MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/09.28.21.47-TDI

VARIABILIDADE INTERANUAL DA CIRCULAÇÃO DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

Jeane Rafaele Araújo Lima

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 29 de outubro de 2015.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3KB7DDE>

INPE
São José dos Campos
2015

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
Fax: (012) 3208-6919
E-mail: pubtc@sid.inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):
Presidente:
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Membros:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)
Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)
Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)
Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Drª Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)
André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/09.28.21.47-TDI

VARIABILIDADE INTERANUAL DA CIRCULAÇÃO DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

Jeane Rafaele Araújo Lima

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 29 de outubro de 2015.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3KB7DDE>

INPE
São José dos Campos
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Lima, Jeane Rafaele Araújo.

L628v Variabilidade interanual da circulação de monção da América do Sul / Jeane Rafaele Araújo Lima. – São José dos Campos : INPE, 2015.

xxviii + 143 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/09.28.21.47-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientador : Dr. Manoel Alonso Gan.

1. Variabilidade interanual. 2. Precipitação. 3. Monção da America do Sul. I.Título.

CDU 551.583:551.551.21(8)

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

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

Aluno (a): ***Jeane Rafaele Araujo Lima***

Título: "VARIABILIDADE INTERANUAL DA CIRCULAÇÃO DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL"

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

Dr. Caio Augusto dos Santos Coelho

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Manoel Alonso Gan

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Christopher Alexander Cunningham Castro

Convidado(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 29 de Outubro de 2015

"Suba o primeiro degrau com fé. Não é necessário que você veja toda a escada. Apenas dê o primeiro passo".

“Talvez não tenhamos conseguido fazer o melhor, mas lutamos para que o melhor fosse feito!...”.

MARTIN LUTHER KING

A minha mãe, Janice (in memoriam). Tu és a força que sempre me sustenta em todos os momentos da minha vida, DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Ao Senhor Deus, meu refúgio e força, por me guiar e ajudar a não desistir diante das tribulações passadas.

Ao professor Manoel Alonso Gan, pela orientação, amizade, dedicação e ensinamentos transmitidos durante a elaboração desta pesquisa.

A minha família pelo apoio em todos os momentos.

A minha tia, Vanusa Cassiano e Família. Pessoas amáveis que sempre cuidaram de mim com muito amor e carinho. Obrigada por sempre estarem presentes na minha vida.

Aos velhos amigos e aos novos amigos conquistados no INPE e em Cachoeira Paulista, que de alguma forma, direta ou indiretamente contribuíram para minha experiência de vida e acadêmica durante esta etapa. Os levarei para sempre em minha vida.

Ao Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) pela infraestrutura oferecida.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) que viabilizaram a execução desta pesquisa através da bolsa de estudo.

RESUMO

O Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) é responsável por influenciar a circulação atmosférica e a precipitação sobre a maior parte da América do Sul (AS) tropical durante a estação de verão. Estudos que visem compreender a variabilidade temporal deste sistema são de grande valia para o meio científico, uma vez que, não estão totalmente claros os processos que controlam o clima de monções. Assim, o principal objetivo desta pesquisa é investigar os possíveis fatores climáticos de grande escala e os mecanismos de interação remota, que podem estar associados à variabilidade interanual durante a estação de verão. Neste sentido busca-se compreender as principais diferenças entre os extremos de chuva e de seca sobre o Sudeste da Bacia Amazônica (SAB), Centro-Oeste (COB) e Sudeste (SE) do Brasil, áreas que são influenciadas pelo regime de monção. Para tais análises foram utilizadas correlações de Pearson, técnica de quantis e análise de compostos médios durante o período de 1979 a 2014. Os resultados obtidos através da correlação entre a anomalia da precipitação no SAB e a anomalia de temperatura da superfície do mar (ATSM) e, das componentes do vento em 850hPa e 300hPa indicam a influência dos eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS). As anomalias de precipitação no COB não apresentaram correlações significativas com as ATSM. Porém, na análise de compostos médios, um padrão semelhante aos ENOS do tipo Modoki foram observados. Em 850 hPa observou-se a presença de uma circulação ciclônica (anticlônica) anômala sobre a região central da AS durante os verões chuvosos (secos). No SE do Brasil foi observado um dipolo de ATSM sobre o Atlântico Sul, assim como, verificou-se a presença de circulações anômalas com estrutura barotrópica equivalente sobre estas áreas de ATSM. Este padrão é identificado nos casos de verões secos no SE. Em 300 hPa observou-se o trem de onda entre as latitudes de 30°S-60°S com curvatura de arco a partir da longitude de 120°W atingindo a AS. A análise da variabilidade interanual dos verões foi investigada e os resultados indicaram que na última década ocorreram mais verões chuvosos do que secos na região do SBA. Já a região SE vem sofrendo um déficit de precipitação desde os últimos cinco verões, sendo o verão de 2013/2014 considerado o mais seco dos últimos 35 verões.

Palavras – chave: variabilidade interanual, precipitação, monção da América do Sul.

VARIABILITY ON YEAR OF SOUTH AMERICAN MONSOON CIRCULATION

ABSTRACT

The South America Monsoon System (SAMS) is responsible for influencing the atmospheric circulation and precipitation over most of tropical South America (SA) during the summer season. Studies aiming to understand the temporal variability of this system have great value for the scientific community, because the processes that controls the monsoon climate are not totally clear. Thus, the main objective of this research is to investigate the possible large-scale climatic factors and the remote interaction mechanisms, which may be associated with summer season interannual variability focussing on identifying the main differences between dry and wet extremes in the South-eastern Amazon Basin (SAB), Central- West (WC) and Southeast (SE) Brazil, which are areas influenced by the monsoon regime. For such analyzes, Pearson correlations, quantile method and composite analysis were used during the period from 1979 to 2014. The correlation between precipitation anomaly in SAB and the sea surface temperature anomaly (SSTA) and wind at 850hPa and 300hPa indicates El Niño-Southern Oscillation (ENSO) influence. Precipitation anomalies in WC did not show significant correlation with SSTA. However, a pattern similar to ENSO Modoki type was observed in the composite analysis. At 850 hPa, the presence of a anomalous cyclonic circulation (anticyclonic) was observed over the central region of SA during wet (dry) summers seasons. Over SE region of Brazil, a dipole SSTA pattern over the South Atlantic was identified, as well the presence of anomalous circulations with an equivalent barotropic structure over these SSTA areas. This pattern is more evident in case of dry summer on the SE. At 300 hPa, the wave train between 30°S-60°S was observed presenting a curvature feature from 120°W reaching SA. Analysis of the summer interannual variability the manifestation of indicated wet summers more frequently than dry summers in the SAB during the last decade. On the other hand the SE region experienced rainfall deficit during the last five summer seasons, with the summer of 2013/2014 considered the driest over the last 35 summers.

Keywords: interannual variability, rainfall, monsoon in South America.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 2.1 - Climatologia (1980-1993) de vento em 900 hPa ($m.s^{-1}$) para: (a) média anual, (b) média do vento de janeiro menos o vento médio anual e (c) média do vento de julho menos o vento médio anual. Fonte: adaptada de Zhou e Lau (1998) 7

Figura 2.2 - Seção Pressão x Longitude da circulação divergente média (vetores) no período de DJF (1979- 2008) para a banda de latitude 10ºS-20ºS. Fonte: Adaptada de Marengo et al. (2012)……...…..8

Figura 2.3 - Circulação no nível de (a) 200 hPa e (b) 850 hPa para a Fase I (Pré-Monção) do SMAS. Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998).....10

Figura 2.4- Circulação no nível de (a) 200 hPa e (b) 850 hPa para a Fase II (desenvolvimento) do SMAS. Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998)....11

Figura 2.5 - Circulação no nível de (a) 200 hPa e (b) 850 hPa para a Fase III (madura) do SMAS. Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998).....11

Figura 2.6 - Circulação no nível de (a) 200 hPa e (b) 850 hPa para a Fase IV (dissipação) do SMAS. Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998).....12

Figura 2.7 - Circulação no nível de (a) 200 hPa e (b) 850 hPa para a Fase V (Pós-Monção) do SMAS. Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998).....13

Figura 3.1 - Ciclo anual de precipitação para o período de 1950-2005. Fonte: Adaptada de Grimm (2010) 22

Figura 3.2 - Mapa do domínio das regiões de estudo (a) SBA (70°W - 60°W; 5°S - 12.5°S), COB (60°W -50°W; 10°S - 20°S) e SE (50°W -40°W; 15°S - 25°S); (b) Climatologia da precipitação (mm) durante os trimestres SON, DJF, MAM e JJA nas áreas de estudo durante o período de 1979 a 2013.....22

Figura 3.3 -Representação dos períodos e defasagens temporais considerados nos cálculos de correlação entre a anomalia de precipitação e anomalia de uma variável qualquer.....26

Figura 4.1 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia da TSM nos meses (a) DJF (Lag0); (b) NDJ (Lag-1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag-3); (e) ASO (Lag-4); (f) JAS (Lag-6); e (g) JJA (Lag-6) no sudeste da Bacia Amazônica. As áreas coloridas em sombreado apresentam significância estatística ao nível de 5%.....31

Figura 4.2 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia da TSM nos meses (a) DJF (Lag0); (b) NDJ (Lag-1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag-3); (e) ASO (Lag-4); (f) JAS (Lag-6); e (g) JJA (Lag-6) no Centro-Oeste do Brasil. As áreas coloridas em sombreado apresentam significância estatística ao nível de 5%.....33

Figura 4. 3 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia da TSM nos meses (a) DJF (Lag0); (b) NDJ (Lag-1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag-3); (e) ASO (Lag-4); (f) JAS (Lag-6); e (g) JJA (Lag-6) no Sudeste do Brasil. As áreas coloridas em sombreado apresentam significância estatística ao nível de 5%.....36

Figura 4.4 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia do vento meridional em 300 hPa nos meses (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6) no sudeste da Bacia Amazônica. As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%.....39

Figura 4.5 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia do vento meridional em 300 hPa nos meses (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6) no Centro-Oeste. As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%.....42

Figura 4.6 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia do vento meridional em 300 hPa nos meses (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6) no Sudeste. As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%.....45

Figura 4.7 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia do vento zonal em 300 hPa nos meses (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6) no sudeste da Bacia Amazônica. As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%.....48

Figura 4.8 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia do vento zonal em 300 hPa nos meses (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6) no Centro-Oeste. As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%.....50

Figura 4.9 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia do vento zonal em 300 hPa nos meses (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c)

OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6) no Sudeste. As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%.....52

Figura 4.10 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia do vento meridional em 850 hPa nos meses (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6) no sudeste da Bacia Amazônica. As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%.....55

Figura 4.11 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia do vento meridional em 850 hPa nos meses (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6) no Centro-Oeste. As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%.....58

Figura 4.12 - Correlação entre a anomalia da precipitação em DJF versus a anomalia do vento meridional em 850 hPa nos meses (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6) no Sudeste. As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%.....60

Figura 4.13 - Total Pluviométrico (mm) e classificação dos verões (DJF) nas áreas do (a) sudeste da Bacia Amazônica durante (b) Centro-Oeste e (c) Sudeste do Brasil. A linha pontilhada preta corresponde a média climatológica entre o período de 1979 até 2014.....65

Figura 4.14 - Compostos da anomalia da temperatura da superfície do mar em ºC (sombreado) para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Sudeste da Bacia Amazônica. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. (continua).....69

Figura 4.15 - Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento meridional em m.s-1 (sombreado) em 850 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do sudeste da Bacia Amazônica. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta

corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continua).....76

Figura 4.16 - Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento zonal em m.s-1 (sombreado) em 300 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do sudeste da Bacia Amazônica. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continua).....82

Figura 4.17 - Compostos da anomalia da temperatura da superfície do mar em ºC (sombreado) para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Centro-Oeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10% (continua).....87

Figura 4.18 - Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento meridional em m.s-1 (sombreado) em 850 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Centro-Oeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continua).....93

Figura 4.19 - Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento zonal em m.s-1 (sombreado) em 300 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Centro-Oeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continua).....99

Figura 4.20 - Compostos da anomalia da temperatura da superfície do mar em ºC (sombreado) para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Sudeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para:

Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. (continua) 104

Figura 4.21 - Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento meridional em m.s-1 (sombreado) em 850 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Sudeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continuação).....111

Figura 4.22 - Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento zonal em m.s-1 (sombreado) em 300 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Sudeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continuação).....118

Figura 4.23 - Anomalia da precipitação (mm) durante DJF do ano de 2013/2014 (a) e, anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente entre 1000 e 500 hPa (Vetores; kg/ m.s^{-1}) e divergência (sombreado).....121

Figura 4.24 - Anomalia da temperatura da superfície do mar: (a) em DJF do ano de 2013/2014;(b) em NDJ de 2013/2014; (c) OND de 2013 e (d) SON de 2013.....125

Figura 4.25 - Anomalias do vento em m.s-1 (vetor) e vento meridional em m.s-1 (sombreado) em 850 hPa: (a) em DJF de 2013/2014; (b) em NDJ de 2013/2014; (c) OND de 2013 e (d) SON 2013. Ciclone (C) e Anticiclone (A).....127

Figura 4.26 - Anomalias do vento em m.s-1 (vetor) e vento zonal em m.s-1 (sombreado) em 300 hPa: (a) em DJF de 2013/2014; (b) em NDJ de 2013/2014; (c) OND de 2013 e (d) SON 2013. Ciclone (C) e Anticiclone (A).....129

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 3.2 – Intervalo de classes para categorização da precipitação..... 27

Tabela 4.1 – Correlação linear entre os índices climáticos Oscilação Antártica (OAA), Oscilação Ártica (OA); Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e as regiões dos Niños (Niño 1+2, Niño 3, Niño 4, Niño 3.4) com as anomalias de precipitação média nas áreas do SBA, COB E SE durante os meses de DJF de 1979 a 2014. (* indica a significância estatística superior a 10% e, ** significância estatística superior a 5%).....62

Tabela 4.2 – Classificação para os eventos muito chuvosos e muito secos durante o verão.....66

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AS	-América do Sul
AB	-Alta da Bolívia
AAO	-Oscilação Antártica
ASAS	-Alta Subtropical do Atlântico Sul
ATSM	-Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar
BCH	-Baixa do Chaco
CBM	-Corrente Brasil-Malvinas
CFSR	-Climate Forecast System Reanalysis
CFSV2	-Climate Forecast System Version 2
COB	-Centro-Oeste
ENOS	-El Niño - Oscilação Sul
GEOS	-Goddard Earth Observing System
GPCP	-Global Precipitation Climatology Project
HN	-Hemisfério Norte
HS	-Hemisfério Sul
INPE	-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN	-Jato de Baixos Níveis
MAS	-Modo Anular Sul

NAO	-Oscilação do Atlântico Norte
NOAA	-National Oceanic and Atmospheric Administration
OMJ	-Oscilação Madden-Julian
PNA	-Pacifico Norte América
PSA	-Pacifico Sul América
SBA	-Sudeste da Bacia Amazônica
SE	-Sudeste
SMAS	-Sistema de Monção da América do Sul
TSM	-Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	-Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS	-Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCPS	-Zona de Convergência do Pacífico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

$m.s^{-1}$	-Metros por segundo
hPa	-Hectopascal
σ	-Desvio padrão
$\bar{a}$	-Média da amostra
n	-Tamanho da amostra
r	-Coeficiente de Pearson
ts	-Valor tabelado da distribuição t-Student
mm	-Milímetro
°C	-Graus Celsius
Kg	-Quilograma
iano	-Cada ano

SUMÁRIO

Pág.

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO.....1
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....5
2.1. Definição de monção 5
2.2. O Sistema de Monção da América do Sul: Caraterísticas principais, Evolução temporal 6
2.2.1 Características Principais 6
2.2.2 Evolução Temporal.....9
2.3. Variabilidade Climática do Sistema de Monção da América do Sul 14
CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA.....21
3.1. Área de estudo 21
3.2. Dados 23
3.3. Metodologia 24
3.3.1 Análise de Correlação 24
3.3.2 Classificação dos verões chuvosos e secos e análise dos compostos médios 26
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÕES.....29
4.1 Parte 1 - Análises de correlações espaciais.....29
4.1.1 Análises de correlações espaciais entre a anomalia de precipitação e a anomalia de temperatura a superfície do mar.....29
4.1.1.1 Sudeste da Bacia Amazônica.....29
4.1.1.2 Centro - Oeste.....32
4.1.1.3 Sudeste 34
4.1.2 Análises de correlações espaciais entre a anomalia de precipitação e a anomalia do vento meridional em 300 hPa 37
4.1.2.1 Sudeste da Bacia Amazônica.....37
4.1.2.2 Centro - Oeste.....40
4.1.2.3 Sudeste 43
4.1.3 Análises de correlações espaciais entre a anomalia de precipitação e a anomalia do vento zonal em 300 hPa 46
4.1.3.1 Sudeste da Bacia Amazônica.....46
4.1.3.2 Centro - Oeste.....49
4.1.3.3 Sudeste 51
4.1.4 Análises de correlações espaciais entre a anomalia de precipitação e a anomalia do vento meridional em 850 hPa 53
4.1.4.1 Sudeste da Bacia Amazônica.....54
4.1.4.2 Centro - Oeste.....56
4.1.4.3 Sudeste 59
4.1.5 Análise de correlações com os índices climáticos OAA, OA, NAO e as regiões do Niño 1+2, Niño3, Niño4, Niño3.4 61
4.2 Parte 2 - Classificação e análise observacional para os compostos de verões chuvosos e secos 62
4.2.1 Classificação e variabilidade interanual dos eventos de verões chuvosos e secos.....63

4.2.2 Análise observacional para os compostos dos verões chuvosos e secos.....66
4.2.2.1 Compostos para o Sudeste da Bacia Amazônica 66
4.2.2.1.1 Anomalia da temperatura da superfície do mar 66
4.2.2.1.2 Anomalia do vento em 850 hPa 73
4.2.2.1.3 Anomalia do ventos em 300 hPa 80
4.2.2.2 Compostos para o Centro - Oeste 86
4.2.2.2.1 Anomalia da temperatura da superfície do mar 86
4.2.2.2.2 Anomalia do vento em 850 hPa 91
4.2.2.2.3 Anomalia do ventos em 300 hPa 97
4.2.2.3 Compostos para o Sudeste 103
4.2.2.3.1 Anomalia da temperatura da superfície do mar 103
4.2.2.3.2 Anomalia do vento em 850 hPa 108
4.2.2.3.3 Anomalia do ventos em 300 hPa 115
4.3 Parte 3 - Análise Observacional para o estudo de caso para o verão de 2013/2014 122
CAPÍTULO 5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES 131
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 137

1 INTRODUÇÃO

A circulação de Monção é observada em várias partes do mundo (Ásia, Austrália, África, América do Norte e América do Sul) e se desenvolve sobre regiões de latitudes baixas em resposta ao aquecimento diferencial entre continente-oceano. O termo "monção" está associado à mudança sazonal da direção dos ventos e é caracterizado por apresentar um ciclo sazonal de precipitação bem definido, com excesso de chuva durante o verão e redução durante o inverno.

Ao contrário dos outros regimes de circulação monçônica, na América do Sul (AS) não é observada à reversão sazonal da direção dos ventos em baixos níveis, sendo este um dos motivos pelo qual Ramage (1971) atribuiu ausência de monção nesta região. No entanto, um estudo realizado por Zhou e Lau (1998) mostrou que quando a média anual do vento é removida fica evidente a reversão dos ventos na fase de transição entre o verão e inverno. Além do mais, em grande parte da região central da AS a distribuição da precipitação é bem definida com picos máximos (mínimos) ocorrendo durante os meses de verão (inverno), caracterizando, assim, um sistema de monção (ZHOU; LAU, 2001; GRIMM et al., 2004). Gan et al. (2004) observaram uma reversão nos baixos níveis apenas no vento zonal na região Centro-Oeste do Brasil, sendo este de leste na estação seca e de oeste na chuvosa. Por outro lado, o vento meridional não muda de direção, permanecendo de norte, porém, na estação seca é mais intenso e na chuvosa é mais fraco.

O Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) modula a precipitação em várias regiões do Brasil, sendo este o principal responsável pela configuração da estação chuvosa nas regiões Norte, Centro-Oeste e Sudeste. O desenvolvimento do SMAS começa durante a primavera, com o aumento da convecção sobre o noroeste da bacia Amazônica em meados de setembro, quando avança na direção sudeste, até atingir a longitude de 48°W (região Sudeste do Brasil) em novembro. A precipitação máxima ocorre durante o verão (dezembro a fevereiro), com o desenvolvimento de convecção profunda sobre a maior parte da região tropical da AS (GAN et al., 2009).

O transporte de umidade do oceano Atlântico, associado à sua reciclagem sobre a floresta tropical, mantém a precipitação máxima sobre o Brasil Central, favorecendo a formação de uma banda de nebulosidade com orientação de noroeste-sudeste que se estende desde o sul da Amazônia até o oceano Atlântico, conhecida por Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante os meses de verão. A fase de decaimento da monção começa no final do verão, quando a convecção desloca-se gradualmente para o equador. Durante o outono, o transporte de umidade em baixos níveis, proveniente do oeste da Amazônia, enfraquece devido às frequentes incursões de ar seco e frio proveniente das latitudes médias sobre o interior da região subtropical da AS (GAN et al., 2009).

A monção da AS é influenciada por vários fenômenos atmosféricos que atuam nas diversas escalas de tempo e espaço contribuindo para alta variabilidade de precipitação sobre essa região. Inúmeros estudos em todo o globo consideram o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) como sendo um dos principais mecanismos que modulam a variabilidade interanual das monções (RASMUSSON e CARPENTER, 1983; ROPELEWSKI e HALPERT, 1986; GRIMM, 2003; VARIKODEN e PREETHI, 2013). No entanto, algumas pesquisas como as de Marengo et al. (2001) e Gan et al. (2004), nas regiões do sudeste da Amazônia e Centro-Oeste do Brasil, respectivamente, não observaram uma relação muito clara do ENOS com o início e término da estação chuvosa.

Pesquisas mostram que a modulação do clima no continente Sul Americano pode ser influenciada por outras regiões oceânicas além do Pacífico Equatorial, como por exemplo, Barros e Silvestri (2002) verificaram que a temperatura da superfície do mar (TSM) do Pacífico Subtropical Central-Sul apresenta uma influência comparável à do Pacífico Equatorial Central-Leste sobre a variabilidade interanual da precipitação observada durante a primavera austral sobre o sudeste da AS. Muza et al. (2009) afirmam que o dipolo de TSM do Atlântico Sul caracterizado por apresentar centros com sinais opostos em aproximadamente 15°S e 40°S com forte gradiente da TSM em 30°S, parece estar mais relacionada com variações interanuais de eventos extremos de precipitação sobre o Sudeste do Brasil. Estudos como o de Pezzi e Cavalcanti (2001)

mostram a influência do Atlântico Tropical como modulador da precipitação nas regiões norte e nordeste da AS, mesmo coincidindo com a época de anos extremos de ENOS, enfatizando a importância das duas bacias oceânicas sobre o clima da AS.

O melhor conhecimento dos mecanismos que influenciam a variabilidade atmosférica de baixa frequência, associados às perturbações atmosféricas e que tem grande impacto nos padrões de teleconexões globais são de grande importância para contribuir na melhoria do desempenho dos modelos numéricos de previsão e clima. Estudos observacionais e numéricos tem buscado identificar padrões de circulação de grande escala que através da propagação remota de ondas afetam o continente Sul Americano influenciando direta ou indiretamente na ocorrência de eventos extremos (MAGANÃ e AMBRIZZI, 2005; AMBRIZZI e MULLER, 2007; CUNNINGHAM e CAVALCANTI, 2006).

A relação entre as anomalias tanto positivas (excesso) quanto negativas (déficit) de precipitação resultam em impactos que trazem muitos problemas nos setores da agricultura, dos recursos hídricos, da vida social e econômica de uma região. Diante do exposto, o objetivo geral desta pesquisa é buscar identificar os possíveis padrões atmosféricos e oceânicos de grande escala e os mecanismos de interação remota que podem estar associados à variabilidade interanual dos episódios anômalos de verões chuvosos e secos sobre três regiões que estão sob o regime de monção: Sudeste da Bacia Amazônica (SBA), Centro-Oeste (COB) e Sudeste (SE) do Brasil.

Objetivos específicos:

- Identificar através de análise de correlações os possíveis padrões anômalos da TSM associados a eventos de chuva e seca sobre as três localidades;

- Identificar através de análise de correlações os possíveis padrões anômalos das circulações atmosféricas associados a eventos de chuva e seca sobre as três áreas de estudo;

- Obter uma classificação dos episódios de verões chuvosos e secos, com base na técnica de quantis para variável precipitação;

- Confeccionar compostos médios com intuito de analisar padrões atmosféricos de grande escala que possam estar relacionados com a variabilidade interanual dos episódios de verões mais chuvosos e secos nas três localidades;

Outro ponto a ser levantado neste estudo e uma das problemáticas é tentar verificar se é possível se fazer uma previsão climática com meses de antecedência, a fim de detectar tendências climáticas que levam a ocorrência de eventos anômalos de chuva e seca nas regiões de estudo durante a época das monções na América do Sul. Sendo assim, foram realizadas análises de correlações e de compostos com defasagens no tempo durante os meses que antecedem a estação de verão, logo, caso haja alguma evidência de algum padrão climático associado a eventos extremos anômalos, estes poderão ser prognosticados antes mesmo do início do período chuvoso.

Este tipo de estudo se torna importante para centros operacionais de meteorologia, uma vez que, o conhecimento com meses de antecedência dos padrões atmosféricos e oceânicos que possam explicar como será a evolução e possível previsão ao longo da estação chuvosa, pode-se contribuir para a melhoria do planejamento socioeconômico de cada região, minimizando os impactos de situações de secas ou inundações.

Este trabalho está dividido em cinco capítulos. No Capítulo 2 é apresentada a Revisão Bibliográfica, onde será descrito uma breve definição geral da circulação de monção, com uma abordagem mais focalizada sobre o Sistema de Monção da América do Sul e variabilidade interanual deste sistema. No Capítulo 3 serão apresentados os dados e a metodologia empregada na pesquisa. Os resultados e discussões dos mesmos são apresentadas nos Capítulos 4. Por fim, as conclusões e sugestões para trabalhos futuros são apresentadas no Capitulo 5.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Definição de monção

A palavra “Monção”, cuja origem é Árabe tem o mesmo significado que “Sazonal” ou “Estação”. Esse termo está referenciado principalmente com a reversão na direção dos ventos entre as estações de verão e inverno.

Tais mudanças na direção dos ventos ocorrem devido ao aquecimento diferencial entre grandes extensões continentais e oceânicas, já que ambos são capazes de armazenar calor. Durante o verão, o continente aquece mais rapidamente do que o oceano contribuindo para formação de uma área de baixa pressão sobre o continente e uma área de pressão relativamente mais alta sobre o oceano. Esse mecanismo termodinâmico gera um gradiente horizontal de pressão responsável por originar uma circulação típica com ventos soprando do oceano para o continente nos níveis mais baixos da atmosfera. Durante a estação de inverno esta circulação se inverte e os ventos passam a soprar do continente para o oceano (CHEN, 2003).

Ramage (1971) explica o conceito de monções baseado em mudanças na direção predominante do vento e sua frequência média e, sugere alguns critérios que define este sistema como sendo uma região onde existe: 1) a predominância na mudança da direção do vento de pelo menos 120º entre os meses de janeiro e julho; 2) possuir uma frequência média da direção do vento excedendo em torno de 40% em janeiro e julho; 3) o vento resultante médio exceder 3 ms^{-1} em pelo menos um dos meses e 4) ocorrer uma alternância entre ciclone e anticiclone a cada dois anos, em cada mês, em um retângulo de 50º de latitude-longitude. Outra definição diz que determinada região está sob circulação de monção quando há reversões sazonais na direção do vento causando verões chuvosos e invernos secos (MORAN e MORGAN, 1986).

Os grandes sistemas de monções fazem parte dos mecanismos de circulações na faixa tropical do globo e, encontram-se distribuídos em várias localidades: Ásia, África, América do Norte e América do Sul. A partir deste ponto, a abordagem dos assuntos

será limitada apenas a temas que envolvem a Monção da América do Sul, uma vez que, este foi o foco desta pesquisa.

2.2 O Sistema de Monção da América do Sul: Características principais e evolução temporal

2.2.1 Características principais

Há décadas atrás não se considerava a existência de uma circulação de monção sobre o continente da América do Sul. De acordo com Ramage (1971) as regiões nos trópicos que atende aos seus critérios (mostrados na secção anterior) estão localizadas entre as latitudes de 25ºS e 35ºN e longitudes de 30ºW e 170ºW. O fato da região tropical da AS não se enquadrar dentro deste domínio e não possuir alguns dos critérios impostos por Ramage (1971) como, por exemplo, a mudança sazonal na direção dos ventos, fez com que o autor atribuísse a ausência da circulação de monção na AS.

Anos mais tarde, uma pesquisa desenvolvida por Zhou e Lau (1998) demostrou que embora o vento anual médio seja predominante de leste sobre o Atlântico Tropical e centro-norte da AS (Fig 2.1 a), ao remover a média anual da composição de verão (Fig. 2.1b) e inverno (Fig. 2.1c), ocorre à inversão na direção dos ventos em baixos níveis, sendo esta uma justificativa da comprovação da existência da circulação de monção na AS.

Figura 2.1- Climatologia (1980-1993) de vento em 900 hPa ($m.s^{-1}$) do sistema de assimilação de dados da versão 1 do *Goddard Earth Observing System* (GEOS-1) para: (a) média anual, (b) média do vento de janeiro menos o vento médio anual e (c) média do vento de julho menos o vento médio anual.
Fonte: adaptada de Zhou e Lau (1998)

Outro fato que comprova a existência deste sistema na AS é a circulação leste-oeste causada devido ao aquecimento diferencial entre continente-oceano (MORAN e MORGAN, 1986). A Figura 2.2, ilustra a circulação leste-oeste sobre a AS, onde o contraste de temperatura durante o período mais quente do ano dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) entre o continente Sul Americano (80°W-40°W) e os oceanos adjacentes (Atlântico e Pacífico) contribui para a formação de uma área de baixa pressão sobre o continente associada à convergência (divergência) dos ventos em baixos (altos) níveis da atmosfera. O ar que alcança os altos níveis troposféricos e diverge,

descende sobre o oceano em uma área relativamente mais fria, assim, gera-se a circulação térmica direta no sentido oceano-continente típica das monções de verão.

Figura 2.2 - Seção Pressão x Longitude da circulação divergente média (vetores) no período de DJF (1979- 2008) para a banda de latitude 10ºS-20ºS.
Fonte: Marengo et al. (2012)

Além de características principais como a reversão do vento zonal em baixos níveis, Gan et al. (2004) mostraram outras semelhanças entre os regimes de monções da Ásia e da AS, como por exemplo, a circulação anticiclônica de altos níveis denominada por Alta da Bolívia (AB), um ciclone em baixos níveis denominado por Baixa do Chaco (BCH) e um máximo de temperatura, pouco antes do início da estação chuvosa. Em relação ao regime de precipitação, em grande parte da região central da AS são observadas duas estações bem definidas, com picos máximos (mínimos) ocorrendo durante os meses de verão (inverno) (ZHOU e LAU, 2001; GAN et al., 2004; GRIMM et al., 2004).

Por outro lado, o SMAS apresenta configurações diferentes dos outros sistemas de monção no globo em relação ao tamanho, local, orientação do continente e posição dos oceanos (VEIGA et al., 2002). De acordo com Vera et al. (2006), o que diferencia o SMAS dos demais é o fato de grande parte do continente da América do Sul estar

localizada nos trópicos, assim, as diferenças de temperaturas sazonais são menos pronunciadas do que em monções de regimes subtropicais.

2.2.2 Evolução temporal

O estudo sobre o Sistema de Monção da América do Sul desenvolvido por Zhou e Lau (1998) demonstrou de forma mais detalhada a evolução temporal deste sistema através dos campos de vento em 850 hPa e 200 hPa. Para isto, eles utilizaram o período entre agosto de 1989 e abril de 1990 para caracterizar a evolução da monção que foi dividida em cinco fases que serão descritas a seguir.

Fase I (Pré-monção): compreende o período de 1 de outubro à 19 de novembro de 1989. É caracterizada por apresentar um escoamento divergente (convergente) em altos (baixos) níveis sobre a bacia Amazônica, resultante do forte aquecimento convectivo local. Essas características podem ser observadas através das Figuras 2.3a e 2.3b que representam a circulação no nível de 200 hPa e 850 hPa, respectivamente. Na Figura 2.3a, sobre a região dos jatos subtropical em aproximadamente 20ºS-40ºS, o escoamento encontra-se de forma mais zonal e relativamente intenso. Em baixos níveis, Figura 2.3b, os fracos ventos de leste oriundos da região equatorial e da circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) penetram sobre o continente atingindo a região central da AS. A partir do final de outubro, há um aquecimento troposférico sobre a região central dos Andes. Com isso, ocorre um intenso cisalhamento vertical do vento indicando a existência de um contraste térmico entre trópicos e extratrópicos.

Figura 2.3 - Circulação no nível de (a) 200 hPa e (b) 850 hPa para a Fase I (Pré-Monção) do SMAS.
Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998)

Fase II (desenvolvimento): compreende o período de 20 de novembro a 29 de dezembro de 1989. Nesta fase em altos níveis (Figura 2.4a), ocorre a intensificação do anticiclone (AB) e o aprofundamento do cavado no Atlântico Sul. O jato Subtropical começa a perder força e adquirir curvatura anticiclônica em resposta ao aparecimento da AB. Na Figura 2.4b, ocorre o desenvolvimento de um sistema de baixa pressão a sudoeste do Altiplano ou BCH. Ao longo da bacia Amazônica, em baixos níveis, é observado um escoamento de noroeste proveniente dos ventos alísios sobre o Atlântico Norte que intensificam e atravessam o Equador, atingindo a região mais ao norte dos Andes. Ao mesmo passo, o centro da ASAS se aproxima do continente e contribui para intensificação do escoamento de noroeste-sudeste característico do Jato de Baixos Níveis (JBN) ao longo da cordilheira dos Andes. A circulação se torna mais meridional no leste do continente, em função do aumento do contraste térmico entre a região central do continente e oceano Atlântico Sul.

Figura 2.4 -Circulação no nível de (a) 200 hPa e (b) 850 hPa para a Fase II (desenvolvimento) do SMAS.
Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998)

Fase III (madura): compreende o período de 30 de dezembro de 1989 a 7 de fevereiro de 1990. Nesta fase, em altos níveis (Fig. 2.5a), fica evidente a presença de duas circulações fechadas, uma correspondente à AB deslocada mais para o sul da sua posição climatológica e, a outra correspondente ao vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN), próximo à costa do Nordeste do Brasil. O jato subtropical praticamente desaparece, prevalecendo o jato polar entre 40°S-50°S. Na Figura 2.5b, os ventos de norte em baixos níveis e de sul em altos níveis, em torno de 20ºS-50ºW mostram forte cisalhamento vertical pela relação do vento térmico, o que leva a amplificação da área de aquecimento no altiplano.

Figura 2.5 - Circulação no nível de (a) 200 hPa e (b) 850 hPa para a Fase III (madura) do SMAS.
Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998)

Fase IV (dissipação): compreende o período de 8 de fevereiro a 19 de março de 1990. Em altos níveis (Fig. 2.6a) é observada a bifurcação dos jatos de oeste, entre as latitudes de 30°S-60°S, o enfraquecimento da AB e a deformação do VCAN. Já em baixos níveis (Fig. 2.6b), o deslocamento para leste da ASAS promove o enfraquecimento do fluxo equatorial. Com a diminuição de gradiente de térmico entre o continente subtropical e o oceano adjacente, nota-se o enfraquecimento do cisalhamento horizontal do vento na região de monção. O fluxo de noroeste é interrompido no lado leste dos Andes tropicais.

Figura 2.6 - Circulação no nível de (a) 200 hPa e (b) 850 hPa para a Fase IV (dissipação) do SMAS.
Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998)

Fase V (pós-monção): compreende o período de 20 de março a 28 de abril de 1990. Esta fase é caracterizada pela desconfiguração do sistema de monção, com fluxo de oeste em altos níveis mais uniforme, o jato subtropical e o polar começam o processo de intensificação, enquanto o anticiclone (AB) se torna desconfigurado. A circulação começa a adquirir características de inverno (Fig. 2.7a e 2.7b).

Figura 2.7 - Circulação no nível de (a) 200 hPa e (b) 850 hPa para a Fase V (Pós-Monção) do SMAS.
Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998)

Outra análise do desenvolvimento do SMAS feita por Vera et al. (2006). Esse estudo mostra que o início da estação úmida começa sobre a Amazônia equatorial com chuvas abundantes sobre a bacia Amazônica e depois se espalha para as regiões, Central-Leste e Sudeste do Brasil, entre o final de setembro e início de outubro. Durante o final de novembro até o final de fevereiro (fase madura), a principal atividade convectiva sobre a porção central do Brasil está ligada a uma banda de nebulosidade na direção sudeste, com precipitação estendendo-se desde o sul da Amazônia até o Sudeste do Brasil e oceano Atlântico adjacente. Essa banda convectiva é conhecida como a ZCAS e, é uma característica marcante do SMAS. O JBN que atua de forma mais intensa na estação de verão se torna responsável por realizar o transporte do ar quente e úmido entre a Amazônia e a Bacia do Prata. Entre março e maio se inicia a fase de dissipação do SMAS, quando começa a diminuição da precipitação sobre a Amazônia, a qual desloca gradualmente para noroeste em direção ao equador.

Herdies et al., (2002) observaram dois regimes distintos de vento zonal nos baixos níveis ao estudarem as variações de precipitação durante a estação chuvosa do ano de 1999 na América do Sul. Constataram que os ventos de oeste (leste) estavam associados a forte (fraca) atividade convectiva na porção da ZCAS e então dividiram o período de estudo em análise de regimes com e sem ZCAS. Observaram que os ventos de oeste associados aos eventos com ZCAS fortalece o JBN que, por sua vez, canaliza a umidade

recebida do oceano Atlântico e Amazônia, para o sudeste do Brasil. Já nos eventos sem ZCAS com ventos soprando de leste, o JBN esteve enfraquecido e deslocado para oeste, próximo ao leste da cordilheira dos Andes desviando o transporte de umidade para a região da Bacia do Prata. Ferreira e Gan (2011) ao estudarem a monção da América do Sul também verificaram que os episódios ativos (inativos) da monção estavam associados a presença (ausência) da ZCAS.

2.3 Variabilidade Climática do Sistema de Monção da América do Sul

A variabilidade das monções de verão associadas com o aumento ou redução da precipitação, muitas vezes está relacionada a inundações, deslizamentos de terra, secas e outros eventos extremos de tempo e clima que afetam a sociedade. A variabilidade interanual do clima no Brasil apresenta significativa contribuição para a distribuição da precipitação em várias regiões e, embora essa contribuição seja geralmente menor do que a da variabilidade sinótica e intrassazonal, ela representa um importante modulador dessa variabilidade de mais alta frequência (GRIMM, 2009).

O clima global apresenta modos preferenciais de variabilidade que se reflete em padrões na circulação atmosférica e oceânica, e muitos evoluem em função do acoplamento entre atmosfera e oceano. Os modos de variabilidade consistem em fenômenos ondulatórios, que transportam energia para regiões distantes da fonte de perturbação, tornando a relação causa-efeito bastante complexa, tanto espacial quanto temporalmente (SACCO, 2010).

Um dos principais mecanismos que estão associados com as teleconexões e na escala da variabilidade interanual global é o fenômeno ENOS, que corresponde a uma oscilação acoplada do oceano-atmosfera que produz alterações na TSM, na pressão, no vento e na convecção tropical no oceano Pacífico, mas que mostra reflexos em muitos lugares do planeta (GRIMM, 2009). Na literatura existem várias pesquisas que investigam a influência do ENOS na variabilidade da precipitação sobre a AS (KOUSKY e KAYANO, 1994; ROPELEWSKI e HALPERT, 1987; NOGUÉS-PAEGLE e MO,

2002). No Brasil o impacto do ENOS está mais evidente sobre o norte das regiões Norte e Nordeste e na região Sul, porém, pouco se sabe qual o real impacto deste fenômeno nas regiões sobre influência da monção da AS.

Nas últimas décadas, alguns estudos têm mostrado evidências de outras regiões sobre a bacia oceânica do Pacífico (BARROS e SILVESTRI, 2002) e também do oceano Atlântico Sul (MUZA et al., 2009) exercendo um papel fundamental na modulação das chuvas no Brasil, mas a explicação para suas causas e efeitos ainda são difíceis de identificação. Evidências observacionais, teóricas e de modelagem demonstram, por exemplo, as influências das condições atmosféricas e oceânicas da bacia do Atlântico na variabilidade interanual da precipitação na América do Sul. A seca ocorrida em 2005 no sudoeste da Amazônia esteve mais relacionada às anomalias de TSM positivas do Atlântico Tropical Norte (MARENGO et al., 2008). Já, segundo Chaves (2011), o aumento da convecção no norte da AS e em parte do NEB está associado com o resfriamento do Atlântico Sul entre as latitudes de 0° a 40°S. Na Amazônia, o oceano Atlântico Tropical é uma das principais fontes de umidade para esta região, sendo que o Atlântico Tropical Norte contribui, principalmente, durante o verão austral enquanto que o Atlântico Tropical Sul contribui no restante do ano (DRUMMOND et al., 2014).

A ocorrência simultânea do acoplamento entre o ENOS e anomalias de TSM do Atlântico, desempenham um importante papel na variabilidade climática sobre a AS. A combinação das anomalias de TSM do Atlântico tropical com as anomalias de TSM do Pacífico tropical podem alterar os sinais das anomalias de precipitação sobre o Brasil tropical, de forma a contribuir para o déficit ou excesso de chuvas nestas áreas (REBOITA E SANTOS, 2014). Por outro lado, na ausência de anomalias de TSM no Atlântico, durante os episódios do ENOS, a relação de precipitação no NEB segue como o esperado, com anomalias positivas (negativas) de precipitação na parte norte da região durante eventos de La Niña (El Niño) (ANDREOLI e KAYANO, 2007).

Ao analisar a variabilidade de baixa frequência associados aos extremos chuvosos (secos) sobre o centro-sul da Amazônia, Muza e Carvalho (2006) mostram que fortes episódios de La Niña (El Niño) favorecem o sinal das anomalias extremas de chuva

(seca) na região. Entretanto, os autores afirmam que nem todos os episódios de chuva (seca) estiveram relacionados às fases do ENOS e, sugerem que outros fatores parecem influenciar os extremos de precipitação. Ressaltam ainda a importância do papel das anomalias de TSM do oceano Atlântico e mostram que os casos extremos de seca estiveram associados com um dipolo meridional sobre o Atlântico Sul, enquanto que para os casos de extremos de chuva notou-se a presença do dipolo sobre o Atlântico Tropical.

Bombardi (2008) ao examinar relações entre os padrões de temperatura da superfície do mar com a ocorrência de extremos nas características do SMAS tais como, as datas de início, fim, duração e precipitação acumulada sobre as regiões centrais e sudeste do Brasil, conseguiu verificar que a variabilidade da TSM do Oceano Atlântico Sul na escala interanual tem um importante papel sobre a variabilidade da precipitação total acumulada durante a monção de verão. O autor observou que anomalia negativa (positiva) de TSM sobre o Atlântico Sul subtropical e positiva (negativa) sobre o Atlântico Sul extratropical esteve associado a verões chuvosos (secos) sobre a região.

Cataldi et al. (2010) pesquisaram a teleconexão entre a TSM do oceano Atlântico Sul extratropical na região da Corrente Brasil-Malvinas (CBM) e o regime hidrometeorológico durante o verão no Sul e Sudeste do Brasil. Os autores observaram que quando as anomalias de TSM na região da CBM são positivas, os sistemas transientes de baixa pressão que se aproximam são intensificados. Assim, aparecem os movimentos anômalos ascendentes do ar sobre o Atlântico Sul (50°S), que por compensação geram outro movimento anômalo descendente sobre a região Sul (30°S-35°S) forçando o aparecimento de mais uma anomalia ascendente no Sudeste (20°S-25°S) e outra descendente sobre a região Nordeste próximo ao equador. Esse padrão ondulatório da circulação vertical da atmosfera leva a diminuição de chuvas na região Sul e ao favorecimento para formação de ZCAS sobre a porção norte do Sudeste. Ainda segundo os autores esta estrutura pode variar de acordo com a intensidade e persistência das anomalias de TSM, assim como, a presença de forçantes de grande escala, como por exemplo, o ENOS.

Outra característica marcante e que possui um papel fundamental na distribuição de chuvas na monção de verão da América do Sul é a presença da ZCAS. Ao estudar os episódios de ZCAS continental e oceânica, Carvalho et al. (2004), observou que os eventos ENOS parecem modular o número de casos e a persistência da ZCAS, porém, quando se trata da intensidade (forte ou fraca) da ZCAS, não é observado uma relação clara entre esses eventos. Fica mais evidente a influência dos eventos ENOS nos casos em que as ZCAS atuam de forma persistente (período maior que três dias). Para a maioria dos casos analisados houve uma tendência da fase do ENOS quente (fria e neutra) estarem associados à ocorrência dos episódios oceânicos (continental).

Os padrões de teleconexões atmosféricas como, por exemplo, o Pacífico Sul América (PSA), a Oscilação Antártica (OAA) ou Modo Anular Sul (MAS), Oscilação de Madden-Julian (OMJ) influenciam direta ou indiretamente na precipitação na AS, além de modular posicionamento e intensificação da ZCAS (CUNNINGHAM E CAVALCANTI, 2006; VASCONCELOS E CAVALCANTI, 2008).

Cunningham e Cavalcanti (2006) atribuíram à variabilidade intrasazonal da convecção na ZCAS a dois principais tipos de mecanismos. O primeiro relacionado à propagação para leste do sinal da OMJ favorecendo a convecção nas partes mais tropicais do Brasil. Neste caso os autores verificaram um padrão “gangorra” entre a convecção da Indonésia e da ZCAS quando esta ocorre mais ao norte. E o segundo associado a um trem de ondas de Rossby tipo PSA partindo da Indonésia, o qual pode afetar a convecção na região da ZCAS, ora favoravelmente, ora não. No caso favorável, este trem de onda estabelece um ciclone anômalo em altitude sobre a AS que pode contribuir para reforçar o cavado característico de um episódio de ZCAS.

A OAA ou MAS é caracterizado por anomalias de pressão de sinais opostos centrados entre a Antártica e entre 40°-50°S. A fase positiva (negativa) do índice de oscilação antártica está associada com a pressão abaixo (acima) do normal na região polar. Esta oscilação também pode ser identificada no campo do geopotencial (GONG e WANG, 1999; THOMPSON e WALLACE, 2000). Carvalho et al. (2005) mostraram uma relação entre os ENOS e a OAA, onde afirmam que as fases negativas (positivas) da

OAA foram dominantes quando as anomalias de TSM ao longo do Pacífico central-leste estiveram quentes (frias).

Um estudo realizado por Vasconcellos e Cavalcante (2010) mostrou que durante o verão austral os eventos anômalos de precipitação intensa na região do Sudeste do Brasil ocorrem durante a fase positiva da OAA, enquanto condições de seca ocorrem na fase negativa da OAA. As autoras ainda sugeriram que a OAA intensifica o centro ciclônico na parte sudoeste da AS, que é parte do trem de ondas tipo PSA, contribuindo para a intensificação da circulação anômala sobre o Sudeste do Brasil.

Na fase negativa do MAS foi observado que a trajetória dos ciclones em todo o Hemisfério Sul (HS) desloca-se para norte, comparada à fase positiva, e que no setor da América do Sul e Atlântico Sul há intensa atividade frontogenética e anomalias positivas de precipitação na costa sudeste da América do Sul. Em geral, na fase positiva do MAS são observadas condições inversas (REBOITA, 2009).

Outros estudos também sugerem a influência dos processos entre superfície-atmosfera sobre a variabilidade interanual do SMAS (GRIMM et al.,2007; COLLINI et al.,2008). Grimm (2003) estudou o impacto do El Niño sobre a monção de verão da AS em especial sobre a região centro-leste do Brasil e, mostrou uma reversão dos padrões de precipitação entre primavera e verão sugerindo uma hipótese de *feedback* superfície-atmosfera. Tal hipótese foi explicada por: condições de baixa (alta) precipitação observadas durante a primavera levam à baixa (alta) umidade do solo e alta (baixa) temperatura do ar na superfície que, em combinação com a orografia da região sudeste do Brasil contribui para elevar ainda mais a temperatura e, como consequência levaria ao reforço das anomalias de circulação ciclônica (anticiclônica) em baixos níveis, redirecionando o fluxo de umidade da Amazônia para o centro-leste do Brasil. Com isso cria-se condições favoráveis para um período de excesso (déficit) de precipitação no pico do verão nessa região. Portanto, a reversão no pico do verão parece ser forçada localmente por um *feedback* da superfície-atmosfera desencadeada pelas anomalias de primavera. A forçante remota parece ser mais forte na primavera e mais fraca no verão,

e, portanto a influência dos processos locais são mais fortes no verão (GRIMM et al., 2007).

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Área de estudo

Para desenvolver este estudo foram selecionadas três áreas sobre a América do Sul que estão sob a influência do sistema de monção. A escolha da delimitação de cada região que foi foco deste estudo baseou-se na climatologia de precipitação anual desenvolvida por Grimm (2010). Houve o cuidado de separar de forma objetiva cada região pela semelhança e homogeneidade de como se distribui o ciclo anual da precipitação, como pode ser visto na Figura 3.1.

A Figura 3.2a ilustra as três regiões escolhidas para o estudo, as quais foram definidas por Sudeste da Bacia Amazônica - SBA (70°W - 60°W; 5°S - 12.5°S), Centro-Oeste – COB (60°W - 50°W; 10°S - 20°S) e Sudeste - SE (50°W -40°W; 15°S - 25°S). Nestas áreas, os totais pluviométricos são máximos durante a estação de verão austral e, mínimos durante o inverno austral. Ressalta-se ainda que, embora o padrão do ciclo anual da precipitação seja similar nessas localidades, os totais mensais e sazonais são diferentes. Assim como a influência de alguns sistemas meteorológicos que podem atuar sobre uma região e não atuar em outra (REBOITA et al., 2010), mas em geral, essas três regiões são influenciadas pela ZCAS nos meses de verão.

Durante o trimestre de DJF, o SBA é a região que apresenta o maior volume de chuvas com valores acima de 935 mm. Em seguida o COB e SE com precipitação acumulada acima dos 820 mm e 665 mm, respectivamente. Os menores totais acumulados são vistos durante o trimestre JJA nas três regiões como pode ser visto na Figura 3.2b.

Figura 3.1 – Ciclo anual de precipitação para o período de 1950-2005
Fonte: Adaptada de Grimm (2010).

(a) (b)

Figura 3.2 – Mapa do domínio das regiões de estudo (a) SBA (70°W - 60°W; 5°S - 12.5°S), COB (60°W -50°W; 10°S - 20°S) e SE (50°W -40°W; 15°S - 25°S); (b) Climatologia da precipitação acumulada (mm) do GPCP para os trimestres Setembro, Outubro e Novembro (SON); Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF); Março, Abril e Maio (MAM) e Junho, Julho e Agosto (JJA) nas áreas de estudo durante o período de 1979 a 2013

3.2 Dados

Para realização desta pesquisa foram utilizados os dados de precipitação mensal do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) construídas numa grade de 2,5° de latitude e de longitude e, estão disponíveis desde 1979 até o presente. Estes dados resultam da combinação dos dados de precipitação de redes de estações meteorológicas em superfície com estimativas de vários sensores a bordo de satélites. Essa metodologia tem mostrado resultados satisfatórios, principalmente, ao se avaliar a precipitação em regiões onde há uma baixa disponibilidade de dados observados em estações meteorológcas. Informações adicionais sobre os dados mensais podem ser obtidos em Adler et al. (2003). Também foram utilizados os dados de TSM que apresentam resolução espacial de 1° de latitude e de longitude. Este produto é produzido pelo *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) utilizando tanto dados *in situ* como dados de satélites. Uma maior descrição do procedimento pode ser encontrada em Reynolds et al. (2002).

Os dados de reanálises do *Climate Forecast System Reanalisys* (CFSR) do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) foram utilizados neste estudo por apresentarem um melhor desempenho em seus resultados quando comparado com as reanálises do NCEP1 e NCEP2, diferindo destas últimas, pelo fato de utilizar um modelo de alta resolução vertical e horizontal e também pela assimilação dos dados de radiâncias (QUADRO et al., 2012). Esta é uma reanálise de alta resolução espacial que apresenta o acoplamento do oceano-atmosfera-terra e gelo da superfície do mar (SAHA et al., 2010). Os dados a cada 6h da variável de vento em 850 hPa e 300 hPa foram utilizados numa resolução espacial de 2,5° de latitude e de longitude durante o período de 1979 a 2010. Como uma extensão para a CFSR foi utilizado os dados do *Climate Forecast System Version 2 (CFSV2)* a cada 6h e durante o período de 2011 a 2014 (SAHA et al., 2014). Lembrando que a partir destes dados horários foram obtidos os valores médios mensais e as anomalias, a fim de padronizar as variáveis para que seja possível a comparação com os outros dados nestas mesmas escalas temporais.

3.3 Metodologia

3.3.1 Análise de correlação

Através da metodologia de correlações lineares buscou-se investigar uma possível evidência de influência de fatores remotos e padrões de circulação atmosférica associados às anomalias de precipitação nas regiões de estudo durante o verão austral.

Inicialmente foi extraída dos dados do GPCP uma série histórica com os valores médios da precipitação na área para cada uma das três regiões de estudo nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro durante o período de 1979 a 2014. Em seguida foi calculada a média climatológica para cada mês (D, J e F) a partir dos 35 anos de estudo. Depois de obtida a média climatológica calculou-se as anomalias mensais, obtendo assim, uma nova série de dados composta pelo valor médio da anomalia mensal de precipitação em cada área de estudo durante o período. Em seguida foram gerados os campos espaciais das anomalias mensais das variáveis: TSM, vento meridional em baixos níveis (850 hPa) e vento meridional e zonal em altos níveis (300 hPa) para o mesmo período. Em seguida, foi calculada à correlação de Pearson (Equação 3.1) entre as séries de dados da anomalia de precipitação na área e a anomalia de cada variável citada anteriormente. Esta correlação foi feita em cada ponto de grade no campo espacial, obtendo por fim mapas de correlação espacial.

Também foram realizadas correlações com defasagens para trás no tempo, a fim de encontrar padrões atmosféricos e oceânicos que possam ser um indicativo antecipado para ocorrência dos eventos anômalos de precipitação nesta estação. Sendo assim, a presença de tais padrões poderá contribuir para um prognóstico de um verão mais chuvoso ou mais seco. A Figura 3.3 ilustra a representação esquemática dos períodos e defasagens temporais considerados nos cálculos de correlação entre a anomalia de precipitação e a anomalia de uma variável qualquer.

O coeficiente de correlação de Pearson (r) é uma medida de associação linear entre duas variáveis “x” e “y” assumindo valores entre -1 e 1. Quanto mais positivo (negativo) e próximo de 1 (-1) for o valor da correlação, maior será a relação linear entre as

variáveis. Por outro lado, uma correlação quanto mais próxima for do valor zero, menor será a relação linear entre as variáveis.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i - \bar{x})^2 (y_i - \bar{y})^2}} \tag{3.1}$$

Onde: x_i, y_i são os valores medidos e $\bar{x}, \bar{y}$ são as médias aritméticas para ambas as variáveis “x” e “y”.

Antes de poder inferir sobre qualquer resultado obtido pelo coeficiente de correlação linear, é de suma importância a aplicação de um teste estatístico de significância para reconhecimento do verdadeiro grau de associação entre as variáveis envolvidas. Portanto, foi utilizado o teste de significância estatística de t-Student (Equação 3.2) para o cômputo da significância estatística do coeficiente de correlação. A aplicação deste teste tem objetivo de verificar a confiabilidade dos resultados obtidos.

$$t = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \tag{3.2}$$

Onde, r é o valor do coeficiente de correlação de Pearson da amostra e n é o tamanho da série temporal. A significância estatística das correlações foi calculada para o nível de confiança de 5%.

A significância estatística das correlações foi obtida através do procedimento estatístico conhecido como teste de hipóteses. Assumimos que a hipótese de que os valores de r são iguais a zero, o que implica que não há correlação linear entre as variáveis. Em contrapartida, consideramos a hipótese de r sendo diferente de zero, o que implica em uma correlação entre as variáveis significativa. Assim, não se rejeita a hipótese caso $-t_c \leq t \leq t_c$, ou se rejeita a hipótese caso $t < -t_c$, ou $t > t_c$, onde t_c é o valor crítico obtido segundo a distribuição de t-Student para o nível de significância de 5%.

Figura 3.3 -Representação dos períodos e defasagens temporais considerados nos cálculos de correlação entre a anomalia de precipitação e anomalia de uma variável qualquer.

3.3.2 Classificação dos verões chuvosos e secos e análise dos compostos médios

A variabilidade interanual da precipitação durante o verão austral foi investigada nas três regiões de estudo. A seleção dos eventos climáticos anômalos foi realizada de forma rápida e objetiva através da técnica estatística dos quantis (PINKAYAN, 1966; XAVIER,1999; XAVIER et al.,2002; XAVIER et al.,2007). Este trabalho utiliza as ordens quantílicas de *q*0,15; *q*0,35; *q*0,65 e *q*0,85 para estabelecer a classificação dos verões com relação aos valores observados (*Xi*) de precipitação (Tabela 3.2). Dessa forma, as classes extremas (eventos “Muito Chuvoso” e “Muito Seco”) apresentam intervalo menor (apenas 15%).

Primeiramente, extraiu-se a média da precipitação na área das três regiões de estudo para o trimestre (D, F, J) durante os 35 anos da série histórica. Em seguida esses valores foram ordenados de forma crescente e, posteriormente foi feita a aplicação da técnica dos quantis e obteve-se a classificação dos verões de acordo com o intervalo de classes visto na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 - Intervalo de classes para categorização da precipitação

Precipitação acumulada em DJF (mm) = *Xi*	**Classificação**
$Xi \leq q0{,}15$	Muito Seco
$q0{,}15 < Xi \leq q0{,}35$	Seco
$q0{,}35 < Xi < q0{,}65$	Normal
$q0{,}65 \leq Xi < q0{,}85$	Chuvoso
$Xi \geq q0{,}85$	Muito Chuvoso

A fim de encontrar padrões atmosféricos obtidos nas análises de correlação, elaboraram-se compostos médios, somente dos anos classificados como extremos (muito chuvoso e muito seco) dos campos das anomalias das variáveis de TSM, vento em baixos níveis (850 hPa) e vento em altos níveis (300 hPa).

As significâncias estatísticas dos compostos foram calculadas conforme feito em Ferreira (2013). Para o teste de significância dos compostos é considerado o número de graus de liberdade correspondentes ao número de casos incluídos nos compostos, além de considerar que as variáveis possuem uma distribuição normal. Logo, a condição dada pela Equação 3.3 tem que ser satisfeita (PANOFSKY; BRIER, 1968):

$$|\bar{a}| > t_s \frac{\sigma}{\sqrt{n-1}} \tag{3.3}$$

Onde t_s é o valor tabelado da distribuição de t-Student para n-1, σ é o desvio padrão, $\bar{a}$ é a média da amostra e n é o número de casos. Portanto, só tem significância estatística os valores absolutos maiores do que $t_s \frac{\sigma}{\sqrt{n-1}}$. A significância estatística dos compostos foi calculada para o nível de confiança de 10%.

4 RESULTASOS E DISCUSSÕES

4.1 Parte 1 – Análises de correlações espaciais

4.1.1 Análises de correlações espaciais entre a anomalia de precipitação e a anomalia de temperatura a superfície do mar

Sabe-se que forçantes locais podem desencadear anomalias atmosféricas que se propagam por milhares de quilômetros e influenciam o clima e tempo em regiões distantes da fonte de perturbação. As anomalias de temperatura da superfície do mar (ATSM) têm exercido esse papel de forçante dentro do sistema climático e, estudos já evidenciam correlações entre a TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico com alterações na precipitação (VEIGA,2002; GRIMM,2004), temperatura do ar (FIRPO et al., 2012) e vazão dos rios (SILVA, 2012) na América do Sul e no Brasil.

Diante do contexto, nesta secção procurou-se investigar quais as principais áreas sobre os oceanos que estiveram associados às anomalias de precipitação na estação de verão (DJF) em cada uma das regiões de estudo. Para tal foram realizadas correlações entre a anomalia de precipitação média na área e a ATSM durante o período de 1979 até 2014. A significância estatística das correlações foi verificada através do teste t-student ao nível de confiança de 5% (áreas sombreadas). As correlações com defasagem no tempo foram realizadas a fim de investigar relações entre as anomalias de precipitação durante esta estação e a anomalia de TSM nos meses que antecedem a estação de verão, assim, caso haja alguma evidência de relação, estas poderão ser prognosticadas a partir dos dados de TSM.

4.1.1.1 Sudeste da Bacia Amazônica

A Figura 4.1 corresponde às correlações entre as anomalias de precipitação média na área do SBA e as ATSM para períodos sem e com a defasagem no tempo. No caso de anomalia positiva da precipitação sobre a região do SBA, então, as áreas sobre os

oceanos que possuírem correlação positiva (negativas) correspondem a áreas onde as ATSM são quentes (frias). Já no caso de anomalia negativa da precipitação sobre a região do SBA, então, onde a correlação for positiva (negativa) corresponde a uma ATSM mais fria (quente).

O padrão de correlação sem defasagem no tempo (Figura 4.1a) no SBA mostra uma área de correlação negativa no oceano Pacífico Equatorial, sendo limitadas por áreas de correlação positiva no Pacífico Norte e Sul. Essa configuração evidencia um gradiente de temperatura entre essas regiões assumindo a forma de um padrão tipo “ferradura”, tal como, destacado por Tedeschi (2013) e, sendo semelhante ao que ocorre durante períodos de eventos ENOS. Ainda, observa-se que as regiões com maior significância estatística sobre o Pacifico Equatorial estão localizadas próximo as sub-regiões do Niño 3 e Niño 1+2, sugerindo uma maior relação com essas áreas. Portanto, verões com precipitação acima da normal podem estar associados a episódios de La Niña , assim como, os verões com precipitação abaixo da normal podem estar associados com eventos de El Niño. Resultados semelhantes também foram obtidos em Muzza e Carvalho (2006).

As defasagens no tempo com um (Lag-1), dois (Lag-2) e três (Lag-3) meses de antecedência ao período do verão (Figuras 4.1 b, c e d) mostram uma área mais extensa, assim como, os maiores valores de correlação estatisticamente significativa, abrangendo o Pacífico Equatorial e ladeando a costa oeste da AS. Esse resultado sugere que as ATSM associadas aos ENOS durante a primavera parecem exercer uma influência na precipitação de verão no SBA. Mais do que as ATSM durante o próprio período de verão (Figura 4.1a), já que esses sinais aparecem mais fortes na primavera. Entre o Lag-4 e Lag-2 é possível observar uma correlação positiva e significativa na região da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) desde a Indonésia, sugerindo uma possível conexão com este sistema. Sendo assim, anomalias de precipitação positivas (negativas) sobre o SBA estariam associadas com ATSM mais quentes (frias) na região da ZCPS. Porém, à medida que se diminui a defasagem no tempo, a correlação nesta área também diminui e, parece propagar-se para sudeste se concentrando mais sobre o setor leste do Pacífico subtropical próximo à costa oeste da AS.

Na região do Pacífico subtropical Sul, ao sudeste da Austrália, verifica-se uma área de correlação positiva em todos os mapas, nas análises com e sem defasagem no tempo. Logo, ATSM positivas (negativas) nesta área estariam associadas com anomalias de precipitação positivas (negativas) no SBA. Em todos os meses, essa área parece exercer uma influencia na precipitação de verão no SBA. Sobre a Bacia do Atlântico Sul, no Lag0, observa-se uma ampla área de correlação positiva centrada em torno de 30°S-20°W, esta por sua vez, apresenta um sinal muito fraco com dois (Lag-2) e três (Lag-3) meses de antecedência e, intensificando com um mês (Lag-1) de defasagem, sugerindo que o aquecimento das águas do Atlântico subtropical no mês que antecede o período de verão e até mesmo durante o verão pode estar relacionado com precipitação acima do normal na região.

(a)

Figura 4.1 - Correlação entre a anomalia da precipitação no sudeste da Bacia Amazônica em DJF versus a anomalia da TSM nos meses: (a) DJF (Lag0); (b) NDJ (Lag-1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag-3); (e) ASO (Lag-4); (f) JAS (Lag-6) e (g) JJA (Lag-6). As áreas coloridas em sombreado apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua)

Figura 4.1- Conclusão.

4.1.1.2 Centro-Oeste

A precipitação da região Centro-Oeste do Brasil apresentou correlações baixas e sem significância estatística com a ATSM nas três bacias oceânicas, principalmente, durante a estação de verão, no Lag0 (Fig 4.2a). Embora a correlação não tenha apresentado significância, verifica-se uma área de correlação positiva na porção equatorial-oeste do Pacífico. Logo, não se descarta a possibilidade, ainda que pequena, da influência de anos em que as ATSM mais quentes (frias) sobre esta porção do Pacífico podem estar

associadas com anomalias de precipitação positivas (negativas) no COB. Sabe-se que os ENOS variam em termos de intensidade e localização no Pacífico equatorial e, estes aspectos, afetam as perturbações das circulações das células de Walker e Hadley, deslocando-as um pouco mais para leste (oeste) e, para sul (norte) da sua posição normal, respectivamente. Como consequência, o ramo descendente (ascendente) destas células também será deslocado sobre a AS e, dependendo da posição poderá exercer alguma influência sobre a região do COB.

As áreas mais correlacionadas significativamente ocorreram durante os três meses que antecedem a estação de verão e, correspondente ao período de primavera. Nota-se uma correlação negativa entre as latitudes de 20°S-30°S e longitudes de 160°E-140°W, do Lag-1 até o Lag-3 (Figuras 4.2 b, c e d) sugerindo uma maior influência da ATSM na porção da ZCPS com a precipitação de verão no COB. . Neste caso, anomalias de precipitação positiva (negativa) na região do COB estariam associadas a ATSM frias (quentes) na área da ZCPS. A influência da temperatura da superfície do mar na região do Atlântico equatorial parece ser mais significativa com três e quatro meses de antecedência como pode ser vista no Lag-3 e Lag-4 (Figuras 4.2 d e e).

(a)

Figura 4.2- Correlação entre a anomalia da precipitação no Centro-Oeste do Brasil em DJF versus a anomalia da TSM nos meses: (a) DJF (Lag0); (b) NDJ (Lag-1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag-3); (e) ASO (Lag-4); (f) JAS (Lag-6) e (g) JJA (Lag-6). As áreas coloridas em sombreado apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua)

Figura 4.2- Conclusão.

4.1.1.3 Sudeste

As correlações mais significativas entre as ATSM e as anomalias de precipitação da região SE durante o verão (Figura 4.3 a) podem ser vistas sobre o oceano Atlântico Sul. Verifica-se um padrão de dipolo com um centro de anomalia negativa próxima a costa do leste do Sudeste e outro centro de anomalia positiva sobre o extremo sul do continente Sul Americano. Assim, verões com precipitação acima (abaixo) da normal

nesta região podem estar associados ATSM mais frias (quentes) próximos à costa do Sudeste e ATSM mais quentes (frias) no extremo sul da AS. Este padrão dipolo no Atlântico Sul parece surgir sem muita significância estatística com dois (Lag-2) meses de antecedência, intensificando no Lag-1 até ficar evidente no Lag0. Dessa forma, a temperatura da superfície do mar no Atlântico Sul parece exercer influencia na variabilidade da precipitação de verão na região SE, a partir do final da primavera e início do verão.

Alguns estudos (ROBERTSON e MECHOSO, 2000; CHAVES e NOBRE, 2004; GRIMM, 2009) tem retratado que, essa anomalia próxima à costa leste do Sudeste do Brasil, deve-se a influência da atmosfera sobre o oceano. Neste caso, o aumento de nebulosidade associado a máximos de precipitação sobre a região do Sudeste em função da ZCAS causariam uma diminuição da incidência de radiação de onda curta sobre a superfície do oceano, intensificando as anomalias negativas de TSM. Contudo, um estudo realizado por Chaves (2011) revela um resultado oposto, onde a mesma mostra que a convecção sobre a porção oceânica da ZCAS e nas latitudes subtropicais da AS está associada com anomalias positivas de TSM sobre o Atlântico Sul e com o enfraquecimento dos ventos alísios de sudeste.

Assim como na região Centro-Oeste, as correlações entre a anomalia de precipitação no Sudeste e a ATSM apresentam correlações baixas e sem significância estatística sobre o Pacífico equatorial. Mesmo assim, pode ser observado um padrão semelhante ao ENOS. As áreas mais significativas e de correlação negativa, apresentam-se no Pacífico subtropical sobre a região de atuação da ZCPS e podem ser vistas com até quatro meses de antecedência (Lag-4). Nota-se que as correlações próximas à área da ZCPS tanto na região SE (Figura 4.3) como na região do Centro-Oeste (Figura 4.2), apresentam-se com valores negativos, ao contrário da região do sudeste da Bacia Amazônica (Figura 4.1) onde essa área aparece com valores positivos e, portanto atuando de forma oposta.

(a)

(b)

(c)

(d)

(e)

Figura 4.3- Correlação entre a anomalia da precipitação no Sudeste do Brasil em DJF versus a anomalia da TSM nos meses: (a) DJF (Lag0); (b) NDJ (Lag-1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag-3); (e) ASO (Lag-4); (f) JAS (Lag-6) e (g) JJA (Lag-6). As áreas coloridas em sombreado apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua)

(f) (g)

Figura 4.3- Conclusão.

4.1.2 Análises de correlações espaciais entre a anomalia de precipitação e a anomalia do vento meridional em 300 hPa

Nesta secção pretende-se obter os campos de circulação e/ou até mesmo possíveis evidências de trens de onda de Rossby associados a anomalias de precipitação. Para tal foi realizada a análise de correlação entre as anomalias de precipitação média na área e as anomalias do vento meridional em 300 hPa em toda a grade. Considerando um cenário de anomalias de precipitação positiva nas regiões de estudo, as áreas do mapa onde a correlação for positiva (negativa) correspondem a uma componente de sul (norte) do vento meridional. Da mesma forma, se considerar o cenário para anomalias de precipitação negativa, onde a correlação for positiva (negativa), correspondem a uma componente de norte (sul) do vento meridional. As áreas com contorno na cor verde possuem significância estatística ao nível de 5%. Foram realizadas os Lags (defasagens), com intuito de investigar o comportamento do campo de circulação que antecede o período de verões chuvosos e secos.

4.1.2.1 Sudeste da Bacia Amazônica

No campo sem defasagem no tempo (Figura 4.4 a) para a região do SBA, verifica-se que as áreas de correlação significativa ocorrem ao longo da região equatorial, onde fica evidente a presença de um trem de onda que segue de forma mais zonal entre 0°S-20°S tornando-se mais correlacionado estatisticamente sobre o centro-norte do continente da América do Sul. Estes resultados sugerem que a região do SBA é mais afetada por trens

de ondas que são excitados pela presença de fontes térmicas e propagam-se pela região equatorial ao redor do globo. Ainda é possível observar um par de circulações anômalas posicionadas entre a linha do equador em ambos os hemisférios, Norte e Sul, no oeste do Pacífico em torno de 120°W-180°W. Essa configuração pode ser uma resposta às anomalias de temperatura à superfície do mar mais frias nessa região como visto na Figura (4.4 a). Na região dos extratrópicos entre 30°S-60°S e 20°N-40°N também podem ser observados trens de ondas. No HS o trem de onda mesmo não estando tão evidente, apresenta a partir da Austrália uma inclinação para sudeste, passando pelo Pacífico Sul atingindo o extremo sul do continente da AS. Enquanto que, no Hemisfério Norte (HN), o trem de ondas em 40°N parece entrar em fase com o trem de ondas da região equatorial. Esse padrão de ondas mais alongadas sobre o HN, estendendo-se até próximo ao equador em algumas áreas, sugere uma maior interação entre a região tropical e extratropical. Note que as áreas de correlações com mais significância estatística estão localizadas sobre o HN e região equatorial, durante a estação de verão na região do SBA.

Focando a análise sobre a AS para os casos de anomalias de precipitação positiva, observa-se uma alternância da componente meridional do vento sobre a porção centro-norte do continente, com uma área de vento do quadrante norte (sinal negativo) sobre parte do Peru e oceano Pacífico equatorial, outra área significativa da componente de sul do vento (sinal positivo) sobre o noroeste da AS e uma área mais ampla da componente de norte do vento sobre a região Nordeste do Brasil. Logo, nos casos de precipitação acima do normal, a configuração de circulação sobre a AS sugere um padrão anômalo de uma área de defluência do vento em altitude sobre a região de estudo provocada por uma circulação anticiclônica anômala mais deslocada para direção oeste sobre parte do oceano Pacífico e o setor centro-oeste do continente da AS e, uma circulação ciclônica anômala posicionada mais no interior do continente sobre a porção centro-leste da AS. Já nos casos de precipitação abaixo da normal na região do SBA, este padrão de circulação anômala se inverteria.

As análises com defasagem no tempo evidenciam o trem de ondas do HN (20°N-40°N) com um mês (Lag-1) de antecedência, porém, não tão definido como no campo sem

defasagem no tempo. Ao contrário do trem de ondas do HS (30°S-60°S) que aparece mais nítido nos oceanos Índico, Pacífico e Atlântico, onde são vistos as maiores correlações significativas. Já o trem de onda mais zonal sobre a região equatorial, fica mais evidente apenas e deslocado para o sul no Lag-3 e Lag-4. Tanto no Lag-2, Lag-5 e Lag-6 não ficam evidentes os padrões de trens de ondas.

(a)

(b) (c)

Figura 4.4 - Correlação entre a anomalia da precipitação no sudeste da Bacia Amazônica em DJF versus a anomalia do vento meridional em 300 hPa nos meses: (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5) e (g) JJA (Lag –6). As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua)

Figura 4.4 – Conclusão.

4.1.2.2 Centro-Oeste

A Figura 4.5a ilustra a correlação sem defasagem para a região do Centro-Oeste. Observa-se, um trem de onda não bem definido, partindo do Pacifico Sul em 50°S-140°W seguindo na direção nordeste, onde atinge o Nordeste do Brasil de forma mais significativa e, parece se bifurcar entrando em fase com outros trens de onda sobre os oceanos, Atlântico Norte e Sul. Nota-se também, outro trem de onda entre 20°N-40°N iniciando sobre o continente Africano e seguindo pela Ásia até atingir uma ampla área de correlação positiva sobre o Pacifico oeste em aproximadamente 20°N-120°E. Neste ponto esse mesmo trem de onda parece bifurcar-se em outros dois trens de ondas, com um deles assumindo forma semelhante ao trem de onda do *Pacific North American* (PNA) e o outro seguindo em direção à região equatorial cruzando o equador e atingindo a AS.

Na defasagem para um mês de antecedência (Lag-1) o padrão que se destaca é o trem de onda que surge a partir do sudeste da Austrália com direção para nordeste em direção à região equatorial do Pacífico Central e depois se curva em direção a AS. Este mesmo

trem de onda aparece no Lag-2, porém, de forma menos intensa. Um padrão semelhante foi encontrado em Cunningham e Cavalcanti (2006) ao estudar a variabilidade intrasazonal da ZCAS. Entre o Lag-2 e Lag-3 as anomalias de precipitação sobre o COB parecem mais associadas a trens de ondas mais significativos no HN, enquanto que os trens de ondas do HS parecem se relacionar de forma mais significativas no Lag-5 e Lag-6.

Analisando somente sobre o continente da AS, no Lag0, supondo os casos em que a anomalia de precipitação é positiva, nota-se que a correlação negativa a noroeste do COB associada às anomalias do vento meridional de norte e, a correlação positiva a leste associada às anomalias do vento meridional de sul, configuram um anticiclone anômalo sobre a região do COB. Outros dois ciclones anômalos, com o primeiro posicionado mais a leste entre a região do Nordeste do Brasil (NEB) e Atlântico Sul e, o segundo, posicionado mais a oeste da AS entre o Peru, Bolívia e centro-norte da Argentina e Chile. Comparando com o padrão analisado para região SBA (Figura 4.4a), note que o anticiclone anômalo sobre a AS encontra-se posicionado mais a oeste, assim como o ciclone anômalo está deslocado para dentro do continente da AS. . Já nos casos de precipitação negativa, o padrão de circulação seria o oposto dos casos de precipitação positiva.

Figura 4.5 - Correlação entre a anomalia da precipitação no Centro-Oeste em DJF versus a anomalia do vento meridional em 300 hPa nos meses: (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5) e (g) JJA (Lag –6). As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua)

(f) (f)

Figura 4.5 – Conclusão.

4.1.2.3 Sudeste

O campo de correlações sem defasagem (Figura 4.6a) entre as anomalias de precipitação no SE e do vento meridional identificam alguns padrões de trens de ondas, dos quais pode ser destacado o trem de onda que assume forma de arco e se estende desde o sudeste da Indonésia passando pela Austrália em direção ao Pacífico Sul e, em seguida se curvando para nordeste em direção ao continente Sul Americano, atingindo a região da ZCAS e Nordeste do Brasil. Este padrão é semelhante ao PSA, também já citados em outros trabalhos tais como Mo e Ghill (1987), Cunningham e Cavalcanti (2006) e Ferreira (2013).

No HN outro padrão de onda pode ser visto mais confinando entre as latitudes de 20°N-40°N sobre o continente Africano e, ao atingir o leste Asiático onde apresenta uma forte área correlacionada. Este mesmo trem de ondas parece bifurca-se em outros dois, dos quais um deles parece retornar para latitudes médias e, o outro segue zonalmente na direção das latitudes tropicais.

É importante observar que o campo de correlação sem defasagem entre as variáveis de anomalias de precipitação e da componente meridional do vento na região do SE é bastante semelhante ao campo de correlação do COB. No entanto, tanto o SE quanto o COB, parece apresentar um padrão oposto ao da região do SBA. Note que o trem de onda entre as latitudes de 20°N-40°N no COB e SE têm suas componentes do vento

opostas as do SBA, evidenciando assim uma relação de oposição entre o padrão atmosférico nestas localidades.

Na defasagem com um mês (Lag-1) de antecedência tem-se um trem de onda que oscila entre 10°S-40°S a partir da Austrália e se propaga para nordeste em direção ao equador e novamente curva-se para sudeste atingindo o continente da AS. No HN, o trem de onda entre 20°N-40°N surge de forma mais significativa sobre o setor do leste Asiático próximo à Coréia do Norte e Japão e segue em direção ao equador onde parece se bifurcar em outros dois trens de onda, em torno de 160°W. Um deles retornando a latitudes mais altas enquanto o outro segue na direção do equador e atinge a AS. Observe que em algumas localidades há a inversão do sinal da componente meridional do vento quando comparadas ao Lag0 como é o caso das áreas próximas às Filipinas e setores do noroeste, nordeste e sul da AS.

Estes mesmos padrões de ondas descritos anteriormente se mantêm com dois meses de antecedência, no Lag-2. Porém, o trem de onda localizado entre 10°S-40°S assume uma forma melhor definida de “arco voltado para norte” com um desvio para região equatorial e em seguida curvando-se para sul na direção da AS. É possível visualizar essa mesma onda de forma mais alongada no Lag-3. Não foi possível observar padrões de ondas definidos entre o Lag-4 e Lag-6 no HN. Entretanto, no HS nota-se um trem de onda entre oscilando entre as latitudes de 40°S-60°S embora apresente um sinal bastante fraco.

Figura 4.6- Correlação entre a anomalia da precipitação no Sudeste em DJF versus a anomalia do vento meridional em 300 hPa nos meses: (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6). As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua)

(e) (f)

Figura 4.6- Conclusão.

4.1.3 Análises de correlações espaciais entre a anomalia de precipitação e a anomalia do vento zonal em 300 hPa

Através das anomalias do escoamento zonal em altos níveis da atmosfera é possível verificar o comportamento das Correntes de Jatos. Sabe-se que os Jatos tem um importante papel na transferência de energia entre as latitudes subtropicais e extratropicais, além de modular a passagens de cavados e cristas associados aos movimentos das ondas de Rossby (AMBRIZZI, 1994; SHIMIZU e CAVALCANTI, 2011).

4.1.3.1 Sudeste da Bacia Amazônica

A correlação entre a precipitação na área da Bacia Amazônica e as anomalias do vento zonal em 300 hPa sem defasagem no tempo (Figura 4.7 a) mostram de forma geral que as áreas mais correlacionadas estão distribuídas principalmente sobre toda a bacia do Pacifico e porções continentais no HN. Supondo em anos com anomalias de precipitação positiva, observam-se ventos anômalos de oeste sobre latitudes equatoriais (10°N – 10°S) e ventos anômalos de leste sobre latitudes médias na bacia do Pacífico, tanto no HN como no HS, é um indicativo que o jato subtropical está mais fraco entre 30°S. Este padrão de ventos anômalos de oeste na região equatorial e de leste nas regiões de latitudes médias sobre a bacia do Pacífico é decorrente da presença do par de circulações ciclônicas anômalas posicionadas entre a linha do equador em ambos os

hemisférios (Figura 4.4a). Essa configuração do vento zonal em 300 hPa aparece em praticamente todos os tempos nas defasagens, desde o Lag -1 até o Lag -6.

Considerando casos de precipitação abaixo do normal na região do SAB, o padrão de ventos seria o contrário, com anomalias de vento de leste sobre a região equatorial e de oeste nas latitudes médias. Ainda seria observado a presença do par de circulações anticiclônicas anômalas entre a linha do equador em ambos os hemisférios e, também da presença do jato subtropical mais intenso entre 30°S.

As anomalias dos ventos de oeste e leste em altos níveis sobre a região do Pacífico equatorial podem estar associadas a resposta da modificação das fontes de calor causada pela anomalia de TSM durante episódios de ENOS, uma vez que, as anomalias precipitação na região do SBA estiveram correlacionadas negativamente com ATSM na região do Pacífico equatorial (Figura 4.1).

Analisando a circulação em altos níveis para os verões chuvosos na AS, observa-se a presença de ventos anômalos de oeste na porção a porção central do Brasil e centro-oeste da Amazônia e ventos anômalos de leste sobre parte do centro-sul da AS. . A mesma análise pode ser feita, porém, de maneira oposta para os eventos de anomalias de precipitação negativa.

Figura 4.7- Correlação entre a anomalia da precipitação no sudeste da Bacia Amazônica em DJF versus a anomalia do vento zonal em 300 hPa nos meses: (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6). As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua)

(f) (g)

Figura 4.7- Conclusão.

4.1.3.2 Centro-Oeste

As correlações entre as anomalias de precipitação e do vento zonal em 300 hPa na região do COB (Figura 4.8a) mostram que os anos com anomalias de precipitação positiva podem estar associados com ventos anômalos de oeste numa faixa que compreende as latitudes de 0°- 30°N sobre o continente Africano, Índia, China, oeste do Pacífico Norte e Golfo do México e região central da América do Sul, latitudes de atuação dos Jatos Subtropicais. Os ventos anômalos de leste encontram-se entre as latitudes 30°-40°N no HN, oeste do Pacífico equatorial próximo à Indonésia e porções entre os trópicos e sul da AS.

Analisando sobre a América do Sul pode-se inferir que em anos com anomalias de precipitação positiva, há uma intensificação do Jato Subtropical sobre a porção central da AS e o enfraquecimento dos Jatos Polares sobre o sul da AS. Já nos anos anomalias de precipitação negativa, ocorre o inverso, ou seja, o Jato Subtropical enfraquecido e Jato polar intenso. O campo de correlações com defasagem no tempo (Figura 4.7) não apresentam tanta significância estatística, apenas alguns núcleos pequenos sobre a bacia do oceano Pacífico, no Lag-1 e Lag-2 e, no Atlântico Norte no Lag (-3). As defasagens de quatro (Lag -4) e seis meses (Lag-6) apresentou áreas de correlação com significância estatística mais relevante sobre o setor oeste da AS.

Figura 4.8- Correlação entre a anomalia da precipitação no Centro-Oeste em DJF versus a anomalia do vento zonal em 300 hPa nos meses: (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6). As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua)

(f) (g)

Figura 4.8- Conclusão.

4.1.3.3 Sudeste

A Figura 4.9a mostra a correlação entre as anomalias do vento zonal em 300hPa e precipitação no SE sem defasagem no tempo. Considerando os casos de Considerando os casos de anomalias de precipitação positiva observa-se uma faixa de correlações positivas associadas à intensificação escoamento do vento de oeste em torno das latitudes de 0°-30°N ao longo do globo, que vai desde o oceano Atlântico tropical Norte passando pelo continente Africano e Asiático, semelhante ao observado na região do COB. As anomalias do vento de leste mais significativas na região equatorial encontram-se sobre o oceano Pacífico Equatorial Oeste próximo a Indonésia e na porção Norte da AS.

No HS, entre a porção da ZCPS e a leste da Austrália, também podem ser vistos núcleos mais significativos do vento de oeste. Porém, os maiores valores de correlação positiva estão entre as latitudes de 20°-30°S e longitudes de 40°-60°W situando-se sobre a região do SE. Este resultado reforça a indicação da atuação de um núcleo intenso do escoamento de oeste (leste) associado à intensificação (enfraquecimento) dos Jatos Subtropical nos casos de verões com precipitação acima (abaixo) da normal sobre a região Sudeste do Brasil. Ainda é possível observar um padrão formado por quatro centros de correlações distribuídos de forma meridional sobre a AS posicionados em torno das longitudes de 30°-80°W.

Note que o campo da correlação sem defasagem no tempo para a região do SE é bastante semelhante com o campo da correlação para o COB, diferindo um pouco, apenas no HS, nas áreas do Pacífico e Índico, uma vez que, o SE apresenta correlações mais significativas. Porém sobre a AS o padrão é praticamente o mesmo. Ao contrário da região do SBA, onde apresenta um padrão quase oposto.

Figura 4.9- Correlação entre a anomalia da precipitação no Sudeste em DJF versus a anomalia do vento zonal em 300 hPa nos meses: (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6). As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua)

Figura 4.9- Conclusão.

4.1.4 Análises de correlações espaciais entre a anomalia de precipitação e a anomalia do vento meridional em 850 hPa

O vento em baixos níveis da atmosfera é um dos principais responsáveis pelo transporte de umidade de uma região para outra. Através da circulação em 850 hPa pode-se encontrar informações sobre atuações de sistemas meteorológicos, dentre eles a presença de ventos mais intensos caracterizados pelos Jatos de Baixos Níveis (JBN) um dos principais sistemas de interação e transporte de umidade entre os trópicos e extratrópicos na América do Sul. Neste sentido, a fim de analisar a circulação em baixos níveis e também a influência do JBN sobre a AS foi realizado os mapas de correlação entre as anomalias de precipitação e anomalias do vento em 850 hPa numa grade reduzida somente sobre a porção da AS.

4.1.4.1 Sudeste da Bacia Amazônica

O padrão de correlação linear entre a anomalia de precipitação e a anomalia do vento meridional em 850 hPa no sudeste da Bacia Amazônica (Figura 4.10a) mostra duas principais áreas de maior correlação estatisticamente significativos ao nível de 5%. A primeira área apresenta-se com valores de correlação negativa sobre parte do oceano Atlântico Norte (~ 20°N) se estendendo até o extremo norte do continente Sul Americano e Norte do Brasil. A segunda área possui valores de correlação positiva sobre toda a região Nordeste do Brasil e parte do oceano Atlântico Sul. Outras áreas menores de correlação significativa podem ser vistas próxima ao Golfo do México, oeste da Bolívia e sudeste do Peru e, na Patagônia Argentina.

Analisando o mapa de correlação para o cenário de anos de precipitação acima da normal no sudeste da Bacia Amazônica, ou seja, anos considerados como sendo de verões chuvosos, pode-se afirmar que uma forte incursão de ventos anômalos do quadrante norte sobre o Norte da AS, possivelmente oriundos da borda sul de um anticiclone anômalo (Alta dos Açores) localizado sobre o oceano Atlântico Norte e costa leste do México, juntamente com os ventos anômalos do quadrante sul sobre o Nordeste do Brasil, associados aos ventos fortes da circulação anticiclônica da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), favorecem o transporte de umidade dos oceanos Atlântico Norte e Sul para a região do SBA. Esta característica de vento do quadrante sul sobre o Nordeste e parte leste do Brasil configura um característica de vento semelhante aos episódios de não-ZCAS como visto em Herdies et al. (2002). O escoamento do vento anômalo de quadrante sul sobre oeste da Bolívia e sudeste do Peru atua como um fator de barreira diminuindo o transporte de umidade dos trópicos para os extratrópicos, podendo ser caracterizado por episódios onde o JBN possivelmente não está configurado ou encontra-se relativamente mais fraco. . Já em anos de precipitação abaixo da normal ocorre o oposto dos anos com precipitação acima da normal, ou seja, com ventos anômalos do quadrante sul sobre o Norte da América do Sul, possivelmente associado a eventos ciclônicos sobre o Atlântico Norte e, ventos do quadrante Norte sobre o Nordeste e leste do Brasil.

As correlações com defasagem no tempo se mantém com um padrão semelhante com até um mês de antecedência (Lag-1) com ventos anômalos de norte sobre o norte da AS e de sul sobre o Nordeste e leste do Brasil, exceto na região da Patagônia Argentina durante os verões com anomalias de precipitação positiva. Este fato poderia ser explicado pela dinâmica da região, uma vez que é uma área constantemente afetada por distúrbios transientes. Ao longo das defasagens Lag-1 até Lag-6 é observado uma área de correlação negativa sobre o norte da AS, no entanto, sobre a região do Nordeste do Brasil o sinal da correlação inverte durante este período. É importante ressaltar que o trem de ondas observado nas latitudes médias (~30°S-60°S) no nível de 300 hPa (Figura 4.4a) apresentou uma estrutura barotrópica equivalente, uma vez que o trem de onda se mostrou em fase ao longo dos níveis de 850hPa (não mostrada) e 300hPa. Porém, o trem de onda localizado mais nas regiões dos trópicos apresentou uma estrutura baroclínica, com um padrão de sinal oposto entre os dois níveis de pressão discutidos.

(a)

Figura 4.10- Correlação entre a anomalia da precipitação no sudeste da Bacia Amazônica em DJF versus a anomalia do vento meridional em 850 hPa nos meses: (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6). As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua)

Figura 4.10- Conclusão.

4.1.4.2 Centro-Oeste

A Figura 4.11.a ilustra o campo de correlação entre as anomalias de precipitação e de vento meridional em 850 hPa para a região do Centro-Oeste. Observa-se dois núcleos principais de correlação, o primeiro apresenta uma ampla área de correlação negativa sobre o setor norte da América do Sul, região Amazônica, Nordeste e Sudeste do Brasil. Já o segundo centro de correlação possui valores positivos sobre a Bolívia, Paraguai e norte da Argentina. Esses resultados são consistentes com aqueles encontrados por Gan e Moscati (2003) no estudo sobre a estação chuvosa de 2001-2002 na região Centro-Oeste do Brasil. Note que o escoamento anômalo do quadrante norte em toda a área Norte do continente Sul Americano bem como o escoamento do quadrante sul sobre

norte da Argentina, Paraguai e Bolívia durante os verões com precipitação acima da normal são muito mais intensos quando comparados à região do sudeste da Bacia Amazônica. Este padrão também sugere a presença de uma circulação ciclônica (anticiclônica) anômala sobre a porção central da AS nos anos de anomalias de precipitação positiva (negativa) sobre esta área de estudo. Da mesma forma, Gan et al. (2004) também encontrou uma baixa anômala ao estudar os dias mais chuvosos em janeiro nesta mesma região.

Essa configuração do mapa de correlações sem defasagem (Lag0), para o cenário de verões com precipitação acima da normal no COB está associada com os ventos de norte que cruzam a região Amazônica juntamente com os ventos alísios e os ventos oriundos do ASAS que convergem sobre região e, transportando umidade para a mesma. Ainda é possível observar o escoamento anômalo de sul que pode estar associado a um JBN mais enfraquecido, características estas observadas em episódios de ZCAS (HERDIES et al.,2002). Em anos de verões com anomalias de precipitação negativa, essa configuração se inverte, e o escoamento anômalo do quadrante sul sobre as regiões da Argentina, Paraguai e Bolívia passa a ser de quadrante norte caracterizando o JBN. Este sistema estando mais intenso contribui para o desvio da umidade na região para localidades mais ao sul. Outra diferença marcante entre as regiões do COB e SBA são os ventos sobre o Nordeste Brasileiro são opostos, sendo do quadrante norte e sul, respectivamente, podendo estar associada ao posicionamento do ASAS.

As correlações com defasagem no tempo no COB já não se apresentam tão significativas e nem com um padrão muito claro. Nota-se uma inversão das componentes do vento entre o extremo sul da AS, porções entre a Bolívia, Argentina, Paraguai e, nordeste do Brasil com até três (Lag-3) meses de antecedência.

(a)

(b) (c) (d)

Figura 4.11- Correlação entre a anomalia da precipitação no Centro-Oeste em DJF versus a anomalia do vento meridional em 850 hPa nos meses: (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6). As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua)

(e) (e) (g)

Figura 4.11- Conclusão.

4.1.4.3 Sudeste

A análise do campo de correlação entre as anomalias de precipitação e de vento meridional em baixos níveis na região SE (Figura 4.12a), assim, como a região do COB (Figura 4.11a), também apresenta duas principais áreas de correlação significativa de sinais opostos. Embora haja uma semelhança no padrão de correlação entre essas duas localidades, podem-se destacar algumas diferenças, tais como: na região Sudeste o centro de correlação negativa mais significativa encontra-se posicionado mais a leste, cobrindo todo o Nordeste do Brasil e se estendendo até o Atlântico Sul, porém, não são observadas correlações significativas no setor mais a oeste da AS como visto no COB. Da mesma forma, a área de correlação positiva sobre a Bolívia, Paraguai e nordeste da Argentina tem uma maior extensão e encontra-se disposta de forma mais meridional com um prolongamento alinhado na direção sudeste, sobre o sul do Brasil. Este padrão também sugere a presença de uma circulação anômala ciclônica (anticiclônica) sobre a porção mais a sudeste do continente da AS, assim como, nas áreas oceânicas próximas nos casos em que ocorrem os verões com anomalias de precipitação positiva (negativa). Os eventos chuvosos no Sudeste estão associados a eventos de ZCAS, porém, a configuração das anomalias dos ventos mais prolongadas sobre o oceano Atlântico Sul sugere a ocorrência de eventos de ZCAS do tipo oceânicas. Nas correlações com

defasagem no tempo na região do SE, assim como no COB, não se observa padrões muito definidos.

(a)

(b) (c) (d)

Figura 4.12 - Correlação entre a anomalia da precipitação no Sudeste em DJF versus a anomalia do vento meridional em 850 hPa nos meses: (a) DJF (Lag 0); (b) NDJ (Lag -1); (c) OND (Lag-2); (d) SON (Lag -3); (e) ASO (Lag -4); (f) JAS (Lag-5); e (g) JJA (Lag –6). As áreas com contorno em linha verde apresentam significância estatística ao nível de 5%. (continua).

(e) (f) (g)

Figura 4.12 – Conclusão.

4.1.5 Análise de correlações com os índices climáticos Oscilação Antártica (OAA), Oscilação Ártica (OA), Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e as regiões do Niño 1+2, Niño3, Niño4, Niño 3.4

O cálculo da correlação linear entre as anomalias de precipitação média na área das três regiões de estudo e os índices climáticos AAO, AO, NAO e as regiões do Niño 1+2, Niño3, Niño4, Niño3.4, também foram averiguados com intuito de obter uma indicação estatística do potencial de associação entre a variabilidade das variáveis, no caso, a variável de precipitação e os índices climáticos.

A partir da Tabela 4.1 verifica-se a relação entre as anomalias da precipitação na região do SBA e as regiões dos Niños. Todas as áreas apresentaram correlações negativas e com significância estatística, exceto a região do Niño 4. Estes resultados reafirmam os obtidos através da correlação espacial onde foi observado que anomalias de precipitação positiva (negativa) no SBA estão associadas a águas mais resfriadas (aquecidas) sobre a região equatorial do Pacífico evidenciando uma relação com os eventos de La Niña (El Niño), respectivamente. Outro ponto a ser levado em consideração é a correlação positiva e significativa com a AAO, neste caso, anomalias de precipitação positivas (negativas) estariam associadas a valores positivos (negativos) da AAO. Nos casos dos

índices NAO e AO, os resultados da correlação apresentaram valores negativos e positivos, respectivamente.

Alguns trabalhos no meio científico sugerem uma relação entre os ENOS e a OAA (CARVALHO et al., 2005; GONG et al., 2010; OLIVA, 2011; VASCONCELLOS, 2012), onde verificam uma tendência de ocorrência de episódios da AAO positiva (negativa) quando as anomalias de TSM no Pacífico equatorial estão negativas (positivas), ou seja, casos de La Niña (El Niño). Sendo assim, fica difícil afirmar que AAO exerce realmente uma influência direta sobre as chuvas na região do SBA, ou se, a correlação entre estas duas variáveis, pode ser apenas uma resposta da influência dos ENOS, uma vez que, o SBA também está correlacionado com os ENOS. Neste caso, teria que aprofundar as pesquisas neste tema, o que não aconteceu aqui neste trabalho.

Tanto as regiões do COB como as do SE apresentaram valores de correlações positivas para todas as regiões dos Niños, mesmo sem significância estatística. Assim como foi observado na análise de correlações espaciais das anomalias de TSM. Da mesma forma, os demais índices climáticos também apresentaram o mesmo sinal nas duas regiões. Com valores de correlação negativos para o NAO e AO e, positivos para o AAO. Sendo que o índice NAO apresentou uma correlação significativa com a região do SE.

Tabela 4.1 – Correlação linear entre os índices climáticos Oscilação Antártica (OAA), Oscilação Ártica (OA); Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e as regiões dos Niños (Niño 1+2, Niño 3, Niño 4, Niño 3.4) com as anomalias de precipitação média nas áreas do SBA, COB E SE durante os meses de DJF de 1979 a 2014. (* indica a significância estatística superior a 10% e, ** significância estatística superior a 5%).

REGIÕES	NINO1+2	NINO3	NINO4	NINO 3.4	AAO	NAO	AO
SBA	-0,23 **	-0,25 **	-0,16	-0,22 **	0,21 **	-0,01	0,02
COB	0,04	0,04	0,10	0,05	0,07	-0,05	-0,06
SE	0,12	0,14	0,12	0,14	0,03	-0,18 *	-0,08

4.2 Parte 2 - Classificação e análise observacional para os compostos de verões chuvosos e secos

Nesta secção foi realizada uma classificação dos verões chuvosos e secos de acordo com os critérios descritos na seção 3.3.2. Assim, pode-se analisar a variabilidade

interanual dos episódios anômalos de precipitação de verão nas áreas de interesse deste estudo. Os casos considerados como sendo os verões muito chuvosos e muito secos foram escolhidos para realização da análise dos compostos. Esta análise torna-se útil para evidenciar de forma mais ampla as condições atmosféricas associadas aos casos, além de possibilitar a visualização de alguns dos possíveis padrões atmosféricos e oceânicos obtidos através da técnica de correlação utilizada no capítulo 4. São apresentadas as composições para os campos das anomalias de: TSM, circulação do vento em baixos níveis (850 hPa) e em altos níveis (300 hPa).

4.2.1 Classificação e variabilidade interanual dos eventos de verões chuvosos e secos

A Figura 4.13 ilustra a série temporal do total pluviométrico (mm) dos 35 verões analisados e suas classificações de acordo com as classes dos quantis: verão chuvoso, verão muito chuvoso, verão normal, verão seco e verão muito seco. Embora estando sobre influência do sistema de monção, o índice de precipitação difere nas três regiões. A região do SBA apresentou os maiores valores pluviométricos e média climatológica de 935 mm (Figura 4.13a), enquanto que a região do SE apresentou os menores valores pluviométricos e média climatológica de 665 mm (Figura 4.13c) entre as três regiões.

A análise da variabilidade interanual para o sudeste da Bacia Amazônica (Figura 4.13a) mostra que, na última década houve mais episódios de verões chuvosos do que secos, ocorrendo dentro deste período três verões classificado como muito chuvosos nos anos de 2005/2006, 2008/2009 e 2009/2010. Na década de oitenta também podem ser observados dois verões muito chuvosos (1981/1982 e 1988/1989). Um longo período de secas pode ser visto entre o verão de 1994/1995 até 1999/2000 compreendendo dentro deste intervalo de tempo dois episódios de secas extremas nos anos de 1995/1996 e 1997/1998. O verão mais chuvoso (seco) ocorreu em 2005/2006 (1997/1998) com máximo (mínimo) de precipitação de 1083 mm (781,8 mm).

A região do Centro-Oeste (Figura 4.13b) observa-se a variabilidade interanual um pouco mais regular dos verões classificados como muito chuvosos e muito secos, uma vez que, a distribuição desses eventos organiza-se de forma intercalada ao longo da série analisada. Porém, entre as décadas de 80 e 90, pode ser observada a maior ocorrência de verões classificados como chuvosos como é o caso dos verões de 1981/1982, 1982/1983, 1988/1888 e 1988/1989, compreendendo dois verões classificados como muito chuvosos 1979/1980 e 1989/1990. Já na década seguinte (entre 1990 e 2000) ocorre o maior número de eventos classificados como secos, com apenas um verão muito chuvoso (1994/1995) dentro deste intervalo de tempo. O verão de 2000/2001 foi considerado o mais seco de todo o período, enquanto o mais chuvoso ocorreu no ano de 1979/1980.

Na Figura 4.13c, notam-se nos últimos cinco verões uma tendência negativa de chuvas sobre a região Sudeste do Brasil, com ocorrência de três eventos muito secos (2009/2010, 2012/2013 e 2013/2014) dentro deste intervalo de tempo. O verão de 2013/2014 é o mais seco (487,8 mm) de toda a série analisada. Note que nos últimos cinco anos a região vem apresentando déficit de chuvas, o que pode ter contribuído para o agravamento da seca neste verão. O segundo evento considerado mais seco ocorreu em 2000/2001. Entre a década de 1989 a 1999, também pode ser observado outro longo período seco, porém este é mais suavizado, uma vez que não é observado eventos de seca extrema dentro deste período. O verão mais chuvoso ocorreu em 1982/1983 com total de precipitação de 851,1 mm. Observa-se que ao longo do período tem diminuído os anos de extremos de chuva e aumentado os anos de extremos de seca nesta região. O último caso de verão mais chuvoso ocorreu no ano de 2006/2007.

Os extremos de chuva e seca foram bem representados nesta pesquisa, concordando com outros estudos já existentes no meio científico, como por exemplo, as secas de 1982/1983, 1997/1998, 2004/2005 (MARENGO et al. ,2008; COELHO et al.,2012) e a cheia de 2009 (VALE et al.,2011) na Amazônia. A seca de 2000/2001 no leste do Brasil (CAVALCANTE e KOUSKY, 2001; DRUMMOND e AMBRIZZI, 2005) também foi evidenciada como pode ser visto nas Figuras 4.13b e c. E a seca mais recente sobre região Sudeste do Brasil, onde o déficit de precipitação durante verões de 2012/2013 e

2013/2014 (Figura 4.13c) contribuíram para o agravamento da crise hídrica nos principais reservatórios que abastecem a região e, principalmente, na região Metropolitana de São Paulo (COELHO et al., 2015; COELHO et al., 2015).

Figura 4.13 – Total Pluviométrico (mm) e classificação dos verões (DJF) nas áreas do (a) sudeste da Bacia Amazônica durante (b) Centro-Oeste e (c) Sudeste do Brasil. A linha pontilhada preta corresponde a média climatológica entre o período de 1979 até 2014

4.2.2 Análise Observacional para os compostos dos verões chuvosos e secos

As análises das características atmosféricas de grande escala associados aos eventos extremos de precipitação e seca dentro da estação chuvosa também foi realizado com base nos compostos formados pelos cinco anos “muito chuvoso” e “muito seco” (Tabela 4.2) selecionados de acordo com os percentis de *q*0,85 e *q*0,15 respectivamente.

Tabela 4.2 - Classificação para os eventos muito chuvosos e muito secos durante o verão.

CLASSIFICAÇÃO DOS VERÕES					
SUDESTE DA BACIA AMAZÔNICA		CENTRO-OESTE		SUDESTE	
M. SECO	M. CHUVOSO	M. SECO	M. CHUVOSO	M. SECO	M. CHUVOSO
1982-1983	1981-1982	1983-1984	1979-1980	1983-1984	1979-1980
1995-1996	1988-1989	1985-1986	1989-1990	2000-2001	1982-1983
1997-1998	2005-2006	1995-1996	1994-1995	2009-2010	1984-1985
2003-2004	2008-2009	2000-2001	2003-2004	2012-2013	1991-1992
2004-2005	2009-2010	2008-2009	2006-2007	2013-2014	2006-2007

4.2.2.1 Compostos para o Sudeste da Bacia Amazônica

4.2.2.1.1 Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar

Os compostos médios sem defasagem no tempo das ATSM para os eventos de verões mais chuvosos na região do SBA (Figura 4.14 a) confirmam uma ligeira tendência ao predomínio de águas mais frias a neutras sobre o Pacífico Equatorial central e leste, e águas mais aquecidas no Pacífico Norte e Sul margeando essa área de águas relativamente mais frias. No oceano Atlântico, observam-se duas áreas com anomalias de TSM positivas, a primeira delas sobre a região equatorial tropical (10ºN-10ºS), possivelmente associada à época do ano, uma vez que, neste hemisfério durante o verão as águas tendem a ficar mais aquecidas. A segunda área localizou-se sobre o Atlântico subtropical sul, em torno dos 30°S-50°S/20°W.

Os compostos com defasagem no tempo ilustram uma configuração semelhante sobre a Bacia do Pacífico com até três meses (Lag-3) que antecedem aos eventos. Entretanto,

este padrão parece se intensificar apenas com um mês de antecedência (Lag -1) e volta a ficar menos intenso no mês em que ocorreram os eventos chuvosos (Lag0). Entre o Lag -4 até Lag -6, os padrões também são fracos. Já a área mais aquecida sobre o Atlântico subtropical também pode ser vista com um (Lag-1) e dois (Lag-2) meses de antecedência. Esta área aparece deslocada um pouco mais para nordeste, onde pode ser visto um maior gradiente de temperatura entre a porção do oceano, próxima a costa das regiões sul e sudeste da AS. Entre o Lag -4 e o Lag -5, observa-se um sinal muito fraco da TSM nesta área, no entanto, no Lag-6, o gradiente volta a aparecer, porém, mais deslocado para sul.

Da mesma forma, os compostos sem defasagem no tempo para os eventos de verões secos (Figura 4.14b) mostram um padrão de águas mais aquecidas sobre o Pacífico Equatorial semelhante ao que ocorrem em episódios de eventos de El Niño. Nota-se este mesmo padrão até com seis meses de antecedência. No Atlântico Norte observa-se uma área de anomalias de TSM positivas na Lag 0. Este sinal da ATSM pode ser identificado em todas as defasagem do tempo, porém, numa área menor e com menos intensidade. Sabe-se que o aumento da temperatura da superfície do mar no Atlântico Norte tende a deslocar a Zona de Convergência Intertropical para norte dificultando o transporte de umidade do oceano para o continente da AS. Marengo et al. (2011) mostra uma relação entre a seca de 2010 na Amazônia e as anomalias de TSM do Atlântico tropical Norte. Logo, nesta análise sugere-se que as anomalias de TSM sobre esta bacia oceânica também exercem influências sobre os eventos secos na região do SAB.

No Atlântico Sul subtropical é observado uma área com anomalias de TSM negativas indicando a presença de águas mais frias e, que parece se estabelecer com dois meses de antecedência (Lag-2) ficando mais configurado apenas com um mês antes (Lag-1). Já sobre o Atlântico Norte é verificado anomalias positivas de TSM em todos os tempos. Apenas no Lag0 essas anomalias se espalham para região equatorial desta bacia.

Portanto, os resultados obtidos com os compostos da variável e TSM mostram que existe uma concordância com os mapas de correlação obtidos na seção 4.1.1.1. Desta forma, as anomalias positivas (negativas) de precipitação sobre a região do SBA,

parecem realmente estar associadas a anomalias de TSM mais frias (quentes) sobre a área do Pacífico Equatorial e, a águas mais aquecidas (resfriadas) na bacia do Atlântico Sul subtropical. Este padrão aparece com até dois meses antecedentes, como pode ser visto no Lag -2 em ambos os casos.

(a) (b)

Figura 4.14 - Compostos da anomalia da temperatura da superfície do mar em ºC (sombreado) para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Sudeste da Bacia Amazônica. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. (continua)

Figura 4.14- Continuação (continua)

Figura 4.14- Continuação (continua)

(l)

(m)

(n)

(o)

Figura 4.14- Conclusão.

4.2.2.1.2 Anomalia do Vento em 850 hPa

Os compostos das anomalias da circulação em 850 hPa, sem defasagem no tempo para os eventos de verões mais chuvosos (Figura 4.15a), evidenciam o predomínio de ventos de oeste na região leste do Pacífico equatorial e próximo à costa oeste da AS, indicando o enfraquecimento dos ventos alísios. Já na porção do oeste de Pacífico equatorial, nota-se o predomínio de ventos de leste mais intensos que estão associados à intensificação do anticiclone anômalo (Alta Subtropical do Pacífico Sul) posicionado em 30°S/120°W. Verifica-se uma sequencia de núcleos de anomalias ciclônicas mais restritas a latitudes mais altas (40ºS-60ºS) sobre o oceano Índico e ao sul de 50°S no Pacífico. Já no Atlântico Sul nota-se uma ampla área de circulação anticiclônica anômala que se estende até o sul do continente Africano.

Na AS, sobre o setor leste do continente, observa-se uma ampla área anticiclônica anômala com núcleo posicionado na costa da região Sudeste do Brasil. Esta circulação anticiclônica anômala também se encontra configurada com um mês de antecedência (Lag-1). Observe que as correlações de TSM (Figura 4.1b) nesta porção do oceano Atlântico apresenta uma área significativa e melhor definida no Lag -1. A circulação associada a este sistema gera forte anomalia positiva da componente meridional de vento (ventos do quadrante sul) sobre a região do Nordeste brasileiro e, anomalias negativas (vento do quadrante norte) sobre áreas dos estados de MS, PR e SP. Entre a Bolívia, Paraguai e Noroeste da Argentina observa-se um fraco escoamento de vento de sul que contribui para diminuição do transporte de calor e umidade para estas áreas. Note também que estes ventos anômalos de sul sobre o Nordeste e parte do Norte do Brasil configuram um padrão de ventos característicos de episódios de não-ZCAS.

O anticiclone anômalo posicionado a leste do Golfo do México e oceano Atlântico Norte, possivelmente associado à intensificação da Alta dos Açores, contribui para entrada da umidade da AS. A circulação dos ventos na borda sul deste sistema juntamente com os ventos alísios, intensificam os ventos e geram anomalias negativas do vento meridional sobre o extremo Norte da AS, favorecendo a entrada de umidade do oceano para áreas do interior do continente e que convergem para a região do SBA.

Os compostos com defasagem no tempo mostram uma pequena área de circulação anticiclônica a leste da Austrália e outra área de circulação ciclônica a oeste da costa da AS (Lag -6). À medida que avança o tempo (Lag -5) o ciclone fica menos intenso, enquanto que, o anticiclone intensifica em torno de 40°S-130°W e expande para leste (Lag-4), posicionando uma crista próxima à costa oeste da AS. A circulação associada a este sistema intensifica os ventos do quadrante sul sobre estas regiões. No mês seguinte (Lag -3), a região de circulação anticiclônica anômala aparece melhor configurada e dominando toda a porção central e leste do Pacífico sul (Lag -2) ficando menos intensa e deslocada para norte (Lag -1 e Lag 0).

No oceano Atlântico Sul (Lag -2) uma circulação anticiclônica anômala aparece mais intensa na longitude de 0° e ao sul de 50°S. Nos meses seguintes (Lag -1 e Lag0) posiciona-se mais deslocada para norte e contribui para intensificar os ventos de sul associados ao segundo núcleo anticiclônico posicionado sobre o Sudeste do Brasil, já comentado anteriormente. As anomalias negativas do vento meridional sobre o Atlântico Norte, penetrando sobre o extremo norte da AS, entre a Venezuela, Colômbia e oeste da Amazônia podem ser vistos com sinais mais intensos desde o Lag -3. No entanto, entre o Lag -4 e Lag-5 já se verifica a convergência destes ventos em torno de 15°N-60°W.

Já nos compostos para os eventos secos sem defasagem no tempo (Figura 4.15 b) observam-se fortes ventos anômalos de oeste sobre a porção central e leste do Pacífico equatorial. A ampla circulação ciclônica anômala que se estende desde o oceano Pacífico Sul subtropical até próximo à costa oeste da AS, confirmam o enfraquecimento da Alta Subtropical do Pacífico Sul, o que favorece ao avanço dos sistemas transientes atingindo as regiões de latitudes mais baixas sobre a AS, como é o caso da região Sudeste do Brasil, onde pode ser visto outro centro de anomalia ciclônica. Verifica-se sobre a porção Norte da AS anomalias positivas da componente meridional do vento (ventos do quadrante sul) indicando uma diminuição da entrada de umidade do oceano para o continente. Esta circulação dos ventos do quadrante sul parecem estar associada a presença de anomalias ciclônicas no Atlântico Norte. Já sobre o Nordeste da Brasil e parte central do Brasil, os ventos anômalos são do quadrante norte que convergem até a

área de baixa pressão no Sudeste e Atlântico Sul. Essa configuração dos ventos são semelhantes a configuração de ZCAS.

Nos compostos secos com defasagens, ventos anômalos de oeste sobre a porção central e leste do Pacífico equatorial prevalecem em todas as defasagens. No Lag -6 verifica-se a presença de uma forte circulação anômala anticiclônica em torno de 60°S-120°W permanecendo sobre esta região até o Lag (-3). O enfraquecimento deste sistema juntamente com o surgimento de um outro anticiclone anômalo a leste da Austrália (Lag -2) contribuem para o aumento de anomalias ciclônicas sobre a costa oeste e leste da AS. Já no Atlântico Norte nota-se o fortalecimento do ciclone anômalo (Lag -4) e amplificação do mesmo sobre toda área do Atlântico (Lag -1). A circulação deste sistema parece influenciar as anomalias do vento do quadrante sul sobre o Norte da AS e, que intensifica durante o período do verão.

(a) (b)

Figura 4.15- Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento meridional em m.s-1 (sombreado) em 850 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do sudeste da Bacia Amazônica. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continua)

Figura 4.15- Continuação (continua)

(g)

(h)

(i)

(j)

Figura 4.15- Continuação (continua)

(l)

(m)

(n)

(o)

Figura 4.15- Conclusão.

4.2.2.1.3 Anomalia do Vento em 300 hPa

No campo das anomalias do vento em 300 hPa para os compostos médios dos eventos de verões mais chuvosos (Figura 4.16a) observa-se o par de circulação anômala ciclônica localizadas sobre a região do Pacífico Equatorial entre os dois hemisférios, Sul e Norte, semelhante ao que ocorre em episódios de La Niña. A circulação associada a este par de ciclones geram anomalias positivas do vento zonal (ventos de oeste) na região do equador. Essas anomalias de oeste não são observadas no (Lag -6) nos seis meses que antecedem os episódios chuvosos e são vistos apenas a presença dos jatos subtropicais mais intensos atuando em torno de 30°S sobre o sul do continente Africano, Austrália, oeste e leste da AS, sendo este último deslocado um pouco mais para o norte, na altura dos estados de SP e MG na costa leste do Brasil e oceano Atlântico. À medida que se avança no tempo (Lag -5 até Lag 0) nota-se o aparecimento e intensificação dos ventos de oeste sobre a região equatorial e do ciclone anômalo em torno de 10°S no Pacífico e, ao mesmo tempo observa-se o enfraquecimento do JST da AS e a intensificação do Jato polar sobre o Pacífico.

Também pode ser visto em torno de 30°S-60°S a sequência de núcleos anômalos de circulação ciclônica no Índico, assim como, o anticiclone anômalo no Atlântico sul em fase com o nível de 850 hPa, evidenciando uma estrutura barotrópica equivalente destes sistemas. A partir do Lag -3 verifica-se uma inversão do ciclone para anticiclone em torno das latitudes de 40°S-60°S e 10°W-10°E. Na AS é observado à presença de um ciclone anômalo com até três meses de antecedência localizados sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil.

Os compostos para os eventos secos sem a defasagem no tempo (Figura 4.16b) mostram o par de anticiclones anômalos sobre o Pacífico Equatorial e, ao mesmo tempo verificam-se fortes anomalias de ventos de leste nesta região. Este padrão é semelhante ao que ocorre em anos de El Niño. Notam-se também a presença do Jato Subtropical mais intenso tanto no Pacífico como sobre a AS quando comparados aos eventos chuvosos. As figuras com defasagem no tempo mostram a presença de um anticiclone anômalo posicionado a leste da costa Sul e Sudeste do Brasil (Lag -6 até Lag -2). Com

um mês de antecedência (Lag -1) este anticiclone enfraquece e não é mais observado. A partir daí nota-se a presença de jatos mais intensos mais ao norte atingindo o Sudeste do Brasil.

(a) (b)

Figura 4.16- Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento zonal em m.s-1 (sombreado) em 300 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do sudeste da Bacia Amazônica. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continua)

Figura 4.16- Continuação (continua)

(g)

(h)

(i)

(j)

Figura 4.16- Continuação (continua)

(l)

(m)

(n)

(o)

Figura 4.16- Conclusão

4.2.2.2 Compostos para o Centro-Oeste

4.2.2.2.1 Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar

Analisando os compostos médios das ATSM para os eventos de verões chuvosos no Centro-Oeste do Brasil sem a defasagem no tempo (Figura 4.17 a), observam-se águas relativamente mais quentes sobre a região central do Pacífico equatorial, oeste da costa do Chile, no Atlântico Norte e sobre o Índico. Note que este padrão é bastante semelhante com dois meses de antecedência (Lag-3) nas Bacias do Pacífico e Índico. No Atlântico Norte às ATSM positivas são apenas observadas durante o verão (Lag0). Quando se observa os meses anteriores, do Lag -4 até Lag -6, esse padrão sobre o Pacífico fica cada vez menos intensos até praticamente não existir no Lag-6, permanecendo apenas as ATSM sobre a costa oeste do Chile. No Atlântico Sul são observadas anomalias positivas de TSM entre o Lag-6 e Lag-3.

Um padrão praticamente contrário é observado para os compostos médios dos eventos secos (Figura 4.17b), onde nestes casos observa-se o predomínio das águas mais frias (anomalias de TSM negativas) sobre a região central do Pacífico equatorial. Esta configuração é observada com até seis meses antecedentes aos eventos secos (dos Lag -1 até Lag -6) ficando mais intensas a partir da primavera, no Lag-3. As anomalias de TSM negativas parecem iniciar sobre o oeste do Pacífico equatorial (Lag -6) e começam a se espalhar para leste à medida que avança no tempo até aproximar-se da porção norte da costa oeste da AS (Lag -3 a Lag 0). Essa configuração das ATSM sobre o Pacífico no COB é semelhante ao ENOS tipo Modoki (TEDESCHI, 2013).

Embora as análises das correlações (Figura 4.2) feitas na seção anterior para esta região não apresentaram uma correlação significativa, através da análise de compostos pode-se sugerir que as águas mais frias (quentes) sobre o Pacífico equatorial podem contribuir para anomalias negativas (positivas) de precipitação sobre o Centro-Oeste do Brasil. No entanto, sabe-se que outros fatores dinâmicos e térmicos sobre esta região durante o verão, também são extremamente importante para contribuição na variabilidade interanual da precipitação na região.

(a) (b)

Figura 4.17- Compostos da anomalia da temperatura da superfície do mar em ºC (sombreado) para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Centro-Oeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10% (continua)

Figura 4.17- Continuação (continua)

Figura 4.17- Continuação (continua)

(l)

(m)

(n)

(o)

Figura 4.17- Conclusão.

4.2.2.2.2 Anomalia do vento em 850 hPa

Os compostos das anomalias do vento em baixos níveis da atmosfera (850 hPa) sem defasagem no tempo para os eventos chuvosos (Figura 4.18a), mostra uma circulação ciclônica anômala na região central da AS sobre parte da Bolívia, no Paraguai, nordeste da Argentina e estados do MT e MS no Brasil. Esta mesmo tipo de circulação anômala foi observado em Gan et al. (2004) e Ferreira (2013) ao estudar os períodos úmidos/secos e os casos ativos/inativos das Monções da AS, respectivamente. Notam-se ventos meridionais anômalos de norte sobre toda a porção centro-norte da AS, estes ventos convergem formando uma zona de confluência dos ventos que se estende desde o sudeste da Amazônia, passando pelo Centro-Oeste, parte sul da região Nordeste e oceano adjacente, semelhantes ao observado por Herdies et al. (2002) para os eventos de ZCAS. Sobre o norte da Argentina e Paraguai, nota-se um pequeno sinal de anomalia de vento meridional de sul.

Analisando os campos dos compostos chuvosos com defasagem no tempo verifica-se com seis meses de antecedência, no Lag-6, a persistência de um trem de ondas ao longo de 30°S-60°S no Pacífico. Este é formado por anomalias de um ciclone a leste da Austrália (30°S-170°W), mais ao sul um anticiclone (50°S-170°W), outro ciclone (50°S-110°W) e outro anticiclone (30°S-80°W) que permanecem bem caracterizados até o Lag-4. Em seguida este trem de ondas aparece um pouco deslocado para leste (Lag-3) e o ciclone intensifica e fica deslocado para sul próximo à costa oeste da AS (Lag-2). No Lag-1 já não é observado mais o trem de ondas, prevalecendo a circulação ciclônica anômala na costa oeste da AS. Nota-se ao mesmo tempo uma inversão do ciclone para anticiclone anômalo a leste da Austrália. Em seguida no Lag0 surge um ciclone anômalo sobre a região central da AS como já citado anteriormente.

O composto sem defasagem das anomalias para os eventos secos (Figura 4.18b) mostram características quase opostas aos casos dos eventos chuvosos e que também foram observados em Gan et al. (2004) e Ferreira (2013), onde nota-se a presença de uma anomalia de circulação anticiclônica posicionada sobre a região central da AS. Nestes casos, toda a porção do centro-norte da AS encontra-se sob domínio de ventos

meridionais anômalos de sul. Sobre o norte da Argentina e Paraguai, nota-se um pequeno sinal de anomalia de vento meridional de norte.

Um padrão quase que oposto também são observados na análise dos compostos secos com defasagem no tempo. No Lag-6, próximo a costa oeste da AS observa-se um dipolo formado por uma anomalia de circulação anticiclônica (50°S-110°W) e outra ciclônica (35°S-80°W) permanecendo até o Lag-4 onde encontram-se deslocados para norte. No Lag-3 esse padrão modifica com o aparecimento de uma circulação ciclônica anômala em torno de (50°S-120°W) e uma circulação anticiclônica (50°S-70°W) próximo à costa oeste da AS. Esta última por sua vez, fica estabelecida até o Lag0.

Outras características ao redor do globo que são vistas é a presença da divergência (convergência) dos ventos anômalos na porção da Indonésia. O que condiz com a presença de ATSM mais quentes (frias) nestas áreas nos compostos chuvosos (secos) no COB. Também são observados padrões opostos nas regiões próximas à atuação da ZCPS, com predomínio de ventos intensos meridionais anômalos de sul (norte) nos compostos dos casos chuvosos (secos).

Vale ressaltar a inversão da componente meridional dos ventos sobre as regiões entre a Bolívia, Paraguai, norte da Argentina e Sul do Brasil tanto nos compostos chuvosos quanto nos secos. Note que no caso chuvoso, há um sinal da componente do vento meridional de norte sobre estas áreas, com dois meses (Lag-2) e um mês (Lag-1) de antecedência. No Lag0 essa componente meridional do vento inverte de sinal passando a ser de sul devido a intensificação de um ciclone anômalo nesta região. Já nos compostos secos, há sinais da anomalia do vento meridional de sul no Lag-3, Lag-2 e Lag-1, invertendo o sinal para norte no Lag0 devido a intensificação do anticiclone anômalo. No campo de correlação, pode ser visto um sinal dessa inversão dos ventos entre o Lag-1 e Lag-2 com o Lag0.

(a) (b)

Figura 4.18- Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento meridional em m.s-1 (sombreado) em 850 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Centro-Oeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continua)

(c)

(d)

(e)

(f)

Figura 4.18- Continuação (continua)

(g)

(h)

(i)

(j)

Figura 4.18- Continuação (continua)

(l)

(m)

(n)

(o)

Figura 4.18- Conclusão.

4.2.2.2.3 Anomalia do vento em 300 hPa

Nos compostos das anomalias do vento em altos níveis da atmosfera (300 hPa), sem defasagem no tempo para os eventos chuvosos (Figura 4.19 a), é observado uma ampla circulação anticiclônica anômala que domina toda a porção centro e norte da AS centrada em torno de 15°S-50°W, deslocada para leste da posição normal da Alta da Bolívia. Mais a leste também nota-se uma circulação ciclônica anômala associada com o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) do Nordeste. Próximo à costa oeste da AS outro amplo ciclone anômalo também é observado, este por sua vez em fase com o ciclone anômalo em 850 hPa. No Pacífico equatorial são observados dois núcleos de circulação anticiclônica em cada lado dos hemisférios, sul e norte. Partindo do anticiclone do HN (10°N-160°W) verifica-se um trem de ondas em forma de arco que passa pelo México, Atlântico e atinge a costa oeste da África, semelhante ao PNA, porém, deslocado para leste.

Nos compostos chuvosos com defasagem no tempo (Lag-1) o anticiclone anômalo sobre a AS aparece deslocado para sul centrado sobre parte das regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, ao passo que sobre a costa oeste da AS observam-se núcleos anômalos ciclônicos um deles posicionado em 20°S-75°W e o outro em 50°S-95°W . Este mesmo padrão pode ser visto no Lag-2, porém, o anticiclone encontra-se posicionado mais ao sul sobre a região Sul do Brasil e um anticiclone passa a atuar sobre a costa oeste da AS. No Lag-3, observa-se apenas o ciclone anômalo sobre o sul do Peru e o anticiclone na costa central do Chile. Note que a partir dos três a seis meses antecedentes o padrão de circulação sobre a porção centro e norte da AS é dominada por circulação ciclônica anômala e ventos anômalos de oeste. Entre os Lag -6 e Lag -4 verificam-se um trem de onda que parte do leste da Austrália até atingir a AS. Este trem de onde não fica evidente no Lag-3 e no Lag -2 e Lag -1 aparece deslocado para leste devido ao posicionamento para leste do ciclone anômalo no Pacífico próximo a Austrália.

Nos compostos secos sem defasagem no tempo (Figura 4.19b) a principal característica observada sobre a AS é a presença de ventos anômalos de leste em todo o continente, exceto na porção do extremo sul onde nota-se ventos anômalos de oeste.

Entre as defasagens de um (Lag-1) e três (Lag-3) meses de antecedência se observa um padrão bastante semelhante sobre a AS, com uma circulação ciclônica sobre o sul do Brasil, nordeste da argentina e o Paraguai, centrada em 25°S-60°W. Observa-se outros dois anticiclones anômalos, um deles sobre o sul do continente, este por sua vez, apresentando circulação mais fraca no Lag -3. E o outro anticiclone sobre o Atlântico, próximo à costa Nordeste e Sudeste do Brasil. Ainda pode ser identificado nestas defasagens um padrão de trem de ondas que segue do Pacífico, a leste da Austrália e adquirindo curvatura de arco e atinge a AS.

Do quarto (Lag-4) até o sexto (Lag-6) mês antecedentes, a AS fica praticamente sob domínio de circulação anticiclônica anômala. Também é possível observar o predomínio de anomalias de ventos de oeste (leste) entre 20°S-40°S durante o verão e primavera nos anos de anomalias da precipitação positiva (negativa).

(a) (b)

Figura 4.19- Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento zonal em m.s-1 (sombreado) em 300 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Centro-Oeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continua)

(c) (d)

(e) (f)

Figura 4.19- Continuação (continua)

Figura 4.19- Continuação (continua)

(l)

(m)

(n)

(o)

Figura 4.19- Conclusão.

4.2.2.3 Compostos para o Sudeste

4.2.2.3.1 Anomalia da temperatura da superfície do mar

Nos compostos médios para as ATSM nos eventos chuvosos do SE (Figura 4.20 a) observa-se uma ampla área de águas quentes sobre o Pacífico Equatorial e águas mais frias nas adjacências desta área, sendo essa configuração semelhante ao que ocorre em episódios de El Niño. Note ainda que, este padrão se mantém nos compostos com defasagem no tempo, porém, com menos intensidades à medida que aumenta o tempo (Lag-6). Este resultado concorda com os de Barbieri (2005) que registrou ocorrências de maiores (menores) valores de precipitação em estações meteorológicas situadas sobre a região Sudeste em anos de El Niño (La Ninã) durante a estação de verão.

Nas Bacias dos oceanos Atlântico Norte e Sul, as temperaturas das águas tende a ser entre normal e relativamente mais frias durante o verão. No entanto, verifica-se um pequeno gradiente de TSM do Lag-6 até o Lag-3 no oceano Atlântico Sul. Sobre o oceano Índico pequenos gradientes de TSM anômalos mais significativos também são vistos a partir do Lag-3.

Nos compostos médios para os eventos secos sem defasagem no tempo (Figura 4.20b) observa-se o predomínio de anomalias de águas quentes em todas as Bacias oceânicas. Verifica-se também que não há anomalia significativa de TSM negativa na região do Pacífico equatorial. Um fator importante e evidente neste composto é a presença significativa do dipolo das ATSM sobre o oceano Atlântico Sul e, que não é observado no composto para os eventos chuvosos. Note que este dipolo começa a se configurar com até três meses de antecedência (Lag -3), neste caso, a partir da primavera. Essa mesma configuração de dipolo foi observada na Figura 4.3a, onde se observou os maiores valores de correlação com significância estatística. Logo, sugere-se que este padrão pode ser algum indicativo para ocorrência de anos mais secos nesta região, já que é possível verificar um sinal do mesmo com até três meses antecedentes ao período mais chuvoso do SE.

Figura 4.20- Compostos da anomalia da temperatura da superfície do mar em ºC (sombreado) para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Sudeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. (continua)

(c)

(d)

(e)

(f)

Figura 4.20- Continuação (continua)

(g) (h)

(i) (j)

Figura 4.20- Continuação (continua)

Figura 4.20- Conclusão.

4.2.2.3.2 Anomalia do vento em 850 hPa

Nos compostos das anomalias do vento em 850hPa, sem defasagem do tempo para os casos chuvosos (Figura 4.21a), nota-se a presença de centros anômalos ciclônicos ao redor do globo entre as latitudes de 30ºS-60ºS, ao mesmo passo que se observa uma ampla anomalia anticiclonica ao sul de 55ºS entre as longitudes de 180ºW-120ºW. Essa mesma configuração pode ser vista em até dois meses de antecedência (Lag-2). Anomalias de ventos de leste também são vistos sobre o Atlântico equatorial penetrando sobre o Nordeste do Brasil e, convergindo sobre a região Sudeste do Brasil e oceano Atlântico subtropical, onde se vê um forte escoamento anômalo do quadrante norte do vento meridional. Também é possível observar uma circulação anômala ciclônica centrada sobre o estado de São Paulo. Estes mesmos padrões descritos, praticamente se repetem no campo de defasagem com até um mês de antecedência (Lag-1). A partir dos Lag -2 até o Lag -6 os ventos anômalos de oeste sobre o Pacífico equatorial e de leste sobre o Atlântico equatorial ficam menos intensos e, o escoamento meridional anômalo de norte sobre o Nordeste já não é mais observado.

Ainda na Figura 4.21a, observa-se anomalias de oeste sobre o Pacífico equatorial oeste que se estende até a porção central e, ventos de leste mais enfraquecidos sobre a porção equatorial da costa oeste da AS. Ao passo que se observam anomalias do vento de leste no oceano Índico, configurando uma área de divergência dos ventos em torno de 5°S-140°W. Verifica-se que nos compostos da anomalia de TSM (Figura 4.20a) próximo a esta região é observada uma tendência de anomalias de águas mais resfriadas. Também pode ser observada no campo dos ventos uma confluência dos ventos em torno de 120°W e, nesta mesma área a anomalia da TSM é positiva, isto é, águas mais aquecidas. Portanto, mostrando a relação da convergência (divergência) dos ventos em áreas de anomalias de TSM positivas (negativas).

No composto para os casos secos sem defasagem no tempo (Figura 4.21b) destaca-se um trem de ondas em torno de 30°S-60°S, que ao atingir a longitude de 120°W adquire uma curvatura de arco semelhante ao PSA, porém, deslocada para leste e atinge a AS, onde se acopla com um dipolo meridional composto por um centro anômalo ciclônico

centrado em 30ºS-55ºW que se estende por toda a área do centro-norte do continente e, um centro anômalo ciclônico localizado mais ao sul, centrado em 55ºS-50ºW.

Associado à circulação do anticiclone anômalo observa-se um intenso escoamento anômalo do vento meridional do quadrante sul em parte do Atlântico e região Nordeste e, do quadrante norte sobre o MS, Paraguai, Argentina e parte da região Sul, indicando a atuação de um Jato de Baixos Níveis intenso. Esta configuração do vento assemelham-se ao descrito por Herdies et al. (2002) para os eventos de não-ZCAS. Também pode ser observadas anomalias de vento menos intensos sobre toda a área do Pacífico Equatorial, quando comparados com o composto para os casos chuvosos (Figura 4.21a). Uma área de confluência do vento anômalo é vista em 5ºS-120ºW onde podem ser observadas anomalias da TSM positivas, na Figura 4.20b.

Nos campos com defasagem no tempo para os casos secos, no Lag -6 observam-se valores positivo da anomalia do vento meridional sobre o sul da AS, indicando a entrada de vento de sul sobre a região. Já sobre a porção central do continente verificam-se valores negativos da anomalia de vento meridional, indicando escoamento do quadrante norte. Em escala global fica notável a presença de um amplo anticiclone posicionado a oeste da AS sobre o Pacífico Sul em aproximadamente 45°S-90°W. Também é possível observar uma circulação anômala ciclônica em torno de 55°S-120°W, estando mais definida no Lag -5, que possui padrão semelhante do Lag -6. No Lag -4 a circulação parece menos intensa e não ficando tão perceptível os centros ciclônicos e anticiclônicos. No entanto, no Lag -3, a circulação parece novamente intensificada, porém, há uma inversão da circulação ciclônica em 55°S-120°W para anticiclônica que persiste até o Lag-1. O amplo anticiclone a oeste da costa sul da AS também desaparece e surge um ciclone em torno de 30°S-120°W que antes não era observado. Com um mês e dois meses (Lag -1 e Lag -2) de antecedência aos episódios mais secos, o padrão de circulação é semelhante ao campo sem defasagem no tempo, só que com padrões de ciclones e anticiclones mais definidos sobre o Pacífico.

Outra característica importante a ser destacada e que parece estar mais associada a ocorrência dos casos secos nesta região é a presença em todos os tempos (Lag-6 até

Lag0) de um centro anticiclônico anômalo sobre o Atlântico Sul em torno das latitudes 30°S-40°S com deslocamento para leste e se posicionando em aproximadamente 30ºS-55ºW no Lag-1 e Lag0.

(a) (b)

Figura 4.21- Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento meridional em m.s-1 (sombreado) em 850 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Sudeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continua)

(c)

(d)

(e)

(f)

Figura 4.21- Continuação (continua)

(g)

(h)

(i)

(j)

Figura 4.21- Continuação (continua)

(l)

(m)

(n)

(o)

Figura 4.21- Conclusão.

4.2.2.3.3 Anomalia do vento em 300 hPa

O composto da anomalia do vento em 300 hPa, para os casos chuvosos no Sudeste sem defasagem no tempo (Figura 4.22a), apresenta um par de anticiclones localizados no Pacífico Equatorial, um deles, sobre o HS e o outro no HN, em aproximadamente 15°S e 15°N na longitude de 140°W, possivelmente, em resposta à convecção tropical (WALLACE e GUTZLER, 1981). Ao mesmo tempo observa-se no Pacífico ventos intensos anômalos de leste sobre a região equatorial e de oeste sobre as latitudes médias em ambos os hemisférios. Este padrão de escoamento assemelha-se aos padrões de circulação típicos de anos de El Niño. Nota-se a presença destes ventos anômalos de leste e oeste sobre a Bacia do Pacífico em todas as defasagens no tempo, porém, os ventos anômalos de oeste só intensificam sobre o HN a partir do Lag-3 atingindo valores máximos no Lag0, o que pode ser explicado pela intensificação dos jatos de altos níveis durante os períodos correspondentes às estações de outono e inverno no HN.

No continente Sulamericano é observado um anticiclone centrado em torno de 19°S-50°W e sua circulação domina parte das regiões Nordeste e Sudeste do Brasil. Este sistema se apresenta com uma estrutura vertical baroclínica, pois apresenta um sinal oposto em baixos níveis, ou seja, apresenta uma área de baixa pressão anômala em 850 hPa (Figura 4.21a). Outras duas circulações ciclônicas, uma sobre o Pacífico próximo a costa oeste da AS em torno de 25°S-80°W e a outra sobre o Atlântico próxima a costa leste do Nordeste em torno de 15°S-20°W também são observadas.

Nos campos com defasagem no tempo, nota-se uma circulação ciclônica anômala sobre a região central da AS, no Lag-6. Esta circulação é intensificada no Lag-5 ao passo que desloca para leste no Lag-4. Os ventos anômalos de oeste aparecem intensos e posicionados mais ao norte em torno de 10ºS-20ºS, enquanto entre as latitudes de 20ºS-35°S os ventos anômalos são de leste. A partir do Lag -3 a configuração muda e uma área de circulação anticiclonica pode ser vista sobre o norte da Argentina, Paraguai, Bolívia e região sul do Brasil. Esta circulação anticiclonica anômala intensifica e desloca para leste, no Lag -2, ao passo que os ventos invertem e passam a ser anômalos

de leste sobre as latitudes em torno de 5ºS-20ºS. Logo em seguida, no Lag-1, a alta anômala encontra-se situada mais para norte, centrada em aproximadamente 20ºS-50ºW. Este mesmo padrão de alta anômala se mantém no Lag0, porém, com circulação menos intensa e posicionada sobre o Brasil central, ao mesmo tempo a circulação ciclônica anômala próxima ao leste da região Nordeste fica mais intensificada.

No composto sem defasagem no tempo para os casos mais secos sobre a região Sudeste (Figura 4.22b), observa-se que os ventos anômalos de oeste, bem como, os de leste estão mais intensos sobre o continente da AS e Bacia dos oceanos, Atlântico e Índico quando comparados aos casos chuvosos (Figura 4.22a). Note que sobre a Bacia do Pacífico, principalmente no HS, as anomalias dos ventos são muito fracas. No HN os ventos anômalos de oeste ficam confinados entre as latitudes de 20°N-40°N. Observa-se um trem de ondas entre as latitudes de 30°S-60°S assumindo uma curvatura de arco a partir de 120ºW, semelhante ao PSA e que atinge a AS acoplando-se aos centros de circulações anômalas dispostas de forma quase meridional sobre o leste da AS.

Analisando os compostos com defasagens no tempo verifica-se entre os Lag-6 e Lag-3, ventos anômalos de oeste e leste mais intensos na porção leste do Pacífico e, é possível ver uma interação entre trópicos e extratrópicos através da presença de ciclones e anticiclones nestas áreas. A partir do Lag-2, os ventos anômalos de leste e oeste praticamente somem sobre a bacia do Pacífico Sul. O trem de onda entre 30°S-60°S e com curvatura de arco semelhante ao PSA, partindo da Austrália e atingindo a AS, também pode ser identificado no Lag-2 e Lag-1. Este trem de onda encontra-se em fase com o trem de ondas em baixos níveis, apresentando uma estrutura barotrópica equivalente.

No Atlântico Sul com seis meses de antecedência (Lag-6) o composto seco mostra um ciclone anômalo centrado a leste do Uruguai e sul do Rio Grande do Sul. Ao lado deste ciclone anômalo nota-se um anticiclone anômalo em aproximadamente 35°S-10°W. Tanto o anticiclone quanto o ciclone aparecem mais intensificados no Lag-5. No entanto, este último tem seu centro deslocado para sul próximo a Buenos Aires, na Argentina. No lag-4, o ciclone apresenta-se mais enfraquecido e ainda mais deslocado

para o sul, enquanto que o anticiclone ainda intensificado encontra-se deslocado para leste. No lag-3, o anticiclone avança mais para o norte e se aproxima da AS até se posicionar com núcleo centrado próximo a costa leste da Região Sul do Brasil (Lag-2) onde se intensifica ainda mais e, forma um padrão dipolo meridional com o ciclone posicionado ao sul deste anticiclone. Este dipolo possui uma estrutura vertical barotrópica equivalente, já que apresentam o mesmo sinal nos níveis mais baixos (Figura 4.21b). A partir do Lag-1 e Lag0 é possível observar uma configuração formada por quatro centros de circulações anômalas, distribuídas de forma meridional sobre a AS e, posicionados em torno das longitudes de 30°-80°W assim como foi verificado na análise de correlação entre a anomalia de precipitação da região e a anomalia do vento zonal em 300 hPa (Figura 4.9 a).

(a) (b)

Figura 4.22- Compostos da anomalia do vento em m.s-1 (vetor) e vento zonal em m.s-1 (sombreado) em 300 hPa para os eventos mais chuvosos (direita) e secos (esquerda) na região do Sudeste. Os compostos sem e com defasagens no tempo para: Lag 0, Lag-1, Lag-2, Lag-3, Lag-4, Lag-5 e Lag-6 são representadas pelas figuras (a), (c), (e), (g), (i), (l) e (n) no caso dos eventos chuvosos e por (b), (d), (f), (h), (j), (m) e (o) no caso dos eventos secos, respectivamente. O contorno em linha preta corresponde às áreas com significância estatística ao nível de 10%. Ciclone (C) e Anticiclone (A). (continua)

(b)

(d)

(e)

(f)

Figura 4.22- Continuação (continua)

Figura 4.22- Continuação (continua)

Figura 4.22- Conclusão.

4.3 Parte 3 – Análise Observacional para o estudo de caso do verão de 2013/2014

O verão austral 2013/2014 foi marcado por ser um ano anômalo com precipitação bem abaixo da média climatológica na região Sudeste do Brasil. De acordo com as nossas análises (Figura 4.13c), foi classificado como sendo o verão mais seco dos últimos 35 verões na área de estudo (região do SE). Mais intenso do que a seca do verão de 2001 no centro-leste do Brasil já documentada por Cavalcanti e Kousky (2001) e Drummond e Ambrizzi (2005). O déficit de chuvas em 2013/2014 contribuiu para a redução na vazão das bacias hidrográficas localizadas na região mais populosa do país. O Sistema Cantareira, responsável por abastecer a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) atingiu níveis recordes de baixa das reservas ao longo deste período, afetando diretamente a população com a falta de abastecimento de água para o consumo humano e para irrigação, impactando fortemente na agricultura e na produção de alimentos (COELHO et al., 2015; COELHO et al., 2015;).

De fato, em DJF de 2013/2014 (Figura 4.23a) verificam-se que as anomalias negativas de precipitação mais intensas ocorreram sobre a região Sudeste, principalmente sobre os estados de São Paulo, Rio de Janeiro e sul de Minas Gerais, enquanto, as anomalias positivas de precipitação ocorreram sobre sudoeste da Amazonas, Acre, Rondônia, Bolívia e Peru. O campo da anomalia do fluxo de umidade integrado na vertical (Figura 4.23b) mostram fracos fluxos e divergência de umidade sobre áreas do Centro-Oeste, Sudeste e Nordeste do Brasil. Neste caso, a circulação anticiclônica anômala do fluxo de umidade posicionada a leste da costa sudeste do Brasil direciona a umidade para áreas no nordeste da Argentina, sul da BA, ES onde se observa os intensos fluxos e convergência de umidade. Sobre a região Noroeste da AS, parte da convergência de umidade é devido ao transporte de umidade provinda do Atlântico Norte pelos ventos alísios e, a outra parte é provinda do Atlântico Sul pela circulação do anticiclone anômalo na costa Sudeste.

(a)

(b)

Figura 4.23 - Anomalia da precipitação (mm) durante DJF do ano de 2013/2014 (a) e, anomalia do fluxo de umidade integrado verticalmente entre 1000 e 500 hPa (Vetores; kg/ m.s^{-1}) e divergência (sombreado)

Na Figura 4.24a, que ilustra as ATSM durante o verão austral, observa-se o predomínio de águas mais quentes nas bacias oceânicas do Índico, Pacífico e Atlântico. No entanto, sobre a porção equatorial do Pacífico central e leste as águas estiveram relativamente frias. Este padrão é bastante semelhante ao padrão de correlação (Figura 4.3) e do composto (Figura 4.20b) obtidos para os eventos secos na região do Sudeste, principalmente, sobre o oceano Atlântico Sul onde a correlação foi estatisticamente significativa. Logo, ATSM positivas próxima à costa do leste do Sudeste e ATSM negativas próximo a extremo sul da AS parecem influenciar os eventos de seca na região do Sudeste do Brasil.

As defasagens no tempo para um mês (Figuras 4.24 b) dois meses (Figuras 4.24 c) e três meses (Figuras 4.24 d) que antecede o verão de 2013/2013, também ilustram a mesma configuração, ressaltando, a intensificação do dipolo de ATSM no Atlântico à medida que se diminui a defasagem no tempo. Estes resultados corroboram com os obtidos nas analises de correlação (Figura 4.3), onde fica mais perceptível o sinal do dipolo com até dois meses de antecedência, intensificando com um mês de antecedência e, se estabelecendo durante o verão. Verifica-se também a tendência ao predomínio de águas mais resfriadas ou dentro da normalidade sobre a porção central e leste da Bacia do Pacífico.

Figura 4.24 - Anomalia da temperatura da superfície do mar: (a) em DJF de 2013/2014; (b) em NDJ de 2013/2014; (c) OND de 2013 e (d) SON 2013

Nos baixos níveis da atmosfera (Figura 4.25a), verifica-se um anticiclone anômalo sobre a mesma posição onde são vistos sinais positivos da ATSM no Atlântico Sul. Já na porção mais ao sul, onde o sinal da ATSM é negativo observa-se a presença de um ciclone anômalo. Um segundo anticiclone anômalo pode ser visto sobre o extremo sudeste do Pacífico na costa oeste da AS, também sobre as águas mais aquecidas. No campo do fluxo de umidade integrado na vertical (Figura 4.23b) também pode ser verificada essa configuração de circulações anômalas. O padrão de circulação em baixos níveis se repete com um mês (Lag-1) de antecedência (Figura 4.25b). Ainda é possível verificar neste mesmo campo a presença de um trem de ondas partindo de um centro ciclônico em 35ºS-130ºW adquirindo uma curvatura de arco e se acoplando as circulações anômalas no leste da AS e Atlântico Sul adjacente. Essa configuração é observada no campo do vento em 850hPa para os compostos médios secos (Figura 4.21 d).

Verifica-se em todos os tempos (Figuras 4.25 a, b, c, d) a predominância de ventos anômalos de sul sobre o extremo sul da AS, a confluência dos ventos anômalos de norte sobre o extremo norte da AS e sobre áreas do Pacífico leste próximas a oeste da costa do Peru. À medida que se configura a circulação do anticiclone anômalo em baixos níveis, no leste da costa das regiões Sudeste e Sul do Brasil são intensificados os ventos do quadrante sul sobre a região Nordeste e parte do Sudeste, enquanto que os ventos anômalos do quadrante norte são desviados para a região Sul do Brasil, nordeste da Argentina e Paraguai.

Figura 4.25- Anomalias do vento em m.s^{-1} (vetor) e vento meridional em m.s^{-1} (sombreado) em 850 hPa: (a) em DJF de 2013/2014; (b) em NDJ de 2013/2014; (c) OND de 2013 e (d) SON 2013. Ciclone (C) e Anticiclone (A)

Em altos níveis (Figura 4.26a), observa-se sobre o oceano Atlântico uma circulação ciclônica anômala posicionada em torno de 50°S-30°W onde são vistos ventos intensos anômalos de oeste nesta latitude sobre esta bacia oceânica. Um segundo núcleo de circulação anticiclônica anômalo pode ser visto entre as latitudes de 30°S- 40°S no Atlântico acima do ciclone anômalo. Estes sistemas estão em fase com o anticiclone e o ciclone anômalos em baixos níveis, caracterizando uma estrutura barotrópica equivalente dos mesmos. Também é possível observar um ciclone anômalo sobre a região central do Brasil e, outro no HN em 12ºN-50ºW. A configuração destes centros de circulações anômalas sobre a AS, dispostos de forma quase meridional, são semelhantes ao padrão observado tanto nas análises de correlação (Figura 4.9 a) como nos compostos para os eventos secos (Figura 4.22 b). Este padrão também está bem definido com um mês (Lag-1) de antecedência (Figura 4.26b). No Lag-2 e Lag-3 ele não é observado.

Note que os padrões tanto no campo de ATSM quanto nos campos da circulação do vento em baixos e altos níveis da atmosfera observados neste estudo de caso do verão de 2013/2014 considerado muito seco na região do sudeste do Brasil, apresentam-se bastante semelhantes aos padrões encontrados nas análises de correlação e dos compostos para os casos secos nesta região. Diante do exposto, pode-se dizer que tais padrões atmosféricos e oceânicos devem estar relacionados à ocorrência de falta de precipitação dentro do período mais chuvoso na região do SE.

Figura 4.26- Anomalias do vento em m.s^{-1} (vetor) e vento zonal em m.s^{-1} (sombreado) em 300 hPa: (a) em DJF de 2013/2014; (b) em NDJ de 2013/2014; (c) OND de 2013 e (d) SON 2013. Ciclone (C) e Anticiclone (A)

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES

O principal objetivo deste estudo foi caracterizar padrões de circulações anômalas em grande escala que poderiam estar associados a verões chuvosos e secos em áreas que são afetadas pelo regime de monção da América do Sul. As áreas de estudo foram classificadas através de um método objetivo e denominadas por: Sudeste da Bacia Amazônica, Centro-Oeste e Sudeste. As regiões apresentam regimes de precipitação com máximos no verão austral e mínimos no inverno austral. Porém, as regiões diferem no total de precipitação acumulada em cada estação do ano. Durante o verão, a região do SBA é a que apresenta os maiores volumes pluviométricos com média climatológica em torno de 935 mm. Já a região do SE é a que apresenta os menores volumes pluviométricos com média climatológica em torno de 665 mm.

Com base nos resultados apresentados pode-se concluir que:

- Sudeste da Bacia Amazônica (SBA):

A região do SBA está mais correlacionada com os eventos ENOS. As anomalias de TSM mais frias no Pacífico estão associadas às anomalias de precipitação positiva (verões mais chuvosos), enquanto que as anomalias de TSM mais quentes nesta mesma região do oceano influenciam as anomalias de precipitação negativa (verões mais secos). Verificou-se que as correlações com a ATSM durante a primavera foi mais correlacionada com a precipitação no SBA do que a própria ATSM durante o verão, sugerindo uma maior influência das chuvas de verão com as ATSM da primavera. As ATSM sobre o Atlântico Sul também estão correlacionadas com a precipitação de verão da região com até um mês de antecedência. Todas as áreas dos Niños se mostraram bem correlacionadas com precipitação no SBA, exceto a região do Niño 4. Outro ponto a ser levado em consideração é a correlação positiva entre a precipitação no SBA com a AAO. Ainda verificou-se nos compostos secos uma relação com as anomalias de TSM sobre o Atlântico Norte.

A principal característica em baixos níveis (850 hPa) durante os verões chuvosos (secos) é a presença de um anticiclone (ciclone) anômalo posicionado na costa da região

Sudeste do Brasil. No composto chuvoso, o anticiclone anômalo aparece bem definido com um mês de antecedência (Lag-1). Já no composto seco o ciclone não fica configurado no Lag-1.

Nos casos de verões chuvosos (secos) no SBA houve a presença de anomalias negativas (positivas) do vento meridional em 850 hPa, partido do Atlântico Equatorial até a Venezuela, Colômbia e oeste da Amazônia. Anomalias desta componente do vento podem auxiliar no aumento (diminuição) do transporte de umidade para a região do SBA. Esse padrão do vento meridional foi observado com até cinco meses de antecedência aos eventos de verões chuvosos e secos na região.

Ainda em níveis baixos na região do SBA, foi observado o predomínio de uma circulação anticiclônica sobre a porção central e leste do Pacífico Sul entre 20°S- 50°S e, anomalias ciclônicas ao sul da latitude de 50°S no Pacífico, podendo ser vistas com até quatro meses de antecedência aos eventos chuvosos. Já para os verões secos, foi observado o predomínio de circulações ciclônicas nas latitudes mais baixas, com a presença de ciclones sobre o Pacífico Sul e costa da região Sudeste.

Em altos níveis (300 hPa), no composto dos anos mais secos (chuvosos) verificou-se a presença de ventos anômalos de oeste (leste) sobre o Pacífico equatorial e um par de circulações ciclônica (anticiclônica) em torno das latitudes de 10°N-10°S e das longitudes de 180°W-120°. Estes padrões são bastante similares aos observados durante episódios de La Niña (El Niño). Logo, a configuração dos ventos em altos níveis, possivelmente é uma resposta à presença de anomalias de TSM mais frias (quentes) nestas áreas.

A análise da variabilidade interanual dos verões chuvosos e secos no SBA mostrou que na última década ocorreram mais verões chuvosos do que secos. Já na década de 1990 ocorreram mais episódios de verões secos. O verão mais chuvoso (seco) ocorreu em 2005/2006 (1997/1998) na região.

- Centro-Oeste (COB):

A ATSM não foi bem correlacionada com a anomalia de precipitação no COB durante o período de verão. No entanto, na primavera algumas áreas próximas à ZCPS e Atlântico equatorial apresentaram correlações negativas e positivas, respectivamente, com a precipitação de verão no COB, sugerindo que as ATSM no período de primavera parecem exercer mais influência na precipitação do que o período de verão.

As análises dos campos dos compostos para os eventos chuvosos e secos no COB apresentaram um padrão praticamente contrário entre eles, com o predomínio das águas mais quentes (frias) sobre a região central do Pacífico equatorial muito semelhante ao ENOS do tipo Modoki nos casos chuvosos (secos). Estes padrões são observados com até três meses (Lag-3) de antecedência nos casos chuvosos e com até seis meses (Lag-6) de antecedência nos casos secos.

Em baixos níveis as análises de correlação mostram a presença de uma circulação ciclônica (anticlônica) anômala sobre a região central da AS, assim como observado por Gan et. al (2004). Este resultado também se confirma nas análises dos compostos chuvosos e secos durante o verão austral. Outra característica observada nas análises com defasagem no tempo é a presença de um ciclone (anticlone) anômalo com estrutura barotrópica equivalente próximo a costa oeste da AS com até dois meses (Lag-2) de antecedência nos casos chuvosos (secos) no COB. Também foi observada a inversão do escoamento anômalo dos ventos sobre áreas da Bolívia, Paraguai e norte da Argentina, passando do quadrante norte (sul) entre o Lag-2 e Lag-1, para o quadrante sul (norte) no Lag0 nos casos chuvosos (secos).

Em altos níveis sobre a AS, as análises de correlações considerando o cenário para casos chuvosos, indicam a presença de uma circulação anticiclônica anômala posicionada sobre a porção central do Brasil, enquanto outras duas circulações ciclônicas anômalas encontram-se posicionadas a leste e oeste deste anticiclone, o primeiro ciclone sobre o NEB e Atlântico e, o segundo sobre o setor oeste da AS entre a Bolívia e Peru.

- Sudeste (SE):

A análise de correlação entre a ATSM e a anomalia de precipitação no SE mostrou uma configuração de dipolo de temperatura da superfície do mar no Atlântico Sul, com correlações negativas próximas à costa sudeste do Brasil e positivas no extremo sul da AS. O sinal deste dipolo pode ser visto com até dois meses de antecedência. Portanto, em anos de precipitação acima (abaixo) da média sobre o SE estariam associados com ATSM mais frias (quentes) sobre a costa Sudeste e mais quentes (frias) sobre o extremo sul da AS. Este resultado se mostrou coerente com a análise de compostos para os verões chuvosos e secos no SE. O sinal deste dipolo se inicia durante a primavera e intensifica durante o verão. No composto chuvoso não ficou evidente a atuação desse dipolo da TSM. No entanto, foi verificada a presença da TSM tendendo a normalidade ou relativamente mais resfriadas na costa do sudeste do Brasil. Já sobre a bacia do Pacífico foi verificado um padrão semelhante ao que ocorre em episódios de El Niño.

Em baixos níveis as análises de correlação apresentam um sinal da correlação positiva (negativa) com a componente meridional do vento sobre a Bolívia, Paraguai, Sul do Brasil e Atlântico adjacente. Enquanto, sobre o NEB e parte do SE se observa o sinal da correlação negativa (positiva) configurando uma área ciclônica (anticlônica) na região SE durante os verões chuvosos (secos).

Esses resultados se concretizam nas análises dos compostos chuvosos e secos no SE. Na análise dos compostos chuvosos observou-se a presença de centros de circulação ciclônica anômalos em torno das latitudes de 30°S-60°S. Ao passo que nos compostos secos um trem de ondas esteve presente em torno destas latitudes e, ao atingir a longitude de 120°W adquire uma curvatura de arco atingindo a AS, onde se acopla ao dipolo meridional formado pelo ciclone e anticiclone anômalos sobre a costa sudeste da AS. O trem de onda com curvatura semelhante ao PSA é identificado, principalmente, no Lag-1 e Lag-2.

Em altos níveis para os compostos chuvosos, os ventos anômalos de leste e oeste mais intensos predominam sobre o oceano Pacífico Sul em todos os tempos, onde estão posicionados anomalias ciclônicas entre as latitudes de 30°S-60°S ao longo desta bacia

oceânica. Também foi verificada a presença de anomalias de circulação ciclônica entre o Centro-Oeste e Sudeste do Brasil durante o inverno (Lag-6 até Lag-4) invertendo para uma circulação anticiclônica durante a primavera e verão (Lag-3 até Lag0).

Nos compostos secos também foi verificado o trem de onda entre as latitudes de 30°S-60°S com curvatura de arco a partir da longitude de 120°W atingindo a AS e, em fase com o trem de onda em 850hPa apresentando estrutura vertical barotrópica equivalente. Esta configuração pode ser vista com um mês de antecedência (Lag-1). Os ventos anômalos de leste e oeste mais intensos predominam sobre a AS e Austrália, e no Pacífico quase não é observado anomalias do vento.

A análise da variabilidade interanual dos verões chuvosos e secos no SE mostrou que a região vem sofrendo um déficit de precipitação desde os últimos cinco anos. Sendo o verão de 2013/2014 considerado o mais seco dos últimos 35 verões estudados. Também houve uma boa representação da seca de 2001 nesta região.

Através do estudo de caso para o verão de 2013/2014 considerado o mais seco nesta região, fica evidente o dipolo de ATSM no Atlântico Sul, com águas mais aquecidas na costa sudeste do Brasil e mais resfriadas no extremo sul da AS. A presença de uma circulação anticiclonica situada sobre regiões de águas aquecidas próximas à costa sudeste e o fluxo anômalo de norte a oeste da região sul e sudeste favorecendo a canalização da umidade sobre áreas da Argentina, Paraguai e secando as regiões do Sudeste do Brasil. Em altos níveis (300hPa) também fica claro o dipolo meridional formado pelo ciclone e anticiclone anômalos sobre a costa sudeste da AS em fase com o nível de 850hPa.

Como sugestões para trabalhos futuros:

- Estender este mesmo tipo de análise para os dados do modelo Global do CPTEC, afim de, verificar se o mesmo é capaz de identificar algum padrão semelhante aos obtidos neste estudo;

- Aplicar o método do Ray-Tracing para investigar as trajetórias preferenciais de propagação da energia de ondas estacionárias de Rossby durante os verões secos e chuvosos nas regiões de estudo;

- Alguns estudos tem identificado uma tendência bienal nos índices de monções da Índia e Austrália. Neste contexto, sugere-se investigar se existe uma tendência bienal no sistema de monção da AS;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHINEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P.; NELKIN, E. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). **Journal of hydrometeorology**, v. 4, n. 6, p. 1147-1167, 2003.

AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on El Niño and La Niña nonzonal basic flows. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 8, n. 9, p. 54-65, 1994.

AMBRIZZI, T.; MULLER, G. V. Teleconnection patterns and Rossby wave propagation associated to generalized frosts over southerm South American. **Climate Dynamics,** v.29, p. 633-645, 2007.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. A importância relativa do Atlântico Tropical Sul e Pacífico Leste na variabilidade de precipitação do nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.1. 63-74, 2007.

BARBIERI, P. R. B. **Caracterização da estação chuvosa nas regiões sul e sudeste do Brasil associado com a circulação atmosférica**. 2005. p.116 (INPE-14220-TDI/1121). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: < http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.01.19.48 >. Acesso em: 21ago2015.

BARROS, V. R., G.E. SILVESTRI. The relation between sea surfasse temperature at the subtropical South-Central Pacific and precipitation in Southeastern South America. **Journal of Climate**, v.15, p. 251-267, 2002.

BOMBARDI, J. R. **Variabilidade do regime de monções da América do Sul**: o clima presente e projeções para o Século XXI. 2008. p.131. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008. Disponível em: < http://www.dca.iag.usp.br/www/teses/2008/Rodrigo%20Bombardi%20(ACA)/Dissertacao_Rodrigo_Bombardi_vf.pdf >. Acesso em: 01mar2014.

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral Summer. **Journal of Climate**, v.18, p. 702-718, 2005.

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

CATALDI, M.; FREITAS, L. P.; JUNIOR, A. R. T.; ALVES, J. L. D. Estudo da influência das anomalias da TSM do Atlântico Sul extratropical na região da confluência Brasil Malvinas no regime hidrometeorológico de verão do sul e sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 4, p. 513-524, 2010.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Drought in Brazil during summer and fall 2001 and associated atmospheric circulation features. **Revista Climanálise**. v. 2, n. 01, 2004.

CHAVES, R. R. Conexões entre a TSM do Atlântico Sul e a convecção de verão sobre a América do Sul: análise observacional. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n. 1, p. 5-20, 2011.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letter**, v.31, n.3, 2004.

CHEN, T. C. Maintenance of summer monsoon circulations: a planetary-scale perspective. **Journal of Climate**. v. 16, p. 2022-2037, 2003.

COELHO, C. A. S. et al. Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. **Meteorological Applications**, v. 19, n. 2, p. 237-255, 2012.

COELHO, C. A. S., et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, p. 1-16, 2015. DOI 10.1007/s00382-015-2800-1

COELHO, C. A. S., CARDOSO, D. H. F., FIRPO, M. A. F. Precipitation diagnostics of na exceptionally dry event in São Paulo, Brazil, **Theoretical and Applied Climatology**, p. 1-16, 2015. DOI 10.007/s00704-015-1540-9

COLLINI, E.A.; BERBERY, E. H.; BARROS, V. R.; PYLE, M. E. How does soil moisture inuence the early stages of the south American monsoon? **Journal of Climate**, v. 21, p. 195-213, 2008.

CUNNINGHAM C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **Int. J. Climatol.**, v.26, p.1165-1180, 2006.

DRUMOND, A.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; MOREIRA, L.; GIMENO, L. The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 7, p. 2577-2598, 2014.

DRUMOND, A.; AMBRIZZI, T. The role of SST on the South American atmosferic circulation during January, February and March 2001. **Climate Dynamics**, 24, v.24, p. 781-791, 2005.

FERREIRA, S. A. **Variabilidade da monção da América do Sul**. 2013. p.207 (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.08.12.45-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013. Disponível em: < http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DSAUJ2 >. Acesso em: 28jan2014.

FERREIRA, S. A.; GAN, M. A. Intraseasonal variability in the South American monsoon system. **Atmospheric Science Letters**, v.12, p.253-260, doi: 10.1002/asl.328, 2011.

FIRPO, M. A. F.; SANSIGOLO, C. A.; ASSIS, S. V. Climatologia e variabilidade sazonal do número de ondas de calor e de frio no Rio Grande do Sul associadas ao ENOS. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 1, p. 95-106, 2012.

GAN, M. A.; RODRIGUES, L.R.; RAO, V.B. **Tempo e clima no Brasil.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.297-316.

———; KOUSKY; V. E.; ROPELEWSKI; C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil**. Journal of Climate**, v.17, p. 47–66, 2004.

———;MOSCATI, M. C. L. Estação chuvosa de 2001/02 na região Centro-Oeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.18, n.2, p. 181-194, 2003.

GONG, D; WANG, S. Definition of Antarctic Oscillation index. **Geophysical Research Letters**, v.26, p.459-462, 1999.

GONG, T.; FELDSTEIN, S. B.; LUO, D. The impact of ENSO on wave breaking and southern annular mode events. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 9, p. 2854-2870, 2010.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. **Stochastic Evironmental Research and Risk Assessment**, v.25, p.537-554, 2010. doi: 10.1007/s00477-010-0420-1

———. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p.353-374.

———; PAL, J. S.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: Role of soil moisture, surfasse temperature, and topography in eastern brazil. **Journal of Climate**, v. 20, p.5929-5945, 2007.

———; VERA, C.; MECHOSO, C.R. The South American monsoon system. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON MONSOON (IWM-III), 3., 2004, Hangzhou, China, **Proceedings…** Hangzhou: WMO, 2004, p. 111-129.

———. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263-280, 2003.

HERDIES, D.L.; SILVA, A.; SILVA DIAS, M.A.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 42/1-42/10, 2002.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. Y. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, v. 7, p.1131-1143, 1994.

MAGAÑA V., AMBRIZZI T. Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. **Atmósfera**, v.18, n.4, p.211-233, 2005.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; SILVA DIAS, P. L.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PEAGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. Review Recent developments on the South American monsoon system. **Int. J. Climatol.**, v.32, p.1-21, 2012.

MARENGO, J A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of climate**, v. 21, n. 3, p. 495-516, 2008.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, p. 833-852, 2001.

MO, K.; M. GHIL. Cluster analysis of multiple planetary flow regimes. **J. Geophys**. v. 93, p. 10927-10952, 1988.

MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. **Meteorology:** the atmosphere and the science of weather. Minneapolis: Burgess Publishing, p.502, 1986.

MUZA, M. N; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Intraseasonal and interannual variability of extreme dry and wet events over Southeastern South America and the Subtropical Atlantic during Austral Summer. **Journal of Climate**, v. 22, n. 7, p. 1682-1699, 2009.

MUZA, M. N.; CARVALHO, L. M. V. variabilidade intrasazonal e interanual de extremos na precipitação sobre o Centro-Sul da Amazônia durante o Verão Austral. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.21, n.3a, p. 29-41, 2006.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K.C. Linkages between summer rainfall variability over South American and sea surfasse temperature anomalies. **Journal of Climate**, v.15, p.1389-1407, 2002.

OLIVA, F. G. **Relações entre o Índice de Oscilação Antártica e as vazões na bacia hidrográfica do rio Uruguai, região Sul do Brasil**. 2011.p.61-68. Dissertação

(Mestrado em Ciências em Meteorologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011. Disponível em: < http://www.meteorologia.ufrj.br/pos/dissertacoes-e-teses/Oliva-Mestrado-PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ-2011.pdf >. Acesso em: 06fev2015.

PANOFSKY, H. A.; BRIER, G. W. **Some applications of statistics to meteorology**. Penna: University Park, PA. 1968. 224p.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: A numerical study. **Climate Dynamics**, v.17, p.205–212, 2001.

PINKAYAN, S. **Conditional probabilities of ocurrence of Wet and Dry Years Over a Large Continental Area.** Colorado: State University, Boulder-Co, 1966.p. (Hidrology Papers, l2).

QUADRO, M. F. L. d.; DIAS, M. S.; GONCALVES, L.; HERDIES, D.; BERBERY, E. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da zcas através da nova geração de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 152–162, 2012.

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

RASMUSSON, E. M., AND T. H. CARPENTER. The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 3, p. 517-528, 1983. doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111<0517:TRBEEP>2.0.CO;2

REBOITA, M. S.; SANTOS, I. Influência de alguns padrões de teleconexão na precipitação no norte e nordeste do brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 15, p.2237-8642, 2014.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p.185-204, 2010.

REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48-55, 2009.

REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOCKES, D. C.; WANG, W. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **Journal of Climate**, v. 15, p. 1609-1625, 2002.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic convergence zone. **Monthly weather review**, v. 128, n. 8, 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.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. North American precipitation and temperature patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). **Monthly Weather Review**, v. 114, n. 12, p. 2352-2362, 1986.

SACCO, M. L. **Teleconexões atmosféricas e a previsão numérica do clima na América do Sul**. 2010. p.120. Dissertação (Mestrado em Ciências). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2010. Disponível em: < http://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_marcelo_a_l_sacco.pdf >. Acesso em: 02fev2015.

SAHA, S., et al. The NCEP climate forecast system version 2. **Journal of Climate**, v. 27, p. 2185–2208, 2014.

SAHA, S., et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bull. Amer. Meteor. Soc**., v. 91, n. 8, p. 1015–1057, 2010.

SHIMIZU, M. H.; CAVALCANTI, I. F. A. Variability patterns of Rossby wave source. **Climate dynamics**, v. 37, n. 3-4, p. 441-454, 2011.

SILVA, C. B. **Variabilidade climática nos oceanos e a vazão fluvial no Pantanal Brasileiro**. 2012. p.201. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012. Disponível em:< http://www.teses.usp.br/teses/disponíveis/8/8135/tde-27022013-092155/ >. Acesso em: 02abr2014.

TEDESCHI, R. G. **As influências de tipos diferentes de ENOS na precipitação e nos seus eventos extremos sobre a América do Sul –** observações, simulações e projeções. 2013. p.254 (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.16.16.57-TDI). Teses (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013. Disponível em:<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/38235A5> . Acesso em: 02abr2014.

THOMPSON, D.W.J.; WALLACE, M. Annular modes in the Extratropical circulation. PartI: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, v.13, p.1000–1016, 2000.

VALE, R.; FILIZOLA, N.; SOUZA, R.; SCHONGART, J. A cheia de 2009 na Amazônia Brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v.41, p.577-586, 2011.

VARIKODEN, H. AND PREETHI, B. Wet and dry years of Indian summer monsoon and its relation with Indo-Pacific sea surface temperatures. **Int. J. Climatol.**, v. 33, p. 1761–1771, 2013.

VASCONCELLOS, F. C.**A oscilação Antártica-mecanismos físicos e a relação com características atmosféricas sobre a América do Sul/oceanos adjacentes**. 2012. p.192. (sid.inpe.br/mct-m19/2012/10.09.19.33-TDI). Tese (Doutorado em

Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP7W//3CPTMAL>. Acesso em: 06ago2014.

VASCONCELLOS, F. C.; CAVALCANTI, I. F. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. **Atmospheric Science Letters**, v. 11, n. 1, p. 21-26, 2010. doi: 10.1002 / asl.247

VASCONCELLOS, F. C. **Variabilidade atmosférica associada a casos extremos de precipitação na Região Sudeste do Brasil.** 2008 p.110. (INPE-15226-TDI/1318). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <http://urlib.net/8JMKD3MGP7W//3CPTMAL>. Acesso em: 02abr2014.

VEIGA, J. A. P.; MARENGO, J.; RAO, V. B. A Influência das Anomalais de TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico sobre as Chuvas de Monção da América do Sul. **Revista Brasileira de Meteolrologia**, v. 17, n. 2, p. 181-194, 2002.

VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C.R.; NOGUES-PEAGLE, J.; SILVA DIAS, P.L.; ZHANG, C. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4977-5000, 2006.

WALLACE, J. M. AND D. S. GUTZLER. Teleconnections in the geopotential height field during the Northem Hemisphere. **Mon. Wea. Rev**., v. 109, p. 784-812, 1981.

XAVIER, T. M. B. S.; XAVIER, A. F. S; ALVES, J. M. B. **Quantis e eventos extremos:** aplicações em ciências da terra e ambientais. Forteleza: RDS, 2007. 278p.

XAVIER, T. M. B. S. **A técnica dos quantis e suas aplicações em meteorologia, climatologia e hidrologia, com ênfase para as regiões brasileiras**. Brasília, DF: Thesaurus, 2002. 143p.

XAVIER, T. M. B. S. Caracterização de períodos secos ou excessivamente chuvosos no Estado do Ceará através da Técnica dos Quantis: 1964-1998. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 14, n.2, p.63-78, 1999.

ZHOU, J.; LAU, M. Principal modes of interanual and decadal variability of summer rainfall over South America, **Journal of Climate**, v. 21, p. 1623-1644, 2001.

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