

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Faculdade de Meteorologia
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia



Dissertação

**Atividade Elétrica e Precipitação de Monção
no Estado de São Paulo no Período 2008-2011**

Stefane Fonseca Freitas

Pelotas, 2016

STEFANE FONSECA FREITAS

**Atividade Elétrica e Precipitação de Monção
no Estado de São Paulo no Período 2008-2011**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Meteorologia.

Orientador: Prof^a Dr^a Roseli Gueths Gomes

Pelotas, 2016

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação na Publicação

F863a Freitas, Stefane Fonseca

Atividade elétrica e precipitação de monção no estado de São Paulo no período 2008-2011 / Stefane Fonseca Freitas ; Roseli Gueths Gomes, orientadora. — Pelotas, 2016.

98 f. : il.

Dissertação (Mestrado) — Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal de Pelotas, 2016.

1. Descargas elétricas atmosféricas. 2. Precipitação. 3. Estado de São Paulo. 4. Monção. I. Gomes, Roseli Gueths, orient. II. Título.

CDD : 551.561

Banca examinadora:

Prof^a. Dr^a. Roseli Gueths Gomes (Orientadora)

Doutora em Física da Atmosfera pela Universidade Toulouse III Paul Sabatier

Prof. Dr. Gilberto Barbosa Diniz

Doutor em Agronomia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Fabrício Pereira Härter

Doutor em Computação Aplicada pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

Dedico este trabalho à minha família; minha mãe Dulce, meu pai Gilnei, minhas irmãs Priscila, Daiane e Suzane, e minha avó Cleusa.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus que me manteve até aqui, por não me desamparar em nenhum momento, por me dar forças para continuar.

A minha família, minha mãe Dulce, meu pai Gilnei, minhas avós Cleusa e Catarina (*in memorian*), meu avô João (*in memorian*), irmãs Priscila, Daiane e Suzane, pelo amor e pela compreensão dedicados, por sempre acreditarem em mim e por não medirem esforços para que eu chegasse até esta etapa.

A minha orientadora Prof^a Dr^a Roseli Gueths Gomes, pela paciência e, ensinamentos passados.

Ao Programa de Pós Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas (PPGMet), pela oportunidade de realizar este trabalho.

“Tenho a impressão de ter sido uma criança brincando à beira-mar, divertindo-me em descobrir uma pedrinha mais lisa ou uma concha mais bonita que as outras, enquanto o imenso oceano da verdade continua misterioso diante de meus olhos.”

Isaac Newton

Resumo

FREITAS, Stefane Fonseca. **Atividade Elétrica e Precipitação de Monção no Estado de São Paulo no Período 2008-2011**. 2016. 98f. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas, Pelotas.

As Descargas Elétricas Atmosféricas (DEA) desde tempos remotos despertam o interesse da humanidade, devido tanto a seu aspecto visual quanto ao poder de destruição atrelado a este fenômeno. Este trabalho tem por finalidade caracterizar as distribuições espaço-temporais das DEA e da precipitação em superfície durante os meses quentes dos anos de 2008 a 2011, na região sudeste do Brasil. Para este período, foi verificada a ocorrência de sistema de monção na América do Sul, a partir da análise dos campos de anomalias dos ventos. Foram utilizados dados de DEA detectadas pela RINDAT e dados de precipitação em superfície provenientes de observações de estações automáticas do INMET. Os campos de ventos foram confeccionados com dados de reanálise do modelo NCEP-DOE. Foram elaborados campos de densidades de descargas, distribuídas em seis categorias de intensidade. Verificou-se que a maior ocorrência de DEA ocorreu sobre regiões metropolitanas, mas na maioria dos meses estudados, as regiões de maior ocorrência de DEA não coincidiram com as regiões onde foram observados os maiores acumulados mensais de chuva. O mês de janeiro de 2010 apresentou o maior número de descargas detectadas em todos os meses estudados. Para o período analisado, foram identificadas características típicas de monção na América do Sul, como o desenvolvimento da Alta da Bolívia, estabelecimento de um cavado no Nordeste Brasileiro e atuação dos jatos de altos níveis. Assim, foi presumível a influência de um regime de monção, com destaque para o período compreendido entre julho de 2009 a janeiro de 2010, onde as mudanças na direção de vento sazonal foram mais claras que os demais períodos.

Palavras-chave: descargas elétricas atmosféricas, precipitação, estado de São Paulo, monção

Abstract

FREITAS, Stefane Fonseca. **Electrical Activity and Monsoon Precipitation in São Paulo State in the Period 2008-2011**. 2016. 98f. Post-Graduate Program in Meteorology. Federal University of Pelotas, Pelotas – RS

The lightning since ancient times arouse the interest of humanity, due to both its visual aspect as the power of destruction linked to this phenomenon. The objective of this study is to characterize the spatial and temporal distributions of lightning and surface precipitation during the warm months of the years 2008-2011, in southeastern Brazil. For this period, the occurrence of monsoon system in South America was found from the analysis of the wind anomaly fields. It was used lightning data from RINDAT network and rainfall data from INMET automatic stations. The wind fields were made with data from reanalysis NCEP-DOE model. Lightning densities fields were developed and distributed in six classes of severity. It was found that the higher incidence of lightning occurred on metropolitan areas, but in most months studied, the regions with the highest occurrence of lightning did not coincide with the regions where the highest monthly accumulated rainfall were observed. The month of January 2010 had the highest number of detected lightning in all the months studied. For the analyzed period, typical features were identified monsoon in South America, such as the development of the Bolivian High, establishment of a trough in the Brazilian Northeast and performance of high levels jets. Thus, it was presumed the influence of a monsoon regime, especially the period from July 2009 to January 2010, where the seasonal changes in wind direction were lighter than other periods.

Keywords: lightning, precipitation, São Paulo state, monsoon.

Lista de figuras

- Figura 1 Distribuição sazonal das descargas elétricas atmosféricas detectadas pelo satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) no período compreendido entre janeiro de 1998 e dezembro de 2004. 20
- Figura 2 Taxa de precipitação total (convectiva e estratiforme) em superfície obtida com dados do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) para os meses de verão austral (dezembro, janeiro e fevereiro) dos anos 1998 a 2008. Contornos topográficos de 0,3km, 1,5km e 3km estão mostrados em preto. 21
- Figura 3 Sistemas meteorológicos na baixa troposfera, atuantes na América do Sul. (ANE = Alísios de Nordeste, ASE = Alísios do Sudeste, ZCIT = Zona de Convergência Inter Tropical, ZCAS = Zona de Convergência do Atlântico Sul, ASAS = Alta Subtropical do Atlântico Sul, ASPS=Alta Subtropical do Pacífico Sul, JBN = Jato de Baixos Níveis, CCM = Complexo Convectivo de Mesoescala, LI = Linha de Instabilidade, B = Baixa, FF = Frente Fria, FQ = Frente Quente, BNE = Baixa do Nordeste, BC = Baixa do Chaco, RC = Região Ciclogênética, NV = Nuvem Vírgula). 24
- Figura 4 Circulação atmosférica de verão na alta troposfera, na América do Sul. (AB = Alta da Bolívia, JS = Jato Subtropical,

| | | |
|-----------|---|----|
| | JP = Jato Polar, BL = Bloqueio, VCAN trop = Vórtice Ciclônico de Altos Níveis tropical, VCAN sub = Vórtice Ciclônico de Altos Níveis subtropical, CNE = Cavado do Nordeste). | 25 |
| Figura 5 | Precipitação média (mm; sombreado), vento horizontal em 925hPa (m s ⁻¹ , vetores) e linhas de fluxo em 200 hPa (isolinhas) nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. (A indica a posição da Alta da Bolívia e C indica a posição do Cavado do Nordeste). | 26 |
| Figura 6 | Campos de anomalias dos ventos (m/s) em 900hPa, do período entre 1980 e 1993, para os meses de (a) janeiro e (b) julho. | 28 |
| Figura 7 | Variação sazonal das taxas de descargas atmosféricas (descargas/minuto) a partir de 16 anos de dados do satélite TRMM para (a-c) atividade convectiva profunda e (d-f) atividade convectiva ampla na América do Sul. Contornos topográficos de 0.5km estão indicados em preto. | 31 |
| Figura 8 | Para os meses de verão austral (dezembro, janeiro e fevereiro, dos anos 1998 a 2008), (a) taxa de precipitação total (convectiva e estratiforme) em superfície, (b) porcentagem de precipitação convectiva e (c) porcentagem de precipitação estratiforme, com dados do satélite <i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i> (TRMM). Contornos topográficos de 0,3km, 1,5km e 3km são mostrados em preto. | 32 |
| Figura 9 | Topografia do estado de São Paulo. | 33 |
| Figura 10 | Diferentes tipos de descargas atmosféricas:(a) intranuvens e entre nuvens, (b) nuvem-solo positiva, (c) nuvem-solo negativa, (d) solo-nuvem positiva e (e) solo-nuvem negativa. | 37 |

| | | |
|-----------|---|----|
| Figura 11 | Divisão de cargas dentro de uma nuvem, de acordo com a Teoria da convecção e Teoria da precipitação..... | 39 |
| Figura 12 | Mapa da densidade de raios original (eventos/km ² ano ⁻¹) no estado de São Paulo (1999-2004). | 43 |
| Figura 13 | Mapa do Brasil com destaque para o estado de São Paulo (em vermelho). Ao lado, ampliação do estado de São Paulo com a indicação das 15 mesorregiões. A área compreendida entre 19,5°S/25,5°S e 44°W/ 53,5°W constitui a área 1 de estudo, enquanto que a área 2 é constituída pelo estado de São Paulo..... | 45 |
| Figura 14 | Modelo de eficiência de detecção das descargas elétricas atmosféricas detectadas pela Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT). Os símbolos indicam a localização dos sensores de tipo IMPACT (círculo) e LPATS (estrela)..... | 47 |
| Figura 15 | Anatomia de um gráfico boxplot, onde LI= limite inferior, LS= limite superior, Q1= primeiro quartil, Q2= segundo quartil (ou mediana), Q3= terceiro quartil e outliers= valores atípicos. | 49 |
| Figura 16 | Localização geográfica das estações meteorológicas utilizadas (ponto vermelho) e seus respectivos códigos de identificação. | 51 |
| Figura 17 | Distribuição espacial de DEA e precipitação em superfície durante os meses de (a, b) janeiro, (c, d) fevereiro, (e, f) março, (g, h) outubro, (i, j) novembro e (k, l) dezembro do ano de 2008. | 56 |
| Figura 18 | Distribuição espacial de DEA e precipitação em superfície durante os meses de (a, b) janeiro, (c, d) fevereiro, (e, f) | |

| | | |
|-----------|--|----|
| | março, (g, h) outubro, (i, j) novembro e (k, l) dezembro do ano de 2009. | 60 |
| Figura 19 | Distribuição espacial de DEA e precipitação em superfície durante os meses de (a, b) janeiro, (c, d) fevereiro, (e, f) março, (g, h) outubro, (i, j) novembro e (k, l) dezembro do ano de 2010. | 63 |
| Figura 20 | Distribuição espacial de DEA e precipitação em superfície durante os meses de (a, b) janeiro, (c, d) fevereiro e (e, f) março do ano de 2011. | 66 |
| Figura 21 | Variação do total mensal de (a) descargas elétricas atmosféricas e (b) precipitação em superfície para alguns meses do ano de 2008. | 68 |
| Figura 22 | Variação do total mensal de (a) descargas elétricas atmosféricas e (b) precipitação em superfície para alguns meses do ano de 2009. | 69 |
| Figura 23 | Variação do total mensal de (a) descargas elétricas atmosféricas e (b) precipitação em superfície para alguns meses do ano de 2010. | 70 |
| Figura 24 | Variação do total mensal de (a) descargas elétricas atmosféricas e (b) precipitação em superfície para alguns meses do ano de 2011. | 71 |
| Figura 25 | Boxplot de DEA detectadas diariamente no estado de São Paulo em meses quentes durante os anos de (a) 2008, (b) 2009, (c) 2010 e (d) 2011. | 74 |
| Figura 26 | Escoamento em 200hPa durante os meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro de 2008 e, (d) janeiro, (e) fevereiro, (f) março de 2009. | 77 |

| | | |
|-----------|---|----|
| Figura 27 | Campos de anomalia do vetor vento em 850hPa nos meses de (a) julho de 2008, (b) janeiro de 2009. | 78 |
| Figura 28 | Escoamento em 200hPa durante os meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro de 2009 e, (d) janeiro, (e) fevereiro, (f) março de 2010. | 80 |
| Figura 29 | Campos de anomalia do vetor vento em 850hPa nos meses de (a) julho de 2009, (b) janeiro de 2010. | 81 |
| Figura 30 | Escoamento em 200hPa durante os meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro de 2010 e, (d) janeiro, (e) fevereiro, (f) março de 2011. | 82 |
| Figura 31 | Campos de anomalia do vetor vento em 850hPa nos meses de (a) julho de 2010, (b) janeiro de 2011. | 83 |

Lista de tabelas

| | | |
|----------|--|----|
| Tabela 1 | Relação das 15 mesorregiões do estado de São Paulo..... | 45 |
| Tabela 2 | Relação das cores utilizadas para a identificação de cada categoria de intensidade da densidade de descargas atmosféricas NS..... | 48 |
| Tabela 3 | Resumo das medidas estatísticas apresentados nos boxplots de variação diária de descargas atmosféricas no estado de São Paulo nos anos de 2008-2010, durante os meses quentes (outubro-março). | 75 |

Lista de abreviaturas e siglas

| | |
|--------|---|
| °C | grau Celsius |
| AB | Alta da Bolívia |
| AS | América do Sul |
| ASAS | Alta Subtropical do Atlântico Sul |
| CCM | Complexo Convectivo de Mesoescala |
| CPTEC | Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos |
| DEA | Descarga Elétrica Atmosférica |
| GOES | Geostationary Operational Environmental |
| hPa | Hectopascal |
| IBGE | Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística |
| INMET | Instituto Nacional de Meteorologia |
| INPE | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais |
| km | Quilômetros |
| m | Metros |
| mm | Milímetros |
| RINDAT | Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas |
| RMBS | Região Metropolitana da Baixada Santista |
| RMC | Região Metropolitana de Campinas |
| RMSP | Região Metropolitana de São Paulo |
| RMS | Região Metropolitana de Sorocaba |
| RMVPLN | Região Metropolitana do Vale do Paraíba e Litoral Norte |
| SCM | Sistema Convectivo de Mesoescala |
| SP | São Paulo |
| VCAN | Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis |

ZCAS

Zona de Convergência do Atlântico Sul

Sumário

| | |
|---|----|
| 1 Introdução | 19 |
| 2 Revisão de Literatura | 23 |
| 2.1 Condições Atmosféricas de Verão na América do Sul..... | 23 |
| 2.1.1 Circulação de Baixos Níveis | 23 |
| 2.1.2 Circulação de Altos Níveis..... | 25 |
| 2.1.3 Regime de Monção..... | 27 |
| 2.2 Convecção Profunda no Estado de São Paulo | 29 |
| 2.2.1 Climatologia..... | 29 |
| 2.2.2 Tempestades e Relevo..... | 32 |
| 2.2.3 Meios de Detecção da Convecção Profunda..... | 34 |
| 2.3 Descargas Elétricas Atmosféricas | 35 |
| 2.3.1 Definição e Tipos..... | 35 |
| 2.3.2 Processos de Formação..... | 38 |
| 2.3.3 Aplicações em Estudos de Convecção Profunda | 41 |
| 3 Materiais e Métodos | 44 |
| 3.1 Caracterização das Áreas de Estudos..... | 44 |
| 3.2 Dados de Descargas Elétricas Atmosféricas | 46 |
| 3.2.1 Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT)..... | 46 |
| 3.2.2 Variações Espaciais das Descargas Elétricas Atmosféricas | 47 |
| 3.2.3 Variações Temporais das Descargas Elétricas Atmosféricas..... | 48 |
| 3.4 Dados de Precipitação em Superfície..... | 50 |
| 3.5 Dados de Modelagem Atmosférica | 51 |

| | |
|--|----|
| 4 Resultados e Discussões | 53 |
| 4.1 Variações Espaciais das Descargas Atmosféricas e de Precipitação em Superfície no Estado de São Paulo | 53 |
| 4.1.1 Análise do ano de 2008 | 53 |
| 4.1.2 Análise do ano de 2009 | 58 |
| 4.1.3 Análise do ano de 2010 | 62 |
| 4.1.4 Análise do ano de 2011 | 65 |
| 4.2 Variações Temporais das Descargas Atmosféricas e da Precipitação em Superfície..... | 67 |
| 4.2.1 Análise do ano de 2008 | 67 |
| 4.2.2 Análise do ano de 2009 | 68 |
| 4.2.3 Análise do ano de 2010 | 69 |
| 4.2.4 Análise do ano de 2011 | 70 |
| 4.3 Dados Estatísticos das Descargas Atmosféricas..... | 72 |
| 4.4 Circulação de Grande Escala na América do Sul | 76 |
| 4.4.1 Primeiro regime de monção: outubro/2008 a março/2009..... | 76 |
| 4.4.2 Segundo regime de monção: outubro/2009 a março/2010..... | 79 |
| 4.4.3 Terceiro regime de monção: outubro/2010 a março/2011 | 81 |
| 4.4.3.2 Anomalias de Vento em 850hPa | 83 |
| 5 Conclusões..... | 85 |
| Referências | 86 |
| Apêndice | 97 |
| Apêndice A – Estações meteorológicas automáticas de superfície | 98 |

Introdução

Os fenômenos meteorológicos, em geral, sempre despertaram interesse e curiosidade à humanidade. Raios e trovões, sobretudo em tempos antigos, estiveram atrelados à religião e mitologia, sendo muitas vezes personificado em forma de divindades e seres mitológicos. Na Grécia Antiga acreditava-se que Zeus, o deus do Trovão, enviava raios como forma de punição aos mortais. Na Roma Antiga, Júpiter (equivalente ao Zeus grego) utilizava raios como método de expressar insatisfação com o comportamento da população. Em outras culturas, também se têm registros de divindades que controlavam as descargas atmosféricas: Typhon, no Antigo Egito, Tien Mu, na China e Indra, na Índia.

Estudos utilizando evidências fósseis revelaram que as descargas nuvem-solo existem na Terra há, pelo menos, 250 milhões de anos (HARLAND; HACKER, 1966). Assim, devido à abundância e longevidade deste fenômeno, especula-se que ele está ligado à formação das moléculas que deram origem à vida (MILLER, 1953). No século 18, experimentos realizados por Benjamin Franklin provaram a natureza elétrica das relâmpagos. Desde então, muitos estudos foram feitos com a finalidade de conhecer melhor este fenômeno atmosférico. Atualmente, a ciência tem apresentado grandes avanços em relação à caracterização e entendimento das descargas atmosféricas, como processos de transferência de cargas dentro das nuvens, tipos de descargas, etc. Porém, processos que envolvem a microfísica das nuvens e a eletrização das mesmas ainda não são plenamente conhecidos (RAKOV; UMAN, 2003).

Em todo mundo, estima-se que ocorram em torno de 3 bilhões de descargas ao ano, o que equivale a 10 milhões de descargas por dia e em torno de 50-100 descargas por segundo, de acordo com Pinto Jr (2005). O autor também afirma que

no Brasil, considerado um dos países com maior incidência de descargas atmosféricas no mundo, estima-se que a cada segundo duas descargas atmosféricas atinjam o solo. Portanto, a investigação das descargas atmosféricas é de suma importância devido ao grande poder de destruição vinculada a este fenômeno, visto que a ocorrência do mesmo pode acarretar em diversos prejuízos materiais e até mesmo em mortes.

Zipser et al. (2006) investigaram as regiões no mundo mais propícias à formação de tempestades intensas. Dado que a presença de descargas atmosféricas é um bom indicador da intensidade da convecção (CECIL et al., 2005), os autores utilizaram dados obtidos com o sensor *Lightning Imaging Sensor* (LIS), embarcado no satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Apesar deste sensor não distinguir o tipo de descarga elétrica que está acontecendo na atmosfera, fornece dados em toda a faixa do planeta localizada entre as latitudes 40° norte e sul sendo, portanto, uma excelente fonte de dados. Dentre os vários resultados encontrados, os autores mostraram que no Sul da América do Sul (AS) ocorrem muitas descargas atmosféricas ao longo de todo o ano. Na figura 1 é mostrada a variação sazonal dos valores de taxas de descargas atmosféricas superiores a 126,7 descargas/minuto, a nível global. Observa-se que no Sul da AS estas elevadas taxas ocorrem ao longo de todo o ano. Particularmente, as regiões Sul e Sudeste do Brasil se destacam por apresentarem elevados valores nestas taxas de descargas atmosféricas.

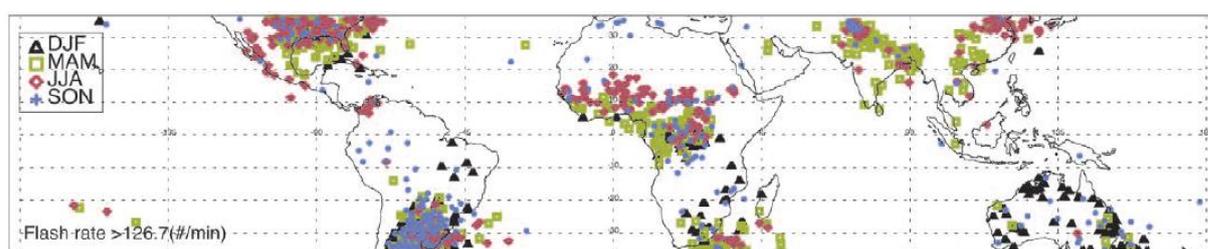


Figura 1 - Distribuição sazonal das descargas elétricas atmosféricas detectadas pelo satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) no período compreendido entre janeiro de 1998 e dezembro de 2004.

Fonte: ZIPSER et al., 2006.

Outro trabalho desenvolvido com dados do satélite TRMM foi realizado por Romatschke e Houze (2013). Os autores investigaram o caráter da precipitação em

superfície na América do Sul. Utilizaram produtos obtidos com os dados do *Precipitation Radar* (PR) para distinguir precipitação convectiva de precipitação estratiforme. A taxa de precipitação total (mm/h), soma da precipitação convectiva com a estratiforme, com dados de 10 anos e para os meses de verão (DJF), é mostrada na figura 2. Observa-se a existência de uma faixa diagonal, com orientação NW-SE que passa sobre o Brasil, onde as taxas de precipitação foram mais elevadas em comparação com as demais regiões, com exceção da encosta norte da Cordilheira dos Andes. Assim, para o período de verão, este artigo mostrou que, climatologicamente, os estados das regiões Norte, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil estão sujeitos a precipitação elevada.

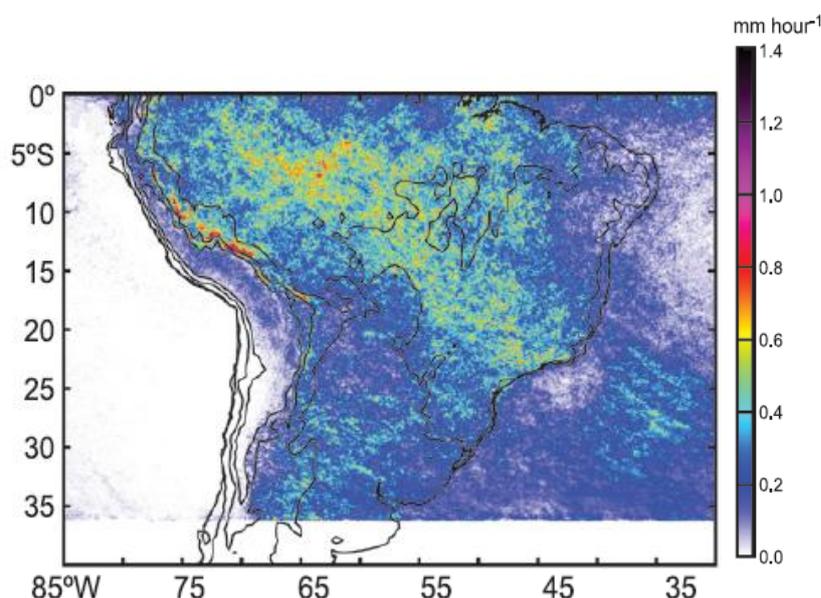


Figura 2 - Taxa de precipitação total (convectiva e estratiforme) em superfície obtida com dados do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) para os meses de verão austral (dezembro, janeiro e fevereiro) dos anos 1998 a 2008. Contornos topográficos de 0,3km, 1,5km e 3km estão mostrados em preto.

Fonte: Modificado de ROMATSCHKE; HOUZE, 2013.

O trabalho climatológico de Rasmussen et al. (2014) também abordou as variações sazonais das descargas atmosféricas detectadas na AS. Os autores utilizaram os dados dos sensores LIS e *Precipitation Radar* (PR) ao longo de 16 anos (1998-2013) para avaliar as taxas de descargas atmosféricas provocadas por sistemas meteorológicos associados com atividade convectiva profunda (altura do topo ≥ 10 km) e com atividade convectiva ampla (área $\geq 50.000\text{km}^2$). Os resultados encontrados mostraram claramente que na região Sudeste do Brasil, os períodos de

verão e primavera foram aqueles em que as taxas de descargas atmosféricas foram maiores. Os valores mínimos foram observados durante o outono (os autores não mostraram o período de inverno).

É possível que as variações sazonais de descargas elétricas atmosféricas e de precipitação comentadas acima estejam relacionadas com ventos de monção na América do Sul? Esta pergunta surge, porque de acordo com Boers et al. (2015), Silva e Kousky (2012), Marengo et al. (2010), Grimm e Zilli (2009), Vera et al. (2006), Zhou e Lau (1998) e tantos outros pesquisadores há, sim, este tipo de regime de ventos na América do Sul. Na maioria dos estudos citados, a atenção principal envolveu variações nos campos de precipitação em superfície, mas pouco se falou sobre a ocorrência de descargas atmosféricas em associação a eventos de monção.

Além de todos os aspectos citados acima, diversos estudos têm apontado a região Sudeste do país como uma região favorável à incidência de descargas atmosféricas, especialmente em regiões metropolitanas (NACCARATO, 2006; MATTOS, 2009) e durante meses quentes.

Com base no exposto acima, o objetivo geral deste trabalho é, para os meses de outubro a março de 2008 - 2010 e de janeiro a março de 2011, estudar as variações das descargas elétricas atmosféricas detectadas pela RINDAT em conjunto com dados observados de precipitação em superfície, na região de estudo, e avaliar se houve ou não impacto de ventos de monção.

Como objetivos específicos, podem ser citados:

- obter distribuições espaciais das descargas elétricas atmosféricas nuvem-solo e da precipitação em superfície;
- obter variações temporais das descargas elétricas atmosféricas nuvem-solo e da precipitação em superfície;
- verificar a ocorrência do sistema de monção da América do Sul.

Revisão de Literatura

2.1 Condições Atmosféricas de Verão na América do Sul

Neste item serão comentadas as principais características das circulações atmosféricas em baixos e altos níveis sobre a América do Sul, no verão austral.

2.1.1 Circulação de Baixos Níveis

Na figura 3 estão ilustrados os principais aspectos da circulação do ar em baixos níveis na América do Sul (REBOITA et al., 2010a). A leste da Cordilheira dos Andes encontra-se o Jato de Baixos Níveis (JBN) (VERA et al., 2006, MARENGO et al., 2004), responsável pelo transporte de calor e de umidade desde a região equatorial até a região Sul da América do Sul (AS). Este escoamento favorece o desenvolvimento de amplos aglomerados convectivos na sua saída, tais como os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (MADDOX, 1980, DURKEE; MOTE, 2010). Nas regiões extratropicais, formam-se sistemas de alta pressão sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico, denominados como Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) e Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), respectivamente. Dado o seu caráter (quase) estacionário, estes sistemas de alta pressão são encontrados ao longo de todo o ano. Por outro lado, sistemas de baixa também constituem características marcantes na circulação de verão na AS. Trata-se dos sistemas de baixa pressão na região do Chaco (BC) e no noroeste da Argentina (BNE) (ESCOBAR; SELUCHI, 2012). A baixa no Noroeste Argentino (BNE) que se forma a leste dos Andes tem origem termo-orogáfica, pois resulta da liberação de calor

latente associada à atividade convectiva observada na área de atuação deste sistema de baixa pressão. Por sua vez a BC, localizada entre o norte da Argentina, Paraguai, Mato Grosso do Sul e sul da Bolívia, está associada principalmente com eventos do tipo Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (ESCOBAR; SELUCHI, 2012). A ZCAS é uma banda de nebulosidade quase estacionária se forma sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil (com orientação NW-SE), (QUADRO, 1994, CARVALHO et al., 2002). Este fenômeno tem papel fundamental na intensificação da precipitação sobre a região Sudeste do Brasil (CARVALHO et al., 2004) sendo observado a partir de outubro de um ano até março do ano seguinte. Ainda, sistemas frontais também podem ser observados na América do Sul, constituídos pela frente fria (FF), frente quente (FQ) e pelo sistema de baixa pressão (B) em superfície. As regiões ciclogênicas (RC) observadas em latitudes médias na AS, têm influência tanto da circulação geral da atmosfera quanto da Cordilheira dos Andes (GAN; RAO, 1991; MENDES et al., 2007).

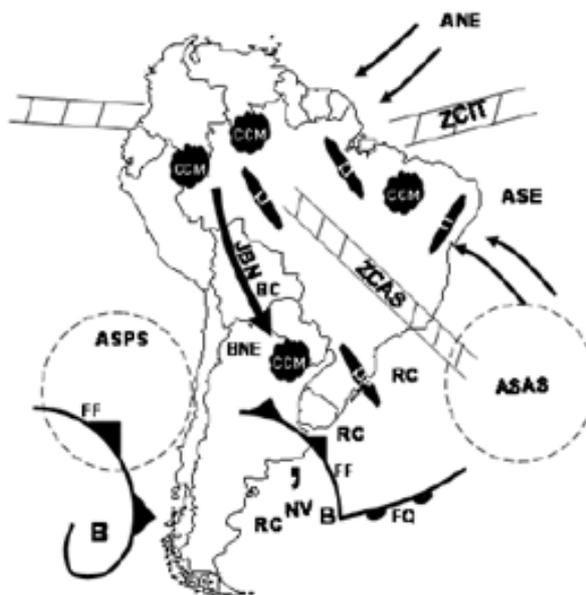


Figura 3 - Sistemas meteorológicos na baixa troposfera, atuantes na América do Sul. (ANE = Alísios de Nordeste, ASE = Alísios do Sudeste, ZCIT = Zona de Convergência Inter Tropical, ZCAS = Zona de Convergência do Atlântico Sul, ASAS = Alta Subtropical do Atlântico Sul, ASPS = Alta Subtropical do Pacífico Sul, JBN = Jato de Baixos Níveis, CCM = Complexo Convectivo de Mesoescala, LI = Linha de Instabilidade, B = Baixa, FF = Frente Fria, FQ = Frente Quente, BNE = Baixa do Nordeste, BC = Baixa do Chaco, RC = Região Ciclogênica, NV = Nuvem Vírgula).

Fonte: modificado de REBOITA et al., 2010a.

2.1.2 Circulação de Altos Níveis

O padrão da circulação atmosférica em altos níveis no verão austral é mostrado na figura 4. Observa-se a presença do sistema de alta pressão chamado Alta da Bolívia (AB), cuja origem repousa sobre o aquecimento diurno diabático da Bacia Amazônica (LENTERS; COOK, 1997). A AB é acompanhada por um cavado localizado na costa da região Nordeste do Brasil, denominado Cavado do Nordeste. Quando a circulação associada a este cavado se fecha, forma-se o chamado Vórtice Ciclônico de Altos Níveis tropical (VCAN trop) ou vórtice do tipo Palmer (PALMER, 1951). Esta circulação ciclônica pode permanecer estacionária na região tropical por longos períodos de tempo. Em latitudes médias da AS, também podem ocorrer formações de VCAN (VCAN sub) ou do tipo Palmén (PALMÉN, 1949), que surgem em qualquer época do ano (REBOITA et al., 2010b). Palmén (1949) observou que os VCAN sub se originam quando extensos cavados de altos níveis, associados a massas de ar frio, se desprendem da região polar e permanecem confinados no lado equatorial do Jato Subtropical (JS). Este jato é muito importante, pois a componente ageostrófica, presente na circulação transversal ao seu eixo, favorece divergência de massa em altos níveis e convergência em baixos níveis, ambas observadas no setor noroeste da entrada do JS. Esta convergência, em conjunto com o escoamento associado ao JBN, contribui para a intensificação da atividade convectiva na região onde este acoplamento estiver ocorrendo.

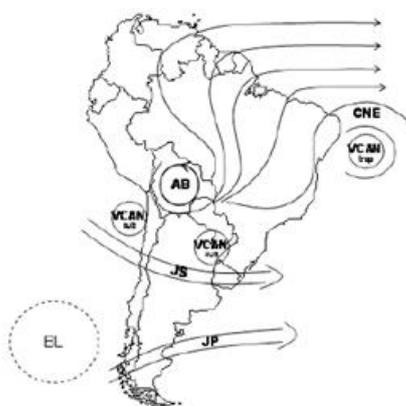


Figura 4 - Circulação atmosférica de verão na alta troposfera, na América do Sul. (AB = Alta da Bolívia, JS = Jato Subtropical, JP = Jato Polar, BL = Bloqueio, VCAN trop = Vórtice Ciclônico de Altos Níveis tropical, VCAN sub = Vórtice Ciclônico de Altos Níveis subtropical, CNE = Cavado do Nordeste).

Fonte: modificado de REBOITA et al., 2010a.

O sistema de alta pressão Alta da Bolívia em 200hPa apresenta uma variabilidade sazonal tanto em intensidade quanto em posição, como mostrado na figura 5. Esta variabilidade está diretamente relacionada com a distribuição espacial e temporal da precipitação sobre a Bacia Amazônica (LENTERS; COOK, 1997). No verão (Figura 5a) a AB atinge seu maior desenvolvimento. No outono (Figura 5b), os máximos de precipitação se deslocam para norte. O mesmo deslocamento é observado no posicionamento da AB. No inverno (Figura 5c), a atividade convectiva sobre a Amazônia diminui e observa-se um enfraquecimento da AB. Na primavera (Figura 5d), nota-se uma intensificação na convecção, quando a AB também começa a se intensificar. É interessante notar que a AB está sempre posicionada a sudoeste dos máximos de precipitação.

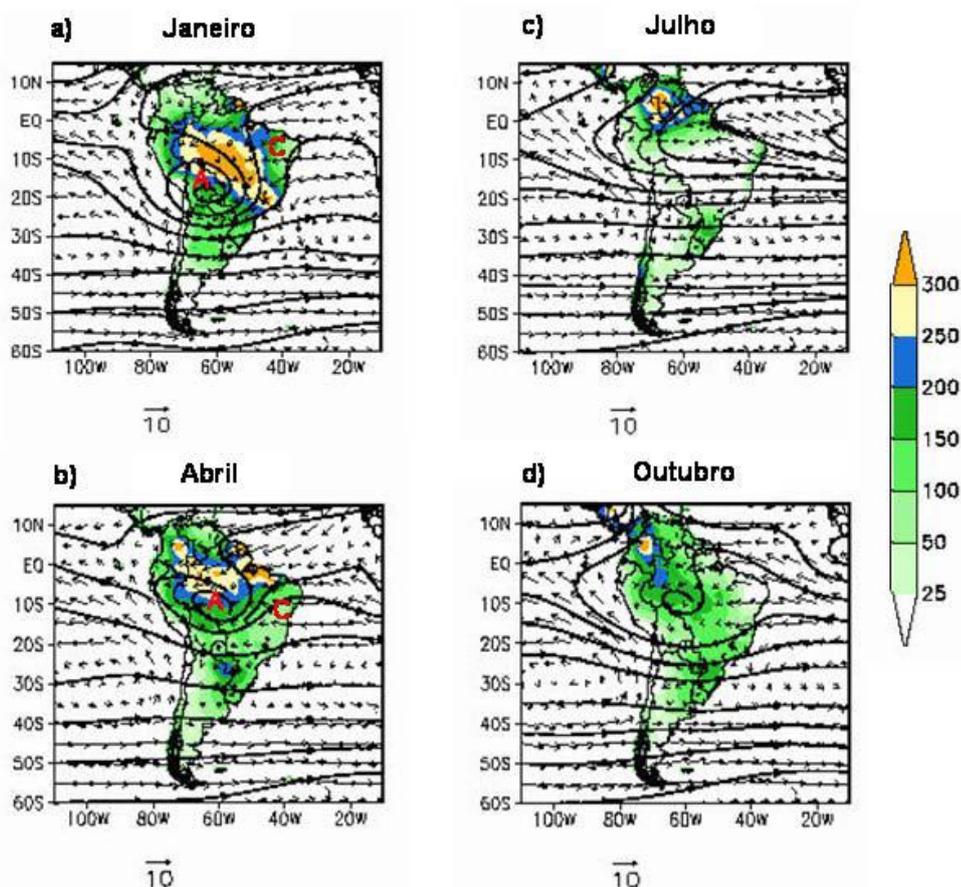


Figura 5 - Precipitação média (mm; sombreado), vento horizontal em 925hPa ($m s^{-1}$, vetores) e linhas de fluxo em 200 hPa (isolinhas) nos meses de (a) janeiro, (b) abril, (c) julho e (d) outubro. (A indica a posição da Alta da Bolívia e C indica a posição do Cavado do Nordeste).

Fonte: SHI ET AL., 2000.

2.1.3 Regime de Monção

A palavra monção origina-se do árabe “*mausim*”, que significa estação. Em um sentido mais amplo, o termo monção significa uma reversão sazonal do padrão de circulação de grande escala em uma região, padrão este governado pelo aquecimento diferencial entre continente e oceano. Ao longo dos anos, estudos têm evidenciado a ocorrência deste tipo de fenômeno em diversas regiões do globo, tais como: Ásia (CHOU; NEELIN, 2003), África (GU; ADLER, 2004), Austrália (PURI, 1994), América do Norte (ADAMS; COMRIE, 1997) e América do Sul (ZHOU; LAU, 1998).

A América do Sul apresenta um regime de monção bastante complexo (SILVA; KOUSKY, 2012), sendo muito influenciado por diferenças regionais associadas a forçantes dinâmicas e termodinâmicas (LI; FU, 2004). Uma descrição do modelo conceitual do sistema de monção da América do Sul foi feita por Nieto-Ferreira e Rickenbach (2011). Os autores estudaram mecanismos regionais distintos para melhor entender o ciclo anual de precipitação associada à monção, dentre os quais destacaram os eventos do tipo ZCAS, pela mudança na propagação e estrutura de sistemas frontais que promove. Outro mecanismo que interfere na precipitação observada em períodos de monção está relacionado à ocorrência de sistemas convectivos de mesoescala. Rickenbach et al. (2013) evidenciaram que, em períodos de pré-monção, a contribuição dos SCM para a intensificação da precipitação é máxima.

Para identificar e caracterizar o início do período das chuvas abundantes em diversas regiões do globo, vários métodos estão documentados na literatura, baseados em diferentes variáveis:

- a) mudança na direção dos ventos (RAMAGE, 1971; HENDON; LIEBMANN, 1990) para caracterizar outro padrão de circulação atmosférica. Este foi o primeiro critério para identificar o início de um período de monções (DAS, 1986). Neste caso, é preciso haver uma inversão na direção dos ventos na baixa troposfera, em uma dada região, para que aquele evento seja considerado regime de ventos de monção. Assim, importantes

modificações na estrutura vertical da atmosfera ocorrem a uma escala de tempo sazonal.

- b) Radiação de Onda Longa (ROL) (ZHOU ET AL.,1998; VEIGA ET AL., 2002; GAN ET AL., 2004; CARVALHO ET AL., 2004), que permite inferir a ocorrência ou não de convecção a partir de um valor limiar de ROL, tipicamente de 230-240 Wm^{-2} .
- c) precipitação acumulada (LIEBMANN; MARENGO, 2001; VEIGA ET AL., 2002; GRIMM; ZILI, 2009). Os autores determinaram o início da estação chuvosa baseado em um valor limiar do total de chuva diária acumulada em um determinado período (geralmente por pântadas).
- d) anomalias da direção do vento (ZHOU; LAU, 1998). Os autores argumentaram que as perturbações dos ventos em baixos níveis também revelam padrões distintos de circulação atmosférica. Este critério foi utilizado para provar a existência do regime de monção na América do Sul. A figura 6 mostra campos de anomalias dos ventos em 900hPa, do período 1980-1993, onde é bastante evidente a inversão na direção das anomalias dos ventos.

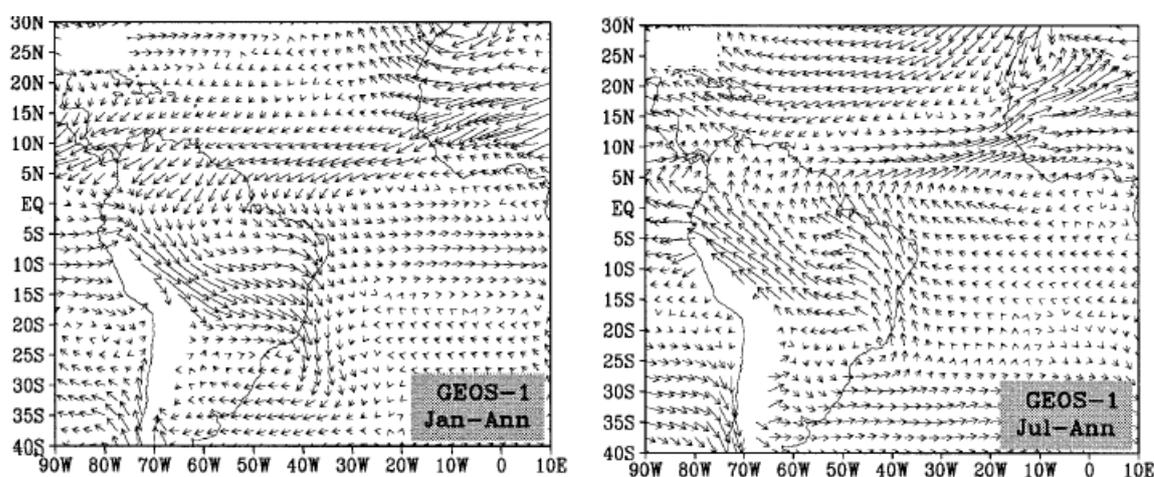


Figura 6 - Campos de anomalias dos ventos (m/s) em 900hPa, do período entre 1980 e 1993, para os meses de (a) janeiro e (b) julho.

Fonte: modificado de ZHOU; LAU, 1998.

Considerando o Sistema Monção da América do Sul (SMAS), Veiga et al. (2002) e Gan et al. (2003) utilizaram dados de radiação de onda longa e de precipitação. Os autores mostraram que, o início da estação chuvosa começa entre setembro e outubro e sugeriram impactos das anomalias de TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical na data de início da estação chuvosa. Este período coincide com o início da estação chuvosa no sudeste do Brasil, como sugerido por Sugahara (1991).

2.2 Convecção Profunda no Estado de São Paulo

2.2.1 Climatologia

Parte da umidade que atinge a região Sudeste é proveniente da região Amazônica. Esta umidade é transportada pelo Jato de Baixos Níveis (JBN) da América do Sul, posicionado a leste da Cordilheira dos Andes (MARENGO et al., 2004). Quando há o encontro entre a umidade transportada pelo JBN e a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), forma-se uma banda de nebulosidade quase estacionária atuante sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do país. Esta banda de nebulosidade, denominada Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), possui orientação no sentido NW-SE e exerce forte influência sobre o regime de precipitação na região sudeste do Brasil (KODAMA, 1992; QUADRO, 1994). Alves et al. (2005) acrescentaram que, além da ZCAS, o início da estação chuvosa está associado à entrada de frentes frias e padrões de circulação de mesoescala na região Sudeste do Brasil. Assim, ao sul da região Sudeste, o período chuvoso tende a começar mais cedo devido à entrada de frentes frias vindas de latitudes altas enquanto que, ao norte da região Sudeste, o período chuvoso inicia com um atraso de 2 a 3 meses (em relação ao sul da região Sudeste), coincidindo com a atuação da ZCAS em dezembro (NUNES et al., 2009). Em contrapartida, durante o inverno, a precipitação na região Sudeste é distribuída em sentido mais latitudinal, com diminuição dos totais pluviométricos na direção SE-NW. Nesta estação, a distribuição da precipitação reflete a influência de forçantes de grande escala, tais como latitude e maritimidade (NUNES et al., 2009).

Estudos recentes (ROMATSCHKE; HOUZE, 2010; LIU et al., 2012; ROMATSCHKE; HOUZE, 2013; RASMUSSEN et al., 2014; CECIL et al., 2015), colocaram em evidência características distintas para os padrões de descargas atmosféricas e de precipitação sobre a América do Sul. Em todos os estudos citados, foram utilizados dados do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Para avaliar as variações das descargas atmosféricas, os autores utilizaram os dados do *Lightning Imaging Sensor* (LIS) e os estudos sobre precipitação foram feitos com os dados do *Precipitation Radar* (PR). Os dados do sensor LIS não distinguem os diferentes tipos de descargas elétricas atmosféricas (ver item 2.3 para detalhes) e com os dados PR, é possível distinguir a precipitação de caráter convectivo e a de caráter estratiforme (KUMMEROW et al., 1998). Nas figuras 7 e 8 são mostrados alguns resultados obtidos por Rasmussen et al. (2014) e por Romatschke e Houze (2013), respectivamente. Rasmussen et al. (2014), com dados de 16 anos do satélite TRMM, mostraram que durante o verão e a primavera muitas descargas elétricas ocorrem na região Sudeste em associação aos dois tipos de atividade convectiva considerados (Figuras 7a, 7b, 7d, 7e). No entanto, durante o outono (os autores não mostraram o inverno), as quantidades de descargas atmosféricas na região Sudeste são mínimas em comparação com as demais regiões (Figuras 7c, 7f).

Para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro de 10 anos, Romatschke e Houze (2013) mostraram que na região Sudeste, cerca de 50% da precipitação é provocada por sistemas meteorológicos associados a atividade convectiva tanto profunda quanto ampla (Figuras 8a, 8b).

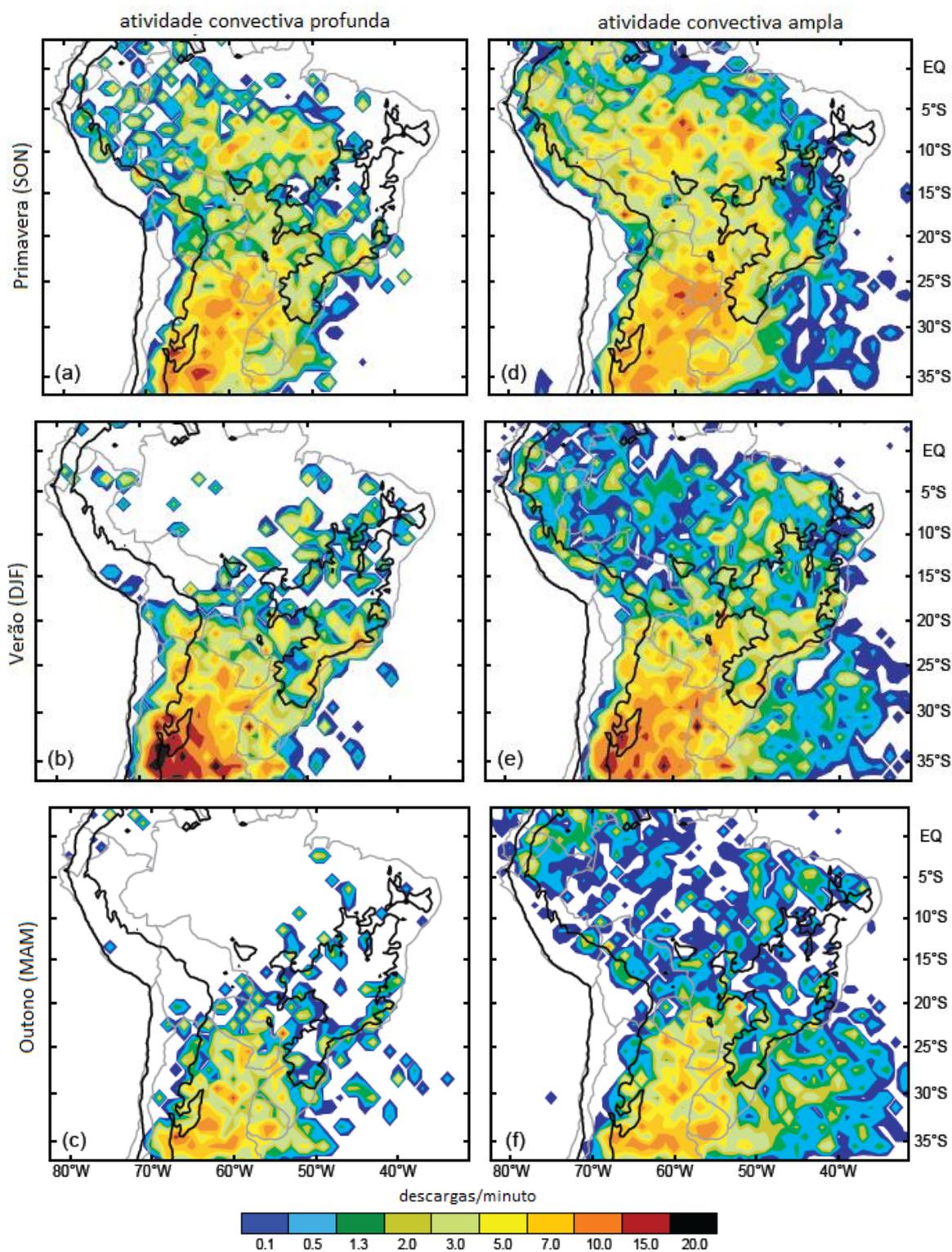


Figura 7 - Variação sazonal das taxas de descargas atmosféricas (descargas/minuto) a partir de 16 anos de dados do satélite TRMM para (a-c) atividade convectiva profunda e (d-f) atividade convectiva ampla na América do Sul. Contornos topográficos de 0.5km estão indicados em preto.

Fonte: Adaptado de RASMUSSEN et al., 2014.

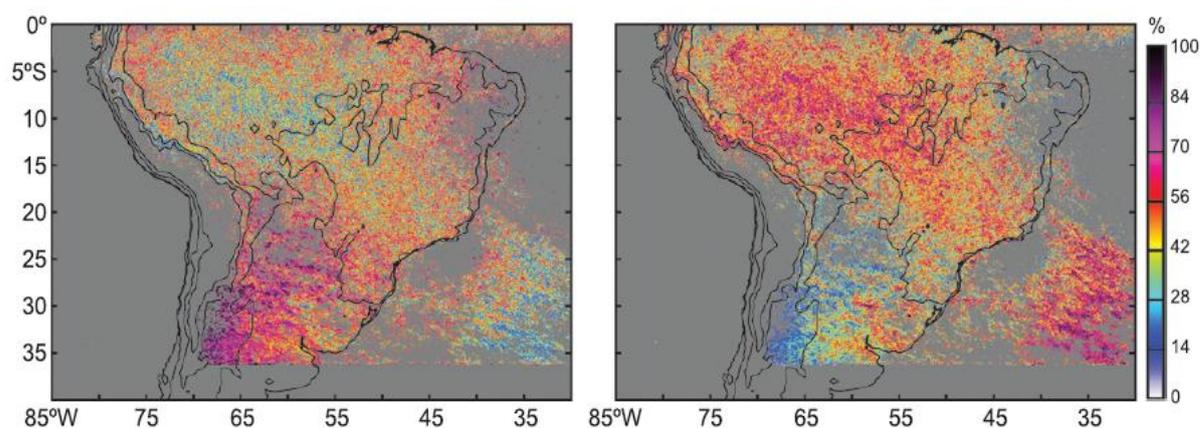


Figura 8 - Para os meses de verão austral (dezembro, janeiro e fevereiro, dos anos 1998 a 2008), (a) taxa de precipitação total (convectiva e estratiforme) em superfície, (b) porcentagem de precipitação convectiva e (c) porcentagem de precipitação estratiforme, com dados do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Contornos topográficos de 0,3km, 1,5km e 3km são mostrados em preto.

Fonte: ROMATSCHKE; HOUZE, 2013.

2.2.2 Tempestades e Relevo

Ao longo dos anos, estudos foram conduzidos com a finalidade de investigar o efeito que a topografia exerce sobre a distribuição da precipitação (COUTO ET AL., 2016). É sabido que a orografia de uma região é capaz de modificar drasticamente padrões de vento na atmosfera podendo, conseqüentemente, afetar a distribuição espacial da chuva. É comum que regiões montanhosas apresentem fortes gradientes horizontais na distribuição da precipitação (FU, 1993; BARROS; LETTERNMAIER, 1994; MARQUÍNEZ, 2003). Portanto, a topografia de uma região age como uma barreira física, provocando modificações no escoamento de fluxos atmosféricos, além de forçar a ascensão e deslocamento na horizontal das parcelas de ar, a fim de que estas parcelas desviem da montanha (FUNATSU et al., 2004).

Na região Sudeste do Brasil, as forçantes orográficas exercem um importante papel na formação de precipitação convectiva intensa. As regiões com topografia acentuada também apresentam os máximos totais anuais e os maiores gradientes de precipitação (LIEBMANN et al., 2001; LEUNG et al., 2003). Tendo em vista que os eventos de chuvas intensas no Sudeste do Brasil são de origem convectiva, devido à atuação da ZCAS, passagem de sistemas frontais ou sistemas convectivos

(CARVALHO et al., 2002; SELUCHI, et al., 2006), diversos estudos tem sido realizados relacionando a importância da Serra do Mar e da Mantiqueira para o desenvolvimento de sistemas precipitantes nesta região (CARVALHO et al., 2002; SELUCHI et al., 2006; YAGUCHI, 2013). Neste sentido, em relação à topografia, o estado de São Paulo apresenta em sua porção oeste planaltos com altitude variando entre 300 e 500 m. Próximo ao litoral, o estado possui características de províncias costeiras, onde são também observadas as menores altitudes (Figura 9). As altitudes mais elevadas são observadas próximas às fronteiras com os estados de Rio de Janeiro e Minas Gerais, coincidindo, portanto com a posição da Serra da Mantiqueira. É nesta região, que está localizado o ponto mais alto do estado de São Paulo, a Pedra da Mina, com 2.798 m (LIBAULT, 1971). Outro aspecto importante da topografia do estado é a presença da Serra do Mar, região montanhosa que se estende próximo ao litoral leste-sul do estado.



Figura 9 - Topografia do estado de São Paulo.

Fonte: LIBAULT, 1971.

A Serra do Mar sofre o efeito de dois sistemas de circulação local: ventos de vale-montanha e brisas marítimas e terrestres. Assim, na ocasião da atuação de sistemas sinóticos na região juntamente com as circulações locais, existe o desenvolvimento de nuvens convectivas e, portanto, precipitação (YAGUCHI, 2013). Seluchi et al. (2011) em um estudo considerando experimentos numéricos sobre

chuvas intensas na região da Serra do Mar, comprovaram que na ocasião da remoção da Serra do Mar, houve drástica redução dos totais pluviométricos na região, isto é, apenas 20% do valor real da precipitação foi verificada. Carvalho et al. (2002) afirmam que a Serra da Mantiqueira, ao norte do estado de São Paulo, é responsável pelo aumento local da precipitação sazonal.

2.2.3 Meios de Detecção da Convecção Profunda

A convecção profunda ocorre, por definição, quando as correntes ascendentes existentes em processos de convecção *Cumulus*, atingem a tropopausa (WALLACE; HOBBS, 2006). A convecção profunda concentra-se em regiões preferenciais tais como, monções de verão, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), ao longo de encostas e montanhas, zonas frontais e no setor quente de ciclones extratropicais. Apesar de geralmente cobrirem pequenas áreas em tempestades, a convecção profunda está associada à grande parte da precipitação ocorrida nos trópicos e ao longo dos continentes durante o verão (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010).

Para analisar a estrutura vertical da atmosfera com relação à temperatura, umidade e cisalhamento do vento, e assim identificar regiões favoráveis à ocorrência de convecção profunda, parâmetros convectivos são comumente utilizados. Estes parâmetros são bons indicadores da intensidade das tempestades e, por este motivo, constituem uma interessante ferramenta na previsão de eventos extremos (ESCOBAR; ANDRADE, 2010; HALLAK et al., 2012). Assim, estudos como de Fogaccia e Pereira Filho (2002) buscaram ajustar estes índices de instabilidade para a região de São Paulo, visto que os valores de referência encontrados na literatura foram criados para o hemisfério norte. Com esta finalidade, Machado e Rossow (1993) e Hallak e Pereira Filho (2012) discutiram o uso de alguns índices de instabilidade termodinâmicos e cinemáticos em prognósticos de curtíssimo prazo de tempestades observadas na Região Metropolitana de São Paulo. Os resultados encontrados demonstraram o potencial do uso destas ferramentas em situações chuvosas. Um estudo mais recente, Pinheiro et al. (2014) avaliaram o uso operacional de parâmetros convectivos para identificar áreas com elevado potencial de gerar tempestades. Para isso, foi aplicada uma metodologia proposta em três

situações convectivas observadas em diferentes regiões da América do Sul (uma na Argentina e duas no Brasil), em condições meteorológicas de grande escala distintas. Os autores consideraram que o método proposto pode ser utilizado como alternativa eficiente na previsão.

Outro método bastante utilizado para a identificação de regiões com convecção profunda ativa é baseado na análise de imagens de satélite no canal infravermelho. Nesta banda são percebidas as temperaturas de brilho (Tb) dos topos das nuvens. Na literatura são encontrados distintos valores limiares de Tb para a identificação de atividade convectiva. Maddox (1980), com objetivo de identificar Complexos Convectivos de mesoescala (CCM) utilizou valores de $T_b \leq -32^{\circ}\text{C}$ e $T_b \leq -52^{\circ}\text{C}$ para núcleos internos ao CCM (onde a atividade convectiva, tende a ser mais elevada). Laing e Fritsh (1993), no estudo de CCM na Índia, e Mapes e Houze (1993) adotaram valores de Tb semelhantes aos adotados por Maddox (1980). Machado et al. (1998), ao estudar a variação do ciclo de vida de SCM sobre o continente Americano, utilizaram valores de $T_b < -28^{\circ}\text{C}$ para identificar os SCM e $T_b < -52^{\circ}\text{C}$ para identificar áreas com convecção profunda ativa dentro destes sistemas. Estudos de Lima e Gomes (2009) e Salio e Nicolini (2005) também utilizaram o limiar de aproximadamente $T_b \leq -50^{\circ}\text{C}$ para a identificação de regiões com atividade convectiva profunda em latitudes médias. Segundo Machado et al. (1998), uma parcela de ar localizada na troposfera média, isto é, nuvens com altura de topo em torno de 12 km, apresentam $T_b \leq -50^{\circ}\text{C}$. Estas nuvens, por sua vez, certamente apresentam intensa atividade convectiva profunda, justificando assim o uso deste limiar de Tb.

2.3 Descargas Elétricas Atmosféricas

2.3.1 Definição e Tipos

As descargas elétricas atmosféricas ocorrem como uma corrente elétrica de grandes proporções, em resposta à quebra da rigidez dielétrica do ar. Assim, estas descargas constituem um canal ionizado, sendo que este apresenta diversas ramificações que se estendem por vários quilômetros vertical e horizontalmente. Em razão do campo magnético gerado pelo canal ionizado, é possível distinguir cada

etapa alcançada pelas descargas atmosféricas, visto que cada uma destas etapas possui assinaturas distintas que se reproduzem a cada fenômeno. Portanto, torna-se possível diferenciar descargas que ocorrem no solo das que ocorrem no céu (UMAN, 2001).

A classificação das descargas atmosféricas é feita tendo em vista o local onde se originam e o local onde terminam. Assim, são cinco os tipos básicos de descargas atmosféricas:

1. Descargas elétricas atmosféricas intra-nuvens (IN): que ocorrem no interior de uma mesma nuvem (Figura 10a);
2. Descargas elétricas atmosféricas entre-nuvens (EN): que ocorrem entre duas ou mais nuvens distintas (Figura 10a);
3. Descargas elétricas atmosféricas nuvem-ar (NA): partem de uma nuvem e terminam na própria atmosfera, sem entrar em contato com outras nuvens ou com o solo;
4. Descargas elétricas atmosféricas nuvem-solo (NS): que se originam na nuvem e terminam no solo. Estas ainda podem ser classificadas considerando-se o tipo de cargas neutralizadas no interior da nuvem. Daí surge o conceito de descargas nuvem-solo positivas, isto é, transferência de íons positivos, e descargas nuvem-solo negativa, dada pela transferência de íons negativos. (Figuras 10b, 10c);
5. Descargas elétricas atmosféricas solo-nuvem (SN): que se originam no solo e terminam na nuvem. Estas também podem ser classificadas em positivas e negativas, tendo em vista a polaridade da corrente elétrica transportada (Figuras 10d, 10e).

As descargas intra-nuvens são as mais frequentes, em comparação aos demais tipos de descargas (MIRANDA, 2001), devido à capacidade isolante do ar diminuir com altura. No entanto, as descargas mais estudadas no meio acadêmico são as do tipo nuvem-solo (NS), em razão de apresentarem maior impacto destrutivo sobre o planeta, podendo causar diversos tipos de danos, inclusive mortes. No referente a este tipo de descarga, as mais frequentes são as negativas (MIRANDA, 2001; NACCARATO, 2001; HEILMANN, 2006).

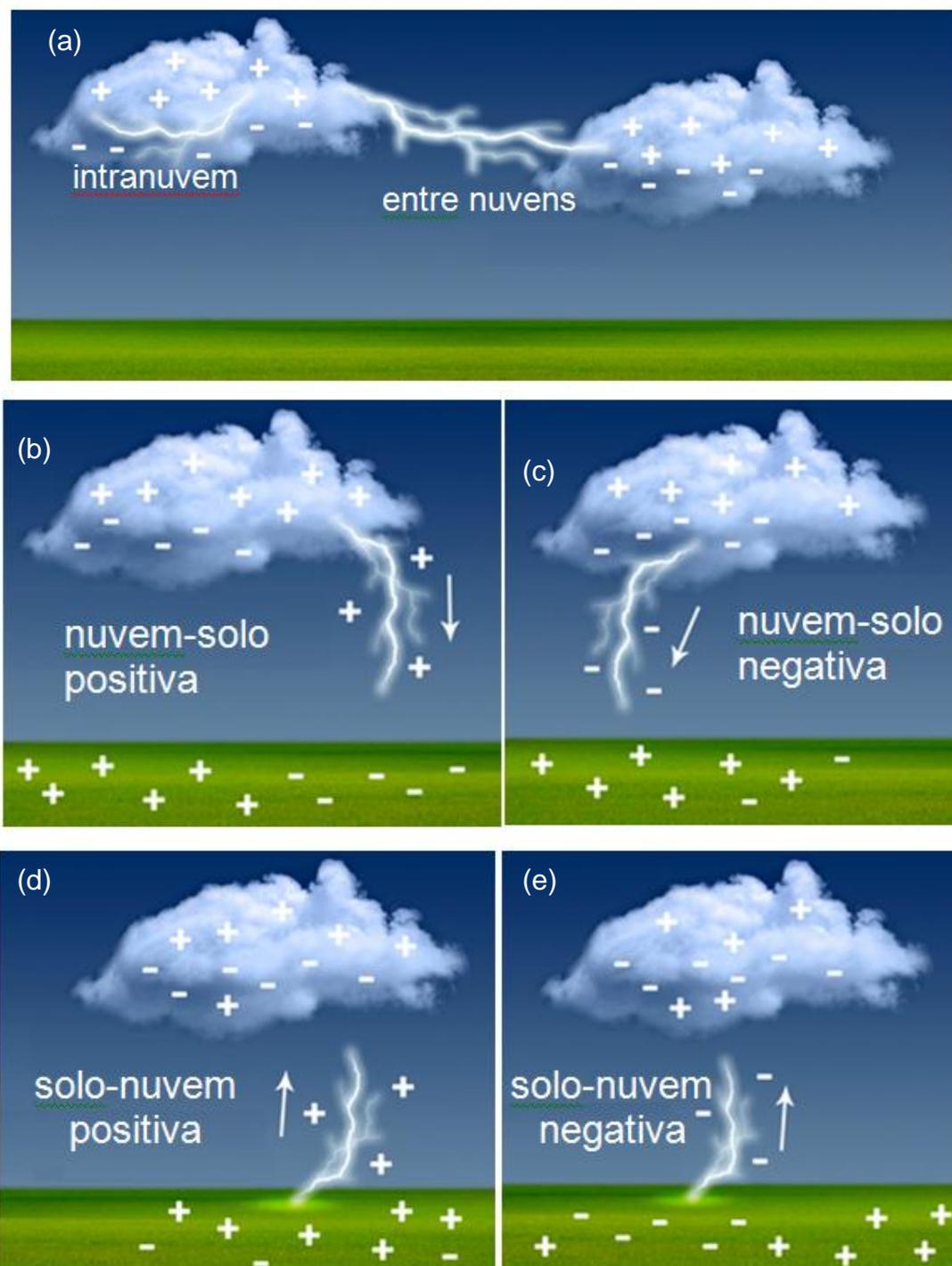


Figura 10 - Diferentes tipos de descargas atmosféricas:(a) intranuvens e entre nuvens, (b) nuvem-solo positiva, (c) nuvem-solo negativa, (d) solo-nuvem positiva e (e) solo-nuvem negativa.

Fonte: Modificado de ELAT/INPE, 2015.

De acordo com Pinto Jr (2005) ao redor do planeta, em qualquer instante, ocorrem aproximadamente 200 tempestades, totalizando um número de 50.000 tempestades diárias e 16 milhões de tempestades por ano. Assim sendo,

considerando estes números, ocorrem cerca de 100 descargas NS a cada segundo no planeta, isto é, nove milhões por dia e aproximadamente 3 bilhões por ano.

O Brasil, devido a sua grande extensão territorial e pela localização predominantemente tropical, é apontado como um dos países com maior incidência de descargas elétricas atmosféricas do mundo (ZIPSER et al., 2006; CECIL et al., 2015). Assim, estima-se que cerca de 100 milhões de raios atingem o território brasileiro anualmente, o que em média corresponde a 3 descargas por segundo (PINTO Jr, 2005). Assim, é de suma importância o estudo de descargas atmosféricas no Brasil em vista da periculosidade associada a este fenômeno. Segundo informações do Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT), vinculado ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), a cada 50 mortes causadas por raios no mundo uma é registrada no Brasil, sendo que estatísticas contabilizam 130 mortes e 400 feridos anualmente no país devido a descargas atmosféricas.

2.3.2 Processos de Formação

As descargas elétricas atmosféricas ocorrem devido à quebra da rigidez dielétrica (capacidade isolante) do ar, decorrente do forte campo elétrico gerado pelas cargas elétricas existentes nas nuvens. Assim, a quebra da rigidez do ar acontece quando o campo elétrico é forte o bastante para ionizar os átomos do ar e gerar uma descarga. Estas descargas ocorrem dentro de uma tempestade, sendo que o mecanismo de formação de uma nuvem deste tipo é primeiramente devido ao aquecimento diferencial da superfície, importante para a criação de instabilidades e, por conseguinte, determinante para a formação de tempestades convectivas (HEILMANN, 2006).

Ao ocorrer o aquecimento da superfície, o ar adjacente torna-se aquecido e formam-se correntes ascendentes, correntes estas necessárias para a formação de nuvens. Ao subirmos na atmosfera, a pressão diminui, logo a parcela apresenta em seu interior pressão mais elevada que o ambiente. Assim, a parcela irá expandir-se adiabaticamente e diminuir sua temperatura. Segundo Heilmann (2006), o resfriamento da parcela provoca diminuição da capacidade de reter vapor d'água e, conseqüentemente, aumento da umidade relativa do ar. A parcela continuará subindo até o momento em que o vapor d'água condensa. Com a ajuda de núcleos

de condensação, há a formação de gotículas d'água com raios em torno de 10-20 μm (MIRANDA, 2005). Os núcleos de condensação são de extrema importância para a formação de gotículas, visto que na ausência destes núcleos, as gotículas seriam formadas apenas em casos de supersaturação de 5%, isto é, umidade relativa de 105%. Estas gotículas adquirem cargas elétricas devido ao atrito entre si, ou seja, pelo efeito de coalescência-coalescência, denominado processo de captura. Neste processo, gotículas de diferentes diâmetros movem-se dentro das nuvens em diferentes velocidades, o que por sua vez, proporciona colisões entre as mesmas, produzindo gotículas cada vez maiores. Portanto, esta gotícula d'água crescerá até alcançar o tamanho de uma gota de chuva.

Atualmente, existem duas teorias aceitas para explicar a divisão de cargas dentro de uma nuvem. São elas: Teoria da convecção e Teoria da precipitação. Estas duas teorias têm como base a estrutura elétrica das nuvens na forma de dipolo elétrico, com excesso de cargas positivas situadas na parte superior da nuvem e cargas negativas situadas na parte inferior da nuvem (Figura 11).

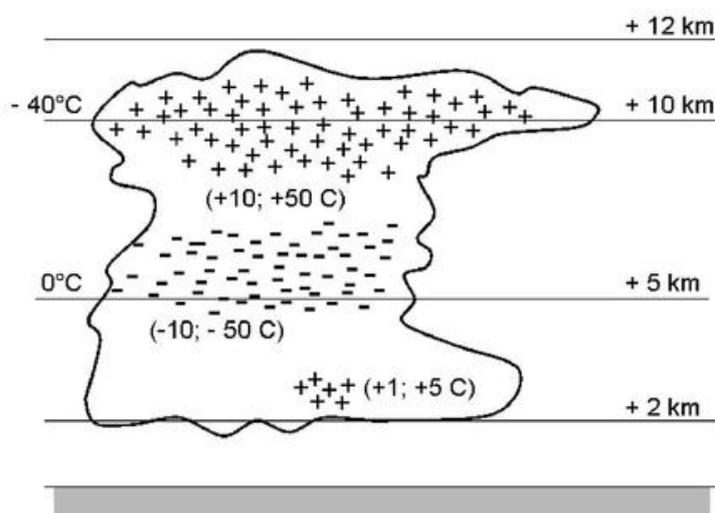


Figura 11 - Divisão de cargas dentro de uma nuvem, de acordo com a Teoria da convecção e Teoria da precipitação.

Fonte: BOUQUEGNEAU; RAKOV, 2010.

A estrutura elétrica dentro das nuvens é algo bastante complexo, sendo resultado de processos microfísicos que ocorrem dentro das nuvens de forma simultânea. Os processos de eletrificação de nuvens mais aceitos atualmente são:

1. Captura de íons (Seletivo): os hidrometeoros tornam-se polarizados devido à existência de um campo elétrico. Ao caírem em relação aos íons que se movem influenciados pelo vento e campo elétrico, íons de mesmo sinal (como os presentes na parte inferior das nuvens) seriam repelidos e íons de sinal oposto atraídos e capturados. Porém, para este mecanismo ser válido, a velocidade dos hidrometeoros deve ser superior ao movimento dos íons associados ao campo elétrico (MIRANDA, 2001; NACCARATO, 2006).
2. Mecanismo indutivo partícula-partícula: baseada na polarização elétrica das partículas induzida por um campo elétrico existente onde, conforme Miranda (2001) e Naccarato (2005), o grau de polarização da partícula é proporcional à força aplicada pelo campo elétrico. A transferência de cargas entre hidrometeoros carregados é bastante complexa, visto que esta transferência de cargas é modificada com a aproximação de outro hidrometeoro. Porém, para este mecanismo ser eficiente, necessita-se que as partículas, ao colidirem, separarem-se e que o tempo de contato entre elas seja longo o bastante para que cargas sejam transferidas de uma superfície para outra.
3. Mecanismo não indutivo: constitui qualquer mecanismo que não exija uma polarização sob a ação de um campo elétrico, isto é, a transferência de cargas independe do campo elétrico. Esse processo pode ocorrer entre interações de gelo/grão de gelo e de esfera/grão de gelo (MIRANDA, 2001; NACCARATO, 2006).
4. Carregamento durante o derretimento: neste caso, sugere-se que o gelo é carregado positivamente na ocasião de seu derretimento, pois ao derreter, o gelo libera bolhas de CO^2 que, devido à superfície molhada do gelo quebram-se. Segundo Miranda (2001) e Naccarato (2005), estas bolhas de CO^2 são carregadas negativamente, induzindo assim o gelo a carregar-se positivamente.

2.3.3 Aplicações em Estudos de Convecção Profunda

Nuvens convectivas são aquelas que apresentam convecção profunda ativa e possuem grande quantidade de gelo, principal responsável pela eletrificação no interior das nuvens (UMAN, 2001). Isso ocorre, devido à profundidade destas nuvens, que alcançam a troposfera. Em vista disso, muitos estudos têm sido conduzidos, com o objetivo de relacionar a ocorrência de descargas atmosféricas com a convecção profunda.

Conforme a literatura, Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são definidos como aglomerados de nuvens convectivas, que podem apresentar forma linear, circular ou irregular, e que geram precipitação em algum momento do seu ciclo de vida (LIN, 2010). Os SCM são responsáveis por significativa parte da precipitação ocorrida nos trópicos e latitudes médias, sobretudo durante a primavera e o verão (SCOLAR; FIGUEIREDO, 1990). Por sua vez, estes sistemas estão associados a grandes acumulados de precipitação, fortes rajadas de vento, inundações, granizo e tempestades elétricas (MADDOX, 1983, MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Segundo Rakov e Uman (2003), os núcleos convectivos estão associados à ocorrência de descargas elétricas atmosféricas. Estes núcleos, geralmente possuem grande quantidade de água em seu interior, causando assim, intensa precipitação em superfície (MACHADO et al., 1998).

Diversos autores ao redor do mundo têm realizado estudos com o objetivo de investigar a relação existente entre relâmpagos nuvem-solo e os parâmetros dinâmicos, termodinâmicos e microfísicos associados aos SCM durante os diferentes estágios de seu ciclo de vida (WILLIAMS et al., 1989; RUTLEDGE et al., 1990; PARKER et al., 2001, dentre outros). Ao estudar a atividade elétrica em uma linha de instabilidade nos EUA e Ásia, Mazur e Rust (1983) observaram que a máxima densidade de descargas ocorreu próxima à borda principal de precipitação. Entretanto, durante o estágio de dissipação de SCM verificou-se uma menor densidade de descargas. No estudo de Parker et al. (2001), os autores analisaram 3 diferentes SCM em médias latitudes e concluíram que a máxima incidência de descargas (tanto positivas quanto negativas) ocorreu antes dos SCM alcançarem a máxima extensão. Trabalhos recentes, como de Tadesse e Anagnostou (2009), afirmam que a maioria das tempestades nas quais é observada atividade elétrica

dura em média uma hora a mais que tempestades que não possuem. Outros estudos têm apontado a relação existente entre atividade elétrica e concentração de partículas de gelo em nuvens convectivas bem como a influência do tamanho, concentração e fase destas partículas no interior das nuvens (KEITH; SAUNDERS, 1990; MITZEVA; SAUNDERS, 1990; TSENOVA et al., 2009).

À escala global, a relação entre o conteúdo de gelo e descargas atmosféricas é aproximadamente linear e não sofre variações sobre o continente, oceano e regiões costeiras (PETERSEN et al., 2005). Goodman e MacGorman (1986) avaliaram a atividade elétrica presente em 10 CCM em Oklahoma (EUA), objetivando relacionar as fases de desenvolvimento de um CCM ao número de descargas detectadas no mesmo. Os autores verificaram que o máximo número de descargas foi observado próximo ao estágio de maturação do CCM e o período de menor atividade elétrica ocorreu próximo a fase de gênese, isto é, próxima à formação do sistema. Lima e Gomes (2009) relacionaram as descargas atmosféricas detectadas na região sul do Brasil com os SCM que ali se formaram, nos anos 2002 e 2003. As autoras verificaram que a intensidade da convecção dos SCM selecionados pode estar associada ao número de descargas geradas pelo mesmo. Ainda, encontraram que a quantidade de descargas também está relacionada ao estágio do ciclo de vida alcançado pelo sistema.

Mattos (2009) e Mattos e Machado (2011) investigaram a relação existente entre parâmetros físicos e microfísicos de nuvens convectivas e sua relação com descargas atmosféricas no estado de São Paulo, para os anos de 2005-2007. Nestes estudos, os autores verificaram que o valor máximo de raios ocorreu entre os estágios de iniciação e maturação dos sistemas. Também verificaram que o tamanho, o conteúdo de gelo integrado verticalmente e a posição das partículas de gelo dentro das nuvens afetam diretamente os processos de eletrificação de nuvens e, conseqüentemente, na ocorrência de raios. Com isso, os autores sugeriram que a taxa de expansão de um SCM em estágios iniciais pode ser utilizada como uma ferramenta indicativa tanto da ocorrência de descargas atmosféricas quanto da duração do sistema.

Strieder et al. (2012) estudaram a atividade elétrica durante um episódio de ZCAS, em janeiro de 2008 no sudeste do Brasil. Neste trabalho, as autoras verificaram que apesar da ZCAS apresentar convecção persistente durante seu

período de atuação, houve oscilações no número de descargas atmosféricas detectadas. As descargas com polaridade negativa ocorreram em maior número que as positivas e o período de maior ocorrência de descargas foi entre a tarde e início da noite.

Naccarato (2006) realizou um estudo climatológico da distribuição de descargas atmosféricas para o sudeste do Brasil a partir da análise de uma série de seis anos de dados contínuos (1999-2004). Neste trabalho, o autor identificou alguns padrões na distribuição de densidade de descargas atmosféricas no estado de São Paulo, como mostrado na figura 12. As regiões com valores mais elevados de densidade de descargas atmosféricas se estendem ao longo de todo o litoral paulista, com máximos valores na região metropolitana de São Paulo e, desta última, até o Vale do Paraíba.

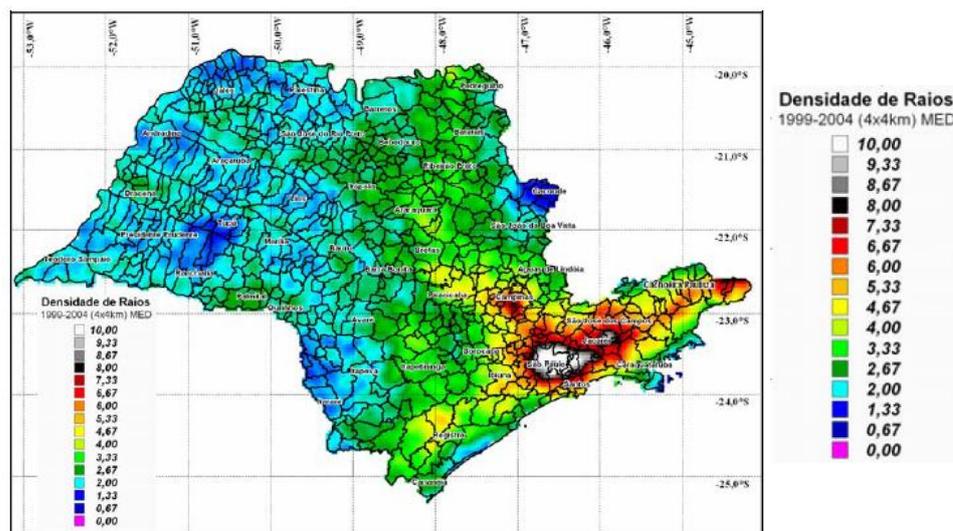


Figura 12 - Mapa da densidade de raios original (eventos/km² ano⁻¹) no estado de São Paulo (1999-2004).

Fonte: NACCARATO, 2006.

Materiais e Métodos

Nesta seção serão mostrados os dados utilizados na realização deste estudo, bem como serão explicados os procedimentos adotados para a obtenção dos resultados.

3.1 Caracterização das Áreas de Estudos

No âmbito deste estudo, duas áreas foram consideradas. Estas áreas estão indicadas na figura 13. A área maior, doravante denominada como área 1, envolve a região entre 19,5°S/25,5°S e 44°W/ 53,5°W. A área menor, denominada como área 2, compreende os limites geográficos do estado de São Paulo. Todos os resultados envolvendo dados de descargas atmosféricas foram obtidos na área 1 e todos aqueles envolvendo precipitação em superfície o foram na área 2. Ainda nesta mesma figura, estão indicadas as 15 mesorregiões nas quais o estado de São Paulo está dividido. Os nomes destas mesorregiões estão relacionados na tabela 1. Criada pelo IBGE para fins estatísticos, uma mesorregião pode ser definida como uma região inserida dentro de uma Unidade da Federação que possui forma de organização do espaço geográfico dadas pelas seguintes dimensões: o processo social, como determinante, o quadro natural, como condicionante e a rede de comunicação e de lugares, como elemento da articulação espacial (IBGE, 2015). Assim, as dimensões citadas proporcionam uma identidade para cada mesorregião, embora esta não constitua uma entidade político-administrativa autônoma (IBGE, 2015).

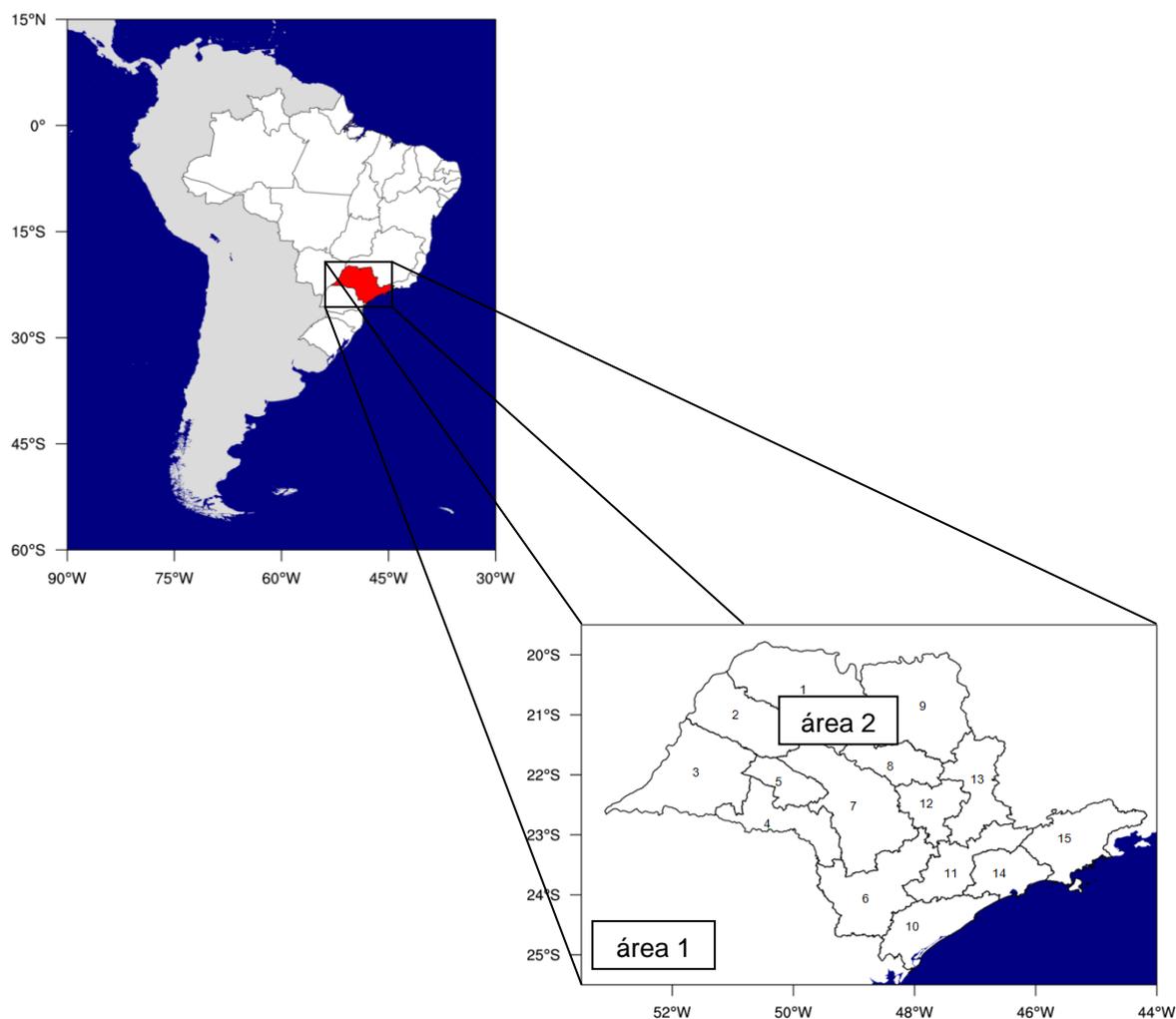


Figura 13 - Mapa do Brasil com destaque para o estado de São Paulo (em vermelho). Ao lado, ampliação do estado de São Paulo com a indicação das 15 mesorregiões. A área compreendida entre 19,5°S/25,5°S e 44°W/ 53,5°W constitui a área 1 de estudo, enquanto que a área 2 é constituída pelo estado de São Paulo.

Tabela 1 - Relação das 15 mesorregiões do estado de São Paulo.

| Nome da Mesorregião | Nome da Mesorregião |
|-------------------------|---------------------------------|
| 1 São José do Rio Preto | 9 Ribeirão Preto |
| 2 Araçatuba | 10 Litoral Sul Paulista |
| 3 Presidente Prudente | 11 Macro Metropolitana Paulista |
| 4 Assis | 12 Piracicaba |
| 5 Marília | 13 Campinas |
| 6 Itapetininga | 14 Metropolitana de São Paulo |
| 7 Bauru | 15 Vale do Paraíba Paulista |
| 8 Araraquara | |

Fonte: IBGE, 2015.

3.2 Dados de Descargas Eléctricas Atmosféricas

3.2.1 Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT)

Neste trabalho, foram utilizados dados de descargas nuvem-solo detectados pela Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT). Esta rede é composta por 24 sensores, distribuídos nos estados da região Sudeste e nos estados de Goiás, Distrito Federal e Paraná. Foram utilizados os dados de descargas eléctricas atmosféricas nuvem-solo, cedidos pela Empresa do Sistema Eletrobrás FURNAS, que contêm as seguintes informações:

- posição geográfica (latitude e longitude);
- tempo de ocorrência (hora, minuto, milissegundo);
- intensidade da corrente eléctrica (kA, kiloAmpere);
- polaridade da descarga (positiva ou negativa).

Estes dados foram utilizados para a obtenção das distribuições tanto espaciais quanto temporais das descargas atmosféricas observadas no estado de São Paulo. Na figura 14 é mostrada a localização dos sensores que compõem a RINDAT bem como o modelo de eficiência de detecção desta Rede, desenvolvido por Naccarato e Pinto Jr. (2008). De acordo com este modelo, observa-se que as descargas atmosféricas ocorridas no estado de São Paulo e parte dos estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro, Paraná e Goiás são detectadas com uma eficiência igual ou superior a 90%. Especificamente para o estado de São Paulo (uma das regiões de estudo), apenas uma pequena parte localizada no extremo oeste não apresenta baixa eficiência de detecção das descargas atmosféricas.

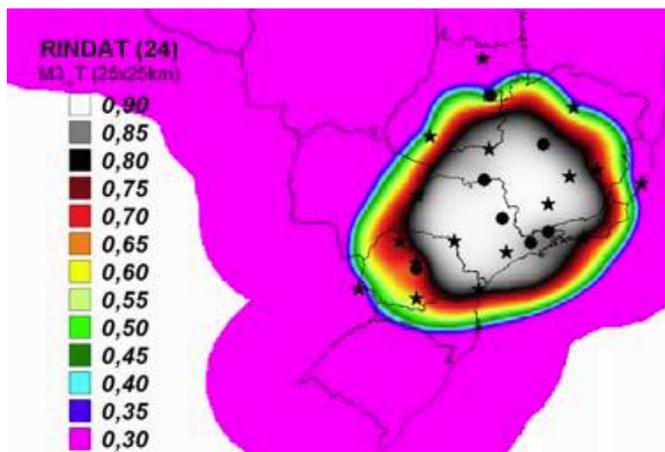


Figura 14 - Modelo de eficiência de detecção das descargas elétricas atmosféricas detectadas pela Rede Integrada de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT). Os símbolos indicam a localização dos sensores de tipo IMPACT (círculo) e LPATS (estrela).

Fonte: NACCARATO; PINTO Jr., 2008.

Com os dados de descargas atmosféricas NS da RINDAT foram obtidos campos com as variações espaciais e temporais, como descritos a seguir.

3.2.2 Variações Espaciais das Descargas Elétricas Atmosféricas

As variações espaciais das descargas atmosféricas NS detectadas pela RINDAT foram avaliadas na área compreendida entre 19,5°S/25,5°S e 44°W/53,5°W, onde se encontra o estado de São Paulo. Para este estudo, optou-se por avaliar as variações espaciais de densidade das descargas detectadas em subáreas medindo 0,2° em latitude por 0,2° em longitude (1 pixel). Lembrando que 1° equivale a aproximadamente 111 km no Equador, significa que um pixel tem 22 km x 22 km (cerca de 490 km² de área), compatíveis com as magnitudes das escalas horizontais de tempestades individuais (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Considerando a área geográfica em estudo, tem-se 48 pixels ao longo do eixo x e 30 pixels ao longo do eixo y. Em cada pixel contabilizou-se o total de descargas atmosféricas NS detectadas durante certo período de tempo. No programa desenvolvido para este fim, o usuário pode escolher o período de tempo para o qual deseja obter o campo de densidade de descargas. Para se obter as variações espaciais das descargas atmosféricas no âmbito deste estudo, foi escolhido o período de um mês.

Para a visualização destes campos, optou-se pela representação em seis intervalos, sendo que o limite inferior da primeira categoria foi fixado em 10 (poderia ser zero ou qualquer outro número). O limite inferior da segunda categoria, e das seguintes, corresponde ao valor máximo da categoria anterior mais um. O limite superior de cada categoria foi obtido a partir do valor máximo (absoluto) observado durante o período escolhido, da seguinte forma:

- limite superior 1: valor máximo dividido por seis
- limite superior 2: dobro do limite superior 1
- limite superior 3: triplo do limite superior 1
- limite superior 4: quádruplo do limite superior 1
- limite superior 5: quádruplo do limite superior 1
- limite superior 6: valor máximo

Quando plotadas em um mapa, estas categorias foram associadas a cores de marcadores, relacionados na tabela 2.

Tabela 2 - Relação das cores utilizadas para a identificação de cada categoria de intensidade da densidade de descargas atmosféricas NS.

| Categoria | Cor do marcador |
|------------------|------------------------|
| 1 | Azul claro |
| 2 | Amarelo |
| 3 | Verde |
| 4 | Azul escuro |
| 5 | Vermelho |
| 6 | Preto |

3.2.3 Variações Temporais das Descargas Elétricas Atmosféricas

As variações temporais das descargas atmosféricas foram avaliadas considerando o período de um mês e de um dia. Inicialmente, foram avaliados os totais mensais das descargas atmosféricas NS detectadas pela RINDAT, obtidos a partir dos dados observados dentro da área compreendida entre 19,5°S/25,5°S e

44°W/ 53,5°W (área 1). Com estes dados, foram confeccionados gráficos em colunas.

Em seguida, o programa desenvolvido para a obtenção do campo de densidade (comentado anteriormente) foi utilizado considerando, desta vez, o período de um dia. Assim, foi obtido um campo diário de densidade de descargas atmosféricas, que serviu como arquivo de entrada para a obtenção de gráficos boxplot. Este tipo de gráfico apresenta cinco medidas estatísticas:

- Valor mínimo;
- Primeiro quartil (Q1);
- Mediana ou segundo quartil (Q2);
- Terceiro quartil (Q3);
- Valor máximo.

Na figura 15 é mostrada a anatomia de um gráfico boxplot, onde são indicadas todas as medidas estatísticas citadas acima. Nos casos de existirem valores discrepantes dentro da série de dados, estes são representados por pontos externos à caixa do gráfico boxplot, sendo denominados como valores atípicos ou *outliers*.

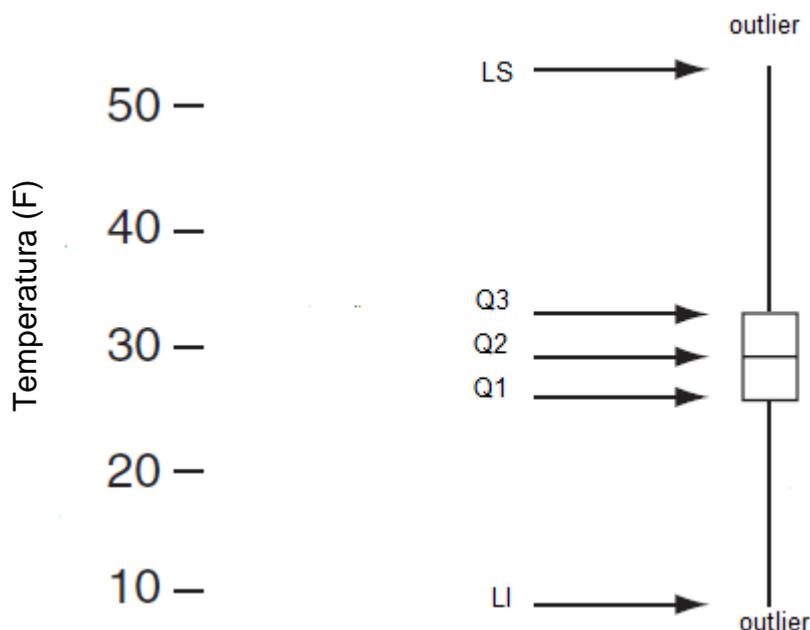


Figura 15 - Anatomia de um gráfico boxplot, onde LI= limite inferior, LS= limite superior, Q1= primeiro quartil, Q2= segundo quartil (ou mediana), Q3= terceiro quartil e outliers= valores atípicos.

Fonte: Adaptado de WILKS, 2006.

Para o cálculo dos quartis, primeiramente é necessário ordenar o conjunto de dados em ordem crescente. A mediana divide o conjunto de dados pela metade, sob o ponto de vista da posição ocupada por estes valores. Assim, quando o número de observações é ímpar, a mediana (Q_2 =segundo quartil) é dada simplesmente pelo valor que ocupa a posição central nos dados. No entanto, quando o número de observações for um número par, a mediana é dada pela média dos dois valores centrais da série dados.

O cálculo do primeiro e terceiro quartil (Q_1 e Q_3) é feito pela mediana das duas metades da série de dados. A mediana da metade inferior dos dados será o primeiro quartil (Q_1) e a mediana da metade superior da série de dados corresponde ao terceiro quartil (Q_3). Assim, 25% dos dados são menores que Q_1 e 25% dos dados são maiores que Q_3 . O limite inferior (LI) é dado por $LI=Q_1-1,5(Q_3-Q_1)$ e o limite superior (LS) $LS=Q_3+1,5(Q_3-Q_1)$. Os valores menores que LI e/ou maiores que LS são denominados *outliers*.

Portanto, o boxplot oferece uma visão da posição, dispersão, assimetria e dados discrepantes (MORETTIN; BUSSAB, 2004). A posição central é dada pela mediana, a dispersão pela amplitude interquartílica (Q_3-Q_1), as posições relativas dos quartis (Q_1 , mediana e Q_3) indicam o nível de assimetria da distribuição dos dados e os *outliers* representam os valores atípicos.

Neste estudo, o cálculo das medidas estatísticas citadas e os gráficos boxplots foram geradas com o uso do programa R. Trata-se de um pacote estatístico de domínio público, disponível em www.r-project.org.

3.4 Dados de Precipitação em Superfície

Análises das distribuições espaciais e temporais da precipitação em superfície também foram feitas neste estudo, a partir de dados de estações meteorológicas automáticas de superfície, vinculadas ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A resolução temporal destes dados é horária. Ao todo, foram utilizados dados de 39 estações situadas nos estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Na figura 16 são mostradas as localizações geográficas destas 39 estações. Nota-se que estas estão bem distribuídas na região de interesse, com

exceção do norte e nordeste do estado de São Paulo. Destas estações, 30 estão localizadas no estado de São Paulo, 7 no estado de Minas Gerais e 2 no estado do Rio de Janeiro. Os dados destas últimas estações foram considerados para melhorar a qualidade do processo de interpolação dos dados.

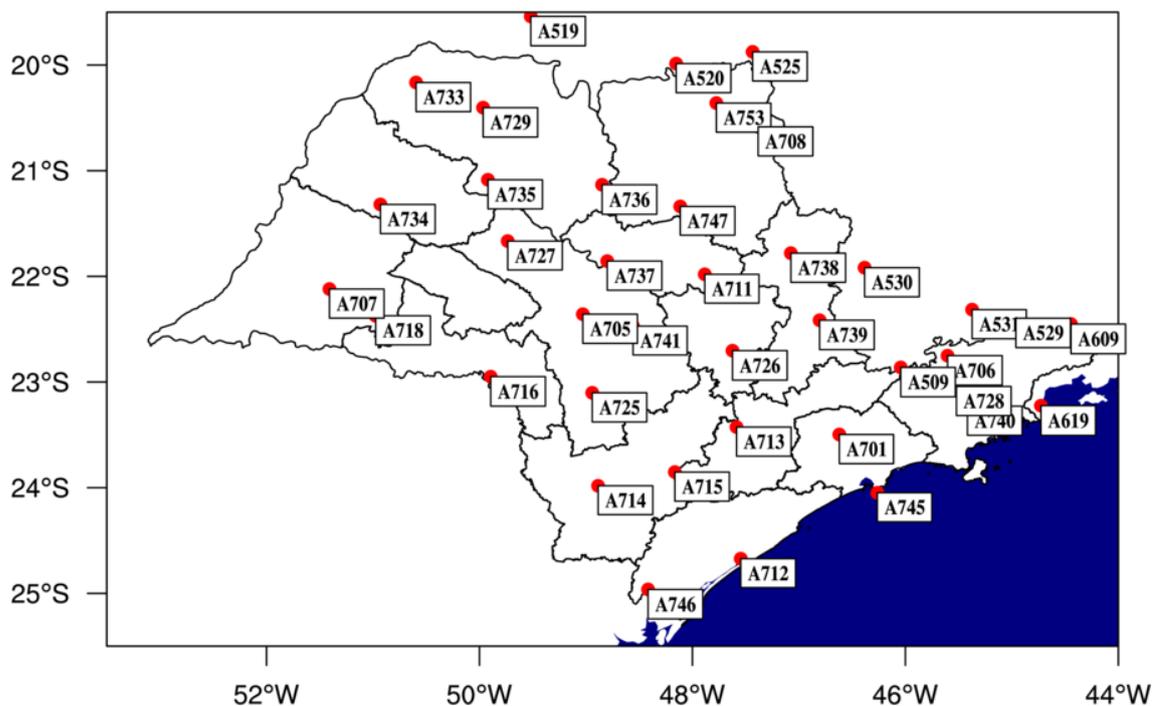


Figura 16 - Localização geográfica das estações meteorológicas utilizadas (ponto vermelho) e seus respectivos códigos de identificação.

No apêndice A são apresentadas informações de código de identificação, latitude, longitude, altitude, nome da estação e estado onde estão localizadas cada uma das estações meteorológicas automáticas utilizadas neste estudo.

Todos os processos de manipulação dos dados de precipitação das estações automáticas e geração dos resultados foram feitos com o uso do programa livre *NCAR Command Language* (NCL) (<http://www.ncl.ucar.edu/>).

3.5 Dados de Modelagem Atmosférica

Para a visualização dos períodos sob atuação do Sistema de Monção na América do Sul (SMAS) foram utilizados os dados de ventos do modelo de grande escala Reanálise do *National Center for Atmospheric Research/Department of Energy* (NCEP-DOE) (KANAMITSU ET AL., 2002). Estes dados possuem uma

resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ em latitude e em longitude. Foram utilizados os dados em formato de médias mensais dos anos de 2008-2011, para a região compreendida entre as latitudes de 15°N - 60°S e longitudes de 10°W - 85°W , para envolver toda a América do Sul. Com estes dados, foram feitos seguintes campos:

- a) Circulação atmosférica em 200hPa: foram plotados para mostrar o escoamento do ar (em linhas de fluxo) e a localização e intensidade da corrente de jato de altos níveis (sombreado).
- b) Anomalias do vento em 850hPa: as anomalias dos ventos no nível de 850hPa foram geradas a partir do cálculo do campo médio anual subtraído do campo médio mensal. O campo médio anual foi calculado utilizando o ambiente de programação NCL.

Resultados e Discussões

4.1 Variações Espaciais das Descargas Atmosféricas e de Precipitação em Superfície no Estado de São Paulo

A seguir, são apresentados os campos das distribuições espaciais das descargas atmosféricas para os meses de janeiro, fevereiro, março, outubro, novembro e dezembro dos anos de 2008, 2009, 2010 e para os meses de janeiro, fevereiro e março de 2011, divididas em categorias. Nesta seção também são apresentados os campos de precipitação em superfície para os mesmos períodos.

4.1.1 Análise do ano de 2008

Na figura 17 são mostrados os campos de densidade de descargas elétricas atmosféricas e dos totais mensais de precipitação em superfície para as áreas de estudo e para os meses quentes do ano de 2008.

Durante o mês de janeiro (Figura 17a), observa-se que tanto a RMSP quanto a RMVPLN foram aquelas que apresentaram o maior número de descargas detectadas. Nestas regiões foram observadas entre 159-317 DEA. No entanto, foram registradas entre 636 e 795 DEA em algumas localidades dentro destas regiões metropolitanas. No restante do estado de SP, o número de DEA detectadas variou entre 10-158 (categoria de menor intensidade). Em relação à distribuição da precipitação neste mesmo mês (Figura 17b), é possível verificar que a região norte do estado apresentou acumulado de aproximadamente 350 mm, sendo que algumas localidades, mais ao noroeste do estado, registraram até 450 mm de chuva durante o mês. No entanto, na região de máxima ocorrência de descargas detectadas neste

mês a precipitação foi em torno de 100-280 mm. Em fevereiro (Figura 17c), o local de maior ocorrência de descargas foi no estado do Rio de Janeiro, próximo à fronteira com o estado de São Paulo, atingindo até o número de 1.200 DEA detectadas. No estado de São Paulo, a distribuição espacial de DEA, foi bem semelhante ao mês anterior, isto é, maior número de descargas detectadas sobre as regiões metropolitanas. No entanto, o número de DEA foi mais elevado, variando entre 400-800 descargas, enquanto que no restante do estado foram detectadas menos de 159 DEA. No campo de precipitação acumulada mensal, mostrado na figura 17d, observa-se que os máximos foram observados na região norte da mesorregião de São José do Rio Preto e na RMVPLN, próximo à fronteira com o estado do Rio de Janeiro. Na região de maior detecção de DEA, a chuva registrada no mês variou entre 150-300 mm. No mês seguinte, em março (Figura 17e), o número de densidade de descargas observadas no estado de SP foi de até 145 descargas, com valores máximos de descargas sobre o norte da RMVPLN, com número de descargas variando entre 579-723 DEA. Conforme mostra a figura 16f, as regiões com maiores acumulados de precipitação registrados em março foram: norte da mesorregião de Campinas (~300 mm), parte da RMVPLN e a porção norte da mesorregião de Ribeirão Preto (ambos com aproximadamente 250 mm). No entanto, na região onde foi detectada grande incidência de descargas, a chuva registrada no mês foi de aproximadamente 150 mm. A distribuição de densidade de descargas para o mês de outubro (Figura 17g) foi bem distinta da observada nos meses anteriores. A maior incidência de DEA no estado de São Paulo ocorreu sobre o leste da mesorregião de Ribeirão Preto, com número de descargas entre 448-596 e pico de densidade de descargas de até 896. Também foi identificada uma área com grande concentração de descargas próxima ao sul da mesorregião de Campinas, parte da mesorregião macro metropolitana Paulista (região de Bragança Paulista) e RMC. Nesta região, o número de descargas variou entre 145-435 DEA. Em relação à distribuição da precipitação acumulada mensal (Figura 16h), foi identificada precipitação de até 200 mm no litoral sul do estado. Contudo, nas áreas com maior número de DEA detectadas a precipitação acumulada foi 100 mm. Em novembro de 2008 (Figura 17i), o alto número de descargas sobre a região de Bragança Paulista, verificado desde o mês anterior, se manteve, porém com valores de DEA entre 128-254 e picos de até 766 DEA. Contudo, outra região com alta

ocorrência de descargas também foi observada neste mês. Esta região abrange uma faixa que se estende desde o norte da mesorregião de Campinas, passa pelo centro do estado até atingir a mesorregião de Assis, no sudoeste do estado. O maior acumulado de precipitação mensal (Figura 17j) foi verificado a leste da RMVPLN, próximo ao estado do Rio de Janeiro, com cerca de 300-350 mm. Da mesma forma que no mês anterior, nas regiões que apresentaram os maiores valores de densidade de descargas, a chuva registrada no mês foi cerca de 100 mm. Durante o mês de dezembro (Figura 17k), a distribuição de densidade de DEA se deu de forma bastante similar ao observado no mês de novembro, embora a faixa de alto número de descargas observada no mês anterior, que se estendia do nordeste do estado até a região sudoeste, desta vez ficou localizada desde o sul da mesorregião de Campinas, passando também pelo sul da mesorregião de Ribeirão Preto, até a mesorregião de Assis. O número de descargas nestas regiões foi entre até 360 DEA, com picos de até 721 descargas. Dezembro apresentou picos de chuva em torno de 360 mm (Figura 17l) a nordeste da mesorregião de Ribeirão Preto. Nas localidades onde foram detectadas o maior número de DEA, a chuva registrada foi em torno de 250 mm.

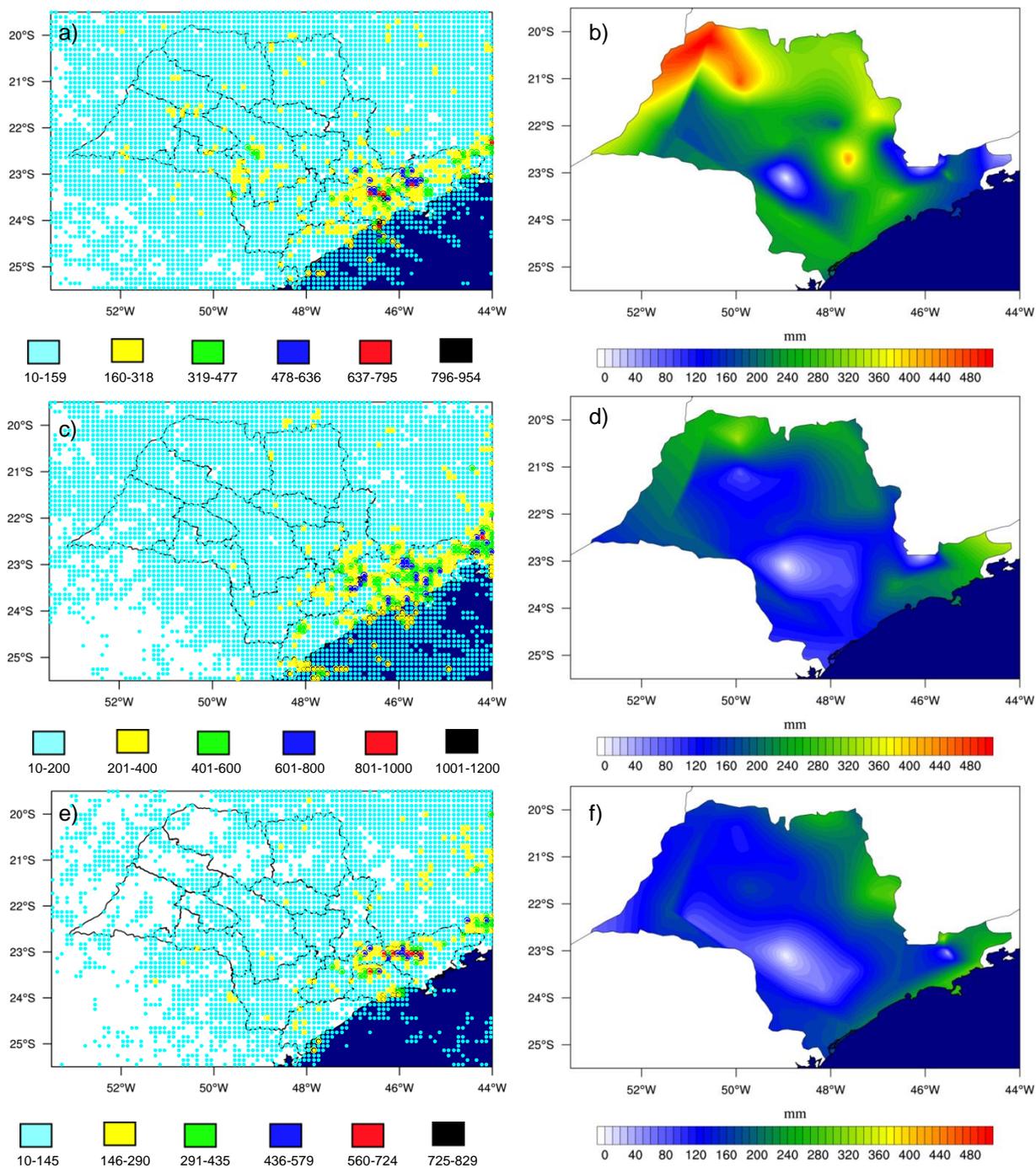


Figura 17 - Distribuição espacial de DEA e precipitação em superfície durante os meses de (a, b) janeiro, (c, d) fevereiro, (e, f) março, (g, h) outubro, (i, j) novembro e (k, l) dezembro do ano de 2008.

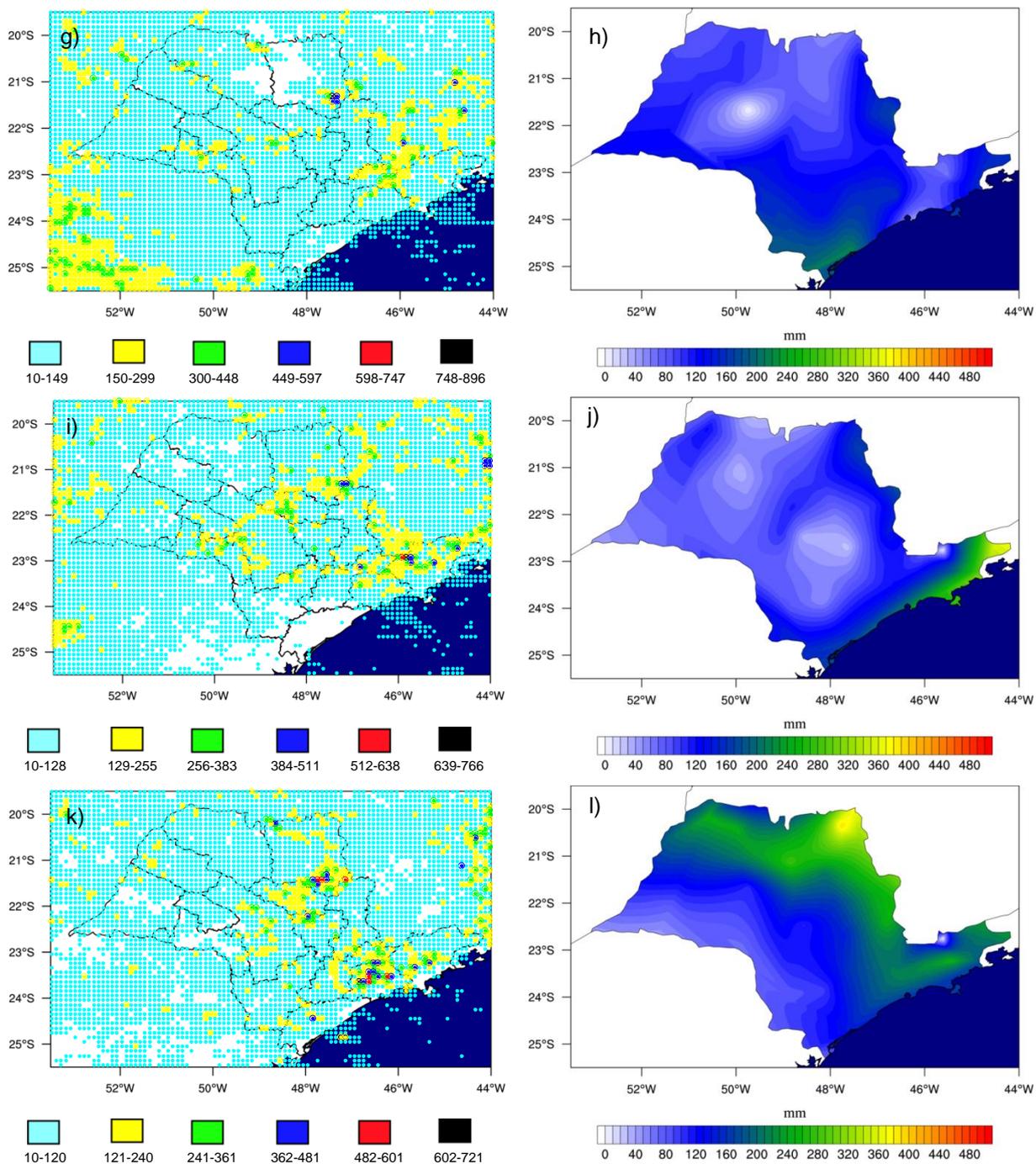


Figura 17 – Continuação.

4.1.2 Análise do ano de 2009

Os campos de densidade de descargas elétricas atmosféricas e dos totais mensais de precipitação em superfície para as áreas de estudo e para os meses quentes do ano de 2009 são mostrados na figura 18.

Durante o mês de janeiro (Figura 18a), na RMSP e no litoral sul paulista observa-se as maiores densidade de descargas, com picos de até 841 na RMSP. Nas demais regiões do estado, a densidade de descargas detectadas foi de aproximadamente 140 descargas. Conforme mostra a figura 18b, neste mês os maiores valores de precipitação acumulada ocorreram ao norte das mesorregiões de Ribeirão Preto, Bauru e na mesorregião de Marília, onde foram registrados cerca de 400 mm. Nas regiões onde anteriormente foram identificados um grande número de DEA detectadas, choveu aproximadamente 250 mm.

No mês de fevereiro de 2009 (Figura 18c) a maior densidade de DEA detectadas foi observada no estado do Rio de Janeiro (região dentro dos domínios de latitude e longitude utilizados). Em relação ao estado de São Paulo, a RMSP e parte da mesorregião de Campinas, apresentaram os valores de densidade de DEA mais elevados, ou seja, de 234- 466, com valor máximo de até 933 na RMSP. Entretanto, em relação à distribuição de precipitação (Figura 18d), a região do litoral sul paulista registrou os maiores acumulados do mês, isto é, em torno de 480 mm. Enquanto que nas regiões onde foram detectados os maiores números de DEA, a chuva acumulou aproximadamente 150 mm no mês.

A distribuição espacial de descargas atmosféricas detectadas no mês de março de 2009 (Figura 18e) foi bastante similar à distribuição observada nos meses anteriores, com valores de densidade de DEA variando entre 148-890 descargas e pico na RMSP, com até 890 descargas. Neste mês (Figura 18f), a mesorregião de Ribeirão Preto contabilizou precipitação acumulada mensal de cerca de 300 mm, enquanto que na região de maior ocorrência de DEA a precipitação no mês foi de aproximadamente 140 mm.

Em outubro (Figura 18g), as maiores concentrações de densidade de DEA ocorreram nos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná, fora dos limites das áreas de estudo. Para o estado de São Paulo, o maior número de descargas foi observado entre a mesorregião de Araraquara e sudeste da mesorregião de Ribeirão Preto,

com densidades de DEA variando entre 82-163, com máximos de descargas de até 410. Contudo, os maiores acumulados de precipitação durante este mês (Figura 18h) foram observados no setor leste das mesorregiões de Ribeirão Preto e Campinas. Porém, nas regiões com maior número de DEA detectadas a chuva foi de apenas 50 mm durante o mês.

No mês de novembro (Figura 18i), a mesorregião macro metropolitana Paulista, próximo à região de Bragança Paulista apresentou os maiores valores de densidade de DEA entre 561 e 841. A seguir a RMSP, a mesorregião de Campinas e parte do litoral sul paulista apresentaram até 421 descargas durante este mês. Para este mesmo período (Figura 18j), os maiores acumulados mensais de precipitação em superfície ocorreram nas mesorregiões de Assis, Marília, norte de Ribeirão Preto e sul de Bauru. Nestas regiões, a precipitação variou entre 200-240 mm, enquanto que nas regiões de maior número de DEA, o acumulado mensal foi de aproximadamente 160 mm.

Durante o mês de dezembro (Figura 18k), a distribuição de densidade de DEA foi semelhante à do mês de novembro, com valores entre 379-631 descargas, chegando a contabilizar até 757 descargas. Em relação à distribuição de precipitação (Figura 18l), o maior acumulado mensal ocorreu a sudeste da mesorregião de Ribeirão Preto, com cerca de 400 mm. Contudo, nas regiões onde outrora foi observado um alto número de densidade de DEA detectadas, precipitou de 200-300 mm durante o mês.

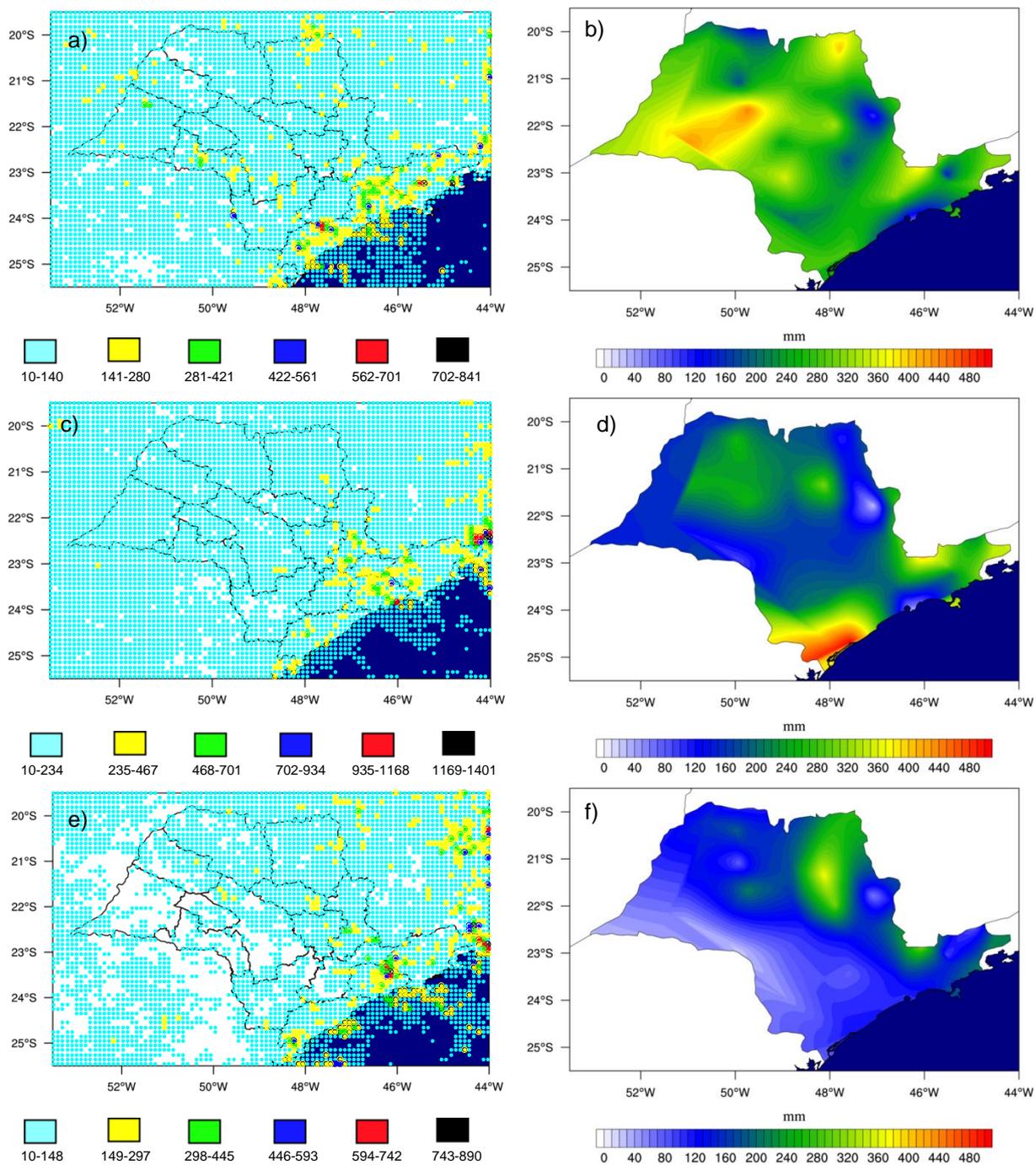


Figura 18 - Distribuição espacial de DEA e precipitação em superfície durante os meses de (a, b) janeiro, (c, d) fevereiro, (e, f) março, (g, h) outubro, (i, j) novembro e (k, l) dezembro do ano de 2009.

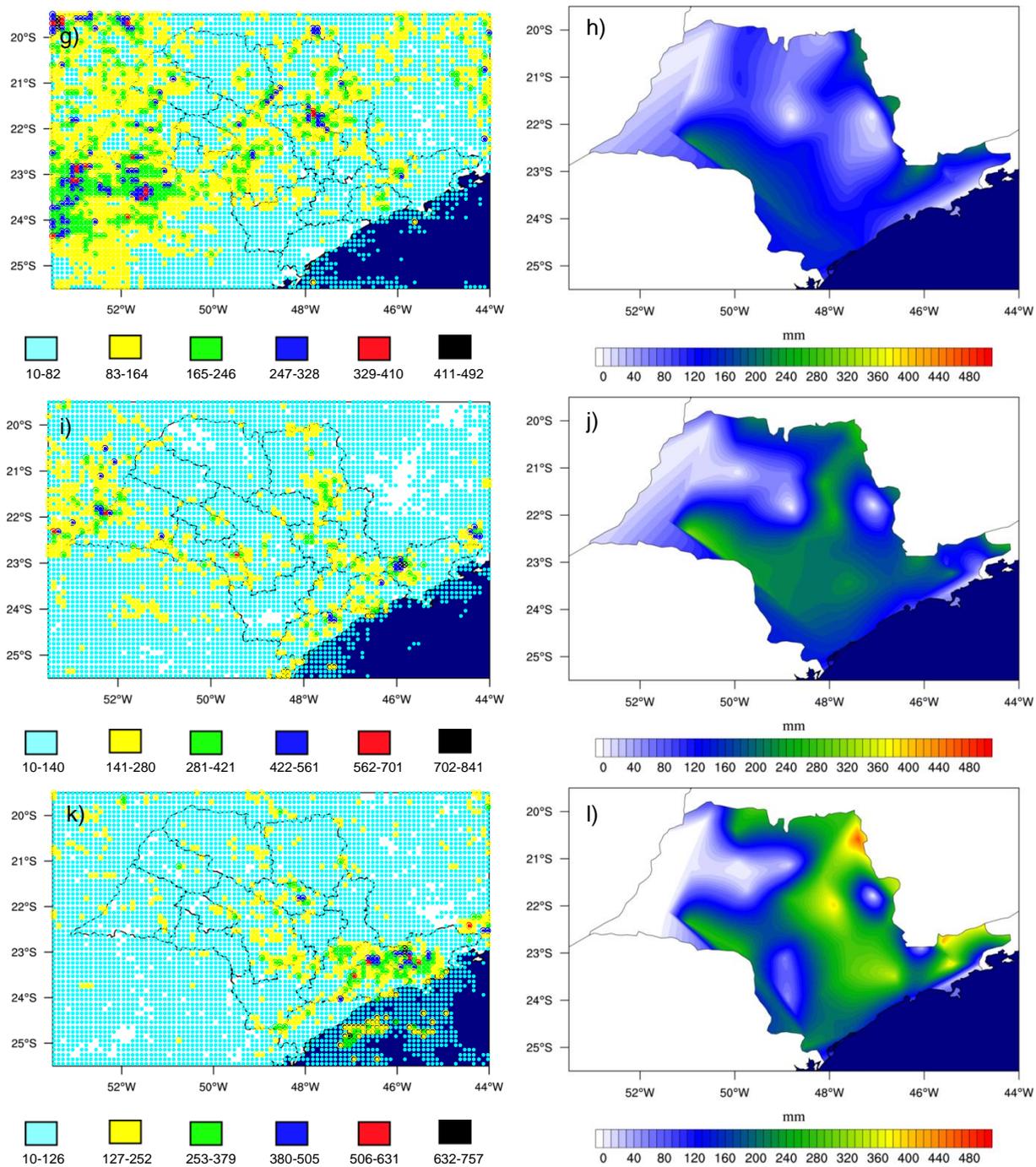


Figura 18 – Continuação.

4.1.3 Análise do ano de 2010

Na figura 19 são apresentados os campos de densidade de descargas atmosféricas e de precipitação total mensal em superfície, para os meses de janeiro a março e de outubro a dezembro do ano 2010.

Em janeiro (Figura 19a), o maior número de densidade de DEA ocorreu sobre a RMSP e RMBS, com 910-1212 descargas, com valor máximo de até 1517 descargas. Ainda neste mês (Figura 19b), os maiores acumulados de chuva foram registrados no litoral sul e RMSP, atingindo aproximadamente 350 mm.

No mês de fevereiro de 2010 (Figura 19c) houve o registro da maior concentração de DEA sobre a RMSP, com cerca de 871-1161 descargas detectadas na região, embora valores máximos de até 1742 descargas tenham sido detectados. Neste mês (Figura 19d), os maiores acumulados de precipitação ocorreram em parte da RMSP e ao longo do litoral sul Paulista, com cerca de 350 mm. Nas regiões onde foram detectados valores elevados de densidade de DEA a chuva acumulada mensal foi de 300 mm.

Durante o mês de março (Figura 19e), a distribuição espacial da densidade de DEA foi similar à observada no mês anterior, registrando, no entanto entre 563-749 descargas atmosféricas na RMSP. Em relação à distribuição de precipitação (Figura 18f), nas regiões onde foram verificadas muitas descargas apresentaram valores de acumulados mensais de cerca de 150 mm.

Em outubro (Figura 19g), no estado de São Paulo, um grande número de descargas foi observado em duas regiões. A primeira estende-se do leste da mesorregião de Ribeirão Preto ao norte de Campinas e, a segunda, abrange a mesorregião de Assis e sul de Bauru. Em ambas as regiões, o número de densidade de DEA detectadas variou entre 55-108 descargas. Para este mês (Figura 19h), na região leste da mesorregião de Ribeirão Preto, norte de Campinas e na mesorregião de Assis e Bauru (regiões onde foram detectadas um número elevado de densidade de DEA), a precipitação acumulada variou entre 80 e 100 mm mensais.

Durante o mês de novembro (Figura 19i), foram contabilizadas entre 115-152 DEA sobre o sul da mesorregião de Ribeirão Preto e norte da mesorregião de Campinas. Conforme mostra a figura 19j, o maior acumulado de chuva neste mês ocorreu no extremo norte da mesorregião de Ribeirão Preto, com aproximadamente

400 mm. Entretanto, nas regiões de elevada ocorrência de DEA, a chuva acumulada foi de apenas 120 mm neste mês.

No mês de dezembro (Figura 19k), um grande valor de densidade de DEA foi observado em parte da RMVPLN e leste da mesorregião de Bauru, com até 162 descargas detectadas, chegando a picos de até 365 DEA na RMVPLN. Os maiores acumulados de chuva (Figura 19l) foram observados no litoral sul e leste da RMVPLN, em torno de 450 mm. Nas regiões de maior detecção de DEA, a precipitação ficou em torno de 250 mm.

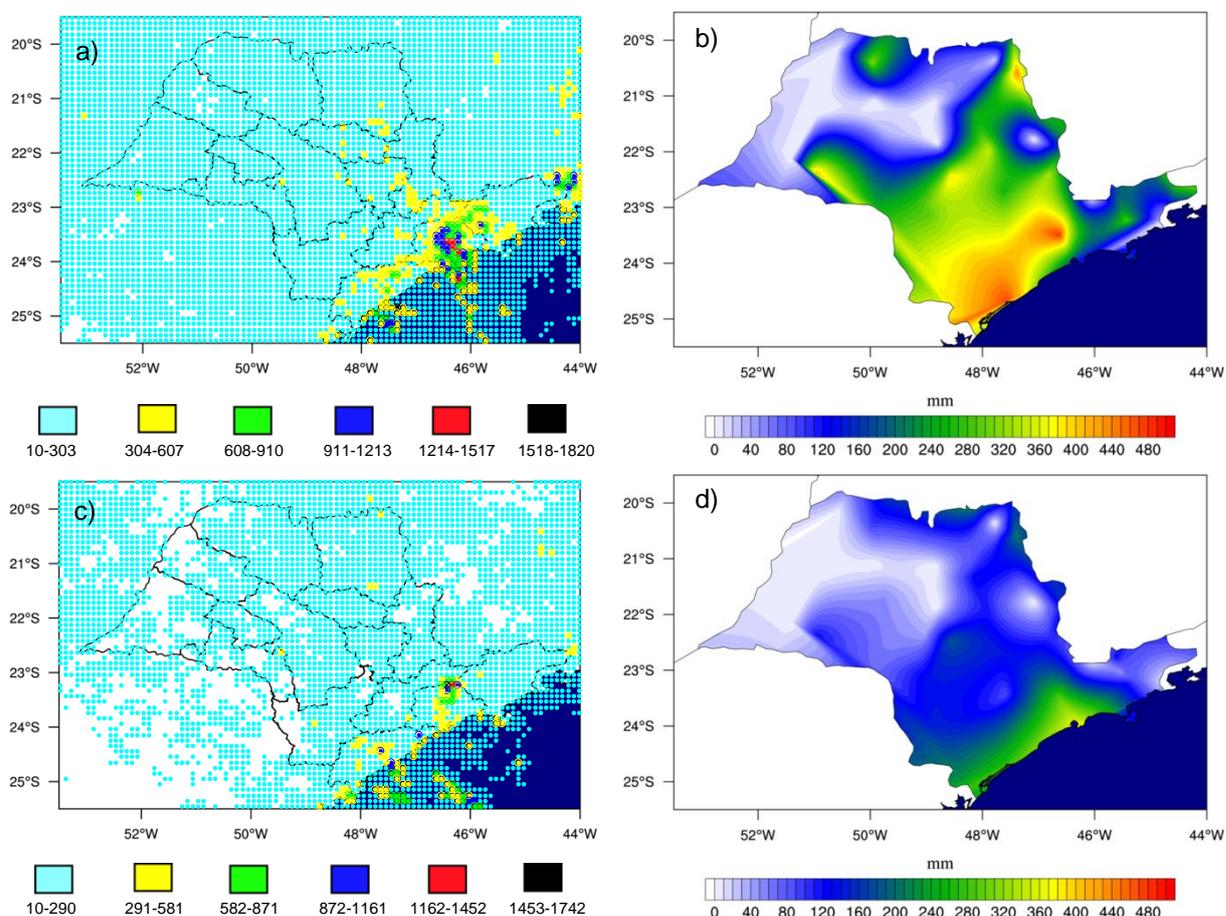


Figura 19 - Distribuição espacial de DEA e precipitação em superfície durante os meses de (a, b) janeiro, (c, d) fevereiro, (e, f) março, (g, h) outubro, (i, j) novembro e (k, l) dezembro do ano de 2010.

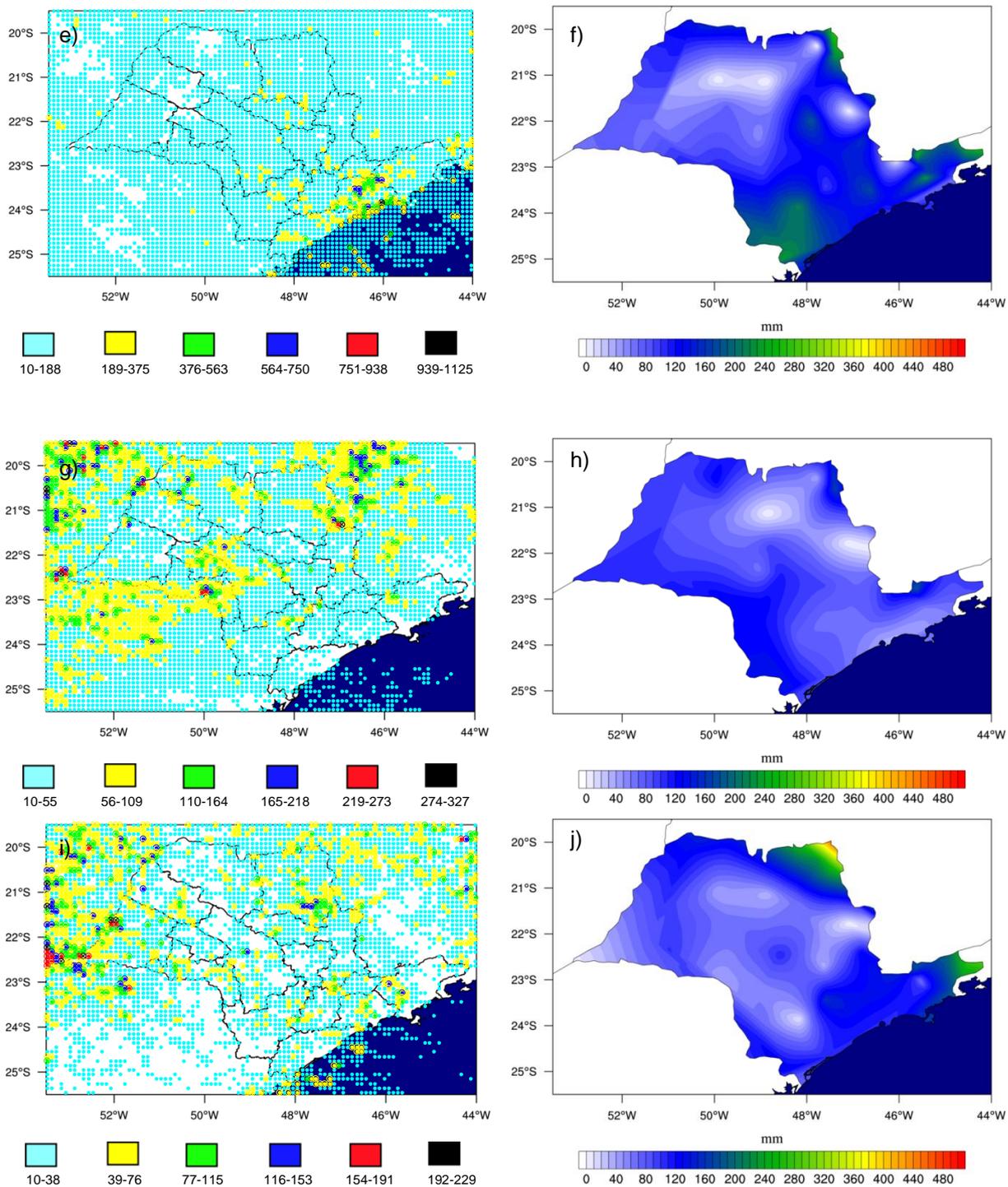


Figura 19 – Continuação.

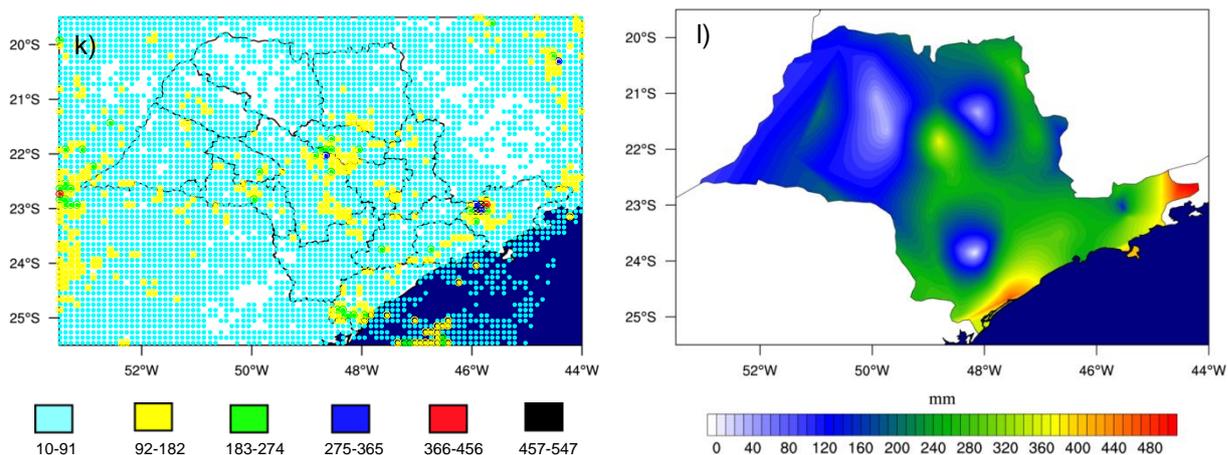


Figura 19 – Continuação.

4.1.4 Análise do ano de 2011

Para o ano de 2011, na figura 20, são apresentados os campos de densidade de descargas atmosféricas e de precipitação total mensal para os meses de janeiro a março.

Em relação à distribuição espacial de densidade de DEA apresentada na figura 20a, observa-se que no mês de janeiro o maior valor ocorreu sobre as RMSP, RMBS e litoral sul, totalizando de 437-728 descargas, com pico de até 873 descargas nestas regiões. Neste mês (Figura 20b), os maiores acumulados mensais foram verificados na RMSP e em partes da RMC e mesorregião de Bauru. A precipitação nestas regiões foi de aproximadamente 4000 mm no mês, sendo que nas regiões onde foi detectado um grande número de DEA, a chuva acumulou cerca de 300 mm em janeiro de 2011.

A distribuição de densidade de DEA durante o mês de fevereiro (Figura 20c) foi similar ao mês de janeiro. Valores superiores a 365 descargas foram registrados nas regiões metropolitanas, com pico de aproximadamente 912 descargas na RMSP. Conforme mostrado na figura 20d, a mesorregião de São José do Rio Preto apresentou o acumulado mensal mais elevado do mês, ou seja, cerca de 360 mm. Por outro lado, nas regiões onde foram registrados os maiores valores de densidade de descargas, a chuva acumulada mensal foi de aproximadamente 180 mm.

No mês de março (Figura 20e), não foi observada nenhuma região com valores realmente significativos de densidade de DEA. Em relação à distribuição espacial de precipitação (Figura 20f), os maiores acumulados foram verificados ao norte das mesorregiões de Araçatuba, São José do Rio Preto e Ribeirão Preto, com aproximadamente 450 mm.

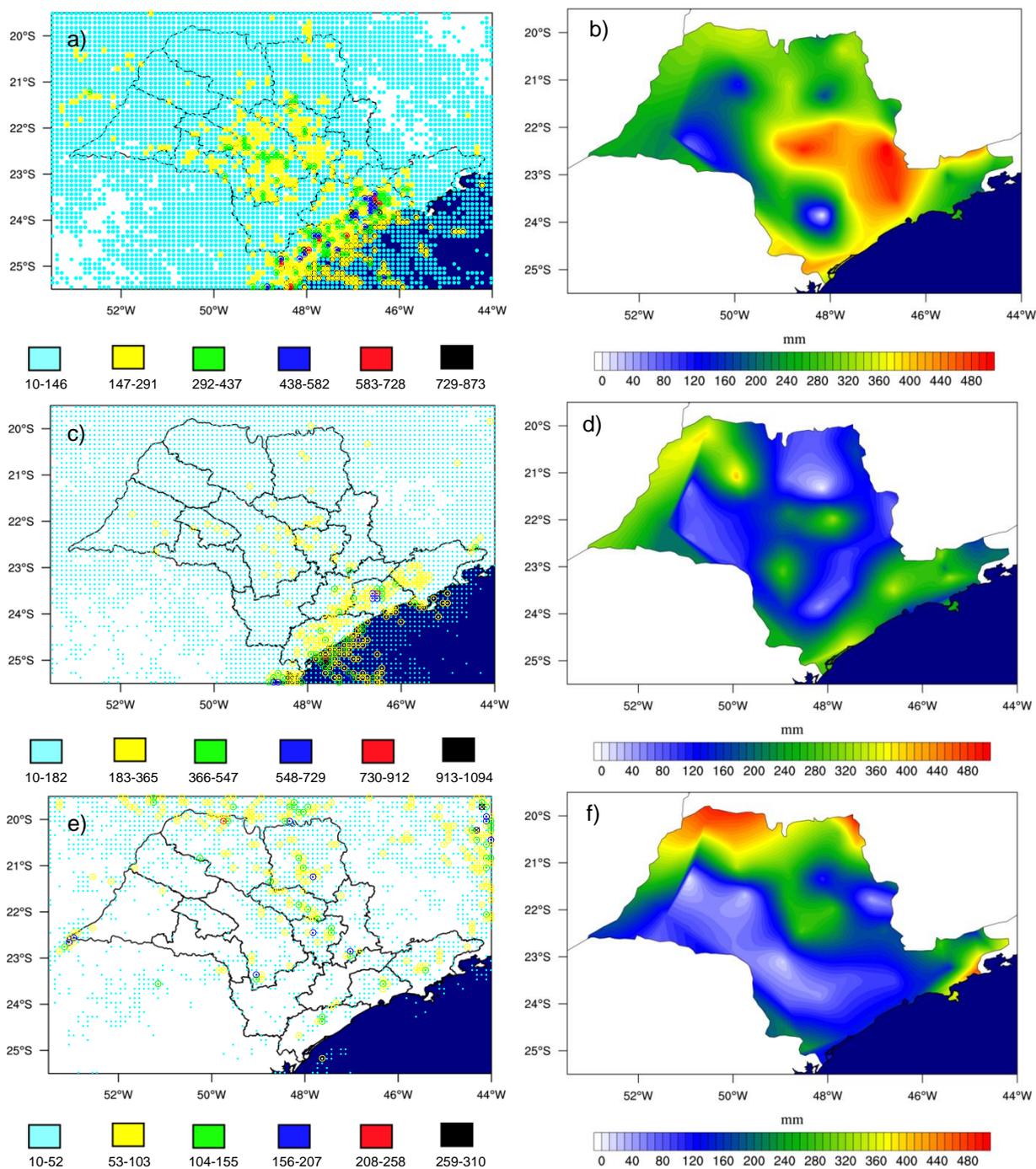


Figura 20 - Distribuição espacial de DEA e precipitação em superfície durante os meses de (a, b) janeiro, (c, d) fevereiro e (e, f) março do ano de 2011.

4.2 Variações Temporais das Descargas Atmosféricas e da Precipitação em Superfície

4.2.1 Análise do ano de 2008

Na figura 21, são apresentados os campos com o total de DEA detectadas na região de estudo durante os meses de janeiro, fevereiro, março, outubro, novembro e dezembro de 2008.

É possível verificar que o mês que apresentou o maior número de descargas detectadas foi outubro, com 437.216 DEA detectadas (Figura 21a). Este valor corresponde a 22,47% das descargas detectadas em todo o ano de 2008. Em fevereiro foi detectado um total de 388.536 DEA, o que corresponde a 19,97% do total de descargas detectadas durante os meses estudados. No mês de novembro, o total de descargas detectadas foi 329.577, cerca de 16,94% do total detectado no período de estudo. Em janeiro foram 322.020 DEA detectadas, ou seja, 16,55% das descargas detectadas nos meses estudados de 2008. Dezembro apresentou um total de 277.242 DEA, ou seja, 14,25%. O mês com menor número de descargas detectadas foi março, com 190.818 DEA, o que corresponde a apenas 9,81% do total de descargas detectadas durante os meses estudados de 2008.

Neste mesmo ano, a precipitação acumulada mensal em todo o estado de São Paulo (Figura 21b), seguiu o esperado para um regime de monção, ou seja, decréscimo da precipitação total acumulada de janeiro a março e acréscimo de novembro a dezembro.

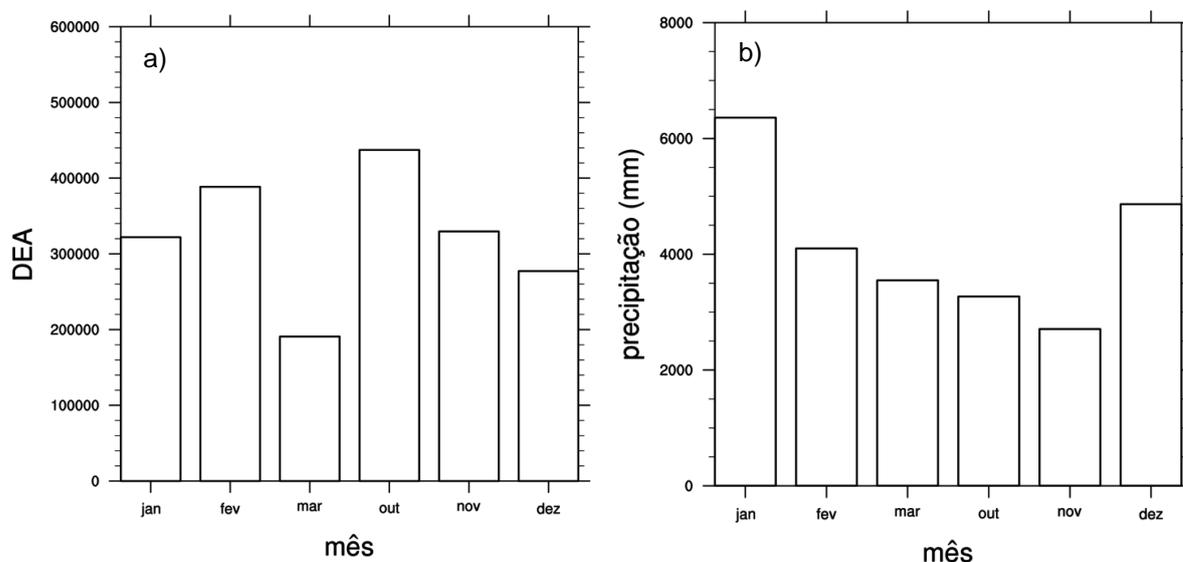


Figura 21 - Variação do total mensal de (a) descargas elétricas atmosféricas e (b) precipitação em superfície para alguns meses do ano de 2008.

4.2.2 Análise do ano de 2009

Na análise do total de descargas detectadas nos meses de janeiro, fevereiro, março, outubro, novembro e dezembro de 2009, nota-se que o maior número de DEA ocorridos na região de estudo ocorreu no mês de outubro (Figura 22a), com 434.859 descargas. Este valor equivale a 19,98% do total de DEA detectadas durante os meses de 2009 estudados. O segundo mês com maior número de DEA registradas foi fevereiro, totalizando 408.304 descargas, isto é, 18,76% das descargas detectadas no ano. A seguir, o mês de novembro contabilizou 402.246 DEA, o que corresponde a 18,48% das descargas registradas em 2009. Logo, dezembro, janeiro e março registraram um total de 351.803, 298.810 e 280.330 descargas detectadas, respectivamente. Estes valores correspondem a 16,16%, 13,73% e 12,88% do número total de descargas atmosféricas contabilizadas durante os meses de 2009 avaliados.

Em relação à precipitação acumulada durante este ano (Figura 22b), nota-se um comportamento bastante semelhante ao ano anterior, isto é, verificou-se um decréscimo da precipitação de janeiro-março, bem como um acréscimo de outubro a dezembro, culminado em maiores acumulados de precipitação durante meses mais quentes (dezembro e janeiro).

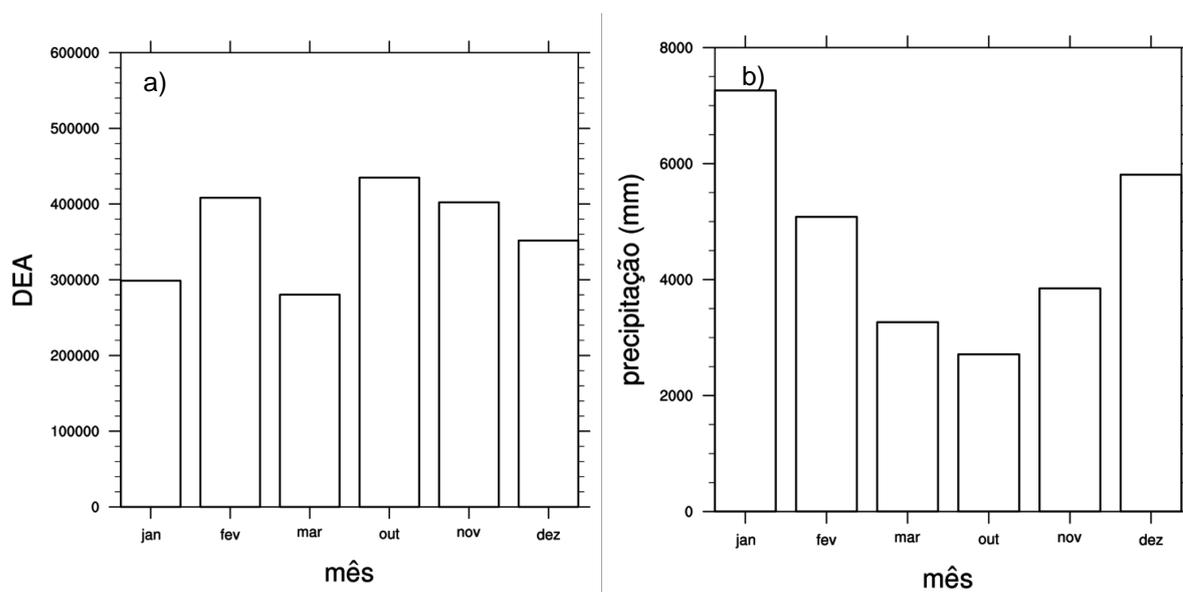


Figura 22 - Variação do total mensal de (a) descargas elétricas atmosféricas e (b) precipitação em superfície para alguns meses do ano de 2009.

4.2.3 Análise do ano de 2010

Na figura 23 são mostrados os totais mensais de DEA e de precipitação em superfície contabilizados em cada mês estudado do ano de 2010. É possível verificar que no mês de janeiro ocorreram 595.858 descargas, o equivalente a 33,11% do total de DEA detectada em todos os meses analisados no ano de 2010. Durante o mês de março foram registradas 334.270 descargas, que por sua vez corresponde a 18,58% do total de DEA detectadas durante o verão e primavera de 2010. A seguir, nos meses de fevereiro, dezembro, outubro e novembro foram detectadas 287.382, 225.963, 221.207 e 134.767 DEA, respectivamente, que representam 15,97%, 12,56%, 12,29% e 7,49% do total de descargas atmosférica contabilizadas durante os meses estudados de 2010.

Na figura 23b observa-se que a precipitação total acumulada, a exemplo dos anos anteriores, apresentou valores mais elevados durante os meses de janeiro e dezembro. Nos demais meses, os valores de precipitação registrada foram bastante semelhantes entre si, embora o mês de outubro tenha registrado o menor acumulado do período estudado do ano de 2010.

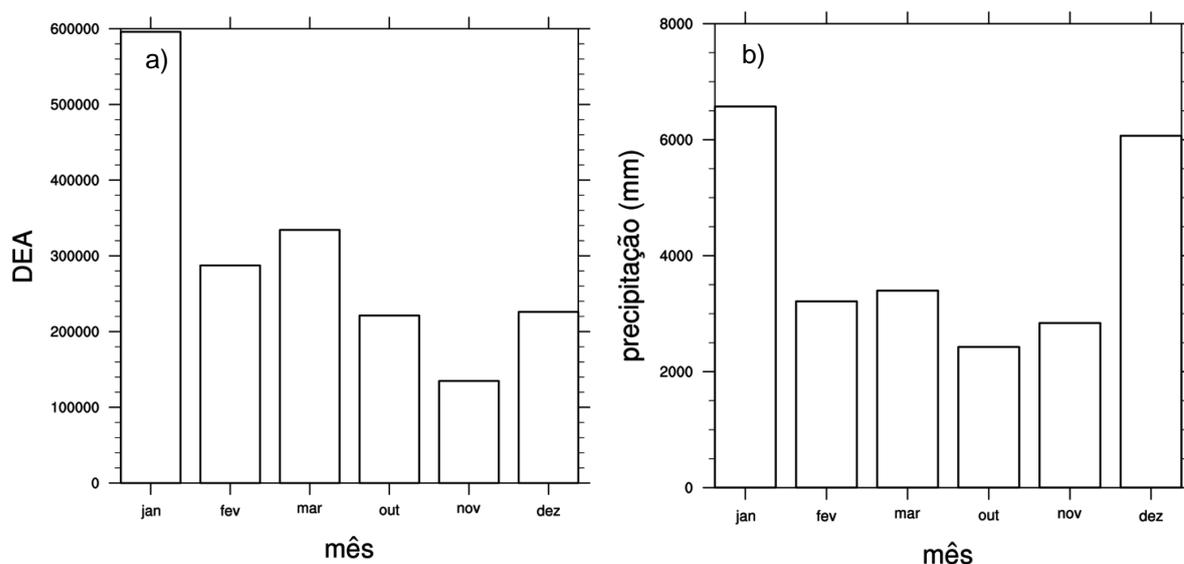


Figura 23 - Variação do total mensal de (a) descargas elétricas atmosféricas e (b) precipitação em superfície para alguns meses do ano de 2010.

4.2.4 Análise do ano de 2011

Na figura 24 é exibido o número total de DEA detectados para os meses de janeiro, fevereiro e março do ano de 2011. O mês com o maior número de descargas detectadas foi janeiro com 387.704, equivalente a 49,44% do total de descargas detectadas nos três meses de 2011 avaliados. A seguir no mês de fevereiro ocorreram 320.601 DEA, que equivale a 40,88% das descargas detectadas e, o mês de março com apenas 75.862 DEA, que corresponde a 9,67% das descargas contabilizadas nos meses de 2011 estudados. Neste ano, a maior precipitação acumulada foi registrada durante o mês de janeiro, seguida de um decréscimo da mesma nos meses de fevereiro e março.

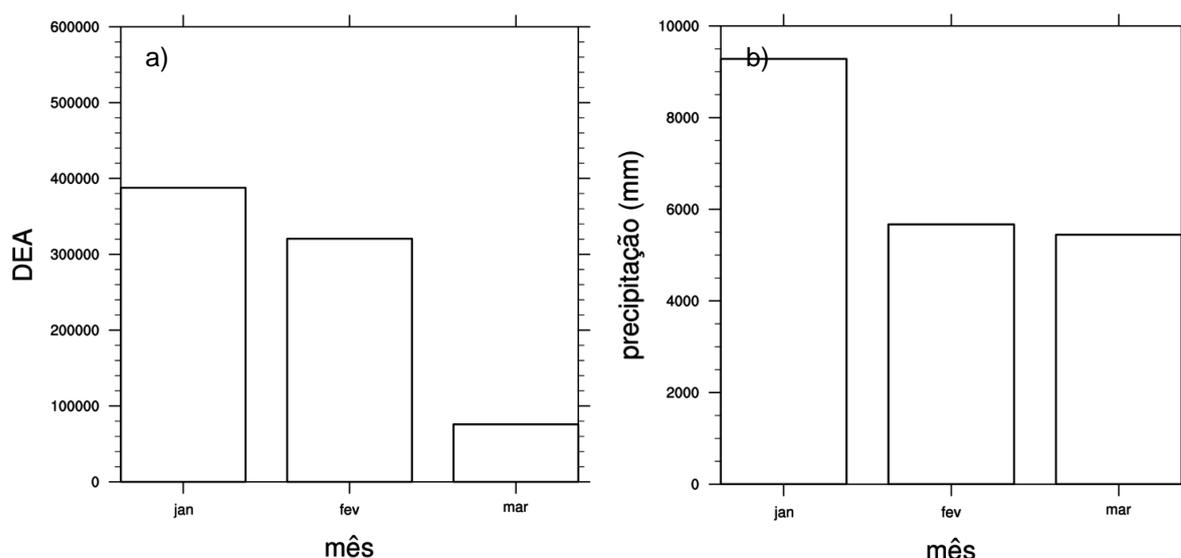


Figura 24 - Variação do total mensal de (a) descargas elétricas atmosféricas e (b) precipitação em superfície para alguns meses do ano de 2011.

Portanto, considerando-se a variação temporal de descargas atmosféricas e precipitação em superfície, não foi possível distinguir nenhum tipo de padrão relacionando estes dois fenômenos, visto que embora a precipitação se comporte de maneira esperada para um período de monção, isto é, maiores acumulados em períodos mais quentes, as descargas não obedecem a nenhum padrão. Este comportamento pode ser verificado durante os anos estudados onde as DEA comportaram-se de maneira distintas considerando todos os anos de estudo embora a precipitação tenha obedecido a um comportamento esperado.

Outro ponto a ser analisado diz respeito à distribuição de DEA e precipitação em superfície, que na maioria dos meses estudados não coincidiram, isto é, regiões onde foram verificados os maiores acumulados de precipitação mensal não concordaram com regiões onde ocorreram as maiores incidências de descargas. Este tipo de comportamento de DEA/precipitação foi também verificado por Kar e Ha (2003) ao estudar características de descargas e precipitação sobre a Coreia do Sul durante a monção de verão. Neste estudo, os autores verificaram que a correlação entre estes dois fenômenos foi relativamente baixa ($\sim 0,54$). Estudos como de Lal e Pawar (2009) sugerem que a relação de DEA e precipitação pode ser diretamente influenciada pelo regime de monções. Os autores, ao analisar 10 anos de dados de chuva e descargas em períodos de monção e premonção na Índia, verificaram boa

correlação entre estas variáveis durante meses que antecedem a ocorrência do regime de monção (pré-monção), enquanto que durante a monção esta correlação é pequena.

4.3 Dados Estatísticos das Descargas Atmosféricas

A figura 25 apresenta os gráficos boxplots de variação diária de DEA no estado de São Paulo durante os meses de outubro a março de 2008-2010. O uso deste tipo de gráfico é interessante, pois a partir dele é fornecida uma boa visualização da distribuição dos dados, bem como valores atípicos (*outliers*) contidos neste conjunto de dados. Para uma melhor visualização das médias estatísticas contidas no boxplot, estes dados também foram organizados na tabela 4.

Assim, durante o ano de 2008 (Figura 25a e Tabela 4), observa-se que em todos os meses estudados (meses quentes), foram contabilizados *outliers*, isto é, dias com número de descargas muito acima dos demais dias, com exceção do mês de março onde não foi contabilizado nenhum dia com número de DEA muito destoante dos demais dias do mês. Em outubro, foram verificados dias com os mais altos números de DEA, dado tanto pelo LS, quanto pelo maior outlier (39714 e 62993 DEA/dia, respectivamente). O mês de março apresentou menor dispersão dos dados, quando comparado aos outros meses de 2008. Esta condição é verificada em razão deste mês apresentar a menor caixa e linhas. Nota-se também que todos os meses deste ano, exceto janeiro e março, apresentam grande assimetria dos dados.

No ano de 2009 (Figura 25b e Tabela 4), durante os meses de fevereiro e outubro foram observados os maiores números de DEA detectadas por dia. Além disso, o mês de fevereiro embora tenha registrado altos valores de DEA/dia não contabilizou nenhum *outlier* (assim como novembro), ao contrário de outubro que onde foram observados valores atípicos de 60989 e 70082 DEA/dia. Ainda no mês de outubro, assim como os meses de março e dezembro, foi notada alta assimetria nos dados de descargas, enquanto que a menor dispersão foi notada em março, assim como no ano anterior.

Em 2010 (Figura 25c e Tabela 4), os maiores valores de descargas diárias foram verificados no mês de janeiro, onde também foi verificado o maior valor discrepante, isto é, 51053 DEA/dia. No mês de novembro foi observada a menor dispersão no número de DEA/dia. Neste ano, é interessante salientar que durante todos os meses estudados foram registrados *outliers*, ao contrário dos dois anos anteriormente analisados, bem como com exceção de outubro, o número de DEA/dia em todos os meses apresentaram pequena assimetria.

No ano de 2011 (Figura 25d e Tabela 4), em janeiro foram observados o maior número de DEA/dia, bem como o maior *outlier* de 33180 DEA/dia. Durante os três meses analisados neste ano, foi possível verificar grande assimetria dos dados de descargas, sobretudo em janeiro e março, sendo que março também apresentou a menor assimetria.

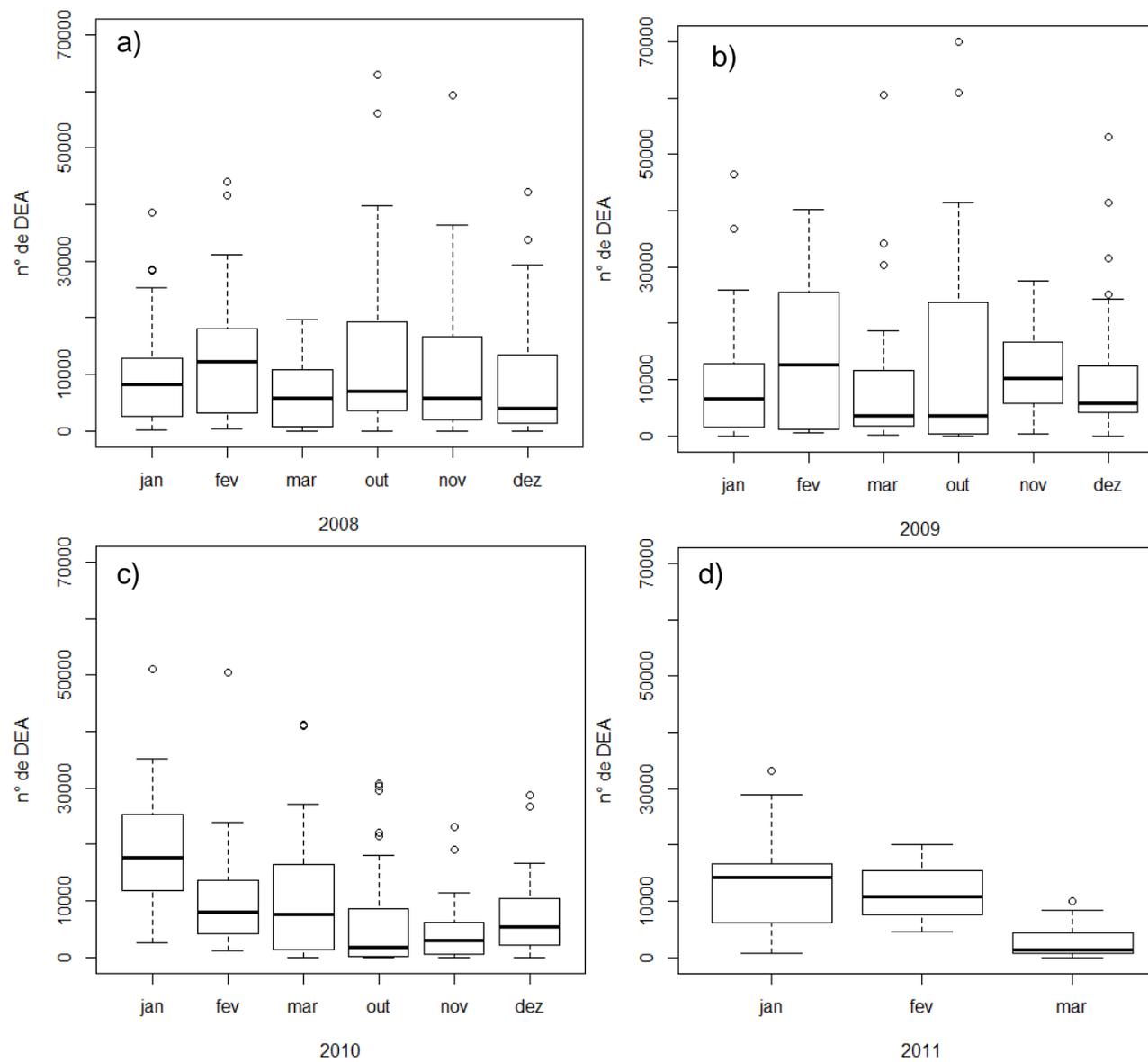


Figura 25 - Boxplot de DEA detectadas diariamente no estado de São Paulo em meses quentes durante os anos de (a) 2008, (b) 2009, (c) 2010 e (d) 2011.

Tabela 3 - Resumo das medidas estatísticas apresentados nos boxplots de variação diária de descargas atmosféricas no estado de São Paulo nos anos de 2008-2010, durante os meses quentes (outubro-março).

| Medidas Estatísticas | Meses | | | | | |
|----------------------|---------------------------|-----------------|---------------------------|---|-----------------|-------------------------------------|
| | Jan | Fev | Mar | Out | Nov | Dez |
| 2008 | | | | | | |
| LI | 103 | 276 | 7 | 2 | 8 | 0 |
| Q1 | 2574,5 | 3193 | 676 | 3466,5 | 1893 | 1397 |
| Mediana | 8094 | 12176 | 5762 | 6888 | 5801,5 | 4059 |
| Q3 | 12863,5 | 18024 | 10846,5 | 19277 | 16630 | 13471,5 |
| LS | 25239 | 31198 | 19675 | 39714 | 36489 | 29395 |
| <i>Outlier</i> | 28335; 28518; 38542 | 41619; 44111 | | 56188; 62993 | 59369 | 33851; 42279 |
| 2009 | | | | | | |
| LI | 26 | 442 | 213 | 1 | 238 | 25 |
| Q1 | 1600,5 | 1214 | 1659,5 | 239 | 5761 | 4064,5 |
| Mediana | 6655 | 12556 | 3558 | 3657 | 10119 | 5858 |
| Q3 | 12748 | 25559 | 11566,5 | 23638,5 | 16730 | 12387 |
| LS | 25942 | 40222 | 18681 | 41362 | 27494 | 24359 |
| <i>Outlier</i> | 36807; 46552 | | 30332; 34111; 60553 | 60989; 70082 | 74533 | 25041; 31564; 41414; 53173 |
| 2010 | | | | | | |
| LI | 2625 | 1131 | 27 | 0 | 3 | 0 |
| Q1 | 11916,5 | 4107,5 | 1295,5 | 61,5 | 516 | 2068,5 |
| Mediana | 177002 | 8003,5 | 7598 | 1835 | 2944 | 5306 |
| Q3 | 25355,5 | 13703,5 | 16490,5 | 8495 | 6134 | 10348,5 |
| LS | 35202 | 23851 | 27070 | 18160 | 11476 | 16718 |
| <i>Outlier</i> | 51053 | 50416 | 41096; 41235 | 21401; 22172; 29512; 30254; 30665 | 19169; 23014 | 26748; 28806 |
| 2011 | | | | | | |
| LI | 695 | 4536 | 20 | | | |
| Q1 | 6212,5 | 7642 | 815 | | | |
| Mediana | 14216 | 10896,5 | 1434 | | | |
| Q3 | 16599 | 15349 | 4296 | | | |
| LS | 28892 | 20002 | 8411 | | | |
| <i>Outlier</i> | 33180 | | 10016 | | | |

4.4 Circulação de Grande Escala na América do Sul

Considerando o período analisado no âmbito deste estudo, é possível distinguir três possíveis ocorrências de eventos de monção na AS:

- outubro/2008 - março/2009
- outubro/2009 - março/2010
- outubro/2010 – março/2011

Para estes três períodos, foram apresentados os campos de circulação média mensal em altos níveis e anomalias em baixos níveis, abrangendo toda a região da América do Sul, para identificar as características do regime de monção.

4.4.1 Primeiro regime de monção: outubro/2008 a março/2009

4.4.1.1 Escoamento em 200hPa

Na figura 26 são apresentados campos de linha de corrente e velocidade do vento (sombreado) em 200hPa para os meses de outubro a dezembro de 2008 e de janeiro a março de 2009.

Durante outubro de 2008 (Figura 26a) nota-se a Alta da Bolívia (AB) bem configurada com centro em $10^{\circ}\text{S}/70^{\circ}\text{W}$, bem como a presença de um cavado sobre a região nordeste do Brasil (NEB). Além disso, também é possível verificar a atuação de correntes de jato na região subtropical, com máxima velocidade do vento posicionada próximo a latitude de 30°S , atuando portanto sobre o estado do Rio Grande do Sul (RS) e Argentina. No mês seguinte, novembro (Figura 26b), a AB desloca-se levemente para leste, centrada agora em $10^{\circ}\text{S}/65^{\circ}\text{W}$, o mesmo comportamento é verificado em relação ao cavado, que desloca-se em direção à costa do NEB. Em relação à corrente de jato, neste mês foram identificados máximos de velocidade do vento, posicionados em $25^{\circ}\text{S}/50^{\circ}\text{S}$, caracterizando o jato subtropical. Em dezembro (Figura 26c), a AB desloca-se para o sul em relação ao observado no mês anterior, assumindo o centro posicionado em $15^{\circ}\text{S}/70^{\circ}\text{W}$. O

cavado no NEB aprofunda-se e desloca-se completamente para a costa. Os jatos de altos níveis mantêm as posições do mesmo anterior, com suas velocidades máximas atuantes sobre os estados da região sul do Brasil e sul de São Paulo. No mês de janeiro de 2009 (Figura 26d), o escoamento em altos níveis permaneceu semelhante ao observado no mês anterior, tanto em relação à posição da AB e do cavado do NEB, bem como as correntes de jato. Segundo a figura 26e, no mês de fevereiro a AB deslocou-se novamente para sul, apresentando um centro nas coordenadas de 20°S/ 65°W, enquanto que um vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) estabeleceu-se no oceano Atlântico. A corrente de jato permaneceu na mesma posição que os meses anteriores. Durante o mês de março (Figura 26f), nota-se um enfraquecimento da AB, enquanto que o cavado, anteriormente localizado no NEB, está totalmente ocluído.

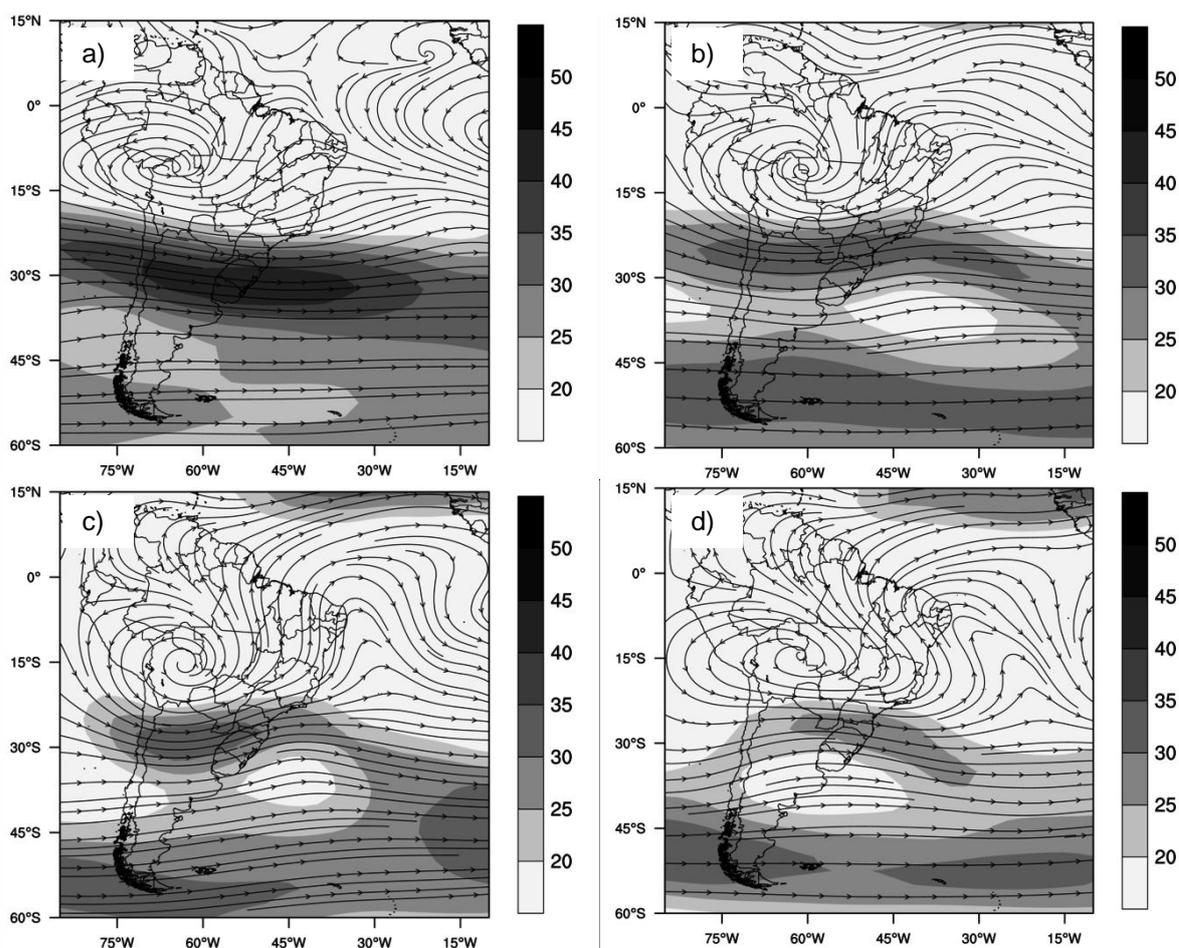


Figura 26 - Escoamento em 200hPa durante os meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro de 2008 e, (d) janeiro, (e) fevereiro, (f) março de 2009.

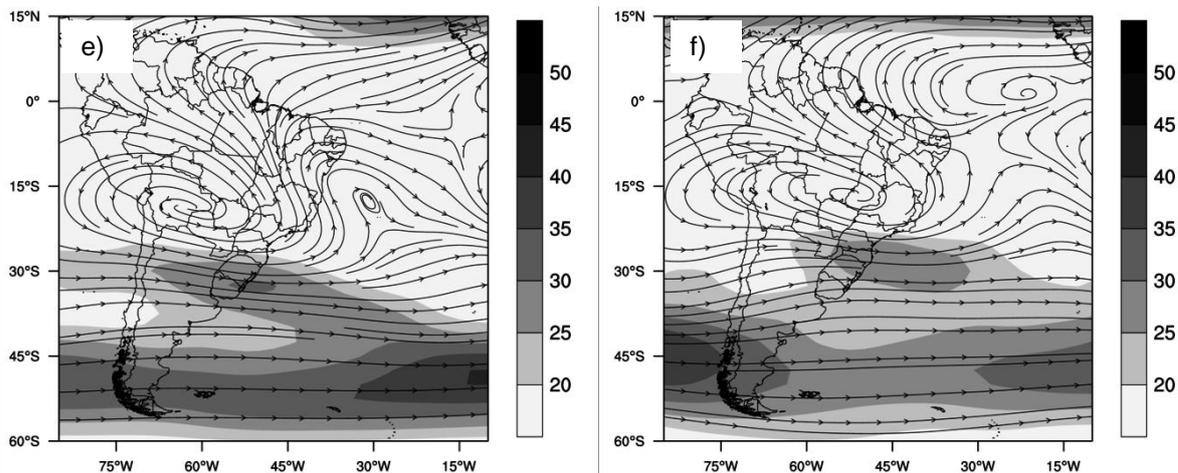


Figura 26 - Continuação.

4.4.1.2 Anomalias de Vento em 850hPa

A seguir são mostrados os campos de anomalia do vetor vento no nível de 850hPa durante os meses de inverno (julho) e, verão (janeiro). Assim, nota-se que durante o mês de julho de 2008 (Figura 27a), na porção norte e nordeste do Brasil, os ventos sopram do continente para o oceano, ao passo que durante janeiro de 2009 (Figura 27b) nesta mesma região os ventos sopram do oceano para o continente, embora ao chegar ao continente apresentem menor intensidade.

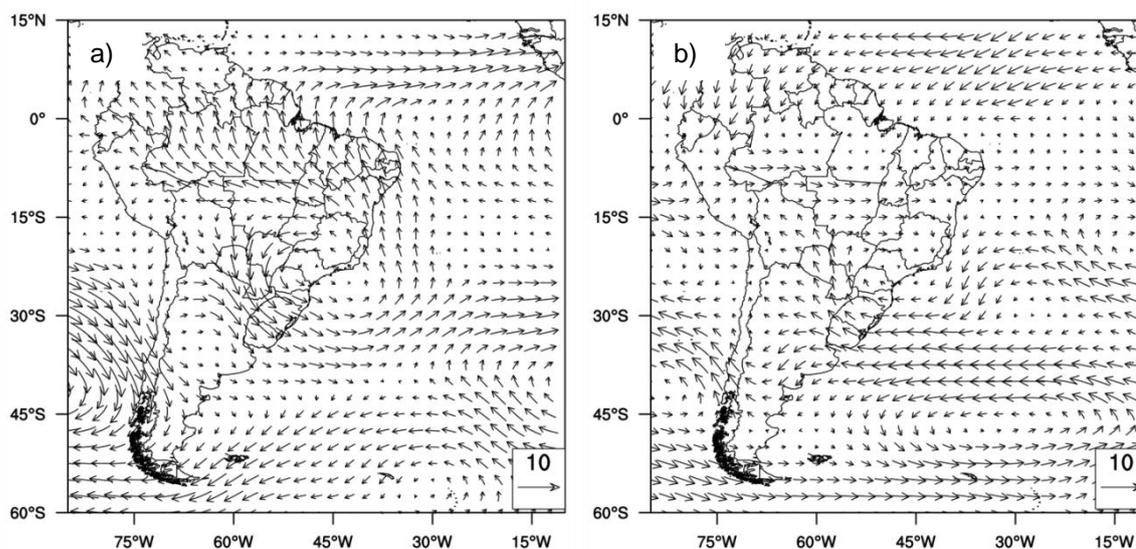


Figura 27 - Campos de anomalia do vetor vento em 850hPa nos meses de (a) julho de 2008, (b) janeiro de 2009.

4.4.2 Segundo regime de monção: outubro/2009 a março/2010

4.4.2.1 Escoamento em 200hPa

Na figura 28 são apresentados os campos de ventos em 200hPa, para os meses de outubro de 2009 a março de 2010. Em outubro de 2009 (Figura 28a), verifica-se que a AB está bem desenvolvida sobre a AS, centrada em $13^{\circ}\text{S}/70^{\circ}\text{W}$. Neste mês, nota-se um cavado do NEB ainda sobre o continente, enquanto que na região subtropical, próximo à latitude 30°S , há um núcleo de velocidade máxima de vento, atuante sobre o RS e Argentina. No mês de novembro (Figura 28b), a AB apresenta modificações em sua posição, centrada agora em torno de $10^{\circ}\text{S}/61^{\circ}\text{W}$, enquanto que o cavado anteriormente posicionado sobre o continente desloca-se em direção a costa do NEB. Ainda neste mês, observam-se os jatos subtropical e polar. A corrente de jato subtropical apresenta máximos de velocidade do vento localizados próximos as latitudes de $25^{\circ}\text{S}/50^{\circ}\text{S}$. No mês seguinte, dezembro (Figura 28c), a AB apresenta centro posicionado em $15^{\circ}\text{S}/65^{\circ}\text{W}$, o cavado neste mês apresenta-se mais aprofundado e totalmente deslocado para a costa do NEB, enquanto que o jato de altos níveis permanece semelhante ao mês anterior, com núcleos de velocidade máxima do vento atuando sobre os estados da região sul do Brasil e parte do estado de São Paulo. A AB, durante janeiro de 2010 (Figura 28d), desloca-se para o sul com centro em $17^{\circ}\text{S}/65^{\circ}\text{W}$, enquanto que na costa do NEB surge um VCAN centrado em $15^{\circ}\text{S}/35^{\circ}\text{W}$. Em relação ao jato em altos níveis, neste mês, a máxima velocidade de vento é verificada próxima a latitude de 45°S . Em fevereiro (Figura 28e), a AB segue deslocando-se para sul, com sua posição centrada em $20^{\circ}\text{S}/65^{\circ}\text{W}$. O VCAN no oceano Atlântico, também sofre modificações de posição quando comparado ao mês anterior, com centro agora em $20^{\circ}\text{S}/30^{\circ}\text{W}$, enquanto que o jato de altos níveis apresenta seu núcleo de máxima velocidade do vento totalmente deslocado para o oceano. Em março (Figura 28f), a AB apresenta centro nas coordenadas de $15^{\circ}\text{S}/70^{\circ}\text{W}$ e o cavado no NEB perde intensidade. Ainda neste mês, o jato volta a apresentar dois núcleos de velocidade máxima de vento posicionadas nas latitudes de $30^{\circ}\text{S}/50^{\circ}\text{S}$, atuando portanto sobre parte do RS.

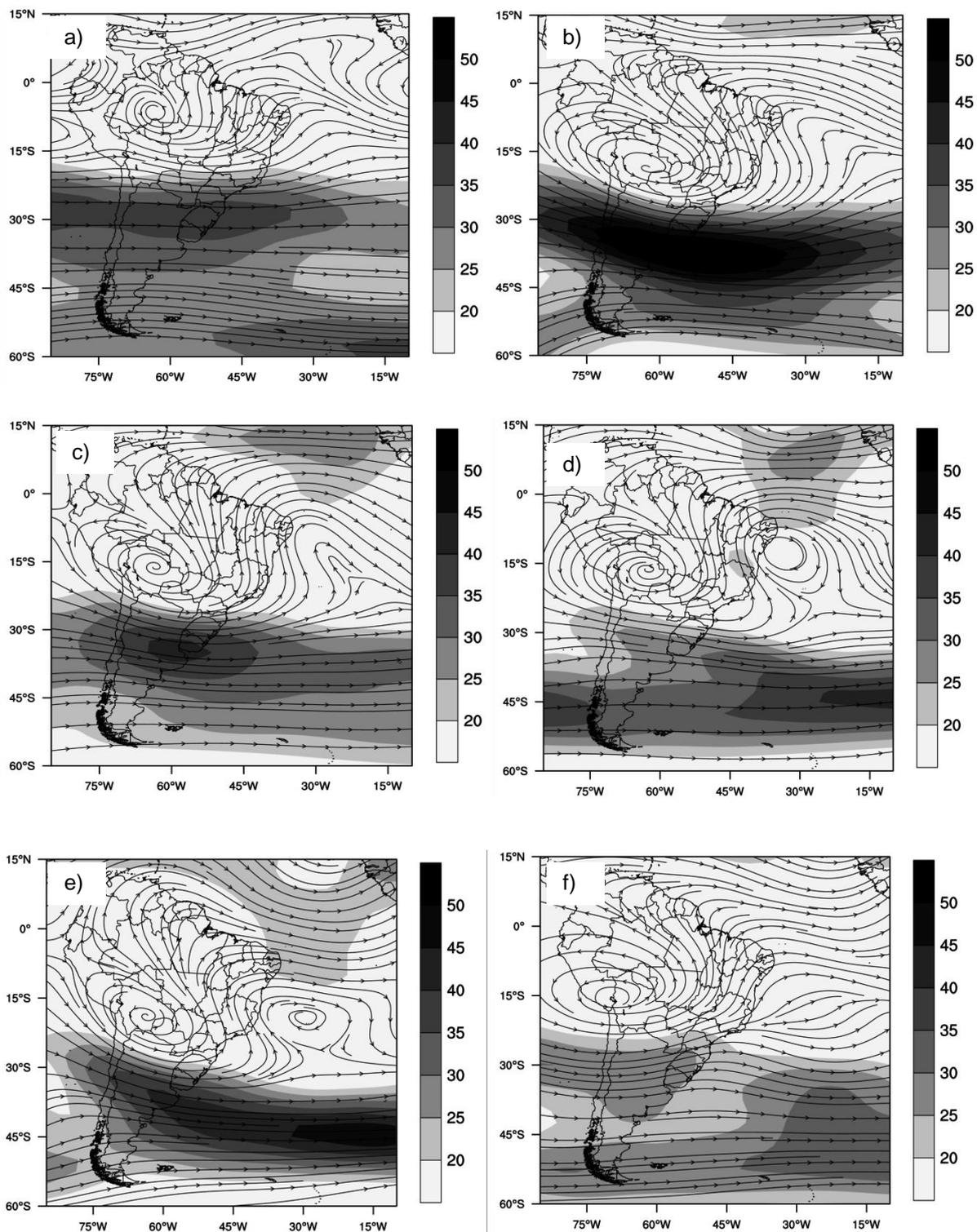


Figura 28 - Escoamento em 200hPa durante os meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro de 2009 e, (d) janeiro, (e) fevereiro, (f) março de 2010.

4.4.2.2 Anomalias de Vento em 850hPa

Nos meses de julho de 2009 e janeiro de 2010 (Figura 29a e 29b, respectivamente), é possível notar certa reversão dos ventos anômalos, sobretudo nas regiões norte e nordeste e, na região centro-oeste do país.

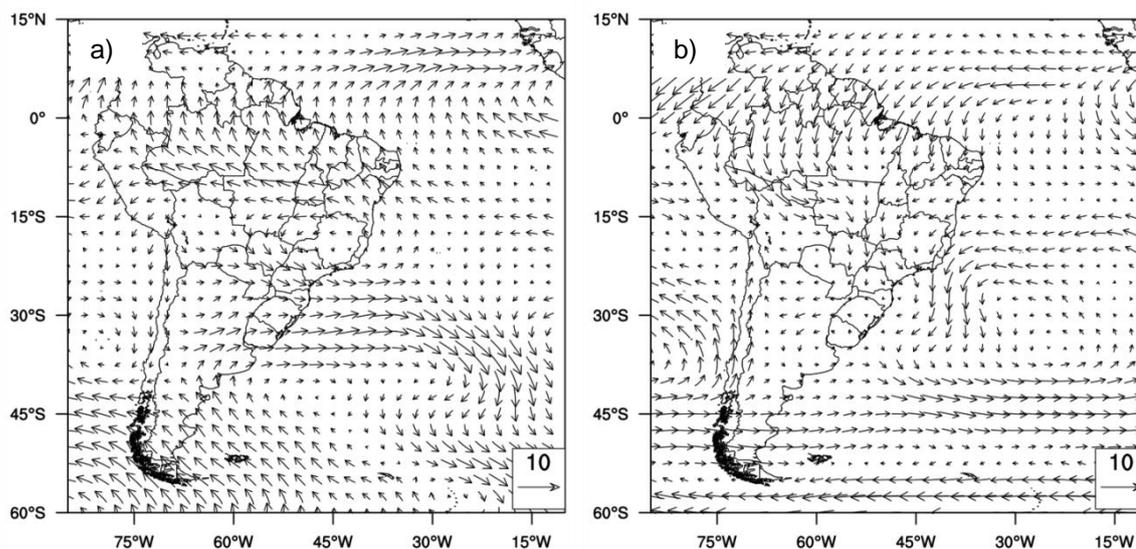


Figura 29 - Campos de anomalia do vetor vento em 850hPa nos meses de (a) julho de 2009, (b) janeiro de 2010.

4.4.3 Terceiro regime de monção: outubro/2010 a março/2011

4.4.3.1 Escoamento em 200hPa

Na figura 30, são apresentados campos para os meses de outubro a dezembro de 2010 e para os meses de janeiro a março de 2011. Em dezembro de 2010 (Figura 30a) a AB mostra-se totalmente desenvolvida e com centro em 10°S/60°W. Neste mês, não é possível verificar a existência de um cavado no NEB como nos outros anos estudados, porém o núcleo de máxima velocidade do vento (jato) mantêm-se, com eixo centrado em torno de 27°S, posicionado sobre o estado do RS. No mês seguinte, novembro (Figura 30b), a AB permanece em posição bastante semelhante ao mês anterior, enquanto que na costa do NEB nota-se o desenvolvimento de um cavado. O jato de altos níveis desloca-se levemente para norte, embora com menor intensidade de velocidade de vento quanto comparado ao

mês de outubro de 2010. Em dezembro (Figura 30c), a AB move-se para sul, com centro em 20°S/60°W, o cavado posicionado sobre o NEB aprofunda-se e, o jato de altos níveis apresenta dois máximos de velocidade do vento, posicionados nas latitudes de 30°S/50°S. No mês de janeiro de 2011 (Figura 30d), nota-se uma mudança na posição da AB, centrada agora em 22°S/70°W. Na costa do NEB o cavado permanece e há o surgimento de um VCAN, enquanto que o jato de altos níveis mantém-se semelhante ao mês anterior, embora mais enfraquecido. Durante o mês de fevereiro (Figura 30e), a AB mais uma vez sofreu modificações em sua posição apresentando centro em 25°S/65°W, o cavado no nordeste começa a enfraquecer, enquanto que os jatos permanecem em posição semelhante aos meses anteriores. Em março de 2011 (Figura 30f), a AB apresentou seu centro posicionado nas coordenadas 18°S/65°W, o cavado no nordeste dissipa-se, enquanto que o jato mantém-se semelhante ao mês anterior.

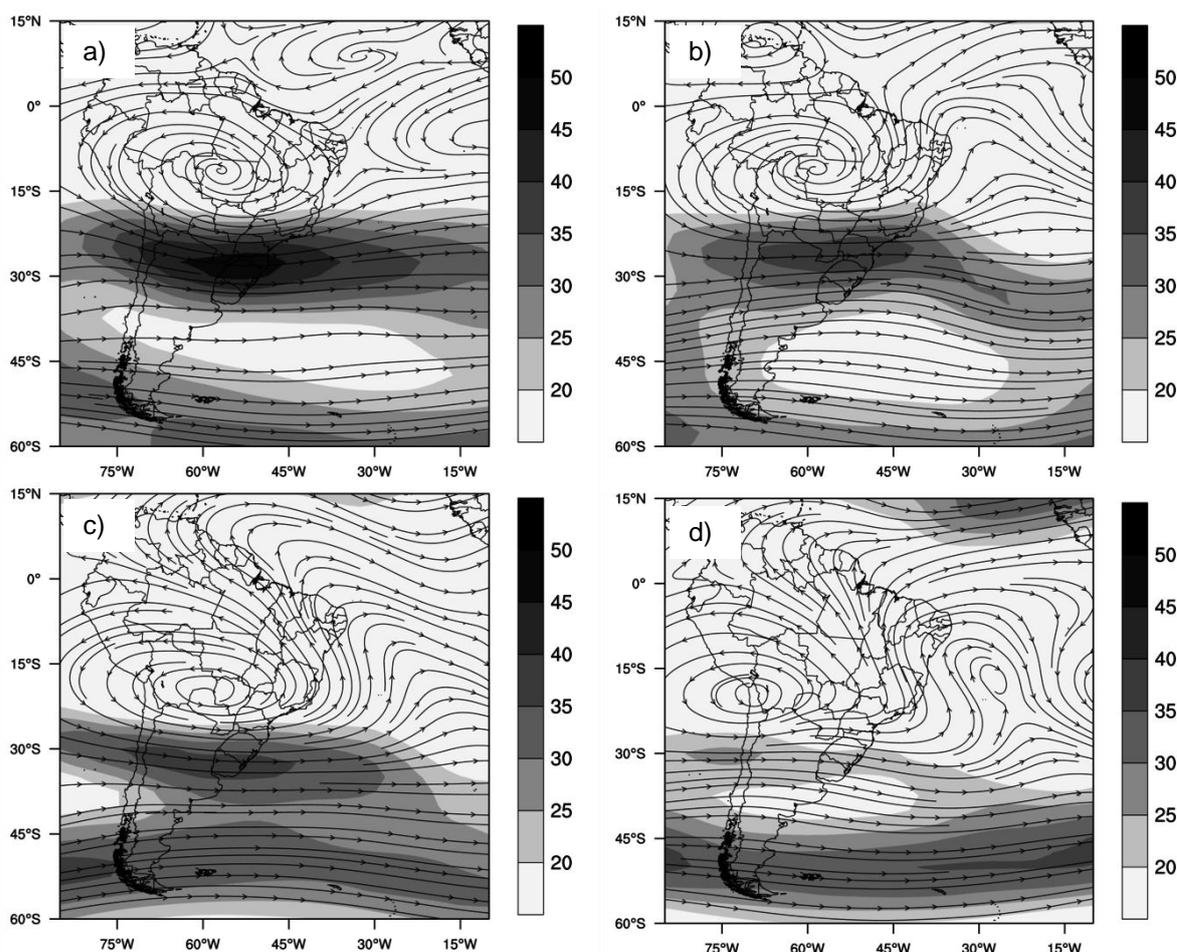


Figura 30 - Escoamento em 200hPa durante os meses de (a) outubro, (b) novembro, (c) dezembro de 2010 e, (d) janeiro, (e) fevereiro, (f) março de 2011.

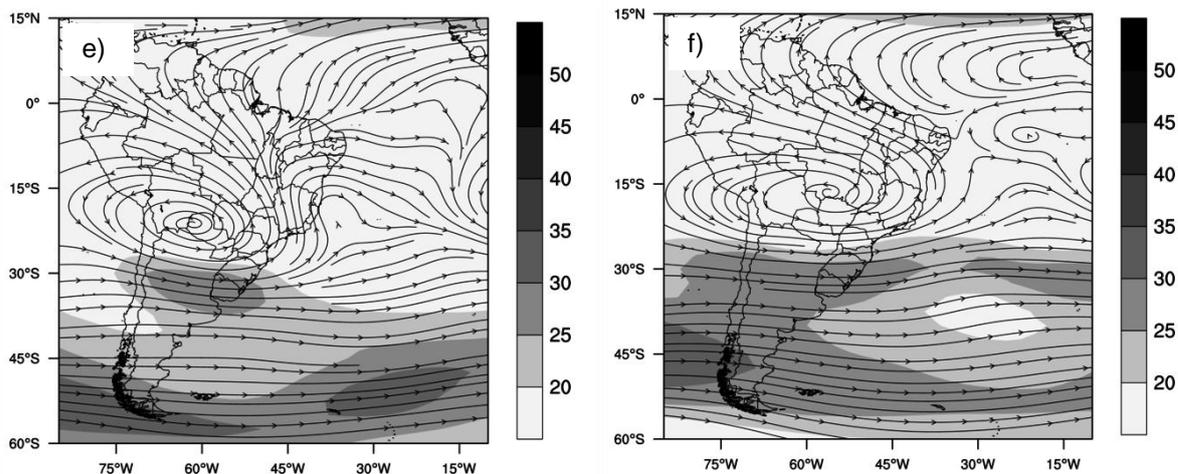


Figura 30 - Continuação.

4.4.3.2 Anomalias de Vento em 850hPa

No mês de julho de 2010 (Figura 31a), notam-se ventos zonais de leste no centro-oeste do país, embora estes ventos possam ter sofrido influencia do sistema de alta pressão sobre o oceano Atlântico conhecido como Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Durante janeiro de 2011 (Figura 31b), os ventos zonais observados durante o inverno, apresentam reversão em sua direção soprando agora de oeste.

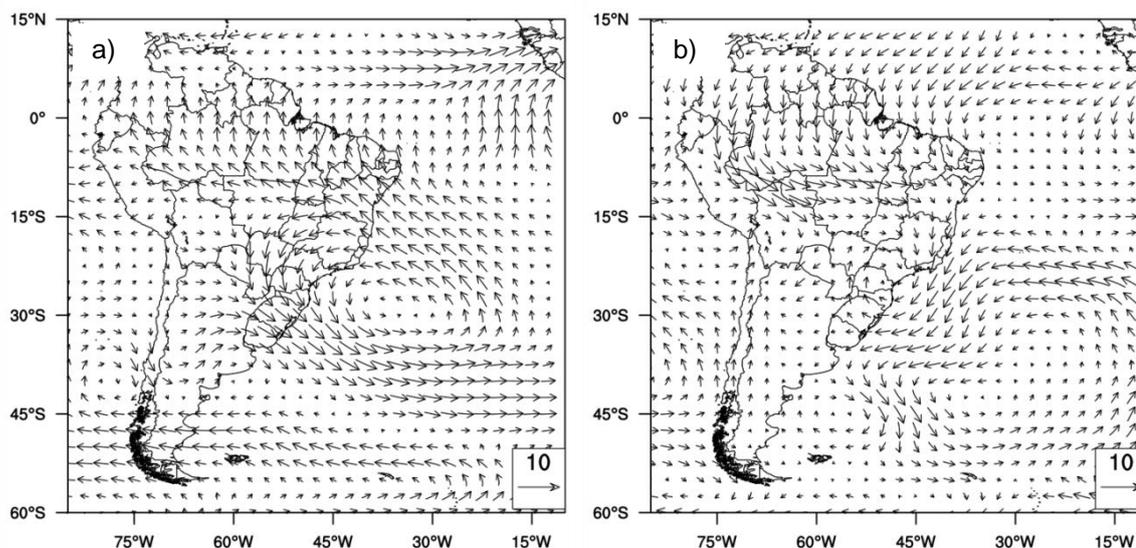


Figura 31 - Campos de anomalia do vetor vento em 850hPa nos meses de (a) julho de 2010, (b) janeiro de 2011.

Conforme os campos de anomalias dos ventos, nota-se que durante os períodos analisados, houve reversões na direção do vento durante meses de inverno (julho) e verão (janeiro), padrões que caracterizam a ocorrência de monção, embora em alguns casos as mudanças na direção do vento tenham sido menos evidentes. Outro fator que corroborou para a ocorrência do regime de monção na AS durante os anos analisados neste trabalho, foi a circulação em 200hPa, onde foram identificadas características típicas de monção em altos níveis, tais como desenvolvimento da AB, estabelecimento de um cavado no NEB e atuação dos jatos de altos níveis durante meses quentes (LENTERS; COOK, 1997; VERA ET AL., 2006; CARVALHO ET AL., 2012).

Assim, é presumível que no período estudado neste trabalho a América do Sul esteve submetido à influência de um regime de monção, com destaque para o período compreendido entre julho de 2009 a janeiro de 2010, onde as mudanças na direção de vento sazonal – característica de um regime de monção (ZHOU; LAU, 1998) – foram mais claras que os demais períodos.

Além disso, com base nos resultados obtidos a partir da distribuição espacial das descargas, observou-se que a maior frequência de detecção de DEA ocorreu recorrentemente sobre as regiões metropolitanas, sobretudo na RMSP, RMVPLN. Este resultado corrobora com o estudo realizado por Naccarato (2005), que também verificou uma maior densidade de DEA nas regiões metropolitanas de São Paulo.

Conclusões

Neste trabalho foram analisados os campos espaciais e as variabilidades temporais das descargas atmosféricas NS detectadas pela RINDAT, dados de precipitação em superfície e campos de ventos para os meses de outubro a março de 2008, 2009 e 2010 e de janeiro a março de 2011. As principais conclusões deste trabalho foram:

- i a maior frequência de DEA ocorreu recorrentemente sobre regiões metropolitanas, com destaque para a RMSP e RMVPLN;
- ii os maiores acumulados mensais de precipitação não coincidiram (na maioria dos meses) com a maior densidade de descargas detectadas, tanto nas análises espaciais, quanto nas temporais;
- iii durante o período estudado a AS esteve sobre a atuação de regime de monção, que por sua vez teve grande influência no comportamento tanto da precipitação, quanto das DEA detectadas em São Paulo.

Referências

ADAMS, D. K.; COMRIE, A. C. The North American Monsoon. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, n. 10, p.2197-2213, 1997.

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

BARROS, A.P.; LETTENMAIER D.P. Dynamic modeling of orographically induced precipitation. **Journal of Geophysical Research**, v. 32, p. 265-284,1994.

BOERS, N.; BOOKHAGEN, B.; MARENGO, J.; MARWAN, N.; STORCH, J.S.; KURTHS, J. Extreme Rainfall of the South American Monsoon System: A Dataset Comparison Using Complex Networks. **Journal of Climate**, v. 28,n., p.1031–1056, 2015.

BOUQUEGNEAU, C.; RAKOV, V. A. **How Dangerous is Lightning?** New York: Dover Publications Inc., 2010.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C., LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2377–2394, 2002.

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

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; POSADAS, A. N. D.; QUIROZ, R. Precipitation Characteristics of the South American Monsoon System Derived from Multiple Datasets. **Journal of Climate**, v.25, p.4600-4620, 2012.

CECIL, D. J.; GOODMAN, S.J.; BOCCIPPIO, D.J. Three years of TRMM precipitation features. Part I: Radar, radiometric, and lightning characteristics. **Monthly Weather Review**, v. 133, n.3, p. 543–566, 2005.

CHOU, C.; NEELIN, J. D. Mechanisms Limiting the Northward Extent of the Northern Summer Monsoons over North America, Asia, and Africa*. **Journal of climate**, v. 16, n. 3, p. 406-425, 2003.

COUTO, F.T.; DUCROCQ, V.; SALGADO, R.; COSTA, M. J. Numerical simulations of significant orographic precipitation in Madeira island. **Atmospheric Research**, v. 169, p. 102-112, 2016.

DAS, P. K. **Monsoons**. World Meteorological Organization, 155 pp, 1986.

DURKEE, J. D.; MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**, v. 30, n. 3, p. 418, 2010.

ESCOBAR, G. C.; ANDRADE, K. Climatologia dos índices de instabilidade K e Total Totals (TT) para o Sul e Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2010. Belém. **Anais...** Belém: SBMET, 2010. 1CD-ROM.

ESCOBAR, G. C.; SELUCHI, M.E. Classificação sinótica dos campos de pressão atmosférica na América do Sul e sua relação com as baixas do Chaco e do noroeste argentino. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n.3, p.365-375, 2012.

FOGACCIA, C. V. C.; PEREIRA FILHO, A. J. Turbulência e cisalhamento do vento na área do Aeroporto Internacional de São Paulo/Guarulhos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: SBMET, 2002. 1Cd-ROM.

FU, B. The effect of topography and elevation on the precipitation. **Acta Geographica Sinica**, v. 46, p. 302-314, 1993.

FUNATSU, B.M.; GAN, M.A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America. **Atmosfera**, v.17, n.2, p. 91-113, 2004.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface Cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v.119, n.5, p.1293-1302, 1991.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47-66, 2004.

GOODMAN, S.J.; MACGORMAN, D.R. Cloud-to-ground lightning activity in Mesoscale Complexes Convective. **Monthly Weather Review**, v.114, p. 2320–2328,1986.

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.

GU, G.; ADLER, R. F. Seasonal evolution and variability associated with the West African monsoon system. **Journal of climate**, v. 17, n. 17, p. 3364-3377, 2004.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n.2, p. 173-206, 2012.

HARLAND, W.; HACKER, J. Fossil lightning strikes 250 million years ago. **Advancement of Science**, v.22, n.106, p.663-671, 1966.

HEILMANN, Armando. **Avaliação do Sistema de Detecção de Descargas Atmosféricas em VLF-ZEUS no Brasil**. 2006. 155f. Dissertação (Mestrado em Ciências Atmosféricas) - Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade São Paulo, São Paulo.

HENDON, H. H.; LIEBMANN, B. A Composite Study of Onset of the Australian Summer Monsoon. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 18, p. 2227-2240, 1990.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE. **estados** [↗]
Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/estadosat/perfil.php?sigla=sp>>. Acesso em: 29 mai. 2015.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Divisão político-administrativa do Brasil**. Disponível em:
<<http://www.ngb.ibge.gov.br/Default.aspx?pagina=divisao>>. Acesso em: 16 nov. 2015.

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

KANAMITSU, M; EBISUZAKI, W; WOOLLEN, J; YANG, S-K; HNILO, J.J; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.83, p.1631-1643, 2002.

KAR, S.K.; HA, K-J. Characteristic Differences of Rainfall and Cloud-to-Ground Lightning Activity over South Korea during the Summer Monsoon Season. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 2312-2323, 2003.

KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSON, J. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 15, n. 3, p. 809-817, 1998.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 4, p. 813-835, 1992.

LAING, A.G.; FRITSCH, J.M. Meso-scale Convective Complexes over the Indian Monsoon Region. **Journal of Climate**, v.6, p.911-919, 1993.

LAL, D. M.; PAWAR, S. D. Relationship between rainfall and lightning over central Indian region in monsoon and premonsoon seasons. **Atmospheric Research**, v.92, p.402-410, 2009.

LENTERS, J.D.; COOK, K.H. On the origin of the Bolivian high and the related circulation features of the South American climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.54, p.656-677, 1997.

LEUNG, L.R., QIAN, Y. The sensitivity of precipitation and snowpack simulations to model resolution via nesting in regions of complex terrain. **Journal of Climate**, v.4, p.1025-1043, 2003.

LI, W.; FU, R. Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to the wet season over Amazonia as diagnosed by the ECMWF re-analysis. **Journal of Climate**, v.17, p. 2637–2651, 2004.

LIBAULT, A. **Atlas do Estado de São Paulo**. São Paulo: IGEOG-USP, 1971.

LIEBMANN, B.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of São Paulo, Brazil. **Journal of Climate**, v. 14, n. 2, p. 208-218, 2001.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. The Seasonality and Interannual Variability of Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v.14, p.4308-4318, 2001.

LIN, Y-L. **Mesoscale Dynamics**. New York, EUA. 2ed. Cambridge University Press, 646 p., 2010.

LIMA, K.C.; GOMES, R.G. Detecção de Descargas Elétricas Atmosféricas em Sistemas Convectivos com Dados do SIMEPAR. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.27, p.5–16, 2009.

LIU, Z.; OSTRENGA, D.; TENG, W.; KEMPLER, S. Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Precipitation Data and Services for Research and Applications. **Bulletin American Meteorological Society** , v.93, p.1317–1325, 2012.

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n.6, p. 1630-1654, 1998.

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

MADDOX, R. A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, Mesoscale Convective Complexes. **Monthly Weather Review**, v.111, n.7, p. 1475-1493, 1983.

MAPES, B. E.; HOUZE, R. A., Jr. A Cloud Clusters and Superclusters over the Oceanic Warm Pool. **Monthly Weather Review**, v.121, n.5, p. 1398-1416, 1993.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; SILVA DIAS, P. L.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C.S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVFS. L. M. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1-21, 2010.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, A. C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from NCEP-NCAR Reanalysis: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v.17, n.12, p.2261-2280, 2004.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale Meteorology in Midlatitudes**. Wiley, 2010, 430p.

MARQUINÉZ, J.; LASTRA J.; GARCIA, P. Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. **Journal of Hydrology**, v. 270, p. 1- 11, 1995.

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

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

MAZUR, V., RUST, W.D. Lightning propagation and flash density in Squall Lines as determined with radar. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, p. 1495–1502, 1983.

MENDES, D.; SOUZA, E. P.; TRIGO, I. F.; MIRANDA, P. On precursors of South American cyclogenesis. **Tellus**, v. 59A, n. 1, p. 114-121, 2007.

MILLER, S. L. Production of amino acids under possible primitive Earth conditions. **Science**, v.117, p.528-529, 1953.

MIRANDA, Fernando Jr. **Estudo das características nuvem-solo negativos através da análise comparativa de observações por múltiplas técnicas**. 200⁺ 194f. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

MITZEVA, R.; SAUNDERS, C.P.R. Thunderstorm charging: calculations of the effect of ice crystal size and graupel velocity. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 52, p. 241–245, 1990.

MORETTIN, P. A; BUSSAB, W. O. Desenho Esquemático (Boxplot). **Estatística Básica**. 5 ed. São Paulo: Saraiva, 2004. p. 48-51.

NACCARATO, Kleber Pinheiro. 2001. **Estudo de relâmpagos no Brasil com base na análise de desempenho do sistema de localização de tempestades**. 2001. Dissertação (Mestrado) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

NACCARATO, Kleber Pinheiro. **Análise das características de relâmpagos na região sudeste do Brasil**. 2006, 365f. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

NACCARATO, K. P.; PINTO JR., O. The third generation relative detection efficiency model for the Brazilian Lightning Detection Network (BRASILDat). In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE, 20, INTERNATIONAL LIGHTNING METEOROLOGY CONFERENCE, 2., 2008, Tucson, Arizona, **Anais ...** Tucson, Arizona: AMS, 2008. 1 CD-ROM.

NIETO-FERREIRA, R.; RICKENBACH, T.M. Regionality of monsoon onset in South America: a three-stage conceptual model. **International Journal of Climatology**, v. 31, p. 1309–1321, 2011.

NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. Clima da Região Sudeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I.F. de A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M.G.A.J.; DIAS, M.A.F.S. (org.) **Tempo e Clima no Brasil**. 2 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 243-258.

PALMÉN, E. Origin and Structure of High-Level Cyclones South of the: Maximum Westerlies. **Tellus**, v. 1, n. 1, p. 22-31, 1949.

PALMER, C. E. On high-level cyclones originating in the tropics. **Transactions American Geophysical Union**, v. 32, n. 5, p. 683-696, 1951.

PARKER, M.D., RUTLEDGE, S.A., JOHNSON, R.H. Cloud-to-ground lightning in Linear Mesoscale Convective Systems. **Monthly Weather Review**, v.129, n.5, p.1232-1242, 2001.

PETERSEN, W.A., CHRISTIAN, H.J., RUTLEDGE, S.A. TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning. **Geophysical Research Letters**, v.32, 2005.

PINHEIRO, H.R.; ESCOBAR, G.C. J.; ANDRADE, K. M. Aplicação de uma ferramenta objetiva para previsão de tempo severo em ambiente operacional. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n.2, p.209-228, 2014.

PINTO Jr., O. **A arte da guerra contra os Raios**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005. 80p.

PURI, K. Modeling Studies on the Australian Summer Monsoon. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 2816-2837, 1994.

QUADRO, M. F. L. **Estudo dos Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1994. 123f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

RAMAGE, C. S. **Monsoon Meteorology**. Academic Press, 1971, 269 pp.

R CORE TEAM R. A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. URL <https://www.R-project.org/>, 2015.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. **Lightning: Physics and Effects**. UK: Cambridge University Press 2003; p. 687.

RASMUSSEN, K. L.; ZULUAGA, M. D.; HOUZE, R. A. Severe convection and lightning in subtropical South America. **Geophysical Research Letters**, v.41, p.7359-7366, 2014.

REBOITA, M.S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2. p.185-204, 2010a.

REBOITA, M. S.; NIETO, R.; GIMENO, L.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; KRÜGER, L. F.. Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115. n. D17, 2010b.

RICKENBACH, T.M.; NIETO-FERREIRA, R.; BARNHILL, R. P.; NESBITT, S. Seasonal and regional differences in the rainfall and intensity of isolated conv over South America. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 8, p. 2007, 2013.

ROMATSCHKE, U.; HOUZE Jr, R. A. Extreme summer convection in South America. **Journal of Climate**, v. 23, p. 3761-3791.2010.

ROMATSCHKE, U.; HOUZE Jr, R. A. Characteristics of precipitating convective systems accounting for the summer rainfall of tropical and subtropical South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, n. 1, p. 25-46, 2013.

RUTLEDGE, S.A.; LU, C.; MACGORMAN, D.R. Positive cloud-to-ground lightning in Mesoscale Convective Systems. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, p. 2085–2100, 1990.

SALIO, P. E.; NICOLINI, M. Ciclo Diário de la Convección asociado a diferentes condiciones de corriente em chorro em capas bajas. *In*: CONGRESO ARGENTINO DE METEOROLOGIA, 9, 2005, Buenos Aires.CD-ROM.

SCOLAR, J.; FIGUEIREDO, J. C. Análise das condições sinóticas associadas a formação de Complexos Convectivos de Mesoescala. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 6., 1990, Salvador. **Anais...** Salvador: SBMET, 1990. p. 457-461.

SELUCHI, M.E.; GARREAUD, R.D.; NORTE, F.A.; SAULO, A.C. Influence of the subtropical Andes on baroclinic disturbances: A cold front case study. **Monthly Weather Review**, v.134, n.11, p. 3317-3335, 2006.

SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C.; GRAMANI, M. A case study of a winter heavy rainfall over Serra do Mar in Brazil. **Geofisica Interacional**, v.50, n.1, p.41-56, 2011.

SHI, W; HIGGINS, R. W.; YAROSH, E.; KOUSKY, V. E. **The Annual Cycle and Variability of Precipitation in Brazil**. NCEP/Climate Prediction Center Atlas No 9, 2000.

SILVA, V.B.S.; KOUSKY, V. E., **The South American Monsoon System: Climatology and Variability**. Utah: Modern Climatology. Book 10, 2012.
http://digitalcommons.usu.edu/modern_climatology/10.

STRIEDER, S.M.; CARDOSO NETA, L.; REINKE, C. K. P.; GOMES, R. G. A atividade elétrica na região sudeste do Brasil durante um episódio de ZCAS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 17., 2012, Gramado. **Anais Gramado: SBMET**, 2012. 1 CD-ROM.

SUGAHARA, S. **Flutuações interanuais, sazonais e intrasazonais da precipitação no Estado de São Paulo**, 1991, 158F. Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo.

TADESSE, A.; ANAGNOSTOU, E.N. Characterization of warm season Convective Systems over US in terms of cloud to ground lightning, cloud kinematics, and precipitation. **Atmospheric Research**, v. 91, p. 36–46, 2009.

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

UMAN, M.A. **The Lightning Discharge**, New York: Dover Publications Inc., 2ed., 2001.

VEIGA, J.; MARENGO, J.; RAO, V. B. A influência das anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.2, p.181-194, 2002.

VERA, C.S. ; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, R.; NNOGUES-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P.L.; ZHANG, C. Toward a unified view of the American monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 4977-5000, 2006.

WALLACE, J.; HOBBS, P. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. New York, Academic Press, 483p, 2006.

WILLIAMS, E.R.; WEBER, M.E.; ORVILLE, R.E. The relationship between Lightning type and convective state of thundercloud. **Journal of Geophysical Research**, v.94,p. 213–220, 1989.

WILKS, D.S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. Academic Pre 2ed. 2006. 649 p.

YAGUCHI, Silvia Manami. **Simulação em alta resolução do ciclo diurno da precipitação em região de topografia complexa**. 2013. 126 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais , São J dos Campos, 2013.

ZHOU, J.; LAU, K.M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n.5, p. 1020-1040, 1998.

ZIPSER, E.; CECIL, D.; LIU, C.; NESBITT, S.; YORTY, D. Where are the most intense thunderstorms on Earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057-1072, 2006.

Apêndice

Apêndice A – Estações meteorológicas automáticas de superfície

Tabela A - Relação das 39 estações meteorológicas automáticas de superfície utilizadas.

| Código | Latitude (°) | Longitude (°) | Altitude (m) | Nome | estado |
|---------------|---------------------|----------------------|---------------------|------------------------|---------------|
| A509 | -22,861604 | -46,043365 | 1545 | Monte Verde | MG |
| A519 | -19,539210 | -49,518133 | 559 | Campina Verde | MG |
| A520 | -19,985860 | -48,152740 | 578 | Conceição das Alagoas | MG |
| A525 | -19,875271 | -47,434202 | 913 | Sacramento | MG |
| A529 | -22,395799 | -44,961909 | 1017 | Passa Quatro | MG |
| A530 | -21,918066 | -46,382996 | 1077 | Caldas | MG |
| A531 | -22,314567 | -45,373049 | 1281 | Maria da Fé | MG |
| A609 | -22,450924 | -44,444786 | 439 | Resende | RJ |
| A619 | -23,223540 | -44,726863 | 3 | Parati | RJ |
| A701 | -23,496294 | -46,620088 | 792,06 | São Paulo | SP |
| A705 | -22,358052 | -49,028877 | 550 | Bauru | SP |
| A706 | -22,750231 | -45,603836 | 1642 | Campos do Jordão | SP |
| A707 | -22,119867 | -51,408637 | 435 | Presidente Prudente | SP |
| A708 | -20,584475 | -47,382549 | 1026 | Franca | SP |
| A711 | -21,980353 | -47,883927 | 863 | São Carlos | SP |
| A712 | -24,671654 | -47,545896 | 3 | Iguape | SP |
| A713 | -23,426035 | -47,585552 | 609 | Sorocaba | SP |
| A714 | -23,981918 | -48,885818 | 707 | Itapeva | SP |
| A715 | -23,852022 | -48,164817 | 678 | São Miguel Arcanjo | SP |
| A716 | -22,949000 | -49,894546 | 448 | Ourinhos | SP |
| A718 | -22,372832 | -50,974710 | 350 | Rancharia | SP |
| A725 | -23,101749 | -48,940997 | 654 | Avaré | SP |
| A726 | -22,703132 | -47,623317 | 573 | Piracicaba | SP |
| A727 | -21,666045 | -49,734854 | 459 | Lins | SP |
| A728 | -23,041668 | -45,520841 | 571 | Taubaté | SP |
| A729 | -20,403221 | -49,966031 | 486 | Votuporanga | SP |
| A733 | -20,165025 | -50,595134 | 457 | Jales | SP |
| A734 | -21,319138 | -50,930158 | 374 | Valparaíso | SP |
| A735 | -21,085675 | -49,920388 | 405 | José Bonifácio | SP |
| A736 | -21,132937 | -48,848426 | 525 | Ariranha | SP |
| A737 | -21,855567 | -48,799717 | 492 | Ibitinga | SP |
| A738 | -21,780560 | -47,075280 | 730 | Casa Branca | SP |
| A739 | -22,415062 | -46,805292 | 633 | Itapira | SP |
| A740 | -23,228362 | -45,417055 | 874 | São Luiz do Paraitinga | SP |
| A741 | -22,471205 | -48,557573 | 544 | Barra Bonita | SP |
| A745 | -24,047845 | -46,263340 | 45 | Moela | SP |
| A746 | -24,962819 | -48,416379 | 667 | Barra do Turvo | SP |
| A747 | -21,338432 | -48,114007 | 544 | Pradópolis | SP |
| A753 | -20,359760 | -47,775220 | 600 | Ituverava | SP |