Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia

Luciana Figueiredo Prado

**Oscilação interdecadal do Pacífico e seus impactos no regime de
precipitação no Estado de São Paulo**

São Paulo
2010

LUCIANA FIGUEIREDO PRADO

**Oscilação interdecadal do Pacífico e seus impactos no regime de
precipitação no Estado de São Paulo**

(Versão corrigida – Original disponível no
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas – IAG-USP)

Dissertação apresentada ao Departamento de
Ciências Atmosféricas do Instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
da Universidade de São Paulo, para obtenção do
título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho

São Paulo

2010

À meus pais, Wladimir e Ana Rita

Agradecimentos

À Deus, por me guiar e estar comigo em todos os momentos.

À meus pais Ana Rita e Wladimir, pelo apoio e amor incondicional. Ao meu irmão Henrique, pelo companheirismo. À todos os familiares que torceram por mim, em especial às minhas tias Iolanda e Elizabeth.

Ao prof. Augusto, pela orientação e apoio. À todos os professores do IAG, em especial à profa. Rosmeri, profa. Jacyra, prof. Tércio e prof. Edmilson pelos conselhos valiosos. À profa. Teresinha Xavier, pelo interesse e participação.

Ao querido amigo João Rafael, pela amizade, apoio e pela revisão criteriosa. À Bruna, amiga que chegou há pouco mas que sempre esteve ao meu lado. Aos amigos Simone Valarini, Luiz Felipe e Felipe Vemado, pela amizade e pelas preciosas sugestões.

À todos os amigos que de alguma forma participaram desta minha caminhada, e que sei que continuarão comigo daqui em diante: Luciana Eto, Silvia Yaguchi, Carol Nóbile, Angélica Ferreira, Cinthia Avellar, Daniele Otsuki, Wagner Galichio, Camila Ramos, Milena Fernandes, Cassiano Bortolozo, Daniel Faria, Marcelo Vieira, Camila Carpenedo, Fábio Leke, Bruno Cestaro, Gláuber, Juliano, Fabiani, Vivian, Samantha Martins, Michelle Reboita, Ricardo Hallak, Luana Pampuch, Eunice Naomi, D. Neuza, Renato e Elaine Navarro.

Às secretárias Ana, Sônia e Bete; aos funcionários da pós-graduação e informática; a todos os funcionários do IAG.

Ao CNPq e à CAPES, pelo suporte financeiro.

Aos membros da banca, por aceitarem o convite e participarem da revisão deste trabalho.

À todos aqueles que foram omitidos, mas que de alguma forma torceram por mim.

A sabedoria é a coisa principal; adquiere pois a sabedoria, emprega tudo o que possuis na aquisição de conhecimento.

Provérbios 4:7

Quem é como o sábio? E quem sabe a interpretação das coisas?

Eclesiastes 8:1a

RESUMO

PRADO, L. F. **Oscilação interdecadal do Pacífico e seus impactos no regime de precipitação no Estado de São Paulo.** 2010. 132 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

A importância do Estado de São Paulo (ESP) é notável no desenvolvimento do Brasil, seja no setor econômico ou energético, o que justifica o estudo do comportamento do clima nessa região. O conhecimento da variabilidade da precipitação é imprescindível na gestão de recursos hídricos e possui grande impacto na agricultura e geração de energia por meio de fontes hidrelétricas. Estudos anteriores apontaram efeitos não-lineares do El Niño-Oscilação Sul (ENOS) sobre a precipitação no ESP; entretanto, nenhum estudo específico acerca da influência da Oscilação interdecadal do Pacífico (ODP) nesta área foi ainda realizado, embora haja alguns impactos conhecidos na América do Sul. Deste modo, este trabalho estudou a relação entre anomalias de precipitação no ESP e a ODP, no período de 1901 a 2007, de forma a auxiliar as pesquisas na linha da previsão climática nessa região do Brasil. Na primeira etapa, foram descritos os regimes de precipitação tanto para a América do Sul como localmente, para o ESP, onde se destacaram fatores como a topografia e a influência do Oceano Atlântico. Posteriormente, foram calculados quantis anuais e mensais que permitiram classificar cada evento quanto ao total de precipitação. Regiões pluviometricamente homogêneas foram determinadas no ESP com base na climatologia e nos quantis de precipitação. Notou-se a relação construtiva entre eventos ENOS e as fases da ODP, com máximo durante o verão austral. Os sinais da ODP são percebidos em todo o ESP principalmente na primavera e no verão austrais. Uma análise complementar mostrou que as fases da Oscilação Multidecadal do Atlântico (AMO) também contribuem para a precipitação no ESP durante o verão e a primavera austrais no litoral, durante o verão no interior, e ao longo da primavera na região da Serra da Mantiqueira. Aparentemente, não há relação entre os eventos ENOS e a AMO.

Palavras-chave: ODP, precipitação, São Paulo, ENOS, AMO, variabilidade espacial, quantis

ABSTRACT

PRADO, L. F. **Pacific interdecadal Oscillation and its impacts on São Paulo State rainfall regime.** 2010. 132 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.

São Paulo State (SPS) is remarkably important to the development of Brazil, economically or energetically, and this justifies climate studies on that region. Knowing rainfall variability is essential to water resources management and it has a great impact on agriculture and power production by hydroelectric power plants. Previous studies have detected non-linear effects of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on SPS rainfall however no specific work deals with PDO influence in this area besides some impacts on South America are known. Therefore this work has studied the relationship between rainfall anomalies in SPS and PDO from 1901 to 2007 to contribute to the climate forecasting improvement. First it was described the rainfall regime in South America, and locally in SPS where topography and the Atlantic Ocean influences were of special importance. Then annual and monthly quantiles were calculated to allow the classification of events according to rainfall totals. Rainfall homogeneous regions were established in SPS using climatology and quantiles. It was observed the constructive relationship between ENSO events and PDO phases, mainly on austral summer. PDO signals were noticed all over the SPS mostly on austral spring and summer. An additional analysis showed that Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) phases also contribute to SPS rainfall during austral summer and spring at the coast, only on summer at the country and during spring at the Mantiqueira Slopes. Apparently, there is no relation between ENSO events and AMO phases.

Keywords: PDO, rainfall, São Paulo, ENSO, AMO, spatial variability, quantiles

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.** Regiões de medição de TSM no Pacífico equatorial. Fonte: NOAA.....27
- Figura 2.** Mapas de correlação entre a precipitação em janeiro (*a* e *b*) e maio (*c* e *d*) com o ENOS (Niño 3.4, figs. *b* e *d*) e o Niño do Atlântico (Atl. 3, figs. *a* e *c*). Linha verde indica precipitação climatológica de 4 mm/dia. [Adaptado de MÜNNICH; NEELIN, 2005].....30
- Figura 3.** Regressão de TSM e PNM versus ODP. Intervalo de contorno de 1 mb. Tracejado (linha sólida) corresponde a valores positivos (negativos). [Adaptado de MANTUA et al., 1997].....31
- Figura 4.** Anomalias de precipitação média normalizada, durante nov-dez de ENOS (+) para (a) ODP (+) e (b) ODP (-). Linha pontilhada (contínua) refere-se a valores negativos (positivos). Sombreado corresponde a 95% de significância. [Adaptado de ANDREOLI; KAYANO, 2005].....32
- Figura 5.** Anomalias de precipitação média normalizada, durante jan-fev do ano seguinte ao ENOS (+) para (a) ODP (+) e (b) ODP (-). Linha pontilhada (contínua) refere-se a valores negativos (positivos). Sombreado corresponde a 95%. [Adaptado de ANDREOLI; KAYANO, 2005].....33
- Figura 6.** Diagramas conceituais das anomalias observadas na ocorrência de eventos ENOS (+) durante (a) ODP (+) e (b) ODP (-). A seta verde indica o escoamento associado ao transporte meridional de umidade dos trópicos para os subtrópicos. As cores mais escuras em (a) indicam anomalias mais intensas do que em (b). [Adaptado de SILVA, 2009].....36
- Figura 7.** Ilustração esquemática das características elementares do sistema de monção da América do Sul. O sombreado representa a topografia e as áreas onde predominam ventos de leste são indicadas por linhas tracejadas. Os números correspondem às seguintes

características: 1) cavado equatorial de baixos níveis; 2) alísios de noroeste; 3) baixa do Gran Chaco; 4) alta subtropical do Atlântico Sul; 5) ZCAS; 6) ventos de oeste de latitudes médias; 7) Alta da Bolívia; 8) fluxo de retorno de altos níveis. [Adaptado de ZHOU; LAO, 1998].....41

Figura 8. Distribuição de postos pluviométricos da rede DAEE no ESP (Fonte: PRADO et al., 2007).....45

Figura 9. Série temporal de precipitação acumulada anual média espacial para o ESP, em milímetros, no período de 1947 a 1997. A linha preta refere-se ao conjunto de dados GPCC, e a vermelha, ao banco de dados DAEE.....46

Figura 10. Ajuste linear entre as séries de acumulados anuais do GPCC e DAEE, de 1947 a 1997.....47

Figura 11. Diferença normalizada entre os ciclos anuais calculados entre 1947 e 1997, para as séries DAEE e GPCC.....48

Figura 12. Ajuste linear entre as séries dos ciclos anuais do GPCC e DAEE, de 1947 a 1997.....49

Figura 13. Índice AMO mensal. Linha azul apresenta série suavizada por média móvel de 121 meses, e linha vermelha corresponde à série não suavizada. (Fonte: ENFIELD, MESTAS-NUÑEZ; TRIMBLE, 2001).....52

Figura 14. (a) Precipitação anual média climatológica na América do Sul, (b) respectivo desvio padrão. Valores em milímetros (mm), calculados no período de 1901 a 2007. Eixo vertical indica as latitudes, e o eixo horizontal refere-se a longitudes, ambos em graus (°).....54

Figura 15. Precipitação acumulada anual climatológica para o ESP. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal refere-se a longitudes, ambos em graus (°).....56

Figura 16. Precipitação média mensal no ESP, calculada utilizando série temporal média espacial de precipitação no período de 1901 a 2007. Eixo vertical mostra a precipitação em milímetros (mm), e vertical refere-se aos meses.....57

Figura 17. Médias decadais espaciais de precipitação mensal no ESP calculadas utilizando série temporal média espacial de precipitação no período de 1901 a 2007. Eixo vertical mostra a precipitação em milímetros (mm), e vertical refere-se aos meses.....58

Figura 18. Climatologia mensal de precipitação para o ESP no período de 1901 a 2007, sendo: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho. Escala em milímetros. Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....59

Figura 18. Continuação. (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro e (l) dezembro. Escala em milímetros. Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....60

Figura 19. Evolução da precipitação no ESP, de 1901 a 2007. O eixo vertical refere-se aos anos, o horizontal contém os meses, e a escala corresponde aos valores de precipitação em milímetros (mm).....62

Figura 20. Precipitação mensal no ESP, de 1901 a 2007, sendo: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho, (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro e (l) dezembro. Eixo vertical em milímetros (mm), e eixo horizontal contém os anos.....63

Figura 21. Quantis anuais para o ESP, calculados no período de 1901 a 2007. (a) 15%, (b) 35%, (c) 65% e (d) 85%. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....65

Figura 22. Quantil MS (15%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) dezembro, (b) janeiro, (c) fevereiro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....66

Figura 23. Quantil MS (15%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) março, (b) abril, (c) maio. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....	67
Figura 24. Quantil MS (15%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) junho, (b) julho, (c) agosto. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....	68
Figura 25. Quantil MS (15%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) setembro, (b) outubro, (c) novembro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....	69
Figura 26. Quantil MC (85%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) dezembro, (b) janeiro, (c) fevereiro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....	70
Figura 27. Quantil MC (85%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) março, (b) abril, (c) maio. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....	71
Figura 28. Quantil MC (85%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) junho, (b) julho, (c) agosto. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....	72
Figura 29. Quantil 85% para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) setembro, (b) outubro, (c) novembro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....	73
Figura 30. Quantil 35% para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....	75

Figura 30. Continuação. (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro, (l) dezembro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....76

Figura 31. Quantil 65% para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....78

Figura 31. Continuação. (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro, (l) dezembro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....79

Figura 32. Regiões pluviometricamente homogêneas no ESP definidas com base na climatologia (1901-2007) e nos quantis extremos. (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho. Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....81

Figura 32. Continuação. (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro, (l) dezembro. Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).....82

Figura 33. Número de eventos ENOS (+) mensais ocorridos em cada fase da ODP (tabela 5.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da ODP.....85

Figura 34. Número de eventos ENOS (-) mensais ocorridos em cada fase da ODP (tabela 5.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da ODP.....86

Figura 35. Número de eventos ENOS (0) mensais ocorridos em cada fase da ODP (tabela 5.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da ODP.....87

Figura 36. Anomalias médias espaciais anuais de precipitação no ESP, sem tendências, de 1901 a 2007. Eixo vertical em milímetros (mm), e eixo horizontal contém os anos.....88

Figura 37. Séries temporais de 1901 a 2007. (a) precipitação acumulada mensal no ESP, (b) anomalia mensal de precipitação no ESP, com ciclo anual e tendência removidos, e (c) índice ODP por MANTUA et al (1997).....90

Figura 38. Periodograma da série de anomalias mensais de precipitação no ESP, sem tendências. ** corresponde ao ciclo anual residual e * refere-se à frequência de 26 anos. O eixo horizontal refere-se à frequência91

Figura 39. Número de eventos ENOS (+) mensais ocorridos em cada fase da AMO (tabela 6.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da AMO.....103

Figura 40. Número de eventos ENOS (-) mensais ocorridos em cada fase da AMO (tabela 6.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da AMO.....104

Figura 41. Número de eventos ENOS (0) mensais ocorridos em cada fase da AMO (tabela 6.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da AMO.....104

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1. Resumo dos resultados mostrados acima na comparação entre as séries DAEE e GPCC. ρ é o coeficiente de correlação linear, ρ^2 explica a variância, t refere-se ao teste t-Student, RC é a região crítica a qual t deve pertencer para ser aceito, e IC é o intervalo de confiança para ρ . Os cálculos foram feitos para nível de significância $\alpha=5\%$	47
Tabela 2.2. Eventos ENOS, de acordo com as fases da ODP.....	51
Tabela 5.1. Fases conhecidas da ODP, de acordo com MANTUA et al. (1997).....	83
Tabela 5.2. Porcentagem de anomalias anuais positivas e negativas de precipitação no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....	89
Tabela 5.3. Porcentagem de anomalias mensais, em DEZEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....	93
Tabela 5.4. Porcentagem de anomalias mensais, em JANEIRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....	93
Tabela 5.5. Porcentagem de anomalias mensais em FEVEREIRO positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....	94
Tabela 5.6. Porcentagem de anomalias mensais, em MARÇO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da	

ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....95

Tabela 5.7. Porcentagem de anomalias mensais, em ABRIL, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....96

Tabela 5.8. Porcentagem de anomalias mensais, em MAIO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....96

Tabela 5.9. Porcentagem de anomalias mensais, em JUNHO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....98

Tabela 5.10. Porcentagem de anomalias mensais, em JULHO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....98

Tabela 5.11. Porcentagem de anomalias mensais, em AGOSTO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....99

Tabela 5.12. Porcentagem de anomalias mensais, em SETEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....100

Tabela 5.13. Porcentagem de anomalias mensais, em OUTUBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....100

Tabela 5.14. Porcentagem de anomalias mensais, em NOVEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....101

Tabela 6.1. Fases conhecidas da AMO em que o índice está disponível, de acordo com ENFIELD ET AL. (2001).....102

Tabela 6.2. Porcentagem de anomalias mensais, em DEZEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....106

Tabela 6.3. Porcentagem de anomalias mensais, em JANEIRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....106

Tabela 6.4. Porcentagem de anomalias mensais em FEVEREIRO positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....107

Tabela 6.5. Porcentagem de anomalias mensais, em MARÇO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....108

Tabela 6.6. Porcentagem de anomalias mensais, em ABRIL, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....109

Tabela 6.7. Porcentagem de anomalias mensais, em MAIO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....109

Tabela 6.8. Porcentagem de anomalias mensais, em JUNHO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....111

Tabela 6.9. Porcentagem de anomalias mensais, em JULHO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....111

Tabela 6.10. Porcentagem de anomalias mensais, em AGOSTO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....112

Tabela 6.11. Porcentagem de anomalias mensais, em SETEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....113

Tabela 6.12. Porcentagem de anomalias mensais, em OUTUBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da

AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....114

Tabela 6.13. Porcentagem de anomalias mensais, em NOVEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.....114

Tabela A.1. Meses em que a TSM da região Nino3.4 e o IOS excederam o percentil de 33%, caracterizando um evento ENOS.....119

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMO – Oscilação Multidecadal do Atlântico

AMO (+) – fase positiva da AMO

AMO (-) – fase negativa da AMO

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

C – Chuvoso

CTH – Centro Tecnológico de Hidráulica

DAEE – Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo

DJF – dezembro, janeiro e fevereiro

ENOS – El Niño-Oscilação Sul

ENOS (+) – evento ENOS positivo

ENOS (-) – evento ENOS negativo

ENOS (0) – evento ENOS neutro

ESP – Estado de São Paulo

FM – fevereiro e março

GPCC – Global Precipitation Climatology Centre

IC – intervalo de confiança

IOS – Índice de Oscilação Sul

IOS (+) – IOS positivo

IOS (-) – IOS negativo

JBN – Jato de Baixos Níveis

JF – janeiro e fevereiro

JJA – junho, julho e agosto

JST – Jato Subtropical

MA – março e abril

MAM – março, abril e maio

MC – Muito Chuvoso

MS – Muito Seco

N – Normal

ODP – Oscilação interdecadal do Pacífico

ODP (+) – fase positiva da ODP

ODP (-) – fase negativa da ODP
OMJ – Oscilação de Madden-Julian
ON – outubro e novembro
OPN – Oscilação do Pacífico Norte
PIB – Produto Interno Bruto
PMNM – pressão média ao nível do mar
RC – região crítica
S – Seco
SASS – South America seesaw
SEAS – sudeste da América do Sul
SEB – Sudeste do Brasil
SN – setembro e novembro
SON – setembro, outubro e novembro
TAV – Variabilidade do Atlântico Tropical
TSM – temperatura de superfície do mar
VCAN – vórtice ciclônico de altos níveis
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO.....	22
1.1. Objetivos.....	24
1.2. Motivação.....	24
1.3. El Niño-Oscilação Sul (ENOS).....	25
1.4. Oscilação interdecadal do Pacífico (ODP).....	30
1.5. Interação entre o modo interanual e o modo interdecadal do Pacífico.....	33
1.6. Oscilações no Oceano Atlântico.....	36
1.7. Monção da América do Sul.....	39
1.7.1. Alta da Bolívia e cavado a leste.....	41
1.7.2. ZCAS.....	42
1.7.3. JBN.....	42
1.7.4. Sistemas transientes.....	43

CAPÍTULO 2

2. DADOS E METODOLOGIA.....	45
2.1. Dados.....	45
2.2. Teste de significância estatística para coeficiente de correlação.....	49
2.3. Classificação de fases da ODP, ENOS e AMO.....	50
2.4. Cálculo de quantis.....	52

CAPÍTULO 3

3.1. Caracterização da precipitação na América do Sul.....	54
3.2. Caracterização da precipitação no ESP.....	55

CAPÍTULO 4

4. ANÁLISE DE QUANTIS NO ESP.....	64
4.1. Análise anual.....	64
4.2. Quantis mensais extremos.....	65
a) Quantil inferior (15%).....	65
b) Quantil superior (85%).....	69
4.3. Quantis mensais intermediários.....	73
a) Quantil 35%.....	73

b) Quantil 65%.....	77
4.4. Delimitação de regiões homogêneas por meio dos quantis extremos.....	80
CAPÍTULO 5	
5. RELAÇÕES ENTRE A PRECIPITAÇÃO NO ESP E OS MODOS DO PACÍFICO.....	83
5.1. Relação entre ENOS e ODP.....	83
5.2. Análise geral de anomalias anuais.....	87
5.3. Análise de anomalias mensais por regiões homogêneas.....	91
a) Verão (dezembro a fevereiro).....	91
b) Outono (março a maio).....	94
c) Inverno (junho a agosto).....	97
d) Primavera (setembro a novembro).....	99
CAPÍTULO 6	
6. RELAÇÕES ENTRE A PRECIPITAÇÃO NO ESP E O MODO MULTIDECADAL DO ATLÂNTICO.....	102
6.1. Relação entre ENOS e AMO.....	102
6.2. Análise de anomalias mensais por regiões homogêneas.....	105
a) Verão (dezembro a fevereiro).....	105
b) Outono (março a maio).....	108
c) Inverno (junho a agosto).....	110
d) Primavera (setembro a novembro).....	112
CAPÍTULO 7	
7. CONCLUSÕES.....	115
APÊNDICE A. Índice ENOS de 1901 a 2007.....	119
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	122

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

A água desempenha um importante papel no sistema climático, além de ser um insumo básico para as atividades humanas. Desta maneira, o monitoramento e prognóstico das condições climáticas determinadas pela falta ou excesso de precipitação são de grande relevância para o gerenciamento dos recursos hídricos. No Brasil, toda a cadeia produtiva demanda recursos hídricos que dependem da quantidade de precipitação sobre as bacias hidrográficas. A seca no Sudeste em 2001, por exemplo, provocou o racionamento de água e de energia elétrica e reduziu o ritmo das atividades econômicas.

Inserido na Região Sudeste do Brasil (SEB), o Estado de São Paulo (ESP) possui a maior população do país (40 milhões de habitantes), o maior parque industrial e a maior produção econômica, por deter cerca de 30% do Produto Interno Bruto (PIB). O ESP cultiva 25% dos legumes nacionais, 80% da laranja para a indústria e é o segundo maior produtor de soja e cana-de-açúcar do mundo (Fonte: Governo Estadual). Há assim necessidade de estudos climáticos ligados ao regime de chuvas no ESP, dada a sua importância econômica e forte dependência dos recursos hídricos.

A influência de modos oscilatórios nas condições de superfície do Oceano Pacífico deve ser considerada em qualquer estudo climático. Isso porque o Oceano Pacífico, que cobre 1/3 da superfície terrestre, desempenha um importante papel nos balanços hídrico e energético globais. A relação entre a precipitação no SEB e o modo interanual do Pacífico equatorial, conhecido como El Niño-Oscilação Sul (ENOS) é estudada há algum tempo (KOUSKY; KAGANO; CAVALCANTI, 1984; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; SUGAHARA, 1991; GRIMM; FERRAZ, 1998a,b; COELHO; UVO; AMBRIZZI, 2002; GRIMM, 2003; SILVESTRI, 2005; PRADO et al., 2007; ZAMBONI; MECHOSO; KUCHARSKI, 2009; GRIMM; TEDESCHI, 2009). O Oceano Pacífico também apresenta um modo de variabilidade interdecadal, denominado Oscilação Interdecadal do Oceano Pacífico (ODP) (MANTUA ET AL., 1997). Seus impactos na América do Sul ainda não estão muito bem definidos, mas sugere-se que haja uma relação construtiva com o ENOS (NEWMAN; COMPO; ALEXANDER, 2003; ANDREOLI; KAYANO, 2005; RE; BARROS, 2009).

Também se deve considerar a influência do Oceano Atlântico no regime climático da América do Sul, por estar adjacente ao continente. Variações no gradiente de TSM entre o Atlântico tropical sul e o Atlântico tropical norte são conhecidas por modular a estação chuvosa no Nordeste do Brasil (MOURA; SHUKLA, 1981; HASTENRATH; GREISCHAR, 1993). O modo de variabilidade de baixa frequência do Oceano Atlântico – Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO; KERR, 2000) apresenta sinal coerente no hemisfério norte, o qual ainda não é claro no hemisfério sul (KNIGHT et al., 2005). Alguns estudos também apontam uma correlação com a TSM do Pacífico (ENFIELD; MESTAS-NUÑEZ; TRIMBLE, 2001; ENFIELD; MESTAS-NUÑEZ, 1999; DONG; SUTTON; SCAIFFE, 2006; DIMA; LOHMANN, 2007)

1.1. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo investigar a relação entre as anomalias de precipitação no ESP e a ODP, considerando os eventos ENOS, em escalas mensal e sazonal. O estudo compreende o período de 1901 a 2007, sendo que as análises foram feitas sobre regiões pluviometricamente homogêneas obtidas com base na distribuição espacial climatológica e de quantis extremos. De maneira complementar e similar, foram realizadas análises entre as anomalias de precipitação no ESP e a AMO.

1.2. MOTIVAÇÃO

Estudos anteriores demonstraram que o ESP se situa em uma região em que os efeitos do modo interanual do Pacífico (ENOS) sobre a precipitação deste Estado não ocorrem de maneira linear, e interagem com outros sistemas meteorológicos (GRIMM; FERRAZ, 1998a,b; COELHO; UVO; AMBRIZZI, 2002; GRIMM, 2003; SILVESTRI, 2005; PRADO et al., 2007; GRIMM; TEDESCHI, 2009; ZAMBONI; MECHOSO; KUCHARSKI, 2009). Impactos do modo interdecadal (ODP) já foram estudados sobre a América do Sul (MANTUA; HARE, 2002; ANDREOLI; KAYANO, 2005; GARCIA, 2006), mas são necessários estudos regionalizados. Assim, este trabalho se justifica por ainda não haver um estudo localizado acerca da influência da ODP sobre regiões homogêneas do ESP. Ainda, justifica-se a análise complementar da relação da precipitação no ESP com a AMO pelos motivos acima citado, e pelo fato de o ESP ser banhado pelo Oceano Atlântico.

1.3. EL NIÑO-OSCILAÇÃO SUL (ENOS)

A rotação da Terra é um elemento de extrema importância para o controle de padrões de circulação atmosférica, denominados células. Mais especificamente na região equatorial, encontra-se a célula de Hadley, uma circulação direta (induzida termicamente) primeiramente proposta em 1735 pelo meteorologista inglês George Hadley (1685 - 1768), como uma explicação para os ventos alísios. Consiste do movimento dos ventos de sudeste/nordeste em direção ao equador, onde convergem formando uma banda de convecção equatorial, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), e ascendem até a alta troposfera. Ao encontrar a tropopausa, este ar diverge e se move em direção aos pólos, descendendo em torno de 30° de latitude, na região das altas pressões subtropicais.

Também na região equatorial, mas na direção zonal, há um padrão de circulação denominado célula de Walker. Sobre as águas relativamente mais frias do Pacífico equatorial, devido à presença dos alísios, o ar é pesado e não sobe pelo ramo ascendente da célula de Hadley, nos dois hemisférios. Após ser aquecido e abastecido com umidade sobre o Pacífico oeste, na costa da Austrália, o ar ascende, se move para leste e desce sobre a costa oeste da América do Sul, na região da alta subtropical do Pacífico. Ao atingir a superfície, o ar mais frio e pesado se desloca para oeste, fechando a circulação zonal. Tal circulação é dirigida por gradiente de temperatura e, conseqüentemente, de pressão, que é orientado para oeste em superfície, e para leste em altitude. As células de Walker e Hadley são então interdependentes e, portanto, não podem ser tratadas separadamente.

A componente oceânica deste ciclo é a TSM. Assim, denomina-se El Niño eventos com anomalia positiva de temperatura de superfície do Pacífico e, em oposição, La Niña são eventos onde a anomalia de TSM é negativa, neste mesmo oceano. O Índice de Oscilação Sul (IOS) foi criado para explicar a componente atmosférica como a diferença de pressão média ao nível do mar (PMNM) entre o Taiti, no Pacífico central sul, e Darwin, no norte da Austrália. No entanto, como Bjerknes (1966) já havia verificado, não podemos considerar os eventos independentemente, pois há conexão entre eles. Por isso, define-se um ENOS (+) quando a TSM do oceano Pacífico equatorial está anormalmente quente e o IOS é negativo (IOS (-)), ou seja, a PMNM do Taiti é menor que em Darwin, corroborando com a explicação acima sobre o deslocamento da convecção para leste; em oposição, um evento ENOS (-)

corresponde a anomalias de TSM negativas e IOS positivo (IOS (+)), com PMNM em Darwin menor que no Taiti.

Para o cálculo de anomalias de TSM no Pacífico equatorial, convencionaram-se quatro regiões definidas por latitudes e longitudes (fig. 1). No entanto, para se verificar um El Niño/La Niña, Trenberth (1997) afirma que as temperaturas médias são maiores na região do Niño 3.4 do que na Niño 3, e sua proximidade com a piscina de água quente do Pacífico e principais centros de convecção são fatores físicos que determinam esta como a melhor região para cálculo de TSM. Além disso, as medidas desta área são as que se melhor correlacionam com o IOS.

Durante um ENOS (+), a inversão no padrão de pressão sobre o oceano reflete o enfraquecimento dos alísios, que contribuem menos com o ramo descendente da célula Hadley-Walker sobre o Pacífico leste e desintensificam a alta subtropical do Pacífico sul. A ressurgência (ascendência de águas profundas mais frias para a superfície devido ao transporte de massa superficial para oeste, pelos alísios) diminui, deixando a TSM da costa leste equatorial mais quente que o normal. A baixa pressão sobre a Austrália se desloca para leste da linha da data (180° longitude), por volta de 120°W , aumentando a precipitação nesta área e gerando seca na costa oeste. Às vezes, este evento pode ser tão intenso de forma a mudar o sentido dos alísios, a oeste da célula de convecção, para noroeste/sudoeste, causando um fenômeno conhecido por inversão dos alísios.

No caso de um ENOS (-), há uma intensificação dos padrões normais, ou seja, aumento da magnitude dos alísios, da ressurgência, da precipitação sobre o leste da Austrália (o que pode gerar enchentes) e da seca na costa do Peru/Equador. Outras combinações como anomalias de TSM positivas (negativas) e IOS (+) (IOS (-)) não caracterizam um evento ENOS, sendo considerados anos neutros (ENOS(0)).

Figura 1. Regiões de cálculo de TSM no Pacífico equatorial. Fonte: NOAA.

No início das pesquisas, o ENOS era considerado um fenômeno local, característico da região andina. No entanto, as dimensões do Oceano Pacífico são suficientes para que alterações em suas condições climáticas sejam sentidas em todo o mundo. Basicamente, o que ocorre durante um ENOS (+) é a desintensificação dos alísios sobre o Pacífico equatorial, com posterior acomodação de um centro de alta pressão na região de Darwin, Austrália, e a intensificação das correntes de jato, que geram mais tempestades nos subtrópicos. Sobre a América do Sul, há deslocamento do braço descendente da célula de Walker sobre o norte/nordeste, provocando condições mais secas.

Sobre a precipitação do SEB, os efeitos do ENOS são diversos e a relação é não-linear, pois depende também de fatores como condições do Atlântico, posição do JST, convergência/divergência de umidade pelo JBN, entre outros (GRIMM; FERRAZ, 1998a,b; COELHO; UVO; AMBRIZZI, 2002; GRIMM, 2003; SILVESTRI, 2005; PRADO et al., 2007; ZAMBONI; MECHOSO; KUCHARSKI, 2009), sendo a primavera a estação com os impactos mais definidos (GRIMM; TEDESCHI, 2009).

Grimm e Ferraz (1998a, b) estudaram o impacto de eventos extremos do ENOS sobre a precipitação no SEB e concluíram que a resposta não é linear por depender de outros fatores, como a variabilidade do Oceano Atlântico e da posição do jato subtropical (JST). Também sugerem que esta seja uma região de transição para tais efeitos, o que contribui para a alteração do sinal em cada evento ENOS. Coelho, Uvo e Ambrizzi (2002) definem uma faixa de transição em torno de 22,5° com anomalias positivas (negativas) de precipitação ao sul do ESP, comuns ao Sul do Brasil, e anomalias negativas (positivas) para o norte do ESP,

características do Nordeste do Brasil para anos de ENOS positivo (ENOS (+)) (ENOS negativo (ENOS (-))). No entanto, este efeito depende da posição desta linha de transição, que pode se deslocar mais para norte ou para sul.

Grimm (2003) sugere que anomalias de temperatura ocorridas durante a primavera do ano do estabelecimento de eventos ENOS (+) em regiões mais altas do SEB possam gerar condições de convecção mais intensa no centro-leste do Brasil, principalmente em janeiro. Silvestri (2005) obteve invernos mais chuvosos durante eventos ENOS (+) e ENOS (-) do que ENOS neutro (ENOS (0)), no norte do sudeste da América do Sul (SEAS), e invernos mais chuvosos no sul da SEAS durante ENOS (+), em comparação às outras fases, indicando uma relação não-linear. Os resultados de Prado et al. (2007) indicam que os impactos do ENOS sobre a precipitação no ESP são diversos, já que o ano mais seco (1963) e o mais chuvoso (1983) do período estudado foram anos de ENOS (+).

Um vórtice de altos níveis de escala continental posicionado sobre a encosta leste da América do Sul pode ser o responsável pela relação entre o ENOS e a precipitação na SEAS durante a primavera e outono, segundo Zamboni, Mechoso e Kucharski (2009). Este vórtice pode causar anomalias de precipitação por meio de convergência/divergência de umidade do Jato de Baixos Níveis (JBN) e do leste do Brasil. Ainda, de acordo com Grimm e Tedeschi (2009), os impactos mais importantes do ENOS sobre o SEAS ocorrem durante a primavera.

O ENOS também pode influenciar os sistemas meteorológicos que atuam na América do Sul. Ao estudar casos extremos de Zona de Convergência do Atlântico sul (ZCAS), Carvalho, Jones e Liebmann (2002) verificaram que a ZCAS do tipo oceânica intensa é cerca de 2,4 vezes mais freqüente em eventos ENOS (+). Também sugerem que o aumento de convecção sobre o Atlântico oeste subtropical, que gera precipitação extrema na região da ZCAS é modulada por eventos ENOS, principalmente na Serra da Mantiqueira; contudo, sobre o ESP de modo geral, o aumento de atividade convectiva durante episódios de ZCAS não está relacionado com o ENOS.

A ocorrência de interação entre fenômenos de escalas temporais distintas também é observada. A Oscilação de Madden-Julian (OMJ) (MADDEN; JULIAN, 1972) corresponde ao modo intrasazonal de atividade convectiva na Indonésia, com período de 40-50 dias. A

interação oceano-atmosfera presente no ENOS pode amplificar perturbações na OMJ de forma linear e não-linear. Ao idealizar uma forçante do tipo OMJ, Kessler e Kleeman (2000) perceberam alterações na estrutura térmica da camada de mistura oceânica, o que pode modificar a evolução de eventos ENOS. Os autores sugerem que os sinais de relativa alta frequência da OMJ podem interagir construtivamente com o ENOS.

Grande parte da variabilidade do Atlântico tropical é atribuída ao ENOS, segundo Münnich e Neelin (2005). O aquecimento defasado do oceano (inércia térmica) é amplificado pela redução de evaporação, devido à desintensificação dos alísios. Também notaram diminuição de precipitação na região da Guiana e norte do Atlântico tropical em janeiro. Ainda, o Oceano Atlântico tropical apresenta suas próprias anomalias de TSM, o que se chamou de Niño do Atlântico ou Benguela Niño, já que a região em que ocorre a ressurgência corresponde ao Atlântico equatorial, próximo à baixa da Guiné (fig. 2). Essas anomalias são menos intensas e possuem menor duração do que o ENOS, o que pode estar relacionado com menor massa d'água. O vento atmosférico responsável pelas anomalias no Atlântico equatorial é muito fraco para ter o mesmo efeito que o ENOS, de forma que o Niño do Atlântico dura poucos meses

Giannini et al. (2001) notaram que as anomalias oceânicas e atmosféricas relacionadas com o ENOS forçam anomalias de precipitação no Nordeste do Brasil. Em simulações numéricas, a influência atmosférica direta de um ENOS (+) reduz como um todo a precipitação sobre o Atlântico tropical. As anomalias atmosféricas relacionadas com o ENOS geram um atraso no aquecimento do Atlântico tropical norte, por inércia térmica, que é provocado pelo enfraquecimento dos alísios nessa região. Assim, ocorrem anomalias positivas de precipitação no Caribe, e negativas no Nordeste do Brasil, durante o outono austral, após a fase madura do ENOS (+).

Figura 2. Mapas de correlação entre a precipitação em janeiro (*a* e *b*) e maio (*c* e *d*) com o ENOS (Niño 3.4, figs. *b* e *d*) e o Niño do Atlântico (Atl. 3, figs. *a* e *c*). Linha verde indica precipitação climatológica de 4 mm/dia. [Adaptado de MÜNNICH; NEELIN, 2005].

1.4. OSCILAÇÃO INTERDECADAL DO PACÍFICO (ODP)

A ODP (MANTUA et al., 1997) ou Oscilação do Pacífico Norte (OPN; GERSHUNOV; BARNETT, 1998) foi estudada primeiramente no final da década de 1990. Trata-se da variação da TSM do oceano Pacífico, similar ao ENOS, porém com período de décadas (20-30 anos) e mecanismos um pouco diferentes. Por este motivo, a ODP também é conhecida como um fenômeno *ENSO-like* (MINOBE, 1997; ZHANG; WALLACE; BATTISTI, 1997; GARREAUD; BATTISTI, 1999).

No caso da ODP, a correlação existente é entre anomalias na TSM do Pacífico e a pressão em superfície na região da baixa dos Aleutas, no Pacífico norte. Durante a fase quente da ODP, a baixa dos Aleutas se aprofunda, deixando o oeste e o centro do Pacífico norte anormalmente frios, enquanto há aquecimento no leste e costa do Pacífico norte, tropical

central e leste, conforme fig. 3. Mantua et al. (1997) definiram um índice para a ODP, calculado por meio de análise de componentes principais para as anomalias de TSM do Pacífico norte, sendo que estas anomalias são normalizadas pela média do período de 1947 a 1995.

SST and SLP regressed on the PDO index

Figura 3. Regressão de TSM e PNM versus ODP. Intervalo de contorno de 1 mb. Tracejado (linha sólida) corresponde a valores positivos (negativos). [Adaptado de MANTUA ET AL.,1997].

Os impactos da ODP na América do Norte foram estudados por Latif e Barnett (1994), Latif e Barnett (1996), Bond e Harrison (2000). Os resultados de Barlow, Nigam e Berbery (2001) mostram que tanto a ODP quanto o ENOS estão associados com ondas estacionárias que se propagam para os Estados Unidos, e também com episódios de secas de longo prazo. Zhang et al. (2010) obtiveram um aumento (diminuição) da probabilidade de precipitação extrema no sul (norte) da América do Norte durante episódios ENOS (+) ou fases positivas da ODP (ODP (+)).

Na América do Sul, estudos acerca dos impactos da ODP começaram a ser feitos nos anos 2000. Mantua e Hare (2002) sugerem que as variações climáticas interdecadais nos hemisférios norte e sul possuem certa simetria, com subtrópicos mais quentes e latitudes médias e tropicais mais secas. Também observaram anomalias positivas de precipitação sobre o SEB durante ODP (+). Marengo (2004) encontrou períodos de 20-30 anos de condições mais secas/úmidas na Amazônia, similares a variações na precipitação no Nordeste do Brasil,

provavelmente relacionados com a ODP. Garcia (2006) notou que as circulações de Hadley e de monção não variam muito em relação às fases da ODP, mas a intensidade e posição da célula de Walker são diferentes durante ODP (+) e ODP (-).

Anomalias de precipitação relacionadas ao ENOS e à ODP na América do Sul foram estudadas por Andreoli e Kayano (2005). Elas mostraram que os índices do ENOS (+) são mais fáceis de serem notados durante a ODP, e que durante a ODP (-), as anomalias positivas de precipitação sobre o SEAS se localizam mais ao sul, quando comparadas ODP (+); esta situação corresponde a um jato subtropical mais intenso, e a uma circulação ciclônica mais intensa sobre o sul do Brasil durante a ODP (-). Em ODP (+), observaram anomalias negativas de precipitação sobre o Nordeste brasileiro, relacionadas com um vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN), no campo de 200 hPa, sobre o leste e nordeste do Brasil (figs. 4 e 5) Pode-se observar que os efeitos de um ENOS (+) sobre a precipitação na América do Sul são relativamente variáveis em fases diversas da ODP, principalmente na Amazônia.

Figura 4. Anomalias de precipitação média normalizada, durante nov-dez de ENOS (+) para (a) ODP (+) e (b) ODP (-). Linha pontilhada (contínua) refere-se a valores negativos (positivos). Sombreado corresponde a 95% de significância. [Adaptado de ANDREOLI E KAYANO, 2005].

Figura 5. Anomalias de precipitação média normalizada, durante jan-fev do ano seguinte ao ENOS (+) para (a) ODP (+) e (b) ODP (-). Linha pontilhada (contínua) refere-se a valores negativos (positivos). Sombreado corresponde a 95%. [Adaptado de ANDREOLI E KAYANO, 2005].

1.5. INTERAÇÃO ENTRE O MODO INTERANUAL E O MODO INTERDECADAL DO PACÍFICO

Alguns estudos ainda indicam uma possível interação entre os modos de variabilidade do Oceano Pacífico. Gershunov e Barnett (1998) afirmam que a ODP influencia a estabilidade e a intensidade do ENOS, mas sem uma interdependência aparente entre ambos. Também mostram que a ODP exerce um efeito modulatório em teleconexões do ENOS, e que, na América do Norte, alguns sinais do ENOS tendem a ser mais intensos e duráveis durante fases preferenciais da ODP. Os autores comentam que um dos fatores limitantes neste estudo é a alta variabilidade entre eventos ENOS. Esta variabilidade pode ser devida a detalhes da forçante tropical oceânica, mas também a efeitos interanuais não relacionados ao ENOS, e outros de maior período. Para a América do Norte, os sinais durante um ENOS quente (frio) são mais fortes e estáveis durante a fase quente (fria) da ODP. Numa combinação de fases opostas, os sinais são mais fracos, especialmente incoerentes e instáveis.

Garreaud e Battisti (1999) estudaram anomalias na circulação atmosférica em latitudes médias relacionadas com a ODP e o ENOS, para o hemisfério sul e notaram que tais anomalias parecem ser devidas a padrões de teleconexão no Pacífico tropical via ondas de Rossby, na escala interanual, e relacionadas com interações de ondas do fluxo médio nas

regiões polar e subpolar, na escala interdecadal. Também sugerem que tal natureza pan-Pacífica do ENOS e da ODP indica que estes fenômenos possam ter origem nos trópicos.

Newman, Compo e Alexander (2003) sugerem que a ODP depende do ENOS em todas as escalas temporais, de forma que a previsão da ODP estaria totalmente ligada a de eventos ENOS. Por exemplo, a mudança de fase da ODP em 1976/77 estaria ligada à uma sequência de eventos ENOS (+) no Pacífico tropical. Já na América do Sul, Andreoli e Kayano (2005) mostraram que o ENOS é mais facilmente notado durante ODP (+), quando as diferenças sazonais estão mais pronunciadas. Além disso, obtiveram que durante ODP (-) as anomalias de precipitação sobre o SEAS se localizam mais ao sul, comparadas com a ODP (+). Para Re e Barros (2009), o ENOS e a ODP também interagem construtivamente. Eles sugerem que ao aumento na frequência de eventos extremos de precipitação no SEAS pode estar relacionado com a última fase positiva da ODP, desde 1976/77. No entanto, são observados efeitos diferentes entre as partes norte e sul dessa região.

A interação entre as escalas temporais dos modos do Pacífico também é discutida por Kayano e Andreoli (2007). As autoras sugerem que a ODP cria condições para que as teleconexões entre ENOS e América do Sul sejam construtivas (destrutivas) quando ENOS e ODP têm o mesmo (oposto) sinal. Também apontam para o comportamento não-linear de anomalias de precipitação na região da ZCAS, durante ODP (+), no período de verão austral. Ao estudar o comportamento das circulações de Hadley, Walker e monção durante as duas últimas fases da ODP – ODP (-) de 1958 a 1976, e ODP (+) de 1977 a 1995 – Garcia e Kayano (2008) notaram que somente a circulação de Walker mostrou diferenças significativas entre as duas fases. Durante a ODP (+), observou-se que os centros de ação desta célula estavam mais fracos e deslocados para oeste, além de um comportamento não-linear dos eventos extremos do ENOS em relação às distintas fases da ODP.

O comportamento construtivo entre ENOS e ODP também foi obtida por Kayano, Oliveira e Andreoli (2009), que ainda relacionaram a precipitação na América do Sul com a TSM do Oceano Atlântico, durante as duas últimas fases da ODP (1947-1976 e 1977-2002). Elas verificaram que, durante a ODP (-), as TSM do Atlântico tropical norte e sul enfraquecem a relação entre ENOS e precipitação, tanto no Brasil central como leste. Ainda, obtiveram diferenças entre as duas fases da ODP estudadas quanto à TSM do Atlântico sul,

sendo que na ODP(-) não houve impactos, e na ODP(+), o ENOS conduziu a relação da TSM com a precipitação.

Silva (2009) analisou a evolução dos eventos ENOS nas fases da ODP nos verões (dezembro a fevereiro) de 1950-1999, sobre a América do Sul, e observou que a combinação de eventos ENOS (+) e ODP (+) resulta em anomalias positivas de precipitação sobre o SEAS, justificado pela presença de circulação anticiclônica em 200hPa e fluxo de umidade do Atlântico equatorial oeste desviado para essa região. No entanto, para ENOS (+) durante ODP (-) a precipitação fica acima da média no sul do SEAS e abaixo da média no norte do SEAS. Este resultado se associa com anomalias positivas de TSM sobre o Atlântico equatorial, e com TSM acima da média também no Pacífico equatorial central, no entanto menores do que durante ODP (+). Ainda, resultados obtidos por modelo atmosférico global apontam para uma maior importância do ENOS (+) para o verão da América do Sul do que a ODP. Seus resultados são sintetizados pela figura 6.

Figura 6. Diagramas conceituais das anomalias observadas na ocorrência de eventos ENOS (+) durante (a) ODP (+) e (b) ODP (-). A seta verde indica o escoamento associado ao transporte meridional de umidade dos trópicos para os subtrópicos. As cores mais escuras em (a) indicam anomalias mais intensas do que em (b). [Adaptado de SILVA, 2009].

1.6. OSCILAÇÕES NO OCEANO ATLÂNTICO

Na década de 1970, alguns estudos (e. g. HASTENRATH; HELLER, 1977) sugeriram a existência de um padrão de variabilidade na TSM do Oceano Atlântico tropical, associado

com eventos extremos nas adjacências desta bacia. Tal gradiente de TSM entre hemisférios (HASTENRATH, 2002), conhecido como Variabilidade do Atlântico Tropical (Tropical Atlantic Variability – TAV), mostrou-se importante no controle do campo de vento nos trópicos e da posição latitudinal da ZCIT (WAGNER, 1996; DESER et al., 2006) sendo, portanto, elemento essencial na previsão da estação chuvosa no Nordeste brasileiro (HASTENRATH; GREISCHAR, 1993b).

Nobre e Shukla (1996) observaram que variações na intensidade dos alísios alteram a estrutura térmica da camada superficial oceânica, forçando a ZCIT para regiões de TSM mais quentes. Além disso, padrões anômalos de precipitação sobre o norte e nordeste do Brasil são influenciados também por alterações na célula de Walker ligadas ao ENOS (SARAVANAN; CHANG, 2000). Häkkinen e Mo (2002) notaram que a temperatura de subsuperfície do Atlântico tropical tem forte ligação com mudanças nas condições do Atlântico norte.

Ao investigar a variabilidade decadal do Atlântico norte, Mehta (1998) observou que anomalias de TSM podem viajar do Atlântico extratropical norte para o Atlântico tropical norte, onde permaneceram por alguns anos e depois retornaram em direção ao pólo, completando um giro em sentido horário. O mesmo foi notado para o Atlântico sul, sendo que neste caso o movimento das anomalias de TSM foi no sentido anti-horário, e entre o Atlântico tropical sul e o Atlântico subtropical sul.

Em 1964, Bjerknes notou uma inversão de tendências de TSM no Atlântico norte entre os períodos anterior e posterior à década de 1920. De 1890 a 1920, foi notado um resfriamento do Atlântico norte, e de 1920 a 1940, houve um aquecimento na TSM do Atlântico norte, o que correspondeu a uma mudança nos padrões climáticos, sentida principalmente na Europa. Estudos mais atuais sugerem que a AMO (KERR, 2000) seja um mecanismo de interação oceano-atmosfera relacionado com flutuações de baixa frequência na circulação termohalina (KNIGHT et al., 2005; DONG; SUTTON; SCAIFFE, 2006; DIMA; LOHMANN, 2007).

Ao realizar experimentos com modelos em hierarquia, DIJKSTRA et al. (2006) notaram que, num modelo mais simples, apenas com a componente oceânica, a AMO aparece como um mecanismo desestabilizador da circulação termohalina; no caso do modelo mais

complexo, a AMO aparece como um modo dominante de variabilidade, com período de 44 anos. De acordo com Enfield, Mestas-Núñez e Trimble (2001), a AMO é calculada como a média de 10 anos das anomalias de TSM, sem tendências, na área que compreende desde o equador até o norte do Atlântico norte.

Dima e Lohmann (2007) propõem que anomalias uniformes na TSM do Atlântico norte sejam amplificadas por interações oceano-atmosfera com o Pacífico, o que gera variações na circulação termohalina do Atlântico. Os padrões de pressão ao nível do mar (PNM) e ventos associados comprometem a quantidade de gelo marinho e o balanço de água doce no norte do Atlântico norte, modificando assim a circulação oceânica de grande escala.

Simulações de 1400 anos de Knight et al. (2005) apontam para a AMO como um modo de variabilidade intrínseco ao sistema climático, relacionado com variações na circulação termohalina. Enfield e Mestas-Núñez (1999) descrevem três modos de variabilidade não-ENOS: os dois primeiros correspondem a padrões decadais e multidecadais no Pacífico, e o terceiro possui sinal multidecadal no Atlântico norte extratropical, possivelmente relacionado a AMO.

Na América do Sul, sabe-se que a precipitação sobre o Atlântico tropical é deslocada para norte durante a fase quente da AMO (AMO (+)); isto implica em uma posição anômala da ZCIT, mais ao norte, o que diminui a precipitação durante a estação chuvosa do norte do Nordeste brasileiro, de março a maio. No entanto, a sequência do ciclo da AMO pode reverter esse sinal ao forçar a ZCIT para sul e desta forma, oscilar entre décadas mais secas e mais úmidas (KNIGHT et al., 2006). Ao analisar dados sedimentares da bacia do Rio da Prata, Chiessi et al. (2009) encontraram uma periodicidade de 64 anos ligada à ZCAS e às monções na América do Sul, a qual foi atribuída a AMO. Assim, AMO (-) (AMO (+)) correspondem a um Atlântico sul mais quente (frio), o que aumenta (diminui) a atividade da ZCAS também devido à posição da ZCIT, e desloca a banda principal de precipitação da monção da América do Sul para sul (norte).

Dong, Sutton e Scaiffe (2006) sugerem que haja uma “ponte” que transmita o sinal do Atlântico para o Pacífico. Este sinal multidecadal pode ser conduzido pela ZCIT, como guia de trens de ondas até o Oceano Pacífico (DIMA; LOHMANN, 2007). Ondas de Rossby

excitadas por anomalias de calor latente no Atlântico tropical seriam as responsáveis por esse transporte. Experimentos mostram que a AMO (+) enfraquece a estratificação vertical do Pacífico tropical; assim, há diminuição da ressurgência no lado leste da bacia, além do acúmulo de águas mais quentes no lado oeste (DONG; SUTTON; SCAIFFE, 2006). Segundo Enfield, Mestas-Núñez e Trimble (2001), os padrões de inverno associados com o ENOS na América do Norte sofrem alterações durante as distintas fases da AMO.

1.7. MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

A monção é definida como uma mudança no regime sazonal da circulação de larga escala, e é gerida por aquecimento diferencial dos continentes e oceanos. Halley (1686) afirma que a intensidade e a extensão da monção são determinadas pela natureza do continente, sua topografia e excesso de insolação.

Na definição de monção de Khrogov-Ramage (KHROMOV, 1957; RAMAGE, 1971), não há regime de monção na América do Sul, já que não é observada a inversão sazonal da direção do vento na baixa troposfera. No entanto, esta visão foi modificada a partir do trabalho de Rao e Erdogan (1989), onde foi identificado impacto térmico do Altiplano Peruano-boliviano na circulação de verão. Zhou e Lao (1998) então mostraram a inversão sazonal dos alísios na América do Sul ao remover a componente anual do vento. Tal inversão tem origem na região subsaariana, e aumenta os alísios do Atlântico tropical norte; ao cruzar o equador, estes ventos tomam a direção noroeste ao longo da encosta leste da Cordilheira dos Andes, e passam a girar em sentido horário em volta da baixa do Gran Chaco paraguaio.

Schwerdtfeger (1975) havia encontrado três condições essenciais para o verão da América do Sul, sendo um anticiclone de núcleo quente na alta troposfera, o aquecimento do platô boliviano e, em baixos níveis, massas de ar relativamente úmidas que são advectadas de nordeste e de leste, gerando intensa convecção, condensação e precipitação. Em seguida, Virji (1981) apontou as principais características da circulação do verão sul-americano com mais detalhes. Em altos níveis (300-100 mb), observou um sistema anticiclone/cavado intenso, quase estacionário, uma banda de fluxo de leste próximo a 10°S, e fluxo intenso para norte cruzando o equador entre 60° e 80°W, além de um jato de norte/noroeste ao longo da encosta leste dos Andes central em baixos níveis. Virji (1981) também identificou movimento

descendente sobre o nordeste brasileiro, e verificou que a intensa convecção e liberação de calor latente contribuem para a circulação de Hadley, e que o Altiplano age como fonte de calor na média troposfera durante o verão.

Lenters e Cook (1995) encontraram cinco regiões principais de precipitação o verão da América do Sul: (1) Amazônia: causada por convergência dos ventos em baixos níveis (presença de baixa continental); (2) Norte dos Andes: gerada por convergência do vento zonal a leste, e do vento meridional a oeste (continentalidade e baixa térmica); (3) Centro dos Andes: o aumento da orografia ao longo da encosta leste e a convergência do vento meridional em altas elevações formam este núcleo; (4) Sul dos Andes: precipitação puramente orográfica; (5) ZCAS: formada por convergência de ventos em baixos níveis e advecção de umidade, além da contribuição de vórtices transientes.

Nogués-Paegle e Mo (1997) identificaram um padrão de gangorra entre os trópicos e subtropicais, que abrange a área desde a linha da data até o Atlântico. Este padrão foi denominado South America seesaw (SASS), possui periodicidade de cerca de 10 dias, e está relacionado a um componente regional de larga escala, provavelmente ligado à OMJ. Kousky e Casarin (1986) já haviam verificado esta gangorra norte-sul, relacionando a falta de chuva no Sul do Brasil a uma ZCAS intensificada.

Figura 7. Ilustração esquemática das características elementares do sistema de monção da América do Sul. O sombreado representa a topografia e as áreas onde predominam ventos de leste são indicadas por linhas tracejadas. Os números correspondem às seguintes características: 1) cavado equatorial de baixos níveis; 2) alísios de noroeste; 3) baixa do Gran Chaco; 4) alta subtropical do Atlântico Sul; 5) ZCAS; 6) ventos de oeste de latitudes médias; 7) Alta da Bolívia; 8) fluxo de retorno de altos níveis. [Adaptado de ZHOU E LAO, 1998].

1.7.1. ALTA DA BOLÍVIA E CAVADO A LESTE

A alta da Bolívia e o cavado a nordeste em altos níveis são gerados em resposta à precipitação na bacia amazônica. A Cordilheira dos Andes apresenta efeitos mecânicos e de aquecimento sensível mínimos, verificados apenas no fortalecimento do anticiclone e no deslocamento para norte da baixa do Nordeste do Brasil. Sua origem é atribuída à inomogeneidades na superfície, como contraste terra-mar e orografia. Ambos são fenômenos termicamente induzidos, em resposta ao aquecimento por condensação abundante na bacia amazônica (LENTERS; COOK, 1997).

Segundo Horel, Hahmann e Geisler (1989), o anticiclone e o cavado estão dinamicamente ligados, e podem estar relacionados à convecção e penetrações frias frontais associadas à ZCAS (KOUSKY; KAGANO, 1981). A barreira dos Andes parece ser responsável por efeitos não-lineares que intensificam o cavado do NE. Este cavado recebe

contribuição tanto da precipitação amazônica quanto da africana, e é forçado a se fechar em uma baixa pela ZCAS. A Alta da Bolívia possui núcleo quente enquanto que o cavado do NE apresenta núcleo frio. A subsidência a oeste da alta mantém seu núcleo quente, e o *overshooting* de larga escala a leste mantém fria a camada acima do anticiclone (LENTERES; COOK, 1997).

1.7.2. ZCAS

A ZCAS é o principal complexo convectivo de verão na América do Sul, e possui variações na intensidade em escalas submensal e intrasazonal. Esta variabilidade está associada a uma gangorra meridional em altos níveis (ROBERTSON; MECHOSO, 2000). Na escala interanual, não há correlações com o fenômeno ENOS. Liebmann et al. (1999) afirmam que a propagação de ondas de Rossby intensifica a ZCAS, e que variações interanuais na atividade destas ondas extratropicais não relacionadas com o ENOS podem ser as responsáveis por flutuações anuais na ZCAS. Em baixos níveis, anomalias interanuais na advecção térmica tendem a reforçar a circulação direta, e são acompanhadas por anomalias na TSM do Atlântico sudoeste, com a forma de um dipolo norte-sul alongado.

Robertson e Mechoso (2000) identificaram um componente interdecadal de 15-17 anos do vento em 200 hPa, e na TSM do Atlântico sudoeste entre 20° e 30°S. No Atlântico sudoeste, as anomalias de TSM acompanham as intensificações interanuais da ZCAS. Estas anomalias formam um dipolo na TSM, que coincide com a confluência das correntes das Malvinas e do Brasil, sugerindo uma origem oceânica.

1.7.3. JBN

Silva Dias (2000) define o jato de baixos níveis como um corredor de umidade ao longo da encosta leste dos Andes, resultante da “divisão” dos alísios ao se aproximarem da barreira de montanhas. Marengo et al. (2004) explicam o JBN como um máximo de ventos entre 1 e 2 km de altura, que pode exibir extensão horizontal sinótica. Alterações na quantidade de calor latente na bacia amazônica influenciam a posição, intensidade e ciclo do JBN.

A importância do JBN consiste no transporte de grandes quantidades de vapor d'água para o centro-sul da América do Sul. Há evidências de que o JBN participa ativamente no posicionamento e intensidade da ZCAS. Durante o quadrimestre mais quente (novembro a fevereiro), o JBN é caracterizado por intensos alísios de NE no equador, que viram para sudoeste ao se aproximar dos Andes. Isto produz um máximo no fluxo de noroeste perto de Santa Cruz ($-17,5^{\circ}\text{S}$), e outro máximo associado com a alta subtropical do Atlântico sul (ASAS) e o planalto brasileiro. De maio a agosto, no quadrimestre mais frio, ocorre enfraquecimento dos alísios de nordeste, enquanto que o intenso fluxo de norte sobre o leste as Bolívia e Paraguai é devido à intensificação de vórtices sinóticos no fluxo de umidade (MARENGO et al., 2004).

O JBN ocorre tanto nos meses frios quanto quentes, mas há diferenças regionais e nos mecanismos. Durante o verão, há incursão de ar úmido e quente da América do Sul tropical, enquanto que no inverno ocorre intensificação da ASAS e impacto de perturbações sinóticas. Os episódios de JBN mais intensos durante a estação quente são caracterizados por transporte de norte de ar tropical úmido das regiões amazônica/Atlântico norte para regiões subtropicais do Brasil/norte da Argentina, e são capazes de produzir intensa atividade convectiva e precipitação. A maior frequência de episódios de JBN no inverno está associada com a intensidade e posição da ASAS; neste caso, a fonte de umidade é o Atlântico. No verão, a fonte mais importante são os ventos de nordeste defletidos para sudoeste, carregando a umidade amazônica (MARENGO et al., 2004).

1.7.4. SISTEMAS TRANSIENTES

A precipitação na América do Sul pode ser afetada por sistemas transientes, como frentes e ciclones, principalmente durante o inverno austral (REBOITA et al., 2010a). Gan e Rao (1991) observaram maior frequência de ciclogênese na América do Sul durante o mês de maio, e menor frequência em dezembro. Também notaram que a ciclogênese apresenta variabilidade interanual, sendo que em anos de ENOS (+) (ENOS (-)) ocorre maior (menor) precipitação no Sul do Brasil.

De acordo com Reboita (2008), existem três regiões preferenciais para a ciclogênese na América do Sul: (1) Sul/Sudeste do Brasil, (2) desembocadura do Rio da Prata e (3) sul da

Argentina. No entanto, os mecanismos ciclogênicos são diferentes. A região (1) é mais ativa durante o verão, quando há maior disponibilidade de umidade e menor baroclinia, enquanto que nas regiões (2) e (3) a ciclogênese está associada a cavados transientes de altos níveis.

Os sistemas anticiclônicos também são importantes para o clima da América do Sul, e podem estar associados com invernos frios, nevoeiros e ventos intensos em sua periferia. No hemisfério sul, os anticiclones se concentram na faixa de latitudes 25°-45°S, e no Pacífico Sul possui variabilidade interanual bastante marcada. Além disso, o sul da América do Sul é uma região de tendência à rápida anticiclogênese. Anticiclones persistentes e quase estacionários podem estar associados a episódios de bloqueios, responsáveis por condições anômalas de tempo por longos períodos, como secas. Os bloqueios são mais intensos e persistentes no leste da Nova Zelândia e no sudoeste da América do Sul (SINCLAIR, 1996).

CAPÍTULO 2

2. DADOS E METODOLOGIA

2.1. DADOS

Para a análise de precipitação sobre o ESP, foram utilizados dois bancos de dados. O primeiro consiste de acumulados diários de precipitação (mm/dia) registrados em 1122 estações de superfície no ESP (fig. 8), no período de janeiro/1947 a dezembro/1997. Este banco de dados foi fornecido pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE), gerido pelo Centro Tecnológico de Hidráulica (CTH). Tal conjunto já foi aplicado em estudos anteriores (PRADO et al., 2007; 2008), nos quais se verificou sua confiabilidade junto à referência existente (SETZER, 1972). As séries temporais apresentam diferentes extensões, sendo que alguns postos foram instalados depois de 1947 e desativados antes de 1997; no entanto, tomou-se o cuidado de utilizar apenas séries com pelo menos 30 anos de dados. Além disso, as séries com falhas não foram utilizadas. A partir deste ponto, este conjunto de dados será referenciado como *DAEE*.

Figura 8. Distribuição de postos pluviométricos da rede DAEE no ESP (Fonte: PRADO ET AL., 2007).

De maneira a expandir o período de estudo e abranger todas as fases conhecidas da ODP, tomou-se o conjunto de dados de precipitação acumulada mensal do Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) (SCHNEIDER et al., 2008), com abrangência de janeiro de 1901 a dezembro de 2007. O banco de dados GPCC possui resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ e consiste de valores de precipitação medidos por pluviômetros interpolados em ponto de grade. Assim, séries temporais espaciais médias de precipitação mensal correspondentes ao DAEE e GPCC foram comparadas no período em que coexistiram (1947 a 1997), conforme análise abaixo. A figura 9 mostra tais séries médias anuais. Nota-se uma tendência positiva em ambas as séries de dados. Além disso, as séries se mostram bastante semelhantes, com uma diferença mais marcante apenas nas décadas de 1950 e 1990. Observa-se também o maior acumulado anual no ano de 1983 (quase 2200 mm), e o menor em 1963 (cerca de 1000 mm).

Figura 9. Série temporal de precipitação acumulada anual média espacial para o ESP, em milímetros, no período de 1947 a 1997. A linha preta refere-se ao conjunto de dados GPCC, e a vermelha, ao banco de dados DAEE.

Para quantificar a semelhança entre as séries, foi plotada a dispersão dos acumulados anuais, da qual se observou um comportamento linear, e por isso foi feito um ajuste linear entre as séries, mostrado na figura 10. A equação da reta resultante do ajuste corresponde a $prec_{DAEE} = -47,56 + 1,02prec_{GPCC}$ com coeficiente de correlação $\rho = 0,960$, e $\rho^2 = 0,922$.

(WILKS, 2006). A validade da correlação foi testada pelo teste t-Student (BUSSAB; MORETTIN, 1987), para nível de significância $\alpha=5\%$. Obteve-se a região crítica $RC=]-\infty;-2,01[U]+2,01;+\infty[$, e $t=23,04$, o que leva a $t \in RC$. Desta forma, a correlação é válida. Ainda, foi calculado um intervalo de confiança para tal coeficiente, do qual se obteve $IC(\rho=0,960)=]0,478;0,997[$. Conclui-se que a correlação entre as duas séries é válida para valores médios anuais no ESP, mas isso não garante que a série GPCC seja confiável em todo o globo, e em datas fora do período comum para as séries.

Figura 10. Ajuste linear entre as séries de acumulados anuais do GPCC e DAEE, de 1947 a 1997.

A mesma análise foi feita para o ciclo anual, ou seja, acumulados médios mensais de precipitação. Calculou-se o ciclo anual para as duas séries, e posteriormente subtraiu-se a série GPCC da DAEE. Tal diferença foi normalizada pelo maior valor; observa-se que os valores da série DAEE tendem a serem maiores que GPCC (fig. 11), exceto nos meses de maio, julho, agosto e outubro. Os valores do ciclo anual referente às duas séries foram plotados e mostraram comportamento linear, ao qual foi ajustada uma reta (fig. 12) e calculado o coeficiente de correlação. Obteve-se a reta $p_{DAEE} = 2,75 + 0,96p_{GPCC}$, com $\rho = 0,9991$ e $\rho^2 = 0,9982$. O teste t-Student foi realizado para $\alpha=5\%$, resultando na região crítica

$RC =]-\infty; -2,23[U + 2,23; +\infty[$, e $t = 75,56$, o que leva a $t \in RC$. Também foi calculado um intervalo de confiança para o coeficiente, igual a $IC(\rho = 0,9991) =]0,9861; 0,9999[$. O IC para os valores do ciclo anual mostrou-se mais estreito do que para os acumulados anuais, o que significa que no primeiro caso os resultados são mais confiáveis. No entanto, não se pode generalizar este resultado para as outras regiões do globo, ou para valores fora do intervalo temporal de 1947 a 1997. A tabela 2.1 resume os resultados desta seção. A partir deste ponto do estudo, todos os resultados foram obtidos como conjunto de dados GPCC.

Figura 11. Diferença normalizada entre os ciclos anuais calculados entre 1947 e 1997, para as séries DAEE e GPCC.

Figura 12. Ajuste linear entre as séries dos ciclos anuais do GPCC e DAEE, de 1947 a 1997.

Tabela 2.1. Resumo dos resultados mostrados acima na comparação entre as séries DAEE e GPCC. ρ é o coeficiente de correlação linear, ρ^2 explica a variância, t refere-se ao teste t-Student, RC é a região crítica a qual t deve pertencer para ser aceito, e IC é o intervalo de confiança para ρ . Os cálculos foram feitos para nível de significância $\alpha=5\%$.

Análise	Reta do ajuste linear	ρ	ρ^2	t	RC para $\alpha = 5\%$	IC para $\alpha = 5\%$
Anual	$p_{DAEE} = -47,56 + 1,02p_{GPCC}$	0,960	0,992	23,04	$]-\infty; 2,01[$ U $]2,01; +\infty[$	$]0,478; 0,997[$
Mensal	$p_{DAEE} = 2,75 + 2,23p_{GPCC}$	0,9991	0,9982	75,56	$]-\infty; 2,23[$ U $]2,23; +\infty[$	$]0,9861; 0,9999[$

2.2. TESTE DE SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA PARA COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO

O teste de significância estatística utilizado para os coeficientes de correlação ρ está disponível em Bussab e Morettin (1987). A sequência do teste é apresentada abaixo.

- A. Estabelecimento de hipóteses. A hipótese nula (H_0) considera $\rho = 0$, e a hipótese alternativa (H_1), que é a que se deseja provar, corresponde a $\rho \neq 0$, onde ρ é o coeficiente de correlação da população.
- B. Cálculo de t . Sendo r o coeficiente de correlação calculado, e n o número da amostra, temos:

$$t = r \sqrt{\frac{n-2}{1-r^2}} \quad (1)$$

- C. Cálculo da região crítica (RC). A RC é determinada para testar se o t encontrado para o r calculado pertence à população. Considera-se nível de significância $\alpha = 5\%$, neste estudo. A partir do t obtido em (1) e do número de graus de liberdade ν do conjunto, $\nu = n - 2$, a RC é encontrada em tabelas (por exemplo, http://aulasdematematica.com.br/documentos/aulasdematematica.com.br-tabela_t_4.pdf). Para que o teste seja validado e a H_0 seja rejeitada, $t \in RC$.
- D. Intervalo de confiança. O intervalo de confiança (IC) para r é obtido através de uma transformação de Fisher. Considerando $\alpha = 5\%$:

$$IC(\mu_z : 95\%) = z_0 \pm 1,96\sqrt{1/n - \nu}, \quad z_0 = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r} \quad (2)$$

A partir dos dois valores de z_0 , obtêm-se dois μ_z :

$$e^{\mu_z} = \left(\frac{1+\rho}{1-\rho} \right)^{\frac{1}{2}} \Rightarrow e^{2\mu_z} = \frac{1+\rho}{1-\rho} \quad (3)$$

Ao se aplicar os dois valores de μ_z em (3), são encontrados ρ_+ e ρ_- tal que:

$$IC(\rho : r) =]\rho_-; \rho_+[\quad (4)$$

2.3. CLASSIFICAÇÃO DE FASES DA ODP, ENOS E AMO

As fases da ODP foram consideradas de acordo com o índice fornecido por Mantua et al. (1997), e dentro de cada fase da ODP foram contabilizados os eventos ENOS, de 1901 a 2007, conforme classificação do CLIMATE IMPACT GROUP, listados na tabela 2.2. Cada ano foi classificado de acordo com o índice do ENOS na primavera do ano anterior (outubro a dezembro) e verão do ano posterior (janeiro a março). Por exemplo, o ano de 1983 foi classificado como ENOS (+) porque apresentou tais características de outubro a dezembro de

1982, e de janeiro a março de 1983. Nota-se maior ocorrência, tanto de ENOS (+) quanto ENOS (-), durante ODP (-).

Tabela 2.2. Eventos ENOS, de acordo com as fases da ODP.

	ODP (+)	ODP (-)
ENOS (+)	1926, 1931, 1940, 1941, 1942, 1977, 1978, 1980, 1983, 1987, 1988, 1991, 1992, 1993, 1995, 1998	1903, 1905, 1906, 1912, 1914, 1915, 1919, 1924, 1952, 1954, 1958, 1964, 1966, 1969, 1970, 1973, 2003, 2004, 2005, 2007
ENOS (0)	1928, 1930, 1935, 1936, 1944, 1946, 1979, 1981, 1990, 1994, 1996, 1997	1901, 1902, 1908, 1920, 1947, 1948, 1949, 1953, 1959, 1960, 1961, 1962, 1963, 1967, 1975, 2001, 2002, 2006
ENOS (-)	1925, 1927, 1929, 1932, 1933, 1934, 1937, 1938, 1939, 1943, 1945, 1984, 1985, 1989	1904, 1907, 1909, 1910, 1911, 1913, 1916, 1917, 1918, 1921, 1922, 1923, 1950, 1951, 1955, 1956, 1957, 1965, 1968, 1971, 1972, 1974, 1976, 1999, 2000

Fonte: MANTUA ET AL. (2007), CLIMATE IMPACT GROUP.

Os valores do índice ENOS mensal utilizados são fornecidos por Smith e Sardeshmukh (2000). Tal conjunto de dados lista os meses em que ambos TSM da região Nino3.4 e IOS excederam o percentil 33%, no período de 1871 a 2010. A tabela A.1 (APÊNDICE A) apresenta apenas os dados de 1901 a 2007, correspondente ao período de estudo deste trabalho Meses com ENOS (+) são denotados por *1*, ENOS (-) são designados por *-1*, ENOS (0) correspondem a *0* e *-9* marca os meses em que não houve medição.

O índice AMO mensal utilizado (ENFIELD; MESTAS-NUÑES; TRIMBLE, 2001) consiste basicamente de temperaturas médias do Oceano Atlântico Norte, com a opção de séries suavizadas ou não por média móvel de 121 meses. No presente trabalho, foi utilizada a série suavizada, pois a série original é muito ruidosa. O período disponível é de 1856 a 2010, mas a figura 13 apenas apresenta valores de 1901 a 2007. A TSM utilizada no índice provém do conjunto de dados Kaplan SST (KAPLAN et al., 1998), que possui resolução espacial de 5°x5°.

Figura 13. Índice AMO mensal. Linha azul apresenta série suavizada por média móvel de 121 meses, e linha vermelha corresponde à série não suavizada. (Fonte: ENFIELD ET AL., 2001).

2.4. CÁLCULO DE QUANTIS

O quantil (ou fractil ou percentil) Q_p é o valor a ser ultrapassado por um indivíduo qualquer do conjunto, que tenha probabilidade p de ocorrer (WILKS, 2006). Por exemplo, o quantil $q_{0,5}$, chamado mediana, corresponde ao limiar no qual metade dos dados está localizada acima, e metade abaixo – no caso de um conjunto de dados com número par de indivíduos, existem duas medianas. No presente estudo, a precipitação foi tratada como uma variável aleatória X , com distribuição de probabilidade própria. Desta maneira, define-se o quantil Q_p para todo número real p entre 0 e 1 como:

$$\text{Prob}(X \leq Q_p) = p \quad (1)$$

onde p é a ordem quantílica associada ao quantil Q_p . A metodologia aqui utilizada é a de Pinkayan (1966), também aplicada por XAVIER (2001) para caracterização de períodos secos e chuvosos. As ordens quantílicas calculadas são $p = 0,15; 0,35; 0,65$ e $0,85$; sendo que $p = 0,15$ corresponde à cauda inferior, e $p = 0,85$ refere-se à cauda superior da distribuição de probabilidade. Assim, podem-se caracterizar cada período como:

MUITO SECO (MS) para $p_i \leq 0,15$

SECO (S) para $0,15 < p_i \leq 0,35$

NORMAL (N) para $0,35 < p_i \leq 0,65$

CHUVOSO (C) para $0,65 < p_i \leq 0,85$

MUITO CHUVOSO (MC) para $p_i \geq 0,85$

onde p_i é a ordem quantílica correspondente a cada valor X_i de precipitação.

CAPÍTULO 3

3.1. CARACTERIZAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL

A partir do conjunto de dados GPCC, calcularam-se a precipitação anual média climatológica e o respectivo desvio padrão para analisar a variabilidade espacial da precipitação na América do Sul, no período de 1901 a 2007 (fig. 14).

Figura 14. (a) Precipitação anual média climatológica na América do Sul, (b) respectivo desvio padrão. Valores em milímetros (mm), calculados no período de 1901 a 2007. Eixo vertical indica as latitudes, e o eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°).

A precipitação anual média climatológica (fig. 14a) apresenta um núcleo importante de precipitação na região da bacia amazônica, entre a Colômbia, a Venezuela e o Brasil. Também ocorrem quantidades significativas (acima de 3000 mm/ano) no oeste da Colômbia, entre o Amapá e a Guiana Francesa, e na região do Altiplano Peruano-Boliviano. A topografia é um fator importante nestes locais, devido à convergência dos alísios que trazem umidade advinda do Oceano Atlântico (MARENGO et al., 2004). Ocorre outro núcleo de precipitação no Sul do Brasil (mais de 1800 mm/ano), abrangendo o oeste do Estado de Santa Catarina, o

norte do Rio Grande do Sul e o oeste do Paraná. Ainda, núcleo de precipitação no lado oeste da Cordilheira dos Andes, no sul do Chile, onde atuam as ondas baroclínicas que provocam precipitação no lado oeste da Cordilheira dos Andes. Pouca precipitação é observada no norte do Chile, oeste e sudoeste da Argentina, com menos de 300 mm anuais, além de um acumulado anual menor que 500 mm no Nordeste brasileiro, relacionado com o braço descendente da circulação de Hadley-Walker. A precipitação média anual no ESP está entre 1200 e 1500 mm, o que condiz com outros trabalhos (e. g. PRADO et al., 2006).

O desvio padrão da média (fig. 14b) mostra quais são as regiões de maior/menor variabilidade. Os núcleos com maiores valores (acima de 500 mm) se encontram entre o Peru e a Colômbia, no norte do Pará, em todo o Amapá e Guiana Francesa, indicando que estas regiões podem enfrentar tanto períodos chuvosos muito intensos, quanto episódios de seca extrema, o que revela a fragilidade climática destas regiões. Núcleos secundários são observados na região do Planalto Central brasileiro (estado de Goiás, sul do Tocantins e oeste de Minas Gerais), no sudeste da América do Sul, abrangendo o sul do Paraguai, Uruguai, extremo nordeste da Argentina, o Rio Grande do Sul e o leste de Santa Catarina, e no sul do Chile. Áreas de menor variabilidade da precipitação correspondem ao norte do Chile e sul da Argentina. Nota-se também um núcleo no Nordeste brasileiro, porém com valores não tão baixos (cerca de 180 mm/ano).

3.2. CARACTERIZAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NO ESP

A fig. 15 mostra a precipitação acumulada anual climatológica para o ESP. Os valores médios de precipitação anual podem variar de mais de 1600 mm no litoral, até menos de 1300 mm, no interior do ESP. Pode-se notar a importância da topografia nas regiões da Serra da Mantiqueira, a nordeste, e Serra do Mar, na costa. Um mínimo de precipitação é observado a oeste do ESP, devido à continentalidade. Há um gradiente negativo de precipitação na direção do interior do ESP, devido à queda de altitude. Destaca-se o máximo de precipitação paralelo a costa, devido ao efeito da brisa marítima e circulação vale-montanha, provocados pela proximidade com o Oceano Atlântico e orientação da costa paulista (BARROS; BRAGA JR; PEREIRA FILHO, 1987; PRADO et al., 2007).

Figura 15. Precipitação acumulada anual climatológica para o ESP. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal refere-se à longitudes, ambos em graus (°).

Os acumulados médios mensais de precipitação no ESP são mostrados na fig. 16. Nota-se que o mês mais chuvoso é janeiro, o que pode estar ligado com a atividade da ZCAS, que é maior no verão (CARVALHO; JONES; LIEBMANN., 2002) com mais de 240 mm.mês⁻¹, e o mês menos chuvoso é julho, com pouco mais de 40 mm mensais, por fazer parte da estação seca. O período mais chuvoso vai de outubro a abril, e a estação seca compreende os meses de abril a setembro. Apesar do menor acumulado mensal, o mês de abril também faz parte da estação chuvosa do ESP devido à influência de sistemas convectivos. Tal fato foi observado por Prado et al. (2008) ao calcular curvas de correlação espacial isotrópica para as séries de precipitação dos postos pluviométricos do DAEE no ESP. O decaimento da curva do mês de abril apresentou grande influência de sistemas convectivos, cujas dimensões são definidas por Orlanski (1975).

Figura 16. Precipitação média mensal no ESP, calculada utilizando série temporal média espacial de precipitação no período de 1901 a 2007. Eixo vertical mostra a precipitação em milímetros (mm), e vertical refere-se aos meses.

A figura 17 apresenta as médias decadais espaciais de precipitação mensal no ESP. Nota-se que a distância entre o maior e o menor acumulado mensal médio decadal de precipitação é maior nos meses da estação chuvosa, e menor nos meses mais secos. O mês de janeiro foi mais chuvoso na década de 2001-2007, com quase 300 mm.mês^{-1} , contra menos de 200 mm.mês^{-1} em 1911-1920. A primeira década do período de estudo (1901-1910) obteve o maior acumulado mensal médio em dezembro, de cerca de 270 mm.mês^{-1} , e o dezembro médio foi mais seco em 1951-1960, com 180 mm.mês^{-1} , aproximadamente. Para a estação seca, o mês com menor variabilidade no período foi agosto, com maior acumulado médio de 60 mm.mês^{-1} em 1931-1940, e mais seco na década atual, de 2001-2007 (10 mm.mês^{-1}). O junho mais seco também ocorreu em 2001-2007, com cerca de 15 mm.mês^{-1} . Apesar de o segundo período mais chuvoso para julho estar inserido na década de 2001-2007, sugere-se, portanto, que a amplitude dos valores de precipitação mensal entre os períodos mais seco e mais chuvosos do ano aumentou desde 1901.

Figura 17. Médias decadais espaciais de precipitação mensal no ESP calculadas utilizando série temporal média espacial de precipitação no período de 1901 a 2007. Eixo vertical mostra a precipitação em milímetros (mm), e vertical refere-se aos meses.

A figura 18 contém a climatologia mensal de precipitação para o ESP. O mês mais chuvoso em todo o ESP é janeiro (fig. 18a), com precipitação maior que 260 mm.mês^{-1} no norte do ESP. O período mais seco fica entre julho e agosto (figs. 18g e 18h), quando são registrados em média menos de 20 mm mensais no norte do ESP e até 80 mm.mês^{-1} no sul.

Figura 18. Climatologia mensal de precipitação para o ESP no período de 1901 a 2007, sendo: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho. Escala em milímetros. Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

Figura 18. Continuação. (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro e (l) dezembro. Escala em milímetros. Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

Entre as estações chuvosa (outubro a abril) e seca (maio a setembro), observa-se uma inversão no padrão de variabilidade espacial da precipitação, sendo que na primeira os máximos se concentram em regiões mais altas como a Serra da Mantiqueira (260 mm.mês^{-1}) e Serra do Mar (240 mm.mês^{-1}), em janeiro, e na segunda a precipitação se distribui de forma zonal, com máximos localizados no sul do ESP, de até 120 mm.mês^{-1} em setembro (fig. 18i). Tal configuração espacial é explicada pela maior ocorrência de sistemas convectivos orograficamente forçados durante a estação chuvosa, o que resulta em máximos de precipitação em regiões montanhosas. A predominância da chuva orográfica não exclui a atuação de sistemas frontais, que ocorrem durante todo o ano.

O auge da estação seca coincide com o inverno, e portanto, com temperaturas mais baixas há a diminuição de convecção e se sobressaem os sistemas frontais, que orientam a espacialmente a precipitação quase de maneira zonal e geram máximos no sul do ESP. Durante as estações de transição (abril a junho, figs. 18d-f, e setembro a novembro, figs. 18i-k), nota-se a influência do Oceano Atlântico no aporte de umidade para a região costeira, que é intensificada no período de verão (de dezembro a janeiro), e que é muito pouco sentida em julho e agosto. (BARROS; BRAGA JR.; PEREIRA FILHO, 1987; PRADO et al., 2008)

A evolução temporal da precipitação no ESP é mostrada na fig. 19. Os dados foram suavizados com uma função spline. Observa-se a estação seca entre os meses de maio e setembro, e a estação chuvosa entre outubro e abril. Ressalta-se a mudança na duração das estações seca e chuvosa. A partir de 1910, a estação seca teve um aumento aproximado de um mês, o que permaneceu até meados de 1960, quando passou a diminuir. Isso ocorreu até 1990, quando voltou a aumentar. No caso da estação chuvosa, claramente sua duração e intensidade aumentaram durante o século, principalmente no mês de janeiro, o que pode ser devido a um aumento de temperatura, devido à dependência entre temperatura do ar e pressão de vapor do ar, dadas pela relação de Clausius-Clapeyron (WALLACE; HOBBS, 2006). Esse aumento na intensidade e duração da estação chuvosa, e diminuição da estação seca não podem ser relacionados, de forma geral, com alguma forma de aquecimento global. Isso porque, caso houvesse alguma forma de aquecimento, a precipitação aumentaria em todos os meses, devido à relação de Clausius-Clapeyron.

Figura 19. Evolução da precipitação no ESP, de 1901 a 2007. O eixo vertical refere-se aos anos, o horizontal contém os meses, e a escala corresponde aos valores de precipitação em milímetros (mm).

A fig. 20 apresenta a série original de precipitação mensal no período de 1901 a 2007, separada por mês. Esse formato de apresentação é interessante para se verificar se houve mudança nas tendências e nas amplitudes dos valores de precipitação ao longo do tempo. Para que a comparação entre os meses também possa ser realizada, as escalas temporal e de amplitude são as mesmas para todos os gráficos. A análise da fig. 20 mostra que o mês mais chuvoso é janeiro (20a), e o período mais seco vai de junho a agosto (figs. 20f, 20g, 20h), o que concorda com a fig. 19. Observa-se que os meses de verão (de dezembro a fevereiro, figs. 20l, 20a e 20b) apresentam maiores valores de precipitação, e também maior variação nas amplitudes, assim como o período menos chuvoso é caracterizado por menores oscilações nos totais mensais. Nota-se uma tendência positiva nos valores de precipitação total mensal no mês de janeiro (fig. 20a), que também ficou clara na fig. 19. Tal aumento pode ser devido a alterações positivas na tendência de temperatura no ESP e, conforme discutido acima, não deve estar relacionado a um aquecimento global, mas sim local. De forma geral, os gráficos mensais mostram a precipitação no ESP com alguma tendência observada apenas no mês de janeiro (fig. 20a).

Figura 20. Precipitação mensal no ESP, de 1901 a 2007, sendo: (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho, (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro e (l) dezembro. Eixo vertical em milímetros (mm), e eixo horizontal contém os anos.

CAPÍTULO 4

4. ANÁLISE DE QUANTIS NO ESP

4.1. ANÁLISE ANUAL

A partir dos valores anuais de precipitação no ESP, calcularam-se os quantis da distribuição de acordo com metodologia descrita no Capítulo 2. Os resultados são mostrados na fig. 21. Em todos os quantis, nota-se a influência da topografia e do Oceano Atlântico, com máximos de precipitação na costa e no nordeste do ESP, e na redução da precipitação conforme se desloca para o interior do continente, atingindo mínimos no oeste/noroeste.

Valores de precipitação abaixo do quantil 15% (fig. 21a) apontam condições classificadas como “Muito Seco”; assim, enquanto um ano é considerado muito seco na costa com acumulados anuais de até 1300 mm, no oeste do ESP essa mesma classificação é obtida em anos com precipitação acumulada de menos de 1080 mm/ano. A condição “Seco” é observada quando ocorre precipitação entre os quantis 15% e 35% (fig. 21b), e nesta análise corresponde a anos secos no litoral com precipitação de até 1460 mm/ano, e cerca de 1200 mm anuais no oeste do ESP.

Entre os quantis 35% e 65% se observa a condição “Normal” (fig. 21c), que é atingida na costa com precipitação anual por volta dos 1600 mm, e 1300 mm/anuais no noroeste do ESP. A classificação de um ano como “Chuvoso” (fig. 21d) é feita quando a precipitação anual atinge valores entre os quantis 65% e 85%; assim, no litoral do ESP é encontrada para valores até 1800 mm/ano, e de 1550 mm/ano no oeste. Finalmente, a condição “Muito chuvoso” é encontrada quando os valores de precipitação acumulada anual ultrapassam o quantil 85%.

Figura 21. Quantis anuais para o ESP, calculados no período de 1901 a 2007. (a) 15%, (b) 35%, (c) 65% e (d) 85%. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

4.2 QUANTIS MENSAIS EXTREMOS

a) QUANTIL INFERIOR (15%)

A análise de quantis foi feita por trimestres, de forma a se considerar variações sazonais. A fig. 22 mostra o quantil MS (15%) para o trimestre dezembro-fevereiro (DJF). Nota-se certa variabilidade espaço-temporal, sendo janeiro (fig. 22b) o mês que apresenta os maiores valores para o quantil MS, e fevereiro (fig. 22c) os menores valores. Isto significa que um acumulado mensal de 200 mm está na cauda inferior da distribuição do mês de janeiro, mas não para fevereiro. Assim, dezembro e janeiro são classificados como MS se o acumulado mensal for inferior a 190 mm. Essa condição ocorre para o mês de fevereiro

quando o total de precipitação não ultrapassa os 130 mm.mês^{-1} . Pode-se notar também a influência da topografia na precipitação mensal, principalmente em janeiro e fevereiro, mês o qual observa-se maior homogeneidade espacial.

Figura 22. Quantil MS (15%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) dezembro, (b) janeiro, (c) fevereiro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

A figura 23 apresenta o quantil MS para o trimestre março-maio (MAM). O padrão da distribuição espacial da precipitação no ESP durante o mês de março (fig. 23a) se assemelha com os meses de verão (DJF), mas começa a mudar a partir de abril (fig. 23b). O mês de março ainda apresenta condições menos secas no quantil 15% do que os outros meses, atingindo até 90 mm mensais, enquanto que o máximo para o mês de maio não ultrapassa os 10 mm.mês^{-1} no extremo norte do ESP. O comportamento do mês de abril é discutido por

PRADO et al. (2008), que observaram que apesar da diminuição no volume de precipitação, este mês ainda apresenta características da estação chuvosa. O quantil 15% nos mostra que, especialmente, abril é um mês de transição entre as estações seca e chuvosa, e as condições mais secas são encontradas na região central do ESP. A orografia e a influência do Oceano Atlântico ainda são importantes em março e em abril, mas em maio o padrão espacial se modifica, com máximos observados no litoral e no extremo oeste do ESP, e condições mais secas na porção norte do ESP. Esta alteração é devida a uma maior influência de sistemas frontais a partir do mês de maio (PRADO et al., 2008).

Figura 23. Quantil MS (15%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) março, (b) abril, (c) maio. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).

A análise do quantil MS para o trimestre junho-agosto (JJA) é mostrada na fig. 24. Comparativamente, o trimestre JJA apresenta distribuição de precipitação mais zonal do que o trimestre MAM, preservando a influência do Oceano Atlântico na costa. O máximo da condição “Muito seco” é observada no sul do ESP, com cerca de 30 mm.mês^{-1} em junho, e o mínimo pode chegar a precipitação mensal de 5 mm nas regiões central, oeste e norte, em julho e agosto, e no nordeste do ESP em junho. Tais valores para o quantil 15% já eram esperados por se tratar do auge da estação seca, quando a atividade convectiva é menor e a ocorrência de precipitação se deve basicamente pela incidência de sistemas frontais (PRADO et al., 2008).

Figura 24. Quantil MS (15%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) junho, (b) julho, (c) agosto. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

O quantil MS para o trimestre setembro-novembro (SON) é mostrado na fig. 25. Nos meses de setembro e outubro (figs. 25a e 25b) observa-se um mínimo nos valores da condição MS sobre o norte/noroeste do ESP, enquanto que em setembro (fig. 25c) o padrão muda e os valores mínimos ocorrem no oeste e sul, com cerca de 60 mm.mês^{-1} . Setembro ainda faz parte da estação seca, e é quando se observam os menores valores do quantil MS, cerca de 20 mm mensais. O mês de novembro é o único do trimestre que não apresenta influência do Oceano Atlântico na costa, e o efeito orográfico na região da Serra da Mantiqueira é notado a partir de outubro.

Figura 25. Quantil MS (15%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) setembro, (b) outubro, (c) novembro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

b) QUANTIL SUPERIOR (85%)

O quantil MC (85%) é mostrado na fig. 26. Observa-se o mesmo comportamento do quantil MS, com maior efeito orográfico nos meses de janeiro (fig. 26b) e fevereiro (Fig. 26c). O sudoeste do Estado de São Paulo é o que apresenta menores valores, enquanto que o nordeste e leste do Estado são as regiões mais chuvosas. O mês de janeiro é considerado MC para totais mensais acima de 260 mm, enquanto que esta condição é observada nos meses de dezembro e fevereiro para precipitação acumulada maior que 220 mm.mês⁻¹.

Figura 26. Quantil MC (85%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) dezembro, (b) janeiro, (c) fevereiro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).

Espacialmente, a distribuição dos valores do quantil MC de precipitação no ESP no mês de março (fig. 27a) ainda mantém o caráter da estação chuvosa observado no trimestre DJF, com máximos nas regiões de maior altitude, e mínimo no interior. No entanto, o mês de abril

(fig. 27b) mostra padrão espacial de transição sazonal, com valores menores para o quantil MC na grande área central do ESP. Os maiores valores para o quantil MC ocorrem em março, quando atingem mais de 240 mm.mês^{-1} , e os menores valores são observados em maio (fig. 27c) no norte do ESP, chegando a menos de 100 mm mensais. A distribuição espacial do quantil MC em maio é zonal, o que pode ser explicado pela precipitação predominantemente frontal, devido à direção preferencial de entrada das frentes.

Figura 27. Quantil MC (85%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) março, (b) abril, (c) maio. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

A distribuição espacial do quantil MC no trimestre JJA (fig. 28) é zonal, com valores mínimos no norte do ESP e máximos no sul, o que reflete a passagem de frentes frias durante a estação seca. O mês de junho possui os maiores valores do quantil 85%, sendo considerado

“Muito chuvoso” para precipitação mensal de até mais de 180 mm, e agosto apresenta os valores mais baixos, menores que 50 mm.mês⁻¹.

Figura 28. Quantil MC (85%) para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) junho, (b) julho, (c) agosto. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).

O trimestre SON (fig. 29) possui caráter transitório, sendo que setembro apresenta padrão espacial da estação seca e outubro e novembro mostram a volta da influência orográfica. O quantil MC é menor em setembro, com valores abaixo de 50 mm.mês⁻¹ no norte do ESP, e maiores em novembro, quando ultrapassam os 200 mm mensais no nordeste do ESP. De maneira geral, observa-se o mesmo padrão de variabilidade espacial tanto no quantil MS quanto no quantil MS, com importante efeito orográfico na região da Serra da Mantiqueira e Serra do Mar durante a estação chuvosa, e certa influência permanente do

Oceano Atlântico durante todo o ano. Os valores de máximo e mínimo dos quantis MS e MC observados mudam de posição ao longo do ciclo anual, refletindo o predomínio ou não de sistemas frontais e/ou convectivos. Pode-se concluir que os quantis extremos (MS e MC) são bem representativos da climatologia. Os quantis podem ser utilizados para classificar anos/meses de acordo com a precipitação observada e assim contribuir para o estudo climático de determinada região.

Figura 29. Quantil 85% para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) setembro, (b) outubro, (c) novembro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

4.3. QUANTIS MENSAIS INTERMEDIÁRIOS

a) QUANTIL 35%

A figura 30 apresenta os limiares para o quantil 35%, ou seja, valores entre o quantil 15% e 35% caracterizam condições “Secas”. Observa-se distribuição espacial de precipitação similar à climatologia. Há influência do Oceano Atlântico no fornecimento de umidade para a área costeira, com maior impacto nos meses de janeiro a abril (fig. 30a –d), e setembro e outubro (fig. 30i – j). Também se notam máximos no nordeste do ESP ligados à orografia, e a diminuição da precipitação no interior pela queda da altitude, além da distribuição zonal do quantil 35% durante os meses de inverno (figs. 30f – i).

O mês é definido como “Seco” quando a precipitação fica abaixo de 220 mm.mês^{-1} (fig. 30a) e acima de 210 mm.mês^{-1} (fig. 22a), no nordeste do ESP em janeiro. Em julho (figs. 22g e 30g), essa condição é observada para precipitação entre 5 e 10 mm mensais. Assim, pode-se notar que o intervalo de limiares para definir as condições definidas pelos quantis intermediários é mais estreito do que nos quantis extremos, descritos na seção anterior. Durante todo o ano, o quantil 35% varia entre 10 e 220 mm.mês^{-1} .

Figura 30. Quantil 35% para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

Figura 30. Continuação. (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro, (l) dezembro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).

b) QUANTIL 65%

Para o quantil 65% (fig. 31), os valores variam entre 30 e 290 mm.mês⁻¹. A condição “Normal” caracteriza-se para precipitação entre os limiares definidos pelos quantis 35% e 65%. A precipitação do mês de janeiro (figs. 30a e 31a) é considerada “Normal” no norte do ESP quando o acumulado mensal fica entre 220 e 290 mm, e o mesmo ocorre para julho (figs. 30g e 31g) se o total mensal se mantém no intervalo de 10 a 30 mm. O padrão espacial definido pela orografia, aporte de umidade oceânica na costa e valores mínimos de precipitação no interior do ESP observados na climatologia se mantém no quantil 65%.

Os limiares delimitados pelo intervalo entre os quantis 65% e 85% caracterizam um mês “Chuvoso”. Em janeiro (figs. 26a e 31a), essa condição ocorre quando a precipitação acumulada mensal fica entre 290 e 340 mm.mês⁻¹ no nordeste do ESP. Para o mês mais seco do ano, a faixa que determina se julho é chuvoso apresenta valores entre 30 e 50 mm.mês⁻¹, no norte do ESP. Assim, durante todo o ano a condição “Chuvoso” pode variar com total mensal de 30 a 340 mm.mês⁻¹.

Figura 31. Quantil 65% para o ESP, calculado no período de 1901 a 2007. (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

Figura 31. Continuação. (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro, (l) dezembro. Escala em milímetros (mm). Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus (°).

4.4. DELIMITAÇÃO DE REGIÕES HOMOGÊNEAS POR MEIO DOS QUANTIS EXTREMOS

Após o que foi discutido no Capítulo 3 e seções anteriores foram delimitadas regiões pluviometricamente homogêneas diferentes para cada mês no ESP. A distribuição espacial da climatologia mensal (seção 3.2) e dos quantis extremos de precipitação (seção 4.2), 15 e 85%, foram utilizados como critérios para a divisão das áreas aproximadas na figura 32. Para alguns meses foram determinadas três regiões homogêneas, enquanto que outros apresentaram apenas duas. Pode-se notar que o padrão espacial obtido reflete os principais sistemas precipitantes que atuam em cada mês, e também a presença ou não da influência do Oceano Atlântico e da orografia.

Ao utilizar apenas uma média espacial para o ESP como um todo, a modulação da precipitação por estruturas como a topografia e sistemas meteorológicos diversos é mascarada. Por isso, a partir daqui as análises serão apresentadas em função das regiões homogêneas mostradas nessa seção. Cada região será nomeada, por A, B ou C, sendo que a região A conterá sempre a porção oriental do ESP (23°S, 45°W), e as regiões B e C serão definidas no sentido anti-horário a partir da A.

Figura 32. Regiões pluviometricamente homogêneas no ESP definidas com base na climatologia (1901-2007) e nos quantis extremos. (a) janeiro, (b) fevereiro, (c) março, (d) abril, (e) maio, (f) junho. Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

Figura 32. Continuação. (g) julho, (h) agosto, (i) setembro, (j) outubro, (k) novembro, (l) dezembro. Eixo vertical contém latitudes, e eixo horizontal mostra longitudes, ambos em graus ($^{\circ}$).

CAPÍTULO 5

5. RELAÇÕES ENTRE A PRECIPITAÇÃO NO ESP E OS MODOS DO PACÍFICO

5.1. RELAÇÃO ENTRE ENOS E ODP

A tabela 5.1 apresenta as fases conhecidas da ODP, segundo MANTUA et al. (1997). A duração média de uma fase da ODP é de 23,75 anos. Nota-se que, a menos do último período (1999-2007), as ODP (-) têm maior duração que as ODP (+). As duas ODP (+) possuíram a mesma quantidade de anos, enquanto que a segunda ODP (-) foi a que teve maior duração (29 anos) dentre as fases negativas e também foi a maior de todo o período conhecido. Cabe destacar ainda que o período de transição 1976-77 ficou conhecido por uma alteração drástica no regime climático, que se iniciou em condições de inverno boreal anormalmente rigoroso (NITTA; YAMADA, 1987; TRENBERTH, 1990; MANTUA; HARE, 2002).

Tabela 5.1. Fases conhecidas da ODP, de acordo com MANTUA ET AL. (1997).

Fase da ODP	Período	Total de anos
Negativa	1900-1924	24
Positiva	1925-1946	21
Negativa	1947-1976	29
Positiva	1977-1998	21
Negativa	1999-2007	11

De acordo com a tabela 2.2, que contém informação sobre o sinal mensal do ENOS de 1901 a 2007, e com a classificação das fases da ODP (tabela 5.1), foram contabilizados os eventos mensais ENOS (+), ENOS (-) e ENOS (0) dentro de cada fase da ODP. Tal consideração é importante para verificar se há relação entre a frequência de eventos ENOS e a ODP.

A figura 33 mostra a ocorrência mensal de eventos ENOS (+) em cada fase da ODP. Durante as ODP (-), de 1901 a 1924 e de 1947 a 1976, não são observados mais do que 5 eventos ENOS (+) em cada mês, sendo que na primeira ODP (-) observa-se maior frequência

no mês de março (azul royal), que provavelmente se refere ao ano posterior ao estabelecimento do ENOS (+). Como o número de eventos ENOS (+) se mantém desde outubro (rosa claro) até fevereiro (vermelho), e aumenta em março, sugere-se que o sinal dos 4 eventos que ocorreram nesta fase da ODP iniciou-se no final da primavera, se estabeleceu em dezembro e se manteve até o final do verão. O saldo positivo em março deve-se a um dos eventos que pode ter persistido por mais um mês. Na segunda ODP (-), nota-se maior ocorrência de ENOS (+) no fim do inverno (agosto) e meses de primavera (setembro a novembro), sendo que a quantidade registrada em dezembro foi de 3 eventos. Como a quantidade de eventos ENOS (+) é a mesma em novembro, janeiro e fevereiro, sugere-se que o sinal de um ENOS (+) que enfraqueceu em dezembro tenha se fortalecido e permanecido até o final do verão. A ODP (-) de 1999 a 2007 apresenta maior número de eventos ENOS (+) em outubro, e nenhum sinal durante o outono (de março a maio).

Entre as ODP (+), de 1925 a 1946 e de 1977 a 1998 são observadas muitas diferenças: o número de eventos ENOS (+) não passa de quatro na primeira fase, e na segunda chega a sete em alguns meses. Durante a primeira fase, a atividade do ENOS (+) é mais intensa de dezembro a junho, e cai de julho a novembro. Como o número de eventos ENOS (+) permanece o mesmo de dezembro a abril, sugere-se que se trate dos mesmos eventos, que tiveram início em dezembro e permaneceram até a metade do outono. Na segunda ocorrência de ODP (+) é observada maior frequência de ENOS (+), principalmente em maio e junho, e durante a primavera e início do verão (de setembro a dezembro). Portanto, sugere-se que nem todos os sete eventos ENOS (+) configurados em dezembro se desenvolveram, entretanto 5 deles persistiram. Aparentemente, não há relação entre o número de eventos ENOS (+) e as fases da ODP, mas pode-se inferir que a ODP (+) estabelecida depois de 1976 reflete um maior aquecimento no Oceano Pacífico equatorial do que todas as outras fases, já que apresenta maior quantidade de eventos ENOS (+).

Figura 33. Número de eventos ENOS (+) mensais ocorridos em cada fase da ODP (tabela 5.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da ODP.

O número de eventos ENOS (-) ocorridos em cada fase da ODP é mostrado na fig. 34. Diferentemente do observado na fig. 33, nota-se maior frequência de ENOS (-) durante ODP (-), sugerindo um acoplamento entre os modos de variabilidade. Durante a primeira ODP (-), de 1901 a 1924, observa-se ocorrência de até quatro eventos ENOS (-) de julho a setembro, e apenas um evento ENOS (-) em dezembro, enquanto que de janeiro a março ocorreram três eventos. Na segunda ODP (-), dos cinco eventos configurados em dezembro, quatro se estabeleceram e persistiram até o final do outono (maio), sendo que são observados seis eventos em agosto e outubro. A ODP (-) de 1999 a 2007 não apresenta sinal ENOS (-) de março a setembro, e os três eventos iniciados em dezembro persistiram em janeiro e um outro se configurou em fevereiro. Quanto às ODP (+) de 1925-1946 e 1977-1998, pode-se dizer que houve menos eventos ENOS (-) do que ENOS (+). Dos dois eventos com início em dezembro na primeira ODP (+), um enfraqueceu em janeiro, mas os dois persistiram até fevereiro. Na segunda ODP (+), o comportamento do sinal ENOS (-) foi mais uniforme, com sinal de dois eventos de agosto a dezembro, e persistência de apenas um durante o restante do ano. Deste

modo, nota-se certa relação entre o ENOS (-) e as ODP, já que tais eventos aumentaram nas ODP (-) e diminuíram durante as ODP (+).

Figura 34. Número de eventos ENOS (-) mensais ocorridos em cada fase da ODP (tabela 5.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da ODP.

A figura 35 mostra a frequência de eventos ENOS (0) em cada fase da ODP. Nota-se claramente a predominância de eventos ENOS (0) frente aos ENOS (+) e ENOS (-), que é cerca de três vezes maior. O período de 1901 a 1946, que abrange uma ODP (-) e uma ODP(+), apresenta uma quantidade aproximada de 17 ENOS (0) por fase. Este comportamento muda entre 1946 e 1947, quando o número de eventos aumenta para cerca de 20 entre 1947 e 1976, e cai para em média 14 eventos de 1977 a 1998. Assim, não é possível estabelecer uma relação entre ENOS (0) e fases da ODP, pois estes eventos ocorrem de maneira distinta nas fases da ODP com mesmo sinal. A maior ocorrência de eventos ENOS (0) de 1947 a 1976 deve estar ligada a maior duração desta ODP (-), que foi de 29 anos.

De maneira geral, conclui-se que há um aumento de ENOS (-) em ODP (-), e diminuição de ENOS (-) em ODP (+), sugerindo um possível acoplamento entre os

fenômenos, corroborando com resultados anteriores que apontam para uma interferência construtiva entre ENOS e ODP (e.g. ANDREOLI; KAYANO, 2005). Além disso, a ODP (-) de 1947-1976 possuiu maior frequência de ENOS (-), e a ODP (+) de 1977-1998 está ligada com a ocorrência de maior número de ENOS (+), refletindo maior resfriamento e posterior aquecimento do Pacífico equatorial.

Figura 35. Número de eventos ENOS (0) mensais ocorridos em cada fase da ODP (tabela 5.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da ODP.

5.2. ANÁLISE GERAL DE ANOMALIAS ANUAIS

De forma a se obter uma análise preliminar, esta seção utilizou anomalias de precipitação tratando o ESP como uma área homogênea e, portanto, com uma única série temporal espacial média. Todas as seções seguintes utilizam os resultados de regiões pluviometricamente homogêneas conforme explicado no capítulo 4, seção 4.4.

Calcularam-se anomalias médias espaciais anuais da precipitação no ESP, sem tendência, mostradas na fig. 36. Observa-se que o maior pico corresponde ao evento ENOS

(+) de 1982/1983 (60 mm acima da média), e os dois mínimos (cerca de 40 mm abaixo da média) referem-se aos anos de 1933 e 1963, sendo que o último foi o ano mais seco entre 1901 e 2007. Além disso, outro importante valor de acumulado anual médio é observado no ano de 1902 (por volta de 50 mm acima da média).

Figura 36. Anomalias médias espaciais anuais de precipitação no ESP, sem tendências, de 1901 a 2007. Eixo vertical em milímetros (mm), e eixo horizontal contém os anos.

A tabela 5.2 apresenta a relação das anomalias médias espaciais anuais de precipitação com os eventos ENOS e fases da ODP, apresentadas no capítulo 2, seção 2.3. Durante ODP (+), observa-se maior ocorrência de anomalias médias espaciais anuais positivas de precipitação (10% do total de anomalias) ao longo de eventos ENOS (+); maior ocorrência de anomalias negativas (7%) em eventos ENOS (-); e maior número de anomalias positivas em ENOS (0) (8%). Tal resultado sugere que durante eventos ENOS (+) e ENOS (0) que ocorram em ODP (+) a precipitação anual fica acima da média no ESP, ao passo que em anos de ENOS (-) ocorra precipitação abaixo da média. Nos períodos de ODP (-), se observa precipitação acima da média em ENOS (-), e abaixo da média em anos ENOS (+) e ENOS (0). Ou seja, durante ODP (-) o comportamento do ENOS é oposto ao observado em ODP (+), com precipitação acima da média em eventos ENOS (-), e abaixo da média em eventos ENOS (+) e ENOS (0).

A fig. 37 apresenta as séries de precipitação média espacial mensal no ESP (fig. 37a), as anomalias correspondentes com o ciclo anual e tendência removidos (fig. 37b), e índice da ODP calculado segundo Mantua et al. (1997) (fig. 37c), de 1901 a 2007. Por simples inspeção visual, sugere-se que aparentemente não há relações definidas entre a precipitação no ESP e a ODP. Isso porque a precipitação se assemelha bastante a um ruído branco (oscilações em torno da média), enquanto que a ODP apresenta mudança de patamares ao longo do século.

Tabela 5.2. Porcentagem de anomalias anuais positivas e negativas de precipitação no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

Anomalias	ODP positiva			ODP negativa		
	ENOS (+)	ENOS (-)	ENOS (0)	ENOS (+)	ENOS (-)	ENOS (0)
Positivas	10%	6%	8%	7%	12%	5%
Negativas	5%	7%	5%	12%	11%	12%

Para se verificar a importância da frequência da ODP na precipitação no ESP, foi calculado o periodograma da série de anomalias médias espaciais mensais. A tendência foi removida, assim como o ciclo anual (fig. 38). Nota-se que, mesmo ao remover o ciclo anual (representado por **, onde $f \approx 0,08$, sendo f a frequência), ainda permanecem resíduos dessa frequência na série (pois o período T é dado por $T=1/f \rightarrow T \approx 12 \text{ meses}$). Apesar da presença de muitos períodos maiores e menores que a duração do ciclo anual, é observado um pico secundário correspondente a oscilações de cerca de 27 anos (representado por *, onde $f \approx 0,003$; $T \approx 27 \text{ anos}$). Desta maneira, mostra-se que a frequência aproximada da ODP está presente na precipitação no ESP, porém com predominância das frequências do ciclo anual (12 meses – $f = 0,08$), ENOS (3 a 7 meses – $f = 0,01$; $0,03$) e sazonal (3 meses – $f = 0,35$; $0,38$), além de frequências intermediárias, como $f = 0,2$ (5 meses), $f = 0,26$ (4 meses).

(a)

(b)

(c)

Figura 37. Séries temporais de 1901 a 2007. (a) precipitação acumulada mensal no ESP, (b) anomalia mensal de precipitação no ESP, com ciclo anual e tendência removidos, e (c) índice ODP por MANTUA ET AL (1997).

Figura 38. Periodograma da série de anomalias mensais de precipitação no ESP, sem tendências. ** corresponde ao ciclo anual residual e * refere-se à frequência de 27 anos. O eixo horizontal refere-se à frequência.

5.3. ANÁLISE DE ANOMALIAS MENSAIS POR REGIÕES HOMOGÊNEAS

Foram calculadas médias espaciais de precipitação que originaram séries temporais mensais para cada região homogênea obtida em cada mês (seção 4.4). Para cada série temporal referente às regiões foram calculadas anomalias mensais de precipitação normalizadas pela média mensal, sendo que apenas seu sinal (acima (+) ou abaixo (-) da média) foi levado em conta nas análises que se seguem. Tais análises foram divididas por estações do ano. Foi verificado o sinal da anomalia de precipitação de cada mês, se positivo ou negativo, e posteriormente a qual fase da ODP e evento ENOS aquele mês correspondia. Para extrair a porcentagem, a quantidade de anomalias positivas ou negativas referentes à dada fase da ODP e tipo de evento ENOS foi dividida pelo número total de anos do período estudado correspondente a cada uma das duas fases da ODP, sendo 44 anos de ODP (+) e 63 anos de ODP (-).

a) VERÃO (DEZEMBRO A FEVEREIRO)

A tabela 5.3 mostra a porcentagem de anomalias mensais positivas e negativas contabilizadas de acordo com a fase ODP e o tipo de eventos ENOS no mês de dezembro. Nota-se que durante a ODP (+) (ODP (-)) ocorrem mais eventos ENOS (+) (ENOS (-)) que na ODP (-) (ODP (+)). Os eventos ENOS (0) correspondem a mais de 65% do total em cada fase da ODP. Na região A, que engloba a costa do ESP e a Serra da Mantiqueira, observa-se durante a ODP (+) maior ocorrência de anomalias positivas de precipitação em eventos ENOS (+) e ENOS (-), e maior ocorrência de anomalias negativas de precipitação em eventos ENOS (0). Para a região B, que compreende o sudoeste do ESP apenas o comportamento durante eventos ENOS (0) e ENOS (-) se mantém, enquanto que há maior número de anomalias negativas em eventos ENOS (+). Durante a ODP (-), a região A possui mais anomalias positivas de precipitação em ENOS (+), e maior quantidade de anomalias negativas em ENOS (-) e ENOS (0). Para a região B, esse padrão se repete, sendo que em ENOS (+) o sinal não é bem definido.

As anomalias de precipitação mensal, contabilizadas em relação às fases ODP e eventos ENOS para o mês de janeiro, são apresentadas na tabela 5.4. Durante a ODP (+), observa-se o mesmo comportamento em todas as regiões (A, B e C): maior porcentagem de anomalias positivas de precipitação mensal em eventos ENOS (+) e ENOS (-), e maior quantidade de anomalias negativas de precipitação mensal em ENOS (0). No entanto, para a ODP (-) não há um padrão. Ocorrem mais anomalias positivas de precipitação mensal em ENOS (+) e ENOS (-) para a região A, o oposto é observado para a região B, e para a região C as anomalias positivas são mais abundantes em ENOS (-), mas o sinal é confuso em ENOS (-). No caso dos ENOS (0), para a região A são mais frequentes anomalias positivas, para a região C persistem as anomalias negativas, e o sinal é indefinido na região B.

A tabela 5.5 contém a porcentagem das anomalias mensais de precipitação no mês de fevereiro, a partir das fases da ODP e eventos ENOS. Observa-se maior porcentagem de anomalias positivas em eventos ENOS (+) e ENOS (-) contidos em ODP (+), em todas as regiões homogêneas. Os eventos ENOS (0) estão relacionados com maior ocorrência de anomalias negativas de precipitação mensal nas regiões B e C, mas na região A não há sinal definido. Durante ODP (-), há mais anomalias negativas de precipitação em eventos ENOS (+) e ENOS (-) nas regiões A e B; contudo, a região C apresenta mais anomalias negativas de precipitação durante ENOS (+), e maior porcentagem de anomalias positivas de precipitação

em ENOS (-). Para os eventos ENOS (0) inseridos em ODP (-), nota-se maior frequência de anomalias positivas de precipitação mensal em todas as regiões.

Tabela 5.3. Porcentagem de anomalias mensais, em DEZEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	anom -
+	+	16%	9%	9%	16%
	-	7%	2%	7%	2%
	0	32%	34%	27%	39%
-	+	8%	5%	6%	6%
	-	6%	8%	6%	8%
	0	25%	48%	33%	40%

Tabela 5.4. Porcentagem de anomalias mensais, em JANEIRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	11%	9%	11%	9%	11%	9%
	-	5%	0%	5%	0%	5%	0%
	0	32%	43%	34%	41%	34%	41%
-	+	8%	6%	5%	10%	6%	8%
	-	10%	6%	6%	10%	8%	8%
	0	40%	30%	35%	35%	32%	38%

De modo geral, pode-se dizer que, em meses de verão (DJF), durante a ODP (+) choveu acima da média em eventos ENOS (+) e ENOS (-), exceto no noroeste, oeste e sul do ESP (região B) em eventos ENOS (+), no mês de dezembro. Registrou-se chuva abaixo da média em todos os eventos ENOS (0) ocorridos em ODP (+). No entanto, as anomalias de precipitação observadas no verão em ODP (-) não seguem um padrão, sendo que em

dezembro chove abaixo da média em ENOS (0), o que também ocorreu em janeiro nos ENOS (+) e ENOS (-) na área de influência da Serra da Mantiqueira e no interior do ESP, e no litoral (região A) houve chuva acima da média para os três tipos de eventos ENOS. Em fevereiro, predominou chuva acima da média em ENOS (0), e acima da média em ENOS (+) e ENOS(-) em todas as regiões, exceto no interior do ESP (região C).

Tabela 5.5. Porcentagem de anomalias mensais em FEVEREIRO positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	11%	9%	14%	7%	14%	7%
	-	5%	3%	5%	2%	5%	2%
	0	36%	36%	30%	42%	34%	38%
-	+	6%	8%	6%	8%	5%	10%
	-	8%	10%	8%	10%	11%	6%
	0	35%	33%	38%	30%	36%	32%

b) OUTONO (MARÇO A MAIO)

A porcentagem de anomalias mensais de precipitação para março no ESP é mostrada na tabela 5.6. Para a ODP (+), observa-se o mesmo padrão para eventos ENOS (+) nas regiões A e C, com maior porcentagem de anomalias positivas de precipitação, enquanto a região B possui mais anomalias negativas. No caso de ENOS (-), nota-se maior quantidade de anomalias positivas de precipitação, e mais anomalias negativas nas regiões B e C. Em ENOS (0), as regiões A e B também apresentam comportamento oposto, com mais anomalias positivas de precipitação na região A, e maior porcentagem de anomalias negativas na região B. Na região C, o sinal não é definido. Durante ODP (-) ocorreram mais anomalias negativas de precipitação tanto em ENOS (+) quanto em ENOS (-), nas regiões B e C. Na região A, observa-se a mesma quantidade de anomalias negativas e positivas em eventos ENOS (+), e maior porcentagem de anomalias positivas em eventos ENOS (-) e ENOS (0).

Tabela 5.6. Porcentagem de anomalias mensais, em MARÇO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	11%	9%	9%	11%	14%	7%
	-	2%	0%	0%	2%	0%	5%
	0	41%	37%	36%	42%	37%	37%
-	+	6%	6%	5%	8%	0%	13%
	-	6%	5%	3%	8%	3%	8%
	0	40%	37%	35%	41%	32%	44%

A tabela 5.7 apresenta a porcentagem de anomalias mensais de precipitação para o mês de abril no ESP. Durante ODP (+), observa-se maior quantidade de anomalias positivas de precipitação em eventos ENOS (+) em todas as regiões homogêneas, assim como durante ENOS (0), e ENOS (-) apenas para a região A. Nas regiões B e C, predominam anomalias negativas de precipitação em eventos ENOS (-). Para ODP(-), a região A possui maior porcentagem de anomalias negativas em ENOS (+), enquanto as regiões B e C possuem mais anomalias positivas. Em eventos ENOS (-), a região A não possui resposta definida, e nas regiões B e C observa-se mais anomalias negativas. Por fim, para eventos ENOS (0) as três regiões apresentam mesmo comportamento, com maior porcentagem de anomalias negativas de precipitação.

As anomalias mensais de precipitação para regiões homogêneas no ESP no mês de maio são mostradas na tabela 5.8. Durante ODP (+), nota-se maior porcentagem de anomalias positivas de precipitação em eventos ENOS (+), e maior quantidade de anomalias negativas de precipitação tanto para eventos ENOS (-) como ENOS (0), nas três regiões. Para ODP (-), anomalias negativas de precipitação são observadas em eventos ENOS (+), ENOS (-) e ENOS (0) em todas as regiões, exceto na região A em eventos ENOS (+), onde o sinal não é definido.

Tabela 5.7. Porcentagem de anomalias mensais, em ABRIL, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	14%	7%	14%	7%	14%	7%
	-	2%	0%	0%	2%	0%	2%
	0	50%	27%	47%	30%	41%	36%
-	+	2%	5%	6%	0%	3%	0%
	-	5%	5%	3%	8%	2%	8%
	0	30%	53%	25%	59%	29%	58%

Tabela 5.8. Porcentagem de anomalias mensais, em MAIO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	11%	9%	14%	7%	11%	9%
	-	0%	2%	0%	2%	0%	2%
	0	28%	50%	27%	50%	34%	44%
-	+	3%	5%	0%	8%	3%	5%
	-	5%	5%	3%	6%	3%	6%
	0	36%	46%	35%	48%	30%	53%

Em resumo, não há um comportamento definido para as anomalias mensais de precipitação nas regiões homogêneas do ESP nos meses de outono que possa ser generalizado para as duas fases da ODP. A área que abrange o litoral (região A) obteve chuva acima da média em todos os tipos de eventos ENOS inseridos em ODP (+) em março, abril e maio, exceto em eventos ENOS (-) e ENOS (0) ocorridos em maio, onde houve precipitação abaixo da média. Em ODP (-), o litoral possui sinal confuso, mas com predominância de precipitação acima da média em todos os eventos ENOS em março, e abaixo da média em abril e maio. Na

área de influência da Serra da Mantiqueira e no interior do ESP, durante o outono predominou chuva abaixo da média em ODP (-), independentemente do evento ENOS. Em ODP (+), o comportamento é diverso entre os ENOS, com chuva acima da média apenas em ENOS (+) nos meses de abril e maio, e também em março no interior, e em ENOS (0) em abril.

c) INVERNO (JUNHO A AGOSTO)

A tabela 5.9 apresenta a porcentagem de anomalias mensais de precipitação no mês de junho nas regiões homogêneas do ESP. Durante ODP (+) há maior porcentagem de anomalias positivas de precipitação para eventos ENOS (+) e ENOS (-) na região B, e para ENOS (-) na região A, onde predominaram anomalias negativas em ENOS (+). Para ENOS (0), há mais anomalias negativas de precipitação nas duas regiões. Em ODP (-), ocorre maior quantidade de anomalias negativas em todos os tipos de eventos ENOS, nas duas regiões definidas para o mês de junho, exceto para ENOS (+) na região B, onde o sinal não é definido.

As anomalias de precipitação mensal para o mês de julho, calculadas para regiões homogêneas no ESP estão dispostas na tabela 5.10. Os resultados mostram que para ODP (+) predomina a ocorrência de anomalias negativas de precipitação para todos os tipos de eventos ENOS, em ambas as regiões homogêneas, com exceção de eventos ENOS (+) e ENOS (-) para a região B, onde não há resposta definida. Durante ODP(-), há um padrão de anomalias em relação às fases da ODP e eventos ENOS, sendo maior a ocorrência de anomalias positivas de precipitação em ENOS (+) e ENOS (-), e maior a porcentagem de anomalias negativas em eventos ENOS (0).

A tabela 5.11 contém as anomalias mensais de precipitação para o mês de agosto nas regiões homogêneas no ESP. Em ODP (+) predominam anomalias positivas de precipitação em eventos ENOS (+) e ENOS (-), e há maior porcentagem de anomalias negativas de precipitação em ENOS (0), nas duas regiões homogêneas. Apenas para ENOS (+) na região B não se observa sinal definido. No caso de ODP (-), são observadas anomalias negativas de precipitação para ENOS (+), ENOS (-) e ENOS (0), em ambas as regiões. No entanto, para ENOS (+) na região A a porcentagem de anomalias positivas é maior.

Tabela 5.9. Porcentagem de anomalias mensais, em JUNHO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	11%	14%	19%	7%
	-	2%	0%	2%	0%
	0	30%	43%	30%	42%
-	+	5%	8%	6%	6%
	-	2%	8%	2%	8%
	0	30%	47%	38%	40%

Tabela 5.10. Porcentagem de anomalias mensais, em JULHO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	7%	11%	9%	9%
	-	0%	5%	2%	2%
	0	36%	41%	29%	49%
-	+	6%	5%	8%	3%
	-	8%	3%	6%	5%
	0	32%	46%	25%	53%

Durante o inverno, as anomalias de precipitação não apresentam um padrão geral em relação à ODP e ENOS. O que se observa é um comportamento diferente para cada mês. No caso de junho, predomina precipitação abaixo da média em todo o ESP, com exceção de eventos ocorridos em ODP (+) de ENOS (+) e ENOS (-) no norte do ESP, e de ENOS (-) no sul do ESP. Para julho, em todo o ESP, a ODP (+) possui maior ocorrência de precipitação abaixo da média em todos os eventos ENOS, e precipitação acima de média em ENOS (+) e ENOS (-) associados à ODP (-). Para ENOS (0) dentro de ODP (-), chove abaixo da média. Em agosto prevalecem chuva acima da média em ENOS (+) e ENOS (-) dentro de ODP (+), e precipitação abaixo da média na ODP (-).

Tabela 5.11. Porcentagem de anomalias mensais, em AGOSTO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	9%	5%	7%	7%
	-	5%	2%	5%	2%
	0	30%	49%	32%	47%
-	+	10%	5%	6%	8%
	-	5%	11%	5%	11%
	0	33%	36%	27%	43%

d) PRIMAVERA (SETEMBRO A NOVEMBRO)

A tabela 5.12 mostra a porcentagem de anomalias mensais positivas e negativas de precipitação em regiões homogêneas no ESP no mês de setembro. Durante ODP (+), predominam anomalias positivas de precipitação para os três tipos de eventos ENOS, nas duas regiões homogêneas, exceto para ENOS (+) na região B, onde ocorrem mais anomalias negativas. Para ODP (-), são observadas anomalias negativas de precipitação para todos os tipos de ENOS em todo o ESP, a não ser pelos eventos ENOS (+) que apresentam anomalias positivas de precipitação para a região B.

Para o mês de outubro, a porcentagem de anomalias mensais de precipitação em regiões homogêneas no ESP é mostrada na tabela 5.13. Observa-se comportamento semelhante para as três regiões durante a ODP (+), onde prevalecem anomalias negativas de precipitação em eventos ENOS (+) e ENOS (0), e há maior quantidade de anomalias positivas de precipitação em ENOS (-); apenas para ENOS (0) na região C não há resposta definida. Para ODP (-) o sinal é mais confuso, sendo registradas mais anomalias negativas nas três regiões em eventos ENOS (-), e em ENOS (+) para a região C. Na região A, predominam anomalias positivas de precipitação em ENOS (+) e ENOS (0). No caso de ENOS (0) para as regiões B e C, e ENOS (+) para região B, não há sinal predominante.

Tabela 5.12. Porcentagem de anomalias mensais, em SETEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	11%	9%	9%	11%
	-	5%	2%	5%	2%
	0	43%	30%	41%	32%
-	+	5%	10%	8%	6%
	-	3%	11%	3%	11%
	0	27%	44%	21%	51%

Tabela 5.13. Porcentagem de anomalias mensais, em OUTUBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	9%	14%	9%	14%	9%	14%
	-	5%	0%	5%	0%	5%	0%
	0	34%	38%	34%	38%	36%	36%
-	+	13%	6%	10%	10%	8%	11%
	-	5%	13%	6%	10%	6%	11%
	0	36%	27%	32%	32%	32%	32%

A tabela 5.14 apresenta a porcentagem de anomalias mensais negativas e positivas de precipitação calculadas nas regiões homogêneas para o mês de novembro. Em condição de ODP (+), observa-se maior porcentagem de anomalias positivas de precipitação em eventos ENOS (+) e ENOS (0), e predomínio de anomalias negativas de precipitação em ENOS (-), em todo o ESP. Durante ODP (-), prevalecem anomalias negativas de precipitação em todas as regiões homogêneas, para todos os tipos de eventos ENOS. Há sinal indefinido apenas durante ENOS (-) na região A, e em ENOS (+) na região B.

Tabela 5.14. Porcentagem de anomalias mensais, em NOVEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da ODP e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

ODP	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	14%	9%	16%	7%
	-	0%	5%	0%	5%
	0	45%	27%	40%	32%
-	+	6%	11%	8%	8%
	-	8%	8%	6%	10%
	0	32%	35%	30%	38%

Durante os meses de primavera, foram encontrados alguns padrões mensais para os sinais das anomalias, sendo que na maioria dos casos houve comportamento oposto entre as fases da ODP. Em setembro, o litoral e sul do ESP apresentam chuva acima da média em ODP (+), e abaixo da média em ODP (-), independentemente do tipo de eventos ENOS. No oeste e norte do ESP predominou precipitação acima da média em ENOS (-) e ENOS (0) associados à ODP (+), e chuva abaixo da média em ENOS (+). No mês de outubro, observou-se novamente uma inversão de sinais entre as fases da ODP, sendo que em ODP (+) há precipitação acima da média em eventos ENOS (-) e abaixo da média em ENOS (+) e ENOS (0) em todo o ESP. Para novembro, há precipitação acima da média em eventos ENOS (+) e ENOS (0) associados à ODP (+), e abaixo da média em ENOS (-), em todo o ESP. Durante ODP (-), predomina precipitação abaixo da média no ESP. De maneira geral, o sinal das anomalias em ODP (+) é mais claro que em ODP (-), durante a primavera.

CAPÍTULO 6

6. RELAÇÕES ENTRE A PRECIPITAÇÃO NO ESP E O MODO MULTIDECADAL DO ATLÂNTICO

6.1. RELAÇÃO ENTRE ENOS E AMO

A tabela 6.1 contém as fases conhecidas da AMO, de acordo com Enfield, Mestas-Nuñez e Trimble (2001), desde 1900 até o período em que o índice AMO está disponível (2005). A duração média de cada fase é de 31 anos, sendo que a AMO (+) de 1929 a 1964 foi a que teve maior duração. Conforme pode ser notado na fig. 13 da seção 2.3, a fase atual é positiva e está no seu início. Da mesma maneira que na seção 5.1, utilizou-se a tabela 2.3 com informação sobre o sinal mensal do ENOS de 1901 a 2007, e as fases da AMO (tabela 6.1) para contabilizar os eventos mensais ENOS (+), ENOS (-) e ENOS (0) dentro de cada fase da AMO.

Tabela 6.1. Fases conhecidas da AMO em que o índice está disponível, de acordo com ENFIELD ET AL. (2001).

Fase da AMO	Período	Total de anos
Negativa	1900-1928	29
Positiva	1929-1964	36
Negativa	1965-1994	30
Positiva	1995-2005	11

A figura 39 mostra os eventos ENOS (+) mensais ocorridos em cada fase da AMO. Nota-se que a média é de cinco eventos ENOS (+) por fase da AMO, sendo que a AMO (-) de 1965-1994 é a que possui mais eventos (sete). Como a segunda AMO (+) ainda não acabou, não se pode comparar a ocorrência de ENOS (+) em AMO (+) distintas. No entanto, percebe-se que em AMO (-) a quantidade de ENOS (+) de outubro a dezembro é a mesma, enquanto que em AMO (+) o mês de outubro sempre registra um evento a mais que nos dois meses subsequentes. Ainda, nota-se que a fase com maior duração do período, correspondente à AMO (+) de 1929-1964 possui menos eventos ENOS (+) que as AMO (-).

Figura 39. Número de eventos ENOS (+) mensais ocorridos em cada fase da AMO (tabela 6.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da AMO.

A quantidade de eventos ENOS (-) mensais em cada fase da AMO é mostrada na fig. 40. Não se observa nenhuma relação aparente entre quantidade de eventos ENOS (-) e sinal da AMO. Contudo, nota-se que ocorreram mais eventos ENOS (+) (fig. 39) do que ENOS (-) em todas as fases da AMO. No mês de estabelecimento do ENOS (dezembro) a média é de quatro eventos por fase da AMO. Neste caso, a AMO (+) atual se destaca por já registrar três eventos em apenas 11 anos.

A figura 41 contém a quantidade de eventos mensais ENOS (0) em cada fase da AMO. Durante as AMO (-), a média de eventos ENOS (0) é de 20, que chega a cerca de 28 na AMO (+) de 1929-1964. Isso ocorre porque esta é a fase da AMO que possui maior duração dentro do período de estudo. Nos meses de verão (dezembro a fevereiro), a AMO (+) atual registra cinco ENOS (0), enquanto no outono esse número sobe para dez eventos; isto reflete os ENOS (+) e ENOS (-) que se desconfiguram após o término do verão.

Figura 40. Número de eventos ENOS (-) mensais ocorridos em cada fase da AMO (tabela 6.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da AMO.

Figura 41. Número de eventos ENOS (0) mensais ocorridos em cada fase da AMO (tabela 6.1), de 1901 a 2007. Eixo vertical possui o número de eventos ENOS, e eixo horizontal mostra as fases da AMO.

6.2. ANÁLISE DE ANOMALIAS MENSAIS POR REGIÕES HOMOGÊNEAS

De forma similar à seção 5.2, foram calculadas médias espaciais de precipitação para as regiões homogêneas obtidas na seção 4.4 que originaram séries temporais mensais. Para cada série temporal referente às regiões homogêneas foram calculadas anomalias médias espaciais mensais de precipitação normalizadas pela média espacial mensal, sendo que apenas seu sinal (acima (+) ou abaixo (-) da média) foi levado em conta nas análises que se seguem, que foram divididas por estação. Foi verificado o sinal da anomalia de precipitação de cada mês, se positivo ou negativo, e posteriormente a qual fase da AMO e evento ENOS aquele mês correspondia. Para extrair a porcentagem, a quantidade de anomalias positivas ou negativas referentes à dada fase da AMO e tipo de evento ENOS foi dividida pelo número total de anos do período estudado correspondente a cada uma das duas fases da AMO, sendo 47 anos para as AMO (+) e 59 anos para as AMO (-).

a) VERÃO (DEZEMBRO A FEVEREIRO)

A porcentagem de anomalias mensais positivas e negativas de precipitação para cada região homogênea do ESP no mês de dezembro é mostrada na tabela 6.2. Em AMO (+), ocorrem mais anomalias positivas de precipitação em eventos ENOS (+) e ENOS (-) na região A, e em ENOS (-) na região B. Se a AMO (+) está associada com ENOS (0), predominam anomalias negativas em todo o ESP. Para AMO (-), a porcentagem de anomalias positivas de precipitação é maior em ENOS (+) e ENOS (-) na região A, e em ENOS (-) na região B. Durante ENOS (0), ocorrem mais anomalias positivas de precipitação nas duas regiões.

A tabela 6.3 apresenta a porcentagem de anomalias de precipitação para as regiões homogêneas no ESP referentes ao mês de janeiro. Durante AMO (+), observa-se predominância de anomalias positivas para os três tipos de eventos ENOS na região A. Para as regiões B e C, ocorrem respostas opostas para o sinal da AMO (+) entre os eventos ENOS. Por exemplo, na região B ocorrem mais anomalias negativas de precipitação em ENOS (+) e ENOS (0), enquanto na região C ocorre o contrário. No caso de AMO (-), ocorrem mais anomalias positivas de precipitação em ENOS (+) e ENOS (-), e negativas em ENOS (0) e na região B há maior porcentagem de anomalias negativas independentemente do tipo de evento

ENOS. Na região C, ocorrem mais anomalias negativas em ENOS (+) e ENOS (0), e positivas em ENOS (-).

Tabela 6.2. Porcentagem de anomalias mensais, em DEZEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	8%	6%	2%	13%
	-	8%	6%	10%	4%
	0	24%	48%	27%	44%
-	+	14%	7%	12%	9%
	-	5%	4%	4%	5%
	0	34%	36%	34%	36%

Tabela 6.3. Porcentagem de anomalias mensais, em JANEIRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	9%	6%	6%	9%	9%	6%
	-	6%	4%	6%	4%	4%	6%
	0	40%	35%	36%	39%	43%	32%
-	+	10%	9%	9%	10%	9%	10%
	-	9%	3%	5%	7%	9%	3%
	0	33%	36%	33%	36%	24%	45%

A tabela 6.4 contém a porcentagem de anomalias de precipitação para as regiões homogêneas no ESP em fevereiro. Observa-se que para as três regiões homogêneas a resposta é a mesma para o sinal da AMO (+): maior porcentagem de anomalias positivas em todos os eventos ENOS. Durante AMO (-) esse comportamento se inverte, com maior ocorrência de

anomalias negativas de precipitação para os três tipos de eventos ENOS e todo o ESP, exceto para ENOS (+) na região B.

Tabela 6.4. Porcentagem de anomalias mensais em FEVEREIRO positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	9%	6%	9%	6%	11%	4%
	-	9%	4%	9%	4%	11%	2%
	0	40%	32%	42%	30%	40%	32%
-	+	9%	10%	10%	9%	7%	12%
	-	3%	9%	3%	9%	5%	7%
	0	33%	36%	29%	40%	33%	36%

De maneira geral, não se observa um padrão de resposta ao sinal da AMO durante o verão no ESP, mas sim comportamentos diferentes para cada mês e região. Em dezembro, no litoral norte, norte do ESP e região metropolitana (região A) a precipitação não é afetada pelo sinal da AMO, sendo que só chove abaixo da média em eventos ENOS (0). No oeste, noroeste e sul do ESP (região B), chove abaixo da média em eventos ENOS (0) independentemente da fase da AMO. Em AMO (+), a precipitação fica abaixo da média em ENOS (+), e acima da média em ENOS (-), sendo que durante AMO (-) ocorre o contrário. No mês de janeiro, há chuva acima da média para todas as combinações de eventos ENOS e fases da AMO, exceto para ENOS(0) em AMO (-), no litoral (região A) do ESP. Na área que compreende a Serra da Mantiqueira (região B), chove abaixo da média para todos os ENOS em ambas as fases da AMO, exceto em ENOS (-) associados com AMO (+). O interior do ESP (região C) é a única área que apresenta padrão de inversão de sinal da resposta para a AMO, com precipitação acima da média em ENOS (+) e ENOS (0) em AMO (+), e ENOS (-) em AMO (-). Finalmente, em fevereiro o comportamento é mais uniforme, com precipitação acima da média em todo o ESP durante AMO (+), e abaixo da média em AMO (-), exceto para ENOS (+) na Serra da Mantiqueira (região B).

b) OUTONO (MARÇO A MAIO)

A porcentagem das anomalias de precipitação positivas e negativas para as regiões homogêneas do ESP em relação às fases da AMO no mês de março são mostradas na tabela 6.5. As três regiões apresentam respostas diferentes à AMO. Na região A e B predominam anomalias negativas, exceto em ENOS (+) e ENOS (-) relacionados a AMO (+) para a região A, e ENOS (+) e ENOS (0) associados a AMO (-). Na região C, o sinal para ENOS (+) e ENOS (0) se opõe entre AMO (+) e AMO (-), enquanto que em ENOS (-) ocorrem mais anomalias positivas de precipitação em AMO (+) e não há sinal definido em AMO (-).

Tabela 6.5. Porcentagem de anomalias mensais, em MARÇO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	6%	4%	2%	8%	8%	2%
	-	2%	2%	0%	4%	4%	0%
	0	36%	50%	33%	53%	42%	44%
-	+	5%	16%	10%	10%	9%	12%
	-	2%	9%	4%	7%	5%	5%
	0	33%	35%	37%	32%	39%	30%

A tabela 6.6 contém a porcentagem das anomalias de precipitação ocorridas em cada região homogênea no mês de abril. A região A apresenta comportamento oposto entre as duas fases da AMO, com predominância de anomalias negativas em ENOS (+) e ENOS (0), e positivas em ENOS (-), dentro de AMO (+), sendo que o contrário ocorre em AMO (-). O mesmo ocorre na região B, exceto pelo ENOS (0), que possui mais anomalias negativas nas duas fases da AMO. No caso da região C, a porcentagem de anomalias positivas é maior em ENOS (+), e nota-se mais anomalias negativas em ENOS (-) e ENOS (0), independentemente da fase da AMO, a menos do ENOS (-) associado a AMO (+), que não mostra resposta definida.

Tabela 6.6. Porcentagem de anomalias mensais, em ABRIL, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	4%	6%	4%	6%	6%	4%
	-	4%	0%	4%	0%	2%	2%
	0	36%	50%	36%	50%	38%	48%
-	+	9%	5%	14%	0%	12%	2%
	-	4%	5%	0%	9%	0%	9%
	0	40%	37%	35%	42%	32%	45%

Tabela 6.7. Porcentagem de anomalias mensais, em MAIO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	2%	6%	4%	4%	2%	6%
	-	2%	2%	2%	2%	2%	2%
	0	29%	57%	32%	56%	34%	54%
-	+	11%	7%	7%	11%	11%	7%
	-	2%	7%	2%	7%	4%	5%
	0	35%	38%	32%	41%	32%	41%

A quantidade relativa de anomalias de precipitação registradas nas regiões homogêneas do ESP no mês de maio é mostrada na tabela 6.7. Nota-se predominância de anomalias negativas em todas as regiões do ESP, em ambas as fases da AMO. Contudo, a resposta não é definida para ENOS (-) associados a AMO (+) nas três regiões, e para ENOS (+) em AMO (+) na região B. Apenas para ENOS (+) em AMO (-) nas regiões A e C ocorrem mais anomalias positivas de precipitação.

Em resumo, não é observado um padrão linear de resposta para a AMO nos meses de outono. No mês de março no litoral (região A), há inversão de sinal entre as fases da AMO só em ENOS (+), e nos outros casos chove abaixo da média. Para a Serra da Mantiqueira (região B) também predomina chuva abaixo da média, mas a mudança de fase da AMO é observada em ENOS (0), pois há inversão de sinal das anomalias de precipitação. No interior do ESP, as fases da AMO representam alternância de sinal das anomalias de precipitação. No mês de abril, o padrão de anomalias de precipitação se inverte entre as duas fases da AMO no litoral e na Serra da Mantiqueira (regiões A e B), o que não ocorre no interior do ESP, onde chove acima da média em ENOS (+), e abaixo da média em ENOS (-) e ENOS (0). Em maio, as fases da AMO afetam as anomalias de precipitação apenas em eventos ENOS (+), enquanto que a resposta não é definida em ENOS (-) associado a AMO (+), e chove abaixo da média nos outros casos.

c) INVERNO (JUNHO A AGOSTO)

A tabela 6.8 mostra a porcentagem das anomalias de precipitação observadas em cada região homogênea do ESP no mês de junho, em cada fase da AMO. Observa-se comportamento similar em todo o ESP, com maior porcentagem de anomalias positivas em ENOS (-), e mais anomalias negativas de precipitação em ENOS (+) e ENOS (0), ocorridos em AMO (+). Durante AMO (-), há inversão do padrão em ambas as regiões homogêneas apenas para eventos ENOS (+) e ENOS (-).

A porcentagem de anomalias positivas e negativas em cada fase da AMO para o mês de julho é apresentada na tabela 6.9. Durante AMO (+), predominam anomalias negativas de precipitação em todo o ESP, exceto em eventos ENOS (+). Em AMO (-), a porcentagem de anomalias negativas de precipitação é maior em eventos ENOS (0), e a ocorrência de anomalias positivas é maior em ENOS (-) nas duas regiões homogêneas no ESP, enquanto que em ENOS (+) a resposta à AMO (-) não é definida.

A tabela 6.10 contém a porcentagem de anomalias de precipitação para o mês de agosto, nas regiões homogêneas obtidas no ESP, dentro de cada fase da AMO. Observa-se maior porcentagem de anomalias positivas de precipitação em eventos ENOS (+) e ENOS (-) associados à AMO (+) no ESP, exceto em ENOS (+) na região B, onde o sinal não é definido.

Em ENOS (0), predominam anomalias negativas de precipitação nas duas regiões homogêneas. Durante AMO (-), há maior porcentagem de anomalias negativas de precipitação em eventos ENOS (-) e ENOS (0) em ambas as regiões homogêneas, e também em ENOS (+) na região B.

Tabela 6.8. Porcentagem de anomalias mensais, em JUNHO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	2%	10%	6%	6%
	-	4%	2%	4%	2%
	0	32%	50%	34%	48%
-	+	12%	11%	16%	7%
	-	0%	7%	0%	7%
	0	30%	40%	37%	33%

Tabela 6.9. Porcentagem de anomalias mensais, em JULHO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	4%	6%	8%	2%
	-	2%	4%	2%	4%
	0	36%	48%	24%	60%
-	+	9%	9%	9%	9%
	-	7%	4%	7%	4%
	0	32%	39%	28%	43%

Tabela 6.10. Porcentagem de anomalias mensais, em AGOSTO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	13%	4%	8%	8%
	-	8%	4%	8%	4%
	0	27%	44%	26%	46%
-	+	7%	5%	5%	7%
	-	2%	10%	2%	11%
	0	37%	39%	33%	42%

Não se observa uma resposta linear para a AMO associada a eventos ENOS em todo o período de inverno, mas sim comportamentos diferentes em cada mês. Em junho, o norte e leste do ESP (região A) apresentam anomalias de precipitação com sinais opostos nas duas fases da AMO, em eventos ENOS (+) e ENOS (-). Já no oeste e sul do ESP (região B), isso acontece para eventos ENOS (-) e ENOS (0). No mês de julho, há inversão no sinal das anomalias de precipitação de uma fase para outra da AMO apenas em ENOS (-) em todo o ESP. Em agosto, há impacto da mudança de fase da AMO apenas em eventos ENOS (-) em todo o ESP. Finalmente, os eventos ENOS (-) são os únicos que apresentam sinais opostos de anomalias de precipitação entre as fases da AMO.

d) PRIMAVERA (SETEMBRO A NOVEMBRO)

A tabela 6.11 apresenta a porcentagem de anomalias de precipitação no ESP de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, no mês de setembro. Ocorrem mais anomalias negativas de precipitação em ENOS (+), na região B, e em eventos ENOS (0) em todo o ESP, associados à AMO (+). Para as outras situações em AMO (+), o sinal é confuso e não definido. Em AMO (-), a região A apresenta maior porcentagem de anomalias negativas de precipitação em ENOS (+) e ENOS (-), e mais anomalias positivas em eventos ENOS (0). Na região B, predominam anomalias negativas de precipitação em eventos ENOS (-) e ENOS (0), e ocorrem mais anomalias positivas em ENOS (+).

Tabela 6.11. Porcentagem de anomalias mensais, em SETEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	8%	8%	6%	10%
	-	4%	4%	4%	4%
	0	32%	44%	30%	46%
-	+	6%	11%	11%	7%
	-	4%	11%	4%	11%
	0	35%	33%	29%	38%

Na tabela 6.12 são mostradas as anomalias positivas e negativas de precipitação relacionadas às fases da AMO e eventos ENOS, no ESP, no mês de outubro. Em AMO (+), os eventos ENOS (+) e ENOS (0) provocam a mesma resposta nas anomalias de precipitação em todo o ESP, com predominância de anomalias positivas em região A, e mais anomalias negativas nas regiões B e C. O sinal das anomalias em eventos ENOS (-) não é definido nas três homogêneas. Durante AMO (-), ocorrem mais anomalias negativas em ENOS (-) na região A, e em ENOS (+) na região C; predominam anomalias positivas em ENOS (+) e ENOS (0) na região B, e em ENOS (0) na região C. Em todos os outros casos, a resposta não é definida.

A porcentagem de anomalias positivas e negativas de precipitação no ESP associadas à AMO e ao ENOS no mês de novembro é mostrada na tabela 6.13. Nota-se que a resposta para ENOS (-) associado a AMO (+) e para ENOS (+) relacionado a AMO (-) não é definida. Durante AMO (+), a porcentagem de anomalias negativas é maior em ENOS (+) na região A, e mais anomalias positivas de precipitação na região B. Ocorrem mais anomalias negativas de precipitação em ENOS (0) em todo o ESP, e o oposto em AMO (-). Em ENOS (-) associado à AMO (-), predominam anomalias negativas de precipitação nas duas regiões homogêneas.

Tabela 6.12. Porcentagem de anomalias mensais, em OUTUBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A, B e C definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B		C	
		prec +	prec -	prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	12%	6%	2%	16%	8%	10%
	-	4%	4%	4%	4%	4%	4%
	0	41%	33%	33%	41%	35%	39%
-	+	11%	11%	14%	7%	9%	13%
	-	5%	9%	7%	7%	7%	7%
	0	32%	32%	35%	30%	34%	30%

Tabela 6.13. Porcentagem de anomalias mensais, em NOVEMBRO, positivas e negativas de precipitação nas regiões A e B definidas na seção 4.4 no ESP, de acordo com as fases da AMO e eventos ENOS, descritos na seção 2.3. A cor verde indica o sinal predominante da anomalia.

AMO	ENOS	A		B	
		prec +	prec -	prec +	prec -
+	+	6%	8%	10%	4%
	-	4%	4%	4%	4%
	0	32%	46%	33%	45%
-	+	11%	11%	11%	11%
	-	4%	9%	2%	11%
	0	42%	23%	37%	28%

Os meses de primavera apresentam muitas indefinições nas respostas das anomalias de precipitação às fases da AMO relacionadas com eventos ENOS. Em setembro, eventos ENOS (+) no norte e oeste, e ENOS (0) no leste e sul do ESP, mostram inversão, em fase, de sinal de anomalias de precipitação entre as duas fases da AMO, assim como a região da Serra da Mantiqueira em outubro, e a mesma resposta é observada para ENOS (0) no interior do ESP. No mês de novembro, apenas eventos ENOS (0) provocam inversão de sinal de anomalias de precipitação em todo o ESP.

CAPÍTULO 7

7. CONCLUSÕES

Os resultados deste estudo sugerem que a distribuição espaço-temporal da precipitação no Estado de São Paulo dependa da variabilidade da TSM do Pacífico e outros fatores. Inicialmente, analisou-se a variabilidade da precipitação na América do Sul e possíveis mecanismos de modulação da precipitação: (1) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT); (2) Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS); (3) Circulações diretas induzidas pela Cordilheira dos Andes; (4) Circulação de brisa marítima ao longo da Costa Leste; (5) Ramo descendente da célula de Hadley sobre o Nordeste Brasileiro; (6) Sistemas frontais.

Especificamente, a análise climatológica da precipitação para o Estado de São Paulo sugere haver um impacto significativo do efeito de continentalidade no interior do estado, circulações diretas de vale-montanha na Serra da Mantiqueira e de brisa marítima ao longo da costa no período chuvoso. Estes efeitos resultam em alta variabilidade espacial da precipitação com gradiente de precipitação de noroeste para sudeste. Os meses mais chuvosos e mais seco são janeiro e junho, respectivamente. Predominam os episódios de ZCAS, os sistemas convectivos forçados termodinamicamente e os induzidos pela orografia durante o período chuvoso e, os sistemas frontais, no seco.

A análise das médias mensais decadais sugerem uma maior variabilidade no período chuvoso do que no seco, o que pode ser explicado pela maior (menor) temperatura, respectivamente. A média decadal da precipitação para o mês de janeiro foi maior entre 2001 e 2007 e menor no início do século XX. Ainda, a média decadal de junho e agosto entre 2001 e 2007 foi a menor de todas as décadas. Os resultados ainda sugerem um aumento da diferença de amplitude da precipitação entre o período chuvoso e seco desde 1901.

A evolução temporal da precipitação média mensal no Estado de São Paulo indicou que a duração do período seco foi de maio a setembro e, do chuvoso, de outubro a abril. Houve um aumento da acumulação da precipitação no período chuvoso, em particular no mês de janeiro. Sugere-se que este aumento seja devido ao aumento de temperatura do ar induzido

pela mudança do uso e ocupação do solo no Estado de São Paulo ao longo do tempo. Notadamente, houve um aumento na duração do período seco entre 1910 e 1960 e, diminuição deste entre 1960 e 1990. Estes dois grandes períodos coincidem com a fase positiva e negativa da AMO, respectivamente.

As análises de quantis de precipitação anuais e mensais são consistentes com as da climatologia acima. Nota-se menor variabilidade espacial em fevereiro para os quantis inferior e superior. Ainda, menor influência do Oceano Atlântico em dezembro, com mínimo no sudoeste e máximo no nordeste do Estado de São Paulo. Condições mais secas ocorrem no centro e norte e, mais úmidas, ao longo da costa e no sul do estado de março a maio.

Esta situação é devida aos sistemas meteorológicos predominantes no outono, frentes e sistemas convectivos. Os sistemas frontais estabelecem condições mais secas no norte e nordeste e, mais úmidas, no sul do estado no inverno, com mínimo em precipitação em agosto. Este padrão espacial se inverte de setembro a novembro. A distribuição de probabilidade da precipitação acumulada mensal no Estado de São Paulo não é normal. A probabilidade do quantil extremo superior ($> 85\%$) é maior do que todos os outros. O segundo maior é quantil inferior ($<15\%$) e os outros quantis tem menor probabilidade.

A relação entre o sinal dos modos de variabilidade do Oceano Pacífico sugerem uma interferência construtiva entre ENOS (-) e ODP (-), e ENOS (+) e ODP (+), o que corrobora com trabalhos anteriores. Os resultados sugerem que a ODP (+) esteja associada a precipitação anual acima da média em anos de ENOS (+) e ENOS (0) e, abaixo da média, em anos de ENOS (-). A análise espectral indica um pico em 27 anos, que poderia estar associado à ODP, mas de importância menor do que os ciclos sazonal e do ENOS.

A relação da ODP com a precipitação mensal em regiões homogêneas se mostrou bastante complexa. De qualquer forma, a modulação da precipitação pela ODP é mais significativa na região costeira no verão e na primavera; no interior do estado, entre março e abril e setembro e novembro; na Serra da Mantiqueira em fevereiro, abril, setembro e novembro. O impacto da ODP na precipitação dos meses de maio, julho e agosto é desprezível.

Os sinais das anomalias de precipitação de eventos ENOS (+) e ENOS (-) estão em fase e, ENOS (0), em fase inversa, com alternância de sinal entre as fases da ODP somente durante os meses de verão em todo o Estado de São Paulo. Neste período, o sistema de monção da América do Sul está em seu máximo desenvolvimento. Durante outubro e novembro, os sinais das anomalias de precipitação com ENOS (+) e ENOS (0) estão em fase, em fase inversa ao ENOS (-) no litoral do estado, com alternância de sinal entre as fases da ODP.

Análises complementares entre a precipitação, episódios de ENOS e AMO sugerem que a fase mais longa do período ocorreu com AMO (+) entre 1929 e 1964, com menor número de ENOS. Por outro lado, não há relação entre o número de episódios de ENOS e as fases da AMO. A modulação da precipitação pela AMO sugere uma relação mais complexa do que com a ODP. Fevereiro é o único mês em que a precipitação é afetada pela AMO em todo o Estado de São Paulo. Os resultados sugerem que as anomalias de precipitação do interior do estado são afetadas pelo AMO entre janeiro e fevereiro, o litoral em fevereiro, outubro a dezembro, e Serra da Mantiqueira entre fevereiro e março e outubro e novembro.

O sinal da AMO é desprezível no Estado de São Paulo durante os meses de transição (maio e setembro) e inverno (julho e agosto). O oeste e sul do ESP apresentam anomalias de precipitação com fase inversa entre eventos ENOS (+) e ENOS (-), com sinais alternados entre as fases da AMO em dezembro e janeiro. O mesmo ocorre no mês de abril para ENOS (+; 0; -) e, em junho, para ENOS (+) e ENOS (-) no litoral do estado.

Conclui-se que a relação entre a precipitação no Estado de São Paulo, ODP e AMO é complexa. Os resultados deste manuscrito podem contribuir para a previsão climática de longo prazo. Entretanto, sugerem-se outras pesquisas para avaliar-se a complexidade do sinal da ODP sobre a precipitação no Estado de São Paulo durante ODP (-). Os resultados desta pesquisa são diagnósticos e apresentam apenas tendências de impactos da ODP/AMO sobre a precipitação do ESP, pois o sinal é muito fraco. Há a necessidade de uma análise dos mecanismos que controlam a interação entre a precipitação e os modos de variabilidade do Oceano Pacífico.

Sugere-se como trabalhos futuros a análise da dinâmica climática entre as regiões tropicais e subtropicais com ENOS e precipitação, inter-hemisféricos com ODP e precipitação no ESP, e ENOS e ODP por meio do balanço energético e circulações atmosféricas e seus efeitos sobre a superfície oceânica e vice-versa. A utilização de modelos globais também pode contribuir para um melhor entendimento destas interações. A relação entre a precipitação no e a AMO pode ser melhor investigada por meio das análises sugeridas acima, como por exemplo a interação entre a AMO e a duração da estação seca no ESP durante o século XX.

APÊNDICE A – ÍNDICE ENOS DE 1901 A 2007

Tabela A.1. Meses em que a TSM da região Nino3.4 e o IOS excederam o percentil de 33%, caracterizando um evento ENOS. “+1 corresponde a ENOS (+), -1 refere-se à ENOS (-), e 0 corresponde a ENOS (0).

[illegible]

1938	0	0	0	0	0	-1	-1	-1	-1	0	0	-1
1939	0	-1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1940	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	1
1941	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1942	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1943	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1944	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1945	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1946	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1947	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1948	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1949	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1950	0	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
1951	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0
1952	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1953	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1954	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1955	0	0	0	0	0	0	-1	-1	-1	-1	-1	-1
1956	-1	0	-1	-1	-1	-1	0	-1	0	0	0	0
1957	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1
1958	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
1959	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1960	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1961	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1962	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1963	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0
1964	0	0	0	0	0	0	0	-1	0	0	0	0
1965	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1
1966	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1967	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1968	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1969	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1970	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-1	-1	-1
1971	-1	-1	-1	-1	0	0	0	-1	-1	-1	0	0
1972	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1
1973	1	1	0	0	0	0	0	0	-1	-1	-1	-1
1974	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	0	0	0	0	0
1975	0	0	0	0	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
1976	-1	-1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1977	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1
1978	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1979	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1980	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1981	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1982	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1

1983	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0
1984	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1985	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1986	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1
1987	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1988	0	0	0	0	0	0	-1	-1	-1	-1	-1	-1
1989	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	0	0	0	0	0
1990	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1991	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1
1992	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0
1993	0	0	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0
1994	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1
1995	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1996	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1997	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1
1998	1	1	1	1	0	0	0	-1	-1	-1	-1	-1
1999	-1	-1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-1
2000	-1	-1	0	0	0	0	0	0	0	-1	-1	-1
2001	-1	-1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2002	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1
2003	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2004	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0
2005	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2006	0	-1	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0
2007	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-1	-1	-1

Fonte: SMITH; SARDESHMUKH, 2000.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific Decadal Oscillation regimes. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 2017-2030, 2005.

BARLOW, M.; NIGAM, S.; BERBERY, E. H. ENSO, Pacific decadal variability, and U.S. summertime precipitation, drought and stream flow. **Journal of Climate**, v. 14, p. 2105-2128, 2001.

BARROS, M. T. L.; BRAGA JR., B. P. F.; PEREIRA FILHO, A. J. Climatologia de precipitação na área de abrangência do radar de Ponte Nova – SP. In: Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos, 7, 1987, Salvador. **Anais...**, Salvador, 1987.

BJERKNES, J. Atlantic air-sea interaction. **Advances in Geophysics**, v. 10, p. 1-81, 1964.

_____. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus**, v. 18, p. 820-829, 1966.

BOND, N. A.; HARRISON, D. E. The Pacific decadal oscillation, air-sea interaction and central North Pacific winter atmospheric regimes. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 5, p. 731-734, 2000.

BUSSAB, W. O.; MORETTIN, P. A. **Métodos quantitativos – Estatística básica**. 4ª ed. São Paulo: Atual editora, 1987, p. 321.

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.

CHIESSI, C. M.; MULITZA, S.; PÄTZOLD, J.; WEFER, G.; MARENGO, J. A. Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. **Geophysical Research Letters**, v. 36, L21707, p. 5, doi: 10.1029/2009GL039914, 2009.

CLIMATE IMPACT GROUP. **Table of PDO-ENSO years**. Disponível em: <<http://cses.washington.edu/cig/pnwc/compensopdo.shtml#pdoensoyears>>. Acesso em 17 Nov. 2010.

COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical Applied Climatology**, v. 71, p. 185-197, 2001.

DESER, C.; CAPOTONDI, A.; SARAVANAN, R.; PHILLIPS, A. S. Tropical Pacific and Atlantic climate variability in CCSM3. **Journal of Climate**, v. 19, p. 2451-2481, 2006.

DIJKSTRA, H. A.; RAA, L.; SCHMEITS, M.; GERRITS, J. On the physics of the Atlantic Multidecadal Oscillation. **Ocean Dynamics**, v. 56, n. 1, p. 36-50, doi: 10.1007/s10236-005-0043-0, 2006.

DIMA, M.; LOHMANN, G. A hemispheric mechanism for the Atlantic Multidecadal Oscillation. **Journal of Climate**, v. 20, p. 2706-2719, 2007.

DONG, B.; SUTTON, R. T.; SCAIFFE, A. A. Multidecadal modulation of El-Niño Southern Oscillation (ENSO) variance by Atlantic Ocean sea surface temperatures. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L08705, doi: 10.1029/2006GL025766, 2006.

ENFIELD, D. B.; MESTAS-NUÑES, A. M. Multiscale variabilities in global sea surface temperatures and their relationships with tropospheric climate patterns. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2719-2733, 1999.

_____; _____; TRIMBLE, P. J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 10, p. 2077-2080, 2001.

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

GARCIA, S. R. **Variabilidade do sistema de monção da América do Sul: relações com a Oscilação Decadal do Pacífico**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, p. 142, 2006.

_____; KAYANO, M. T. Climatological aspects of Hadley, Walker and monsoon circulations in two phases of the Pacific Decadal Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 91, p. 117-127, doi: 10.1007/s00704-007-0301-9, 2008.

GARREAU, R. D.; BATTISTI, D. S. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the southern hemisphere tropospheric circulation. **Journal of Climate**, v. 12, 2113-2133, 1999.

GERSHUNOV, A.; BARNETT, T. P. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 12, p. 2715-2725, 1998.

GIANNINI, A.; CHIANG, J. C. H.; CANE, M. A.; KUSHNIR, Y.; SEAGER, R. The ENSO teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean: contributions of the remote and local SST to rainfall variability in the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 14, p. 4530-4544, 2001.

GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T. Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul, parte I: El Niño. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10, 1998a, Brasília. **Anais...**, Brasília: UFP, 1998, p. 5.

_____; _____. Sudeste do Brasil: uma região de transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul, parte II: La Niña. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10, 1998b, Brasília. **Anais...**, Brasília: UFP, 1998, p. 5.

_____. The El Niño impact on the Summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263-280, 2003.

_____; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, v. 22, p. 1589-1609, 2009.

HÄKKINEN, S.; MO, K. C. The low-frequency variability of the Tropical Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 5, n. 3, p. 237-250, 2002.

HALLEY, E. An historical account of the trade winds and monsoons observable in the seas between and near the tropics, with an attempt to assign the physical cause of the winds. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, London, v. 26, p. 153-168, 1686.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of Royal Meteorology Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

_____; GREISCHAR, L. Further work on the prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v. 6, p. 743-758, 1993b.

_____. Dipoles, temperatures gradients, and tropical climate anomalies. **Bulletin of the American Society**, v. 83, p. 735-738, 2002.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1388-1403, 1989.

KAPLAN, A.; CANE, M. A.; KUSHNIR, Y. CLEMENT, A. C.; BLUMENTHAL, M. B.; RAJAGOPALAN, B. Analysis of global sea surface temperature 1856-1991. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. 18, p. 567-18, 589, 1998.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 27, p. 531-540, doi: 10.1002/joc.1417, 2007.

_____; OLIVEIRA, C. P.; ANDREOLI, R. V. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 1439-1448, doi: 10.1002/joc.1824, 2009.

KERR, R. A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. **Science**, v. 288, n. 5473, p. 1984-1985, 2000.

KESSLER, W. S.; KLEEMAN, R. Rectification of Madden-Julian Oscillation into the ENSO cycle. **Journal of Climate**, v. 13, p. 3560-3575, 2000.

KHROMOV, S. P. Die geographische Verbreitung der Monsune. **Petermanns Geogr.**, v. 101, p. 234-237, 1957.

KNIGHT, J. R.; ALLAN, R. J.; FOLLAND, C. K.; VELLINGA, M.; MANN, M. E. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L20708, doi: 10.1029/2005GL024233, 2005.

KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazonica**, v. 11, n. 4, p. 743-758, 1981.

_____; _____. CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, p. 490-503, 1984.

_____; CASARIN, D. P. Rainfall anomalies in southern Brazil and related atmospheric circulation features. International Conference on Southern Hemisphere Meteorology, 2, 1986, Wellington, New Zealand. **Extended Abstract**, Wellington: American Meteorological Society, 1986, p. 435-438.

LATIF, M.; BARNETT, T. P. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. **Science**, v. 266, p. 634-637, 1994.

_____; _____. Decadal climate variability over the North Pacific and North America: dynamics and predictability. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2407-2423.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, p. 2988-3005, 1995.

_____; _____. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 656-677, 1997.

_____; _____. Summertime precipitation variability over South America: role of large-scale circulation. **Monthly Weather Review**, v. 127, p. 409-431.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 12, p. 1877-1891, 1999.

LUZ, G. **Oceano Atlântico Sul e a precipitação no Estado de São Paulo**. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, p. 180, 2010.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 29, p. 1109-1123, 1972.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1096-1079, 1997.

_____; _____. The Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Oceanography**, v. 58, p. 35-44, 2002.

MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2261-2280, 2004.

_____. Long-term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920s. **Hydrological Processes**, v. 23, p. 3236-3244, doi: 10.1002/hyp.7396, 2009.

MEHTA, V. M. Variability of tropical ocean surface temperatures at decadal-multidecadal timescales . Part I: the Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2351-2375, 1998.

MINOBE, S. A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 6, p. 683-686.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 38, n. 12, p. 2653-2673, 1981.

MÜNNICH, M.; NEELIN, J. D. Seasonal influence of ENSO on the Atlantic ITCZ and equatorial South America. **Geophysical Research Letters**, doi: 10.1029/2005GL023900, 2005.

NEWMAN, M.; COMPO, G. P.; ALEXANDER, M. A. ENSO-forced variability of the Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Climate**, v. 16, n. 23, p. 3853-3857.

NITTA, T.; YAMADA, S. Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. **Journal Meteorological Society of Japan**, v. 67, p. 375-383, 1989.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during Summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 279-291, 1997.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 56, n. 5, p. 527-530, 1975.

PINKAYAN, S. Conditional probabilities of occurrence of wet and dry years over a large continental area. **Hidrological Papers**, n. 12, Colorado State University, Boulder, Colorado, 1966.

PRADO, L. F.; PEREIRA FILHO, A. J.; HALLAK, R.; LOBO, G. A. Clamntologia da precipitação no Estado de São Paulo no período de 1947 a 1997. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 14, 2006, Florianópolis. **Anais...**, Florianópolis: USP, 2006.

_____; _____. LOBO, G. A.; HALLAK, R. Variabilidade espaço-temporal da precipitação no Estado de São Paulo e sua relação com ENOS entre 1947 e 1997. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 17, 2007, São Paulo. **Anais...**, São Paulo: USP, 2007, p. 15.

_____; _____. Organização espacial da precipitação no Estado de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 15, 2008, São Paulo. **Anais...**, São Paulo: USP, 2008, p. 4.

RAMAGE, C. S. **Monsoon Meteorology**. New York: Academic Press, 1971, p. 296.

RAO, G. V.; ERDOGAN, S. The atmospheric heat source over the Bolivian plateau for a mean January. **Boundary-layer Meteorology**, v. 46, n. 1-2, p. 13-33, doi: 10.1007/BF00118444, 1989.

RE, M.; BARROS, V. R. Extreme rainfalls in SE South America. **Climatic change**, v. 96, p. 119-139, 2009.

REBOITA, M. S. **Ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul: simulação climática e experimentos de sensibilidade**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 294, 2008.

_____; 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.

_____; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). **Climate Dynamics**, v. 35, p. 1331-1347, doi: 10.1007/s00382-009-0668-7, 2010b.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2947-2957, 2000.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1606-1626, 1987.

SARAVANAN, R.; CHANG, P. Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 13, p. 2177-2194, 2000.

SCHNEIDER, U.; FUCHS, T.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; RUDOLF, B. Global precipitation analysis products of the GPCC. **Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), DWD**, p. 1-12. Disponível em <ftp://ftp-anon.dwd.de/pub/data/gpcc/PDF/GPCC_intro_products_2008.pdf>. Acesso em 16/11/2010.

SCHWEDTFEGER, W. Stromungs- und Temperaturfeld der freien Atmosphäre über den Anden. **Meteor. Rundschau**, v. 14, p. 1-6, 1961.

SETZER, J. **Atlas pluviométrico do Estado de São Paulo**. São Paulo: SOM-DAEE 1972.

SILVA, G. A. M. **Evolução dos eventos El Niños em fases distintas da Oscilação Decadal do Pacífico: impactos no Jato de Baixo Níveis a leste dos Andes e nos ciclones extratropicais da América do Sul**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 76, 2009.

_____; AMBRIZZI, T. Summertime moisture transport over Southeastern South America and extratropical cyclones behavior during inter-El Niño events. **Theoretical Applied Climatology**, v. 101, p. 303-310, 2010, doi: 10.1007/s00704-009-0218-6.

SILVA DIAS, P. L. The role of latent heat release in the dynamics of the LLJ's along the Andes. In: International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 6, 2000, Santiago, Chile. **Preprints...**, Santiago, American Meteorological Society, 2000, p. 163-164.

SILVESTRI, G. E. Comparison between winter precipitation in southeastern South America during each ENSO phase. **Geophysical Research Letters**, v. 32, L05709, p. 4, doi: 10.1029/2004GL021749, 2005.

SINCLAIR, M. R. A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 245-263, 1996.

SMITH, C. A.; SARDESHMUKH, P. The effect of ENSO on the intraseasonal variance of surface temperature in winter. **International Journal of Climatology**, v. 20, p. 1543-1557, 2000.

SUGAHARA, S. **Flutuações interanuais, sazonais e intrasazonais da precipitação no Estado de São Paulo**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 137, 1991.

TRENBERTH, K. E. Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 102, p. 639-653, 1976.

_____. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 71, n. 7, p. 988-993, 1990.

_____. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, 1997.

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 599-610, 1981.

WAGNER, R. G. Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the Tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n. C7, p. 16683-16694, 1996.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science – An introductory survey**. 2nd ed. International Geophysics Series. Burlington: Academic Press, 2006, p. 483.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric science**. 2nd ed. International Geophysics Series. Burlington: Academic Press, 2006, p. 630.

XAVIER, T. M. B. S. **Tempo de chuva – Estudos climáticos e de previsão para o Ceará e o Nordeste Setentrional**. Fortaleza: ABC Editora, 2001, p. 478.

ZAMBONI, L.; MECHOSO, C. R.; KUCHARSKI, F. Upper level Wind circulation over South America: impact on precipitation over southeastern South America and relation with ENSO and the Pacific South American modes. **Geophysical Research Abstracts**, v. 11, EGU2009-7648-1, 2009.

ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; BATTISTI, D. S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **Journal of Climate**, v. 10, p. 1004-1020, 1997.

ZHANG, X.; WANG, J.; ZWIERS, F. W.; GROISMAN, P. Y. The influence of large-scale climate variability on winter maximum daily precipitation over North America. **Journal of Climate**, v. 23, p. 2902-2915, 2010.

ZHOU, J.; LAU, K-M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020-1040, 1998.