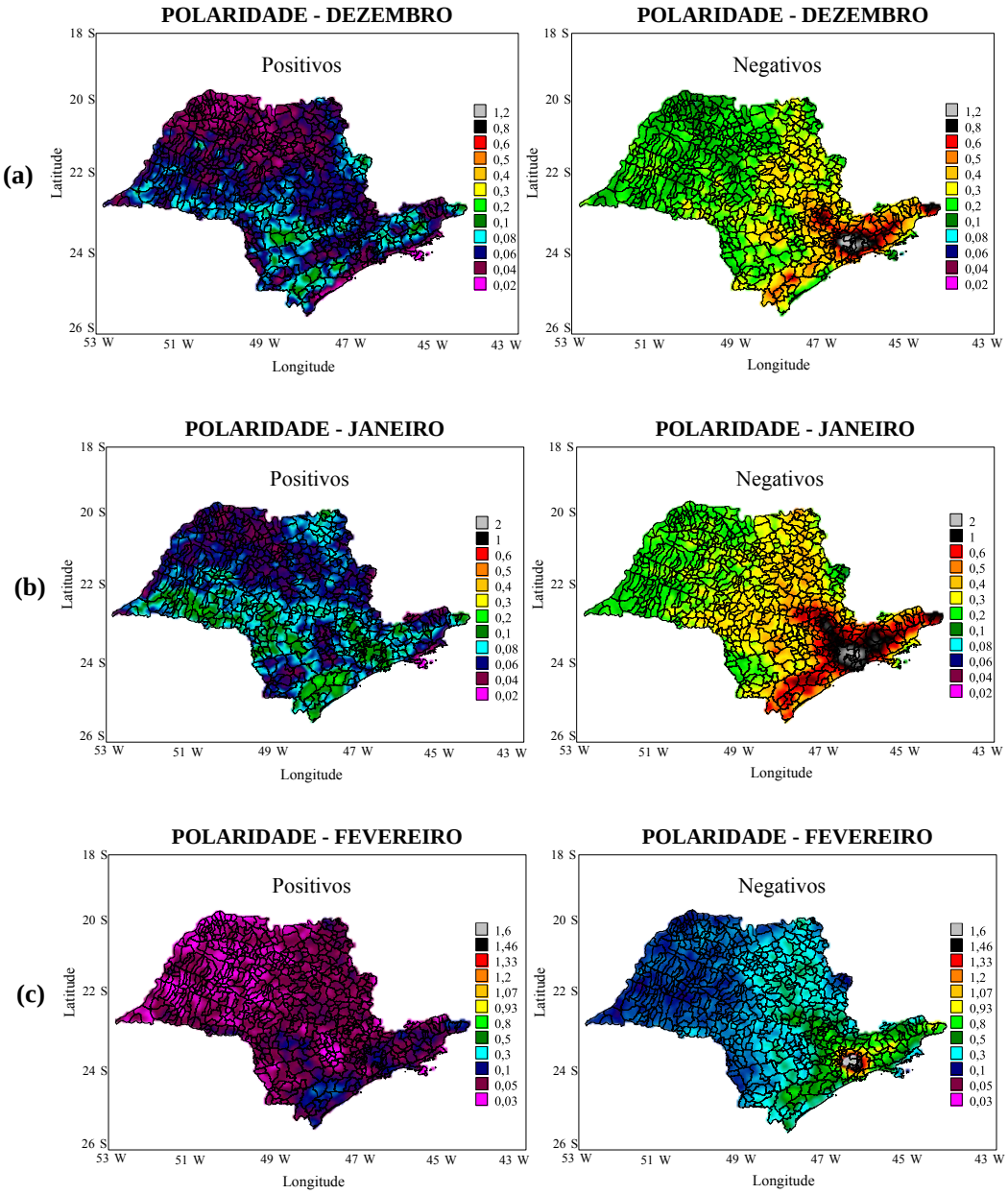
Em fevereiro e março (Figura 5.22c e d), a maior concentração de descargas com polaridade positiva ocorreu no sul e leste de São Paulo com valores de até 0,3 e 0,1 descargas. km^{-2}.ano^{-1}. Em abril, maio e junho (Figura 5.22e, f e g) a maior densidade ocorreu no sudoeste do Estado, no entanto, destaca-se que em junho os valores mais intensos se propagam por grande parte de São Paulo, reduzindo sua intensidade na medida em que se aproxima da faixa leste.

Em julho (Figura 5.22h), toda a faixa centro-sul apresenta valores mais elevados de descargas positivas, diminuindo ao se aproximar de latitudes mais baixas. Em agosto, setembro e outubro (Figura 5.22i, j, e k) novamente se observa o padrão de maior concentração de descargas no sudoeste do Estado, com valores mais elevados em torno de 0,14 descargas. km^{-2}.ano^{-1} em áreas restritas do extremo sudoeste, no mês de outubro.

Em novembro (Figura 5.22l), o padrão de densidade se assemelha ao observado em dezembro e janeiro, com máximos de aproximadamente 0,07 descargas. km^{-2}.ano^{-1} sobre o sudoeste e leste, além do norte do Estado.

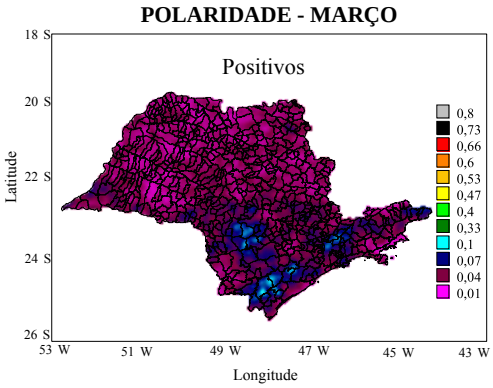
Já para as descargas com polaridades negativas (coluna direita da Figura 5.22), nota-se que, entre dezembro e abril (Figura 5.22a até a Figura 5.22e), a maior concentração de descargas ocorre no centro-leste do Estado, com máximos sobre a capital paulistana, padrão semelhante ao observado no total de descargas da Figura 5.14. Em maio (Figura 5.22f) verifica-se que os maiores valores de densidade de descargas ocorrem de forma zonal, sobre a região central do Estado, e em junho (Figura 5.22g) os valores são bem espacializados em toda a área em estudo. Em julho (Figura 5.22h), a concentração se restringe ao extremo sudoeste de São Paulo e em agosto, setembro e outubro, sobre áreas do sudoeste, norte e leste do Estado (Figura 5.22i, j e k). Em novembro, o padrão de maior incidência de descargas ocorre principalmente sobre o norte e leste (Figura 5.22l).

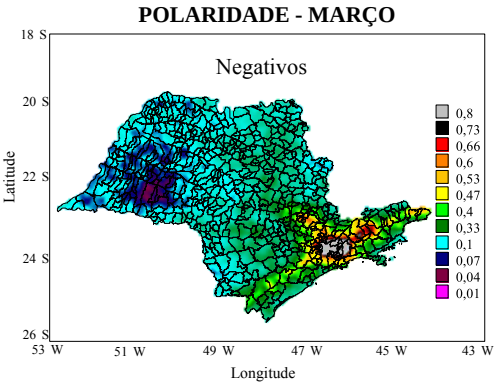
Figura 5.22 – Densidade média mensal de descargas atmosféricas NS por polaridade (descargas.km-2.ano-1), considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.



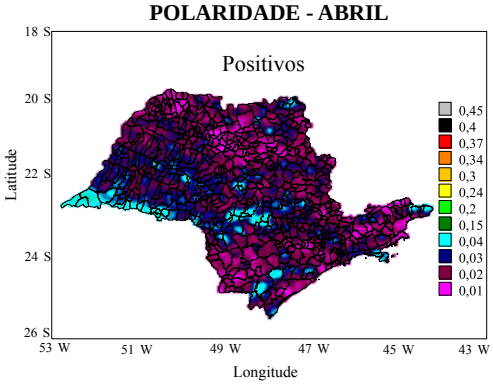
(Continua)

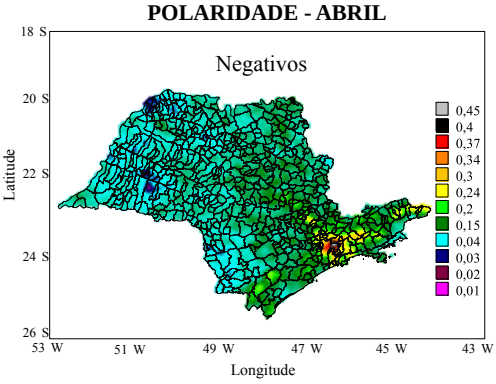
(d)



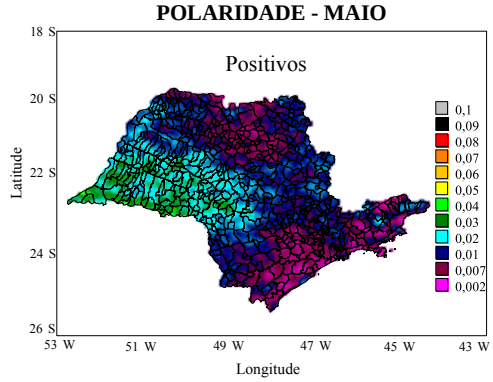


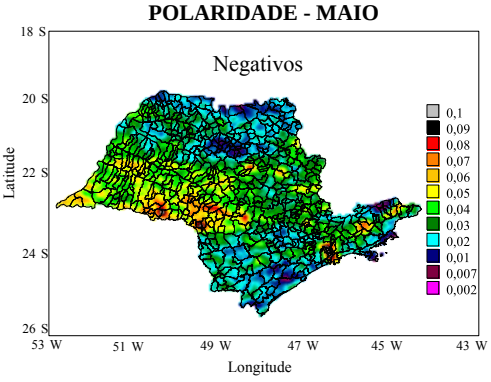
(e)



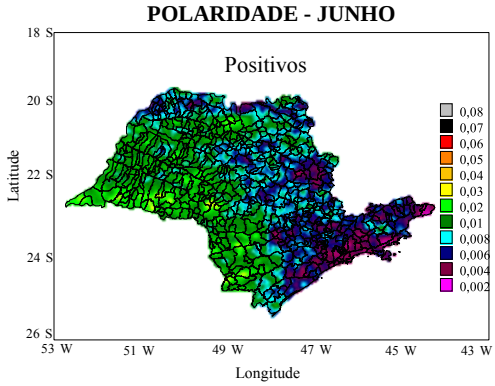


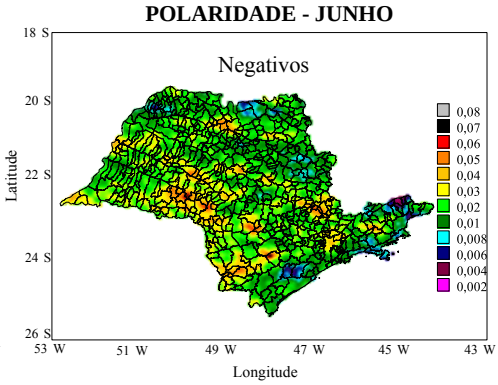
(f)





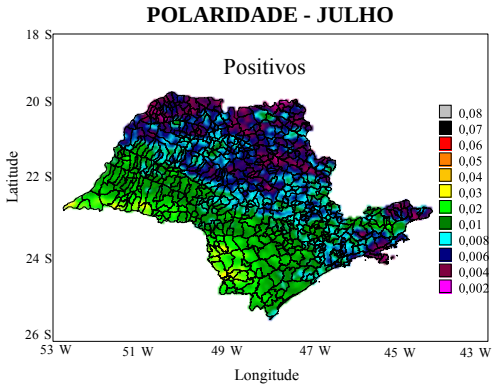
(g)

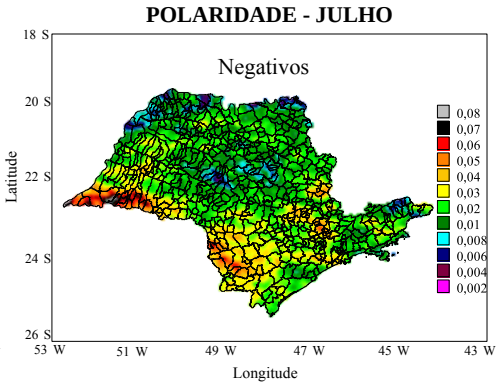




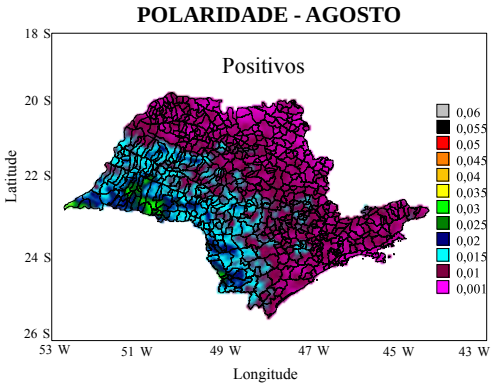
(Continua)

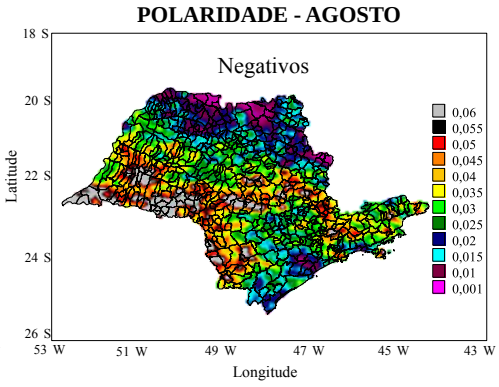
(h)



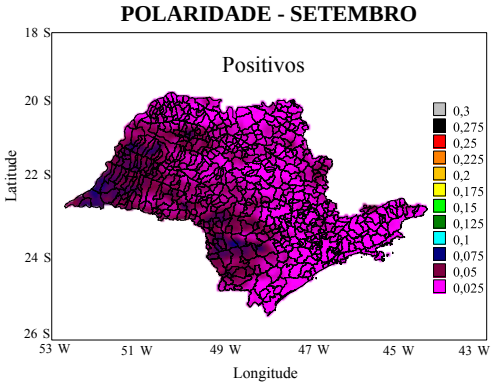


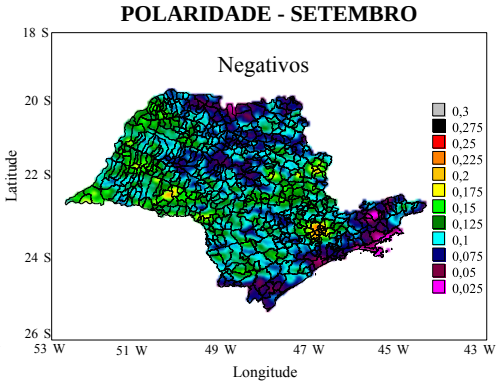
(i)



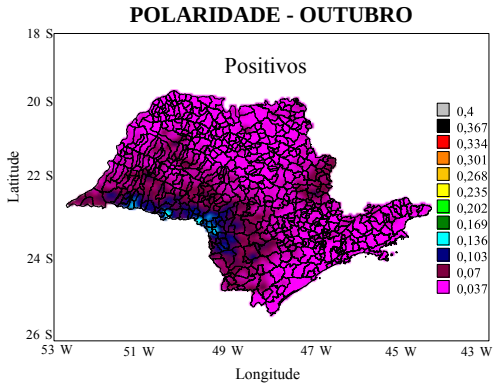


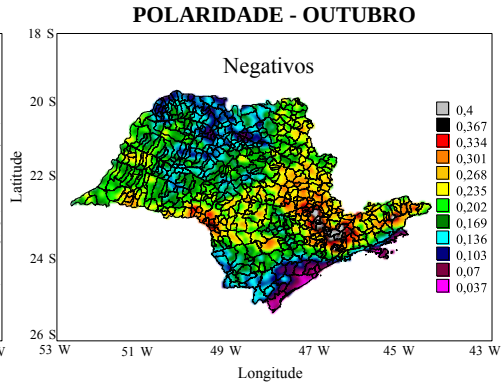
(j)





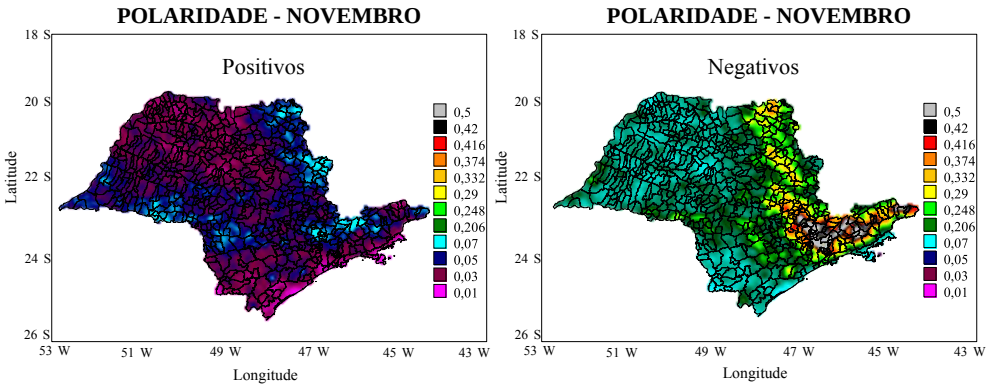
(k)





(Continua)

(l)



Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.23 mostra a série temporal das polaridades mensais das descargas atmosféricas NS. Primeiramente serão analisadas as variações das descargas positivas (coluna esquerda) e em seguida as negativas (coluna direita). Em dezembro (Figura 5.23a), nota-se que houve dois eventos com valores de total de descargas positivas que se destacaram na série analisada, composto pelos anos de 2009 (em torno de $4x10^4$ descargas) e 2012 (aproximadamente $5x10^4$ descargas). Ambos os anos classificaram alguns eventos como extremos em diversas escalas analisadas, o que mostra que a polaridade positiva apresentou grande contribuição para a classificação destes casos como extremos climáticos. Esse comportamento resultou em uma tendência de aumento na incidência de descargas positivas para esse mês, com magnitude de +437 descargas/ano.

Comportamento semelhante a este foi observado no mês de janeiro (Figura 5.23b), com intensidade máxima ainda mais elevada no ano de 2010, acima de $5x10^4$ descargas. Vale ressaltar que o ano de 2014 também apresentou valor elevado, em torno de $5x10^4$ descargas. Para esse mês, o teste de Mann-Kedall revelou tendência de aumento na incidência de descargas, com magnitude de +1067 descargas/ano, e significância estatística de 5%, assim como em fevereiro e março (Figura 5.23c e d).

Abril apresentou um comportamento singular aos observados nos meses anteriores (Figura 5.23e), com máximos e mínimos se intercalando e aumentando ao longo do período, resultando, como já se poderia esperar, em uma tendência de aumento, com magnitude de +456 descargas/ano e significância estatística de 1%. Em maio (Figura 5.23f), apesar de apresentar uma amplitude representativa entre

valores máximos e mínimos, a tendência de aumento foi pequena (+58 descargas/ano).

Já em junho (Figura 5.23g), os valores mais representativos ocorreram a partir do ano de 2005, resultando em uma tendência de aumento de +170 descargas/ano e nível de significância estatística de 10%. Em julho (Figura 5.23h), os picos máximos ocorreram nos anos de 2004, 2007 e 2009, resultando em uma tendência de aumento, ainda que pequena (+71 descargas/ano).

Em agosto (Figura 5.23i), o padrão de variabilidade temporal foi similar ao observado em abril, no entanto de forma oposta, isto é, com máximos e mínimos se intercalando e diminuindo ao longo do período, o que resultou em uma tendência de diminuição, com magnitude de -68 descargas/ano. Em setembro (Figura 5.23j) de modo geral, os valores ocorreram com máximos até $1{,}4 \times 10^4$ descargas, exceto os anos sequenciais de 2009 e 2010, que se destacaram por apresentar valor em torno de $2{,}5 \times 10^4$ descargas, principalmente o ano de 2009 que registrou valor superior a este. Para esse mês, o teste de Mann-Kendall revelou tendência de aumento, com magnitude de +340 descargas/ano.

Em outubro (Figura 5.23k) nota-se claramente o aumento na incidência de descargas positivas, principalmente a partir do ano de 2005. A magnitude da tendência foi de +799 descargas/ano, com significância estatística de 10%. Já em novembro (Figura 5.23l), apesar de ter registrado valor representativamente elevado no ano de 2009, acima de $2{,}5 \times 10^4$ descargas, a tendência foi de redução, de -46 descargas/ano.

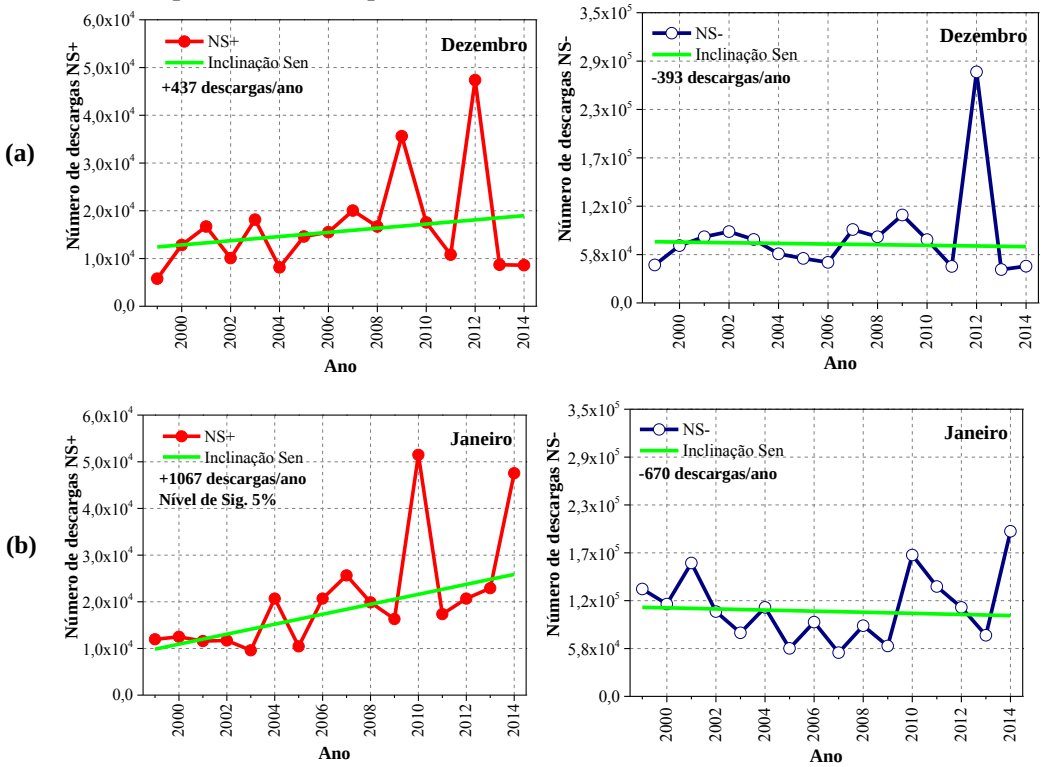
A coluna direita da Figura 5.23 mostra a série temporal das descargas negativas. Observa-se que nos meses de dezembro e janeiro (Figura 5.23a e b), opondo-se ao observado para a polaridade positiva, houve uma tendência de decréscimo da atividade elétrica negativa, com magnitude de -393 e -670 descargas/ano, respectivamente. No mês de dezembro, evidencia-se o máximo de incidência de descargas no ano de 2012, também nesta polaridade.

Em fevereiro e março (Figura 5.23c e d), apesar de sutis, houve tendência de aumento na incidência de descargas, com magnitudes de +187 e +487 descargas/ano. As descargas negativas registradas no mês de abril apresentaram comportamento semelhante aos observados nas descargas positivas, com máximos

e mínimos se intercalando e aumentando ao longo do período, com magnitude de +706 descargas/ano (Figura 5.23f).

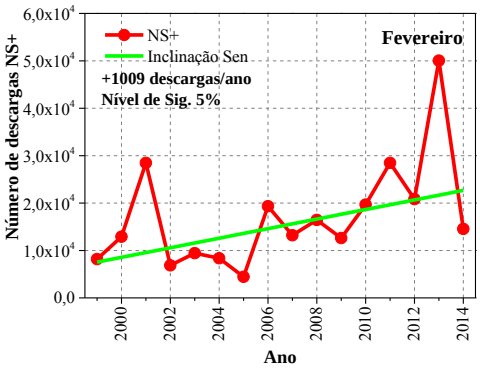
Os meses de maio, junho e julho apresentaram tendências de aumento relativamente baixa, com magnitudes de +68, +187 e +79 descargas/ano, respectivamente (Figura 5.23g e h). Já em agosto (Figura 5.23i), o declínio da incidência de descargas é nitidamente evidenciado. Para este mês, a magnitude da tendência foi de -630 descargas/ano, com significância de 10%. Em setembro (Figura 5.23j) também foi observada tendência de aumento de +962 descargas/ano, já para outubro e novembro (Figura 5.23k **e** l), a tendência foi de diminuição de -526 e -1129 descargas/ano, respectivamente.

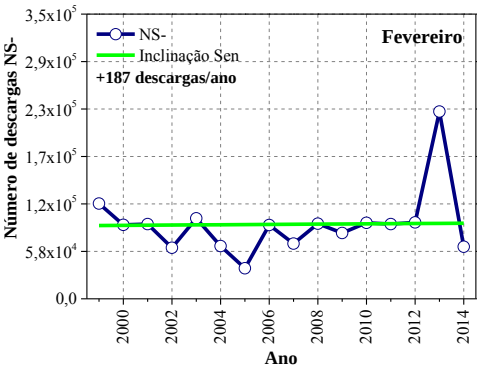
Figura 5.23 – Série temporal da polaridade mensal de descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.



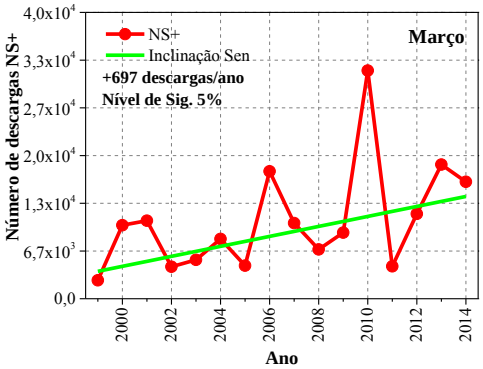
(Continua)

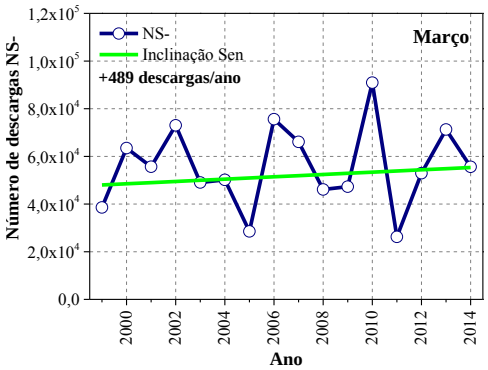
(c)



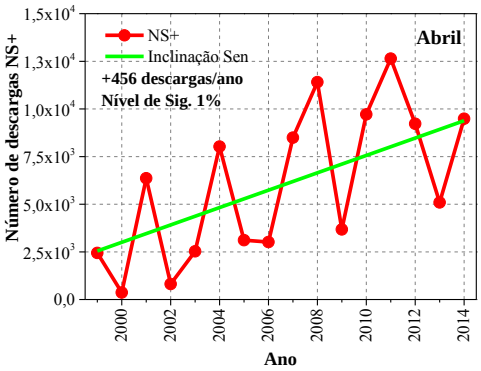


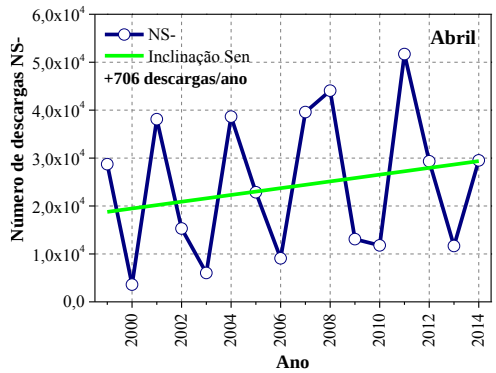
(d)



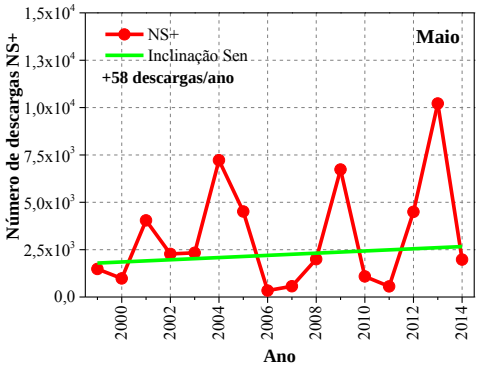


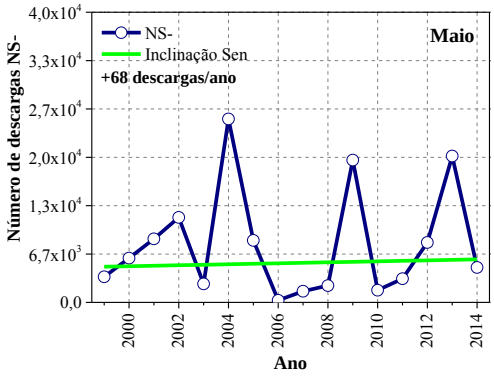
(e)





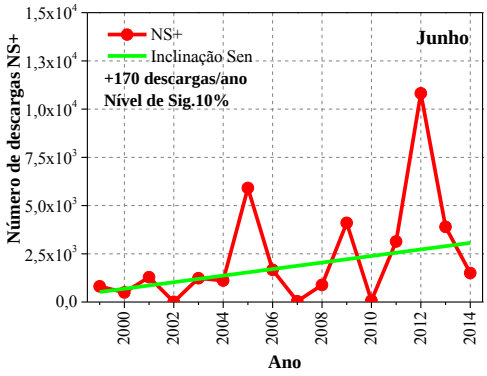
(f)

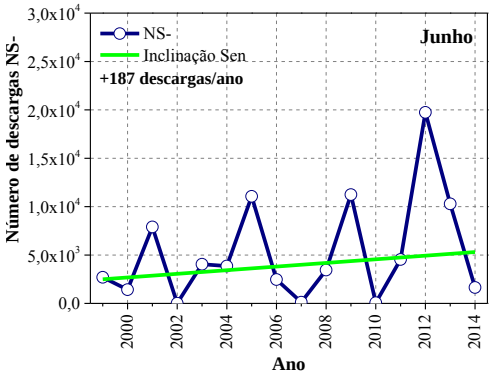




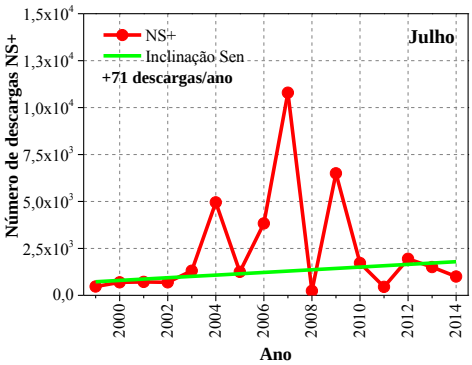
(Continua)

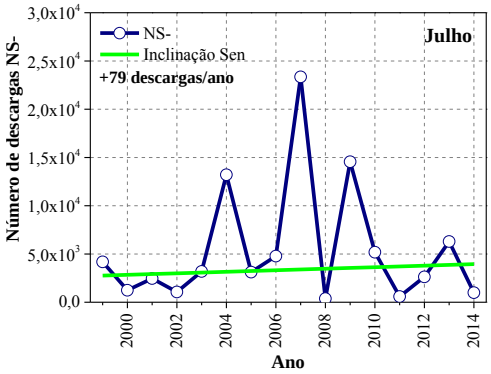
(g)



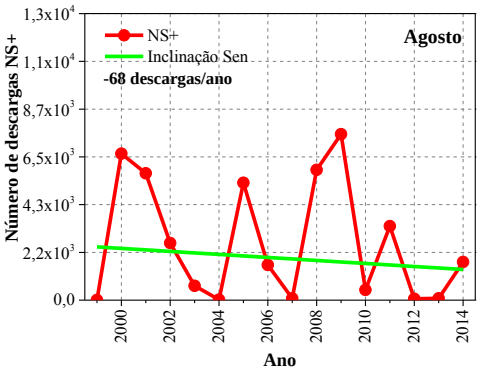


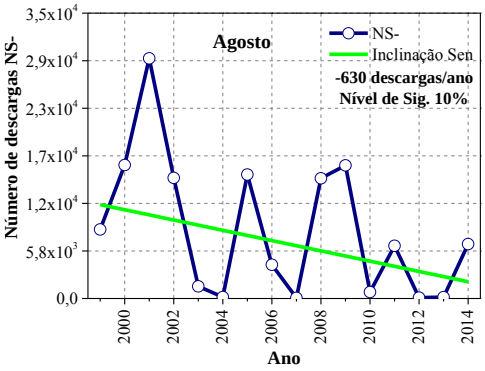
(h)



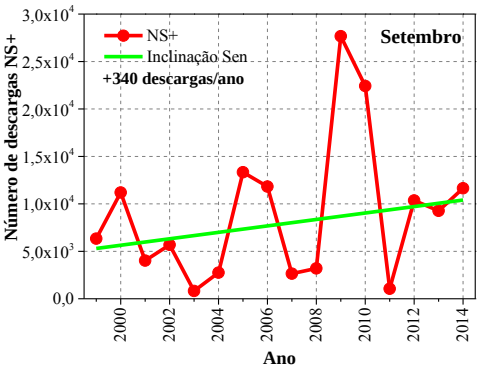


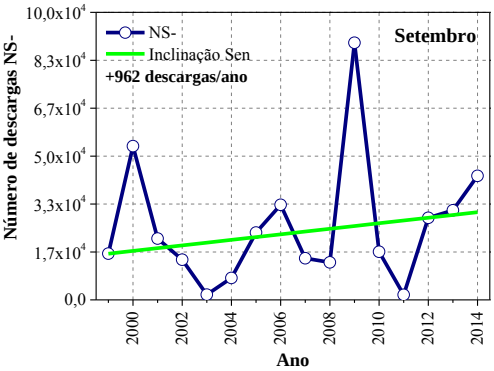
(i)



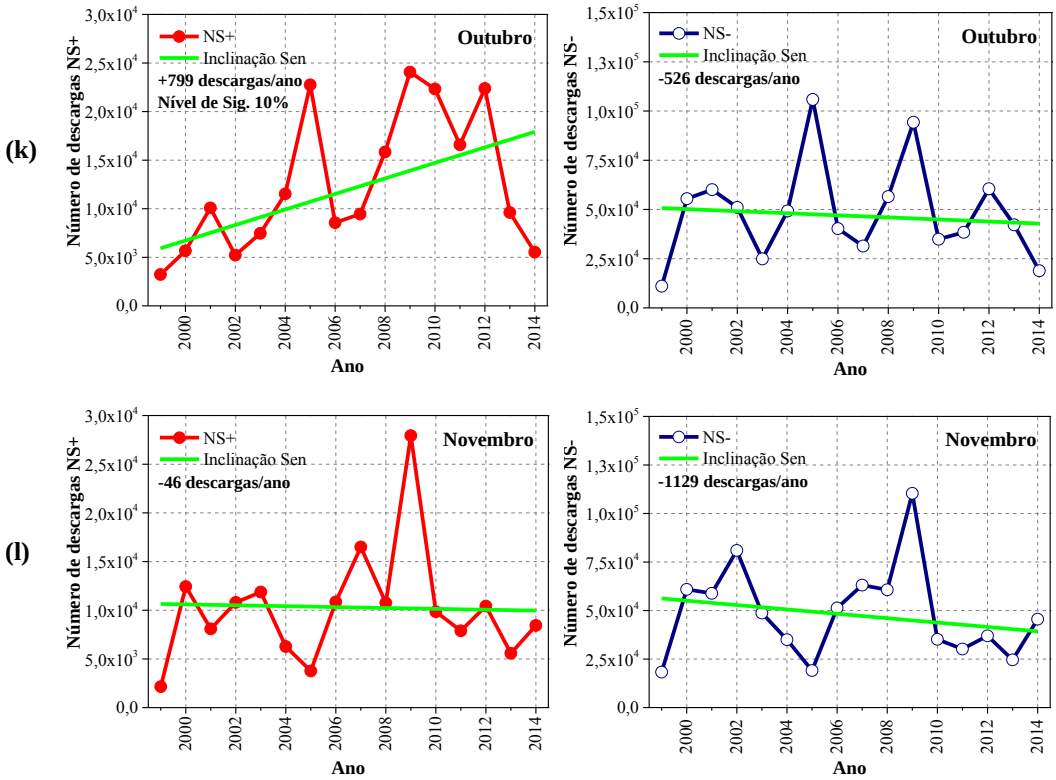


(j)





(Continua)



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 5.5 sintetiza os resultados obtidos na análise temporal da polaridade das descargas atmosféricas NS. As descargas positivas apresentaram tendência de diminuição nos meses de agosto e novembro, e nos demais meses, a tendência foi de aumento. Já as descargas negativas resultaram em tendência de diminuição nos meses de dezembro, janeiro, agosto, outubro e novembro, e nos demais meses do ano, a tendência foi de aumento.

Tabela 5.5 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen para Polaridade das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo na escala mensal, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (nível de significância estatística) e Q (magnitude).

Polaridade	**Positivos**			**Negativos**		
Mês	**M-K**		**SEN**	**M-K**		**SEN**
	Z	**Sig.**	**Q**	**Z**	**Sig.**	**Q**
Dezembro	0,90		437	-0,36		-393
Janeiro	2,53	5%	1067	-0,18		-670
Fevereiro	2,25	5%	1009	0,45		187

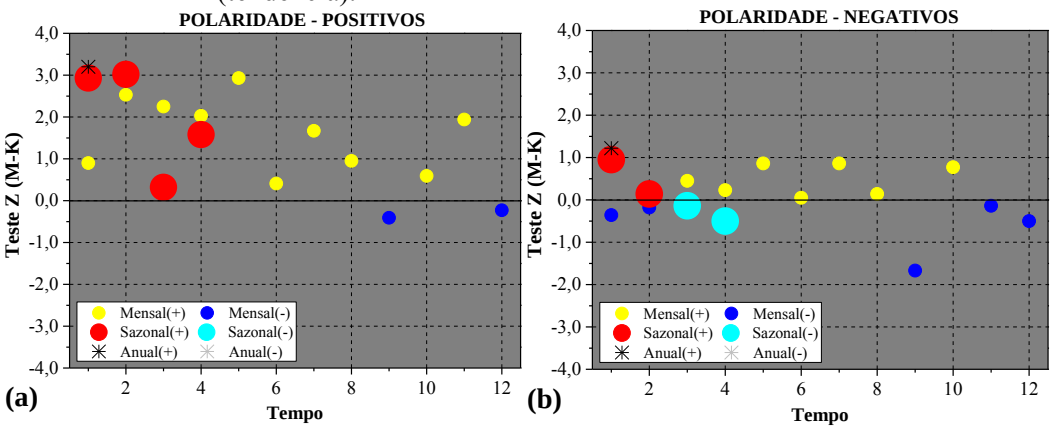
Março	2,03	5%	697	0,23		489
Abril	2,93	1%	456	0,86		706
Maio	0,41		58	0,05		68
Junho	1,67	10%	170	0,86		187
Julho	0,95		71	0,14		79
Agosto	-0,41		-68	-1,67	10%	-630
Setembro	0,59		340	0,77		962
Outubro	1,94	10%	799	-0,14		-526
Novembro	-0,23		-46	-0,50		-1129

5.2.4 Síntese da Polaridade

A Figura 5.24 mostra as tendências climáticas das polaridades das descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, resultantes do teste de Mann-Kendall. Para as descargas positivas (Figura 5.24a) nota-se que somente dois meses apresentaram tendência de diminuição em toda a série histórica de dados analisados, correspondentes aos meses de agosto e novembro. Todos os demais períodos examinados apresentaram tendência de aumento da incidência de descargas atmosféricas com polaridade positiva. Já as descargas de polaridade negativa (Figura 5.24b) apresentaram tendência de diminuição em cinco meses (dezembro, janeiro, agosto, outubro e novembro) do ano e em dois trimestres (JJA e SON), e nos demais, a tendência foi de aumento.

Estes resultados sugerem que apesar de serem observados em algumas escalas temporais, períodos com tendência de diminuição das descargas, para ambas as polaridades a maior parte tende a apresentar tendências de aumento das descargas, especialmente para as de polaridade positiva.

Figura 5.24 – Tendências climáticas das polaridades das descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, resultantes do teste de Mann-Kendall para o período de 1999 a 2014.As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall) e Z (tendência).



Fonte: Produção do autor.

5.3 Multiplicidade

A multiplicidade é definida como o número de descargas de retorno (ou *strokes*). Em geral, o número de descargas de retorno dos relâmpagos positivos costuma ser simples, isto é, composto por apensas uma única descarga de retorno, e apresenta média em torno de 1,15. Já os negativos costumam apresentar um maior número, com média em torno de 2,2. Orville e Huffines (2011) encontraram para os Estados Unidos uma média de aproximadamente 1,2 a 1,3 para descargas positivas, e de 2,0 a 2,5 para negativas.

Apesar da multiplicidade das descargas positivas ser simples, optou-se por analisar a climatologia de ambas as polaridades, com o objetivo de averiguar e comparar os resultados obtidos para a região em estudo com os diversos trabalhos apresentados para outras regiões. Desta forma, esta seção apresenta o levantamento da climatologia da multiplicidade para o Estado de São Paulo.

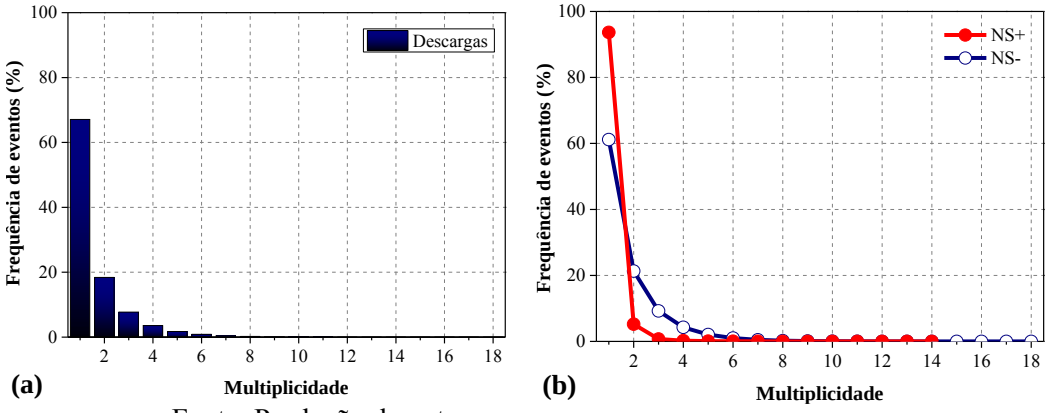
5.3.1 Análise Anual

A Figura 5.25 mostra a frequência percentual de multiplicidade. Na Figura 5.25a, observa-se que aproximadamente 70% do total de descargas são de multiplicidade

igual a 1,0, e em torno de 20% igual a 2,0. Este percentual decresce consideravelmente à medida que número de multiplicidade aumenta.

Ao analisar o percentual de multiplicidade por polaridade (Figura 5.25b) observa-se que, conforme esperado, há um elevado percentual de 93,65% das descargas de polaridade positiva com multiplicidade igual a 1,0. Para as descargas negativas, este percentual foi de 61,17%. Para este período de análise, houve registros de multiplicidade das descargas positivas de até 14,0 e de negativas até 18,0, todavia em eventos raros.

Figura 5.25 – Frequência de multiplicidade de descargas NS no Estado de São Paulo, com base na escala anual do período de 1999-2014, considerando: (a) total de descargas; (b) descargas positivas e negativas.



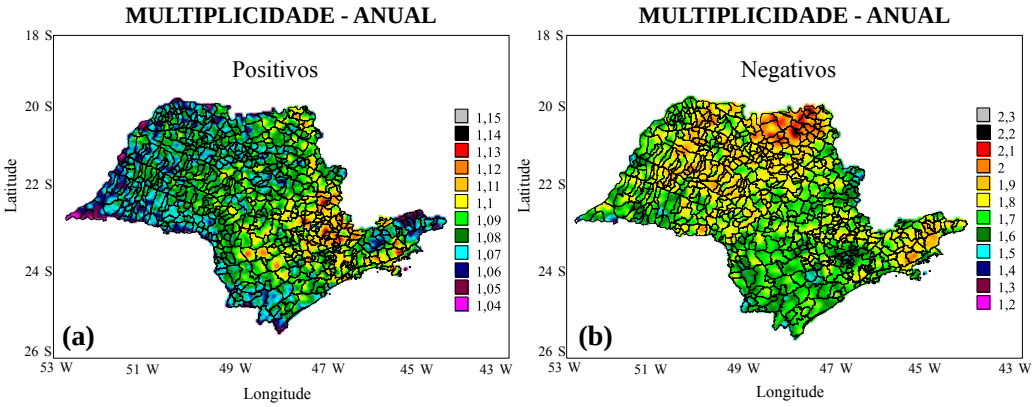
Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.26 apresenta o padrão médio anual de multiplicidade para descargas positivas e negativas. Observa-se que os municípios localizados ao norte da capital paulistana tendem a apresentar um maior número de multiplicidade nas descargas positivas, com valores de até 1,14, e menores valores sobre os extremos longitudinais do Estado, em tono de 1,04 (Figura 5.26a).

Para a multiplicidade das descargas negativas (Figura 5.26b), verifica-se que o padrão é diferente do observado para as descargas positivas, com valores mais elevados de multiplicidade ocorrendo sobre o norte e extremo leste do Estado, de até 2,2. Valores mais elevados (2,4) que este, foram encontrados por Naccarato (2005) para estas mesmas regiões, o que sugere que a multiplicidade das descargas negativas pode estar diminuindo ao longo do tempo.

Apesar da diferença de valores entre os trabalhos, um fato em que ambos concordam é que a urbanização não tem efeito direto sobre multiplicidade, tanto para descargas de polaridade positiva quanto para polaridade negativa.

Figura 5.26 – Média anual da multiplicidade de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km, considerando: (a) descargas positivas; (b) descargas negativas.

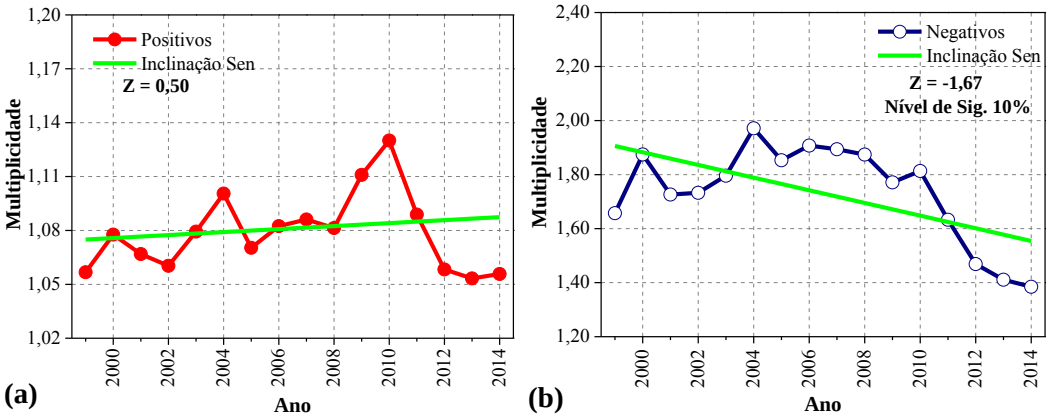


Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.27 mostra a série temporal da multiplicidade das descargas positivas e negativas. Para as descargas positivas (Figura 5.27a), observa-se que houve um aumento na multiplicidade dos anos de 2004, 2009 e 2010 e diminuição nos últimos anos da série, a partir de 2012. Todavia, essa variação entre máximos e mínimos de multiplicidade é pequena, não ultrapassando 0,10. Apesar disso, identificou-se uma tendência positiva com valor de *Z* (tendência) igual a 0,50, reportado pelo teste de Mann-Kendall.

Já ao analisar a variabilidade da multiplicidade das descargas negativas (Figura 5.27b), conforme esperado após comparar os resultados obtidos neste estudo com o de Naccarato (2005), identificou-se uma tendência negativa, com *Z* igual a -1,67 e nível de significância estatística de 10%. O decréscimo dos valores de multiplicidade foi observado desde o ano de 2006 (exceto 2010), onde a quantidade diminuiu a cada ano.

Figura 5.27 – Série temporal da multiplicidade anual de descargas NS no Estado de São Paulo para o período de 1999-2014, considerando: (a) descargas positivas; (b) descargas negativas.



Fonte: Produção do autor.

5.3.2 Análise Sazonal

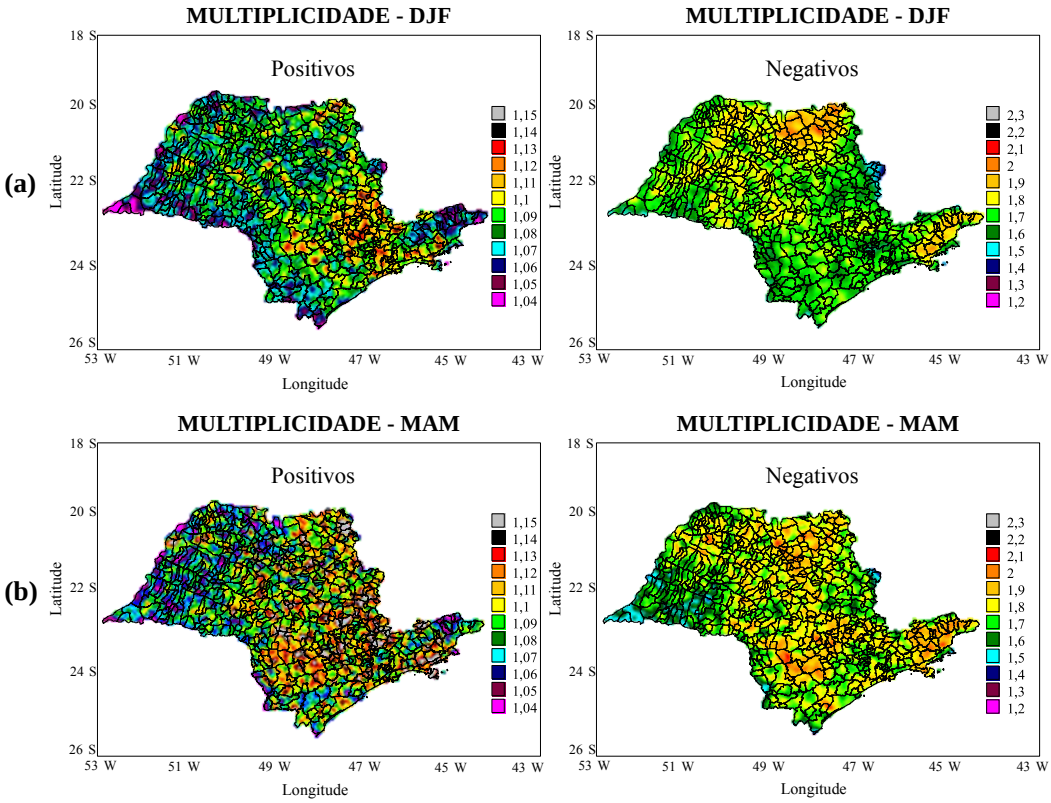
Esta seção dedica-se ao estudo da multiplicidade das descargas em escala sazonal. Apesar de já mencionado na escala anual, vale ressaltar que, apesar da multiplicidade das descargas positivas serem em sua maioria simples, isto é, com número de multiplicidade igual a 1,0, os resultados foram analisados para ambas as polaridades, com o objetivo de analisar peculiaridades de cada uma, inclusive identificar áreas onde a multiplicidade das descargas positivas tende a ser maior que 1,0. Desta forma, estruturou-se a discussão dos resultados da Figura 5.28 comentando primeiramente o padrão espacial da multiplicidade das descargas positivas em todas as estações, e posteriormente das negativas.

Nota-se que no verão, outono e primavera (coluna esquerda da Figura 5.28a,b e d, respectivamente) a multiplicidade tende a apresentar valores mais elevados sobre regiões do norte do Estado de São Paulo (verão (1,14), outono (1,15) e primavera (1,15)), mais especificamente em áreas ao noroeste da capital, e valores mínimos sobre sudoeste do Estado. Já no inverno (coluna esquerda da Figura 5.28c) não há uma área preferencial para a ocorrência de valores mais elevados (em torno de 1,15), eles ocorrem paralelamente a áreas de menores valores.

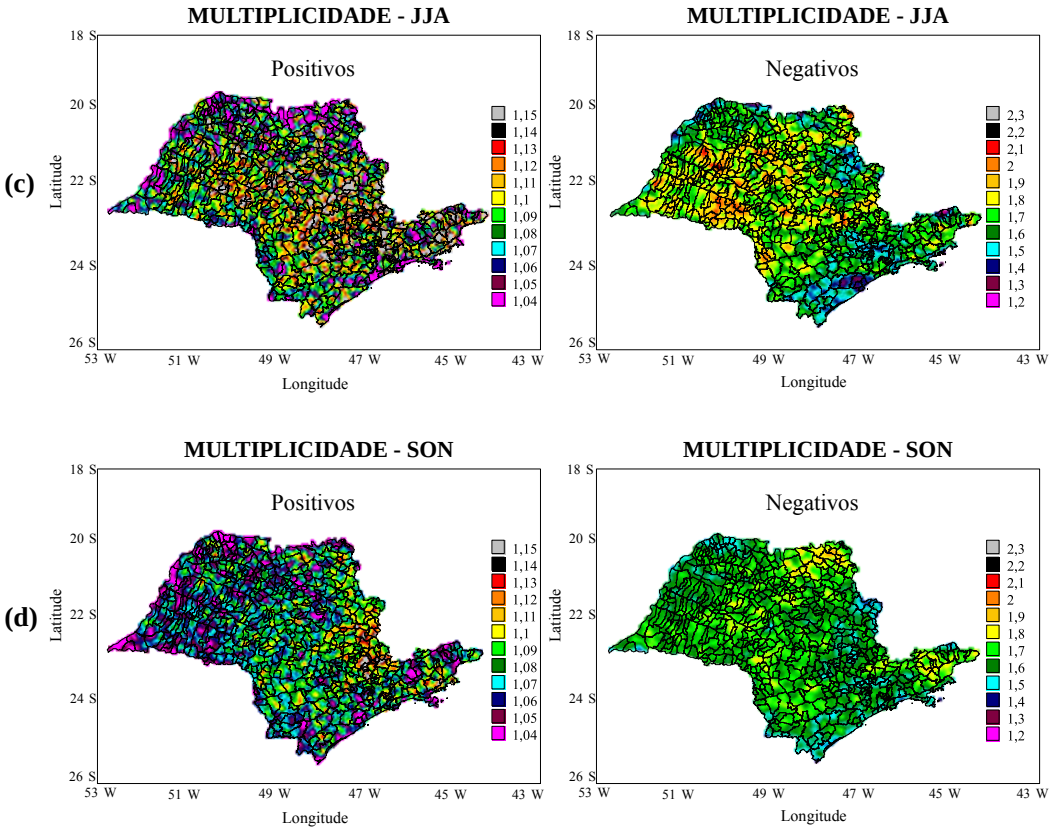
Analisando a multiplicidade das descargas negativas, verifica-se que no verão e na primavera (coluna direita da Figura 5.28a e d, respectivamente) os maiores

valores tendem a ocorrer nos extremos norte e leste do Estado, com picos máximos em torno de 2,1 em DJF e de 2,0 em SON. A localização e os valores destas duas estações se assemelham aos valores encontrados na escala anual observada neste trabalho, bem como aos resultados encontrados por Naccarato (2005), para estudo compreendendo o período de 1999 a 2004. No outono (coluna direita da Figura 5.28b), os maiores valores ocorrem no norte, sudeste e leste do Estado, com máximos de aproximadamente 2,1. No inverno (Figura 5.28c), é possível observar claramente valores mais elevados sobre o oeste do Estado, em torno de 2,1.

Figura 5.28 – Média sazonal de multiplicidade de descargas atmosféricas NS, considerando: (a) DJF (verão); (b) MAM (outono); (c) JJA (inverno); e (d) SON (primavera). As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.



(Continua)



Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.29 apresenta a série temporal da multiplicidade em escala sazonal. Assim como na Figura 5.28, os resultados da Figura 5.29 serão discutidos primeiramente comparando a multiplicidade das descargas positivas e posteriormente as negativas.

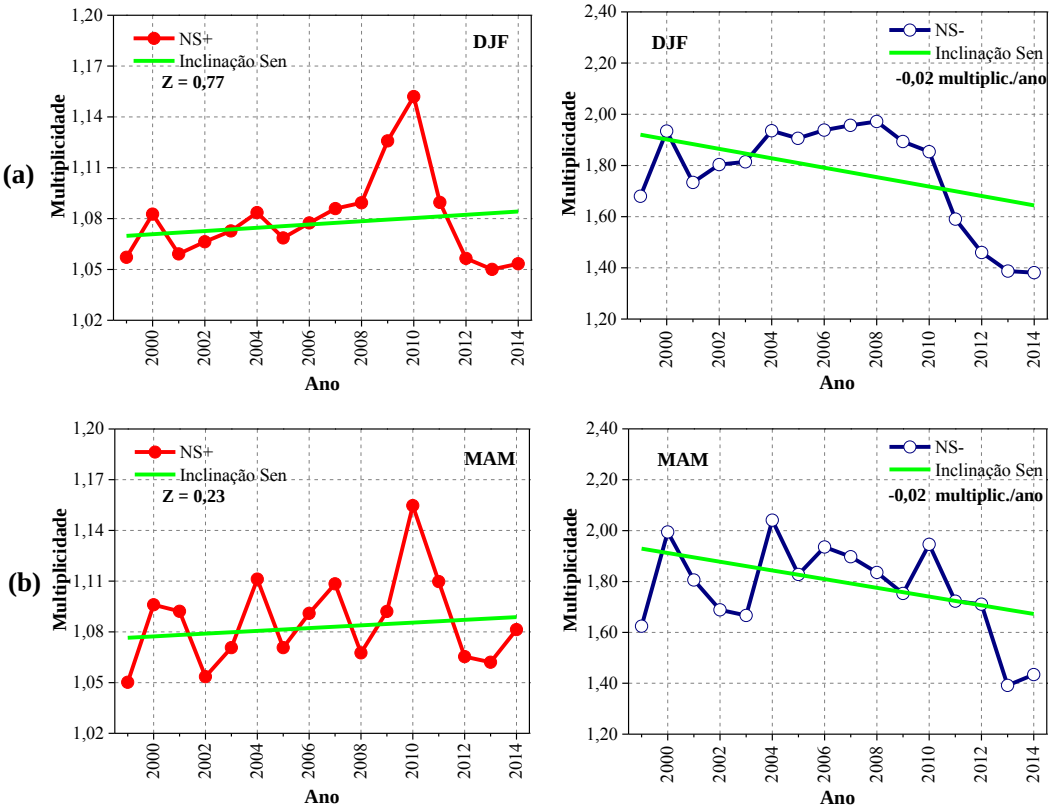
Observa-se que o trimestre de MAM apresentou maior variabilidade em relação aos demais (coluna esquerda da Figura 5.29b). Apesar da pequena variação observada (entre 1,05 e 1,15), nos demais trimestres verificaram-se apenas alguns eventos com maior variação, como no caso do trimestre de DJF de 2009 e 2010, onde os valores de multiplicidade apresentaram destaques, em torno de 1,14 (coluna esquerda da Figura 5.29a). Para este campo, o método Sen reportou tendências relativamente baixas, para todas as estações, sendo de aumento nos trimestres de DJF e MAM, e diminuição em JJA e SON.

A multiplicidade de descargas negativas apresentou variações relevantes em todas as estações. No verão (coluna direita da Figura 5.29a) os valores apresentaram

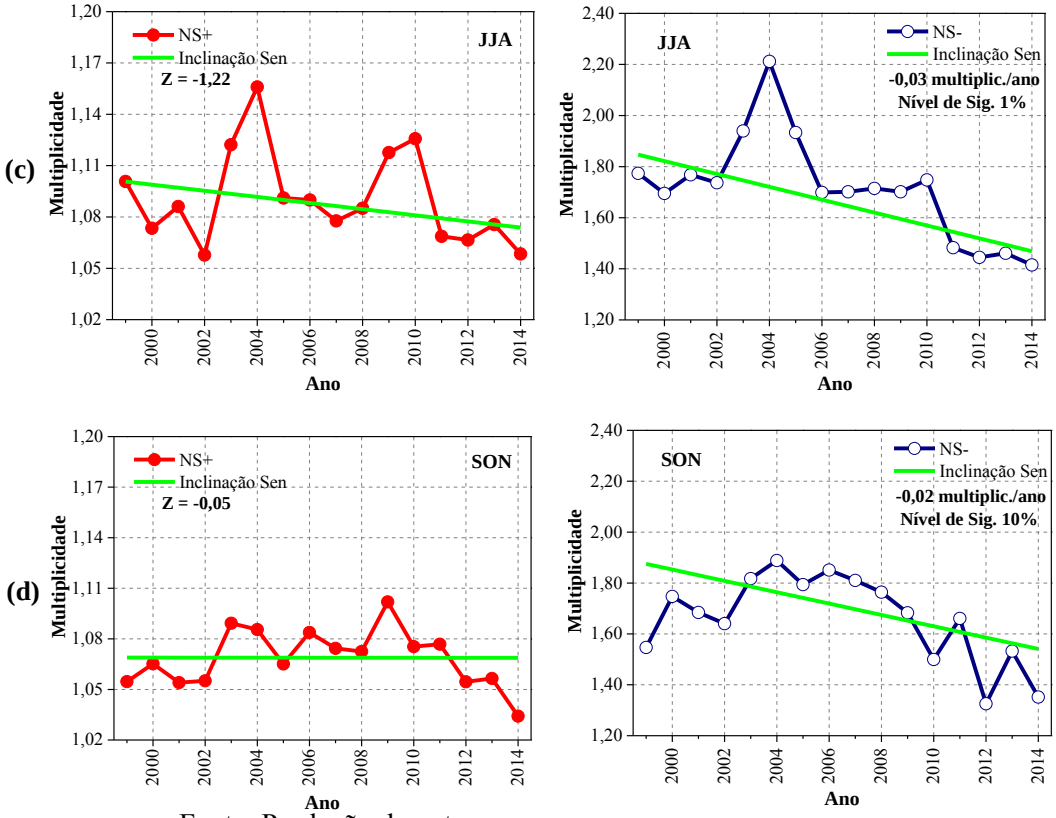
pequenas variações até o ano de 2010, e a partir daí decresceram, ano após ano, resultando em uma tendência de diminuição de -0,02/ano. O outono (coluna direita da Figura 5.29b), apesar de apresentar maior variação em relação ao verão, também resultou em uma tendência de decréscimo dos seus valores, com a mesma magnitude do verão (-0,02/ano).

Já o inverno (coluna direita da Figura 5.29c) e a primavera (coluna direita Figura 5.29d) apresentaram tendência de decréscimo com significância estatística de 1% em JJA e 10% em SON. O inverno destacou-se por apresentar o pico máximo de 2,2 no ano de 2004, e a primavera por apresentar um nítido decréscimo a partir do ano de 2006. As magnitudes de tendência destas estações foram de -0,03/ano no inverno e de -0,03/ano na primavera. Estes e outros detalhes resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen são apresentados na Tabela 5.6.

Figura 5.29 – Série temporal l da Multiplicidade sazona de descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) Verão – DJF; (b) Outono – MAM; (c) Inverno – JJA; e (d) Primavera – SON.



(Continua)



Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.6 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen, para a multiplicidade das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: Multiplic. (Multiplicidade); M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (Nível de significância estatística) e Q (magnitude).

Multiplic.	**Positivos**			**Negativos**		
Estação	**M-K**		**SEN**	**M-K**		**SEN**
	Z	**Sig.**	**Q**	**Z**	**Sig.**	**Q**
DJF	0,77		0,0	-1,04		-0,02
MAM	0,23		0,0	-1,13		-0,02
JJA	-1,22		0,0	-2,66	1%	-0,03
SON	-0,05		0,0	-1,85	10%	-0,02

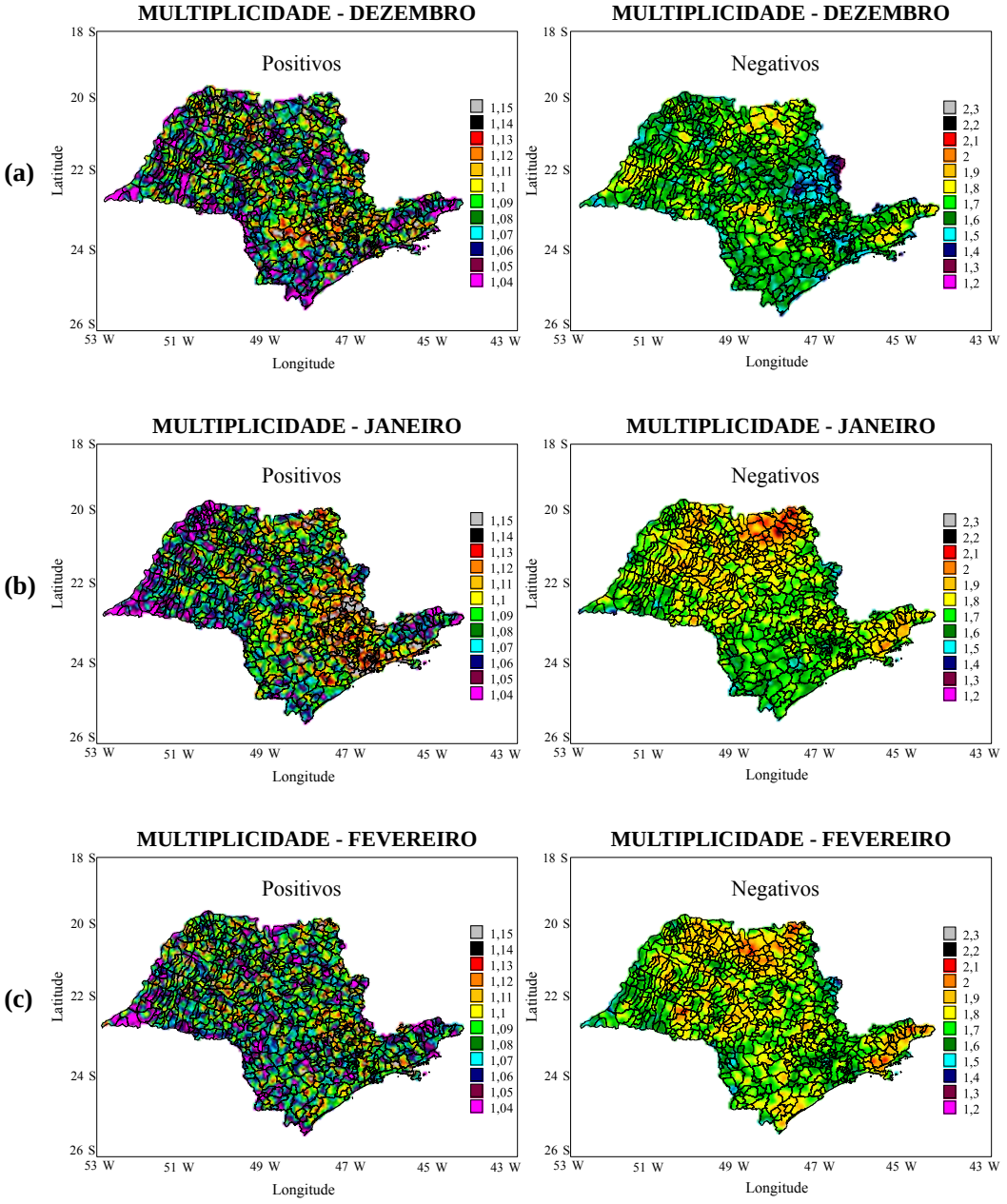
5.3.3 Análise Mensal

Esta seção dedica-se ao estudo da multiplicidade das descargas atmosféricas em escala mensal. A coluna esquerda da Figura 5.30 mostra o padrão médio de multiplicidade das descargas positivas. Observa-se que a média mensal dos valores mínimos é de 1,04 e de 1,15 dos valores máximos. De modo geral, não se observa claramente áreas preferenciais de ocorrência de valores mais elevados na maioria dos meses, todavia, pode-se ressaltar a ocorrência, em alguns meses como janeiro (Figura 5.30b), onde a média mais elevada, em torno de 1,15 ocorre sobre o centro-leste do Estado, mais especificamente sobre áreas ao redor da capital e em sentido norte de São Paulo. Isto também pode ser observado no mês de março (Figura 5.30d), mas de forma mais abrangente sobre o leste do Estado. Em julho (Figura 5.30g), os valores mais elevados ocorrem de forma zonal sobre a área central de São Paulo, e os menores valores sobre o norte do Estado. E em outubro e novembro, os máximos ocorrem sobre o norte (Figura 5.30k e l).

A coluna direita da Figura 5.30 apresenta o padrão médio de multiplicidade das descargas negativas. Assim como observado por Naccarato (2005), verificou-se que na maioria dos meses, os valores máximos foram observados sobre o norte e leste do Estado, no entanto, nos meses do inverno, junho, julho e agosto (este último menos configurado), os valores mais elevados de aproximadamente 2,2 foram observados sobre o centro-oeste de São Paulo.

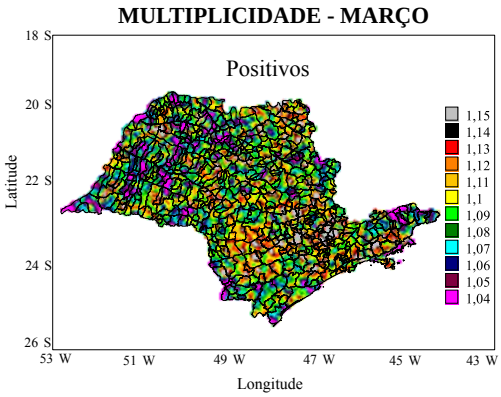
Sendo assim, conclui-se que para ambas as polaridades, não foi observado nenhum efeito físico sobre a multiplicidade, isto é, nem a urbanização e nem a elevação do terreno aparentemente está associada ao número de multiplicidade.

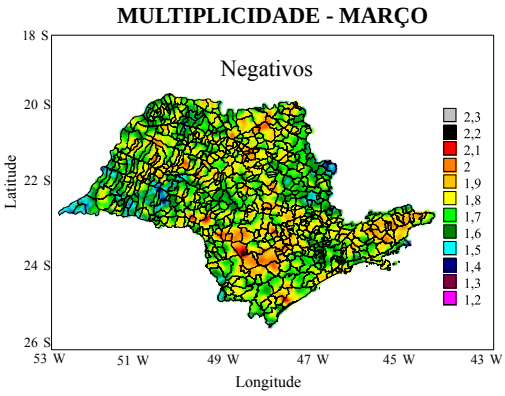
Figura 5.30 – Média mensal de multiplicidade de descargas atmosféricas NS, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.



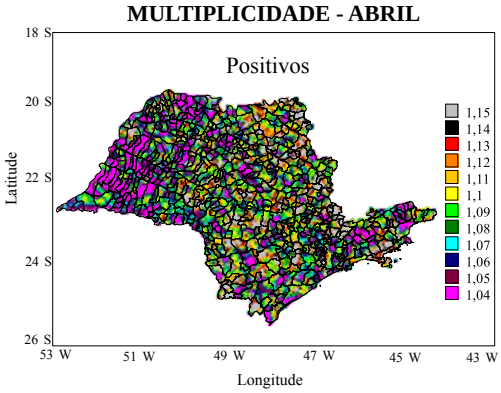
(Continua)

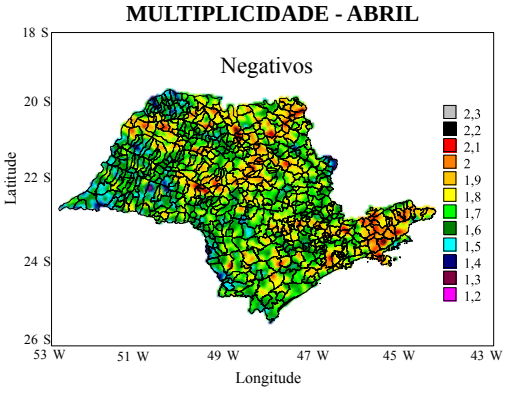
(d)



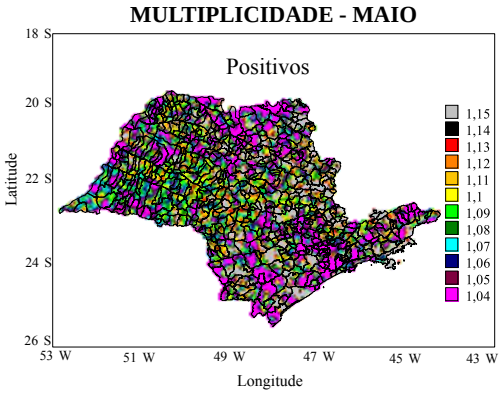


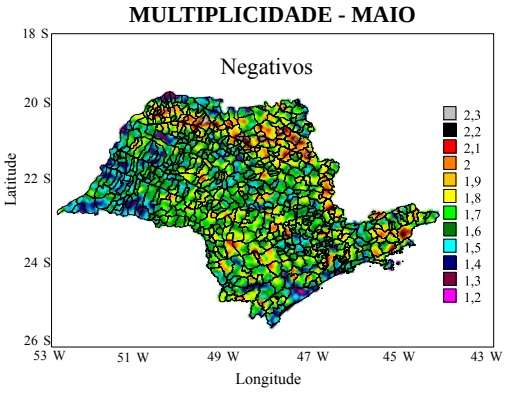
(e)



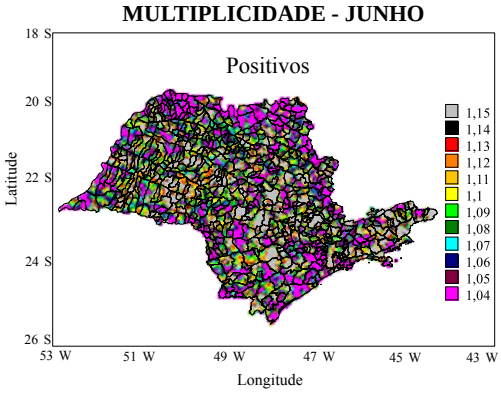


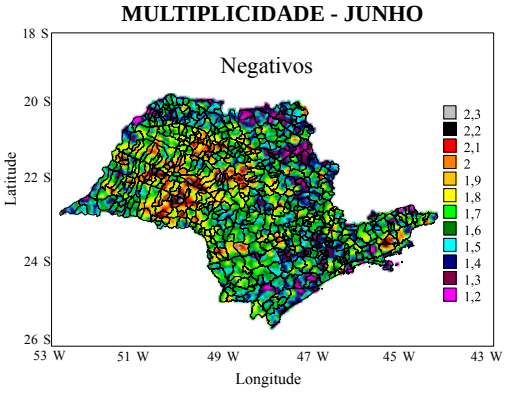
(f)





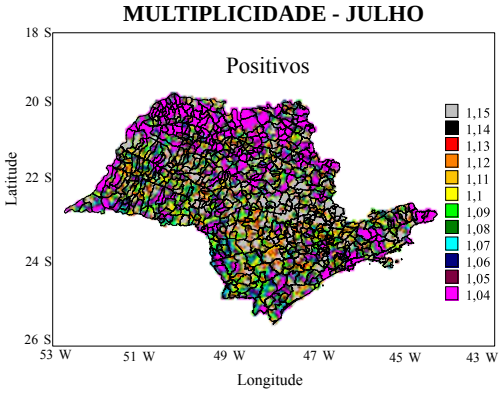
(g)

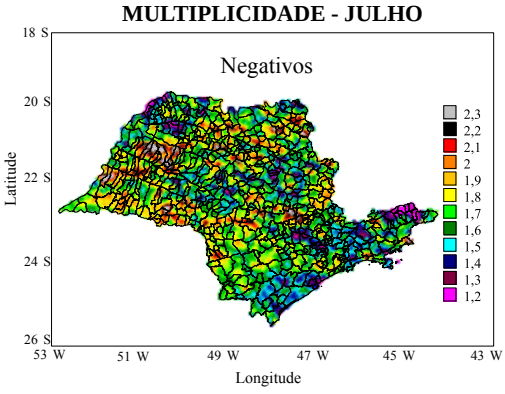




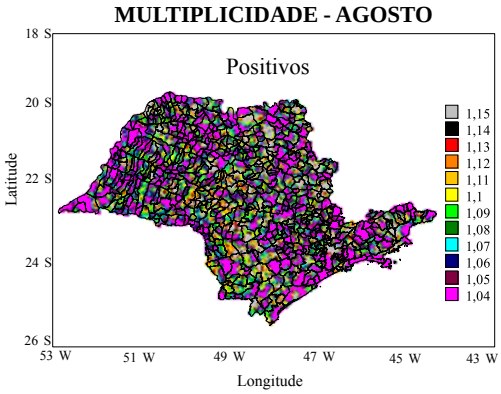
(Continua)

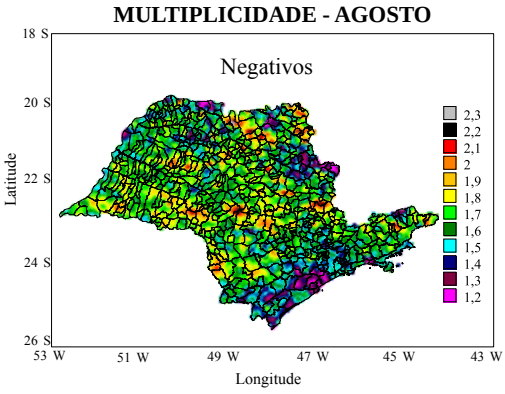
(h)



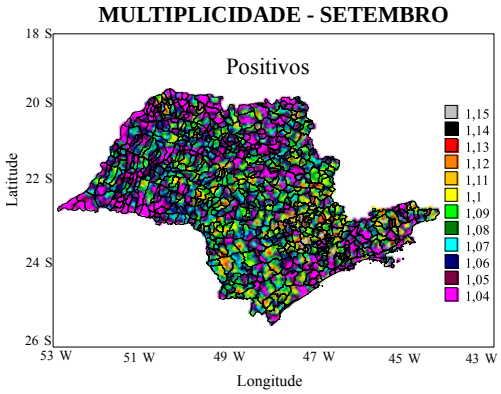


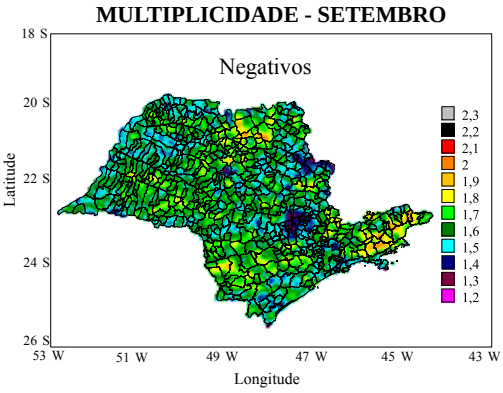
(i)



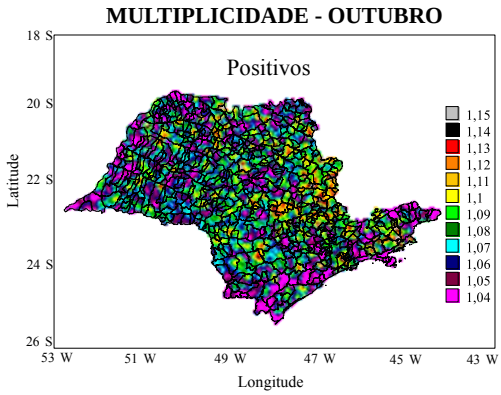


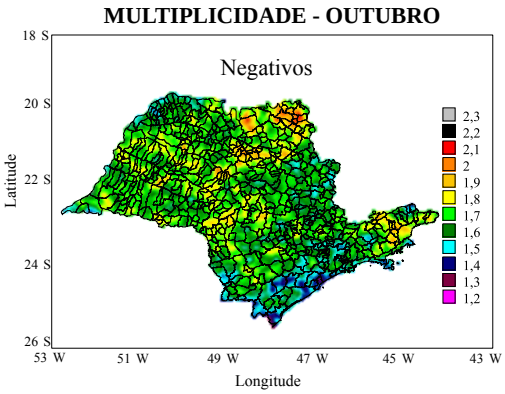
(j)





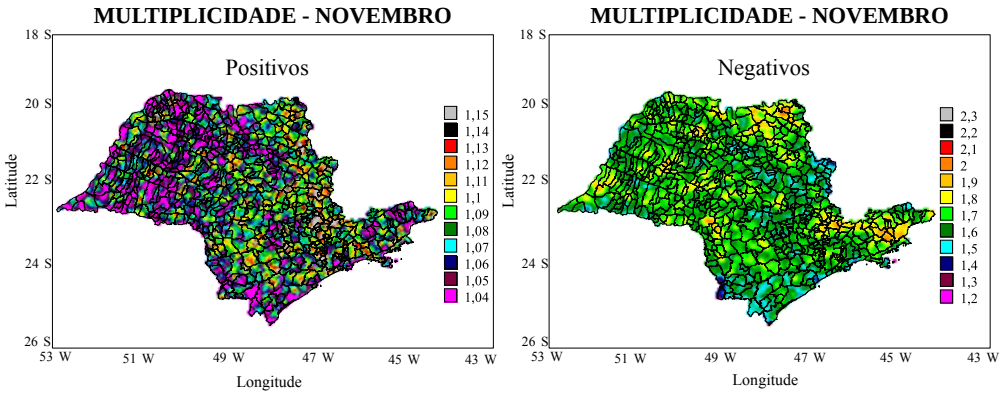
(k)





(Continua)

(l)



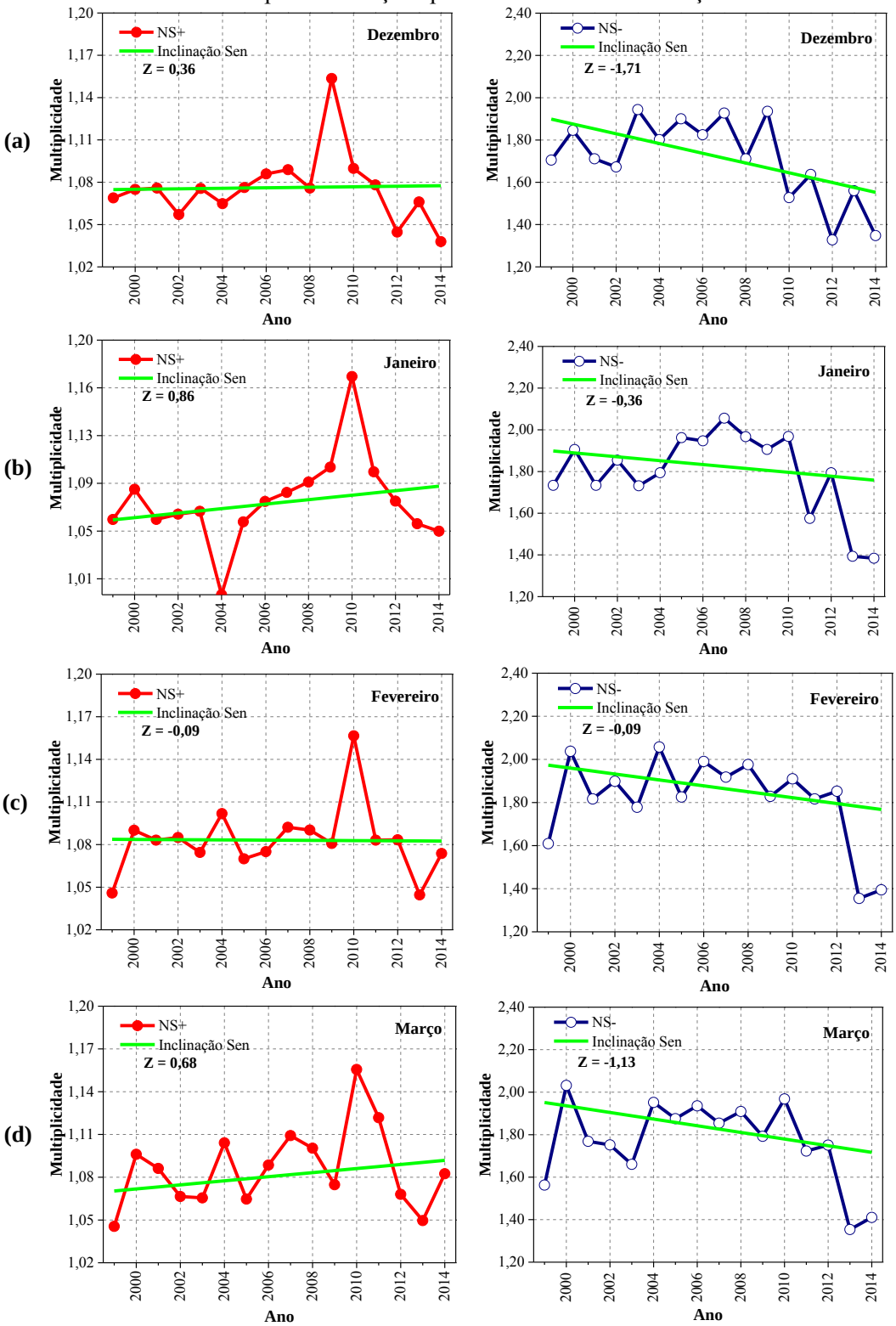
Fonte: Produção do autor.

Ainda que não se observe grandes amplitudes na dinâmica espacial da multiplicidade, na análise temporal, pôde-se verificar algumas variações ao longo dos anos, conforme mostra a Figura 5.31 (coluna esquerda para descargas positivas e coluna direita para descargas negativas). A variabilidade temporal da multiplicidade das descargas positivas, durante os meses de dezembro à fevereiro mostrou-se, de modo geral homogênea, com apenas alguns eventos se destacando, como no caso do ano de 2009 em dezembro (Figura 5.31a), 2004 e 2010 em janeiro (Figura 5.31b), e 2010 em março (Figura 5.31c). A partir de março, há uma maior variação entre máximos e mínimos de multiplicidade durante os anos analisados (Figura 5.31d até a Figura 5.31l).

Apesar da pequena amplitude entre valores máximos e mínimos deste parâmetro, ainda é possível detectar tendências da ocorrência do mesmo, ao qual apresentou tendência de aumento nos meses de dezembro, janeiro, março, abril, maio e novembro e tendência de diminuição nos demais meses do ano.

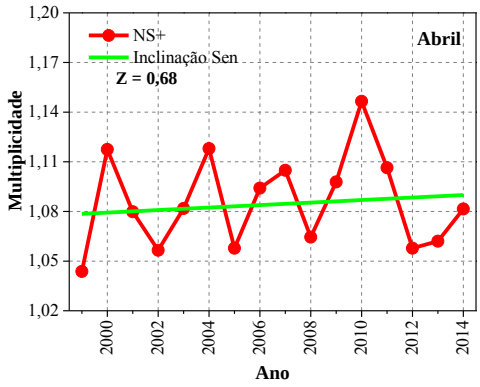
A multiplicidade das descargas negativas apresentou variações em todos meses, e um fato a se destacar é que em todos os meses houve uma notória redução da multiplicidade nos últimos anos da série analisada, resultando em uma tendência de diminuição, com nível de significância estatística de 10% no mês de dezembro, 5% em julho, 1% em agosto e 10% em setembro. A Tabela 5.7 sintetiza os resultados encontrados para esta análise.

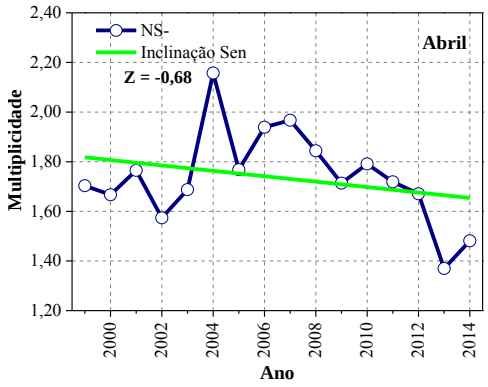
Figura 5.31 – Série temporal de multiplicidade mensal das descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.



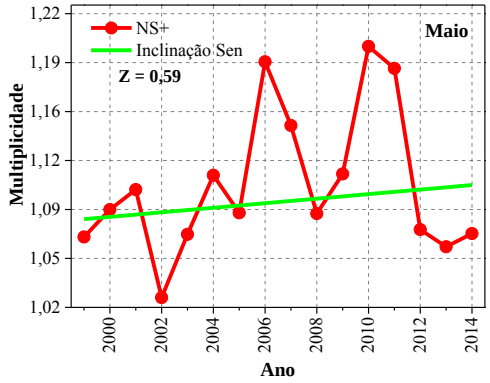
(Continua)

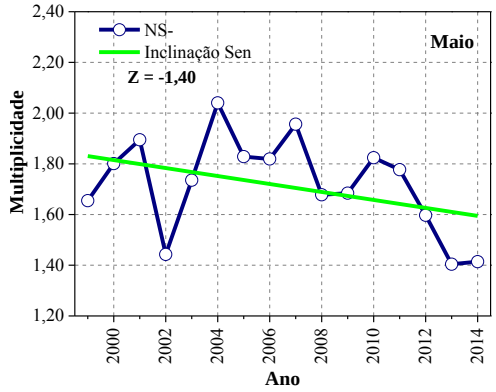
(e)



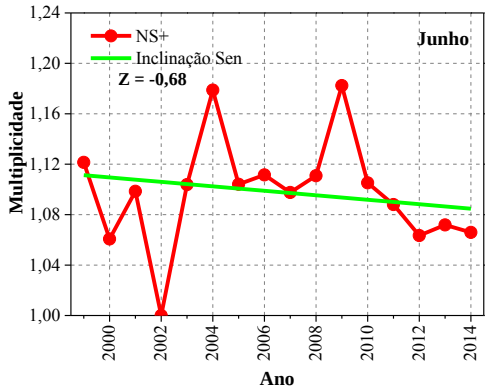


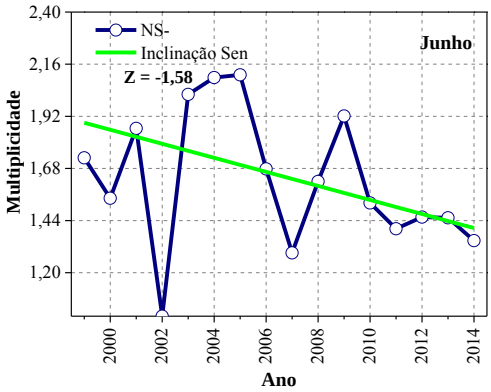
(f)



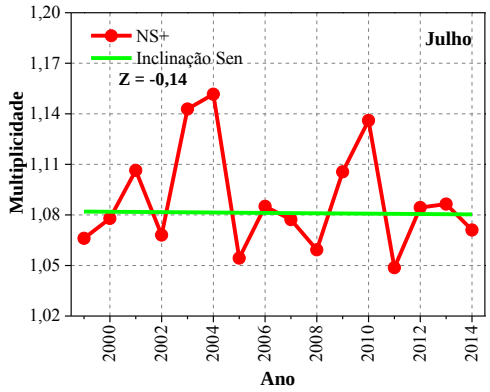


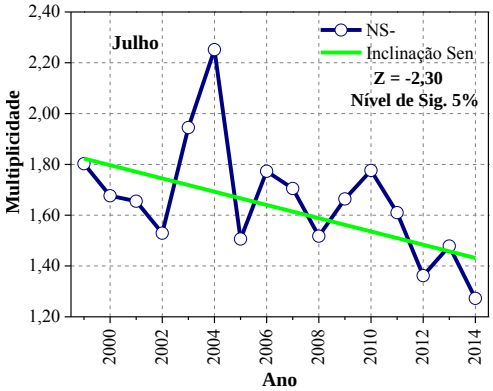
(g)





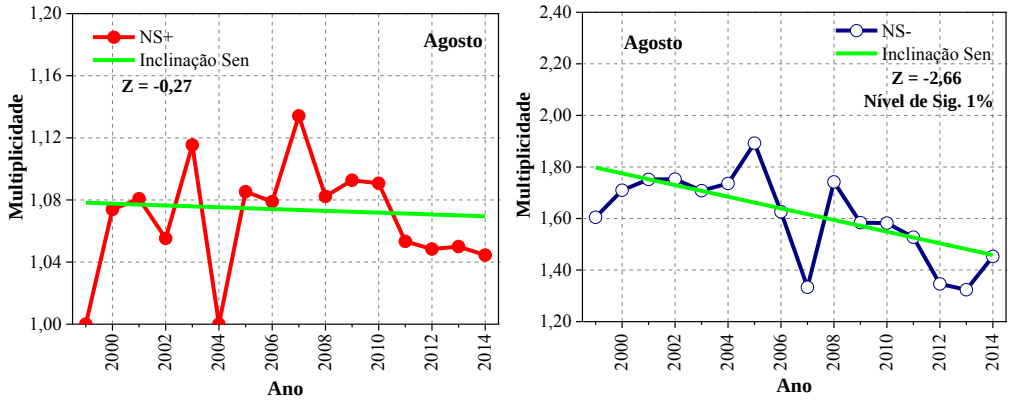
(h)



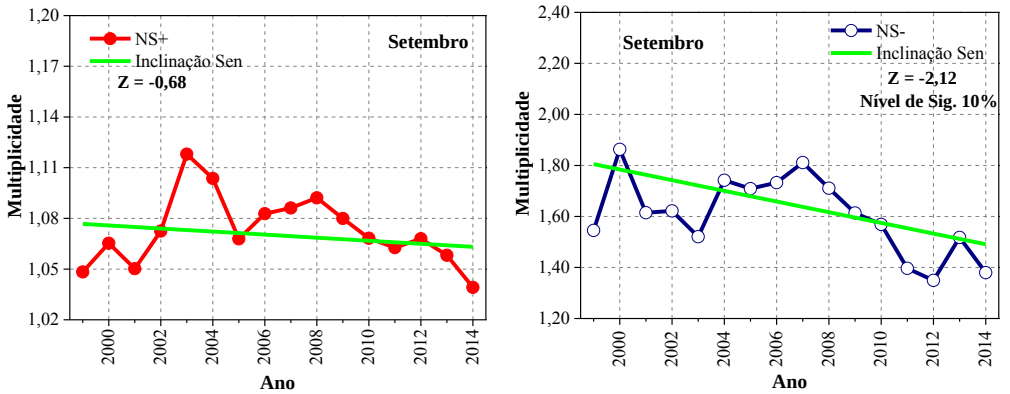


(Continua)

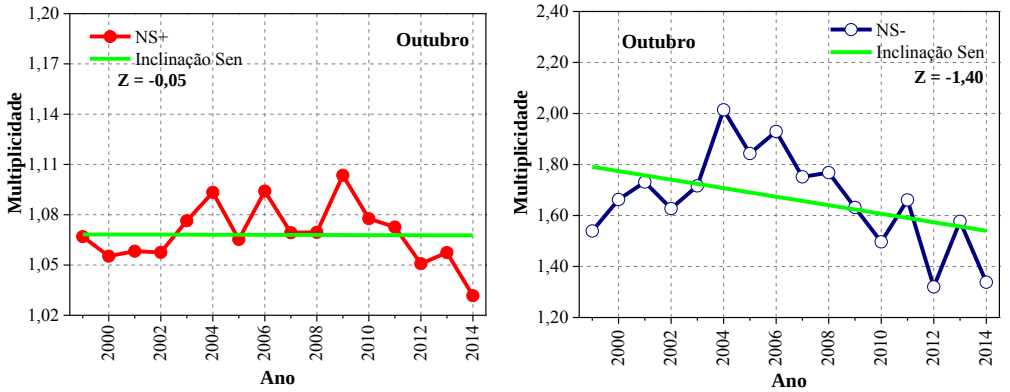
(i)



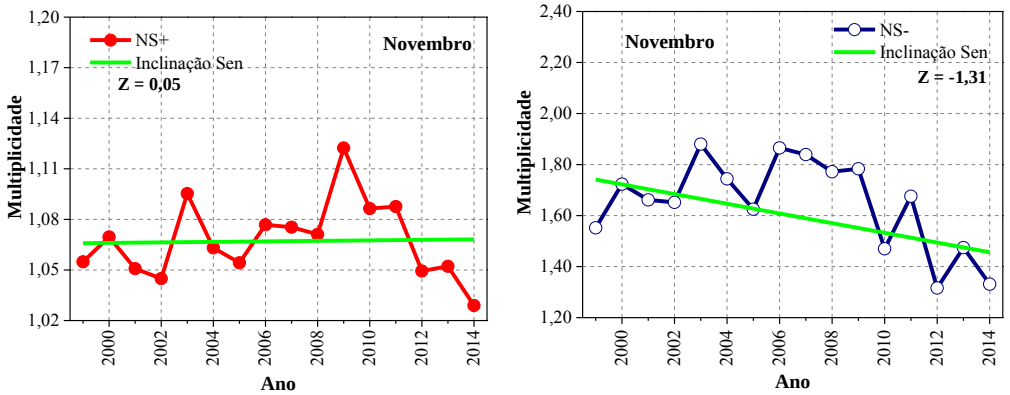
(j)



(k)



(l)



Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.7 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen para Multiplicidade das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo na escala mensal, no período de 1999 a 2014.As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (Nível de significância estatística) e Q (magnitude).

Multiplicidade	**Positivos**			**Negativos**		
Mês	**M-K**		**SEN**	**M-K**		**SEN**
	Z	**Sig.**	**Q**	**Z**	**Sig.**	**Q**
Dezembro	0,36		0,0	-1,71	10%	0,0
Janeiro	0,86		0,0	-0,36		0,0
Fevereiro	-0,09		0,0	-0,99		0,0
Março	0,68		0,0	-1,13		0,0
Abril	0,68		0,0	-0,68		0,0
Maio	0,59		0,0	-1,40		0,0
Junho	-0,68		0,0	-1,58		0,0
Julho	-0,14		0,0	-2,30	5%	0,0
Agosto	-0,27		0,0	-2,66	1%	0,0
Setembro	-0,68		0,0	-2,12	10%	0,0
Outubro	-0,05		0,0	-1,40		0,0
Novembro	0,05		0,0	-1,31		0,0

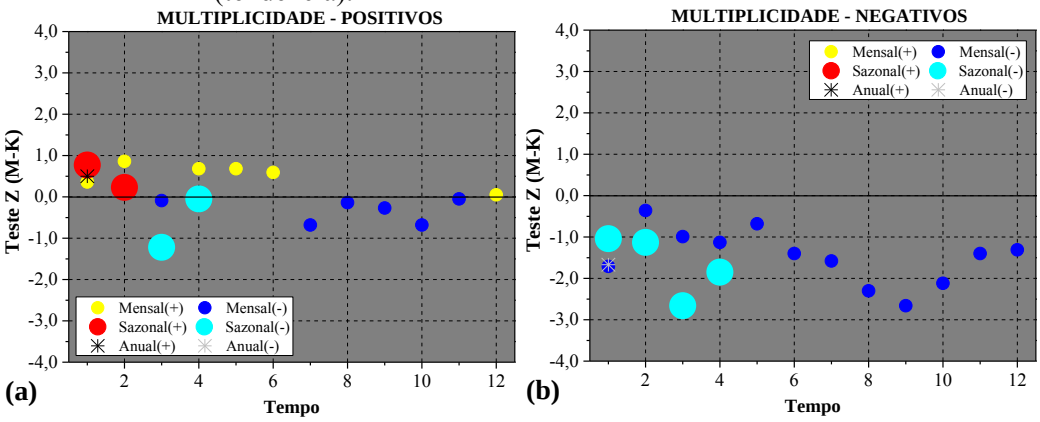
5.3.4 Síntese da Multiplicidade

A Figura 5.32 mostra as tendências da multiplicidade por polaridade das descargas atmosféricas, para as três escalas de tempo analisadas. Diferente do verificado no campo de descargas observadas e na polaridade, para o parâmentro de multiplicidade, observa-se que houve muitos períodos com tendências de diminuição em ambas as polaridades, especialmente nas negativas.

Para as descargas com polaridade positiva (Figura 5.32a), foram observados seis meses e dois trimestres com tendências de decréscimo de multiplicidade: fevereiro, junho, julho, agosto, setembro, outubro, JJA e SON, respectivamente.

Já a multiplicidade das descargas negativas (Figura 5.32b) apresentou tendência de redução em todos as escalas analisadas: anual, sazonal e mensal.

Figura 5.32 – Tendências climáticas da multiplicidade das descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, resultantes do teste de Mann-Kendall para o período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall) e Z (tendência).



Fonte: Produção do autor.

5.4 Pico de Corrente

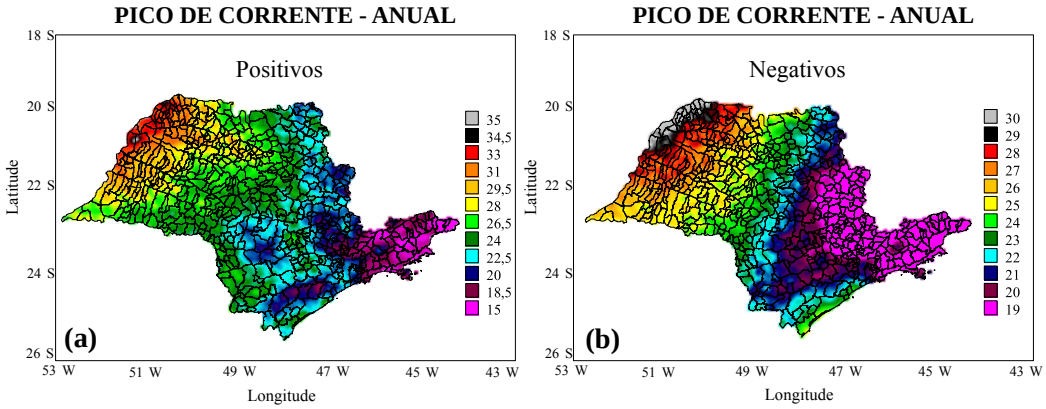
Em um estudo de climatologia de descargas atmosféricas, um campo igualmente importante quanto aos apresentados nas seções anteriores é o pico de corrente, uma vez que, este está diretamente relacionado com a estrutura elétrica das nuvens de tempestades (NACCARATO, 2005). A grandeza deste campo é especialmente relevante na análise do impacto da descarga sobre um objeto atingido, dependendo de suas características quanto à condutividade elétrica (PINTO JR., 2005). Entretanto, este é um campo que deve ser analisado com cautela, visto que vários fatores podem contribuir em seus resultados. Sendo assim, esta seção apresenta os padrões climatológicos do pico de corrente das descargas no Estado de São Paulo.

5.4.1 Análise Anual

A Figura 5.33 apresenta a distribuição média do pico de corrente para descargas positivas (Figura 5.33a) e negativas (Figura 5.33b). Nota-se que para ambas as polaridades os maiores valores de pico de corrente foram localizados no oeste do Estado, diminuindo à medida que se aproxima do Leste. Uma das possíveis explicações para este fato pode ser o efeito de borda da rede de detecção, ao qual se caracteriza por apresentar valores mais elevados de pico de corrente, em locais mais distantes da região central da malha, visto que os eventos mais fracos são perdidos pela rede, devido à diminuição da eficiência de detecção (ORVILLE, 1991). Este efeito foi apresentado detalhadamente por Naccarato et al. (2002, 2003).

A distribuição nos valores médios de pico de corrente para descargas positivas e negativas podem variar de região para região. De modo geral, os valores para descargas positivas tendem a ser levemente mais altos que os das descargas de polaridade negativas (menos de 30%). Em casos específicos, esta diferença pode ser superior a 100%, quando há valores extremos acima de 200 kA, mais comuns em descargas positivas (PINTO JR., 2005). Os valores de pico de corrente máximos encontrados neste trabalho foram de aproximadamente 35 kA e 30 kA para as polaridades positiva e negativa, respectivamente. Steiger e Orville (2003) encontraram valores médios de aproximadamente 26 kA para descargas negativas, sobre áreas continentais do Sudeste de Louisiana, nos EUA.

Figura 5.33 – Média anual da intensidade de corrente de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo no período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km, considerando: (a) descargas positivas; (b) descargas negativas.

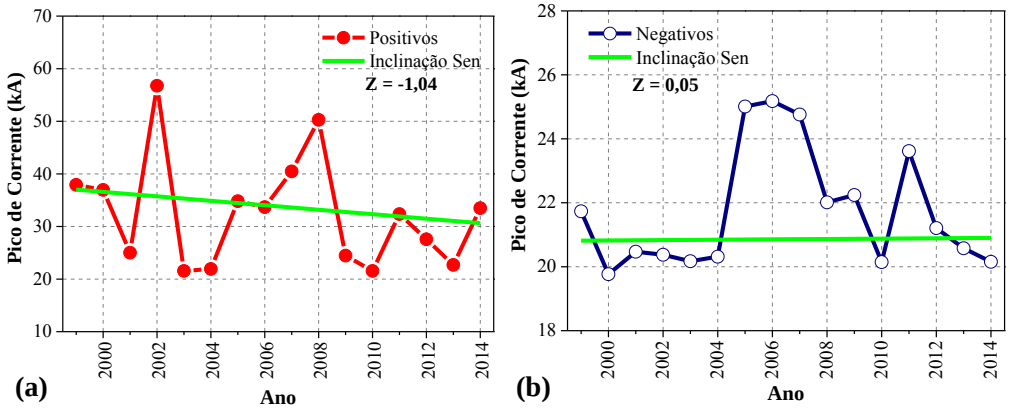


Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.34 apresenta a distribuição temporal da média anual de pico de corrente. Para o pico de corrente das descargas positivas (Figura 5.34a), verifica-se que em geral, a média varia entre 20 e 40 kA, exceto pelo eventos dos anos de 2002 e 2008 que ultrapassaram a média de 50 kA. Para esta polaridade, o teste de Mann-Kedall reportou uma tendência negativa, com valor de *Z* igual a -1,04.

Para as descargas com polaridade negativa (Figura 5.34b), verifica-se que os eventos que ocorreram nos primeiros anos da série, entre 1999 e 2004, a média do pico de corrente oscilava entre 20 e 22 kA e nos anos seguintes o máximo se aproxima de 26 kA, e apesar de algumas variações, estes valores decresceram até o ano de 2014. Por este motivo, pouco se nota a inclinação da reta de estimativa Sen, com uma pequena tendência positiva, com valor de *Z* igual a 0,05.

Figura 5.34 – Série temporal da média anual do pico de corrente (kA) no Estado de São Paulo, para o período de 1999-2014, considerando: (a) descargas positivas; e (b) descargas negativas. Observe que as escalas são diferentes entre (a) e (b) para uma melhor visualização da variabilidade.



Fonte: Produção do autor.

5.4.2 Análise Sazonal

Esta seção dedica-se ao estudo da corrente elétrica, por meio da avaliação do pico de corrente das descargas atmosféricas na escala sazonal. A Figura 5.35 apresenta a variabilidade espacial do pico de corrente em cada trimestre.

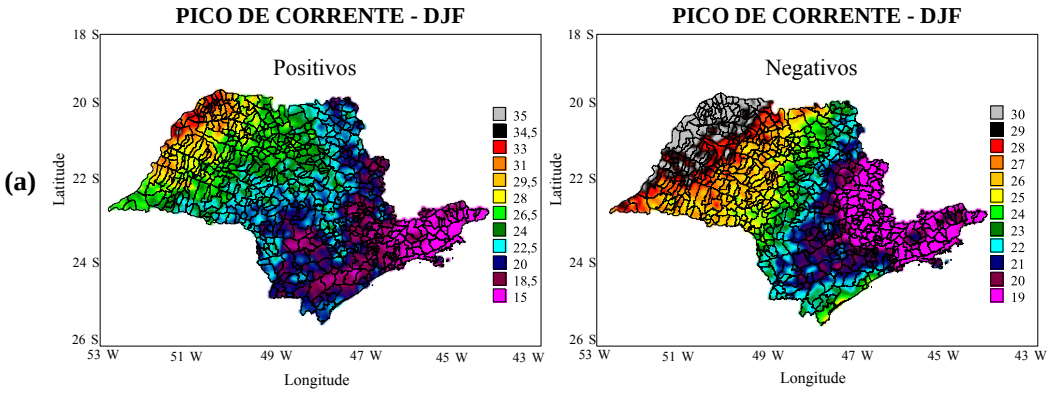
De modo geral, os maiores valores de pico de corrente encontram-se no oeste do Estado e os menores sobre o Leste, para ambas as polaridades.

Para as descargas positivas nota-se que as maiores áreas com pico de corrente acima de 35 kA ocorreram na primavera (coluna esquerda da Figura 5.35d), em áreas do oeste do Estado de São Paulo. No inverno, apesar de também apresentar valores acima de 35 kA em algumas áreas, esse valor é observados em outros municípios além dos que se encontram no oeste, como no norte, sobre a capital e no sul do Estado, e os valores mínimos se restringem a pequenas áreas do extremo norte e na região do Vale do Paraíba (coluna esquerda da Figura 5.35c). Já no verão e no outono (coluna esquerda da Figura 5.35a e b), as regiões com valores mais elevados, com picos em torno de 34,5 kA no verão e 33 kA no outono, se restringem ao extremo oeste do Estado e os mínimos se propagam do leste em direção ao centro do Estado.

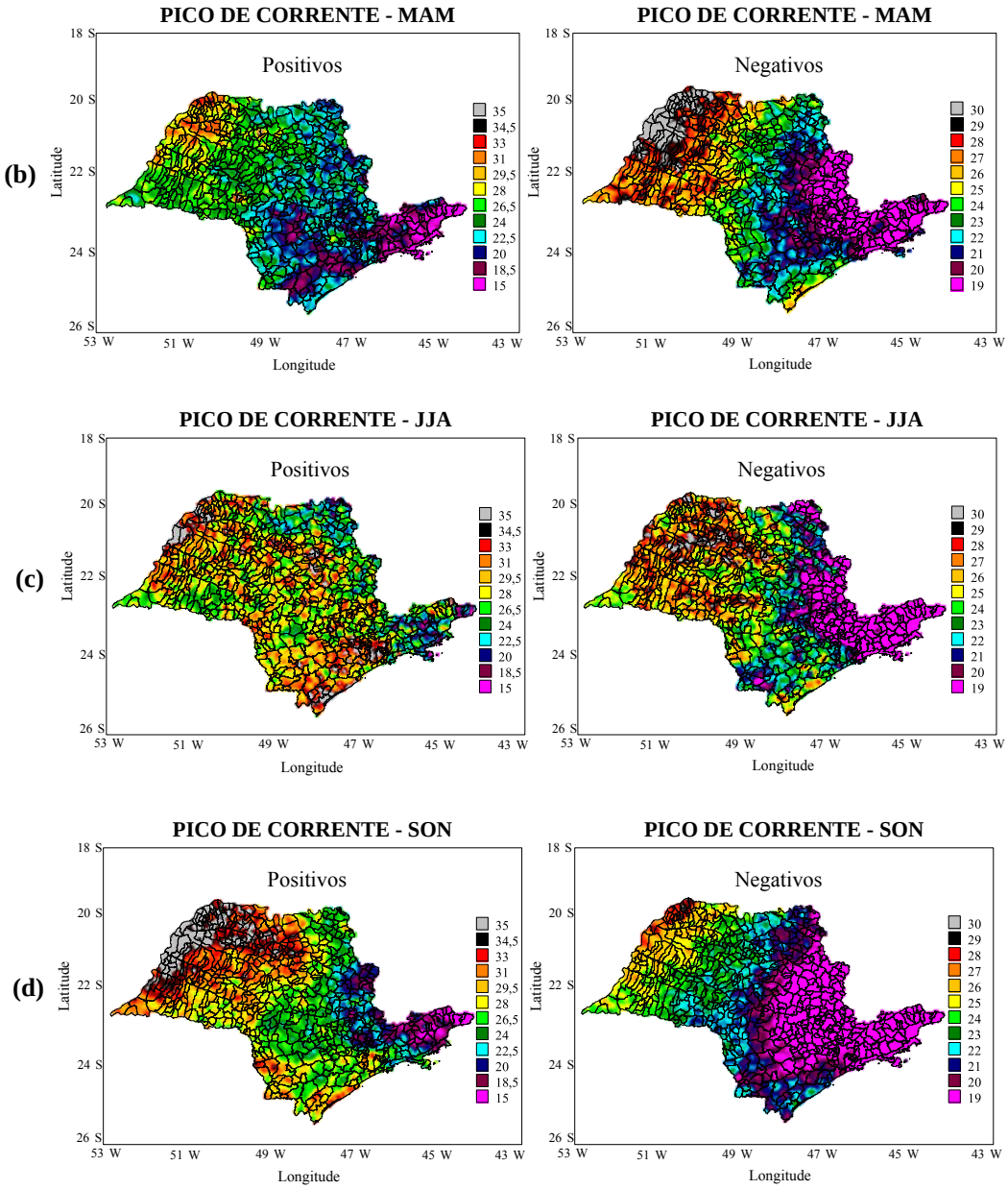
Os valores de pico de corrente para as descargas negativas (coluna direita da Figura 5.35) apresentaram intensidades distintas das observadas para descargas positivas, quando observado entre estações, isto é, o padrão de valores mais elevados sobre o oeste do Estado permanece, no entanto, são observados em diferentes trimestres. Nota-se que as maiores áreas com pico de corrente acima de 30 kA ocorreram no verão (coluna direita da Figura 5.35a) e no outono (coluna direita da Figura 5.35b), e os menores valores, em torno de 15 kA sobre o nordeste do Estado.

No inverno (coluna direita da Figura 5.35c), assim como observado nos positivos, observa-se que houve uma maior distribuição espacial dos valores máximos de pico de corrente (acima de 30 kA), não se concentrando apenas na faixa oeste. Na primavera (coluna direita da Figura 5.35d), os picos máximos em torno de 29 kA ocorreram em uma faixa estreita, localizada no extremo noroeste. E as áreas com valores mínimos (aproximadamente 19 kA) foi mais observada em todas as estações para ambas as polaridades, abrangendo grande porção do centro-leste do Estado.

Figura 5.35 – Média sazonal do Pico de Corrente de descargas atmosféricas NS, considerando: (a) DJF (verão); (b) MAM (outono); (c) JJA (inverno); e (d) SON (primavera). As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.



(Continua)



Fonte: Produção do autor.

A Figura 5.36 mostra a variabilidade temporal do pico de corrente na escala sazonal. Para as descargas positivas, no verão (coluna esquerda da Figura 5.36a) e no outono (coluna esquerda da Figura 5.36b), observa-se que há uma ampla variação entre eventos com valores máximos e mínimos, principalmente no outono. No verão, o pico máximo, acima de 80 kA, ocorreu no ano de 2002. Esta estação apresentou tendência de decréscimo de -0,58 kA/ano. Da mesma forma, o outono também apresentou tendência decrescente, com magnitude de -0,48

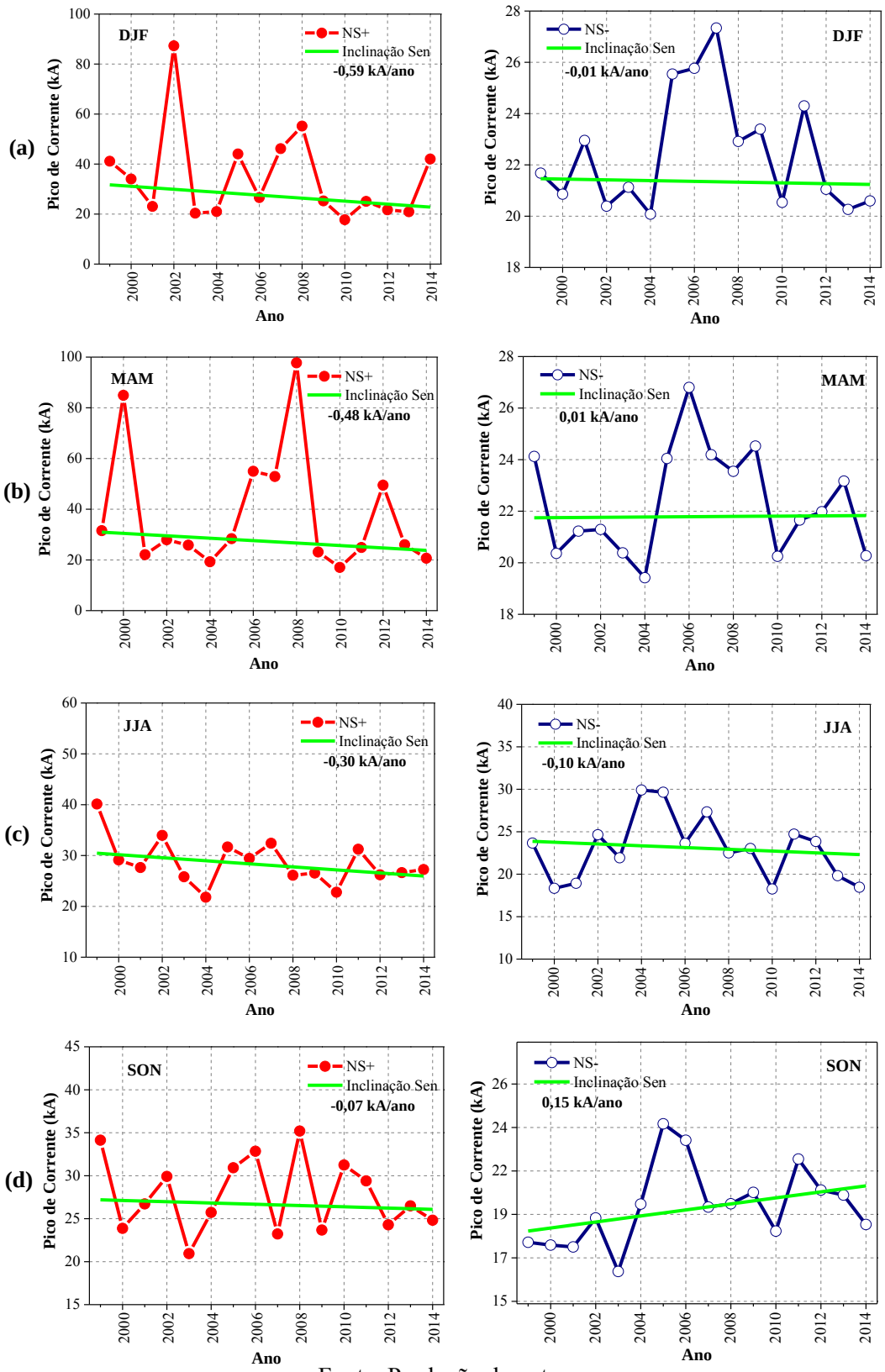
kA/ano. Nesta estação foram observados dois eventos com valores médios acima de 80 kA, nos anos de 2000 e 2008, este último aproximando-se de 100 kA.

O inverno (coluna esquerda da Figura 5.36c) e a primavera (coluna esquerda da Figura 5.36d) apresentaram valores médios inferiores aos das duas estações anteriores, com pico máximo abaixo de 42 kA no inverno de 1999. Estas duas estações também apresentaram tendência decrescente de -0,30 e -0,07 kA/ano para o inverno e primavera, respectivamente.

A variação temporal do pico de corrente das descargas negativas é apresentada na coluna direita da Figura 5.36. Observa-se que no verão e no outono há grandes variações neste parâmetro, com valores elevados, principalmente entre os anos de 2005 e 2009 (coluna direita da Figura 5.36a e b). As tendências observadas nessas estações, apesar de ter a mesma magnitude (0,01), apresentaram sinais opostos, isto é, identificou-se uma tendência de decréscimo do pico de corrente no verão de -0,01 kA/ano e de aumento no outono +0,01 kA/ano.

O inverno foi a estação que apresentou os valores mais elevados de pico de corrente para as descargas negativas, aproximando-se de 31 kA nos anos de 2004 e 2005 (coluna direita da Figura 5.36c). Apesar disso, esta estação apresentou tendência de diminuição do pico de corrente elétrica, com magnitude de -0,10 kA/ano. A primavera apresentou variações com mínimos em torno de 16 kA no ano de 2003 e máximos de 24 kA no ao de 2005, onde se identificou uma tendência de aumento, com magnitude de +0,15 kA/ano (coluna direita da Figura 5.36d).

Figura 5.36 – Série temporal da Multiplicidade sazonal de descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) Verão – DJF; (b) Outono – MAM; (c) Inverno – JJA; e (d) Primavera – SON.



Fonte: Produção do autor.

Uma síntese dos resultados obtidos pelo teste de Mann-Kendall e pelo método Sen é apresentada na Tabela 5.8. De modo geral, as descargas positivas apresentaram tendência de decréscimo do pico de corrente em todas as estações do ano. Já as descargas negativas, apresentaram tendência de diminuição no verão e no inverno, e de aumento no outono e na primavera.

Tabela 5.8 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen, para pico de corrente das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: P.C. (Pico de Corrente); M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (Nível de significância estatística) e Q (magnitude).

P.C.	**Positivos**			**Negativos**		
Estação	**M-K**		**SEN**	**M-K**		**SEN**
	Z	**Sig.**	**Q**	**Z**	**Sig.**	**Q**
DJF	-0,86		-0,59	-0,23		-0,01
MAM	-0,77		-0,48	0,05		0,01
JJA	-1,13		-0,30	-0,50		-0,10
SON	-0,23		-0,07	1,58		0,15

5.4.3 Análise Mensal

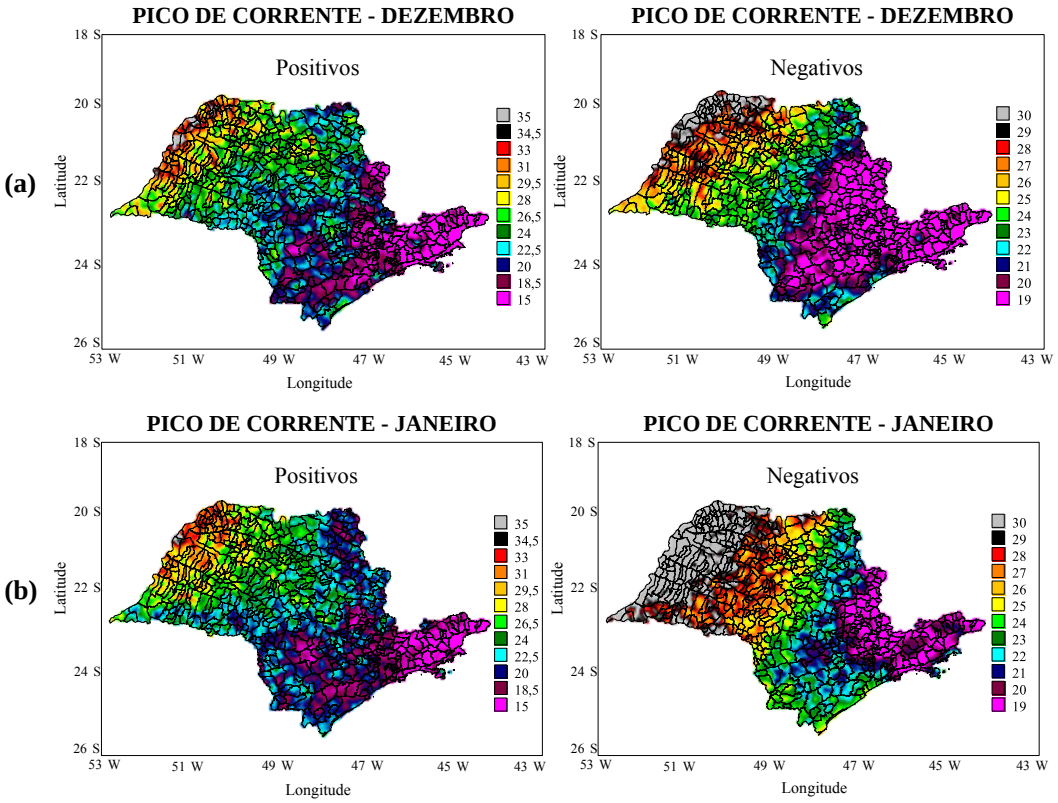
Esta seção analisa o pico de corrente elétrica das descargas atmosféricas NS na escala mensal. Assim como na análise dos parâmetros anteriores, neste as descargas com polaridade positiva são apresentadas na coluna esquerda e as descargas negativas, na coluna direita da Figura 5.37.

Neste campo, foi observada uma questão relevante nas descargas positivas: durantes os meses das estações de maior atividade convectiva (entre setembro e meados de abril - Figura 5.37a até a Figura 5.37e**,** e da Figura 5.37j até Figura 5.37l) houve um padrão espacial de pico de corrente mais elevado sobre o noroeste do Estado, em torno de 35 kA, e valores mínimos de aproximadamente 15 kA sobre o leste. Entretanto, ao iniciar o período menos ativo eletricamente (mês de maio - Figura 5.37f), nota-se que não houve áreas preferenciais de

ocorrência de valores mais representativos entre máximos e mínimos, distribuindo-se ao longo de diversas áreas do Estado. Este fato se propagou até o final da estação menos convectiva, isto é, até o mês de agosto (Figura 5.37i).

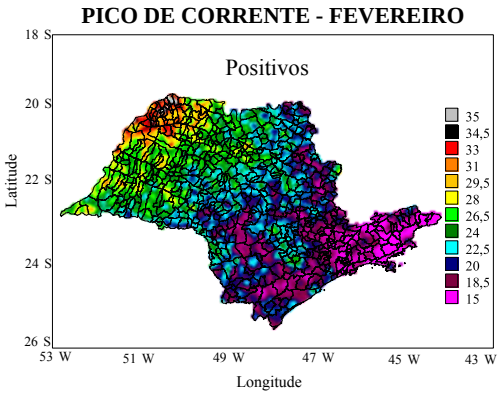
Nas descargas negativas, também foi possível identificar essa variação nas estações de menor atividade convectiva, entretanto, elas ocorreram em caráter menos intenso que nas positivas, ou seja, mesmo com os valores máximos se distribuindo por outras áreas do Estado, ainda é possível observar os valores máximos de pico de corrente (~30 kA) em regiões do oeste de São Paulo (coluna direita da Figura 5.37). Vale ressaltar que o mês de agosto foi o que apresentou perfil mais homogêneo dos valores entre máximos e mínimos, não apresentando claramente os máximos sobre o oeste (Figura 5.37i).

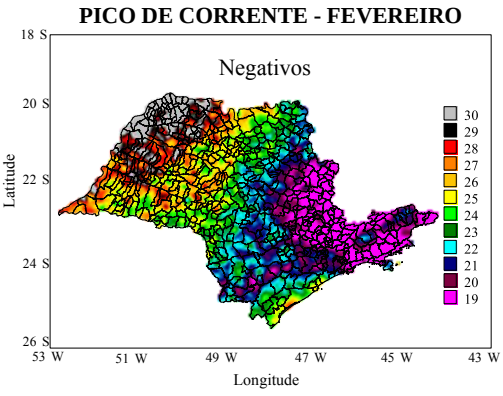
Figura 5.37 – Média mensal de pico de corrente de descargas atmosféricas NS, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.



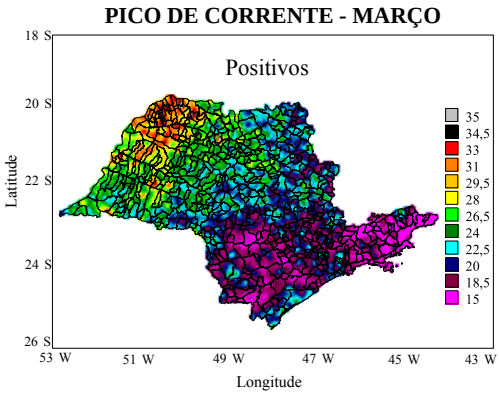
(Continua)

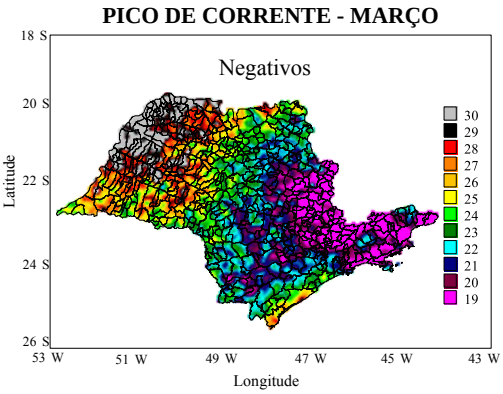
(c)



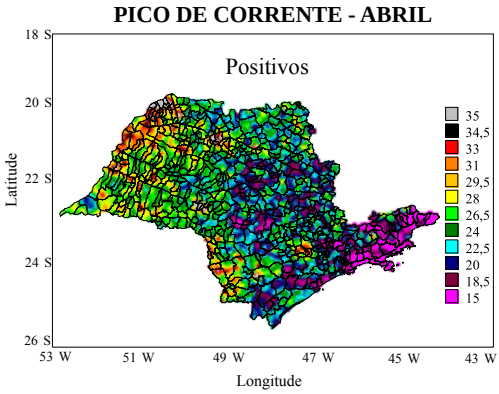


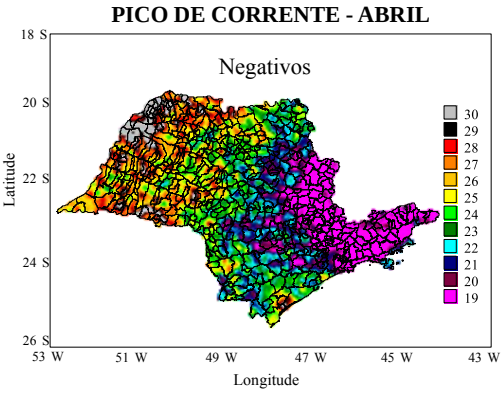
(d)



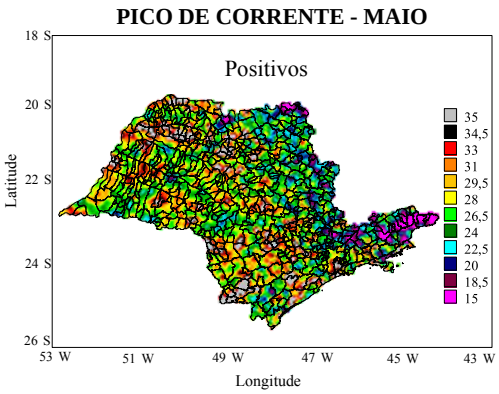


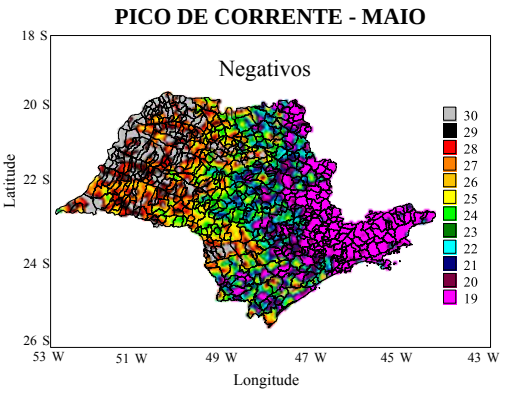
(e)





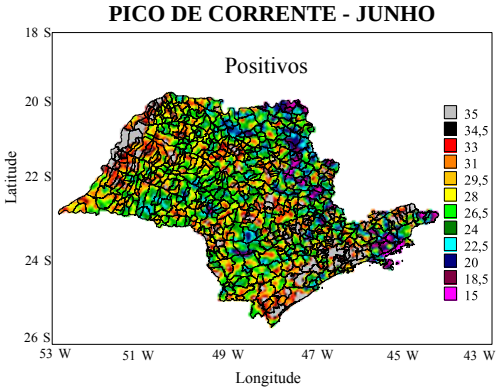
(f)

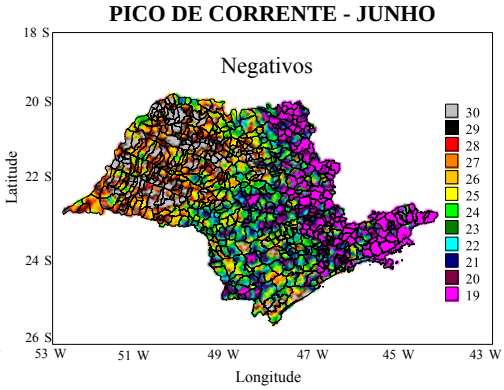




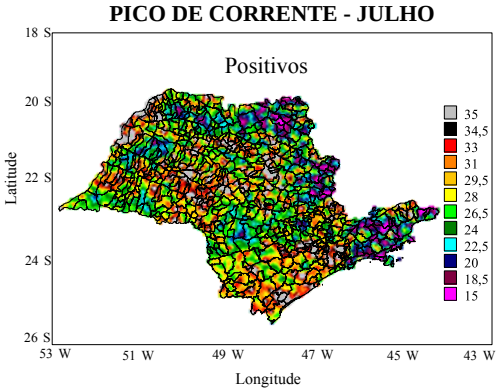
(Continua)

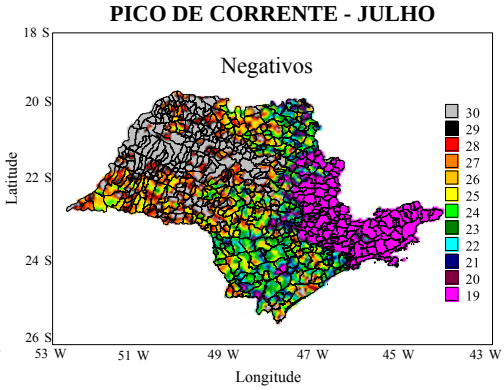
(g)



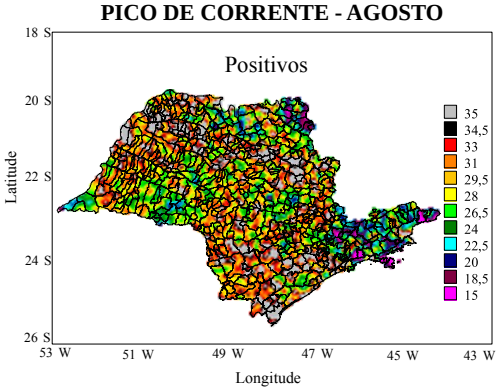


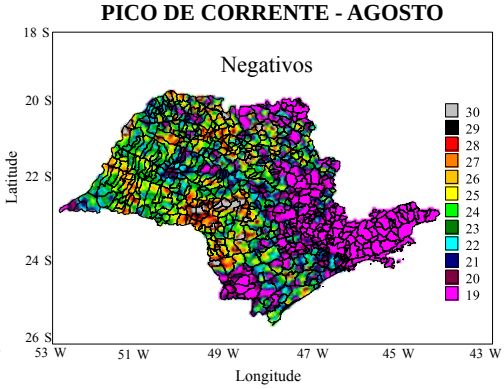
(h)



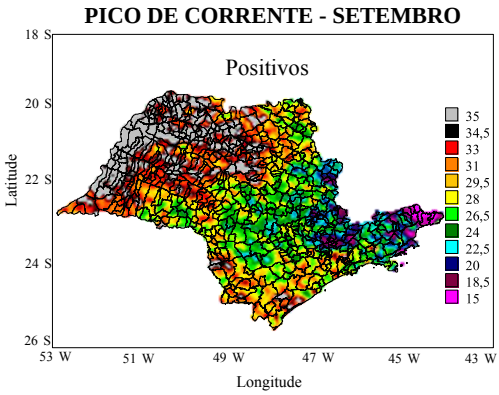


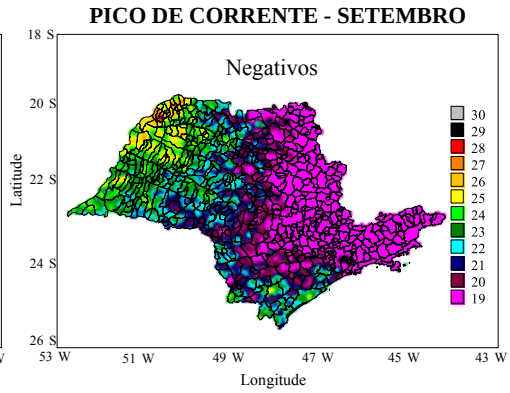
(i)



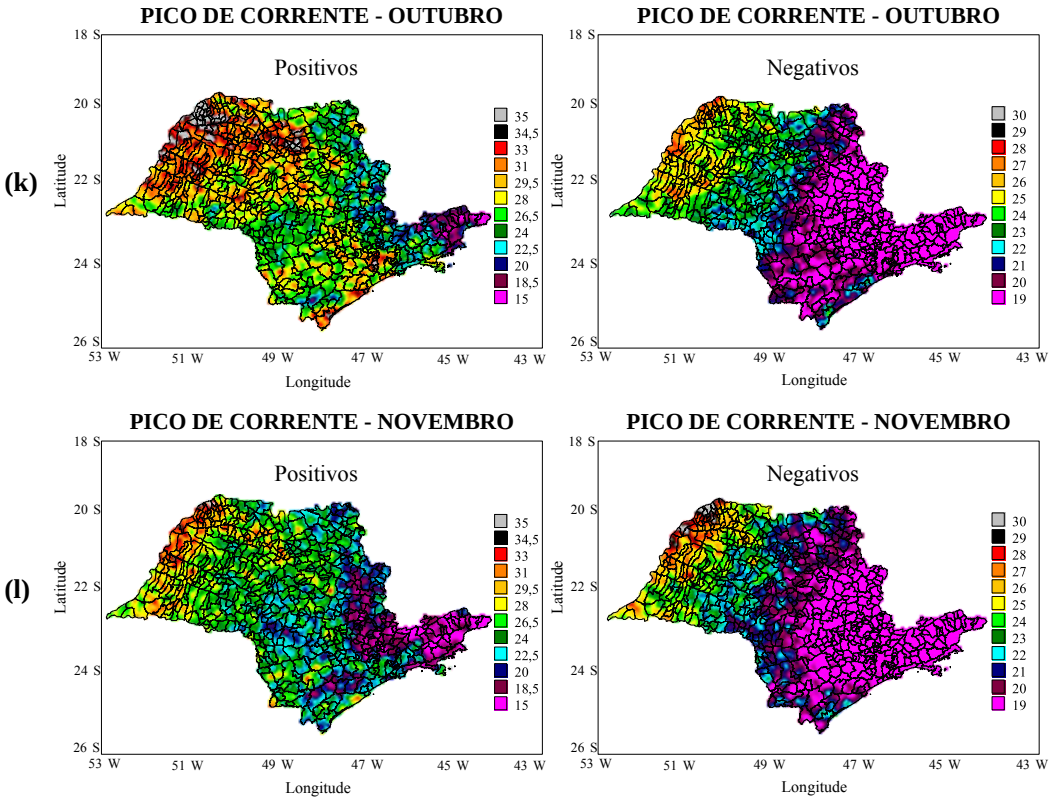


(j)





(Continua)



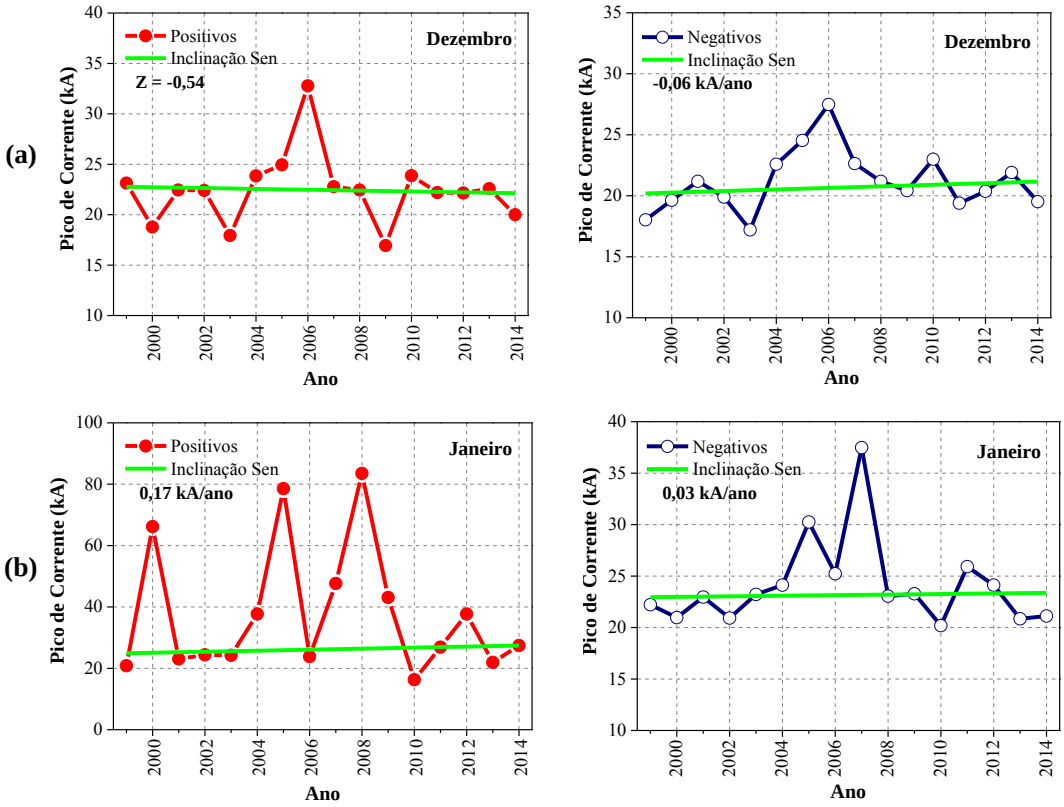
Fonte: Produção do autor.

Através da Figura 5.38 é possível observar a variabilidade temporal do pico de corrente das descargas atmosféricas, na escala mensal. As descargas positivas, de modo geral, apresentaram grandes amplitudes entre os valores máximos e mínimos de pico de corrente (coluna esquerda da Figura 5.38).

Analisando por estações, verifica-se que o valor máximo dos meses do verão (DJF) ocorreu em fevereiro de 2014, com média acima de 100 kA. Nos meses do outono, o pico máximo ocorreu em março de 2011, com valor de aproximadamente 120 kA. No inverno e na primavera, com valores máximos inferiores aos observados nos meses das estações que os antecederam, foram registrados picos de corrente máximos de aproximadamente 50 kA nos meses de agosto de 2007 e novembro de 2008 (respectivamente, para cada estação). Para este tipo de descarga, somente o mês de janeiro apresentou tendência de aumento da média do pico de corrente, mas em pequena intensidade de 0,17 kA/ano. Os demais meses apresentaram tendência de diminuição, mas somente o mês de agosto com significância de 10%.

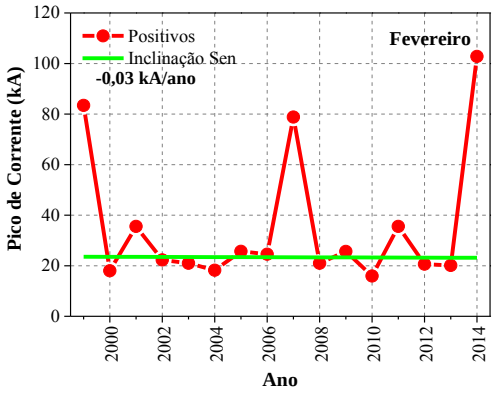
Para as descargas negativas (coluna direita da Figura 5.38), o mês de janeiro de 2007 se destacou por apresentar o valor máximo de pico de corrente durante os meses do verão, de aproximadamente 37 kA. Também neste ano, o mês de maio foi o que revelou valor mais elevado durante o outono, em torno de 34 kA. No inverno e na primavera, os meses que se destacaram dentro da série, foram junho de 2010 com valor de 36 kA, e novembro de 2005 com valor de 26 kA, respectivamente. Para as descargas com essa polaridade, os meses de março, julho e agosto apresentaram tendência de diminuição do pico de corrente, e os demais meses do ano resultaram em tendências de aumento. Os detalhes do teste de Mann-Kendall e do método Sen para este parâmetro, são apresentados na Tabela 5.9.

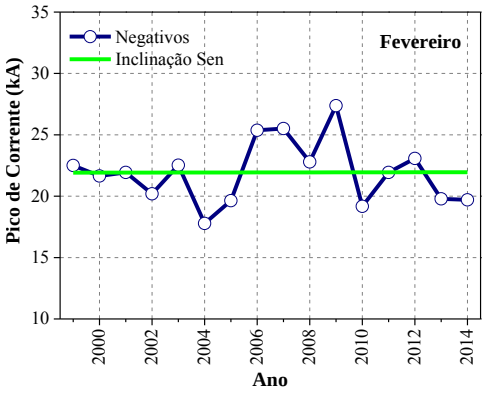
Figura 5.38 – Série temporal de pico de corrente mensal de descargas NS para o Estado de São Paulo durante o período de 1999-2014, considerando: (a) dezembro; (b) janeiro; (c) fevereiro; (d) março; (e) abril; (f) maio; (g) junho; (h) julho; (i) agosto; (j) setembro; (k) outubro; (l) novembro. As escalas são individuais para as estações para uma melhor visualização da variabilidade.



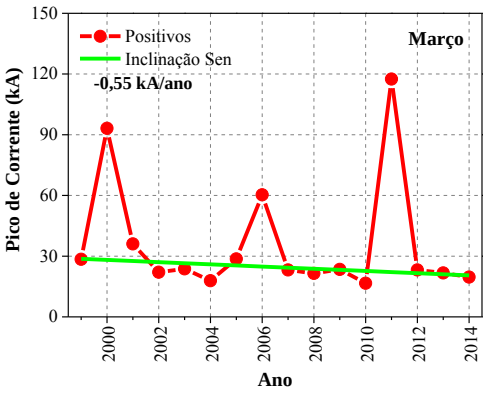
(Continua)

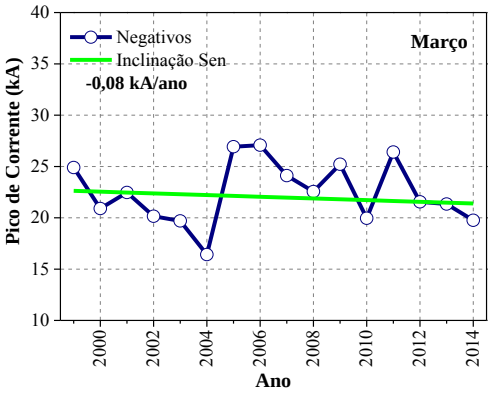
(c)



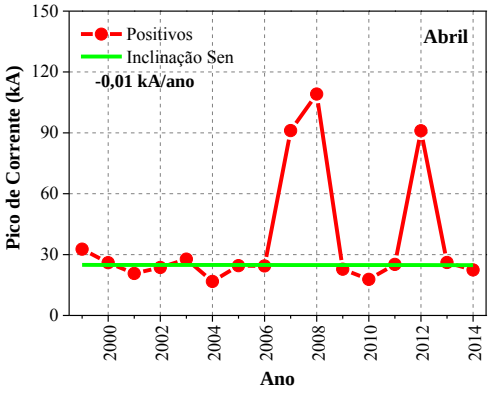


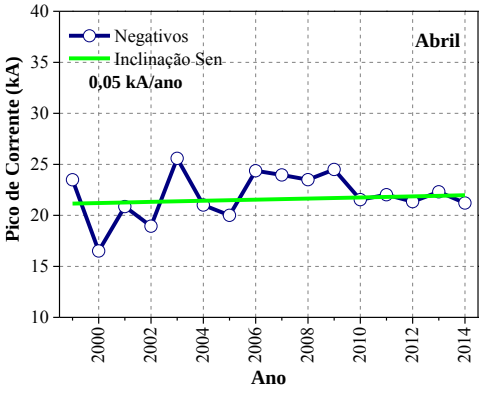
(d)



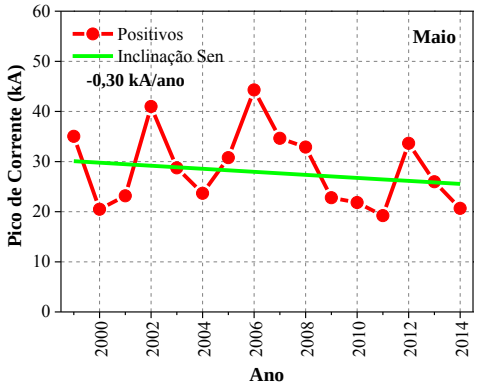


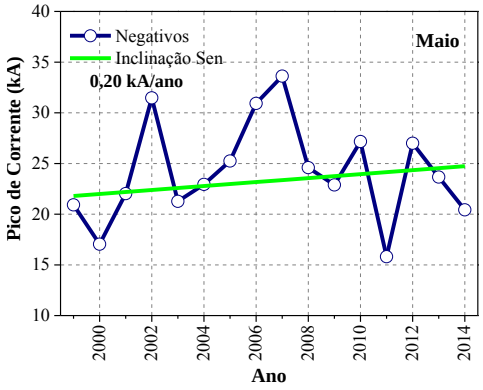
(e)





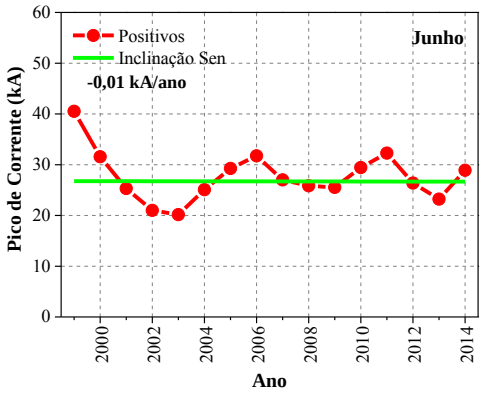
(f)

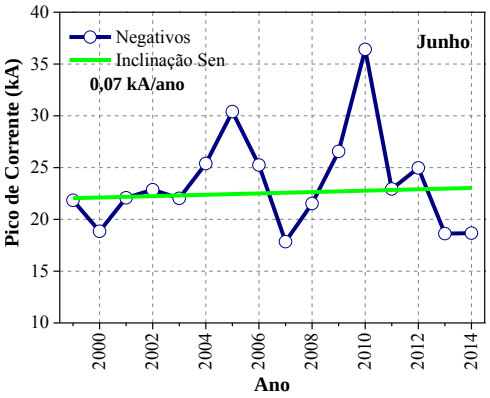




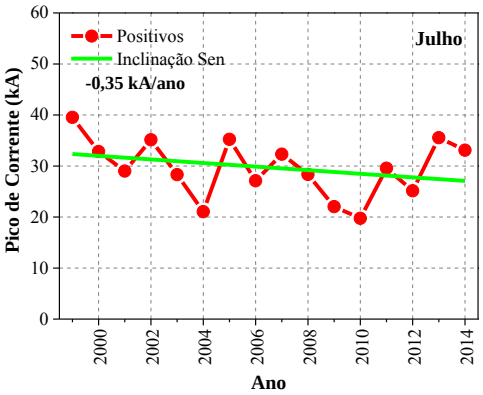
(Continua)

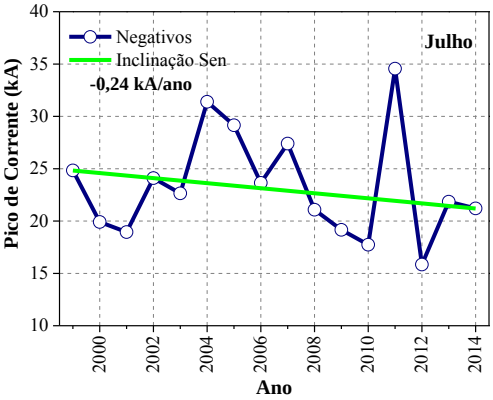
(g)



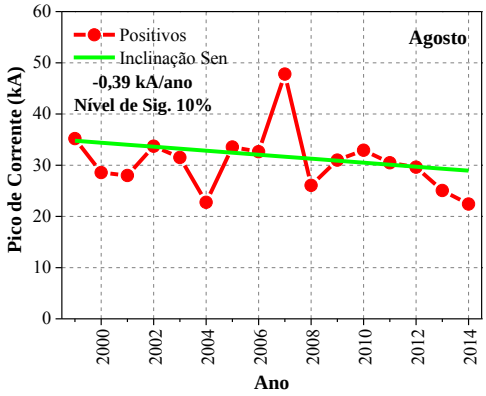


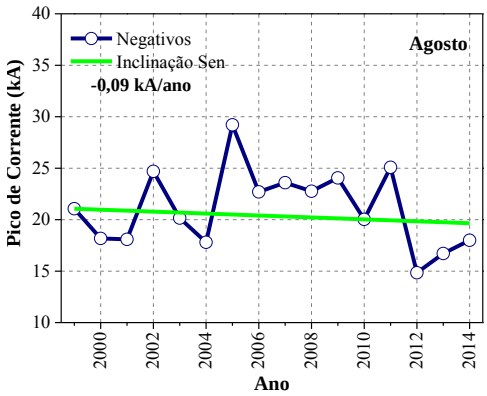
(h)



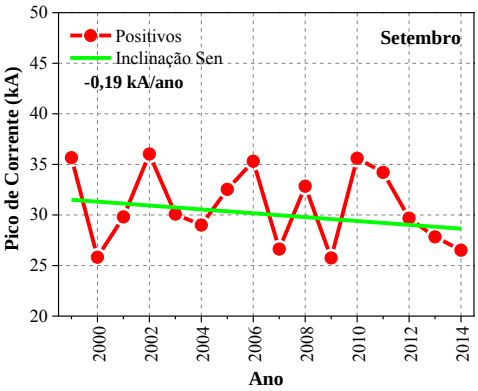


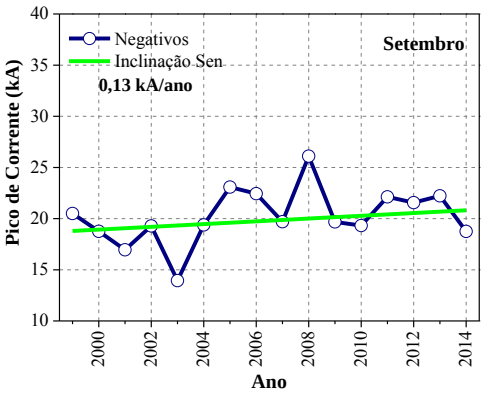
(i)



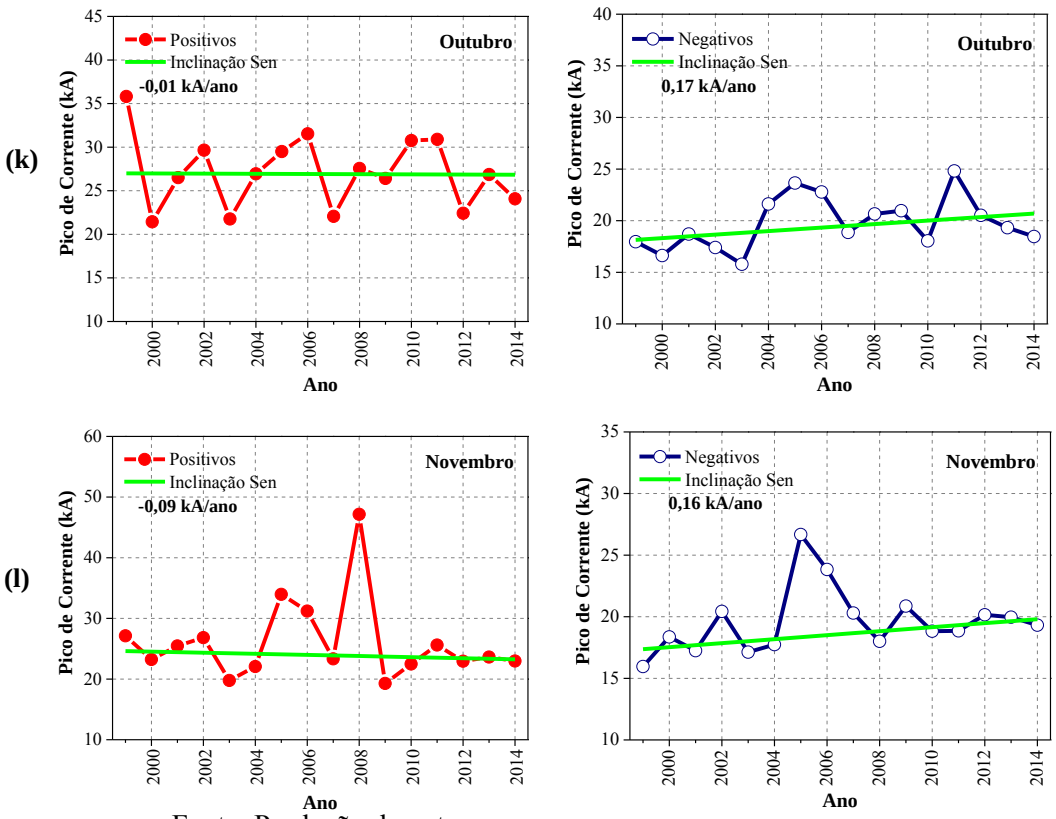


(j)





(Continua)



Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.9 – Valores resultantes do teste de Mann-Kendall e do método Sen para Pico de Corrente das descargas atmosféricas NS observadas no Estado de São Paulo na escala mensal, no período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall); Z (tendência); Sig. (significância estatística) e Q (magnitude).

P.C.	**Positivos**			**Negativos**		
Mês	**M-K**		**SEN**	**M-K**		**SEN**
	Z	**Sig.**	**Q**	**Z**	**Sig.**	**Q**
Dezembro	-0,54		0,00	0,45		0,06
Janeiro	0,18		0,17	0,36		0,03
Fevereiro	-0,18		-0,03	0,00		0,00
Março	-1,58		-0,55	-0,32		-0,08
Abril	0,00		-0,01	0,59		0,05
Maio	-1,04		-0,30	0,41		0,20
Junho	0,00		-0,01	0,23		0,07
Julho	-0,86		-0,35	-0,86		-0,24
Agosto	-1,67	10%	-0,39	-0,50		-0,09

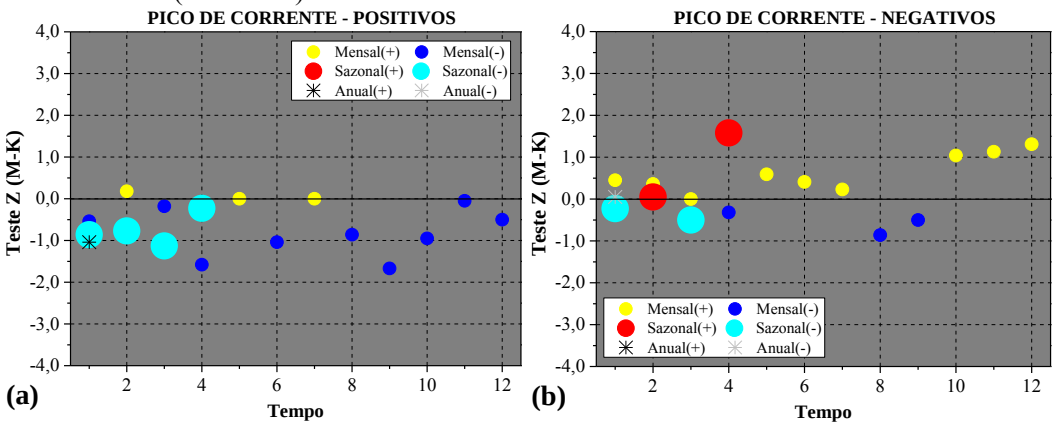
Setembro	-0,95	-0,19	1,04	0,13
Outubro	-0,05	-0,01	1,13	0,17
Novembro	-0,50	-0,09	1,31	0,16

5.3.4 Síntese do Pico de Corrente

A Figura 5.39 mostra a síntese das tendências observadas para o campo de pico de corrente. Foi observado que somente três meses apresentaram tendência de aumento da corrente elétrica das descargas positivas: janeiro, abril e junho, sendo que, estes dois últimos, foram tendências "neutras" (muito próximo de zero). Todos os demais períodos analisados apresentaram tendências negativas (Figura 5.39a).

Já para o pico de corrente das descargas com polaridade negativa (Figura 5.39b), houve tendência de aumento para grande parte do período analisado, no entanto, para os meses de março, julho e agosto, para os trimestres de DJF e JJA e para a escala anual, foi observada tendência de redução da corrente elétrica das descargas atmosféricas.

Figura 5.39 – Tendências climáticas do pico de corrente das descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, resultantes do teste de Mann-Kendall para o período de 1999 a 2014. As abreviaturas correspondem a: M-K (Mann-Kendall) e Z (tendência).



Fonte: Produção do autor.

5.5 Sumário da Parte I dos Resultados

A parte I dos resultados deste trabalho dedicou-se a realizar a climatologia das descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo, e identificação dos eventos climáticos extremos, compreendendo o período de 1999-2014. Foram feitas análises nas escalas anual, sazonal e mensal da dinâmica espaço-temporal e identificado tendências das descargas atmosféricas e dos parâmetros que compõe o fenômeno, i.g. polaridade, multiplicidade e pico de corrente. Para as escalas menores destes parâmetros, não foi possível comparar os resultados obtidos com outros trabalhos, em virtude da ausência de estudos para estas escalas.

Os resultados mostraram que, na escala anual, há uma alta concentração de descargas na região centro-leste do estado, com máximo ocorrendo sobre a RMSP. A análise da tendência revelou que há uma tendência crescente de +11498 descargas/ano, com significância estatística de 10%. A análise sazonal mostrou que no verão e no outono, o padrão espacial se mantém ao observado na escala anual e que no inverno, o padrão se modifica, e a área de maior concentração de descargas passa a ser de sudoeste. A primavera foi considerada como uma estação de transição de padrões espaciais. A análise das tendências mostrou tendências crescentes no verão e no outono com significâncias estatísticas de 10% e 5%, respectivamente. Já no inverno e na primavera foram observadas tendências decrescentes.

Por meio da análise da escala mensal, foi possível identificar peculiaridades da escala sazonal, como a mudança do padrão espacial de alta concentração de descargas entre a estação de maior e menor atividade elétrica, que ocorre em maio e outubro/novembro. De todas as estações, o outono foi à única que apresentou tendências crescentes em todos os meses analisados.

A análise dos eventos extremos em múltiplas escalas de tempo apontou que nos últimos anos a frequência destes eventos vem aumentando, com aproximadamente 60% dos casos entre os anos de 2009 e 2014. Estes resultados sugerem que as descargas atmosféricas, assim como outras variáveis meteorológicas, estão mais suscetíveis à ocorrência de eventos climáticos extremos.

As análises do campo de Polaridade mostraram que há tendência de aumento em quase totalidade das escalas (exceto em dois meses do ano) para as descargas positivas. O mesmo foi observado para as descargas negativas, no entanto, para esta polaridade, foram observados sete casos com tendências negativas. No campo de multiplicidade, a análise da tendência revelou que este parâmetro vem diminuindo ao longo dos anos, com tendência de decréscimo em quase todas os períodos das descargas positivas, e em todos das descargas negativas. Já o Pico de corrente apresentou vários períodos com tendência de decréscimo para as descargas positivas e de aumento para as descargas negativas.

6. RESULTADOS: PARTE II

Na última década, estudos indicaram mudanças em parâmetros climáticos sobre diversas áreas continentais do globo, em grande parte, com tendências positivas (DAI et al., 1997; IPCC, 2007; ALEXANDER et al., 2005; ALLEY et al.,2007; DEL RÍO et al., 2010). Essas alterações são justificadas devido ao aumento de extremos climáticos, tanto pela maior frequência de eventos extremos, originados por processos convectivos, quanto por períodos prolongados destes casos, ocasionando diversos impactos à sociedade (IPCC, 2007, 2013).

De modo geral, a atividade convectiva e a ocorrência de eventos extremos sobre determinadas regiões, estão associadas a vários fatores, influenciados desde escalas locais à grande escala. Em grande escala, pode-se citar o modo de variabilidade do Oceano Pacífico equatorial, por meio do fenômeno El Niño Oscilação-Sul (ENOS), que em sua fase quente (anomalias positivas da Temperatura da Superfície do Mar – TSM) pode favorecer a formação de nuvens convectivas no Sudeste do Brasil. Um exemplo de efeito local, seria a influência da composição de superfície, como áreas montanhosas e/ou urbanizadas que favorecem a convecção.

No clima regional, a configuração do terreno, o tipo de solo e sua cobertura vegetal, são considerados como aspectos locais, sujeito a pequenas mudanças no tempo, determinando o clima que predomina em determinado lugar, da ordem de centenas de quilômetros quadrados, e pode ser denominado por 'clima local'.

Neste contexto, uma vez já analisada a dinâmica temporal da incidência de descargas atmosféricas e identificado o período de maior incidência deste fenômeno sobre o Estado de São Paulo (verão), objetivou-se selecionar um estudo de caso ocorrido nesta estação, para realizar a análise dos padrões climáticos associados a eventos extremos de descargas atmosféricas, e assim verificar a *hipótese* de que há mecanismos dinâmicos que favorecem a ocorrência de descargas sobre o Estado.

Para isso, primeiramente foi realizado uma filtragem dos dados, por meio da aplicação da Análise de *Cluster*, para identificar e selecionar um evento que tenha sido extremo em todas ou quase todas as áreas do Estado, levando em

consideração as regiões homogêneas de incidência de descargas. Adicionalmente, foram analisadas as tendências locais de ocorrência do fenômeno.

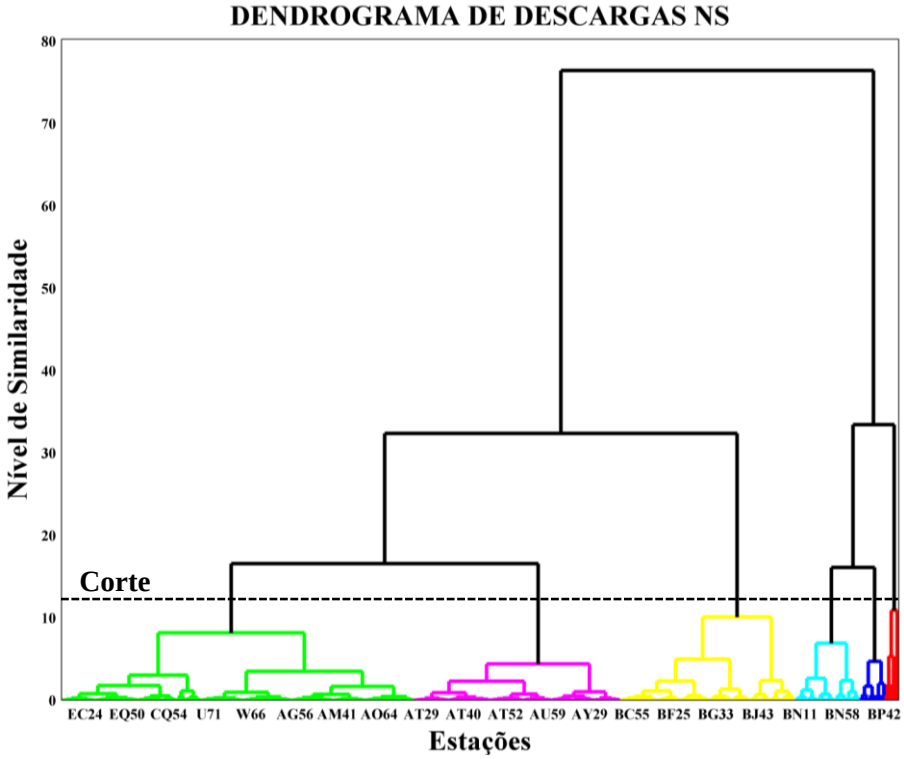
6.1 Regiões Homogêneas

O dendrograma obtido pelo método de agrupamento hierárquico de Ward para determinar as RH's, é apresentado na Figura 6.1, tendo como medida de dissimilaridade a distância euclidiana e usando como variável de agrupamento, a densidade de descargas NS, detectadas durante o trimestre de DJF (verão) do período de 1999 a 2014, no Estado de São Paulo.

No eixo das abscissas é mostrada a ordem de formação dos grupos, composto pelas estações. No eixo das ordenadas do dendrograma, tem-se o nível de similaridade da densidade de descargas atmosféricas por estações. Cada subdivisão corresponde a um valor numérico que indica o nível em que ocorrem os agrupamentos. Quanto mais elevado for o valor, mais heterogêneas são as estações agrupadas.

Foram testadas três principais divisões de grupos. A primeira partição resultou em quatro grandes grupos homogêneos, com o maior nível de similaridade em torno de 32 (trinta e dois). A segunda partição, composta por seis grupos homogêneos, alcançou o maior nível de similaridade em torno de 12 (doze). E a terceira partição apresentou nove pequenos grupos homogêneos, com maior nível de similaridade de aproximadamente 8,0 (oito). Desta forma, optou-se por fazer o corte no dendrograma com o teste da segunda partição, com seis grupos homogêneos, devido o mesmo ser mais representativo, quando comparado ao mapa do padrão médio de densidade de descargas no verão, apresentado na subseção 5.1.2.

Figura 6.1 – Dendrograma de densidade de descargas NS no trimestre de DJF (verão), para o Estado de São Paulo, considerando o período de 1999-2014.



Fonte: Produção do autor.

A distribuição espacial das regiões homogêneas é apresentada na Figura 6.2, onde cada cor corresponde a um grupo homogêneo. Dado que a proximidade física das localidades não garante a semelhança climática entre elas, ocorreram casos em que são observadas as mesmas regiões homogêneas em áreas distintas do Estado. Isto ocorre, pois, a descarga atmosférica é um fenômeno meteorológico de alta variabilidade espacial.

Conforme mencionado anteriormente, observa-se que os grupos formados pela AC estão de acordo com o mapa climatológico do verão do Estado, apresentado na subseção 5.1.2, onde há uma grande área sobre o oeste do Estado com valores menos intensos de incidência de descargas e aumenta à medida que se aproxima da região metropolitana de São Paulo (RMSP).

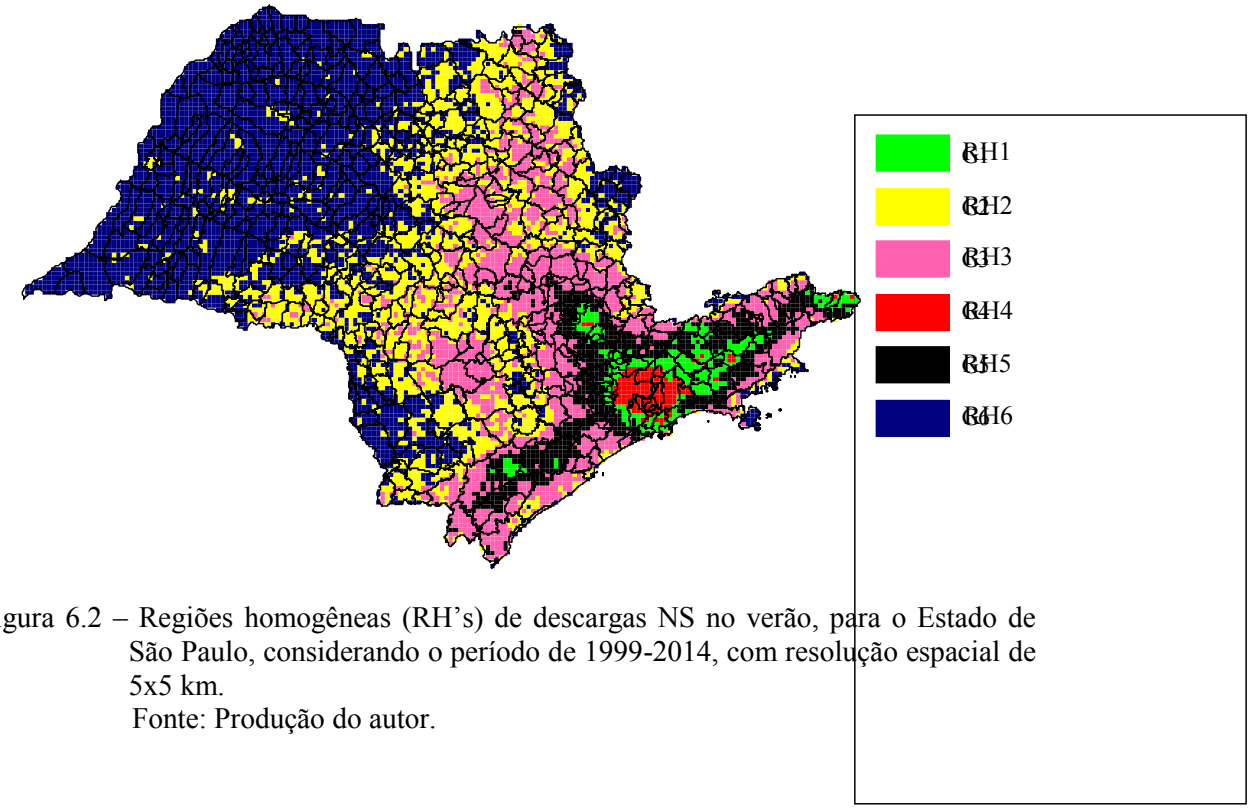


Figura 6.2 – Regiões homogêneas (RH's) de descargas NS no verão, para o Estado de São Paulo, considerando o período de 1999-2014, com resolução espacial de 5x5 km.
Fonte: Produção do autor.

Considerando o contexto dos grupos homogêneos de densidade de descargas, discutidos na figura anterior, para se investigar adequadamente a dinâmica da densidade de descargas intergrupos, faz-se necessário a normalização das áreas para futuras comparações de incidência de descargas.

Desta forma, visando analisar a extensão geográfica de cada grupo homogêneo, a Figura 6.3 mostra a área correspondente a cada região homogênea em quilômetros quadrados.

Na Figura 6.3a, observa-se que a RH6 apresenta o maior domínio geográfico, localizado no oeste de São Paulo. A segunda RH em relação a dimensão territorial é a RH2, que ocupa a área adjacente a RH6, e seguidas a esta, têm-se as RH3, RH5, RH1 e RH4, respectivamente.

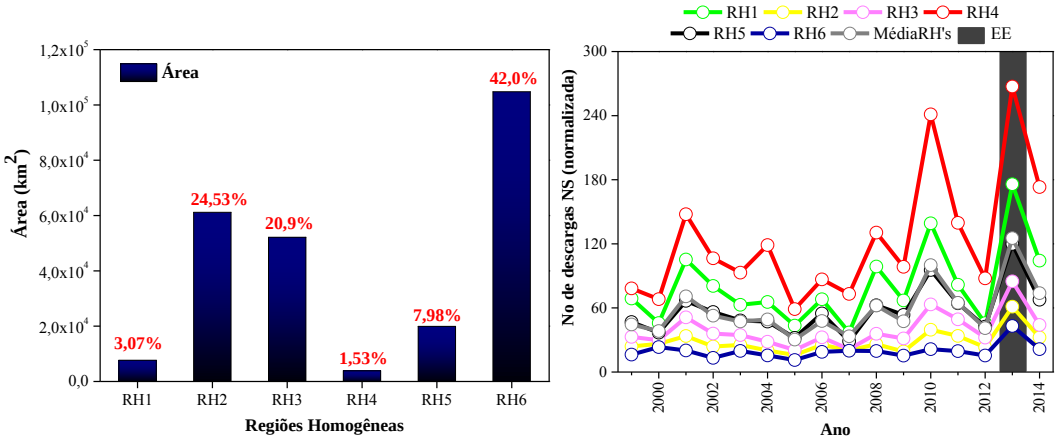
A Figura 6.3b apresenta a variabilidade temporal das descargas atmosféricas NS, com valores normalizados, para cada região homogênea do Estado de São Paulo, durante o verão. Verifica-se que, de modo geral, a variabilidade da incidência de descargas é muito semelhante entre as RH's, com máximos e mínimos concomitantes, na maioria dos casos.

Nota-se que a maior concentração de descargas ocorre na RH4, composta por grandes centros urbanos como São Paulo, Guarulhos e Santo André (dentre outros), e elevação em torno de 1000 m. A menor concentração de descargas ocorre na RH6, composta por uma área mais plana (aproximadamente 200 m) e arborizada.

De toda a série, os verões dos anos de 2010 e 2013 se destacam pela grande incidência de descargas em todas as RH's, entretanto, somente o ano de 2013 foi extremo (EE) em todas as RH's. Nesta figura também é possível notar que a RH5 apresenta a variabilidade mais próximo da média de incidência de descargas de todas as RH's. Os resultados das análises de cada RH estão no apêndice deste trabalho.

Por meio da Tabela 6.1 é possível identificar mais claramente os eventos extremos em cada RH.

Figura 6.3 – Regiões homogêneas de descargas atmosféricas NS no verão para o Estado de São Paulo, no período de 1999-2014, considerando: (a) área de cada RH; e (b)variabilidade temporal, com valores normalizados (descarga/área) do número de descargas por RH. A sigla 'EE' significa 'evento extremo'.



(a) (b)

Fonte: Produção do autor.

Tabela 6.1 – Eventos extremos de descargas atmosféricas NS para cada região homogênea do Estado de São Paulo, no período de 1999-2014.

Ano/RH	RH1	RH2	RH3	RH4	RH5	RH6
1999						
2000						**x**
2001	**x**		**x**			
2002						
2003						
2004						
2005						
2006						
2007						
2008						
2009						
2010	**x**	**x**	**x**	**x**	**x**	
2011		**x**				
2012						
2013	**x**	**x**	**x**	**x**	**x**	**x**
2014				**x**	**x**	**x**

Complementando a análise da dinâmica de incidência de descargas a Figura 6.4 mostra a distribuição das descargas sobre as RH's, por meio do box-plot.

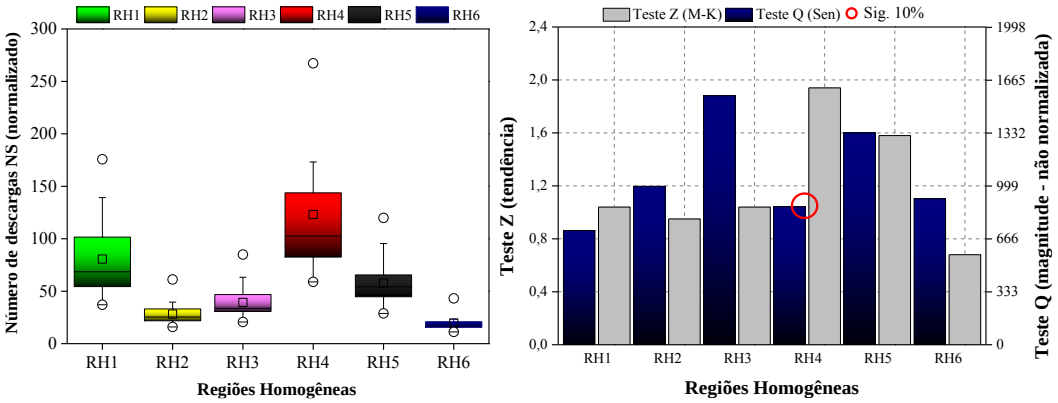
Observa-se que a RH1 e a RH4 apresentam as maiores variabilidades e a RH6 a menor variabilidade. Já as RH's 2, 3 e 5 apresentam os valores de medianas próximas entre si. Além disso, nota-se que os *outliers* das RH's 1 e 5 se destacam expressivamente em comparação aos das demais RH's, como o da RH6 que não chega ao mínimo da RH4, ressaltando o potencial das tempestades elétricas sobre a RH4.

A Figura 6.4b mostra os resultados dos testes de Mann-Kendall para as RH's. Ressalta-se que os valores apresentados nesta Figura não são normalizados, como os das demais figuras. A tendência (Z) das RH's 1, 2, 3 e 6 apresentaram valores semelhantes entre si, entretanto, com magnitudes diferentes de, 719, 997, 1567 e 919 descargas/ano, respectivamente. Nota-se também a preponderância dos resultados do teste *Z* para a RH4 e RH5, com valores de 1,94 e 1,58, respectivamente, revelando a tendência crescente elevada da incidência de

descargas, especialmente sobre a RH4, onde a mesma apresentou significância estatística de 10%.

Para esta RH, a magnitude da tendência foi semelhante à da RH6, a qual possui uma área (km²) muito superior que a RH4, conforme apresentando na Figura 6.3a, o que ressalta a o potencial das tempestades elétricas sobre a RMSP, visto que, esta é expressivamente menor que a RH6.

Figura 6.4 – Regiões homogêneas de descargas atmosféricas NS no verão para o Estado de São Paulo, no período de 1999-2014, considerando: (a) box-plot (diagrama de caixa) de cada RH; e (b) valor não-normalizado dos resultados dos testes de Mann-Kendall (Z – tendência) e de Sen (Q – magnitude). No box-plot, a linha central representa o valor da mediana e o símbolo quadrado significa a média da série de dados. A linha inferior da caixa, delimita o primeiro quartil (Q1), que representa o valor de 25% dos dados e a linha superior da caixa, delimita o terceiro quartil (Q3), que representa o valor de 75% dos dados. As hastes horizontais representam os limites inferior e superior, e os círculos os valores atípicos (*outliers*).



(a) (b)

Fonte: Produção do autor.

6.2 Evento Extremo no Verão 2013: Estudo de caso

O verão de 2013 foi selecionado para realização do estudo de casos, devido ao seu aspecto anômalo em relação aos demais verões analisados em todas as RH's. Esta seção apresentará a análise climática deste caso.

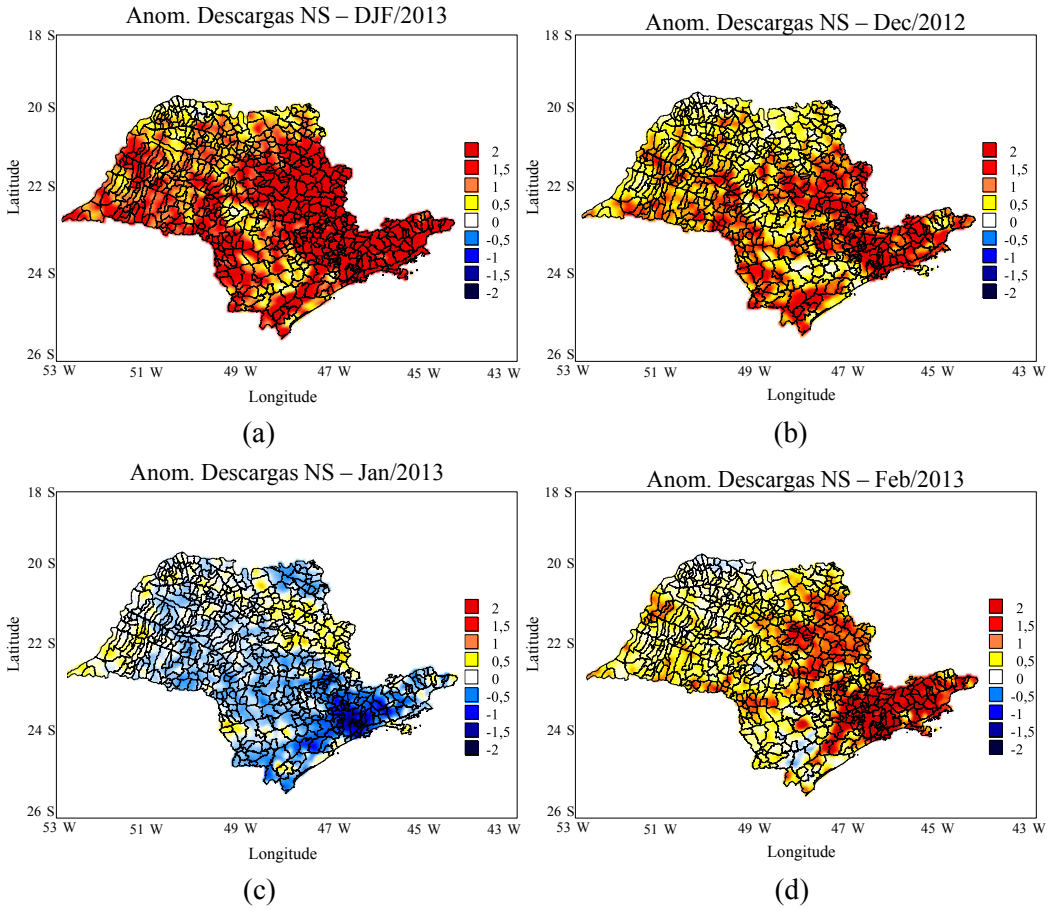
6.2.1 Contexto histórico do evento

A Figura 6.5 apresenta o campo de anomalia de descargas atmosféricas no trimestre de DJF (Figura 6.5a), e separadamente nos meses deste trimestre, dezembro de 2012 (Figura 6.5b), janeiro (Figura 6.5c) e fevereiro de 2013 (Figura 6.5d).

Observa-se que o trimestre de DJF apresentou anomalias positivas de descargas sobre, praticamente, todo o Estado, principalmente sobre o nordeste de São Paulo, que registrou anomalia de densidade acima de 2,0 descargas/km². Na análise mensal, nota-se a maior densidade de descargas nos meses de dezembro de 2012 e fevereiro de 2013. Já janeiro, foi um mês que apresentou densidade de descargas abaixo da média, com valores acima de -2,0 descargas/km². Nesta figura foi observado que, tanto os máximos, registrados em dezembro e fevereiro, como o mínimo, registrado em janeiro, ocorreram em maiores proporções sobre a capital e RMSP, isto é, no período com anomalias positivas (trimestre de DJF, e meses de dezembro e fevereiro), houve grande concentração de descargas sobre a RMSP e em janeiro a anomalia negativa máxima também foi observada sobre a RMSP.

A elevada incidência de descargas observada nesse evento, causou grandes impactos à população, como no município de Ourinhos, no interior do Estado, onde um raio provocou um incêndio em um reservatório, com quase cinco milhões de litros de combustível (Portal ELAT, 2013a). Em Bertioga, no litoral paulistano, a incidência de descargas fez duas vítimas fatais, ao serem atingidas por um raio, enquanto saíam da praia (Portal ELAT, 2013b). Na capital, São Paulo, houve registros diários acima de 2.000 descargas, no mês de fevereiro. Estes fatos evidenciam o grande poder de destruição e o impacto causado por eventos extremos de descargas.

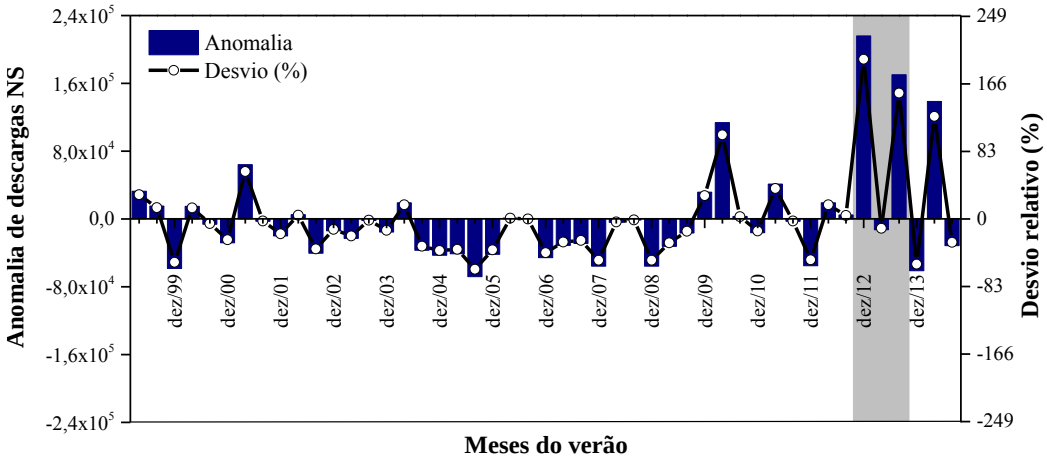
Figura 6.5 – Anomalia de densidade (descargas/km²) de descargas atmosféricas no verão de 2013, considerando: (a) DJF; (b) dezembro 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.6 apresenta os desvios absolutos (anomalia) e relativos (em porcentagem) do número de descargas atmosféricas observadas nos meses do trimestre de DJF, no Estado de São Paulo, com destaque para o evento do verão de 2013. Nesta figura é possível observar a magnitude do evento de 2013 em relação aos demais. Os meses de maior incidência de descargas neste evento, dezembro de 2012 e fevereiro de 2013, apresentaram desvios de aproximadamente 150% e 200% acima do normal (+215.907 e +170.210 descargas), respectivamente. Já o mês de janeiro de 2013. Conforme mencionado anteriormente, apresentou valor de incidência de descargas abaixo da média, com desvios da ordem de 10% abaixo do normal (-12.656 descargas).

Figura 6.6 – Desvios do número descargas atmosféricas observadas nos meses de verão no Estado de São Paulo, compreendendo o período de 1999-2014, considerando desvios absolutos (anomalia) e relativos (em porcentagem). A área hachurada em cinza assinala o evento extremo de 2013.



Fonte: Produção do autor.

6.2.2 Dinâmica de grande escala

Em virtude da elevada concentração de descargas registradas no trimestre de DJF 2012/2013, e devido aos impactos que a incidência deste fenômeno causou neste evento, e pode causar em outros casos, esta seção dedica-se a investigação da relação entre as descargas elétricas no Estado de São Paulo e os padrões oceânicos e atmosféricos de grande escala, visando determinar possíveis mecanismos climáticos associados ao aumento da incidência de descargas em São Paulo, com especial atenção ao evento extremo do verão 2012/2013.

A temperatura da superfície do mar (TSM) geralmente é apontada como um parâmetro base para a compreensão de anomalias climáticas (COELHO, et.al., 2016). Deste modo, a Figura 6.7 apresenta a correlação simultânea entre as descargas atmosféricas observadas no trimestre de DJF em todo o Estado de São Paulo (média sobre todo o Estado) e a TSM, no período de 1999 a 2014. Observa-se um padrão de oscilação entre correlações positivas e negativas sobre o sul dos oceanos Índico, Pacífico e Atlântico. Valores negativos de correlação representam regiões oceânicas com associação negativa entre a TSM e a incidência de descargas sobre São Paulo. Ou seja, há consistência de condições oceânicas

anomalamente frias com o aumento da incidência de descargas sobre São Paulo, e de condições oceânicas anomalamente quentes com a diminuição das descargas. Por outro lado, os valores positivos de correlação indicam associação positiva entre a TSM e a incidência de descargas sobre São Paulo. Ou seja, há consistência de condições oceânicas anomalamente quentes com o aumento da incidência de descargas, e de condições oceânicas anomalamente frias com a redução do número de descargas sobre o Estado de São Paulo.

Sobre o oceano Índico, a sudeste do continente Africano, no oceano Pacífico, ao leste da Austrália e sobre o Atlântico Sul, em torno de 60°S, observam-se valores de correlações negativas. Sobre o oceano Índico, adjacente a costa oeste da Austrália, sobre o Pacífico Sul, em torno de 50°S, e em aproximadamente 60°S/10°W e 26°S/38°W, sobre o Atlântico, têm-se um padrão de correlações positivas. Esta oscilação entre correlações positivas e negativas podem ser consideradas como indicativos de que, durante o período de 16 anos (1999-2014), a variabilidade dos oceanos Índico, Pacífico e Atlântico Sul explicaram a dinâmica das descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo.

Nesta oscilação, destacam-se as grandes áreas oceânicas com correlação de sinais opostos sobre leste do oceano Pacífico Sul e o oeste do Atlântico Sul, formando uma espécie de gradiente leste-oeste. Fraedrich e Lutz (1986) também identificaram um dipolo leste-oeste sobre regiões oceânicas próximas a essas, a denominada teleconexão da América do Sul, a qual se configura como parte do padrão Pacífico América do Sul (na sigla em inglês – PSA), que conecta a região tropical da Indonésia/Pacífico com a América do Sul (MO; GHIL, 1987; GHIL; MO, 1991; MO; PAEGLE, 2001).

Ainda nesta figura, é mostrado a correlação entre as descargas atmosféricas e o campo de altura geopotencial no nível de 850 hPa (contornos), no trimestre de DJF, entre 1999 e 2014. Observa-se um padrão de correlação positiva sobre o leste do oceano Pacífico Sul, revelando associação consistente de aumento (diminuição) da pressão atmosférica sobre o oceano e aumento (diminuição) da incidência de descargas sobre o Estado de São Paulo. Associação oposta ocorre sobre o oeste do oceano Atlântico Sul, ao qual apresentou um padrão de correlação negativa, mostrando associação consistente entre o aumento

(diminuição) da pressão atmosférica sobre este oceano e a diminuição (aumento) da incidência de descargas sobre o Estado.

Estes resultados podem ser um indicativo de uma possível relação entre as regiões sul dos oceanos do Pacífico e Atlântico e as descargas atmosféricas observadas sobre o Estado de São Paulo.

A Figura 6.8a mostra o campo observado de anomalias de TSM e de altura geopotencial (850 hPa) no trimestre de DJF de 2013. Notam-se anomalias negativas de TSM entre -0,5 e -2,0°C sobre o oceano Índico, a sudeste da África, sobre o Pacífico central (em torno de 30°S/130°W), e sobre o Atlântico Sul. Este padrão oceânico é consistente com o padrão de correlação da Figura 6.7, que indica que condições oceânicas frias sobre essas regiões estão associadas com aumento na incidência de descargas sobre o Estado de São Paulo.

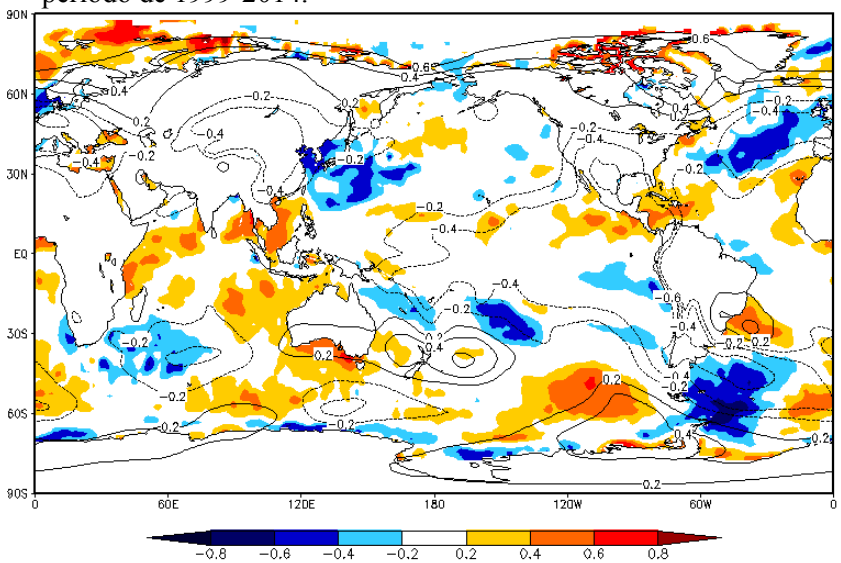
A Figura 6.8a mostra também anomalias positivas de TSM sobre o oceano Índico, adjacente a costa oeste da Austrália, sobre o Pacífico Sul, em aproximadamente 60°S e a sudoeste do oceano Atlântico, em torno de 35°S/01°E. Este padrão também está de acordo com o padrão de correlação da Figura 6.7, que mostra que condições oceânicas quentes sobre essas regiões estão associadas com aumento na incidência de descargas sobre o Estado de São Paulo.

No campo de anomalia da altura geopotencial em 850 hPa neste trimestre, observaram-se anomalias positivas sobre a Nova Zelândia e a leste desta, no oceano Pacífico, e também sobre o Pacífico Sul, adjacente ao sudoeste da América do Sul. Este padrão é consistente com o padrão de correlação mostrado na Figura 6.7, o qual mostra associação positiva entre o aumento da pressão atmosférica nestas regiões e o aumento a incidência de descargas sobre São Paulo. A Figura 6.8a também mostra o padrão inverso, isto é, anomalias negativas da altura geopotencial, mostrando que a pressão atmosférica esteve abaixo do normal, sobre o oceano Atlântico Sul, padrão este que também está consistente com o padrão de correlação da Figura 6.7 que indica associação negativa entre altura geopotencial sobre essa região e descargas elétricas, indicando, portanto, o favorecimento da incidência de descargas elétricas sobre o Estado.

Na análise mensal (Figura 6.8b, c e d) verifica-se que, em relação a TSM, o padrão observado foi similar ao do trimestre de DJF, entretanto, em dezembro

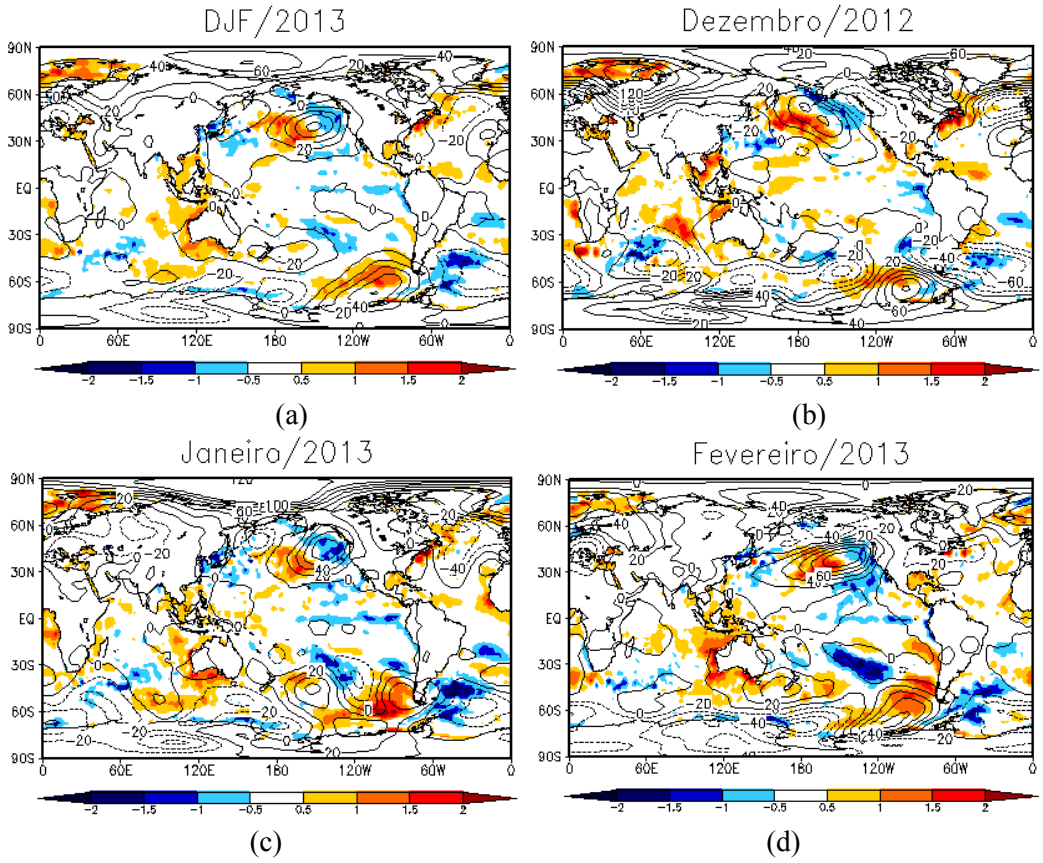
houve a presença de temperaturas anomalamente quentes sobre o oceano Atlântico, adjacente a costa do Sul e Sudeste do Brasil (Figura 6.8b), o que conforme a relação de associação positiva ilustrada pela Figura 6.7 favorece a incidência de descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo, isto porque a temperatura da superfície do mar elevada, favorece a evaporação e resulta no favorecimento da formação e desenvolvimento de nuvens sobre o Estado de São Paulo. No campo de altura geopotencial, verificam-se que as áreas com anomalias se encontravam mais alongadas em torno de 60°S, mas de mesmo sinal que o observado no trimestre.

Figura 6.7 – Correlação simultânea entre descargas atmosféricas observadas no Estado de São Paulo, temperatura da superfície do mar – TSM (sombreado) e Altura Geopotencial no nível de 850 hPa (contornos), durante o trimestre de DJF do período de 1999-2014.



Fonte: Produção do autor.

Figura 6.8 – Campos observados de anomalias de TSM e Altura Geopotencial no nível de 850 hPa considerando: (a) trimestre de DJF; (b) dezembro de 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013.



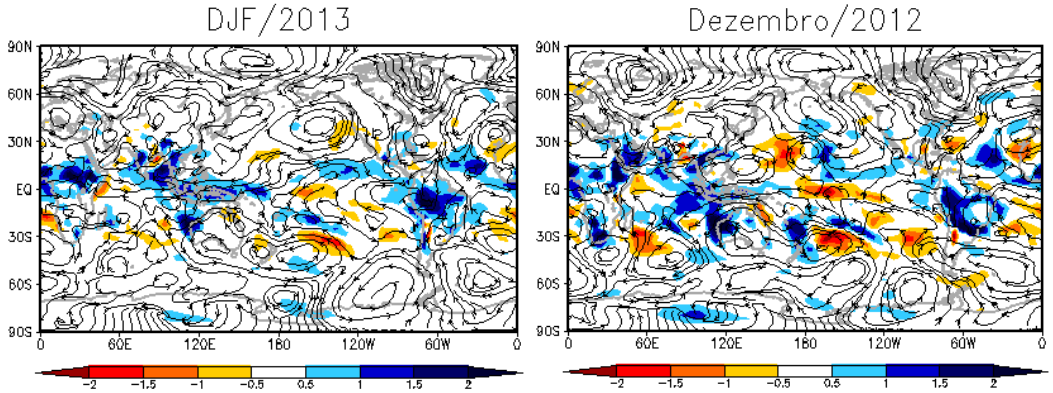
Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.9 mostra os campos anômalos de umidade específica e circulação no nível de 850 hPa para o trimestre de DJF, e nos meses separadamente deste trimestre, dezembro, janeiro e fevereiro. Em DJF (Figura 6.9a), sobre o leste do oceano Pacífico Sul e oeste do oceano Atlântico Sul, foram observadas anomalias da circulação, com giros nos sentidos anti-horário (anomalia anti-ciclônica) e horário (anomalia ciclônica), respectivamente. Também se observa um anticiclone anômalo sobre áreas oceânicas ao leste da Nova Zelândia. Estas configurações estão de acordo com as anomalias do campo de altura geopotencial apresentado na Figura 6.8a que também destacam esses mesmos centros de circulação anômala. No campo de umidade específica, verificam-se anomalias positivas em torno de 2,0 $g.kg^{-1}$ sobre áreas da Amazônia e em direção ao Sul e Sudeste do Brasil, indicando um teor de umidade atmosférica acima do normal sobre estas regiões.

Em dezembro de 2012 (Figura 6.9b), as anomalias de circulação ciclônica, sobre o oeste do Atlântico Sul apresentavam-se de forma alongada, abrangendo o Sul da América do Sul e o Pacífico adjacente à costa oeste da América do Sul. Além disso, têm-se ventos anômalos da região equatorial em direção ao Sul e Sudeste da América do Sul, que favoreceram o transporte umidade da Amazônia para esta região. Esta configuração observada pode estar associada ao Jato de Baixos Níveis (JBN), que faz com que o fluxo de ar úmido vindo do oceano Atlântico Tropical, ao passar pela região Amazônica em direção ao Sul/ Sudeste do Brasil e norte da Argentina, canalizado pela Cordilheira dos Andes, pode adquirir maior quantidade de umidade devido à elevada evapotranspiração da floresta, alimentando os sistemas convectivos que ocorrem nestas regiões, e.g. Zona de Convergência do Atlântico Sul e Sistemas Frontais (MARENGO, et al., 2004).

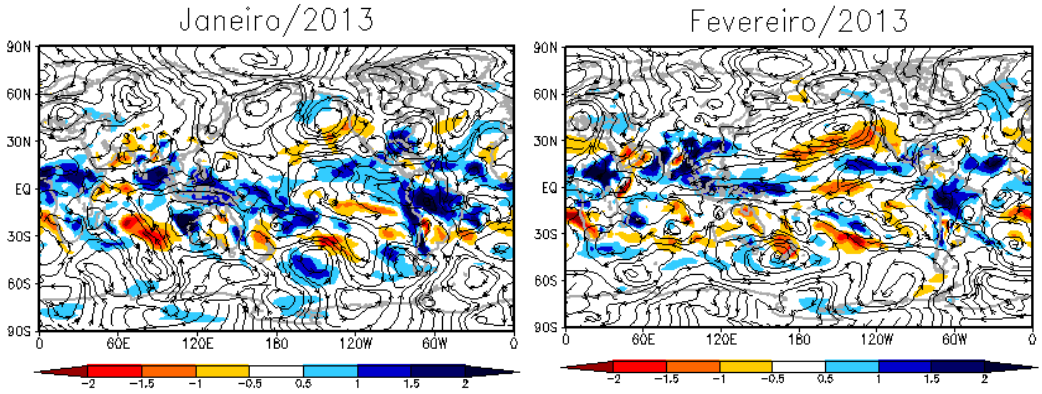
Em janeiro de 2013 (Figura 6.9c), nota-se que a direção do vento vindo da região equatorial se modificou, restringindo-se ao Nordeste brasileiro, o que fez com que neste mês não fosse observada a umidade acima do normal sobre a região em estudo. Já em fevereiro (Figura 6.9d), a circulação anômala voltou a se direcionar no sentido noroeste/sudeste da América do Sul, e os valores de umidade específica voltaram a ser acima do normal sobre o Sul/Sudeste do Brasil.

Figura 6.9 – Anomalias de umidade específica (sombreado) e circulação atmosférica (contornos) no nível de 850 hPa, considerando: (a) trimestre de DJF; (b) dezembro de 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013.



(a) (b)

(Continua)



(c) (d)

Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.10 apresenta a correlação simultânea entre as descargas atmosféricas, a radiação de onda longa (ROL) e a altura geopotencial no nível de 200 hPa, para o trimestre de DJF no período de 1999-2014. A correlação entre a altura geopotencial e as descargas atmosféricas mostra que há correlação positiva sobre o sul do oceano Pacífico, negativa sobre o sul da América do Sul e do oceano Atlântico e positiva sobre o centro-sul da América do Sul, sugerindo a atuação de um padrão de trem de onda, conectando o Sul dos oceanos Pacífico e Atlântico e a incidência de descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo.

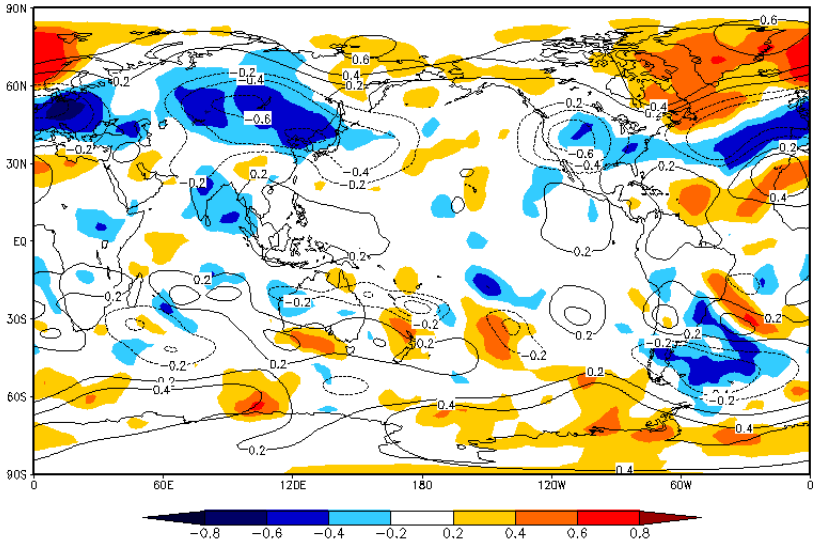
No campo de ROL, destaca-se a correlação negativa sobre o Sul e Sudeste da América do Sul e oeste do oceano Atlântico Sul, isto é, quando a ROL está abaixo do normal (associado a convecção e nebulosidade) têm-se condições favoráveis para o aumento da incidência de descargas sobre São Paulo, e quando a ROL está acima do normal (associado ao movimento subsidente e céu claro) têm-se condições favoráveis para a diminuição da incidência de descargas. O padrão de correlação oposto a este, isto é, correlação positiva, ocorre sobre parte do Nordeste do Brasil e o Atlântico Tropical. Estas correlações inversas exibem um padrão dipolo, que pode produzir variações na intensidade e localização da ZCAS (GRIMM; ZILLI,2009; GRIMM, 2011).

Na análise destes campos observados no verão de 2013 (Figura 6.11), nota-se que a anomalia do trimestre de DJF (Figura 6.11a) apresentou os valores de pressão atmosférica acima do normal sobre o leste do Pacífico Sul e abaixo do normal sobre o oeste do Atlântico Sul, o que está de acordo com o padrão de correlação apresentado na Figura 6.10 em relação ao aumento da incidência de descargas

atmosféricas sobre o Estado de São Paulo. Entretanto, na média do trimestre não foram identificadas anomalias sobre o Sudeste do Brasil, como na Figura 6.10. Só foi possível identificar anomalias ao analisar este campo em escala mensal (Figura 6.11b até a Figura 6.11d). Em dezembro de 2012 (Figura 6.11b), observaram-se anomalias de pressão atmosférica acima do normal sobre o centro-sul da América do Sul, em conformidade com a Figura 6.10, reproduzindo a propagação do trem de onda neste evento. No mês de janeiro de 2013 (Figura 6.11c), este padrão não esteve tão configurado como no mês anterior, e em fevereiro (Figura 6.11d), apesar das áreas e da intensidade destas anomalias serem menores em relação ao mês de dezembro de 2012, a variação entre anomalias positivas e negativas de pressão atmosféricas estava presente.

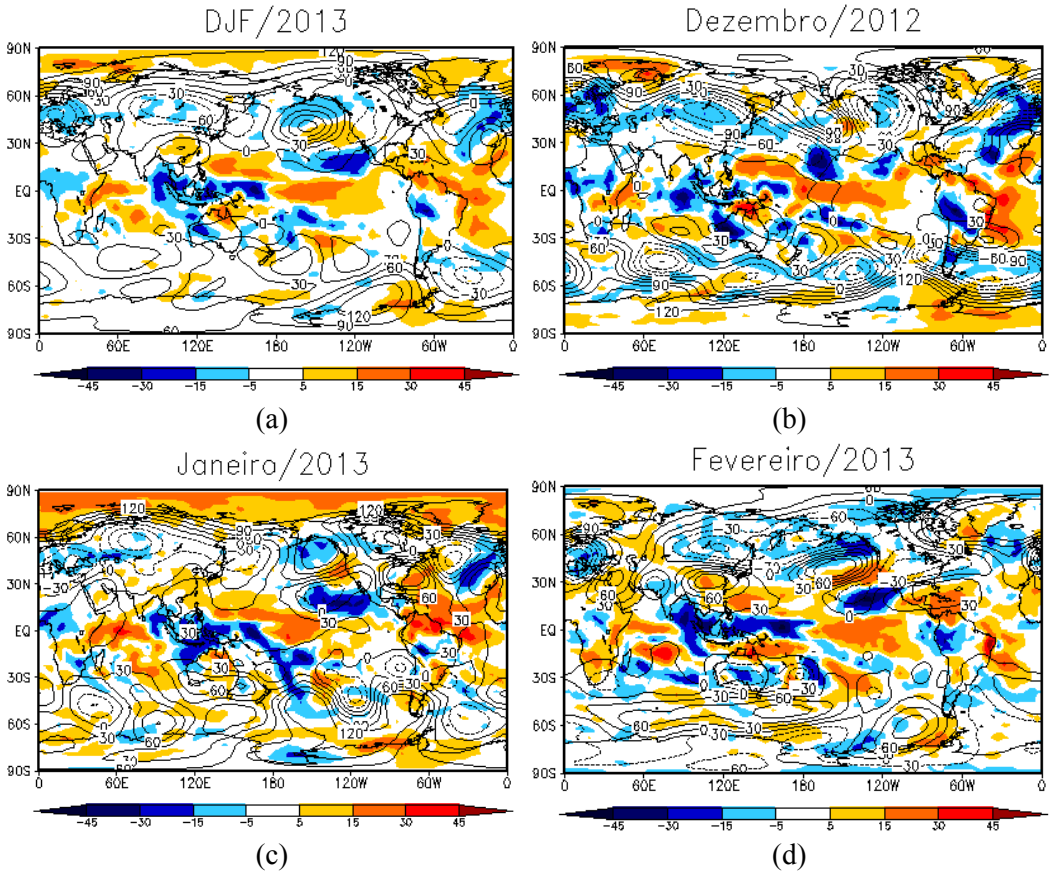
No campo de anomalia de ROL, a média do trimestre fez com que não fosse possível observar anormalidades sobre o Sudeste do Brasil, visto que, apesar da nebulosidade observada em dezembro e em menor intensidade em fevereiro, o mês de janeiro apresentou anomalias positivas de ROL, resultando em um campo médio do trimestre dentro do normal. O mês de dezembro destacou-se por apresentar anomalias negativas mais intensas, com orientação noroeste/sudeste da América do Sul, desde a Amazônia até o Sul/Sudeste do Brasil, o que nesta época do ano, pode estar associada à atuação da ZCAS. Em fevereiro, este padrão não estava tão bem configurado e nem tão intenso quanto em dezembro, no entanto, também foram observas anomalias negativas de ROL entre o Sul/Sudeste do Brasil e o oceano Atlântico. Esta configuração está de acordo com a incidência de descargas neste evento, que foi acima da média nos meses de dezembro e fevereiro (este último em menor intensidade) e abaixo da média em janeiro.

Figura 6.10 – Correlação simultânea entre descargas atmosféricas observadas no Estado de São Paulo, radiação de onda longa (ROL) e Altura Geopotencial no nível de 200 hPa, durante o trimestre de DJF para o período de 1999-2014.



Fonte: Produção do autor.

Figura 6.11 – Campos observados de anomalias de ROL e Altura Geopotencial no nível de 200 hPa considerando: (a) trimestre de DJF; (b) dezembro de 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013.

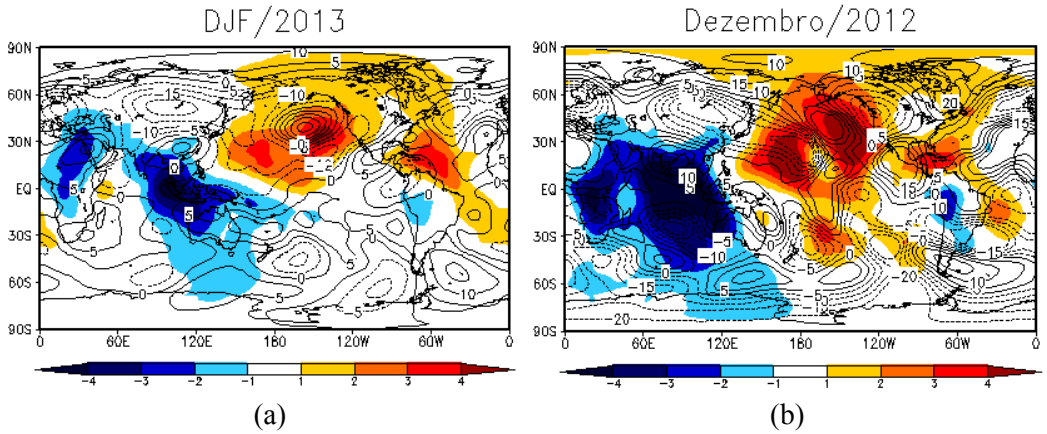


Fonte: Produção do autor.

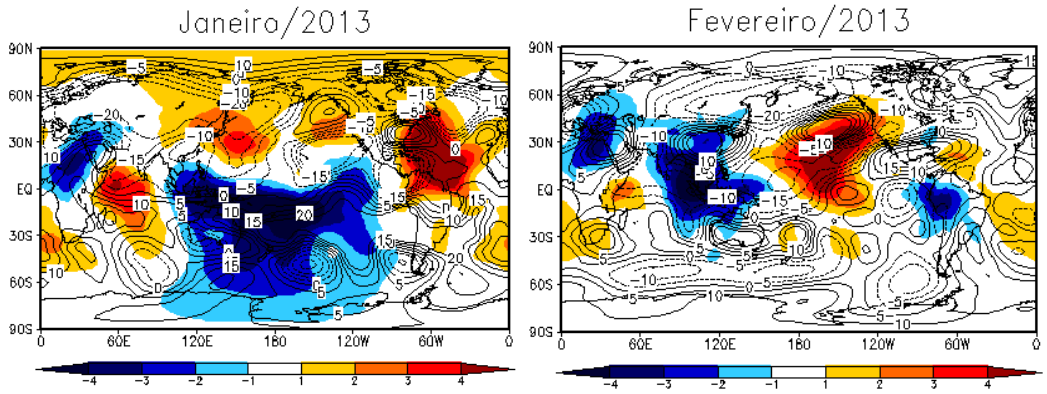
A Figura 6.12 apresenta os campos de anomalias de função de corrente e de potencial de velocidade na troposfera superior. Por meio da anomalia de função de corrente, variável que representa o componente rotacional do fluxo atmosférico (COELHO et al., 2016), é ressaltado o trem de onda dirigido do oceano Índico para a América do Sul, principalmente em DJF (Figura 6.12a) e no mês de dezembro de 2012 (Figura 6.12b), conforme mencionado no campo de anomalia da altura geopotencial (Figura 6.10).

No campo de anomalia do potencial de velocidade, a qual representa a componente não-rotacional do fluxo atmosférico (COELHO et al., 2016), observou-se que nos meses dezembro de 2012 (Figura 6.12b) e fevereiro de 2013 (Figura 6.12d) a divergência em altitude, representada pelos valores negativos de potencial de velocidade, indicava que em níveis troposféricos mais baixos houve convergência, e consequente favorecimento da formação e desenvolvimento de nuvens, em uma configuração noroeste/sudeste, desde a região Amazônica até o Sudeste da América do Sul e o Atlântico adjacente, o que é consistente com o padrão de anomalia de ROL, mostrado na Figura 6.10.

Figura 6.12 – Anomalias de função de corrente (contornos) e potencial de velocidade (sombreado) na troposfera superior, considerando: (a) trimestre de DJF; (b) dezembro de 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013.



(Continua)



(c) (d)

Fonte: Produção do autor.

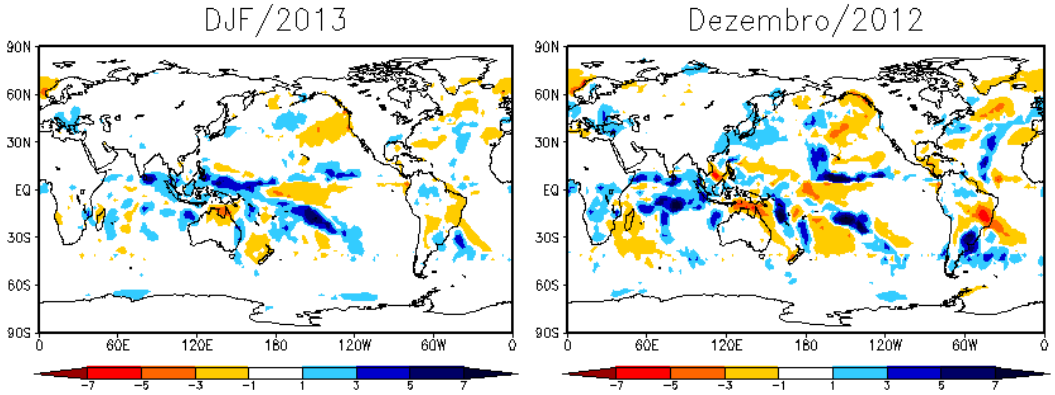
A Figura 6.13 mostra as anomalias de precipitação para o período em estudo (mm/dia). Assim como na análise de anomalias da radiação de onda longa, a média do trimestre de DJF (Figura 6.13a) não apresentou anomalias de chuva sobre a região em estudo, entretanto, nas análises mensais, é possível visualizar anomalias positivas, em dezembro sobre o Sul e Sudeste da América do Sul (Figura 6.13b), e em fevereiro de forma concentrada sobre uma pequena área do Sudeste da América do Sul (Figura 6.13d).

Visando analisar pontualmente o volume pluviométrico sobre o Estado de São Paulo, a Figura 6.14 mostra os dados observados em alguns municípios, espacialmente divididos sobre a área em estudo. Primeiramente o volume de chuva mensal observado é comparado com a normal climatológica (1961-1990), e em seguida é apresentado a variabilidade diária durante esses meses. Observa-se que, para a capital do Estado, São Paulo (estação meteorológica de superfície Mirante de Santana), nos meses de dezembro de 2012 e fevereiro de 2013 o volume de chuva foi acima do normal e janeiro de 2013 abaixo do normal (Figura 6.14a). Esse resultado está de acordo com o observado de incidência de descargas atmosféricas, onde a maior incidência foi em dezembro, seguida de fevereiro, e janeiro apresentou concentração de descargas abaixo do normal. Os máximos volumes de chuva registrado em dezembro ocorreram principalmente nos dias 15 (114,3 mm), 16 (56,4 mm) e 30 (60,2mm) de dezembro. Em fevereiro, apesar dos acumulados diários não terem apresentado grandes desvios, durante vários dias foram registrados precipitação em torno de 20,0 mm.

Em Sorocaba (Figura 6.14b), somente o mês de dezembro de 2012 apresentou volume de chuva acima do normal, com máximos nos dias 16 e 30 de 42,5 e 62,0 mm, respectivamente. Outro volume representativo registrado neste município, ocorreu no dia 20 de fevereiro de 2013, com 45,0 mm. Em Campos do Jordão (Figura 6.14c) e em São Carlos (Figura 6.14d), o mês de janeiro e fevereiro de 2013 apresentaram volumes de precipitação acima do normal e dezembro de 2012, abaixo. Já em Franca (Figura 6.14e) somente no mês de fevereiro a chuva registrada foi acima do normal, e em Catanduva (Figura 6.14f), todos os meses analisados foram abaixo do normal. Em Votuporanga (Figura 6.14g), assim como em São Paulo, os meses de dezembro e fevereiro apresentaram volume pluviométrico acima do normal.

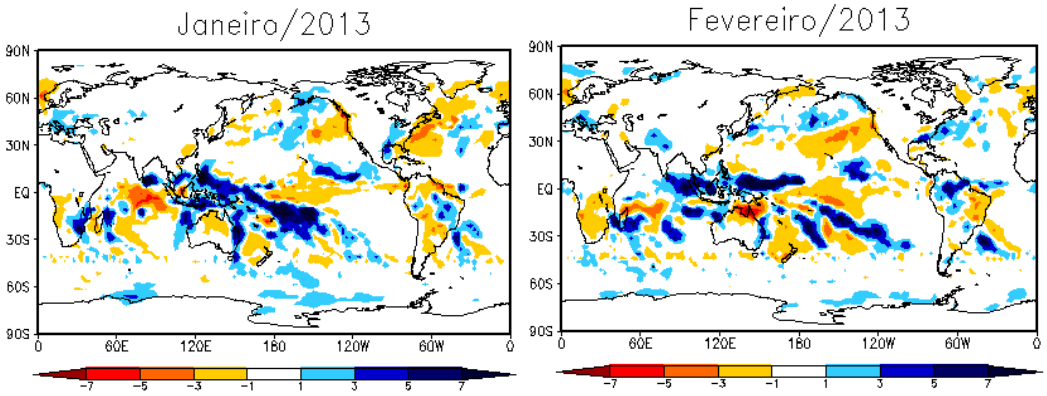
Esta análise mostrou que apesar do volume de chuva não ter apresentado valores elevados sobre todo o Estado, de forma pontual foi possível identificar a ocorrência de tempestades ao longo do período estudado, em conformidade com o evento extremo observado de descargas atmosféricas.

Figura 6.13 – Anomalias precipitação (mm/dia) considerando: (a) trimestre de DJF; (b) dezembro de 2012; (c) janeiro de 2013; e (d) fevereiro de 2013.



(a) (b)

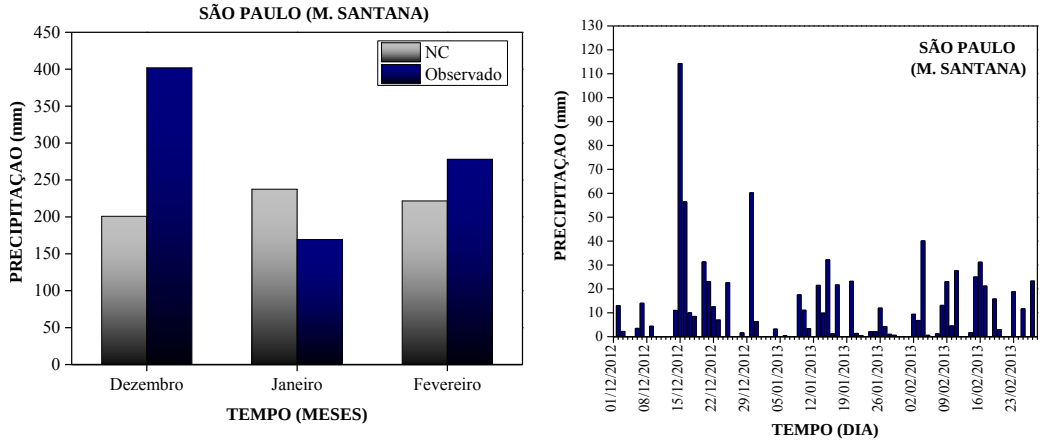
(Continua)



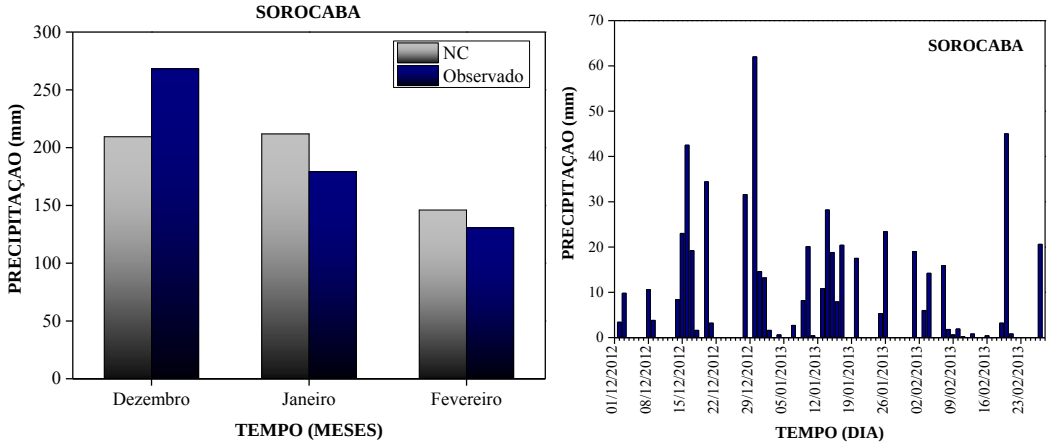
(c) (d)

Fonte: Produção do autor.

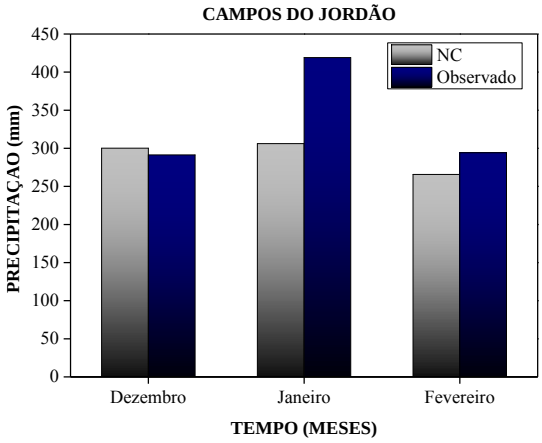
Figura 6.14 – Precipitação observada mensal e diária em municípios do Estado de São Paulo, considerando: (a) São Paulo (Estação meteorológica Mirante de Santana); (b)Sorocaba; (c) Campos do Jordão; (d) São Carlos; (e) Franca; (f) Catanduva; e (g) Votuporanga.

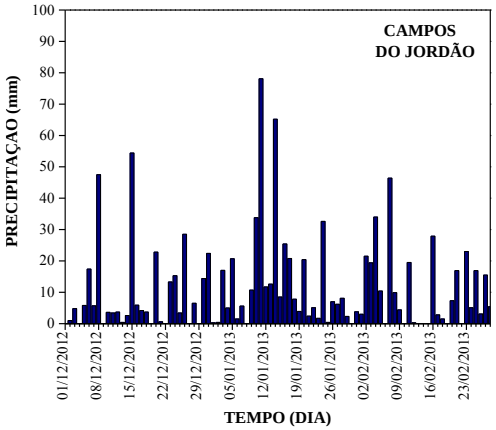


(a)

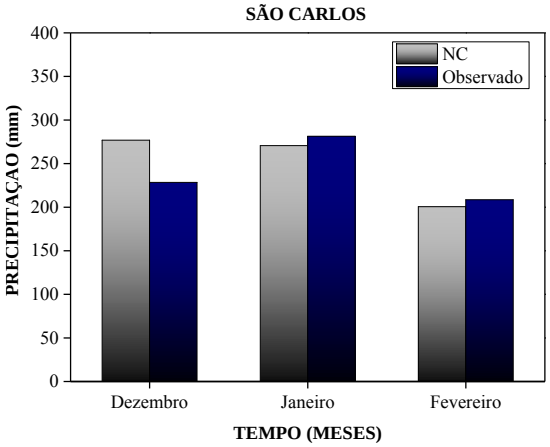


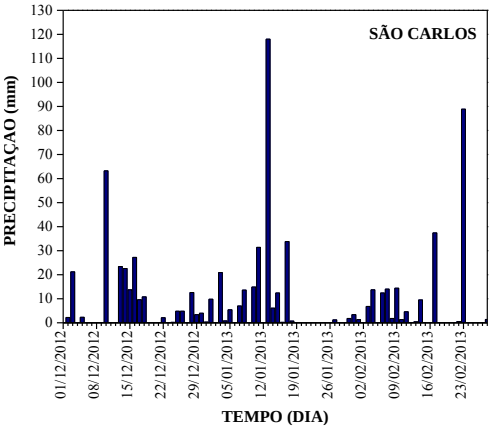
(b)



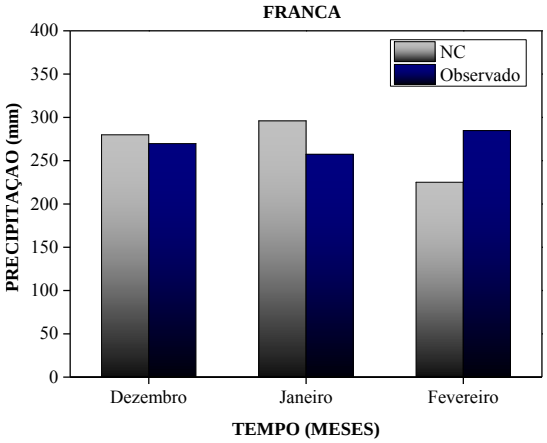


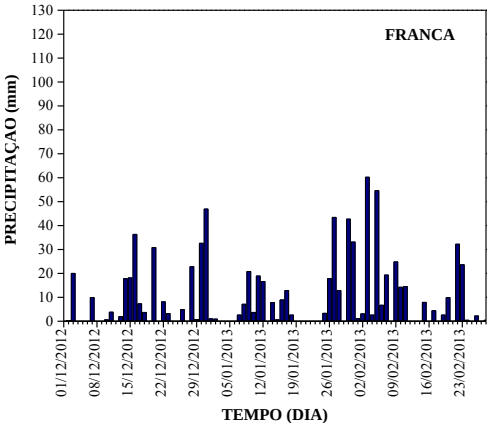
(c)





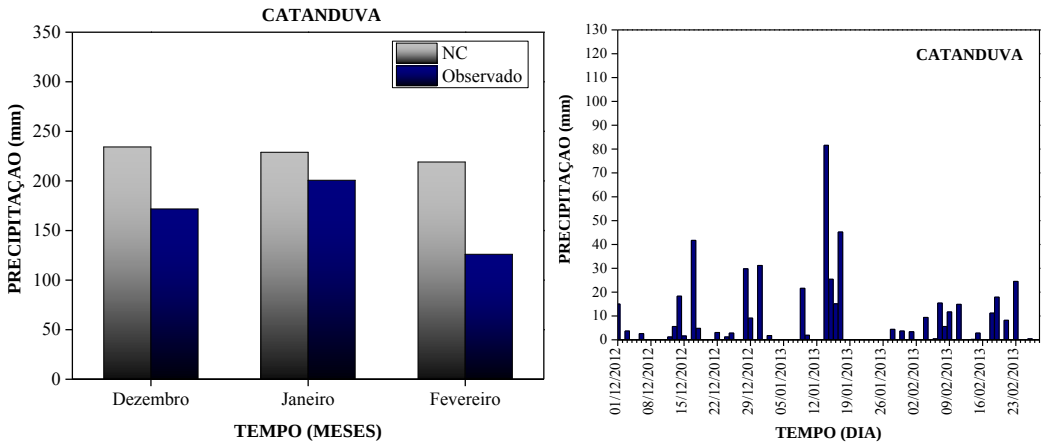
(d)



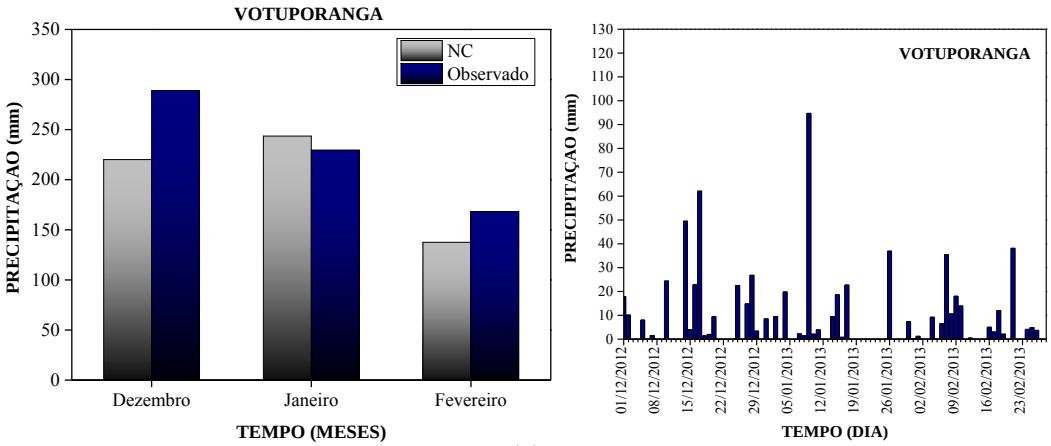


(e)

(Continua)



(f)



(g)

Fonte: Produção do autor.

O diagrama esquemático da Figura 6.15 sintetiza o processo de influência remota e local sobre a incidência de descargas sobre o Estado de São Paulo, que ocasionou o evento extremo climático no verão de 2012/2013.

Figura 6.15 – Diagrama esquemático da influência remota e local sobre a incidência de descargas sobre o Estado de São Paulo, no verão de 2012/2013.

Aquecimento da TSM sobre o Oceano Índico

⇩

Convecção profunda sobre o oeste da Austrália

⇩

Alteração da circulação atmosférica induzindo a formação de um padrão de trem-de-onda que se propaga ao longo de latitudes tropicais e extratropicais até a América do Sul

⇩

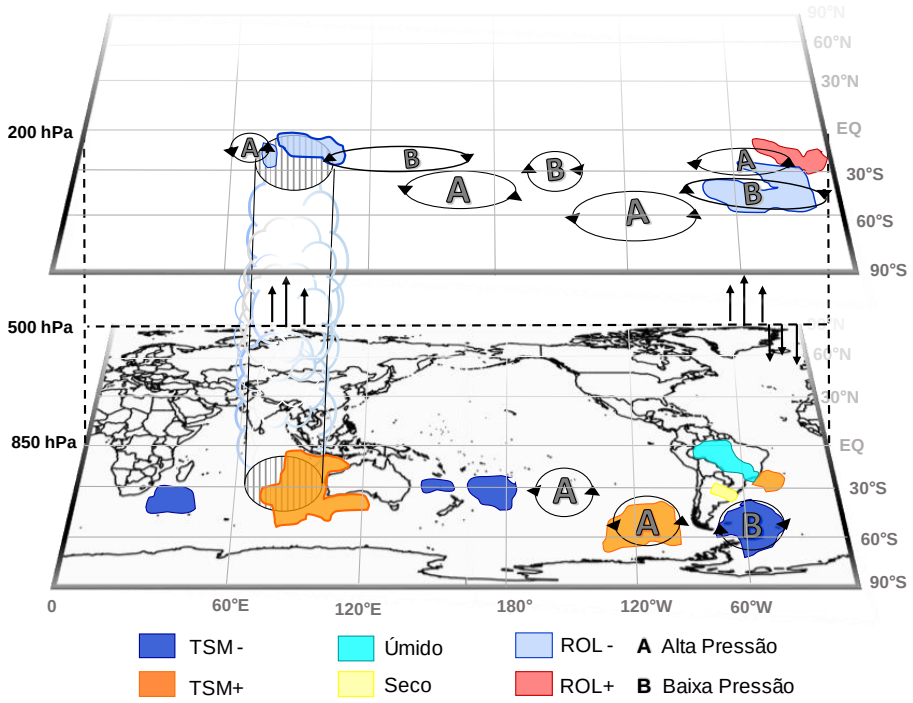
Presença concomitante de grandes áreas com TSM's anômalas sobre o sul dos Oceanos Pacífico e Atlântico, que associadas ao trem-de-onda intensificam a perturbação atmosférica

⇩

Simultaneamente, há a presença de TSM anomalamente quente sobre o Oceano Atlântico Tropical, adjacente a costa Sul e Sudeste do Brasil, auxiliando à evaporação e consequentemente a formação e desenvolvimento de nuvens sobre estas Regiões

⇩

Ventos anômalos da região equatorial em direção ao Sul/Sudeste da América do Sul, favorecendo o transporte de umidade da Amazônia para esta região, que pode alimentar os sistemas convectivos que ocorrem nestas regiões, propiciando a intensificação da incidência de descargas.



Fonte: Produção do autor.

6.3 Sumário da Parte II dos Resultados

A presente seção realizou uma filtragem de dados por meio da Análise de *Cluster,* para a identificação de regiões homogêneas de densidade de descargas atmosféricas no período de maior incidência de descargas atmosféricas – o verão, visando identificar os eventos extremos em escala regional. Adicionalmente, esta seção apresentou a análise dos campos atmosféricos e oceânicos associados a incidência de descargas no Estado de São Paulo, com foco no evento extremo mais representativo da série.

Os resultados mostraram que a técnica estatística de Análise de *Cluster* foi eficaz na identificação de padrões intrínsecos nos dados de descargas que ocorreram no Estado, apontando a existência de seis RH's, com máxima concentração de descargas sobre a RH4 (região metropolitana de São Paulo – RMSP) composta, em sua maioria, por áreas construídas e elevação em torno de 800 m. Os valores mínimos foram observados sobre a RH6 (oeste do Estado), compreendendo uma região mais arborizada e plana, com elevação em torno de 400 m. Apesar da RH4 ser expressivamente menor em dimensões geográficas que a RH6, as tendências revelaram magnitudes semelhantes entre ambas, o que revela o potencial das tempestades elétricas sobre a RMSP. As RH's 1 e 4 apresentaram as maiores variabilidades da incidência de descargas e a RH6 a menor. Já as RH's 2, 3 e 5 apresentam os valores de medianas próximas entre si. Em todas as RH's o evento extremo mais representativo da série ocorreu no trimestre de DJF de 2012/2013.

Na análise dos modos de variabilidade climática, foram observadas oscilações positivas e negativas entre correlações das descargas atmosféricas e a TSM nos Oceanos Índico, Pacífico, Atlântico Sul e Atlântico Tropical, que podem ser consideradas como indicativos de que, durante o período de 16 anos, a variabilidade da TSM nestes oceanos esteve relacionada à dinâmica das descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo.

Nos campos de altura geopotencial, circulação e função de corrente, pôde-se observar a influência de um padrão de trem de onda, conectando a região do Oceano Índico à América do Sul. Nos campos de ROL, umidade específica e potencial de velocidade, foram observados padrões favoráveis à formação

nebulosidade sobre a região em estudo, principalmente em dezembro de 2012 e fevereiro de 2013, meses que registraram as maiores incidências de descargas atmosféricas deste evento.

Especificamente sobre o leste do oceano Pacífico Sul, e oeste do oceano Atlântico Sul, os campos atmosféricos e oceânicos analisados apresentaram correlações representativas com o fenômeno em estudo, as quais podem ser um indicativo de uma possível relação entre as regiões sul dos oceanos do Pacífico e Atlântico e as descargas atmosféricas observadas sobre o Estado de São Paulo.

Diante do exposto, a conclusão desta parte dos resultados viabilizou o avanço no conhecimento dos mecanismos associados à elevada incidência de descargas atmosféricas observadas no verão de 2012/2013, podendo servir de embasamento para estudos relacionados a esta área, bem como subsídios para o conhecimento dos modos de variabilidade climática que influenciam o padrão de ocorrência deste fenômeno na região.

7. RESULTADOS: PARTE III

Nesta seção são apresentados os resultados obtidos nas projeções futuras da incidência de descargas atmosféricas para o Estado de São Paulo. O delineamento metodológico para se obter estas projeções, foi baseado nos resultados da seção anterior, referente aos aspectos climáticos associados a incidência de descargas, onde se obteve que a TSM é um dos parâmetros 'base' para a compreensão de anomalias de descargas, visto que, esta variável apresentou boa relação com a incidência de descargas no Estado. Desta forma, para realizar as projeções futuras da incidência de descargas, por meio da regressão linear múltipla (simultânea), selecionaram-se dados de TSM do Oceano Atlântico Sul e da variável ômega. Este último parâmetro foi selecionado pelo mesmo representar a convecção observada sobre o Estado e também por evidenciar maior relação com as descargas atmosféricas, após testes com outros parâmetros. Os dados de ômega foram selacionados nos níveis troposféricos de 850 e 500 hPa.

Um fato a se destacar, é que foram feitos testes para correlação defasada entre os meses do trimestre anterior a DJF, ou seja, SON, no entanto, os maiores valores de correlações foram obtidos na correlação simultânea. Duas possíveis explicações para isso é que, (1) as regiões oceânicas utilizadas foram selecionadas com base nos resultados obtidos para os meses do verão. Talvez, nos meses de outras estações, outras regiões oceânicas tenham correlações maiores; e/ou (2) a influência da TSM no verão esteja atrelada a uma escala sazonal, favorecendo a formação e o deslocamento de sistemas transientes.

A equação seguinte apresenta os valores obtidos no processo de validação cruzada, ao qual visa avaliar a estabilidade da relação encontrada. Nesta equação, "$D(t)$" representa a variação das descargas com o tempo, "O" Ômega e "AS" é a TSM no Oceano Atlântico Sul.

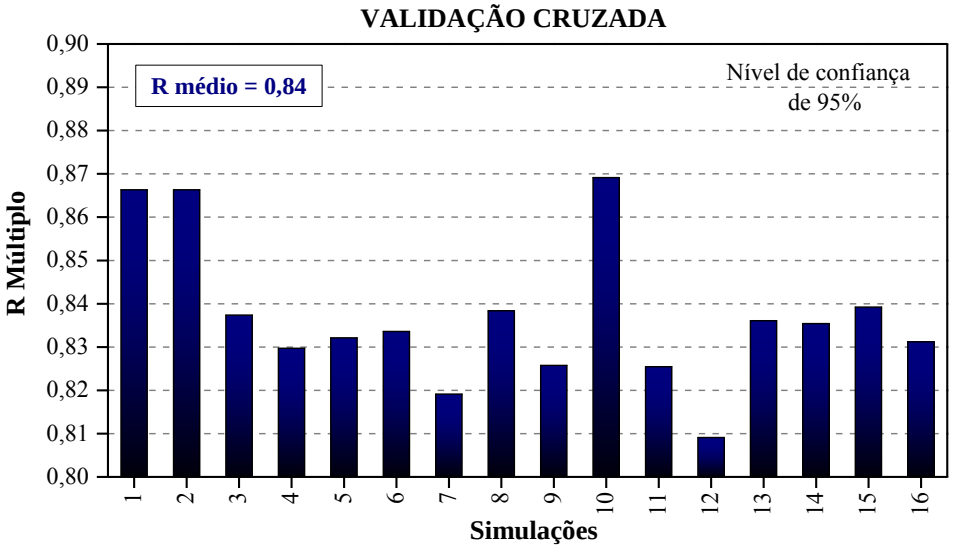
Para esta análise, os valores das variáveis foram normalizados para um valor unitário, afim de se obter a contribuição de cada membro na equação de correlação. Com isso, pôde-se observar que dentre as variáveis em estudos, a TSM do Oceano Atlântico Sul foi a que apresentou a maior contribuição na equação de correlação (-0,60). Isso provavelmente ocorre devido à TSM ser um

parâmetro base para anomalias climáticas (COELHO, et al., 2016; SANTOS, et al., 2017). Entretanto, a variável ômega também apresentou um valor satisfatório na relação com as descargas, visto que, está associada a convecção/nebulosidade observada sobre a área em estudo. O resíduo ou erro de regressão obtido nesta relação foi igual a 0,63, e o coeficiente de correlação (R) múltiplo foi de 0,84, equivalente a aproximadamente 84%.

$$D(t) = 0{,}10 + (0{,}55)O + (-0{,}60)AS + 0{,}63$$

A Figura 7.1 apresenta os valores de R múltiplo nas simulações da validação cruzada, na qual, observa-se que na maior parte das simulações, o coeficiente de correlação foi de aproximadamente 0,84. Entretanto, verificou-se que em algumas simulações, a relação entre as variáveis em estudo e as descargas alcançou valores de aproximadamente 0,87 (97%) como no caso das simulações 1, 2 e 10, equivalentes aos anos de 1999, 2000 e 2008, respectivamente. Este fato evidencia o grau representativo da relação entre as variáveis em análise e as descargas atmosféricas. O processo de validação é importante pois mostra se a equação observada pode ser aplicada em outras amostras de dados.

Figura 7.1 – Valores de R múltiplo das simulações da validação cruzada.



Fonte: Produção do autor.

Diante do exposto, tornou-se viável a análise das projeções futuras de descargas utilizando dados de modelos. Entretanto, para analisar adequadamente a dinâmica futura da incidência de descargas, faz-se necessário examinar primeiramente o desempenho destes modelos em simular as variáveis utilizadas. Sendo assim, primeiramente serão apresentadas as avaliações das previsões dos modelos, sendo quantificados bias e o *RMSE*, e em seguida, são realizadas as projeções futuras utilizando os cenários RCP's.

A Tabela 7.1 apresenta os resultados da avaliação de erro dos modelos. Para a TSM do Oceano Atlântico Sul, observou-se que o HadGEM2-ES superestimou este parâmetro, com valores de viés e *RMSE* elevados (3,6°C, 180,3%, respectivamente). Já o CSIRO-Mk3.6 apresentou bom resultado, com um subestimativa de apenas -0,2°C. O RMSE deste modelo para este parâmetro foi de 34,2.

Sendo assim, observou-se que para as a TSM do Atlântico Sul, o modelo CSIRO-Mk3.6 apresentou desempenho mais satisfatório que o HadGEM2-ES, devido a maior aproximação dos dados simulados com os dados observados. O HadGEM2-ES tende a apresentar TSM mais elevadas nesta região, o que em um clima futuro poderia indicar a intensificação da incidência de descargas sobre o

Estado de São Paulo, dada a relação entre a TSM destas regiões e as descargas atmosféricas.

Analogamente a TSM, a variável ômega também foi melhor simulada pelo modelo CSIRO-Mk3.6, em ambos os índices em análise. O erro sistemático do HadGEM2-ES foi de -0,009 W m^{-2} enquanto que do CSIRO-Mk3.6 foi de -0,006 W m^{-2}. O *RMSE* do HadGEM2-ES foi de 45,5%, e do CSIRO-Mk3.6 foi de 20,5%. Estes resultados mostram que no clima futuro o HadGEM2-ES tente a apresentar maior convecção/nebulosidade sobre a área em estudo, o que consequentemente, também intensificaria a incidência de descargas sobre São Paulo.

Por meio da análise destes índices, pôde-se observar a preponderância do CSIRO-Mk3.6 em relação HadGEM2-ES para a proximidade dos dados de reanálise nas simulações da variável ômega.

Tabela 7.1 – Medidas de erro das simulações dos modelos HadGEM2-ES e CSIRO-Mk3.6 para os campos de TSM do Oceano Atlântico Sul (Lat.: 57°S a 61°S e Long.: 50°W a 46°W) e Ômega (Pa s^{-1}). As unidades das medidas de erro são: Viés em °C para TSM e Pa s^{-1} para ômega; e RMSE em porcentagem para ambos.

TSM	Modelo	Viés	RMSE
Atlântico Sul	HadGEM2-ES	3,6	180,3
Atlântico Sul	CSIRO-MK3-6	-0,2	34,2
Ômega	HadGEM2-ES	-0,009	45,5
Ômega	CSIRO-MK3-6-0	-0,006	20,5

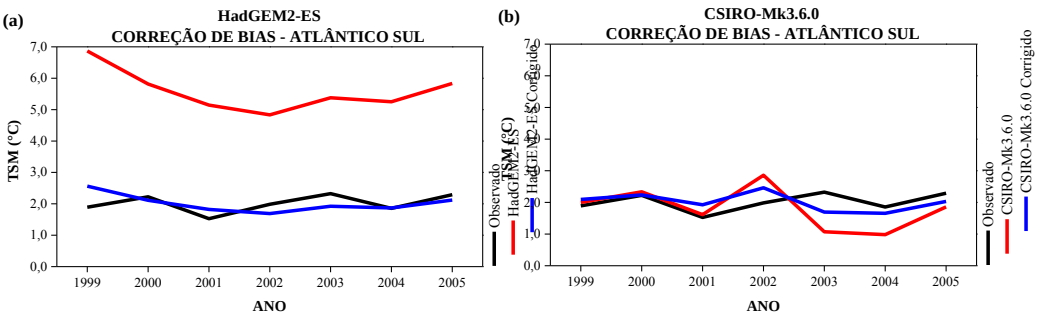
Diante da avaliação dos erros sistemáticos dos modelos, tornou-se imprescindível a correção dos mesmos, antes de gerar as projeções futuras propriamente ditas. Sendo assim, a Figura 7.2 apresenta os resultados obtidos pela aplicação do método de correção de viés. Nesta Figura, é exposta a comparação entre os dados observados (reanálise), simulados e corrigidos, dos parâmetros em estudo. O método estatístico de correção do modelo apenas remove o viés, sem fazer alterações na tendência da série temporal do modelo. Este fato é evidenciado mais nitidamente na TSM do Oceano Atlântico Sul, simulada pelo modelo HadGEM2-ES (Figura 7.2a), a qual apresentava os maiores índices de erros, conforme citado

anteriormente. Para este caso, verificou-se que o modelo (linha vermelha) conseguia representar a tendência dos dados observados (linha preta), entretanto, apresentava viés elevado. Ao aplicar o método de correção de viés (linha azul), nota-se que houve uma redução quase que total do erro.

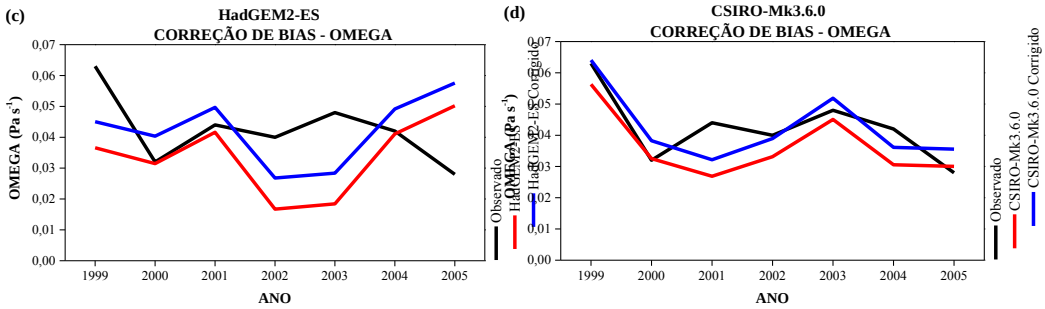
Para a variável ômega, ainda que com pequenas diferenças, notou-se que o CSIRO-Mk3.6 representou de forma mais eficaz os dados observados (Figura 7.2d) que o HadGEM2-ES (Figura 7.2c), o que resultou no melhor desempenho do método de correção de viés do modelo CSIRO-Mk3.6 em relação ao do HadGEM2-ES. Resultado semelhante a este, também utilizando o método de correção de viés proposto foi obtido por Lima, et al. (2017), em um estudo que avaliava a irradiação solar estimada pelo modelo BRAMS para o Norte do Brasil.

Em geral, os modelos HadGEM2-ES e CSIRO-Mk3.6 tendem a superestimar a TSM no Oceano Atlântico Sul, e tendem a subestimar Ômega, enquanto que a técnica estatística de pós-processamento aplicada aproxima estes valores simulados dos dados observados. Sendo assim, constata-se que a técnica estatística de correção de viés aplicada para aproximar os dados das séries temporais simuladas aos valores observados, foi eficaz, visto que o mesmo não alterou o perfil dos dados reais do modelo, somente reduziu o viés dos dados.

Figura 7.2 – Correção de bias dos modelos HadGEM2-ES e CSIRO-Mk3.6 para a TSM (°C) do Oceano Atlântico Sul (Lat.: 57°S a 61°S e Long.: 50°W a 46°W) e ômega (Pa s-1).



(Continua)



Fonte: Produção do autor.

A Figura 7.3 apresenta os resultados das projeções futuras da incidência de descargas para o Estado de São Paulo, por meio do ensemble entre os modelos climáticos supracitados. Na análise da Figura 7.3a, comparando toda a série de dados de anomalia das descargas, considerando o período observado e o período simulado, observa-se que há uma mudança no padrão, isto é, nos primeiros 10 anos da série, entre 1999 e 2009, os desvios de incidência de descargas eram em torno de -0,5, e a partir de 2010 observa-se que a maior parte dos desvios são positivos, com valor em torno de 1. Outro aspecto importante a se destacar na análise da série temporal da incidência de descargas sobre o Estado (ainda na Figura 7.3a), é que aparentemente ocorre um ciclo entre máximos e mínimos, desde os dados observados até o final das projeções futuras, entretanto, para gerar resultados significativamente estatísticos, seria necessário ampliar a série de dados, tanto observados quanto de projeções futuras.

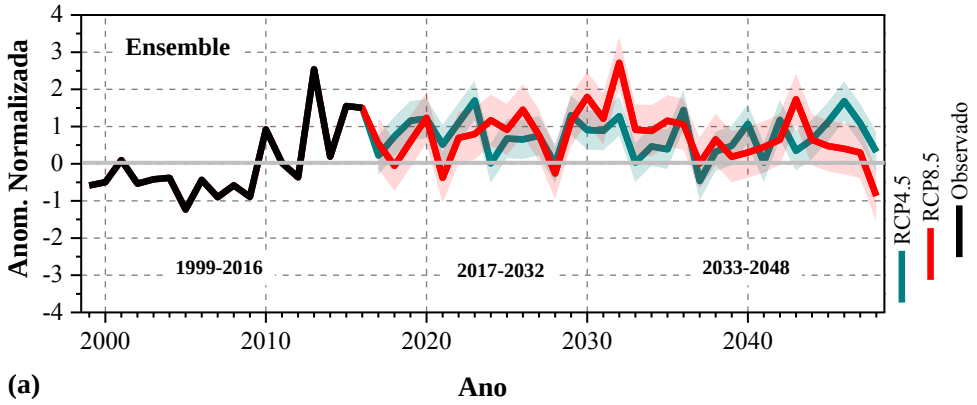
Para averiguar a ocorrência destes desvios, a Figura 7.3b mostra o percentual destes desvios, realizados por meio de uma regra de três simples. Nota-se que durante a série de 1999 a 2014 a maioria dos eventos ocorreram para anomalias negativas, com valor de 61,1% enquanto os desvios positivos foram de 38,9%, concentrados principalmente entre os anos de 2010 e 2014. Para o primeiro período das projeções futuras, entre 2017 e 2032 o cenário de baixas emissões (RCP4.5) apresenta uma preponderância de 100% dos desvios acima da média. O cenário de altas emissões (RCP8.5) também mostra maior percentual dos eventos acima da média, com valor de 81,2,5%, enquanto os eventos abaixo da média ocorrem com percentual de 18,8%.

No último período analisado, compreendendo os anos de 2033 a 2048 o cenário RCP4.5 apresenta a maior parte dos eventos acima da média, com percentual de

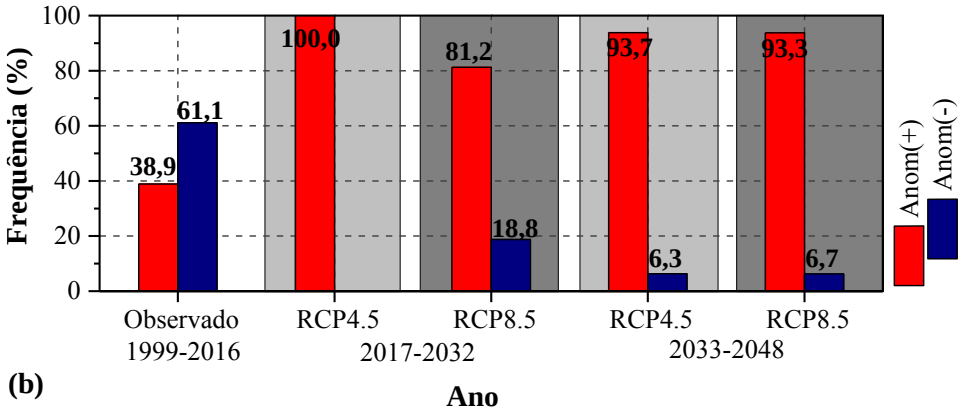
93,7% e 6,3% abaixo da média. Analogamente, ao cenário RCP4.5 para este período, o RCP8.5 apresenta maior percentual de desvios acima da média, com valor de 93,3%, enquanto os desvios negativos ocorrem em torno de 6,7%. Estes resultados revelam que, de modo geral, espera-se um aumento percentual da ocorrência de eventos de descargas acima da média no clima futuro, em ambos os cenários de emissões.

Estes resultados sugerem que as descargas atmosféricas estão mais suscetíveis à ocorrência de eventos climáticos extremos. Resultado semelhante a este, no entanto para outras variáveis meteorológicas foi descrito por Marengo (2014). O autor explica que, como estes eventos extremos são associados à variabilidade natural do clima, existem evidências de que eles podem ser ainda mais intensos e frequentes em um clima futuro mais quente, cenário que foi evidenciado no quinto relatório do IPCC (AR5), ao qual foi detectado um aumento na temperatura global, da ordem de 0,9°C desde 1850. Neste relatório, o IPCC AR5 atribuiu o aquecimento global às atividades humanas. Diante disso, demonstra-se a importância da previsibilidade climática das descargas atmosféricas, visando à prevenção dos impactos causados por este fenômeno.

Figura 7.3 – Projeções climáticas de descargas atmosféricas para o Estado de São Paulo, considerando: (a) anomalia; (b) frequência (em porcentagem) dos eventos acima e abaixo.



(Continua)



(b)

Fonte: Produção do autor.

7.3 Sumário da Parte III dos Resultados

Nesta seção foram apresentados os resultados das projeções futuras de descargas atmosféricas NS para o Estado de São Paulo, baseada na técnica de regressão múltipla e utilizando os modelos climáticos globais HadGEM2-ES e CSIRO-Mk3.6.0. Foi realizada a normalização dos dados para um valor unitário, admitindo a média como zero, visando aferir o peso individual de cada variável na análise da regressão, e as anomalias da incidência do fenômeno nas projeções futuras.

Em virtude de alguns erros sitemáticos dos modelos, foi realizada a correção de viés antes da utilização dos dados dos mesmos, visando à obtenção de resultados mais satisfatórios. Por meio da aplicação da técnica de regressão, observou-se um valor de *R* múltiplo igual a 0,84, revelando o grau expressivo da relação entre as variáveis em estudo e as descargas atmosféricas no Estado de São Paulo, e possibilitando assim a elaboração das projeções climáticas da incidência de descargas.

Nas projeções futuras, ao comparar os desvios do clima atual e do clima futuro, observou-se que no clima atual a maior parte dos eventos ocorreram abaixo da media, isto é, apresentaram anomalias negativas da incidência de descargas. Entretanto, no clima futuro as projeções sugerem a ocorrência de anomalias acima da media na maior parte dos eventos, tanto no cenário de baixas emissões como no cenário de altas emissões.

8. CONCLUSÕES

O presente trabalho abordou o estudo das descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo, no Sudeste do Brasil. O trabalhou realizou uma atualização da climatologia das descargas para a região e identificou os eventos extremos climáticos em múltiplas escalas temporais. Além disso, determinou os modos de variabilidade climática associados à incidência de descargas e, adicionalmente, realizou projeções futuras deste fenômeno.

Os resultados da análise climática mostraram que, na escala anual, há uma elevada concentração de descargas na região centro-leste do Estado, com máximo ocorrendo sobre a RMSP. A análise da tendência revelou que há uma tendência crescente de +11498 descargas/ano, com nível de significância estatística de 10%. A análise sazonal mostrou que no verão e no outono, o padrão espacial se mantém ao observado na escala anual e que no inverno, o padrão se modifica, e a área de maior concentração de descargas passa a ser de sudoeste. A primavera foi considerada como a estação de transição de padrões espaciais. A análise das tendências mostrou aumento da incidência de descargas no verão e no outono com níveis de significância de 10% e 5%, respectivamente. Já no inverno e na primavera foram observadas tendências decrescentes.

A análise da escala mensal viabilizou identificar peculiaridades da escala sazonal, como a mudança do padrão espacial de alta concentração de descargas entre a estação de maior e menor atividade elétrica, que ocorre em maio e outubro/novembro, respectivamente. De todas as estações, o outono foi à única que apresentou tendências crescentes em todos os meses analisados.

Observou-se que, de modo geral, a frequência dos eventos extremos vem aumentando nos últimos anos, com aproximadamente 60% dos casos entre 2009 e 2014. Estes resultados sugerem que as descargas atmosféricas, assim como outras variáveis meteorológicas, estão mais suscetíveis à ocorrência de eventos climáticos extremos.

O campo de Polaridade revelou que há tendência de aumento em quase a totalidade das escalas (exceto em dois meses do ano) para as descargas positivas. O mesmo foi observado para as descargas negativas, entretanto, para esta

polaridade, foram observados sete casos com tendências negativas. No campo de multiplicidade, a análise da tendência mostrou que este parâmetro vem diminuindo ao longo dos anos, com tendência de descréscimo em quase todos os períodos, para as descargas positivas, e em todos os períodos das descargas negativas. Já o Pico de Corrente apresentou vários períodos com tendência de decréscimo para as descargas positivas e de aumento para as descargas negativas.

Na análise da dinâmica climática associada a incidência de descargas, foi constatado que os modos de variabilidades dos Oceanos Índico, Pacífico, Atlântico Sul e Atlântico Tropical estiveram relacionados com a incidência de descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo, durante o período de 16 anos (1999 a 2014). Os campos de altura geopotencial, circulação e função de corrente, indicaram a influência de um padrão de trem de onda, conectando a região do Oceano Índico à América do Sul. Nos campos de ROL, umidade específica e potencial de velocidade foram observados padrões favoráveis à formação de nebulosidade sobre a região em estudo, principalmente nos meses de dezembro de 2012 e fevereiro de 2013, meses pelos quais foram registradas as maiores incidências de descargas atmosféricas sobre a região em estudo.

Nas projeções futuras, ao comparar os desvios do clima atual e do clima futuro, observou-se que no clima atual a maior parte dos eventos ocorreram abaixo da media, isto é, apresentaram anomalias negativas da incidência de descargas. Entretanto, no clima futuro as projeções indicam a ocorrência de anomalias acima da media na maior parte dos eventos, tanto no cenário de baixas emissões como no cenário de altas emissões.

Diante do exposto, o presente trabalho representa uma contribuição ao avanço no conhecimento dos aspectos climáticos associados à ocorrência de eventos extremos de descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo, aos quais podem auxiliar no aperfeiçoamento de sistemas de alerta e previsão, visando evitar e/ou minimizar os impactos causados por este fenômeno.

9. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Ao término deste trabalho e após a análise dos resultados obtidos, observou-se a necessidade de estudos complementares que poderão levar a resultados ainda mais satisfatórios. Sendo assim, sugerem-se algumas alternativas:

a) Aplicação da Análise de Cluster para as estações de outono, inverno e primavera visando identificar as regiões homogêneas da incidência de descargas para estas estações do ano;

b) Com a inserção do estudo das demais estações do ano, sugere-se identificar a possível existência de outros modos de variabilidade climática que modulam a incidência de descargas nas estações supracitadas;

c) A partir dos resultados para todas as estações, sugere-se desenvolver uma metodologia de previsões sazonais;

d) Aumentar o número de modelos climáticos utilizados na projeção do clima futuro, bem como utilizar modelos climáticos regionais acoplados a modelos globais, e aplicar a metodologia utilizada neste estudo, visando a comparação com as projeções obtidas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, R. I. **Eletrificação dos sistemas precipitantes na região Amazônica:** processos físicos e dinâmicos do desenvolvimento de tempestades. 2008. 198p. Tese (Doutorado em Ciências) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

ALEXANDER, L. V. et al. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. **J. Geophys. Res.**, v. 111, n. D05109, 2006. doi:10.1029/2005JD006290.

ALLEY et al. Summary for policymakers. In: **Climate change 2007**. The physical Science basis. Cambridge: Cambridge University Press: United Kingdom and New York, 2007. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

BJERKNES, J. B. Saturated-adiabatic ascent of air through dry-adiabatically descending environment. **Quart. J. R. Met. Soc.**, v. 64, p. 325-330. 1938.

BELLOUIN, N. et al. The HadGEM2 family of met office unified model climate configurations. **Geoscientific Model Development**, v. 4, n. 3, p. 723-757, 2011.

BOORMAN, P.; JENKINS, G.; MURPHY, J. BRUGESS, K. **Future changes in lightning from the UKCP09 ensemble of regional climate model projections.** Future changes in lightning projections: Technical note. UK Climate Projections - Met Office Hadley Centre. Novembro de 2010.

BOURSCHEIDT, V.; PINTO JR, O.; NACCARATO, K. P. Improvements on lightning density estimation based on analysis of lightning location system performance parameters: Brazilian case. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 52, n. 3, p. 1648-1657, 2014.

BURROWS, W. R.; KOCHTUBAJDA, B. A decade of cloud-to-ground lightning in Canada: 1999–2008. Part 1: flash density and occurrence. **Atmosphere-ocean**, v. 48, n. 3, p. 177-194, 2010.

CARDOSO, I. Os números (surpreendentes) de mortes por raios no Brasil. **Scientific American Brasil**, v. 10, n. 110, p. 42-45, 2011

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

CAREY L. D.; RUTLEDGE, S. A.; PETERSEN, W. A. The relationship between severe storm reports and cloud-to-ground lightning polarity in the contiguous United States from 1989 to 1998. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 7, p. 1211-1228, July 2003.

CASSARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação sobre o Sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83-90, 1986.

CAVALCANTI, I. F.A. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, 2009.

CAVALCANTI, I. F. A.: SHIMIZU, M. H. Climate fields over South America and variability of SACZ and PSA in HadGEM2-ES. **American Journal of Climate Changes**, v. 1, p. 132-144, 2012. doi:10.4236/ajcc.2012.13011.

CHOU, S.C. et. al. **Simulações em alta resolução das mudanças climáticas sobre a América do Sul**. Brasília-DF: Ministério da Ciência, Tecnologia e Inovação, 2016.

COELHO, C.A.S.; DE OLIVEIRA, C. P.; AMBRIZZI, T.; REBOITA, M. S.; CARPENEDO, C. B.; CAMPOS, J. L. P. S.;DA ROCHA, R. P. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, v. 46, n. 11-12, p. 3737-3752, 2016.

COLLIER, M. A. et al. The CSIRO-Mk3. 6.0 Atmosphere-Ocean GCM: participation in CMIP5 and data publication. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON MODELLING AND SIMULATION–MODSIM, 19., 2011, Perth, Western Australia. **Proceedings…** Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand, 2011.

COLLINS, W. J. et al. Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2. **Geoscientific Model Development,** v. 4, p. 1051-1075, 2011. doi: 10.5194/
gmd-4-1051-2011.

COQUILLAT, S.; BOUSSATON, M-P.; BUGUET, M.; LAMBERT, D.; RIBAUD, J-F.; BERTHELOT, A. Lightning ground flash patterns over Paris area between 1992 and 2003: Influence of pollution? **Atmospheric Research,** v. 122, p. 77-92, 2013.

CORRAR, L. J.; PAULO, E.; DIAS FILHO, J. M. **Análise multivariada: para os cursos de administração, ciências contábeis e economia**. São Paulo: Atlas, 2007. p. 280-323.

COX, P. M. Description of the "TRIFFID" dynamic global vegetation model. Bracknell, UK: Hadley Centre, Met Office, 2001. Hadley Centre Technical Note 24. Disponivel em: < http://climate.uvic.ca/model/common/HCTN_24.pdf>. Acesso em: 27 fev. 2017.

COORDENADORIA DE PLANEJAMENTO AMBIENTAL DA SECRETARIA DO MEIO AMBIENTE DO ESTADO DE SÃO PAULO (CPLA/SMA). CESSÃO DE DADOS, 2013. Disponível em: http://www.ambiente.sp.gov.br/cpla/cessao-de-dados/. Acesso em: 22 de junho de 2015.

CUBASCH, U.; WUEBBLES, D.; CHEN, D.; FACCHINI, M.C.; FRAME, D.; MAHOWALD, N.; WINTHER, J.-G. **2013:** Introduction. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 119–158, doi:10.1017/CBO9781107415324.007.

DAI, A.; FUNG, I. Y.; DEL GENIO, A. D. 1997. Surface observed global land precipitation variations during 1900-1988. **J. Climate**, v.10, p.2943-2962, 1997.

DEL RÍO, S.; HERRERO, L.; FRAILEB, R.; PENASA. A. Spatial distribution of recente rainfall trends in Spain (1961–2006). **Int. J. Climatol**. v.31, p.656–667. 2011.

EMANUEL, Kerry A. On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric soundings. **Monthly weather review**, v. 111, n. 10, p. 2016-2033, 1983.

EVERITT, B.S.; DUNN, G. **Applied multivariate analysis**. London: Edward Arnold, 400p. 1991.

FARIAS, W.R.G. PINTO JR, O., NACCARATO, K.P., PINTO, I.R.C.A. Anomalous lightning activity over the Metropolitan Region of São Paulo due to urban effects. **Atmospheric Research,** v. 91, p. 485-490, 2009.

FARIAS, W.R.G.; PINTO JR, O.; PINTO, I.R.C.A.; NACCARATO, K. P. The influence of urban effect on lightning activity: evidence of weekly cycle. **Atmospheric Research**, 2012.

FAN, X.; WANG, M.. Change trends of air temperature and precipitation over Shanxi Province, China. **Theoretical and applied climatology**, v. 103, n. 3-4, p. 519-531, 2011.

FEDDERSEN, H.; NAVARRA, A.; WARD, M. N. Reduction of model systematic error by statistical correction for dynamical seasonal predictions. **Journal of Climate**, v.12, n. 7, p. 1974–1989, 1999.

FIELD, C. B. et al. **Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation**: summary for policymakers. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 19 pp. [Available online at http://ipcc-wg2.gov/SREX /images/uploads/SREX-SPMbrochure_FINAL.pdf.]

FRAEDRICK K.; M. LUTZ. Zonal teleconnections and longitude-time lag correlation of the 500 mb geopotencial along 50oS. **J. Atmos. Sci.**, 43: 2116-2126, 1986.

FUQUAY, D. M. Positive cloud-to-ground lightning in summer thunderstorms. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 87, n. C9, p. 7131-7140, 1982.

GIJBEN, M. The lightning climatology of South Africa. **South African Journal of Science**, v. 108, n. 3-4, p. 44-53, 2012.

GILBERT, R.O. **Statistical methods for environmental pollution monitoring**. New York: Van Nostrand Rienhold Company, Inc., 1987. 320 p.

GHILL, M.; K.MO, 1991. Intraseasonal Oscillations in the global atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. **J.Atmos.Sci.**, 48: 780-790.

GOOSSENS, C.; BERGER, A. Annual and seasonal climatic variations over the northern hemisphere and Europe during the last century. **Annales Geophysicae,** Berlin, v.4, n.B4, p.385-400, 1986.

GORDON, H. B.; ROTSTAYN, L. D.; MCGREGOR, J. L.; DIX, M. R.; KOWALCZYK, E. A.; O'FARRELL, S. P.; WATERMAN, L. J.; HIRST, A. C.; WILSON, S. G.; COLLIER, M. A.; WATTERSON, I. G.; ELLIOTT, T. I. **The CSIRO Mk3 climate system model**. Aspendale, Vic., Australia: CSIRO Atmospheric Research, 2002. 134p. Technical Paper No. 60., Disponível em: http://www.cmar.csiro.au/e-print/open/ gordon 2002a.pdf, 2002

GORDON, H.B.; O'FARRELL, S.P.; COLLIER, M.A.; DIX, M.R.; ROTSTAYN, L.D.; KOWALCZYK, E.A.; HIRST, A.C.; WATTERSON, I.G. **The CSIRO-Mk3.5 climate model**. Aspendale, Vic., Australia: The Centre for Australian Weather and Climate Research, 2010. 62p. Technical Report No. 21. Disponível em: http://www.cawcr.gov.au/publications/technicalreports.php.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 25, n. 4, 537-554, DOI: 10.1007/s00477-010-0420-1, 2011.

GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 9, p. 2257-2275, 2009. DOI: 10.1175/2008JCLI2345.1

HALKIDI, M.; BATISTAKIS, Y.; VAZIRGIANNIS, M. On clustering validation techniques, **Journal of Intelligent Information Systems**, v. 17, n. 2/3, p. 107-145, 2001.

HULME, M.; JENJINS, G. J.; LU, X.; TURNPENNY, J. R.; MITCHELL, T. D.; JONES, R. G.; LOWE, J. A.; MURPHY, J. M.; HASSEL, D.; BOORMAN, P.; MACDONALD, R.; HILL, S. **Climate change scenarios for the United Kingdom**: the UKCIP02 scientific report. Norwich, UK: Tyndall Centre for Climate Change Research, 2002.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **População do Estado de São Paulo**. Acesso em: 19 de outubro de 2016. Disponível em http://www.ibge.gov.br/estadosat/perfil.php?sigla=sp. 2016.

INTERGOVERNMENTAL PANEL IN CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate Change Impacts, Adaptation and Vulnerabilit,y Summary for Policymakers**. Working Group II Contribution to the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 23p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL IN CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2013**: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Edited by T. F. Stocker et al. Cambridge: Cambridge University Press, 2013

INTERGOVERNMENTAL PANEL IN CLIMATE CHANGE (IPCC). **Climate change 2014**: impacts, adaptation, and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Edited by C. B. Field et al. Cambridge: Cambridge University Press,2014.

IRIBARNE, J. V.; CHO, H. R. **Atmospheric physics**. 3. ed. Dordrecht: Deidel Publishing Company, 1980. 212 p.

JEFFREY, S. J. et al. Australia's CMIP5 submission using the CSIRO Mk3. 6 model. **Aust. Meteor. Oceanogr. J**, v. 63, p. 1-13, 2013.

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

KÖPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde**. Gotha: Verlag Justus Perthes. 1928. Wall-map 150cmx200cm.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. Precipitation and atmospheric circulation anomaly patterns in the South American sector. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.3, p.199-206, 1988.

KENDALL, M.G. **Rank correlation methods.** 4. ed. London: Charles Griffin, 1948.

LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A.; WIENS, K. C. Origins of positive cloud-to-ground lightning flashes in the stratiform region of a mesoscale convective system. **Geophysical research letters**, v. 31, n. 10, 2004.

LIMA, F.J.L.; AMANAJÁS, J.; GUEDES, R.; SILVA, E. Análises de componente principal e de agrupamento para estudo de ventos para a geração de energia eólica na região do Ceará, Paraíba, Pernambuco e Rio Grande do Norte, Brasil. **Rev. Ambient. Água, Taubaté**, v. 5, p. 188-201, 2010.

LIMA, F. J. L. et al. Evaluation of the wind power in the State of Paraíba using the Mesoscale Atmospheric Model Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System. **ISRN Renewable Energy**, v. 2012, n. ID 847356, p. 1–16, 2012.

LIMA, F.J.L. **Previsão de irradiação solar no Nordeste do Brasil empregando o modelo WRF ajustado por Redes Neurais Artificiais (RNAS).** 2015. 216 f. IBI: <8JMKD3MGP8W/3JH3BSE>. (sid.inpe.br/mtc-m18/2015/05.21.19.32-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3JH3BSE>.

LIMA, F. J. L.; COSTA, R. S.; GONÇALVES, A. R.; SANTOS, A. P. P.; MARTINS, F. R.; PEREIRA, E. B. Avaliação das estimativas de irradiação solar do BRAMS e desenvolvimento de uma técnica estatística de pós-processamento para o Norte do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 10, n. 1, 2017.

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

MANN, H.B. Non-parametric tests against trend. **Econometric**a, 1945, 13p.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. **Journal of climate**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280, 2004.

MARENGO, José A. O futuro clima do Brasil. **Revista USP**, n. 103, p. 25-32, 2014.

MARTIN, G. M.; RINGER, M. A.; POPE, V. D.; JONES, A.; DEARDEN, C.; HINTON, T. J. The physical properties of the atmosphere in the new Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM1). Part I: model description and global climatology. **Journal of Climate**, v. 19, p. 1274-1301, 2006.

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

MEINSHAUSEN, M. *et al*. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. **Climate Change**, v. 109, p. 213-241, 2011. DOI10.1007/s10584-011-0156-z.

MIRANDA, M.J.; PINTO, H.S.; ZULLO JÚNIOR, J.; FAGUNDES, R.M.; FONSECHI, D.B.; CALVE, L. PELLEGRINO, G.Q. **Classificação climática de Koeppen para o Estado de São Paulo.** Campinas: Centro de Pesquisas Meteorológicas e Aplicadas à Agricultura (CEPAGRI), 2014. Disponível em: http://www.cpa.unicamp.br/outras-informacoes/clima-dos-municipios-paulistas.html. Acesso em: 06 de março de 2017.

MO, K. C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 5, p. 877-902, 1987.

MO, K. C.; PAEGLE, J. N. The Pacific–South American modes and their downstream effects. **Journal of Climate**, v. 21, p. 1211–1229, 2001.

MOORE, C. B.; VONNEGUT, B.; HOLDEN, D. N. Anomalous electric-fields associated with clouds growing over a source of negative space-charge. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. D11, p. 13127-13134, Sept. 1989.

MOTA, M. A. S.; NOBRE, C. A. Relação da variabilidade da energia potencial convectiva disponível (CAPE) com a precipitação ea alta da Bolívia durante a campanha "Wet-AMC/LBA". **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3b, p. 132-143, 2006.

MOTA, M.A.S. **Convecção na Amazônia:** variabilidade, efeitos e resposta na circulação de grande escala. 2007. 194 p. IBI: <6qtX3pFwXQZ3P8SECKy/DjRts>. (INPE-15212-TDI/1308) . Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007. Disponível em: <http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ3P8SECKy/DjRts>.

NACCARATO, K.P.; PINTO, O. JR.; PINTO, I.R.C.A. A study of the lightning characteristics in the Southeastern Brazil based on an analysis of the performance of the lightning location system. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUNDING AND EARTHING (GROUND'2002) AND BRAZILIAN WORKSHOP ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY (WAE), 3., 2002, Rio de Janeiro, Brasil. **Proceedings...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Proteção Elétrica (SB-RAI), 2002. p. 47-52.

NACCARATO, K.P.; PINTO JR., O.; PINTO, I.R.C.A. Influence of the sensor network on the geographical distribution of the cloud-to-ground strokes reported by a lightning location system. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE PROTEÇÃO CONTRA DESCARGAS ATMOSFÉRICAS, 7., 2003, Curitiba, Brasil. **Proceedings...** São Paulo: Instituto de Eletrotécnica e Energia (IEE), 2003. p. 17-22. (ISBN 1676-9899).

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

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

O'FARRELL, S.P. Investigation of the dynamic sea-ice component of a coupled atmosphere-sea-ice general circulation model. **J. Geophys. Res.**, v. 103, p. 15751–15782, 1998.

OLIVEIRA, R.A.J. **Análises das tendências da precipitação sobre o Brasil e impactos do desmatamento no regime de chuvas na Amazônia Legal**. 2011. 120 p. IBI: <8JMKD3MGP8W/3AU5T4P>. (sid.inpe.br/mtc-m18/2011/12.08.10.56-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3AU5T4P>.

ORVILLE, R. E. Calibration of a magnetic direction finding network using measured triggered lightning return stroke peak currents. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n.D9, p. 17135-17142, Sept. 1991.

ORVILLE, R. E.; HUFFINES, G. R. Cloud-to-ground lightning in the United States: NLDN results in the first decade, 1989-98. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 5, p. 1179-1193, 2001.

ORVILLE, R. E.; HUFFINES, G. R.; Burrows, W. R.; Cummins, K. L. The North American lightning detection network (NALDN)-Analysis of flash data: 2001-09. **Monthly Weather Review,** v.139, 1305-1322, 2011.

PACANOWSKI, R.C. (ed.).**MOM 2 Version 2 -** documentation, user's guide and reference manual. Princeton, NJ: Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA, 1996. GFDL Ocean Technical Report 3.2. http:// www.gfdl.noaa.gov/cms-filesystem-action/model_development/ ocean/manual2.2.pdf

PETERSON, T. C.; HOERLING, M. P.; STOTT, P. A.; HERRING, S. C. Explaining extreme events of 2012 from a climate perspective. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 9, p. S1-S74, 2013.

PINKAYAN, S. **Conditional probabilities of occurrence of wet and dry years over a large continental area**. Fort-Collins: Colorado State University, 1966. 54 p.(Hydrology Papers, 12).

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A. **Tempestades e relâmpagos no Brasil**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000. 185p. ISBN 85-901719-1-4. IBI: <6qtX3pFwXQZsFDuKxG/DPTCE>. (INPE-8542-RPQ/724). Disponível em: <http://urlib.net/6qtX3pFwXQZsFDuKxG/DPTCE>.

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

PINTO JR., O. **Lightning in the tropics**. New York: Ed. Nova Publishers, 2009.

PINTO JR, O.; NACCARATO, K. P.; PINTO, I.R.C.A. Thunderstorm incidence in southeastern Brazil estimated from different data sources. **Annales Geophysicae.**, v. 31, p. 1213–1219, 2013a.

PINTO JR, O.; PINTO, I. R. C. A.; FERRO, M.A.S. A study of the long-term variability of thunderstorm days in southeast Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres,** v. 118, p. 1–16, 2013b. doi:10.1029/2012JD018763.

PORTAL ELAT. Notícias ELAT: Raio explode tanque de combustível no estado de São Paulo. Acesso em: agosto de 2014. Disponível em: http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/noticias/informativo/index.php?informativo=110. 2013a.

PORTAL ELAT. Boletins: Dois turistas morrem atingidos por um raio em praia de Bertioga, SP. Acesso em: agosto de 2014. Disponível em: http://www.inpe.br/webelat/boletim_tecnico/php/mostrar_todos_boletins.php. 2013b.

PORTAL ELAT. Estágios da Tempestade. Acesso em: outubro de 2016. Disponível em: http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/tempestades/evolucao.php. 2016a.

PORTAL ELAT. Conceitos meteorológicos. Acesso em: outubro de 2016. Disponível em: http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/tempestades/conceitos.meteorologicos.php. 2016b.

PORTAL ELAT. Estrutura Elétrica. Acesso em: outubro de 2016. Disponível em: http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/tempestades/estrutura.eletrica.php. 2016c.

PORTAL ELAT. Tipos de relâmpagos. Acesso em: outubro de 2016. Disponível em: http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/relamp/relampagos/tipos.php. 2016d.

PORTAL ELAT. Corrente elétrica do raio. Acesso em: outubro de 2016. Disponível em: http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/relamp/relampagos/caracteristicas.da.corrente.eletrica.php. 2016e.

PORTAL ELAT. Sistemas de detecção. Acesso em: julho de 2017. Disponível em: http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/tecnicas/sistemas.de.deteccao.php. 2017.

PRICE, C.; RIND, D. A simple lightning parametrisation for calculating global lightning distributions. **Journal of Geophysical Research,** v. 97, n. D9, p. 9919-9933, 1992.

PRICE, C.; RIND, D. Modelling global lightning distributions in a General Circulation Model. **Monthly Weather Review,** v. 122: 1930–1939. 1994a.

PRICE, C.; RIND, D. Possible implications of global climate change on global lightning distributions and frequencies. **Journal of Geophysical Research,** v. 99, n. D5, p.10823–10831, 1994b.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. **Lightning:** physics and effects. Cambridge: Cambridge University, 2003. 687 p. ISBN 0-521-58327-6.

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

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. D. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terrae Didatica**, v. 8, n. 1, p. 34-50, 2012.

REIS JÚNIOR, D. S. Previsão sazonal de vazões no estado do ceará. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE, 8., 2006. Gravatá-PE-Brasil. **Anais...** Associação Brasileira de Recursos Hídricos. 2006.

ROTSTAYN, L. D., COLLIER, M. A., DIX, M. R., FENG, Y., GORDON, H. B., O'FARRELL, S. P., SMITH, I.N., SYKTUS, J. Improved simulation of Australian climate and ENSO-related rainfall variability in a global climate model with an interactive aerosol treatment. **International Journal of Climatology**, v. 30, n. 7, p. 1067-1088, 2010.

ROTSTAYN, L. D. et al. Aerosol-and greenhouse gas-induced changes in summer rainfall and circulation in the Australasian region: a study using single-forcing climate simulations. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 12, n. 14, p. 6377, 2012.

SABA, M. M. F.; BALLAROTTI, M. G.; PINTO JR., O. Negative cloud-to-ground lightning properties from high-speed video observations. **Journal of Geophysical Research,** v. 111, n. D03101, p. 1-9, 2006.

SALMI, T.; MÄÄTTÄ, A.; ANTTILA, P.; RUOHO-AIROLA, T.; AMNELL, T. **Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates** – the Excel template application MAKESENS. Helsinki, 2002. (Publications on Air Quality No. 31, Report code FMI-AQ-31).

SANTOS, A. P. P.; PINTO JR, O. Evento extremo de relâmpago no Rio de Janeiro-RJ associado a fatores dinâmicos e termodinâmicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA (CBA), 18., 2013, Belém-PA, Brasil. **Anais...** Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 2013.

SANTOS, A. P. P. D.; SOUZA, J. R. S. D.; SOUZA, E. B. D.; CARMO, A. D. M. C. D.; RIBEIRO, W. M. D. N. Electric systems failures produced by CG lightning in Eastern Amazonia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. SPE, p. 31-40, 2014.

SANTOS, A. P. P.; ARAGÃO, M. R. D. S.; CORREIA, M. D. F.; SANTOS, S. R. Q. D.; SILVA, F. D. D. S.; ARAÚJO, H. A. D. Precipitation in Salvador city: temporal variability and classification in quantis. **Revista Brasileira de Meteorologia,** (AHEAD), v. 31, n. 4, 454-467, 2016a.

SANTOS, A. P. P.; PINTO JÚNIOR, O.; SOUZA, E. B.; AZAMBUJA, R.; SANTOS, S. R. Q. Spatiotemporal variability and identify Extreme Events of Lightning in the State of São Paulo during the Summer. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 2, 2016b.

SANTOS, A. P. P.; PINTO JÚNIOR, O.; SOUZA, E. B.; AZAMBUJA, R.; LIMA, F. J. L.; SANTOS, S. R. Q. Eventos climáticos extremos de descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo. Parte I: aspectos anuais e sazonais. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 5, p. 1346-1356, 2016c.

SANTOS, A. P. P.; PINTO JÚNIOR, O.; SOUZA, E. B.; AZAMBUJA, R.; LIMA, F. J. L.; SANTOS, S. R. Q. Eventos climáticos extremos de descargas atmosféricas sobre o Estado de São Paulo. Parte II: Aspectos mensais e frequências em múltiplas escalas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 5, p. 1346-1356, 2016d.

SANTOS, A. P. P.; LIMA, F. J. L.; SOUZA, E. B.; PINTO JÚNIOR, O, SANTOS, S. R. Q. Aplicação da análise cluster na identificação de regiões homogêneas para incidência de descargas atmosféricas do tipo nuvem-solo no Estado de São Paulo, Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 9, n. 7, p. 2188-2195, 2016e.

SANTOS, A.P.P., COELHO, C.A.S., PINTO JR, O., SANTOS, S.R.Q., LIMA, F.J.L., DE SOUZA, E.B. Climatic diagnostics associated with anomalous lightning incidence during the summer 2012/2013 in Southeast Brazil. **International Journal of Climatology**. Aceito para publicação. DOI: 10.1002/joc.5227. 2017.

SAUNDERS, C. P. R. Thunderstorm electrification. In: Volland, H. ed. **Handbook of atmospheric electrodynamics**. Boca Raton: CRC Press, 1995. v. 1, Cap. 3, p. 61-92.

SEN, P. K.. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. **Journal of the American Statistical Association**, v. 63, n. 324, p. 1379-1389, 1968.

SEN ROY, S.; BALLING JR, R. C. Spatial patterns of diurnal lightning activity in southern Africa during austral summer. **Atmospheric Research**, v. 145, p. 182-188, 2014.

SIINGH, D., BUCHUNDE, P. S., SINGH, R. P., NATH, A., KUMAR, S., GHODPAGE, R. N. Lightning and convective rain study in different parts of India. **Atmospheric Research**, v.137, p. 35-48, 2014.

SILVA, L.M. **Caracterização de regimes de umidade em regiões tropiacais: comparação ente floresta e savana.** 2008. 135 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2008.

SILVA, W. L.; DERECZYNSKI, C. P. caracterização climatológica e tendências observadas em extremos climáticos no Estado do Rio de Janeiro. **Anuário do Instituto de Geociências**, n. 37, p. 123-138, 2014.

SOULA, S.; KASEREKA, J. K.; GEORGIS, J. F.; BARTHE, C. Lightning climatology in the Congo Basin. **Atmospheric Research**, v. 178, p. 304-319, 2016.

STEIGER, S. M.; ORVILLE, R. E.; HUFFINES, G. Cloud-to-ground lightning characteristics over Houston, Texas: 1989–2000. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D11, 2002.

STEIGER, SCOTT M.; ORVILLE, RICHARD E. Cloud-to-ground lightning enhancement over Southern Louisiana. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 19, 2003.

SNEYERS, R. Sur L'analyse Statistique des Series Dóbservations.Gênevè: Organisation Méteorologique Mondial: 192 p., 1975.

SOUZA, E. B. **Variabilidade pluviométrica intrasazonal sobre a Amazônia Oriental e Nordeste Brasileiro durante o outono austral**: mecanismos atmosféricos de baixa e alta frequência. 2003, 148p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas-Departamento de Ciências Atmosféricas, São Paulo, 2003.

TAKAHASHI, T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 8, p. 1536-1548, 1978.

TEDESCHI, R.G. **As influências de tipos diferentes de ENOS na precipitação e**
nos seus eventos extremos sobre a América do Sul - observações, simulações e projeções**.** 2013. 254 f. IBI: <8JMKD3MGP7W/3DTKRF2>. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.16.16.57-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DTKRF2>.

UMAN, M. A. **The lightning discharge**. Orlando: Academic Press, 1987. 377p.

VALINE W. C.; KRIDER E. P. Statistics and characteristics of cloud-to-ground lightning with multiple ground contacts. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 107, n.D20, 4441, 2002. doi: 10.1029/2001JD001360.

VANVUUREN *et al.* The representative concentration pathways: an overview. **Climate Change**, v. 109, p. 5-31, 2011. DOI 10.1007/s10584-011-0148-z.

VOLPATO, G.; BARRETO, R. **Estatística sem dor**. Botucatu: Best Writing, 2011. p. 45-50.

VONNEGUT, B. Aircraft measurements of electric field charge carried to ground through thunderstorms. In: BYERS, H.R.(ed.). **Thunderstorms eletrcity.** Univ. Chicago Press, 1953, 231p. Chap. 10.

VONNEGUT, B.; MOORE, C. B.; SEMONIN, R. G.; BRADLEY, W. E.; BULLOCK, J. W.; STAGGS, D. W. Effect of atmospheric space charge on initial electrification of cumulus clouds. **Journal of Geophysical Research**, v. 67, n. 10, p. 3909, 1962.

VONNEGUT, B. How the external currents flowing to a thundercloud influence its electrification. **Annales Geophysicae**, v. 9, n. 1, p. 34-36, Jan. 1991.

WAGNER, P. B.; TELFORD, J. W. Cloud dynamics and an electric charge separation mechanism in convective clouds. **J Rech. Atmos**, v. 15, p. 97-120, 1981.

WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 4, p. 784-812, 1981.

WALLACE, M. J; HOBBS, V. P. **Atmospheric science:** an introductory survey. 2. ed. Academic Press, Inc. , 2006.

WALLACE, M. J; HOBBS, V. P. **Atmospheric science:** an introductory survey. 1. ed. Academic Press, Inc., 1977.

WANG, J., SHENG, Z., ZHOU, B., & ZHOU, S.. Lightning potential forecast over Nanjing with denoised sounding-derived indices based on SSA and CS-BP neural network. **Atmospheric Research**, v. 137, p. 245-256, 2014.

WARD, J.H. Hierarchical grouping to otimize an objective function. **Journal American Association**, v. 58, p. 236 – 244, 1963.

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

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

WILLIAMS, E. R. The tripole structure of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n.D11, p. 13141-13167, Sept. 1989.

WOOD, A. W. et al. Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v.107, n. 20, p. 1–15, 2002.

XAVIER, T. M. B. S. Caracterização de períodos secos ou excessivamente chuvosos no Estado do Ceará através da Técnica dos Quantis: 1964-1998. **Revista Brasileira de Meteorologia,** v.14, p. 63-78, 1999.

XAVIER, T. M. B. S. **A técnica dos quantis e suas aplicações em meteorologia, climatologia e hidrologia, com ênfase para as regiões brasileiras**. Brasília: Thesaurus, 2002. 140p.

APÊNDICE

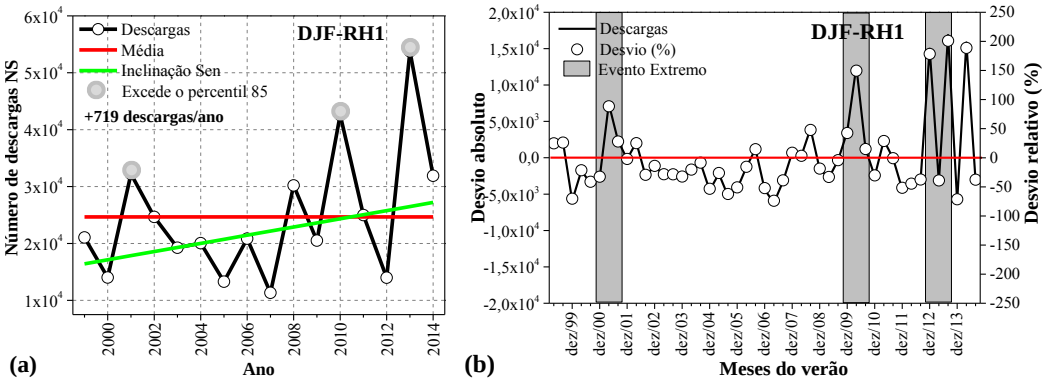


Figura 1 - Série temporal das descargas atmosféricas NS no verão para o período de 1999-2014 para a RH1: (a) total do trimestre DJF; (b) totais mensais de verão.

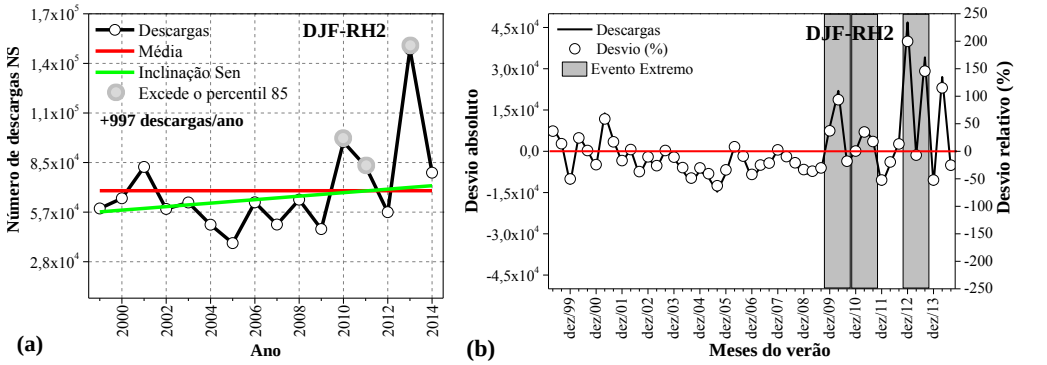


Figura 2 – Série temporal das descargas atmosféricas NS no verão para o período de 1999-2014 para a RH2: (a) total do trimestre DJF; (b) totais mensais de verão.

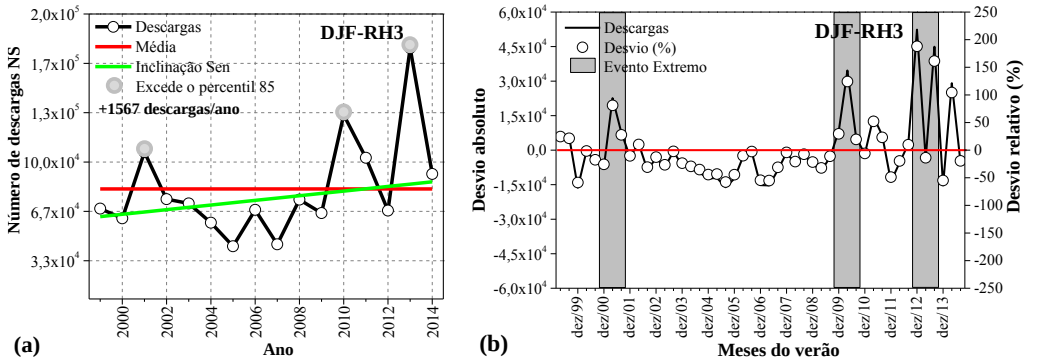


Figura 3 – Série temporal das descargas atmosféricas NS no verão para o período de 1999-2014 para a RH3: (a) total do trimestre DJF; (b) totais mensais de verão.

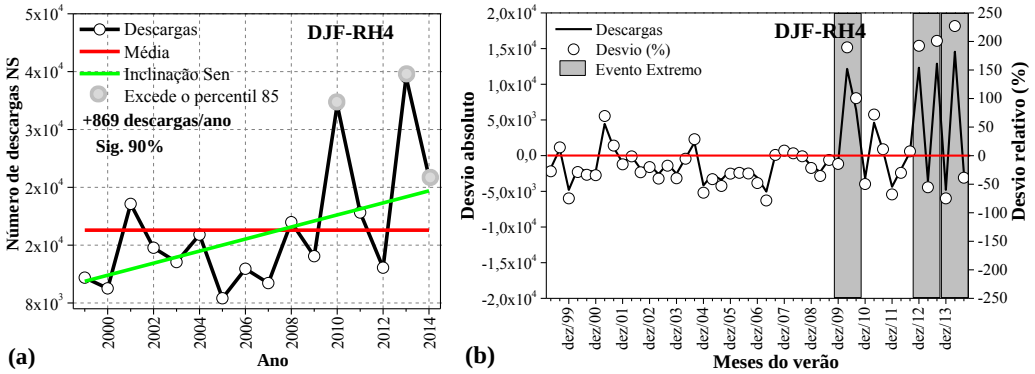


Figura 4 – Série temporal das descargas atmosféricas NS no verão (DJF) para o período de 1999-2014 para a RH4: (a) total do trimestre DJF; (b) totais mensais de verão.

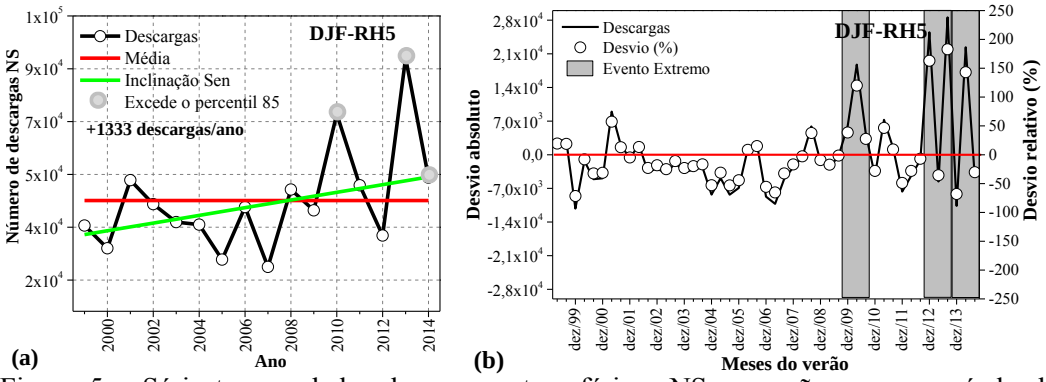


Figura 5 – Série temporal das descargas atmosféricas NS no verão para o período de 1999-2014 para a RH5: (a) total do trimestre DJF; (b) totais mensais de verão.

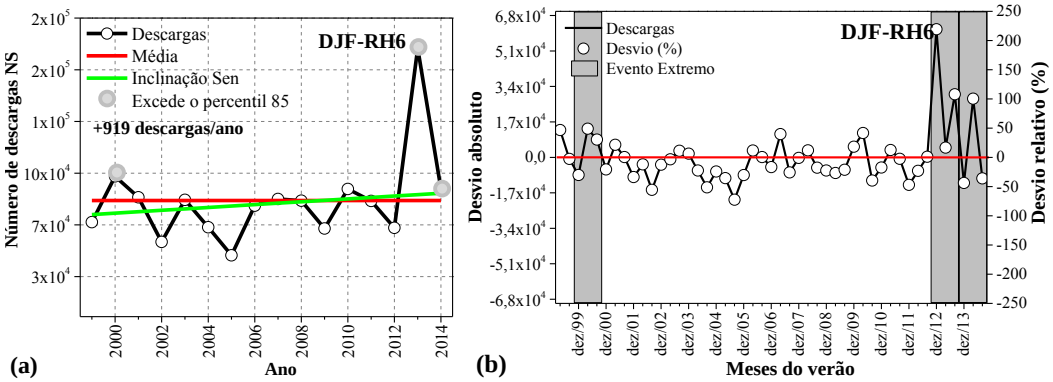


Figura 6 – Série temporal das descargas atmosféricas NS no verão para o período de 1999-2014 para a RH6: (a) total do trimestre DJF; (b) totais mensais de verão.