

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS  
ATMOSFÉRICAS  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

PRÉ-ESTAÇÃO CHUVOSA E A ESTAÇÃO CHUVOSA  
DO NORTE DO NORDESTE BRASILEIRO: ASPECTOS  
INTERANUAIS, INTRASAZONAIS E EXTREMOS

**FRANCISCO DAS CHAGAS VASCONCELOS JÚNIOR**

São Paulo

Dezembro de 2014



FRANCISCO DAS CHAGAS VASCONCELOS JUNIOR

Pré-Estação Chuvosa e a Estação Chuvosa do Norte do Nordeste  
do Brasil: Aspectos Interanuais, Intrazonais e Extremos

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia.

Orientador: Prof. Adilson Wagner Gandu  
Co-orientador: Prof. Alexandre Araújo Costa

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo  
Dezembro de 2014



*Dedico aos meus pais, Francisco e Aparecida,  
pelo exemplo de dedicação e perseverança.*

*Dedico também a minha pequena Renata  
por todo amor, paciência e apoio.*



## **AGRADECIMENTOS**

A Deus, meu pai celestial, pela força, saúde e minha fé.

Ao Prof. Adilson Wagner Gandu pela orientação deste trabalho, pela incessante ajuda, além do suporte emocional. Agradeço por crer em meu trabalho e ainda pela maravilhosa amizade durante esses anos.

Ao co-orientador deste trabalho, Alexandre Araújo Costa, pela ajuda, suporte nesta pesquisa, pelas oportunidades ofertadas e a ótima amizade.

Ao Prof. Charles Jones pela grande ajuda na confecção desta pesquisa, além das longas conversas sobre esta investigação repletas de motivação, dicas, sugestões e críticas. Agradeço também ao todo suporte logístico e principalmente fraternal quando mais precisei durante minha estadia na Universidade da Califórnia, Santa Barbara.

À Profa. Leila Carvalho pelas discussões, sugestões e dicas para o melhor desenvolvimento desta pesquisa. Agradeço ainda ao grande suporte fraternal e psicológico recebido durante minha visita a Universidade da Califórnia, Santa Barbara.

Aos Profs. Rosmeri Porfirio da Rocha, Ricardo de Camargo e Tércio Ambrizzi por participar da banca de qualificação desse trabalho, impulsionando, cobrando, sugerindo e moldando a investigação para passos firmes e precisos.

A todos os professores do IAG, os quais me proporcionaram o aumento de meu entendimento e paixão pela ciência, além de me fazer vislumbrar um futuro empolgante como pesquisador e, principalmente, como pessoa.

Aos meus amados pais Francisco e Aparecida, além de meus irmãos Jocilandia e Jefferson, pelo carinho e apoio durante toda a minha vida.

Agradeço a minha doce namorada/noiva Renata Aguiar, por todo amor, companheirismo e incentivo constante em todos os meus passos.

Ao meu grande amigo de república estudantil Lorenzo Lodi Rizzini pelas inúmeras jantas, macarronadas, conversas, pizzas, companheirismo, afeto e muita amizade.

Aos amigos de “corredor” Luana Pampuch, Carol Nóbile, Luiz Felipe, Leonardo Domingues, João Hackerott, Natália Pillar e muitos outros que

conheci durante minha estadia em Sampa, pelas gargalhadas, suporte incessante e ajuda em todos os momentos.

Aos amigos Marcelo Rodrigues, Paulo Santiago, Domingo Cassain, Cleiton Silveira, Arthur Costa, Sullyandro Magalhães e Eduardo Martins pela ajuda, suporte e amizade.

Aos meus tios Geovani e Lourdes Mendes juntamente com minha prima Jéssica, pelo constante apoio, suporte emocional e vibração a cada passo.

Ao Laboratório MASTER, em especial ao camarada Jean Perez por toda a ajuda e suporte.

Aos funcionários do Depto. de Ciências Atmosféricas, Djalma, Samuel, Sebastião, Beth, Sônia e Ana pela incessante ajuda a todos alunos e professores.

À Mariane Coutinho pela ajuda, dicas e incessante apoio e suporte antes e durante o doutorado, além da maravilhosa amizade.

Ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) por oferecer todo o suporte para a execução deste trabalho.

À Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo suporte financeiro via bolsa de Doutorado e Estágio de pesquisa no exterior para a execução desta investigação sob os processos com número: **2011/09314-2** e **2013/09642-5**.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) ao suporte financeiro com o número de processo: **142911/2011-9**.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro.



## RESUMO

Uma análise do início e do fim da Pré-Estação Chuvosa (PESC) e da Estação Chuvosa (EST) no norte do Nordeste do Brasil (nNEB) é realizada com intuito de investigar as variações interanuais e intrasazonais durante o período de 1979 a 2010. Características médias de circulação atmosférica e convergência do fluxo de umidade dentro da PESC e da EST são também discutidas, além da descrição da transição entre os períodos (TRNS). O comportamento anômalo do início/fim da PESC/EST é associado com índices climáticos referentes a anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico e Pacífico. Por fim, o efeito da Oscilação de Madden-Julian (OMJ) sobre Eventos Contíguos de Precipitação Extrema (ECPE) no nNEB são analisados durante a PESC e a EST. A identificação do início e fim da PESC e EST foi realizada analisando pântadas de precipitação sobre a região durante o período de 1979 a 2010. O método empregado é baseado na análise da somatória do desvio da pântada observada em relação à pântada climatológica, sendo que esta soma se inicia durante o período de estiagem. O início/fim médio da PESC/EST apresentaram datas semelhantes às encontradas na literatura, ou seja, em média a PESC se iniciou em dezembro e teve término em janeiro, já para a EST, o início foi encontrado no mês de fevereiro e o final em maio. A evolução do início da PESC se mostrou conectada ao desenvolvimento do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) na região central do continente juntamente com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre o sudeste brasileiro e Atlântico Sul. Inversamente o término da PESC foi caracterizado pela retração do SMAS e, conseqüentemente, a não ocorrência da ZCAS. A ocorrência da PESC é transladada no tempo, ocorrendo antecipadamente (tardamente) quando o índice SAD (*South Atlantic Dipole*) é negativo (positivo). Os eventos tardios (antecipados) do início da PESC foram observados juntamente com episódios quentes (frios/neutros) do ENOS, ao passo que o término antecipado (tardio) durante eventos de fase quente (neutra/fria) do ENOS. O gradiente Inter-hemisférico de anomalia de TSM (IGS) não mostrou efeito significativo sobre anomalias do início e fim da PESC. O início antecipado (tardio) e término tardio (antecipado) da EST foram observados durante o índice negativo (positivo) do IGS. O índice SAD apresentou sinal significativo em relação ao início anômalo da EST. Contudo, o índice SAD positivo (negativo) está associado a término tardio (antecipado) da EST. As fases 4 e 5 do ciclo de vida da OMJ marcam o término da PESC em 75 % dos eventos analisados, que ocorreram durante a OMJ ativa, onde com compostos de anomalia de geopotencial em 200-hPa pôde-se verificar a propagação de ondas de Rossby barotrópicas sobre o Pacífico sul com atuação sobre o sudeste da América do Sul. A análise também mostrou que OMJ efeito sobre a ocorrência de ECPE sobre o nNEB. Durante a PESC as fases 8-1-2 da OMJ influenciam a ocorrência de eventos de precipitação intensa, modificando a circulação e transporte de vapor d'água sobre o setor norte da América do Sul. Índícios de propagação de ondas de Rossby sobre o Pacífico sul associada com OMJ são verificadas, sugerindo teleconexão trópicos-extratrópicos durante EPPC dentro a PESC. Na EST, as fases 8-2-3 tiveram maior ocorrência durante eventos ECPE. Compostos de altura geopotencial em 200 hPa durante a EST não mostraram propagação de ondas sobre o Pacífico sul, contudo a variabilidade das anomalias de vento em altos e baixos níveis indicou a influência da OMJ via teleconexão tropical.

Palavras chaves: Pré-Estação, Nordeste, Intrasazonal, Precipitação.



## ABSTRACT

Analysis of the onset and the demise of the Pre-Wet Season (PWS) and the Wet Season (WES) on northern northeast of Brazil (NNB) is performed to investigate the interannual and intraseasonal variations during those periods. The mean characteristics of the PWS and the WES are also discussed, besides the transition phase from the PWS to the WES. Anomalous behavior of the onset/demise of the PWS/WES is assigned with climate indexes, which are related to sea surface temperature anomalies (SSTA) in the Atlantic and Pacific oceans. Lastly, the effect of the Madden-Julian Oscillation (MJO) on the contiguous precipitation extremes events (CPEE) over the NNB are also analyzed during the PWS and the WES. The identification of the onset and demise was performed analyzing precipitation in pentads over the region from 1979 to 2010. The method is based on summing the deviation of the pentad observed from climatological annual pentad precipitation, which begins at dry period. The mean dates of the onset/demise were similar to those found in the literature, the PWS was obtain within December and January and the WES during February to May. The temporal evolution of the PWS showed connection to the development of the South America Monsoon System (SAMS) on the center part of the continent, along with incursions of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) over southern part of Brazil. Conversely, the demise of the PWS was associated with the retracting of the SAMS and no occurrence of the SACZ. The PWS seems to be shifted in time, occurring early (late) when the South Atlantic Dipole (SAD) index is negative (positive). In late (early) onset of the PWS were observed along with warm (cold/neutral) ENSO events, while the late (early) demise during cold (warm) ENSO episodes. The interhemispheric gradient of SSTA (IGS) did not present significant effect on the anomalies of the onset and demise of the PWS. The early (late) onset and the late (early) demise of the WES were observed during negative (positive) signal of the IGS. SAD index did not affect the anomaly of the onset of the WES. However, positive (negative) SAD index seems to be associated with the late (early) demise of the WES. Regarding intraseasonal impacts, the 4 and 5 phases of the life cycle of the MJO mark the PWS demise about 75% of events analyzed. Composites analysis of geopotential height anomalies at 200-hPa could be verified Rossby waves propagation over south Pacific with acting on southeastern South America. The MJO activity also showed influence on CPEE on the NNB. During the PWS it was obtained that phases 8-1-2 of the MJO presented greatest proportions of occurrence of intense precipitation. Changes on circulation and water vapor transport over northern South America are related to MJO propagation. Evidences of Rossby wave activity over South Pacific associated with MJO are verified, suggesting a teleconnection tropics-extratropics during the PWS. In the WES, the phases 8-2-3 presented significant occurrence during CPEE. Composites of geopotential height anomalies at 200-hPa did not showed wave propagation over South Pacific; however the wind anomaly at upper and lower levels indicated that MJO plays role dynamically on CPEE via tropical teleconnection.

Palavras chaves: Pre-wet season, NNB, intraseasonal, precipitation.



## SUMÁRIO

<b>RESUMO .....</b>	<b>9</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>11</b>
<b>LISTAS DE FIGURAS .....</b>	<b>15</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>19</b>
<b>LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES.....</b>	<b>21</b>
<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>23</b>
<b>1.1 Objetivos .....</b>	<b>25</b>
<b>2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>27</b>
<b>2.1 Sobre o Regime de Precipitação no nNEB.....</b>	<b>27</b>
<b>2.2 Forçantes do Oceano Pacífico e Atlântico no nNEB.....</b>	<b>27</b>
<b>2.3 Início e fim de período chuvoso.....</b>	<b>32</b>
<b>2.4 Oscilação de Madden-Julian .....</b>	<b>34</b>
<b>2.5 Eventos Extremos de Precipitação no nNEB.....</b>	<b>38</b>
<b>3. METODOLOGIA.....</b>	<b>41</b>
<b>3.1 Área estudada e dados utilizados.....</b>	<b>41</b>
<b>3.2 Métodos Utilizados.....</b>	<b>43</b>
3.2.1 Início e Fim da PESC e da EST .....	43
3.2.2 Características médias da PESC e da EST .....	45
3.2.3 Variabilidade interanual e intrasazonal do início e do fim da PESC e da EST .....	45
3.2.4 Eventos Extremos de Precipitação e a atividade da OMJ.....	48
<b>4. PRÉ-ESTAÇÃO E ESTAÇÃO CHUVOSA NO NNEB.....</b>	<b>53</b>
<b>4.1 Início e Fim da PESC e EST.....</b>	<b>53</b>
<b>4.2 Características Médias da PESC e da EST.....</b>	<b>61</b>
<b>4.3 A Transição (TRNS) entre a PESC e a EST .....</b>	<b>65</b>
<b>4.4 Anos sem a ocorrência da PESC .....</b>	<b>71</b>
<b>5. CARACTERÍSTICAS INTERANUAIS E INFLUÊNCIAS DA OMJ NO INÍCIO/FIM DA PESC/EST .....</b>	<b>73</b>
<b>5.1 Índices Climáticos e seus efeitos sobre o Início/Fim da PESC/EST .....</b>	<b>73</b>
<b>5.2 Compostos de episódios de Início/Fim da PESC/EST anômalos ..</b>	<b>76</b>

5.3 Impacto da OMJ sobre o início e fim da PESC e EST .....	83
<b>6. EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO DURANTE A PESC E EST</b> .....	<b>93</b>
6.1 Extremos de Precipitação em Intensidade e em Área.....	93
6.2 Eventos Extremos de Precipitação Contíguos durante PESC e EST .....	101
6.3 Análises de Compostos durante ECPE dentro da PESC e EST ...	103
6.3.1 Compostos de ECPE durante a PESC.....	103
6.3.2 Compostos de ECPE durante a EST .....	110
<b>7. CONCLUSÕES.....</b>	<b>116</b>
<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>121</b>

## LISTAS DE FIGURAS

- Figura 1 - Esquema da propagação da OMJ no plano equatorial. As letras representam as fases da propagação para leste com a variação de pressão na ilha de Canton (2.5S; 171W), A indica baixa pressão e E mais alta pressão. Fonte: Adaptada de Madden e Julian (1994). .....35
- Figura 2 - Região estudada compreendendo o nNEB, em destaque no retângulo azul (45W: 37W; 10S-2S). .....42
- Figura 3 - Autovetores provenientes do cálculo da EOF combinada dos campos de OLR, U200 e U850 com médias de 5S-5N.....51
- Figura 4 - Compostos das anomalias filtradas de ROL para cada fase do ciclo de vida da OMJ.....52
- Figura 5 – Datas de início (círculos) e de fim (quadrados) da PESC para o período de 1980 a 2010. Nos anos de 1984, 2004 e 2007 não foi possível definir a PESC. ....55
- Figura 6 - Como a Figura 5 exceto que para EST. ....55
- Figura 7 - Compostos de precipitação do GPCP em pântadas (mm/dia) com defasagem em relação ao início da PESC. a) lag -4 , b) lag -2, c) lag 0 e d) lag +2. O quadrado sobre o Nordeste brasileiro delimita a região estudada. 58
- Figura 8 - Como a Figura 7 exceto que para o fim da PESC. a) lag -2, b) lag 0, c) lag +2 e d) lag +4. ....59
- Figura 9 - Como a Figura 7 exceto que para o início da EST. a) lag -2, b) lag 0 e c) lag +2. ....60
- Figura 10 - Como a Figura 7, exceto que para o final da EST. a) lag -2, b) lag 0 e c) lag +2. ....60
- Figura 11 - Campo médio de vento (m/s) em 850-hPa durante a PESC. ....62
- Figura 12 - Como a Figura 11 exceto que para o nível de 200-hPa. ....63
- Figura 13 - Campo médio de DIV (mm/dia) durante a PESC. A região marcada em vermelho representa o nNEB.....63
- Figura 14 - Como a Figura 11 exceto que durante a EST e em 200-hPa. ....64
- Figura 15 - Como a Figura 13 exceto que durante a EST. ....64
- Figura 16 - Diferença entre a precipitação média (mm/dia) durante a EST e a PESC. Regiões em cinza apresentam significância estatística de 5% para o teste das diferenças das médias.....65

Figura 17 – Vento (m/s) em 200-hPa para a diferença entre TRNS e PESC. Regiões em cinza tem significância estatística a nível de 5% no Teste da Diferença das Médias. ....	68
Figura 18 - Como a Figura 17 exceto que para o nível de 850-hPa. ....	68
Figura 19 - Diferença da precipitação média (mm/dia) durante a TRNS e a PESC. ....	69
Figura 20 - Como a Figura 17 exceto que para DIV, em (mm/dia). ....	69
Figura 21 – Como a Figura 17 exceto que para o fluxo de umidade integrado verticalmente ( $Q_x, Q_y$ ), em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ . ....	70
Figura 22 - Vento (m/s) em 850-hPa para a diferença entre EST e TRNS. Regiões em cinza tem significância estatística ao nível de 5% no Teste da Diferença das Médias. ....	70
Figura 23 - Como a Figura 20 exceto que para a diferença entre EST e TRNS. ....	71
Figura 24 - Anomalia mensal média do fluxo integrado verticalmente de umidade e DIV para os meses de dezembro (a e c) e janeiro (b e d). ....	72
Figura 25 - Compostos de anomalias de vento em 850-hPa em torno da data de início a) antecipado e b) tardio da PESC. Regiões em cinza tem 95 % de confiança estatística. ....	79
Figura 26 – Evolução da DIV média sobre o nNEB durante episódios de início antecipado e tardio da PESC. ....	79
Figura 27 - Como a Figura 25 exceto que para término a) antecipado e b) tardio da PESC. ....	80
Figura 28 - Como a Figura 26 exceto que para término antecipado e tardio da PESC. ....	80
Figura 29 - Como a Figura 25 exceto que para início a) antecipado e b) tardio da EST. ....	81
Figura 30 - Como a Figura 25 exceto que para o término a) antecipado e b) tardio da EST. ....	81
Figura 31 - Como a Figura 26 exceto que para termino da EST. ....	82
Figura 32 - Evolução de VINT média sobre o nNEB durante o término antecipado e tardio da EST. ....	82
Figura 33 - Compostos de anomalias de H200 com lag do final da PESC durante fases do grupo g3 da OMJ. Pêntada 0 corresponde ao término da PESC. Regiões em cinza apresenta significância estatística no nível de 5%. ....	87



Figura 34 - Compostos anomalias de vento em 200-hPa durante o final da PESC e fases 4 e 5 do ciclo de vida da OMJ. Regiões em cinza tem significância estatística ao nível de 5%.....	88
Figura 35 - Como a Figura 34 exceto que para o nível de 850-hPa. ....	88
Figura 36 - Composto de anomalias de vento em 850-hPa durante início da EST juntamente com fases 6 ou 7 da OMJ. Regiões em cinza apresentam significância estatística no nível de 5%.....	90
Figura 37 - Como a Figura 36 exceto que para DIV. Somente são plotados valores com significância estatística. ....	90
Figura 38 - Como a Figura 36 exceto que para vento em 200-hPa. ....	91
Figura 39 – Percentis de 90% para cada mês em mm/dia: a) novembro, b) dezembro, c) janeiro, d) fevereiro, e) março, f) abril e g) maio. ....	97
Figura 40 – Quantidade de ECPE encontrados para os percentis de a) 75 e b) 90%.....	98
Figura 41 – Proporções de ECPE para percentis 75 e 90% durante fase ativa da OMJ (em preto) e em fase inativa da OMJ (branco). ....	99
Figura 42 - Proporção de ECPE para os percentis de 75 e 90% durante cada fase da OMJ para todo o período analisado. ....	99
Figura 43 - Proporção de ocorrência dias com ECPE durante atividade da OMJ para os meses de novembro a maio e para os dois percentis, 75 e 90%. ....	100
Figura 44 - Proporção de dias com OMJ ativa em relação a fases do ENOS. LA representa eventos de La Niña e EN corresponde a ocorrências em anos com El Niño.....	100
Figura 45 - Como a Figura 42 exceto que para o período de NDJ, correspondendo a PESC. ....	102
Figura 46 - Como a Figura 42 exceto que para o período de FMAM, correspondendo a EST. ....	102
Figura 47 - Composto de anomalias DIV (mm/dia) para os dias que ocorreram ECPE (limiar de 75 %) durante fases 8-1-2 da OMJ dentro da PESC. Apenas pontos com significância estatística ao nível de 5% são mostrados.....	106
Figura 48 - Como a Figura 47 exceto que para o campo de VINT (mm). ....	106
Figura 49 - Composto de anomalias de DIV (mm/dia) para os dias que ocorreram ECPE (limiar de <b>90</b> %) durante as fases 8-1-2 da OMJ dentro da PESC. Apenas pontos com significância estatística ao nível de 5% são mostrados. ....	107

Figura 50 - Como a Figura 49 exceto que para VINT (mm). .....	107
Figura 51 - Como a Figura 49 exceto que para vento em 850-hPa. Regiões em cinza tem significância estatística ao nível de 5%. .....	107
Figura 52 - Como a Figura 49 exceto que para vento em 200-hPa. Regiões em cinza tem significância estatística ao nível de 5%. .....	108
Figura 53 - Como a Figura 49 exceto que para H200 (m). .....	108
Figura 54 - Recorte da Figura 51 sobre a América do Sul.....	108
Figura 55 - Compostos com lag de anomalias de vento em 850-hPa durante ECPE dentro da PESC. a) lag -10, b) lag -5, c) lag 0, d) lag 5 e lag 10. Regiões em cinza apresentam significância estatística ao nível de 5%. ....	110
Figura 56 - Composto de anomalias de DIV (mm/dia) para os dias que ocorreram ECPE (limiar de 90%) durante as fases 8-2-3 da OMJ dentro da EST. Apenas pontos com significância estatística ao nível de 5% são mostrados. ....	112
Figura 57 - Como a Figura 56 exceto que para anomalias de VINT (mm)...	112
Figura 58 - Como a Figura 56 exceto que para vento em 850-hPa. Regiões em cinza apresentam significância estatística ao nível de 5%. ....	113
Figura 59 - Como a Figura 56 exceto que para vento em 200-hPa (m/s). Regiões em cinza apresentam significância estatística ao nível de 5%. ....	113
Figura 60 - Como a Figura 56 exceto que para anomalias de H200 (m). ....	113
Figura 61 - Compostos de anomalias de vento (m/s) em 850-hPa com lag durante ECPE dentro da EST para o limiar de 90%. a) lag -10, b) lag -5, c) lag 0, d) lag 10.....	114
Figura 62 - Como a Figura 61 exceto que para fluxo integrado de vapor d'água (kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> ).....	115

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - ENOS, índice SAD e IGS durante episódios de início antecipado da PESC. O, N e A representam El Niño, Neutro e La Niña, respectivamente. ....	75
Tabela 2 - Como a Tabela 1 exceto que para Início tardio da PESC.....	75
Tabela 3 - Como a Tabela 1 exceto que para episódios de final antecipado da PESC. ....	75
Tabela 4 - Como a Tabela 1 exceto que para o final tardio da PESC.....	75
Tabela 5 - Como a Tabela 1 exceto que para o início antecipado da EST. ....	75
Tabela 6 - Como a Tabela 1 exceto que para o início tardio da EST.....	75
Tabela 7 - Como a Tabela 1 exceto que para final antecipado da EST.....	76
Tabela 8 - Como a Tabela 1 exceto que para a final tardio da EST. ....	76
Tabela 9 - Frequência de ocorrência dos grupos com as fases da OMJ e a fase inativa. Em negrito o maior número de ocorrências. ....	85
Tabela 10 - Z-scores para o teste de proporção entre os grupos de fases da OMJ durante ocorrência do término da PESC. Valores maiores (menores) que 1,96 (-1,96) indicam que a proporção da coluna (linha) é estatisticamente significativa ao nível de 5%. ....	85
Tabela 11 - Como a Tabela 10 exceto que para as ocorrências do início da EST.....	85



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIações

<b>AB</b>	- Alta da Bolívia
<b>ANA</b>	- Agencia Nacional das Águas
<b>ANEEL</b>	- Agencia Nacional de Energia Elétrica
<b>ATN</b>	- Atlântico Tropical Norte
<b>ATS</b>	- Atlântico Tropical Sul
<b>ATSM</b>	- Anomalia de temperatura da superfície do mar
<b>CPC</b>	- Climate Prediction Center
<b>CPEE</b>	- Contíguo Precipitação Eventos Extremos
<b>DIV</b>	- Divergência do fluxo de vapor d'água integrada na vertical
<b>ECMWF</b>	- European Centre for Medium-Range Weather Forecast
<b>ECPE</b>	- Evento Contíguo de Precipitação Extrema
<b>EEP</b>	- Evento Extremo de Precipitação
<b>ENOS</b>	- El Niño Oscilação Sul
<b>ENSO</b>	- El Niño Southern Oscillation
<b>EOF</b>	- Empirical Orthogonal Function
<b>EST</b>	- Estação chuvosa do nNEB
<b>FUNCEME</b>	- Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
<b>GPCP</b>	- Global Precipitation Climatology Project
<b>H200</b>	- Altura geopotencial em 200 hPa
<b>IGS</b>	- Interhemispheric Gradient of SST anomalies
<b>INMET</b>	- Instituto Nacional de Meteorologia
<b>IPCC</b>	- Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>MJO</b>	- Madden-Julian Oscillation
<b>NEB</b>	- Nordeste do Brasil
<b>NNB</b>	- Northern Northeast Brazil
<b>nNEB</b>	- norte do Nordeste do Brasil
<b>NOAA</b>	- National Oceanic and Atmospheric Administration
<b>OLR</b>	- Outgoing Longwave Radiation
<b>OMJ</b>	- Oscilação de Madden-Julian
<b>PESC</b>	- Pré-estação chuvosa do nNEB
<b>PWS</b>	- Pre-wet season
<b>QU</b>	- Componente Zonal do fluxo de vapor d'água integrado na vertical
<b>QV</b>	- Componente Meridional do fluxo de vapor d'água integrado na vertical
<b>ROL</b>	- Radiação de Onda Longa
<b>SACZ</b>	- South Atlantic Convergence Zone
<b>SAD</b>	- South Atlantic Dipole
<b>SADI</b>	- South Atlantic Dipole Index
<b>SAMS</b>	- South America Monsoon System
<b>SMAS</b>	- Sistema de Monção da América do Sul

<b>SST</b>	- Sea Surface Temperature
<b>SSTA</b>	- Sea Surface Temperature Anomalies
<b>TRNS</b>	- Transição entre a pré-estação e estação chuvosa
<b>TSM</b>	- Temperatura da Superfície do Mar
<b>U200</b>	- Componente zonal do vento em 200-hPa
<b>U850</b>	- Componente zonal do vento em 850-hPa
<b>V200</b>	- Componente meridional do vento em 200-hPa
<b>V850</b>	- Componente meridional do vento em 850-hPa
<b>VCAN</b>	- Vórtice Ciclônico de Ar Superior
<b>VINT</b>	- Coluna integrada na vertical de vapor d'água
<b>WES</b>	- Wet season
<b>ZCAS</b>	- Zona de Convêrgência Atlântico Sul
<b>ZCIT</b>	- Zona de Convergência Intertropical

# 1. INTRODUÇÃO

O Nordeste do Brasil (NEB) é caracterizado por apresentar uma área de 1.558.196 km<sup>2</sup> (18,3% do território brasileiro) e número de habitantes superior a 53 milhões (IBGE, 2010). Outro aspecto que o caracteriza é o fato de 60% de seu território apresentar clima semiárido, sendo constituído por extensos planaltos, como o da Borborema e Diamantina, e ainda a depressão sertaneja, onde o clima semiárido e a vegetação da caatinga são predominantes. A hidrografia é considerada “modesta” pela característica intermitente de grande parte dos rios e pela irregularidade da precipitação, tornando o fator água um importante condicionador das atividades sociais e econômicas (CAVALCANTI, 2001). A agricultura no NEB é geralmente de subsistência, a qual nem sempre supre as necessidades das famílias residentes no semiárido.

A porção do norte do NEB (nNEB), que engloba a maior parte do semiárido, apresenta uma significativa irregularidade climática na precipitação. Na escala interanual, a pluviometria é basicamente regulada pelas anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no oceano Atlântico e Pacífico (UVO et al., 1998), gerando uma alta variabilidade temporal e espacial das chuvas. Essa característica afeta principalmente oferta de água, a agricultura e a pecuária, resultando em problemas na colheita e morte do gado. Desse modo, o cultivo de produtos agrícolas caracterizado por cultivo em margem de açudes, tais como milho e feijão, sofre graves prejuízos.

No sertão, o acesso à água potável ocorre, na maioria das vezes, apenas por meio de carros-pipa, disponibilizados em caso de secas severas. Tais situações chamam atenção para o aspecto sócio-econômico que restringe o acesso aos recursos no sertão, além de configurar a alta vulnerabilidade das famílias do semiárido à variabilidade do clima (TADDEI; GAMBOGGI, 2010). Esses problemas são permeados por questões relacionadas à liberação de sementes e preparação da terra, além do

gerenciamento dos recursos hídricos na região. Diante disso, a informação acerca do início e do fim do período chuvoso torna-se um fator estratégico para tomadores de decisão na região, podendo, juntamente com previsão sazonal, minimizar os impactos ocasionados por longos períodos de estiagem. É importante salientar que a determinação do início e fim do período chuvoso em uma dada região é sempre muito importante para a determinação de tipos de culturas viáveis, início de plantio e tempo de colheita, dentre outros, além de ser crucial para gestão de armazenamento hídrico (LEMOS et al., 2002; LOPES et al., 2006).

A precipitação no nNEB apresenta uma considerável variabilidade espacial e temporal e, em seu clima atual, é caracterizado por uma estação chuvosa (EST), determinada principalmente pela variabilidade do deslocamento para sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (UVO; NOBRE, 1989; XAVIER et al., 2000). O nNEB ainda apresenta uma pré-estação chuvosa (PESC), que corresponde a um curto período chuvoso antes da EST caracterizado pelo desenvolvimento de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) nas vizinhanças da região (ALVES et al., 1993; ALVES; REPELLI, 1992; BRITO et al., 1991) e incursões de sistemas frontais oriundos de latitudes médias, sobre o sudoeste da região. Não obstante a PESC e EST apresentarem diferentes sistemas precipitantes sobre a região, algumas vezes esta característica é omitida e o período chuvoso é dado por um único regime (por exemplo, em RAUSCHER et al. 2007).

Vários trabalhos têm despertado interesse pelo estudo dos totais de precipitação acumulada sazonalmente no nNEB e a dependência dos mesmos em relação às anomalias de TSM dos oceanos adjacentes (Pacífico e Atlântico) ou mesmo na análise da previsibilidade sazonal sobre a região (CHU, 1984; ALVES; REPELLI, 1992; HASTENRATH; GREICHAR, 1993; UVO et al., 1998; MOURA; HASTENRATH, 2004; SUN et al., 2005). Contudo o entendimento dos mecanismos que controlam o início e fim da PESC e EST ainda é limitado, principalmente em relação à sua variabilidade interanual.



A região sofre também com eventos extremos de precipitação (EEP) intensa, as quais podem apresentar fortes impactos na sociedade em geral, perdas na agricultura, de material e também humanas, principalmente quando a ocorrência do evento tem proximidade com centros urbanos, além de afetar sistemas de abastecimentos hídricos. Jones et al. (2004) e Liebmann et al. (2011) indicaram a Oscilação de Madden-Julian (OMJ) como um importante mecanismo gerador desses altos valores acumulados diários de chuva. Outros trabalhos já mostraram a influência desses distúrbios intrasazonais na modulação da precipitação sobre o nNEB (SOUZA; AMBRIZZI, 2006), apontando a importância do estudo desses fenômenos para o nNEB. Entretanto, ainda é ausente na literatura como a OMJ influencia a variabilidade temporal e espacial da precipitação durante a PESC e a EST, discutindo se existem diferenças e como estas estão relacionadas com a modificação da circulação sobre a América do Sul. A sequência do atual trabalho compreende mais 6 capítulos: a revisão bibliográfica foi descrita no capítulo 2 e a metodologia é descrita no capítulo 3. Os capítulos 4, 5 e 6 trazem os resultados juntamente das discussões dos mesmos e, finalmente, no capítulo 7 são apresentadas as conclusões deste trabalho, bem como perspectivas de trabalhos futuros.

## **1.1 Objetivos**

Este trabalho visa analisar a variabilidade interanual do início/fim da pré-estação chuvosa (PESC) e da estação chuvosa (EST) e o impacto da Oscilação de Madden-Julian (OMJ) tanto no início/fim destes bem como nos extremos de precipitação no norte do Nordeste do Brasil (nNEB).

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- Identificar o início e o fim da PESC e da EST no nNEB;
- Caracterizar e documentar as diferenças entre a PESC e a EST;

- Analisar as anomalias no início e fim destes regimes chuvosos, buscando relação com modos de variabilidade climática de grande escala;
- Investigar qual a influência da OMJ no início/fim da PESC/EST e principalmente na transição entre os períodos;
- Identificar o efeito da OMJ sobre eventos extremos de precipitação (EEP) durante a PESC e a EST.

## **2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

### **2.1 Sobre o Regime de Precipitação no nNEB**

O regime de precipitação anual do nNEB é bastante irregular, o que torna algumas atividades sócio-econômicas, como a agricultura e a pecuária, e a distribuição da água condicionadas a essa variabilidade (CHAVES; CAVALCANTI, 2001). A região tem aproximadamente um total médio anual de 960 mm/ano, sendo que, climatologicamente, cerca 70% desse volume ocorre durante a chamada “estação chuvosa” (EST), a qual, segundo a literatura, ocorre no período de fevereiro a maio (MOURA; SHUKLA, 1981; ALVES; REPELLI, 1992; SILVA, 2008) ao passo que 17 % ocorre na “pré-estação” (PESC) (BRITO et al. 1991), que se estabelece de novembro a janeiro (SOUZA et al., 1996).

Diversos estudos apontam irregularidades espaciais da precipitação no nNEB, apresentando acumulados anuais superiores a 900 mm nas regiões costeiras e inferiores a 500 mm na área central. O padrão temporal apresenta variabilidade de 2-6, 10-12 e 20-30 anos (ALVES; REPELLI, 1992; CHU, 1984; UVO; BERNDTSSON, 1996). Sazonalmente, a variabilidade é bem definida, apresentando um período chuvoso e um período de estiagem (SILVA et al., 2012). Na escala de tempo intrasazonal (20-90 dias), é observada ainda uma importante modulação da precipitação por parte da propagação da OMJ durante a EST, conforme discutido por Souza e Ambrizzi (2006).

### **2.2 Forçantes do Oceanos Pacífico e Atlântico no nNEB**

Os padrões das anomalias da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nos Oceanos Atlântico (HASTENRATH; HELLER, 1977; NOBRE; SHUKLA, 1996) e Pacífico Tropical (ALVES; REPELLI, 1992; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; UVO et al., 1998) são os principais forçantes que

influenciam as flutuações de precipitação no nNEB, principalmente na escala interanual. Anomalias de precipitação na região estão correlacionadas Atlântico Tropical norte (ATN) negativamente com anomalias de TSM no Pacífico Equatorial leste e positivamente com Atlântico Tropical sul (ATS) (SARAVANAN; CHANG, 2000; GIANNINI et al., 2001).

Anomalias de precipitação positivas durante a EST são relacionadas com a posição da ZCIT mais ao sul de sua posição climatológica. Uvo e Nobre (1989) identificaram que em anos “secos” nos meses de fevereiro e maio, a ZCIT diminui sua marcha para sul e após isso inicia o deslocamento para o norte, diminuindo a duração do período chuvoso. O trabalho pioneiro Hastenrath e Heller (1977) mostrou que, em anos considerados secos, um ajuste de massa observada no Atlântico equatorial está em fase com a expansão e retração das altas subtropicais do Atlântico Norte e Sul, respectivamente. Um padrão inverso foi observado em anos chuvosos. Os resultados ainda demonstraram que o acoplamento do campo de pressão ao nível do mar com a convergência no eixo nos alísios estava relacionado ao deslocamento coerente da região de baixa pressão equatorial. Nobre e Shukla (1996) também mostraram tal acoplamento com base em Funções Ortogonais Empíricas (FOE; Empirical Orthogonal Functions - EOF) do campo de TSM e tensão do vento em superfície. Os autores mostraram que deslocamento anômalo da ZCIT para norte (sul) foi observado quando o gradiente inter-hemisférico de anomalias de TSM (abreviado do inglês para IGS – Inter-hemispheric Gradient of SST anomaly) apontava para norte (sul) durante o período de março a maio (MAM). O IGS representa o gradiente meridional de anomalia de TSM no Atlântico tropical cruzando a linha do Equador, sendo que o mesmo é considerado positivo (negativo) quando a diferença entre as anomalias de TSM no ATN e no ATS é positiva (negativa).

O El Niño Oscilação Sul (ENOS) é o modo mais importante de variabilidade interanual que apresenta implicações climáticas em várias partes do mundo (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987). Em linhas gerais, o regime de precipitação do nNEB apresenta anomalias negativas de precipitação durante a estação chuvosa associadas a eventos de El Niño e

anomalias positivas em eventos de La Niña (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987, 1989; RAO; HADA, 1990; KAYANO; ANDREOLI, 2004). Esta resposta canônica está relacionada à modificação na célula de Walker devido à forçante térmica anômala no Pacífico equatorial (SARAVANAN; CHANG, 2000). Durante a fase quente do ENOS a região de subsidência anômala é deslocada do pacífico leste para a região do leste da Amazônia e nNEB. Por outro lado, na fase fria do ENOS, é observada um fortalecimento da circulação de Walker sobre o Pacífico equatorial, juntamente com a translação para leste da região de ascendência anômala sobre o nNEB. Giannini et al. (2004) verificaram que um pré-condicionamento da variabilidade das anomalias de TSM no Atlântico Tropical, via teleconexão relacionada com forçante do ENSO, produz fortes anomalias de precipitação sobre o nNEB. Os autores mostraram que, consistentemente, anomalias de TSM no Atlântico norte são positivamente correlacionadas com as anomalias de TSM no Pacífico leste e central. Ademais, Rodrigues et al. (2011) mostraram que diferentes aspectos de eventos El Niño podem diferenciar o efeito sobre anomalias de TSM do Atlântico Tropical. Esses aspectos são relacionados à localização da forçante térmica no Pacífico Tropical. Eles constataram que eventos mais fortes e longos (fracos e curtos) com anomalias de TSM concentradas na região leste (central) geram anomalias frias (quentes) de TSM na região de ressurgência da língua fria do Atlântico durante o verão e outono austral, favorecendo o IGS positivo (negativo). Esses resultados tem coerência com anos em que ENOS e o IGS têm efeitos contrários sobre as anomalias de precipitação no nNEB (ANDREOLI; KAYANO, 2007; SOUZA et al. 2004).

O nNEB possui outros sistemas precipitantes: resquícios de instabilidade devido à incursões de sistemas frontais oriundos de latitudes mais altas, Ondas de Leste, VCAN e sistemas convectivos de mesoescala (GOMES, 2012; KOUSKY, 1979; KOUSKY; GAN, 1981; REBOITA et al., 2010). A instabilidade dos sistemas frontais podem afetar o nNEB durante a PESC quando estes se tornam estacionários sobre sul do Nordeste, posicionando-se com orientação noroeste-sudeste, levando precipitação principalmente para o oeste do Maranhão, sul do Piauí e sobre a Bahia.

Essa característica está associada, entre outros fatores, ao desenvolvimento e ao deslocamento mais a norte da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (CHAVES; CAVALCANTI, 2001). Esse sistema é definido como uma banda convectiva alongada com orientação noroeste-sudeste, desde a região da Amazônia até região Sudeste do Brasil, sendo considerado o principal agente para os acumulados de precipitação na porção sudeste e sul do NEB durante o verão (CARVALHO et al., 2004), de modo a se configurar um importante componente do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) (ZHOU; LAU, 1998; MARENGO et al., 2001; RAIA; CAVALCANTI, 2008). O SMAS e a ZCAS são responsáveis por grande parte dos totais de chuva sobre América do Sul. Jones e Carvalho (2002) juntamente com Silva e Carvalho (2007) mostraram que a variabilidade intrasazonal no vento em baixos níveis sobre o continente marca as fases de atividade e inatividade do SMAS. Anomalias de vento de oeste na região central do Brasil apontam para eventos intensos da ZCAS e o contrário para ventos de leste (CARVALHO et al., 2002, 2004).

Alguns estudos mostraram a relação da precipitação na PESC e anomalias de TSM no Pacífico e Atlântico, além de correlações entre os acumulados de chuva dentro da PESC e EST (HASTENRATH; HELLER, 1977; BRITO et al., 1991; ALVES et al., 1993; MOURA; HASTENRATH, 2004). Brito et al. (1991) mostraram correlação negativa entre anomalias de precipitação durante a PESC e o IGS. Esses autores ainda calcularam um índice de precipitação acumulada para os meses de fevereiro a maio (FMAM) baseado em totais de chuva entre outubro a janeiro (ONDJ) e obtiveram uma variância explicada da ordem de 40%. Melo (1997) utilizou séries de médias diárias de precipitação nos meses de outubro a janeiro para investigar a previsibilidade das anomalias sazonais de precipitação na EST analisando o comportamento diário das chuvas na pré-estação. A autora obteve que, em geral, as correlações entre as precipitações ocorridas nos dois períodos (PESC e EST) se apresentaram estatisticamente relevantes, contudo a não estacionariedade das correlações em alguns casos implicava um regime de chuva oposto ao observado nos meses posteriores. Hastenrath e Heller (1977) mostraram que precipitação na PESC é um potencial preditor da

precipitação durante os meses de MAM quando analisada juntamente com o índice de Pressão ao Nível do Mar calculado pelo deslocamento das altas subtropicais no Atlântico Norte e Sul (o qual está relacionado com o IGS).

Hastenrath (1990) mostrou que a variabilidade interanual da precipitação no Nordeste entre março e agosto pode ser explicada, em quase 52%, pelo total de precipitação observada durante a PESC, no período de outubro a janeiro. A previsibilidade de anomalias sazonais de precipitação na EST, com base em acumulados na PESC, é somente considerada em condições de estacionariedade das anomalias de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico. Alves et al. (1993) mostraram que a ocorrência de PESC úmidas (secas) estão associadas com a fase fria (quente) do ENOS e IGS negativo (positivo).

Padrões atmosféricos dominantes em situações de janeiros secos e chuvosos no nNEB foram investigados por Damião et al. (2000). Eles encontraram relações com a Alta da Bolívia e atuação do cavado do Nordeste, além da influência da ZCAS nos campos de umidade. Na mesma linha, Chaves e Cavalcanti (2001) analisaram a circulação atmosférica relacionada com a variabilidade de precipitação sobre a porção sul do NEB e verificaram incursões da ZCAS sobre a Bahia e sul do Piauí, associadas a anomalias de vento de oeste sobre a bacia amazônica e vento de norte transportando umidade para a região.

Segundo Taschetto e Wainer (2008), anomalias de precipitação sobre a América do Sul podem ser explicadas pela variabilidade da TSM do Atlântico Sul. Utilizando um modelo global atmosférico, Pezzi e Cavalcanti (2001) estudaram os efeitos na precipitação sazonal devido às condições opostas no padrão de anomalia de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical. Os resultados mostraram a importância da forçante de anomalias positivas de TSM no ATS, sendo constatado que mesmo em condições de El Niño forte foram observadas anomalias positivas de precipitação no extremo norte da região Nordeste. Resultado semelhante foi encontrado por Andreoli e Kayano (2007) ao avaliarem a importância relativa da anomalia de TSM no

ATS na variabilidade da precipitação do nNEB. As autoras mostraram que independente do sinal do ENOS, a influência do ATS é significativa na anomalia da precipitação sazonal, indicando ainda que anomalias de TSM de mesmo sinal no ATS e Pacífico leste enfraquecem as condições favoráveis à precipitação no nNEB. Em análises mais recentes, Bombardi e Carvalho (2011) apontaram para a influência do índice do Dipolo Atlântico Sul (SAD, do inglês *South Atlantic Dipole*) na variabilidade do início e fim do período chuvoso sobre a América do Sul. Seus resultados mostraram que o índice SAD negativo (positivo) está associado com a atraso (antecipação) do início e antecipação (atraso) do fim da estação chuvosa na região central e Sudeste do Brasil, além de apontar para atraso (antecipação) do início e antecipação (atraso) do término do período úmido na região do nNEB. Os resultados acima mencionados corroboram a importância do Atlântico Sul para a variabilidade da precipitação no nNEB.

### **2.3 Início e fim de período chuvoso**

A determinação do início e fim do período chuvoso de uma região é um aspecto importante para o desenvolvimento de culturas, planejamento energético, além de crucial para a gestão de recursos hídricos. Vários métodos são empregados para avaliar o início e o fim de regimes úmidos. Dados médios de precipitação são utilizados ou mesmo variáveis “proxi” da precipitação, como a Radiação de Onda Longa (ROL), analisando dados diários ou em pântadas (FREITAS; GRIMM, 1998; KOUSKY, 1988; BARBIERI et al., 2006).

Kousky (1988) apresentou uma análise pioneira de pântadas de ROL climatológica para avaliar regiões onde a convecção profunda pode ocorrer durante o ano e assim determinar o início e fim da estação chuvosa sobre a América do Sul. Particularmente para o NEB, seus resultados apontaram para uma estação chuvosa entre 11 e 25 pântadas de duração.

Marengo et al. (2001) examinaram o início e o fim da estação chuvosa na bacia do Amazonas para o período de 1979-96. Dados de precipitação em



pêntadas foram usados para indicar o início e o fim do período chuvoso. O início do período foi definido como a pêntada em que o valor de precipitação excede um limiar, visto que algumas pêntadas precedentes devem ter valores abaixo do limiar e que algumas pêntadas subsequentes devem ter valores acima do limiar. O início do período, seguindo este critério, é bastante sensível a alterações no limiar utilizado. Em um trabalho semelhante, Liebmann e Marengo (2001) aplicaram um método em dados diários de chuva, o qual leva em conta a somatória do desvio da precipitação em relação à média climatológica.

Bombardi e Carvalho (2009) examinaram as características do SMAS tropical, adaptando o método desenvolvido por Liebmann e Marengo (2001). Eles investigaram o início e o fim do sistema de monção de verão usando dados observados de pêntadas de precipitação. Da mesma forma, analisaram a variabilidade da monção de verão utilizando dados dos modelos climáticos acoplados globais do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC) no século XXI e em projeções futuras de mudança global (2081-2100). O estudo mostrou que os modelos conseguem representar a variabilidade espaço-temporal do ciclo anual de precipitação, além de características do início e fim da estação chuvosa na parte central e leste do Brasil, contudo a grande maioria dos modelos apresentou uma baixa representatividade para a precipitação devido à monção sobre a Amazônia e o Nordeste do Brasil.

Rauscher et al. (2007) investigaram a variabilidade interanual da característica temporal do período chuvoso em regiões específicas da América do Sul utilizando dados diários de precipitação. Para a região do NEB foi obtido um período chuvoso com de cerca de 140 dias de duração, tendo início na primeira quinzena de dezembro, e término no final de abril e início de maio. Esses resultados sugerem outro período chuvoso anterior à EST, conforme sugerem Brito et al. (1991) e Alves et al. (1993) sobre a precipitação de dezembro e janeiro, contudo no estudo não é mencionada a existência da PESC.

## 2.4 Oscilação de Madden-Julian

A Oscilação de Madden-Julian (OMJ) é o principal distúrbio intrasazonal (10-100 dias) nos trópicos, sendo responsável pela maior parte da variabilidade de tempo nessas regiões (MADDEN; JULIAN, 1971, 1972, 1994; Zhang, 2005). A célula convectiva da OMJ tem circulação de escala global com origem no oceano Índico e propagação para o Pacífico leste, estando associada a importantes variações na atmosfera e oceano, as quais incluem cobertura de nuvens, precipitação, vento em altos e baixos níveis, TSM e evaporação no oceano (KNUTSON; WEICKMANN, 1987; KAYANO; KOUSKY, 1999; FERRAZ, 2004; ZHANG, 2005).

Podem ser apresentadas como características da OMJ: período médio de propagação se concentrando entre 45-50 dias; variações da precipitação na região tropical têm sinal evidente associado à anomalia de convergência em baixos níveis; anomalias positivas (negativas) do vento zonal em baixos (altos) níveis. Quando a convecção está ativa sobre o oceano Índico e a região da Indonésia é observada subsidência sobre o setor norte da América do Sul nessa escala de tempo. Inversamente, quando o sinal convectivo se propaga para leste e rapidamente a fase de supressão alcança o setor da piscina quente do oceano Índico, verifica-se uma contribuição da OMJ para favorecimento da convecção sobre o norte da América do Sul e NEB. Esses aspectos são esquematizados na Figura 1, nas letras E e A, respectivamente. As fases intermediárias indicam diferentes fases da propagação da OMJ.

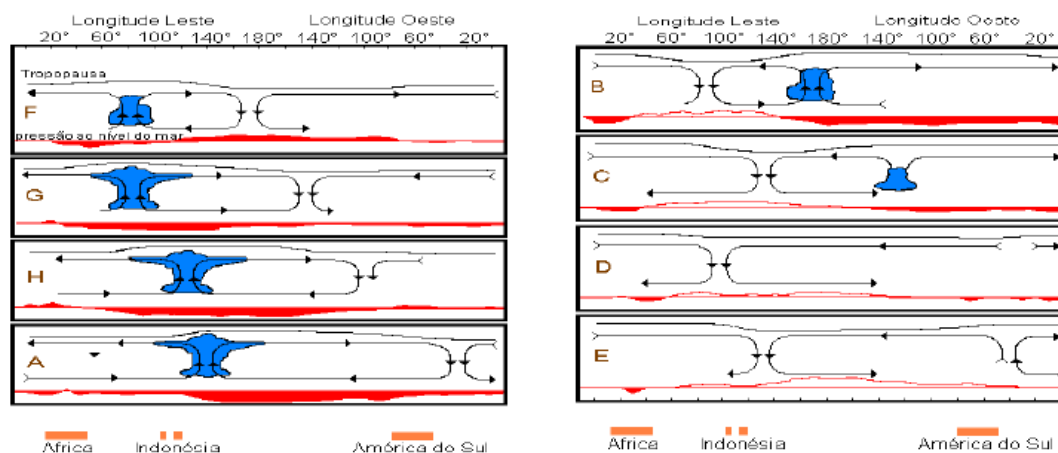


Figura 1 - Esquema da propagação da OMJ no plano equatorial. As letras representam as fases da propagação para leste com a variação de pressão na ilha de Canton (2.5S; 171W), A indica baixa pressão e E mais alta pressão. Fonte: Adaptada de Madden e Julian (1994).

Diversos trabalhos trataram da relação e interação trópicos-extratrópicos associados com a OMJ. Liebmann e Hartmann (1984) mostraram significantes correlações entre altura geopotencial em 500-hPa e ROL nos trópicos. Os autores observaram que sistemas transientes de latitudes médias precediam eventos convectivos na região equatorial na escala intrasazonal. Essa relação também foi observada por Lau e Philips (1986), os autores demonstraram que distúrbios na escala de 20-70 marcados pela convecção tropical tinham coerência com desenvolvimento de guias de onda em médias latitudes. Ghil e Mo (1991a), analisando modos de variabilidade nos trópicos e extratrópicos do Hemisfério Norte (HN), observaram dois modos oscilatórios intrasazonais coerentes na região tropical e em latitudes médias.

Uma extensa lista de estudos indicou a influência da oscilação intrasazonal sobre a América do Sul. Um dos primeiros trabalhos nessa linha tratou de avaliar o padrão de ROL nos subtropicais do Hemisfério Sul (HS), em que foram encontradas relações entre a Zona de Convergência do Pacífico Sul e a ZCAS (CASARIN; KOUSKY, 1986). Ghil e Mo (1991b) também estudaram modos oscilatórios no HS utilizando análise de componentes principais. Eles observaram um modo dominante de 23 dias e outro de 40 dias, indicando distúrbios com número de onda 3 e 4, mais

complexos que aqueles verificados no HN. Kousky e Kayano (1994) analisaram circulação em altos níveis e ROL sobre a América do Sul e obtiveram padrões atmosféricos relacionados à precipitação intensa na região. Esses padrões foram associados a variações no sinal da convecção na região tropical, este sinal se mostra também embebido nos distúrbios no fluxo zonal em altos níveis. Eles ainda observaram a evolução de anomalias de baixa frequência no escoamento, sugerindo a propagação da OMJ e a modificação nos padrões de convecção no sudeste e nordeste da América do Sul, de modo a contribuir assim para o entendimento da combinação da variabilidade da circulação e convecção sobre a região. Nogués-Paegle e Mo (1997) e Nogués-Paegle et al. (2000) investigaram os padrões anômalos alternantes “secos” e “úmidos” com picos dentro da escala intrasazonal entre a região tropical e a região de atuação da ZCAS, sendo que os autores ainda indicam que esse comportamento está associado à OMJ. Liebmann et al. (1999) atribuíram a variabilidade submensal na ZCAS à atuação de ondas de Rossby (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993) se propagando sobre o Pacífico Sul e alcançando o setor sudeste da América do Sul. Os autores demonstraram a existência de picos de energia na escala intrasazonal na região central do Brasil. A propagação de ondas de Rossby no HS foi mapeada por Kousky e Bell (1992).

Ambrizzi et al. (1995) definiram regiões propícias para teleconexões atmosféricas durante o inverno austral, sendo que ondas na escala de 10 a 30 dias marcam guias de propagação de energia sobre HS. Para o verão austral, Ambrizzi e Hoskins (1997) mostraram que a região do Pacífico Sul - América do Sul é uma rota propícia de propagação de energia. Eles observaram a existência de guias de ondas sobre o Jato em altos níveis do Pacífico Sul até o Atlântico Sul subtropical. Consonante com os trabalhos de Liebmann et al. 1999; Nogués-Paegle e Mo (1997), Cunningham e Cavalcanti (2006) que encontraram modos de variabilidade intrasazonal sobre a região da ZCAS. Ferraz (2004) estudou modos específicos de precipitação com escala de 30-70 dias na ZCAS e norte do Brasil e outro de 50-70 dias sobre o NEB durante o verão austral. Jones e Carvalho (2002) encontraram padrões de variabilidade intrasazonal na região do SMAS e indicaram que anomalias

positivas (negativas) do vento zonal em baixos níveis sobre a região central da América do Sul estão associadas à fase ativa (inativa) da monção. Carvalho et al. (2004) estudaram a variabilidade da precipitação na ZCAS, encontrando influência da OMJ em eventos extremos com persistência de 3 dias, além de indicar acréscimo de extremos de precipitação também no NEB. Souza et al. (2005) analisaram a variabilidade intrasazonal da precipitação no nNEB e leste da Amazônia durante o outono austral, encontrando convecção na região de atuação da ZCAS com persistências de sistemas frontais nas proximidades do NEB. Eles indicaram ainda um padrão regional de circulação embestado na dinâmica de grande escala relacionada à propagação da OMJ.

Souza e Ambrizzi (2006) mostraram a modulação intrasazonal da precipitação sobre a região do leste da Amazônia e nNEB, devido à atuação da OMJ. Silva e Carvalho (2007) encontraram um pico intrasazonal no índice de atividade do SMAS, e anomalias de vento zonal na região Centro-Oeste, semelhantes aos encontrados por Jones e Carvalho (2002). Jones et al. (2004) associaram eventos extremos de precipitação sobre a parte leste da América do Sul com a atuação da OMJ. Carvalho et al. (2011) encontraram variabilidade intrasazonal no transporte de umidade na região de atuação do SMAS e no Atlântico Tropical Sul na região de ocorrência da ZCAS. De fato, o envelope convectivo oriundo da OMJ modifica toda a estrutura de circulação do transporte de umidade sobre a AS, modulando a atividade convectiva do SMAS. Ressalta-se, que estudos numéricos também mostram a influência da OMJ na América do Sul, nos padrões de precipitação e no campo de vento em baixos níveis. Barbosa (2012) estudou a variabilidade do sinal intrasazonal sobre a ZCAS com base em observações e modelagem numérica global. Alves et al. (2012) observaram que utilizando o *downscaling* dinâmico permite reproduzir picos espectrais de precipitação sobre o NEB na escala intrasazonal.

## 2.5 Eventos Extremos de Precipitação no nNEB

O estudo de eventos extremos de precipitação (EEP) no nNEB tem carácter estratégico devido à fragilidade econômica da região, podendo levar a alagamento, perdas agrícolas, material e humana (SANTOS; MANZI, 2011). Como os padrões de precipitação e circulação atmosférica sobre o NEB são influenciados principalmente pelas anomalias de TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico tropical, alguns trabalhos discutiram os impactos desses fatores sobre EEP na região. Chaves e Cavalcanti (2000) mostraram que EEP no sul do NEB são influenciados por escoamento anômalo de oeste oriundo da Amazônia para a região. Em adição, foi indicada nesse estudo a ocorrência de EEP na região durante anomalias de TSM negativas e positivas no Pacífico Tropical leste, ou seja, não podendo assumir um sinal específico de anomalia como predominante para tais eventos. Alves et al. (2006) mostraram que padrões atmosféricos de grande escala durante intensa precipitação em janeiro de 2004 estiveram relacionados a atuação do cavado sobre o Nordeste e a Alta da Bolívia. Foi observado ainda característica predominante associada ao transporte anômalo de umidade oriundo da Amazônia e do Oceano Atlântico para a região do nNEB. Santos e Manzi (2011) estudaram a precipitação intensa no estado do Ceará e as relações com a TSM nos oceanos Tropicais. Eles encontraram correlações negativas entre o índice de eventos extremos e as anomalias de TSM na região do Pacífico e do ATN e positivas com a região do ATS. Contudo, esse comportamento não foi verificado para a região sul do Ceará, onde foi sugerido que eventos dessa natureza podem estar associados a outros fenômenos.

Grimm e Tedeschi (2009) indicaram que, durante evento de El Niño, é possível observar um pequeno aumento da intensidade e considerável diminuição da frequência de EEP no nNEB, ao passo que, durante La Niña, é verificado o aumento da frequência de EEP. Os autores ainda sugerem que não necessariamente uma região com sensibilidade na precipitação sazonal e mensal em relação ao ENOS terá sensibilidade na frequência e intensidade nos EEP. Tedeschi et al. (2014) avaliaram a sensibilidade de EEP na

América do Sul em relação ao ENSO (com forçante térmico na parte) central e leste (do Pacífico) durante a primavera e verão austral. Nesta análise obtiveram que as frequências anômalas de EEP apresentam padrões semelhantes com anomalias sazonais quando as características atmosféricas associadas são (não são) similares, provocando aumento (diminuição) da frequência e intensidade de EEP para a região.

As oscilações intrasazonais controlam a variabilidade pluviométrica na região tropical, modificando padrões de convergência de umidade na região. Segundo Liebmann et al. (2011) a OMJ é um mecanismo gerador para eventos de extremos severos de precipitação no NEB, sugerindo ainda que estudos mais detalhados devem ser realizados sobre este fator. Em trabalhos recentes Jones e Carvalho (2012, 2014) mostraram a influência das fases do ciclo de vida da OMJ durante as fases quente e fria do ENOS sobre extremos de precipitação nos EUA. O efeito combinado do ENOS e OMJ em eventos extremos de precipitação e temperatura sobre a América do Sul para o verão austral foi analisado por Shimizu et al. (2013). Os autores indicaram que em anos de El Niño a fase 5 parece intensificar as anomalias sobre nordeste da América do Sul. Durante eventos de La Niña as fases 3 e 5 apresentam acréscimo de precipitação na região da ZCAS.





### 3. METODOLOGIA

#### 3.1 Área estudada e dados utilizados

O nNEB foi adotado por Alves e Repelli (1992) como sendo a região que engloba o centro-leste do estado do Piauí, todo o estado do Ceará, juntamente com a porção oeste dos estados do Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco, além do extremo noroeste de Alagoas e Sergipe e o setor norte da Bahia, sendo que o leste do estado do Maranhão também está incluído na região (45W: 37W; 10S-2S, Figura 2). Essa região concentra grande parte do semiárido nordestino, apresentando vegetação de Caatinga e grande variabilidade interanual e intrasazonal da precipitação.

Neste trabalho foram utilizados dados de precipitação diária acumulada, de 1 de janeiro de 1970 a 31 de dezembro de 2010 provenientes de postos sobre a América do Sul pertencentes à rede de pluviômetros da ANA (Agência Nacional das Águas), ANEEL (Agência Nacional de Energia Elétrica), INMET (Instituto Nacional de Meteorologia) e Centros Regionais de Meteorologia, assim como da FUNCEME (Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos). Estes dados passaram por testes de consistência e foram interpolados em uma grade de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  de espaçamento horizontal, conforme descrito em Liebmann e Allured (2005). Por ser uma variável com alta variabilidade temporal, foram calculadas pântadas não sobrepostas (mm/dia) com a precipitação diária, que filtra da série temporal, removendo a variabilidade de mais alta frequência e totalizando 73 pântadas para cada ano. Assim como o realizado por Rauscher et al. (2007), o foco aqui não tem caráter estritamente determinístico, ao contrário disso, busca padrões médios de circulação atmosférica e transporte de vapor d'água no início e fim da PESC e EST da região. Nesse sentido, foram calculadas médias espaciais para todas as pântadas sobre a área em estudo. Estes dados foram utilizados para calcular o início e fim da PESC e da EST.

Também foram considerados dados de precipitação estimada por satélite, combinados com dados de estações oriundos do GPCP (*Global Precipitation Climatology Project*) em pântadas (mm/day) (Xie et al., 2003). Estes dados foram utilizados para avaliar a evolução temporal da precipitação sobre toda a América do Sul e Atlântico Tropical durante o início e fim da PESC e da EST.

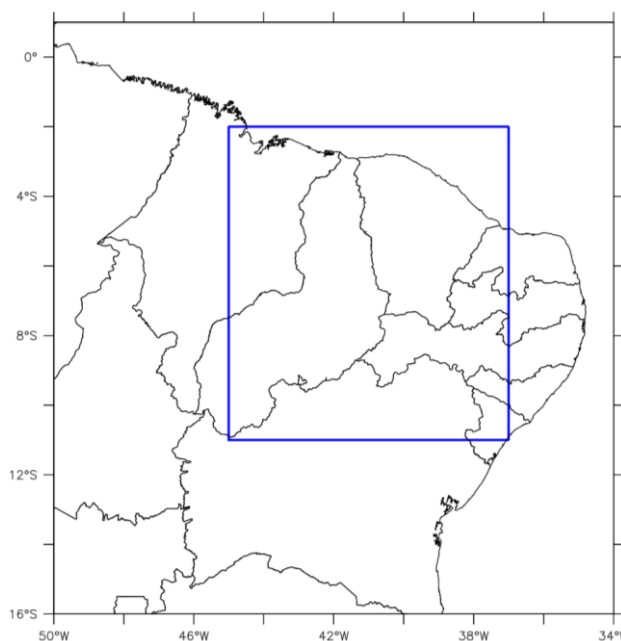


Figura 2 - Região estudada compreendendo o nNEB, em destaque no retângulo azul (45W: 37W; 10S-2S).

Para análises dos campos dinâmicos sobre a América do Sul, foram utilizados ainda dados diários de reanálises para o mesmo período, do projeto Era-Interim provenientes do ECMWF (do inglês European Centre for Medium-Range Weather Forecast) (DEE et al., 2011). Para análises da circulação atmosférica em altos e baixos níveis, foram consideradas as componentes zonal e meridional do vento em 200 e 850 hPa (U200, V200, U850 e V850). Para a análise das características da PESC e EST em relação ao transporte e balanço de vapor d'água, foram utilizados os dados de fluxos zonal e meridional verticalmente integrado de umidade (QU, QV) de divergência integrada do fluxo de umidade (DIV) e de coluna de vapor d'água

integrada verticalmente (VINT). Dessas reanálises, ainda foram utilizados dados de altura geopotencial em 200 hPa (H200), o que em latitudes médias e altas pode evidenciar propagação de ondas.

Dados médios diários de Radiação de Onda Longa (ROL) no topo da atmosfera estimada pelos satélites da NOAA (do inglês, *National Oceanic and Atmospheric Administration*) (LIEBMANN; SMITH, 1996) foram utilizados para calcular, juntamente com U200 e U850, um índice para representar as fases do ciclo de vida da OMJ, conforme método descrito em Jones e Carvalho (2012). Esses dados estão interpolados em uma grade de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  e cobrem também o período de 1 de janeiro de 1979 a 31 de Dezembro de 2010.

## 3.2 Métodos Utilizados

### 3.2.1 Início e Fim da PESC e da EST

Para determinar os períodos em que ocorreram a PESC e a EST utilizaram-se os dados de precipitação em pântadas, conforme citado na seção anterior. O método para encontrar o início e fim de cada período chuvoso foi baseado no desenvolvido por Liebmann e Marengo (2001) e adaptado por Bombardi e Carvalho (2009), consistindo na análise da soma do desvio (S) da pântada (P) (mm/dia) em relação à pântada média anual climatológica, conforme a Equação 1. O início do período chuvoso é definido quando a derivada  $dS/dt$  torna-se positiva constantemente e o final quando  $dS/dt$  torna-se negativa progressivamente, indicando que o desvio voltou a ser negativo. Na Equação 1,  $P_o$  representa a pântada inicial do somatório com menor valor e é escolhida como a menor pântada encontrada na climatologia, para que o início do período chuvoso nunca seja perdido.  $P_i$  é precipitação observada na pântada  $i$  e  $\bar{P}$  corresponde a média da precipitação em pântada climatológica.

$$S = \sum_{i=P_0}^{73} P_i - \bar{P} \quad (1)$$

Mesmo que esse método tenha sido utilizado previamente para analisar o início e fim de estação chuvosa em cada ponto de grade de uma região, Rauscher et al. (2007) já definiram início e fim da estação chuvosa para todo o Nordeste Brasileiro (em uma área maior do que estudada aqui) calculando inicialmente a média espacial da precipitação diária na região em estudo e, posteriormente, aplicando o método de Liebmann e Marengo (2001) na precipitação diária. Análises semelhantes foram realizadas sobre a região da monção sul-americana e Amazônia (Marengo et al. 2001).

Com mais complexidade, neste trabalho, é desejado encontrar o início e fim dos períodos da PESC e da EST. Estes têm muitas vezes alguns dias de duração durante a transição, ou seja, entre o fim da PESC e o início da EST. Desta forma, foram atribuídos 2 critérios objetivos para separar a PESC da EST, consistindo em que: i) o acumulado médio de precipitação durante os primeiros eventos em que inicialmente  $dS/dt$  é positivo deve ser de menos que metade do acumulado médio observado no próximo de  $dS/dt$  positivo; ii) o início deste segundo evento deve estar superado em duas pêntadas do final do primeiro evento. Caso esses critérios não sejam satisfeitos, o primeiro e o segundo evento serão considerados PESC e a EST será avaliada no próximo evento. Este último não ocorrendo, o primeiro evento é considerado EST. Com esses critérios, pode não ser possível definir uma PESC para um determinado ano, quando não há divisão entre esta e a EST ou a atmosfera não se mostrou favorável dinamicamente para esse curto período chuvoso.

Com esse método, não foi possível definir início e fim da PESC durante três períodos chuvosos, a saber, 1984/1985, 2003/2004 e 2006/2007. No capítulo de resultados serão abordadas e discutidas as possíveis causas bem como as características desses anos.

### 3.2.2 Características médias da PESC e da EST

As características médias da precipitação, circulação atmosférica e fluxo de vapor na atmosférica da PESC e da EST serão analisadas avaliando a circulação em altos e baixos níveis, divergência e transporte de umidade na atmosfera, além da distribuição da precipitação durante os períodos chuvosos. Com as datas de início e fim dos períodos da PESC, transição (TRNS) e EST, são calculados os campos médios dentro de cada período e para todos os anos, exceto os três anos em que não foi possível definir PESC, 1985, 2004 e 2005. A análise compreende avaliar as diferenças dos campos médios entre: i) TRNS e PESC; ii) EST e TRNS e; iii) EST e PESC. O Teste de Hipóteses para as Diferenças das Médias (WILKS, 2011) foi aplicado aos campos resultantes para encontrar as regiões com significância estatística no nível de 5%, seguindo a expressão

$$z = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\left[ \left( \frac{s_1^2}{n_1} \right) + \left( \frac{s_2^2}{n_2} \right) \right]^{1/2}} \quad (2)$$

em que  $x_1$  e  $x_2$  são as médias a serem avaliadas,  $s_1$  e  $s_2$  os desvios padrões das respectivas médias e  $n_1$  e  $n_2$  o número de elementos da amostra. A hipótese nula seria quando as duas médias são iguais.

### 3.2.3 Variabilidade interanual e intrasazonal do início e do fim da PESC e da EST

- **Análise Interanual**

A variabilidade interanual no início/fim da PESC e EST é investigada buscando a influência de índices climáticos, tais como, ENOS, IGS e SAD, em eventos anômalos, isto é, quando o início e o fim dos períodos são adiantados ou tardios em relação à data média de ocorrência.

Nesta análise, os dados do índice do ENOS utilizados são representados pelo índice oceânico do Niño, provenientes do CPC (do inglês *Climate Prediction Center*). Esse índice é elaborado com ATSM na região do Niño 3.4, calculando a média móvel de 3 meses e sendo considerado El Niño (La Niña) quando a anomalia persistir acima (abaixo) de 0.5 (-0.5) °C por 5 meses. Os dados mensais do IGS foram obtidos no sítio <http://www.funceme.br/index.php/dados-da-rede-pirata>. Os dados do índice SAD foram retirados do <http://ljp.lasg.ac.cn/dct/page/65592>, os quais são descritos por Nnamchi et al. (2011). Os dados dos índices climáticos compreendem o período estudado aqui, de janeiro de 1979 a dezembro de 2010.

Para analisar as características temporais anômalas do início/fim da PESC/EST são calculados a média climatológica e o desvio padrão para as datas de início e fim dos períodos. A ocorrência de um evento antecipado (tardio) do início/fim é determinada quando o evento ocorre antes (depois) da data média climatológica do início/fim menos (mais) o  $\frac{3}{4}$  do desvio padrão das datas dos eventos. Com esses dados, pode-se avaliar qual fase dos índices climáticos está relacionada a estas características anômalas da PESC e da EST. Além disso, compostos de circulação em baixos e altos níveis, DIV e VINT são calculados durante início/fim antecipados e tardios da PESC/EST, onde médias com a pênstada -1, 0 e +1 são computadas para investigar as principais características nesses episódios. Foi escolhido o valor de  $\frac{3}{4}$  do desvio padrão para determinar eventos anômalos de início e fim de PESC e EST devido à quantidade da amostra dos episódios de encontrados, cerca de 1/5 das datas dos totais de eventos.

- **Análise Intrasazonal**

O impacto da variabilidade intrasazonal é investigado analisando a atividade da OMJ, especificamente observando a ocorrência de qual fase do seu ciclo de vida é observada durante cada data de início/fim de PESC/EST. Os eventos de OMJ e as fases do ciclo de vida são obtidos pelo método

desenvolvido por Jones e Carvalho (2012), o qual é comparável à Wheeler e Hendon (2004) e Matthews (2000, 2008). Nesse método, o índice é desenvolvido utilizando dados diários de ROL, U200 e U850, para o período de 1 janeiro de 1979 a 31 dezembro de 2010. Estes dados foram interpolados espacialmente para uma grade de  $1^\circ \times 1^\circ$  de espaçamento horizontal. O ciclo sazonal das séries temporais foi removido, sendo então filtradas no domínio da frequência na banda de 20 a 200 dias, pois, segundo Matthews (2000) e Jones e Carvalho (2012), esta janela de frequências de retém melhor os distúrbios na escala intrasazonal. O índice da OMJ foi obtido com base no cálculo de EOF (do inglês *Empirical Orthogonal Function*) Combinadas (Wilks, 2011) das médias equatoriais (15N-15S) das anomalias filtradas dos campos de ROL, U200 e U850 (conforme o trabalho de JONES; CARVALHO, 2012). Os dois primeiros auto-vetores, EOF1 e EOF2, (Figura 3) representam as anomalias dos padrões de convecção sobre Oceano Índico e Indonésia, além da anomalia de vento zonal em baixos e altos níveis. Uma discussão detalhada pode ser encontrada em Matthews (2000) e Wheller e Hendon (2004). O coeficiente temporal PC1 está atrasado de  $45^\circ$  de PC2, o qual proporciona e indica a propagação da onda para leste (MATTHEWS, 2000). Jones e Carvalho (2012) discutem alguns aspectos críticos no que diz respeito à identificação dos eventos de OMJ no tocante a amplitude e duração apresentada, sendo propostos então 4 critérios para identificação de um evento da OMJ: i) os ângulos de fase entre os coeficientes das EOFs, PC1 e PC2, devem girar sistematicamente no sentido anti-horário; ii) amplitude do evento definida como (PC1 + PC2) deve ser sempre maior que 0.35; iii) amplitude média durante o evento deve ser maior que 0.9; iv) o evento deve durar entre 30 a 90 dias.

As anomalias convectivas durante o ciclo de vida da OMJ são representadas pelos compostos de fase das anomalias de ROL filtradas (20-200 dias), as quais são mostradas na Figura 4. Já é conhecido que a propagação para leste do envelope convectivo atribuído à OMJ tem a característica de que, quando sinais favoráveis à convecção se localizam sobre região da Indonésia e Pacífico oeste, são observadas anomalias

indicando supressão de convecção no norte da América do Sul e NEB, o que se evidencia nas fases 4 e 5 e, parcialmente, nas fase 3. Por outro lado, as fases 8 e 1 mostram anomalias negativas de ROL, indicando condições favoráveis à convecção sobre nNEB e América do Sul na escala intrasazonal, além de padrões de supressão de convecção sobre as proximidades da região da Indonésia. As fases 7 e 2 retratam parcialmente o quadro mencionado, ou seja, apontando transições entre sinais de favorecimento e supressão de convecção na escala intrasazonal.

Desta forma, para facilitar e dar robustez a análise foram criados grupos representando duas fases da OMJ em cada grupo. Estes grupos foram escolhidos devido à semelhança nas anomalias espaciais de OLR nas fases da OMJ e, além disso, a duração média de cada fase da OMJ é cerca de 5-7 dias o que pode acarretar que a escolha de apenas uma fase não corresponda à pênitida atribuída à data de início ou fim do regime chuvoso. Os grupos foram organizados com as fases 8-1, 2-3, 4-5 e 6-7, sendo chamados, g1, g2, g3 e g4, respectivamente.

#### **3.2.4 Eventos Extremos de Precipitação e a atividade da OMJ**

Para analisar a relação dos Eventos Extremos de Precipitação (EEP) com a atuação da OMJ sobre o nNEB durante a PESC e a EST, foi utilizado um método que leva em conta as características extremas de intensidade e também a área coberta pelo evento de precipitação extrema (JONES E CARVALHO, 2012). Neste método, os dados de precipitação diária sobre o continente referente ao período de novembro a maio para todos os anos analisados (31 períodos chuvosos) são ajustados a uma distribuição Gama para cada ponto de grade e para cada mês. Com isto, conservam-se da série original somente os dados que excedem os percentis de 75 e 90 % para cada mês correspondente. Note que os limiares foram calculados separadamente para cada mês na série de dados, devido à variabilidade temporal e diferentes sistemas precipitantes na região. Deste modo, inicialmente, são



obtidos os EEP para duas séries referentes aos valores extremos de intensidade de precipitação para limiares de 75 e 90 %. Os EEP ocorrem nos pontos de grades e na maioria das vezes eles são observados em regiões contínuas, ou seja, em Eventos Contíguos de Precipitação Extrema (ECPE). Para manter o foco nos eventos de precipitação intensa também em área, foram considerados pontos de grades conectados como um ECPE.

A distribuição de frequência dos números de pontos de grade nos ECPE varia desde um ponto até casos em que os pontos conectados cobrem toda a região estudada. Dois limiares para os números de pontos de grade foram considerados para manter o foco em extremos também em área: 5 e 14 pontos de grades conectados. Esses valores correspondem aos percentis de 75 e 90 %, respectivamente, de distribuição de frequência da quantidade de grades conectadas em cada ECPE. Portanto ECPE com pontos conectados maiores que os dois limiares foram analisados no presente estudo.

Cada ECPE é representado pelo ponto central, o qual é calculado baseado na média ponderada pela precipitação total do ECPE, seguindo a equação 3:

$$I_c = \frac{\sum_{i=1}^n iP_{ij}}{\sum P_{ij}} \quad J_c = \frac{\sum_{j=1}^n jP_{ij}}{\sum P_{ij}} \quad (3)$$

em que  $(I_c, J_c)$  são as coordenadas do ponto que representa o ECPE  $(i,j)$ ,  $P_{ij}$  é a precipitação extrema no ponto (JONES E CARVALHO, 2012).

Com este método foram obtidos 13.093 e 8.892 ECPE para os percentis de 75 e 90%. Estes eventos são encontrados em 1.835 e 292 dias, respectivamente. Note que é possível coexistir dois ou mais ECPE dentro da região estudada em um mesmo dia.

Para analisar o efeito da OMJ dentro da PESC e da EST somente eventos que ocorreram dentro de sua fase ativa foram considerados nesse estudo, sendo que o período referente à PESC compreende os meses de novembro a janeiro (NDJ) e para a EST, de fevereiro a maio (FMAM). A distribuição do número de dias com ocorrência de ECPE com relação à fase do ciclo de vida da OMJ também foi calculada para inferir quais fases da OMJ tem mais influência nos eventos intensos de chuva na PESC e EST. Compostos da anomalia de circulação em baixos e altos níveis, fluxo integrado de umidade, além de altura geopotencial em 200-hPa foram calculados para estabelecer as características dinâmicas encontradas na ocorrência de ECPE durante a PESC e a EST. Vale ressaltar aqui que somente as regiões que passaram no teste t de *Student* com significância estatística de 5 % (nível de confiança de 95 %) foram consideradas.

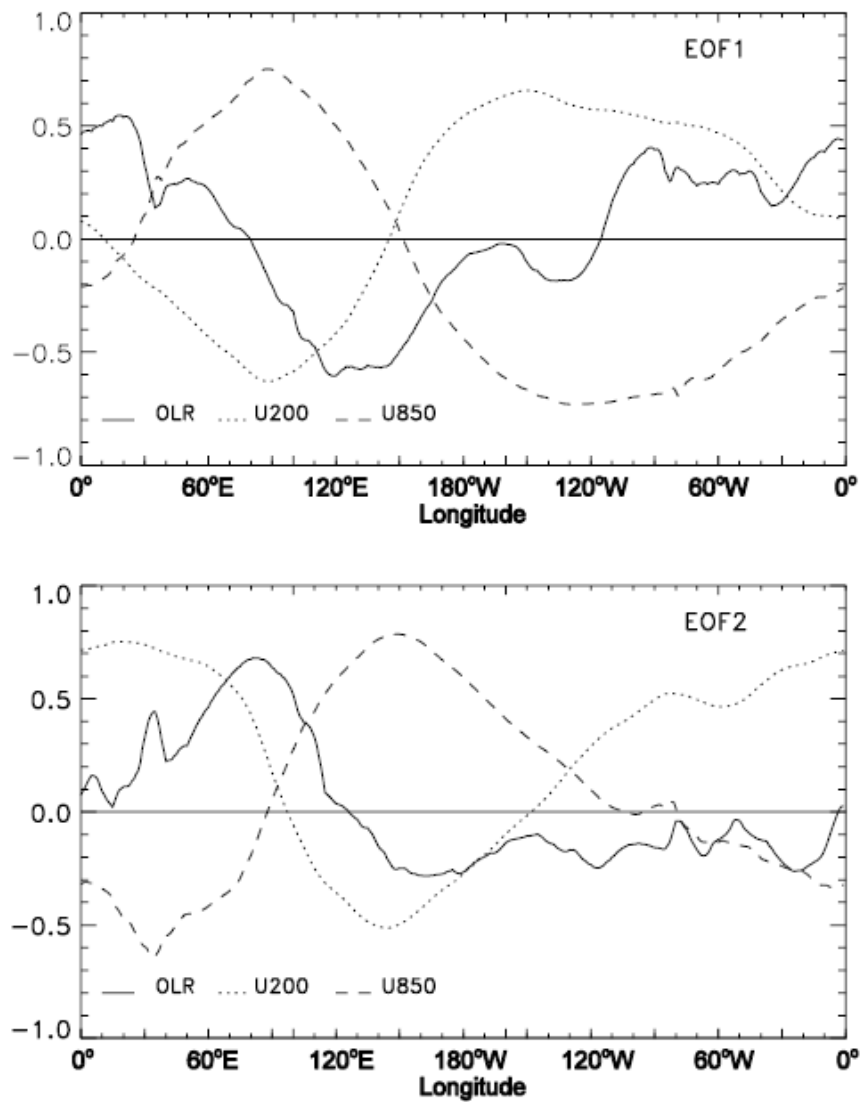


Figura 3 - Autovetores provenientes do cálculo da EOF combinada dos campos de OLR, U200 e U850 com médias de 5S-5N.

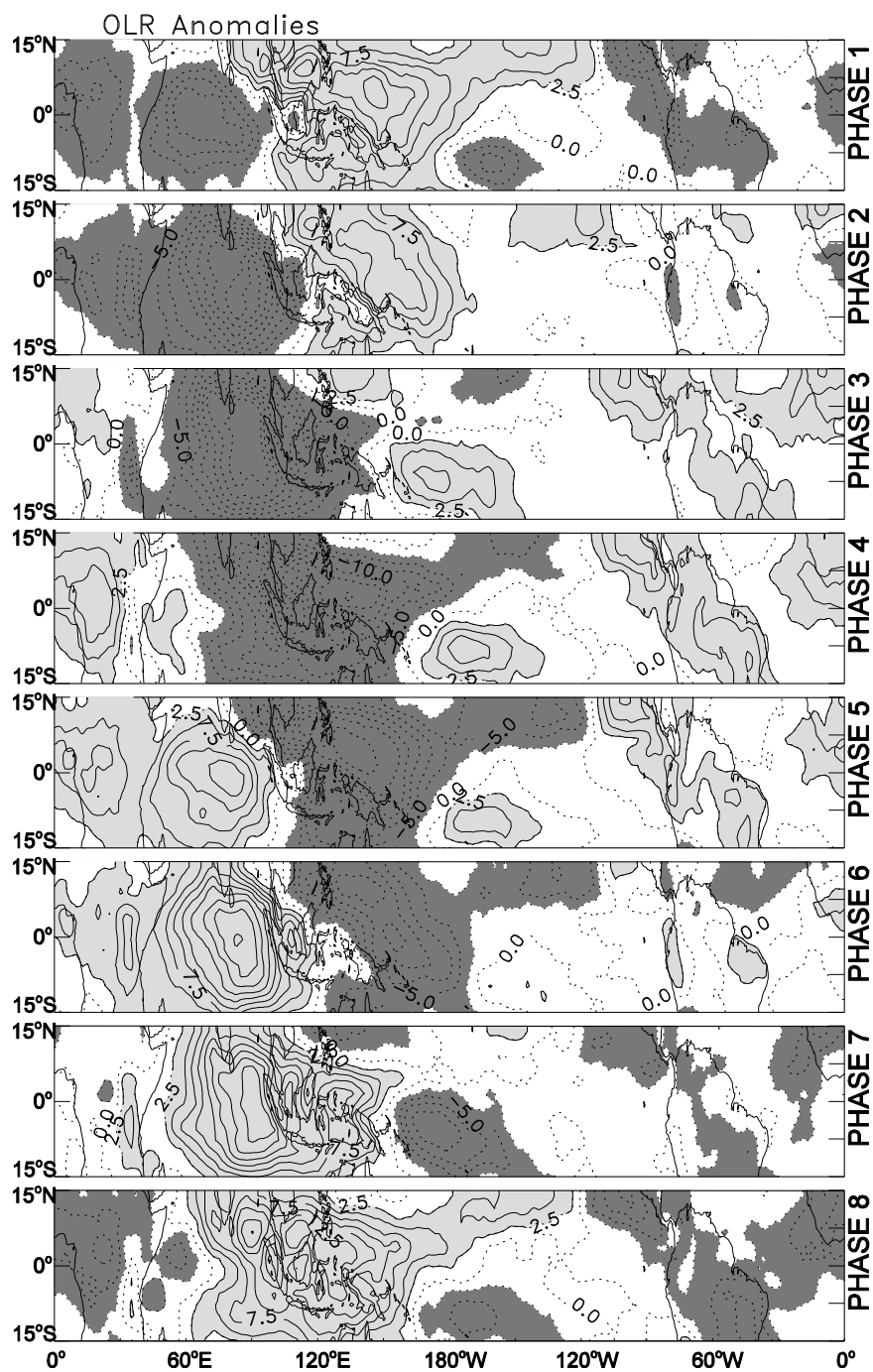


Figura 4 - Compostos das anomalias filtradas de ROL para cada fase do ciclo de vida da OMJ.

## 4. PRÉ-ESTAÇÃO E ESTAÇÃO CHUVOSA NO NNEB

Neste capítulo, é iniciada a apresentação dos resultados deste trabalho. Inicialmente, é apresentada a investigação da determinação do início e fim da PESC e EST. São descritas também as características dinâmicas e temporais médias da PESC e EST, além de serem apresentadas as diferenças entre os dois períodos chuvosos, de modo a retratar como ocorre a transição (TRNS) média entre os mesmos. É discutido ainda as características dinâmicas encontradas em anos que não foi possível ser definida a PESC.

### 4.1 Início e fim da PESC e EST

As datas de início e fim da PESC e EST para cada ano avaliado foram determinadas pelo método descrito na seção 3.2 Métodos Utilizados. A Figura 5 apresenta as datas de início e fim da PESC (ONS PESC e DEM PESC, respectivamente) para o período de 1979 a 2010. Os anos no eixo das abcissas referem-se ao período entre o ano precedente e o atual, por exemplo, a PESC do ano de 1980 tem início na pântada 15-dez-1979 e término em 24-jan-1980. A partir deste ponto as pântadas vão ser referidas pelo primeiro dia desta pântada e no formato dd-mmm (2 dígitos para o dia, três dígitos para o mês, abreviado). Assim, por exemplo, a pântada do dia 15-dez se inicia no dia 15 de dezembro e termina no dia 19 de dezembro.

O início médio da PESC ocorre aproximadamente na pântada do dia 12-dez e a data de final médio compreende a pântada de 25-jan. A variabilidade interanual dos 31 períodos chuvosos analisados (período chuvoso 1978/1979 não é contabilizado) apresenta um desvio padrão de 3,4 pântadas (cerca de 17 dias) para ONS PESC, ao passo que para o DEM PESC é de 3,9 pântadas (cerca de 20 dias). Por fim, a PESC tem uma duração média de 8,9 pântadas (cerca de 45 dias).

A Figura 6 traz as datas de início (ONS EST) e fim da EST (DEM EST). Foi observado que o ONS EST médio ocorre na pântada de 09-fev, ao passo que o DEM EST médio se dá na pântada iniciada em 12-maio. Foi verificado um desvio padrão no ONS EST de 3,5 pântadas (cerca de 17 dias) e no DEM EST de 3,8 pântadas (19,1 dias), com duração média da EST compreendendo 17,6 pântadas (cerca de 88 dias).

Esses resultados mostram que ONS PESC e ONS EST apresentam menores desvios padrão em relação às datas do final dos períodos. O que pode sugerir que os sistemas precipitantes responsáveis pela PESC e EST tendem a ter maior regularidade no início do período. É possível observar ainda que, comparando a Figura 5 e Figura 6, não existe uma relação simples entre o início tardio da PESC e término tardio da EST ou vice-versa. Por exemplo, um ano em que a PESC se inicia tardiamente (em relação ao início médio) não será observada uma EST com término também atrasado. Da mesma forma, um ano em que a PESC se inicia antecipadamente não significará que a EST terminará tardiamente, ou seja, as características temporais dos períodos chuvosos são independentes entre si em relação ao início e término de cada um isto é observado. Contudo, em eventos de El Niño, como 86/87, 91/92 e 97/98, nota-se uma diminuição da duração da PESC e da EST, mas isso não é recorrente em todo o período estudado. Esta característica pode indicar a dependência do início/fim anômalos da PESC/EST com padrões de TSM também no Atlântico. A variabilidade interanual das datas de início/fim da EST apresentam ciclos de 2 a 4 anos, reiterando a importância da forçante do Pacífico equatorial no clima do nNEB. Na próxima seção, detalhes sobre como índices climáticos no Pacífico e Atlântico podem influenciar no início e fim antecipado/tardio da PESC e EST serão apresentados juntamente com aspectos dinâmicos na atmosfera observados nesses episódios anômalos.

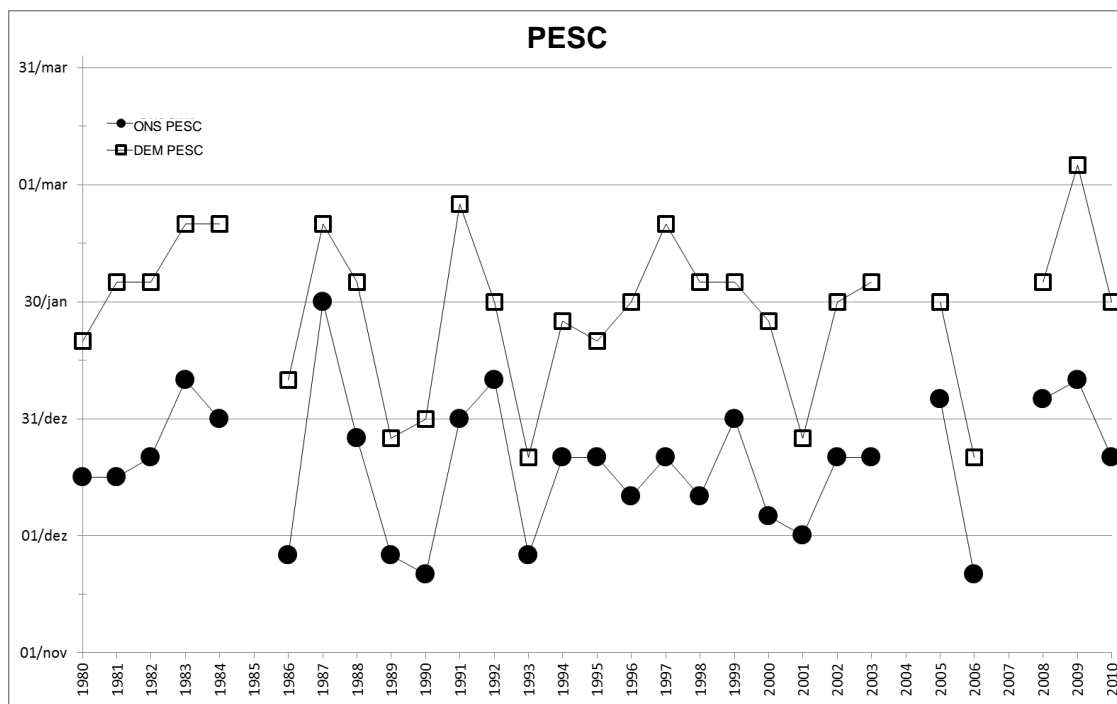


Figura 5 – Dados de início (círculos) e de fim (quadrados) da PESC para o período de 1980 a 2010. Nos anos de 1984, 2004 e 2007 não foi possível definir a PESC.

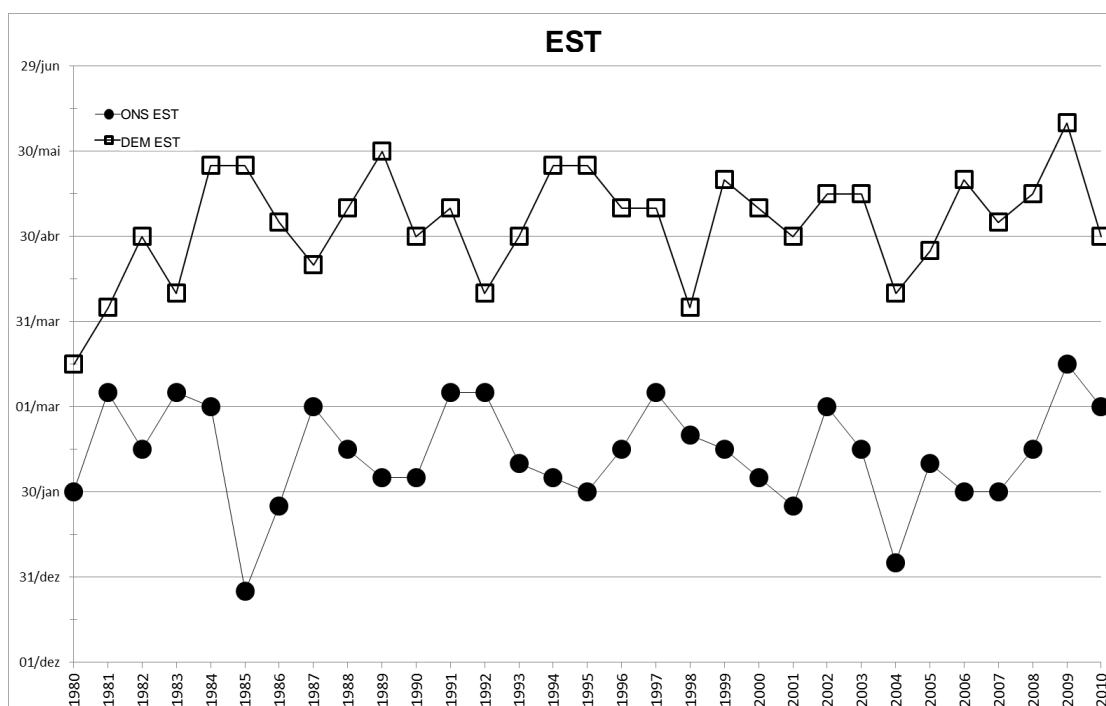


Figura 6 - Como a Figura 5 exceto que para EST.

A evolução do início da PESC é apresentada na Figura 7, em que compostos de precipitação com “lag” (defasagem) foram calculados em

relação à pântada de início. Cerca de 4 pântadas antes do início da PESC (Figura 7a) pode ser observado o desenvolvimento do SMAS no sul da bacia amazônica e centro do Brasil, juntamente com a ZCAS sobre a região Sudeste do Brasil. A evolução destes sistemas precipitantes e deslocamento da ZCAS para norte tem conexão com início à PESC, como observado na Figura 7c. Após o início da PESC (Figura 7c), pode-se observar a fase de maturação do SMAS, sendo que grande parte das regiões do Norte e Centro-Oeste do Brasil apresenta taxa de precipitação superior a 10 mm/dia, junto a um padrão com orientação noroeste-sudeste sobre o continente até o Atlântico Sul (ZCAS). Os resultados apresentados aqui apontam para um início médio do regime chuvoso sobre o leste da Amazônia no final de novembro, uma vez que a PESC tem início médio em meados de dezembro, o que está de acordo com o obtido por Marengo et al. (2001) e Liebmann e Marengo (2001). Eles estudaram o início e fim de estação chuvosa para toda a bacia Amazônica. Analisando seus resultados (vide Figura 7 em Marengo et al., 2001) pode-se observar que em média de 4 pântadas após o início do período, os padrões de ROL sobre o nNEB e vento de noroeste em baixos níveis sugerem o favorecimento de convecção sobre a região do nNEB, ou seja, marcando o início da PESC.

O final da PESC é caracterizado pelo enfraquecimento do SMAS e, conseqüentemente, a não ocorrência da ZCAS. A evolução espacial da precipitação em torno do final da PESC revela a contração do SMAS, em que o núcleo de precipitação se move para oeste na bacia Amazônica durante a pântada de lag -2 e lag 0 (Figura 8a e Figura 8b). Com isso, o final abrupto deste período chuvoso mostra ainda ausência da atuação da ZCAS sobre o sudeste brasileiro e Atlântico Sul como produto da modificação dos padrões de circulação em baixos e altos níveis troposféricos (Figura 8c e 8d).

O início (fim) da EST é principalmente definido pelo deslocamento para sul (norte) da ZCIT sobre o Atlântico Tropical. Cerca de duas pântadas antes do início da EST (Figura 9a) pode ser observado o enfraquecimento da SMAS e a concentração de altas taxas de precipitação na costa do estado do Pará, além disso, a convecção em parte da costa norte do continente sul-



americano é evidente. No início deste período, a convecção oriunda da monção sobre o leste da Amazônia se conecta com região com precipitação na costa norte da América do Sul, além de ser observada a intensificação da ZCIT (Figura 9b). Dentro da EST, observam-se altas taxas de precipitação na região costeira do nNEB, além da intensificação e deslocamento mais ao sul da ZCIT, juntamente com a retração da monção sobre a bacia Amazônica (Figura 9c).

De mesmo modo, como esperado, o final da EST compreende o deslocamento para norte da ZCIT, além da convecção amazônica se localizando mais a noroeste (Figura 10a-c). É interessante notar a evolução do término da EST que dá lugar à precipitação sobre a região da costa leste do Nordeste, em que já se tem iniciado o seu período chuvoso pela ocorrência de Distúrbios Ondulatórios de Leste (GOMES, 2012).

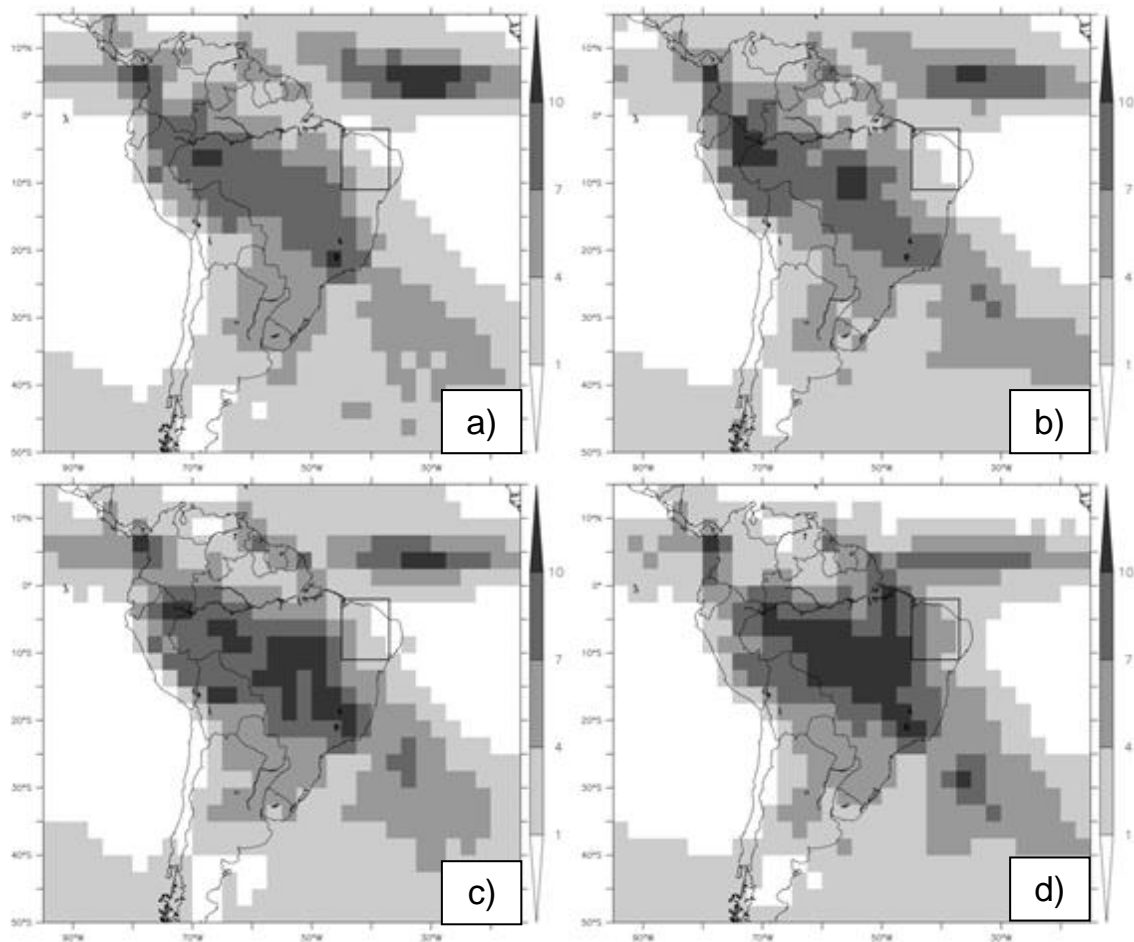


Figura 7 - Compostos de precipitação do GPCP em pântadas (mm/dia) com defasagem em relação ao início da PESC. a) lag -4 , b) lag -2, c) lag 0 e d) lag +2. O quadrado sobre o Nordeste brasileiro delimita a região estudada.

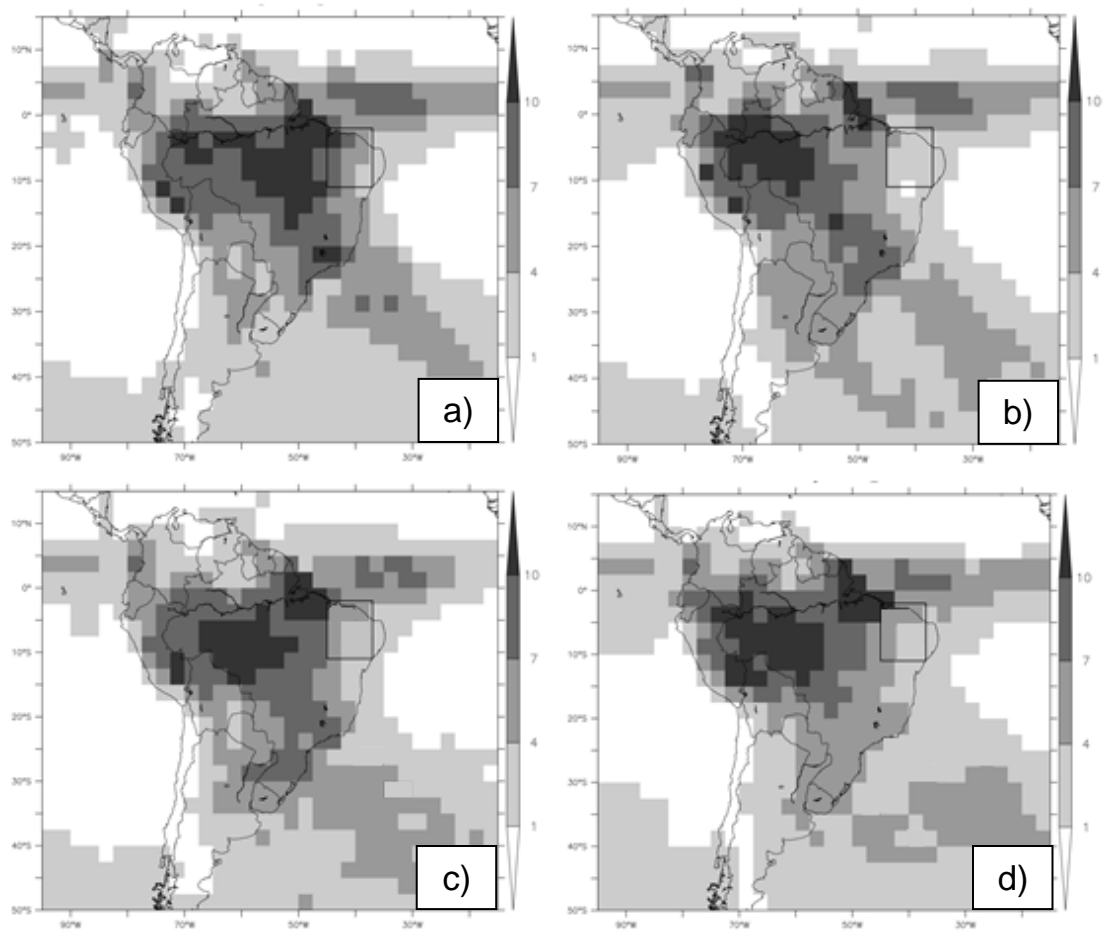


Figura 8 - Como a Figura 7 exceto que para o fim da PESC. a) lag -2, b) lag 0, c) lag +2 e d) lag +4.

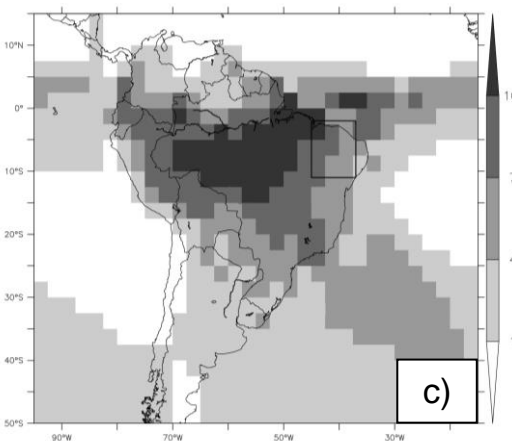
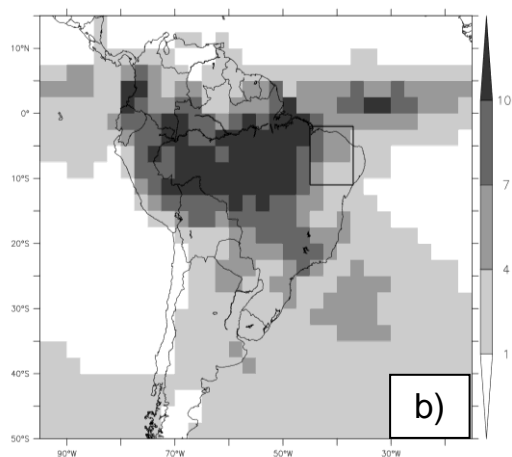
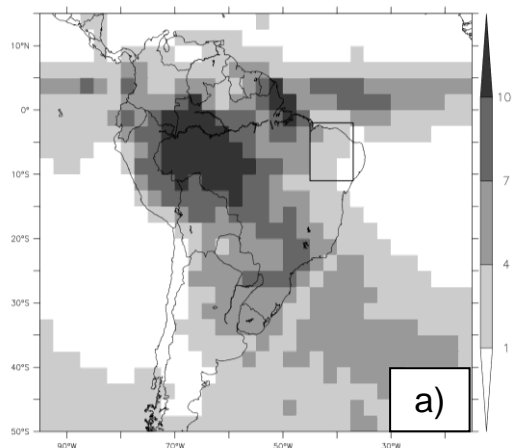


Figura 9 - Como a Figura 7 exceto que para o início da EST. a) lag -2, b) lag 0 e c) lag +2.

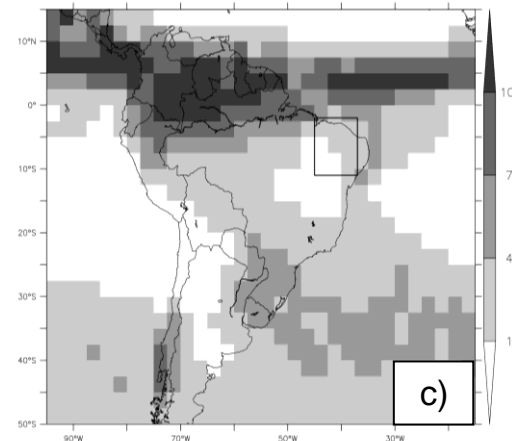
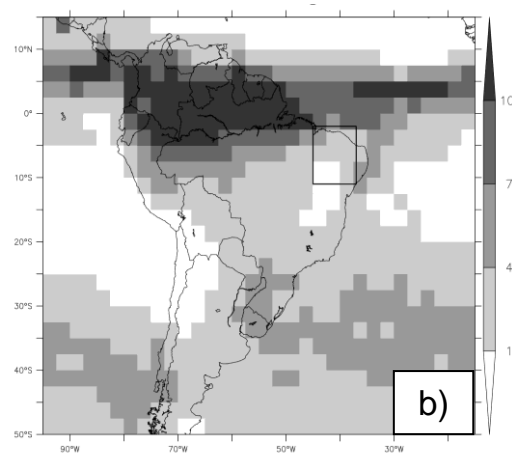
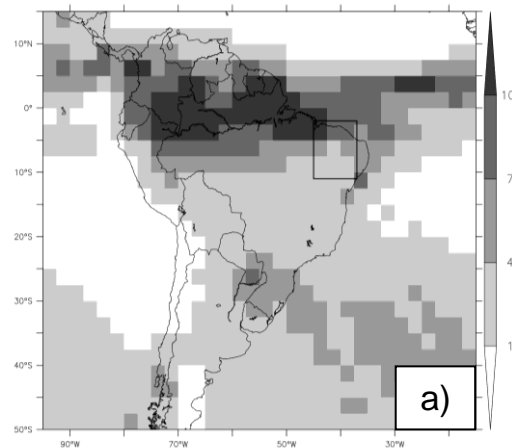


Figura 10 - Como a Figura 7, exceto que para o final da EST. a) lag -2, b) lag 0 e c) lag +2.

## 4.2 Características Médias da PESC e da EST

As características médias da PESC e EST são obtidas calculando a média dentro de cada período médio da Figura 5 e da Figura 6, respectivamente. Desta forma, obtêm-se as Figura 11 a Figura 15.

A circulação média durante a PESC é típica de verão, como pode ser observado em baixos e altos níveis (Figura 11 e Figura 12, respectivamente). O escoamento de nordeste sobre o norte da América do Sul transporta vapor d'água próximo à superfície para a região da Amazônia e para o centro do continente. O desvio do escoamento pelos Andes, favorecido ainda pela força de Coriolis (à esquerda no hemisfério sul), proporciona a formação de sistemas precipitantes sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil (SMAS/ZCAS) (CARVALHO et al. 2004; ZHOU; LAU, 1998; LENTERS; COOK, 1995). A circulação em altos níveis é marcada pela Alta da Bolívia (AB) e o Cavado do Nordeste, este último um pouco deslocado de sua posição climatológica, localizando-se sobre o Atlântico Tropical Sul (Figura 12). Estes elementos, associados com a passagem de algum sistema frontal, são ingredientes para desenvolvimento de sistemas precipitantes como o VCAN nas proximidades do NEB, conforme discutido por (KOUSKY; GAN, 1981; CHEN et al., 1999). O campo de divergência do fluxo de umidade sobre a América do Sul (Figura 13) reitera o citado acima, é observado convergência do fluxo de umidade (DIV negativa) no centro-norte do Brasil (leste da Amazônia) e na porção leste do nNEB, além da região sudeste e parte do Oceano Atlântico Sul mais próximo ao continente. Esses resultados concordam com Chaves e Cavalcanti (2001). As autoras mostraram a variabilidade da precipitação devido à atividade da ZCAS sobre o sudoeste do NEB e no leste da Amazônia.

Em contrapartida, durante a EST, em média, a circulação de altos níveis revela o enfraquecimento da AB e, conseqüentemente, também da circulação ciclônica corrente abaixo (Figura 14). A convergência do fluxo de umidade se localiza principalmente sobre o Atlântico Tropical, proporcionada pela incursão da ZCIT para sul (Figura 15). Note que durante a PESC a

marcada convergência do fluxo de umidade no Atlântico Tropical Norte (ATN), caracterizando a ZCIT, localiza-se em torno de 3°N (Figura 13) ao passo que na EST esta “zona de convergência” une-se à convecção no nordeste da Amazônia (Figura 15). Enfatiza-se nos campos de DIV a diferença intrinsecamente devido aos sistemas precipitantes dentro dos dois períodos e, implicitamente, a modificação na circulação em baixos e altos níveis troposféricos.

A diferença da precipitação média durante a EST e a PESC é principalmente marcada por valores negativos sobre o Sudeste, o Centro-Oeste e o sul da Amazônia, além de valores positivos sobre a costa norte da América do Sul (Figura 16). Esse resultado reitera a diferença na variabilidade espacial dos dois regimes chuvosos além de diferenças dos sistemas precipitantes em cada período.

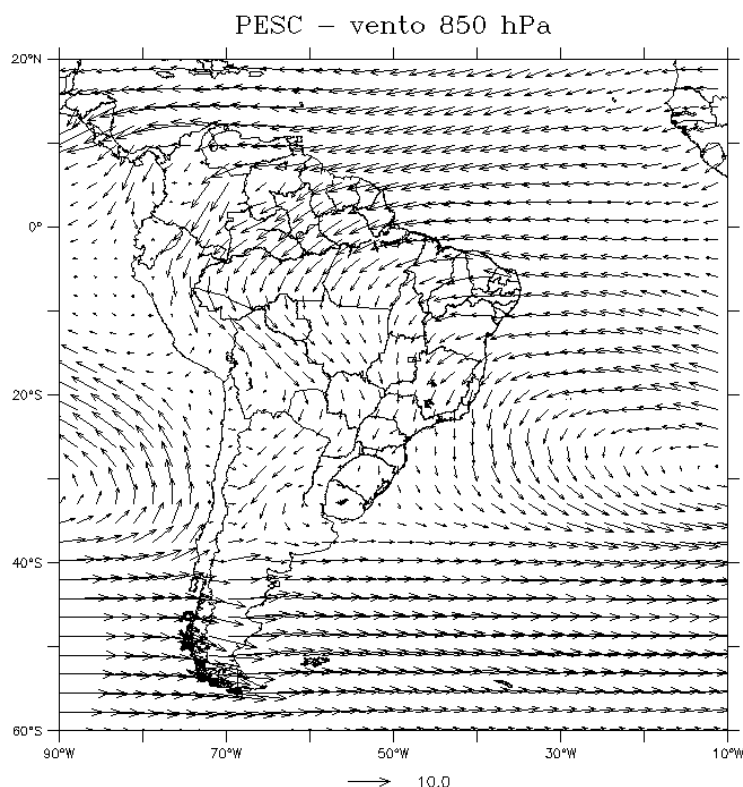


Figura 11 - Campo médio de vento (m/s) em 850-hPa durante a PESC.

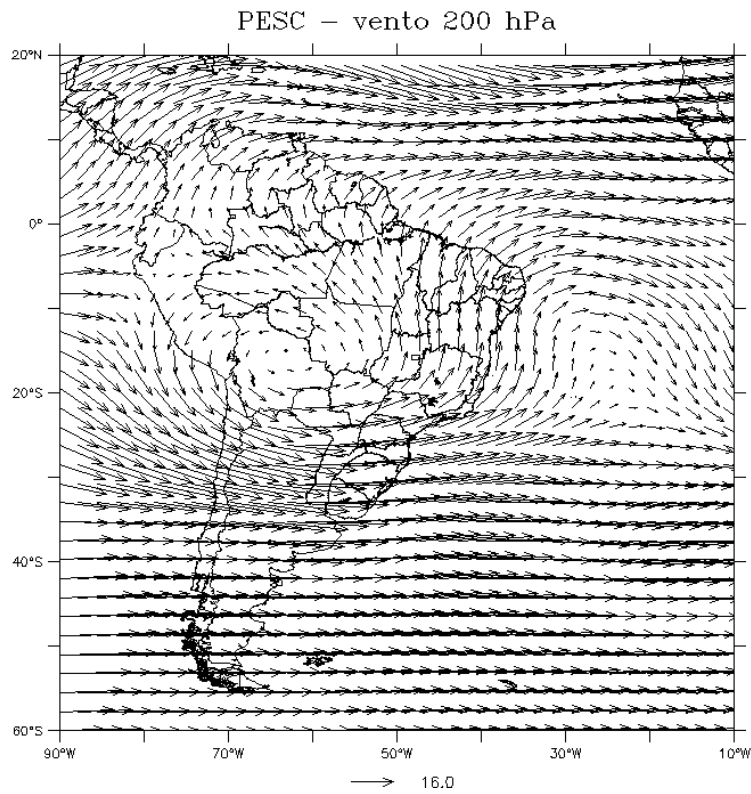


Figura 12 - Como a Figura 11 exceto que para o nível de 200-hPa.

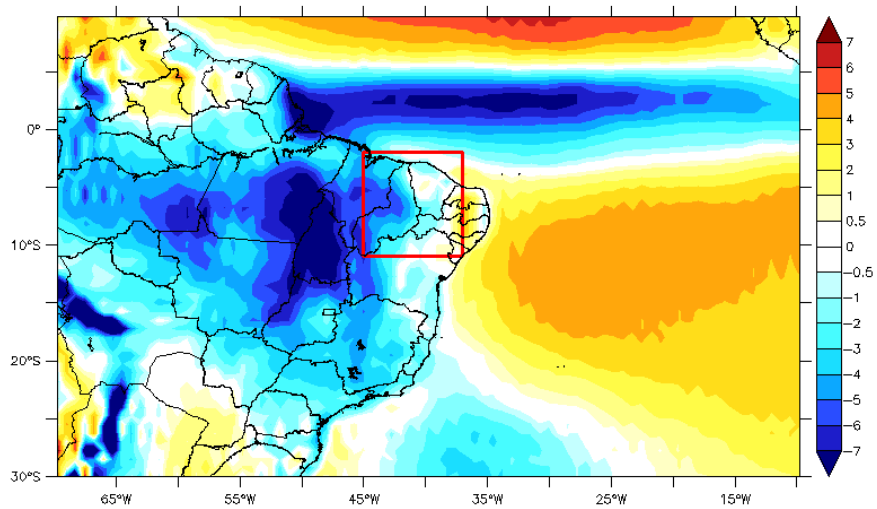


Figura 13 - Campo médio de DIV (mm/dia) durante a PESC. A região marcada em vermelho representa o nNEB.

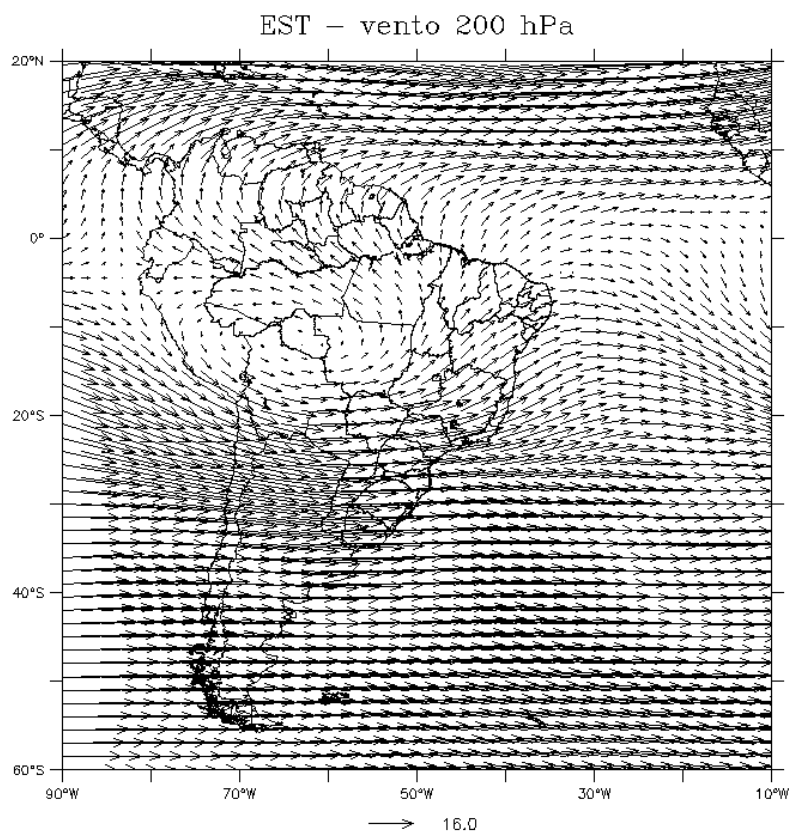


Figura 14 - Como a Figura 11 exceto que durante a EST e em 200-hPa.

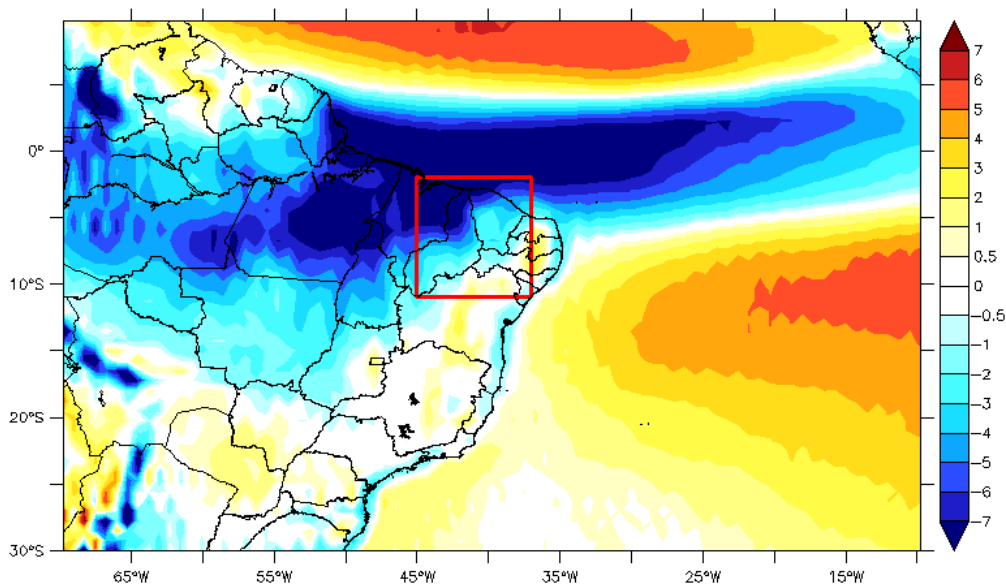


Figura 15 - Como a Figura 13 exceto que durante a EST.



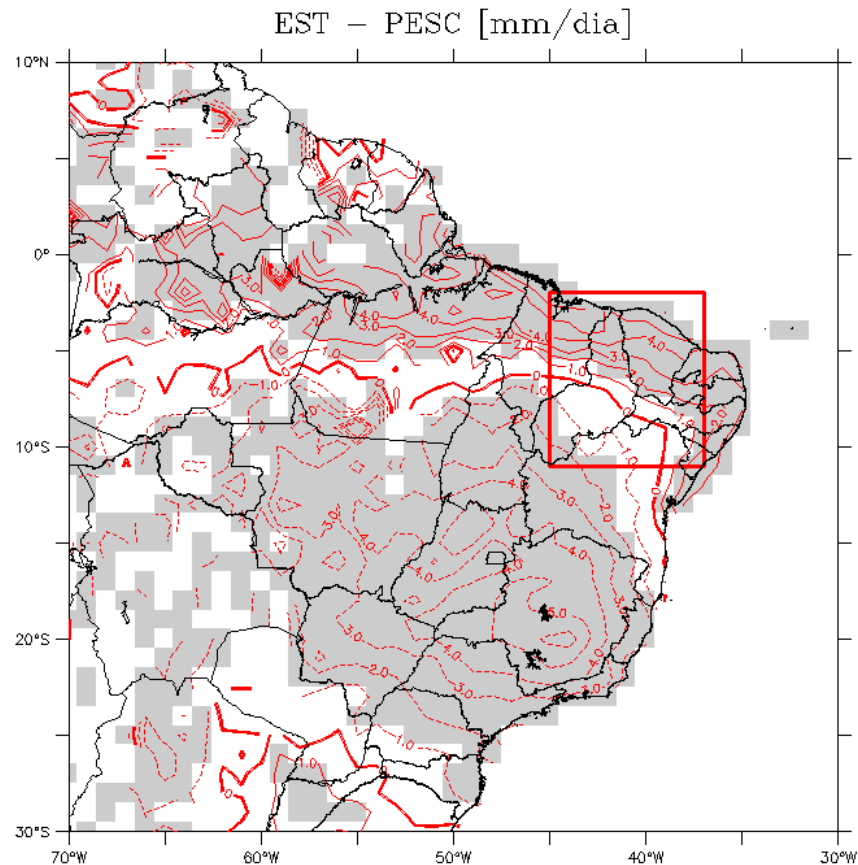


Figura 16 - Diferença entre a precipitação média (mm/dia) durante a EST e a PESC. Regiões em cinza apresentam significância estatística de 5% para o teste das diferenças das médias.

### 4.3 A Transição (TRNS) entre a PESC e a EST

A transição entre os dois períodos (TRNS) pode ser avaliada realizando as diferenças entre o campo médio da TRNS e da PESC, bem como com o EST e TRNS. A TRNS é um período que varia desde 10 dias até quase 1 (um) mês, conforme pode ser inferido das Figura 5 e 6. Na Figura 17, a diferença do campo de vento em 200-hPa entre TRNS e PESC mostra uma circulação anticiclônica sobre o oceano, a leste do NEB, e ciclônica sobre centro do Brasil. O enfraquecimento da AB e do Cavado do Nordeste é provocado pela atenuação da forçante térmica da atividade convectiva sobre a Amazônia (LENTERS; COOK, 1997). Em baixos níveis, a circulação anciclônica sobre a região Sudeste do Brasil e o fortalecimento do

escoamento de leste sobre o centro-norte da América do Sul marcam a TRNS (Figura 18). Este resultado é similar ao padrão observado por Jones e Carvalho (2002), em que vento anômalo de leste sobre o Centro-Oeste do Brasil está relacionado à fase inativa do SMAS, e um comportamento inverso ocorre na fase ativa da SMAS. Esta característica deixa mais clara a conexão entre os padrões de variabilidade dos sistemas no centro-oeste e sudeste do Brasil com a precipitação na PESC, conforme já indicado por Chaves e Cavalcanti (2001).

A diferença no campo de precipitação entre o período da TRNS e a PESC também retrata a interrupção do regime chuvoso na região central e Sudeste do Brasil (Figura 19). Em todo nNEB e o setor leste da Amazônia apresentam um decréscimo significativo da chuva após o término da PESC. Isto mostra que realmente existe um período de transição entre a PESC e a EST no nNEB.

Ademais, o respectivo campo de DIV indica a modificação nos padrões de divergência do fluxo de umidade no nNEB e sudeste do Brasil, apontando também para fase de retração do SMAS e a inatividade da ZCAS no sudeste do Brasil (Figura 20). Vale ressaltar ainda o deslocamento do centro da ZCIT para sul no Atlântico Tropical, tornando-se um pouco mais intensa, i.e., intensificação da convergência do fluxo de umidade em baixos níveis na zona entre 2,5N e 2,5S, sendo que um sinal inverso é encontrado sobre o NEB e sudeste brasileiro.

A diferença no fluxo de umidade integrado verticalmente (QU, QV) indica o fortalecimento do escoamento próximo à superfície correspondente e juntamente com a maior disponibilidade de vapor (diminuição do sumidouro - chuva) (Figura 21). Com efeito, a aceleração dos alísios paralelos a costa na América do Sul proporciona condições desfavoráveis para convergência do fluxo de umidade sobre o nNEB. Segundo Silva e Carvalho (2007), anomalias de vento de leste mais forte sobre norte da América do Sul tem característica de supressão de convecção na região da monção e da ZCAS, e esta pode ser sugerida como a principal característica do período de TRNS. A divergência de umidade sobre o centro-oeste e sudeste (Figura 20) é explicada pelo

deslocamento para sul da região de convergência do fluxo zonal, bem como a divergência observada no fluxo meridional (Figura 21). Na região do Atlântico Tropical é observada tendência de convergência do fluxo meridional em 0-5°S com intensificação do fluxo de sul sobre o NEB e do fluxo de norte sobre o ATN.

Ao se avaliar os campos produzidos pela diferença entre EST e TRNS pode-se observar na circulação em baixos níveis o enfraquecimento da alta subtropical do Atlântico Sul, alísios mais fracos e a intensificação da componente de norte na região do Atlântico Tropical (Figura 22). Essas características remontam o indicado pela Figura 23, ou seja, intensificação da convergência sobre a costa do NEB, devido ao deslocamento da ZCIT mais a sul. O fluxo anômalo de retorno em baixos níveis no centro-norte da América do Sul, observado no término do SMAM (c.f. Figura 22), dá indícios da evolução dinâmica da atmosfera propiciando o favorecimento da convergência do fluxo de vapor d'água nas proximidades do nNEB e, conseqüentemente, da precipitação sobre esta região.

A evolução entre o fim da PESC e início da EST é retratada pelo período de TRNS. A modificação na dinâmica da atmosfera sobre a América do Sul parece ser observada como tendência durante a fase de retração da monção. Isto ainda dá suporte à diferenciação dos dois períodos chuvosos, o que pode indicar a existência de algum mecanismo que regule diretamente ou indiretamente essa transição, ou pelo menos o término da PESC, uma vez que esta é relacionada com o não desenvolvimento de ZCAS mais a norte e a fase inativa da SMAS. Essa característica será investigada no Capítulo 5.

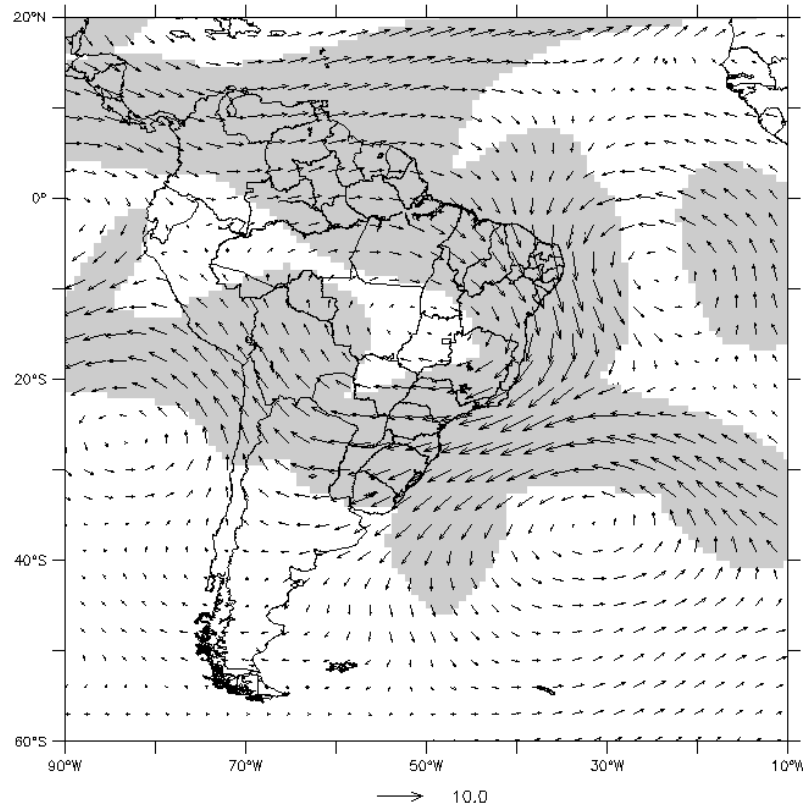


Figura 17 – Vento (m/s) em 200-hPa para a diferença entre TRNS e PESC. Regiões em cinza tem significância estatística a nível de 5% no Teste da Diferença das Médias.

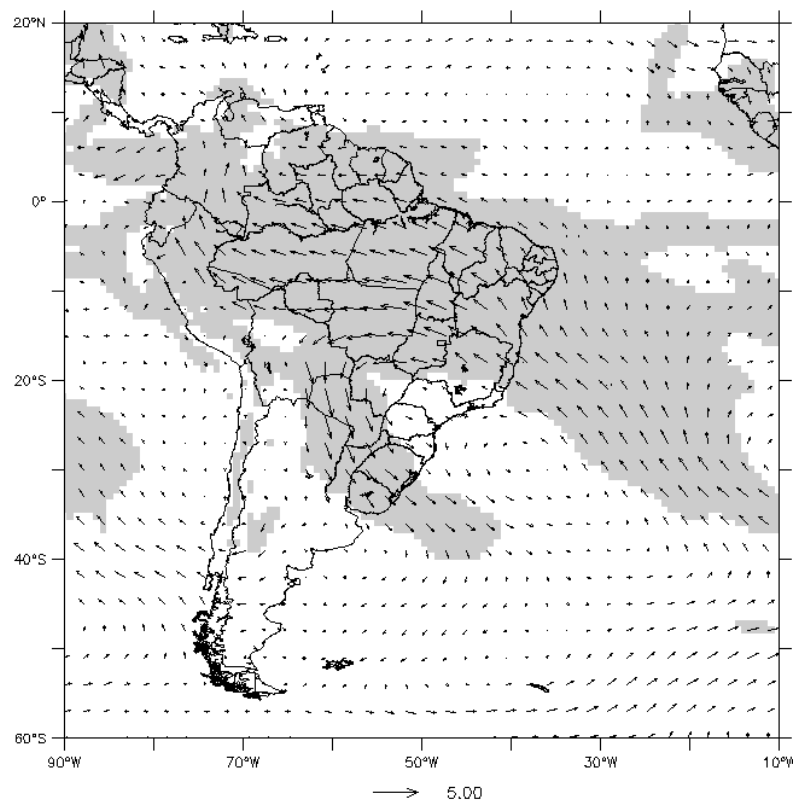


Figura 18 - Como a Figura 17 exceto que para o nível de 850-hPa.

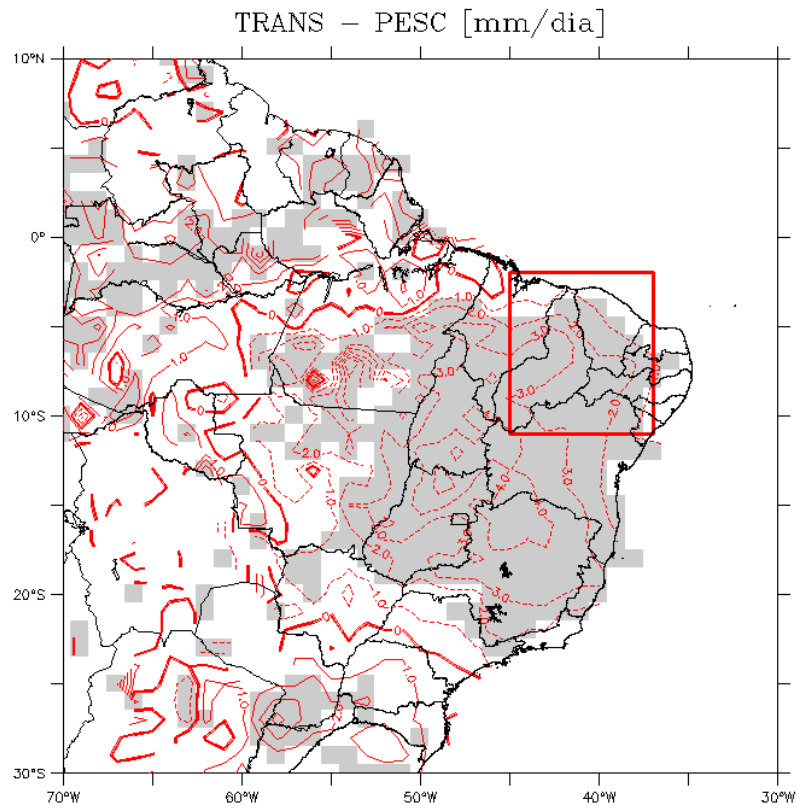


Figura 19 - Diferença da precipitação média (mm/dia) durante a TRNS e a PESC.

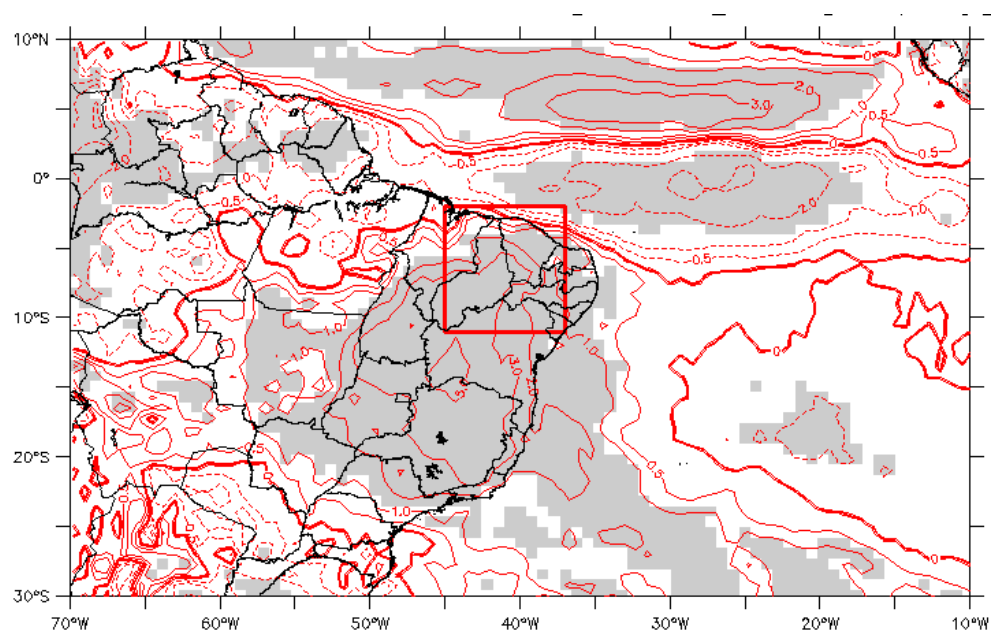


Figura 20 - Como a Figura 17 exceto que para DIV, em (mm/dia).

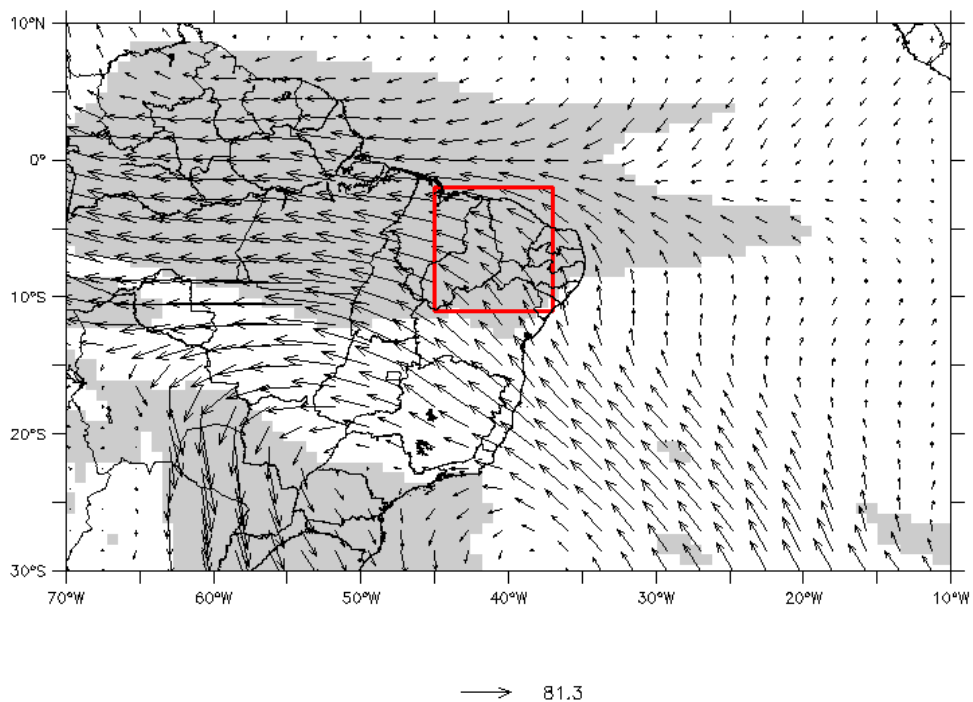


Figura 21 – Como a Figura 17 exceto que para o fluxo de umidade integrado verticalmente ( $Q_x, Q_y$ ), em  $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ .

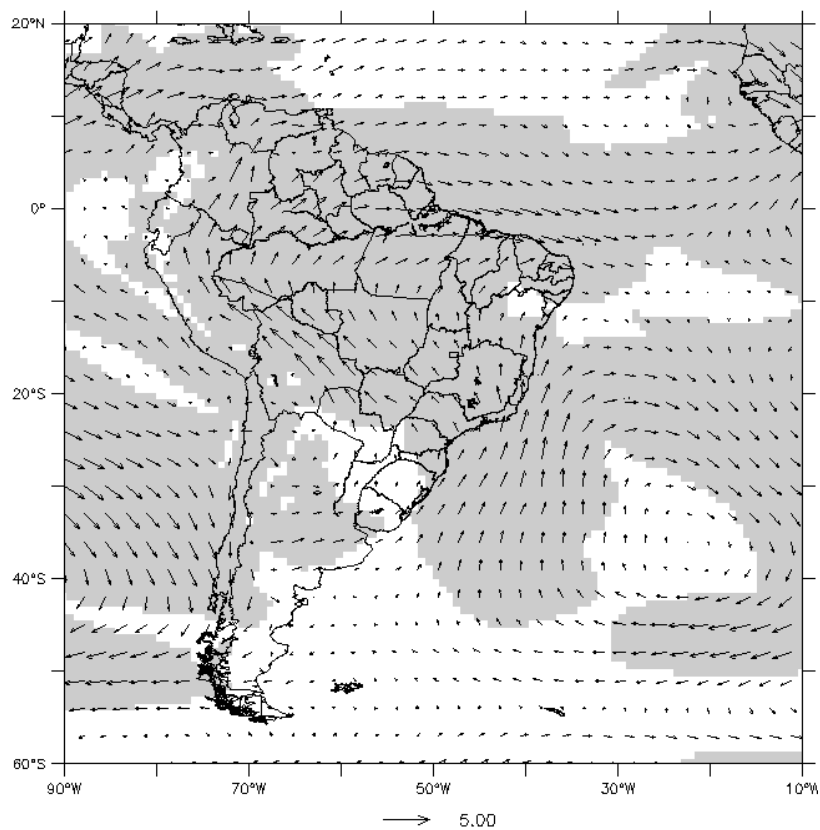


Figura 22 - Vento ( $\text{m/s}$ ) em 850-hPa para a diferença entre EST e TRNS. Regiões em cinza tem significância estatística ao nível de 5% no Teste da Diferença das Médias.

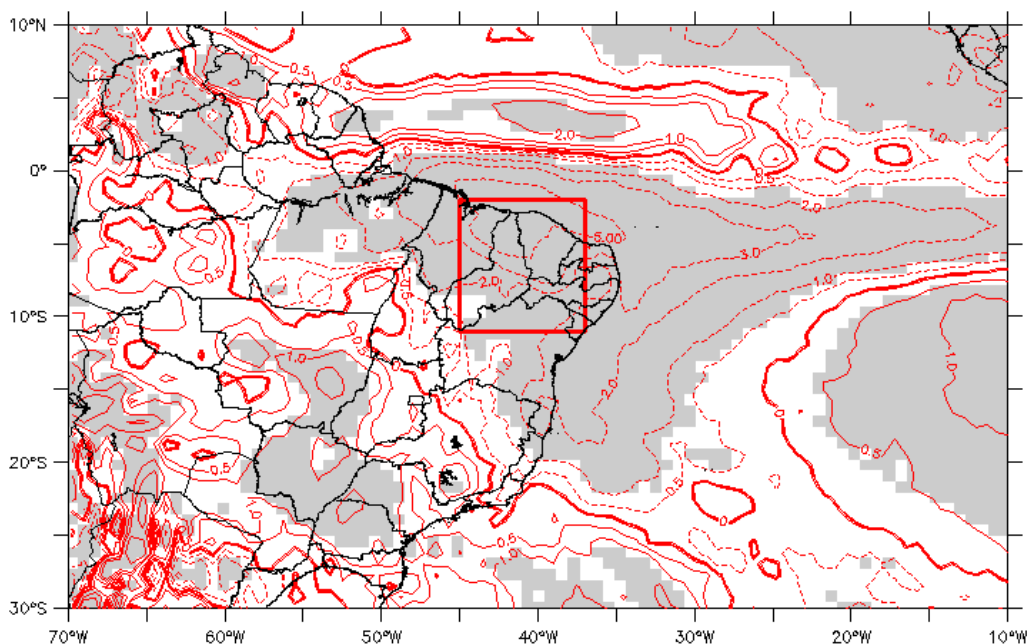


Figura 23 - Como a Figura 20 exceto que para a diferença entre EST e TRNS.

#### 4.4 Anos sem a ocorrência da PESC

Em três anos, durante os períodos chuvosos, não foi possível definir a PESC com o método utilizado, sendo eles: 1984/1985, 2003/2004 e 2006/2007. Em uma rápida investigação observando a fase do ENOS e do sinal do IGS durante esses períodos pode-se observar, a priori, que não existe uma relação direta entre estes índices e a não ocorrência da PESC. Durante NDJ de 1984/1985 foi observado fase fria do ENOS, em 2003/2004 fase quente e em 2006/2007 o sinal foi neutro, ao passo que o IGS durante 1984/1985 teve sinal negativo, em 2003/2004 positivo e durante o período de 2006/2007 também positivo. A Figura 24 mostra a anomalia média do fluxo integrado de umidade e DIV calculada para os três anos. Pode-se observar anomalia de leste no centro do Brasil juntamente com o padrão anômalo anticiclônico desse fluxo em dezembro e janeiro (Figura 24a-b). Essas características são também retratadas no campo de vento em baixos níveis (não mostrado), elas indicam condições desfavoráveis ao desenvolvimento do SMAS e também da ZCAS, conforme indicado por alguns estudos (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; JONES; CARVALHO, 2002; CARVALHO et al. 2004). As

Figura 24 c-d por sua vez, revelam que na porção sobre a grande parte do nordeste brasileiro e o norte da região Sudeste e Centro-Oeste uma anomalia apontando divergência do fluxo de umidade de mais de 2 mm/dia médio para dezembro (Figura 24c). Este sinal médio é intensificado em janeiro, com valores acima de 3 mm/dia sobre o norte de Minas Gerais e costa do nNEB (Figura 24d).

Estes resultados sugerem a diminuição na convergência média apontada na Figura 13. Com efeito, condições de decréscimo de convergência devido à atuação anômala de sistemas precipitantes na região reforça a variabilidade da circulação atmosférica sobre a América do Sul (CHAVES; CAVALCANTI, 2001); contudo aqui, demonstra-se esse resultado sobe a perspectiva do transporte de vapor d'água.

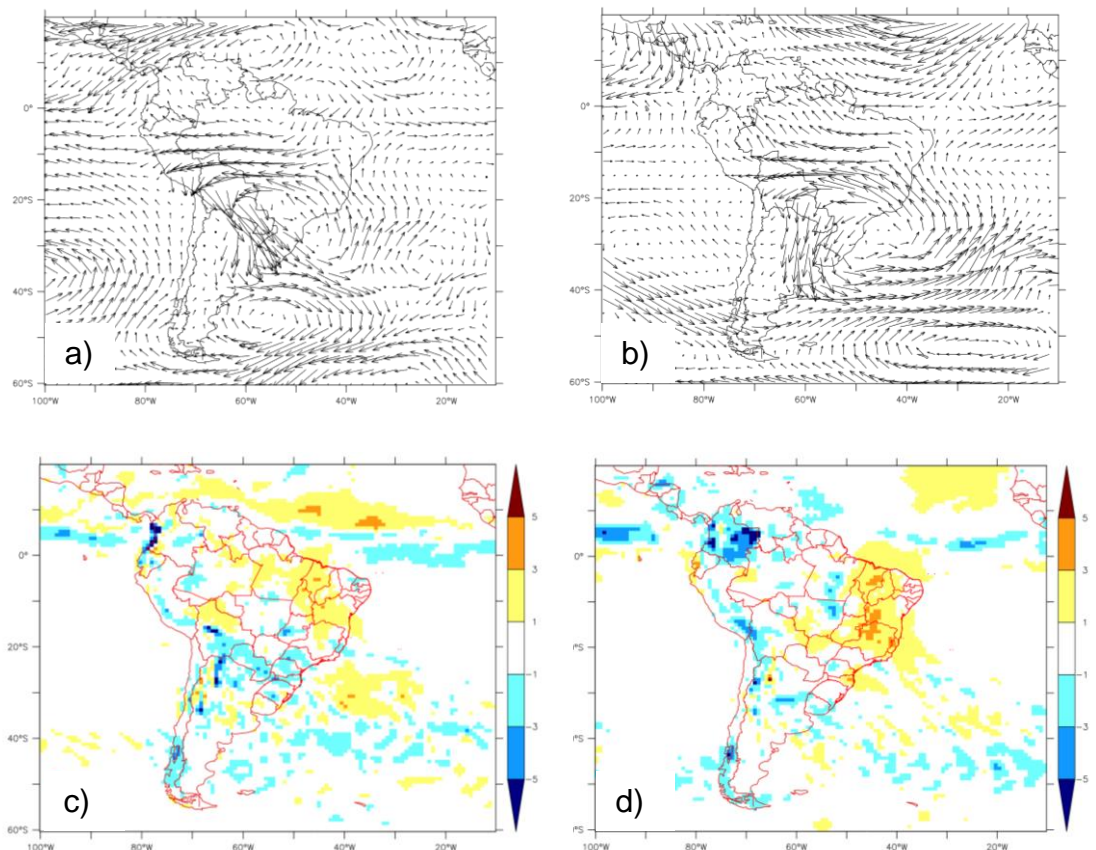


Figura 24 - Anomalia mensal média do fluxo integrado verticalmente de umidade e DIV para os meses de dezembro (a e c) e janeiro (b e d).



## **5. CARACTERÍSTICAS INTERANUAIS E INFLUÊNCIAS DA OMJ NO INÍCIO/FIM DA PESC/EST**

Neste capítulo são analisadas as características interanuais e os impactos da OMJ sobre o início/fim da PESC e da EST. Investiga-se ainda a influência de índices climáticos sobre anomalia temporal do início e fim dos períodos, além de avaliar padrões dinâmicos associados ao comportamento anômalo. A característica intrasazonal da TRNS também é discutida.

### **5.1 Índices Climáticos e seus efeitos sobre o Início/Fim da PESC/EST**

Inicialmente, com os dados dos índices climáticos (ENOS, índice SAD e IGS) foram encontradas as fases que se apresentam durante as datas de início e fim da PESC e EST. A análise interanual das características temporais anômalas baseou-se em encontrar datas que representassem o início/fim antecipado e atrasado da PESC/EST e os respectivos valores nos índices climáticos analisados. Os resultados estão sumarizados nas Tabelas de 1-8.

As Tabela 1 e Tabela 2 indicam que o início antecipado (tardio) da PESC parece estar relacionado a eventos neutros (da fase quente) do ENOS e índice negativo (positivo) do índice SAD. O mesmo comportamento de início antecipado é observado para o final antecipado da PESC (Tabela 3), ou seja, ENOS neutro e SAD negativo favorecendo final antecipado da PESC. Por outro lado, em média, fase quente ou neutra do ENOS juntamente ao sinal positivo do índice SAD foi observada em episódios com final tardio desse período chuvoso (Tabela 4). No Atlântico tropical o sinal do gradiente meridional de anomalia de TSM (IGS) é variável e parece não ter efeito marcante no início/final antecipado da PESC. Um interessante resultado até aqui remete à conexão do padrão de variabilidade de TSM e pressão ao nível do mar no Atlântico Sul com as características temporais da PESC. Resultado semelhante foi mostrado por Bombardi e Carvalho (2011), embora para o

início e fim da estação chuvosa na região da SMAS, onde os autores encontraram o mesmo efeito do índice SAD para esta região. Essa conexão entre a PESC e a SMAS-ZCAS foi verificada nos compostos de início da PESC.

Eventos com início antecipado da EST foram observados durante ocorrência neutra do ENOS, do SAD e IGS com valores negativos (Tabela 5). No caso do início tardio desse período chuvoso, o sinal da fase quente do ENOS é evidenciado, juntamente com os valores negativos do índice SAD, e ainda com um sinal positivo no IGS (Tabela 6). Esses resultados corroboram que para gradientes negativos (positivos), as anomalias de TSM no Atlântico Tropical tendem a favorecer o posicionamento mais ao sul (norte) da ZCIT e, conseqüentemente, o início antecipado (tardio) da EST. Esse comportamento não se aplica ao índice do SAD, pois é observado tanto para início antecipado e como para o tardio (vide Tabela 5 e Tabela 6). Este modo acoplado de TSM e PNM no Atlântico Sul parece não responder de forma coerente como o IGS para o início da EST. Bombardi e Carvalho (2011) encontraram influência do índice SAD no início do período chuvoso na região NEB; contudo, conforme visto no parágrafo anterior, o sinal captado tem mais características relacionadas à PESC e não a EST. Por outro lado, em relação a episódios de término anômalos da EST, o sinal do índice SAD é coerente com o indicado por Bombardi e Carvalho (2011), em que eventos de ocorrência antecipada (tardia) são observados juntamente com sinal negativo (positivo), estando também de acordo com o sinal encontrado no IGS, ou seja, gradiente positivo durante final antecipado e negativo em término tardio (Tabela 7 e Tabela 8). O efeito do IGS sobre a precipitação no nNEB é conhecido e já foi amplamente estudado, uma vez que a ZCIT no Atlântico tropical responde a anomalias de TSM e circulação em baixos níveis. Além disso, é interessante observar que o índice do SAD para o final do regime chuvoso apresenta sinal negativo em eventos antecipados, e positivo para eventos atrasados, o que está em sintonia com a influência desse modo sobre a circulação no Atlântico tropical e, conseqüentemente, na ZCIT.

Tabela 1 - ENOS, SAD e IGS durante episódios de início antecipado da PESC. O, N e A representam El Niño, Neutro e La Niña, respectivamente.

<b>Início antecipado – PESC</b>				
<b>Ano</b>	<b>Pentada</b>	<b>ENOS</b>	<b>SAD</b>	<b>IGS</b>
1985/1986	27-Nov	N	1	-1
1988/1989	27-Nov	A	-1	-1
1989/1990	22-Nov	N	-1	1
1992/1993	27-Nov	N	-1	1
2000/2001	2-Dez	N	-1	-1
2005/2006	22-Nov	N	-1	1

Tabela 2 - Como a Tabela 1 exceto que para Início tardio da PESC.

<b>Início tardio - PESC</b>				
<b>Ano</b>	<b>Pentad</b>	<b>ENOS</b>	<b>SAD</b>	<b>IGS</b>
1982/1983	11-Jan	O	1	-1
1986/1987	31-Jan	O	1	0
1991/1992	11-Jan	O	-1	0
2004/2005	6-Jan	O	1	1
2007/2008	6-Jan	A	1	0
2008/2009	11-Jan	N	1	0

Tabela 3 - Como a Tabela 1 exceto que para episódios de final antecipado da PESC.

<b>Final antecipado - PESC</b>				
<b>Ano</b>	<b>Pentad</b>	<b>ENOS</b>	<b>SAD</b>	<b>IGS</b>
1985/1986	11-Jan	N	-1	-1
1988/1989	27-Dec	A	1	-1
1989/1990	1-Jan	N	-1	1
1992/1993	22-Dec	N	-1	1
2000/2001	27-Dec	N	-1	-1
2005/2006	22-Dec	N	-1	1

Tabela 4 - Como a Tabela 1 exceto que para o final tardio da PESC.

<b>Final tardio - PESC</b>				
<b>Ano</b>	<b>Pentada</b>	<b>ENOS</b>	<b>SAD</b>	<b>IGS</b>
1982/1983	20-Feb	O	1	0
1983/1984	20-Feb	N	1	-1
1986/1987	20-Feb	O	1	0
1990/1991	25-Feb	O	1	0
1996/1997	20-Feb	N	-1	1
2008/2009	7-Mar	N	1	0

Tabela 5 - Como a Tabela 1 exceto que para o início antecipado da EST.

<b>Início Antecipado – EST</b>				
<b>Ano</b>	<b>Pentada</b>	<b>ENOS</b>	<b>SAD</b>	<b>IGS</b>
1979/1980	31-Jan	N	-1	1
1984/1985	27-Dec	A	-1	-1
1985/1986	26-Jan	N	-1	-1
1994/1995	31-Jan	O	1	-1
2000/2001	26-Jan	N	-1	-1
2005/2006	31-Jan	N	-1	0

Tabela 6 - Como a Tabela 1 exceto que para o início tardio da EST.

<b>Início tardio - EST</b>				
<b>Ano</b>	<b>Pentad</b>	<b>ENSO</b>	<b>SAD</b>	<b>IGS</b>
1980/1981	7-Mar	N	-1	1
1982/1983	7-Mar	O	-1	1
1990/1991	7-Mar	O	-1	1
1991/1992	7-Mar	O	-1	1
1996/1997	7-Mar	O	-1	1
2008/2009	16-Mar	N	1	0

Tabela 7 - Como a Tabela 1 exceto que para o final antecipado da EST.

Final antecipado – EST				
Ano	Pentada	ENOS	SAD	IGS
1979/1980	17-Mar	O	-1	1
1980/1981	6-Apr	N	-1	1
1982/1983	11-Apr	O	-1	1
1986/1987	11-Apr	O	-1	1
1991/1992	11-Apr	O	-1	1
1997/1998	6-Apr	O	1	1
2003/2004	11-Apr	O	-1	1

Tabela 8 - Como a Tabela 1 exceto que para o final tardio da EST.

Final tardio – EST				
Ano	Pentada	ENSO	SAD	IGS
1983/1984	26-May	N	1	-1
1984/1985	26-May	A	-1	-1
1988/1989	31-May	A	1	-1
1993/1994	26-May	N	1	-1
1994/1995	26-May	O	1	0
1998/1999	21-May	A	1	-1
2008/2009	10-Jun	N	1	-1

## 5.2 Compostos de episódios de Início/Fim da PESC/EST anômalos

As características dinâmicas em episódios de início/fim antecipado/tardio da PESC/EST são avaliadas mediante compostos de circulação em baixos níveis, DIV e VINT durante os eventos anômalos nas Tabelas 1 a 8.

O composto de vento em 850-hPa durante o início antecipado da PESC apresenta anomalias de leste sobre o Atlântico Tropical (Figura 25a) com intensidade menor do que a encontrada em eventos de início tardio da PESC (Figura 25b). Além disso, ainda é possível visualizar uma anomalia ciclônica no Sudeste da América do Sul e a sudoeste do Atlântico subtropical no início antecipado, sendo que esse padrão tem semelhança com o encontrado por Carvalho et al. (2004) para eventos de ZCAS continentais. Esta circulação anômala indica a incursão mais a norte dos sistemas de verão (principalmente frentes frias) na América do Sul, os quais tem efeito no início antecipado da PESC. Em inícios tardios deste regime, o padrão de circulação sobre o continente é claro (Figura 25b). Entretanto, observa-se circulação anticiclônica no nordeste, centro e sul do Brasil além de circulação ciclônica na costa Rio Grande do Sul/Uruguai. Ainda são observadas anomalias de

leste sobre o Atlântico equatorial no início antecipado e sobre o Atlântico tropical sul no início tardio. Essas anomalias levam mais umidade para o centro do Brasil, a aceleração dos alísios proporciona anomalia de divergência do fluxo de umidade sobre o nNEB mesmo durante o início da PESC, o que não é observado durante episódios de início antecipado em que a anomalia de DIV já era nula uma pêntrada antes da data de início médio da PESC (Figura 26). A evolução da VINT média na região (não mostrado) tem carácter semelhante à encontrada em DIV, ou seja, próximo ao início tardio da PESC a anomalia de VINT era negativa passando na pêntrada seguinte.

O final antecipado da PESC apresenta anomalias de leste no campo de vento em 850-hPa sobre o centro-norte da América do Sul (Figura 27a), o que reflete a retração do SMAS (RAIA; CAVALCANTI, 2008) ou mesmo sua fase de inatividade (JONES; CARVALHO, 2002). Sobre o Atlântico Sul subtropical (30S-50S), a anomalia anticiclônica na circulação desfavorece o desenvolvimento da ZCAS sobre o continente sul-americano (CARVALHO et al. 2004; SILVA; CARVALHO 2007). Nota-se ainda anomalia de oeste sobre o Atlântico Tropical, que sugere o enfraquecimento dos alísios, pode ser responsável pela anomalia positiva da DIV sobre o nNEB durante o término da PESC, como mostrado na Figura 28. Estas características estão de acordo com o efeito do sinal negativo do índice SAD sobre a América do Sul, principalmente sobre a região do SMAS e ZCAS, conforme encontrado por Bombardi; Carvalho (2011). Eventos de término tardio da PESC (Figura 27b) são marcados por intensas anomalias de leste sobre o setor norte da América do Sul além de uma anomalia anticiclônica no sudeste/sul do Brasil, esta última é semelhante ao padrão inverso do encontrado na Figura 25a referente a episódios de início antecipados da PESC. Alísios intensificados no Atlântico Tropical norte leste fornecem umidade adicional para o continente, podendo adiar o término do regime. Contudo, observa-se que a circulação anômala sobre o continente provoca a retração do SMAS devido à anomalia positiva na evolução da DIV (em torno de 1,5mm/dia) sobre a região do nNEB, pontuando o término tardio da PESC, conforme pode-se observar na Figura 28.

As características anômalas na circulação de início/fim da EST são localizadas principalmente sobre o Atlântico Tropical e norte da América do Sul, as quais, entre outras coisas, modulam a posição e intensidade da ZCIT. O início antecipado deste regime é marcado por ventos alísios intensificados no ATN e pelo enfraquecimento dos alísios no ATS, essas anomalias e favorecem o deslocamento da ZCIT sobre a costa norte e nordeste da América do Sul (Figura 29a). Comportamento inverso nas anomalias sobre o Atlântico tropical é observado durante o início tardio da EST (Figura 29b), em que os alísios de nordeste sobre o ATN estão anormalmente mais fracos e os alísios de sudeste no ATS mais fortes, levando a ZCIT a se posicionar mais ao norte relativamente à climatologia. O término anômalo deste período chuvoso também está associado à circulação sobre o ATS. O efeito do IGS positivo aliado à influência remota do ENOS em sua fase quente parece proporcionar à circulação padrões que explicam por completo o término antecipado da EST, ou seja, alísios de sudeste intensificados (Figura 30a) proporcionando anomalia positiva de DIV (Figura 31) sobre o nNEB.

A Figura 30b mostra que para o término tardio da EST não se tem um padrão claro na circulação sobre o NEB, contudo é observada anomalia anticiclônica sobre o Atlântico Subtropical Sul, o que indica posicionamento mais a sudeste da Alta Subtropical. Sobre o Atlântico Tropical leste observa-se anomalias de vento de leste e anomalias de norte sobre o setor oeste do ATN, o que pode explicar a anomalia negativa da divergência do fluxo de umidade e uma maior disponibilidade de vapor sobre o nNEB e assim um adiamento do término da EST, como mostram as Figura 31 e Figura 32. O efeito conhecido do IGS sobre a variabilidade da precipitação sobre o nNEB é reiterado nestes resultados, as anomalias da circulação em baixos níveis alterando o deslocamento normal da ZCIT para sul (norte) favorece o início antecipado (tardio) além de término tardio (antecipado) da EST em cenários de IGS negativo (positivo).

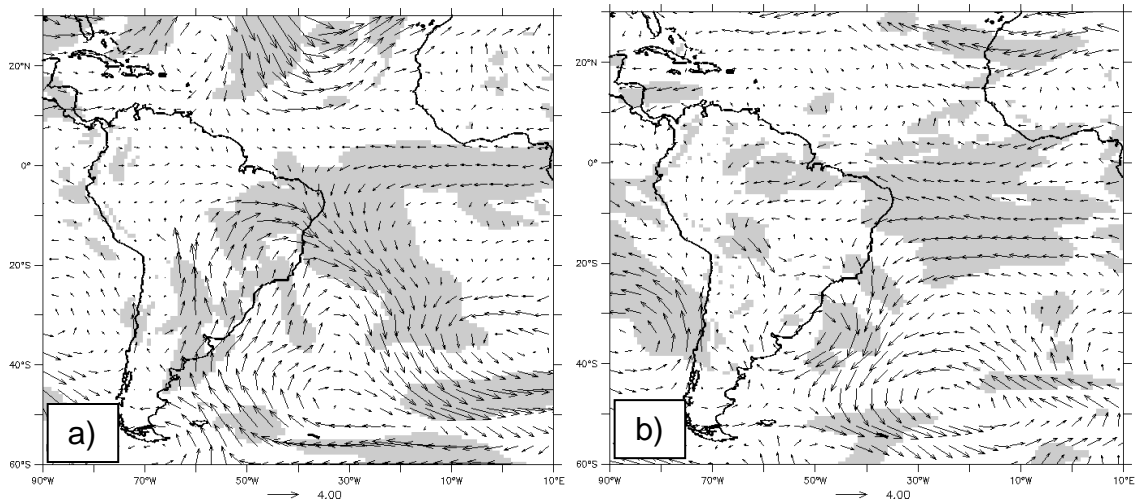


Figura 25 - Compostos de anomalias de vento em 850-hPa em torno da data de início a) antecipado e b) tardio da PESC. Regiões em cinza tem 95 % de confiança estatística.

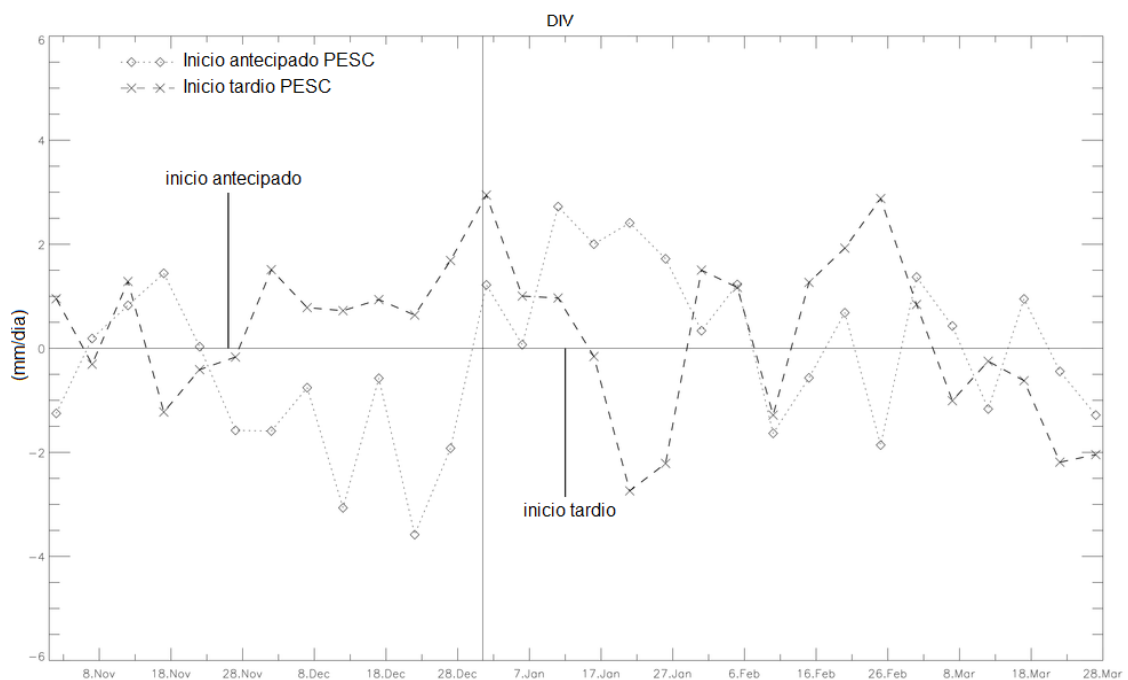


Figura 26 – Evolução da DIV média sobre o nNEB durante episódios de início antecipado e tardio da PESC.

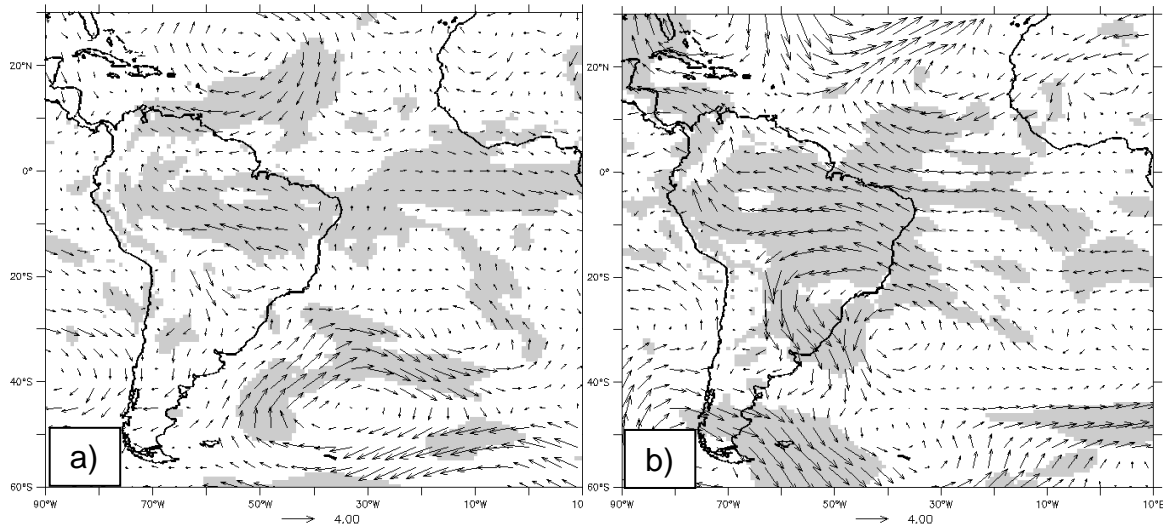


Figura 27 - Como a Figura 25 exceto que para término a) antecipado e b) tardio da PESC.

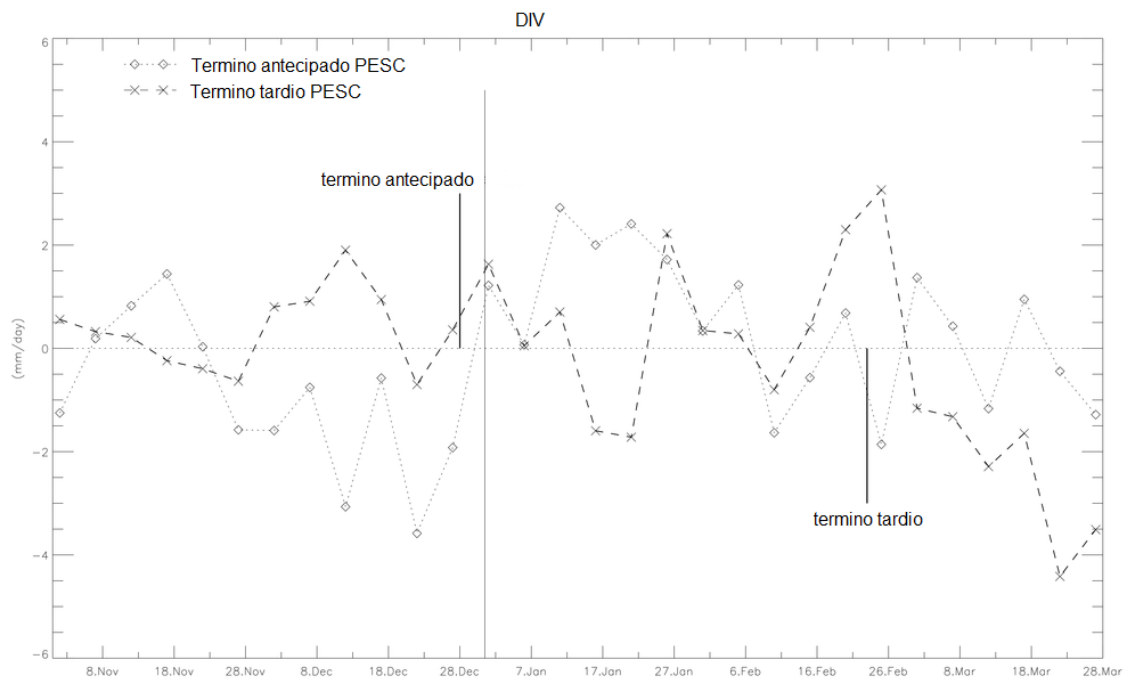


Figura 28 - Como a Figura 26 exceto que para término antecipado e tardio da PESC.



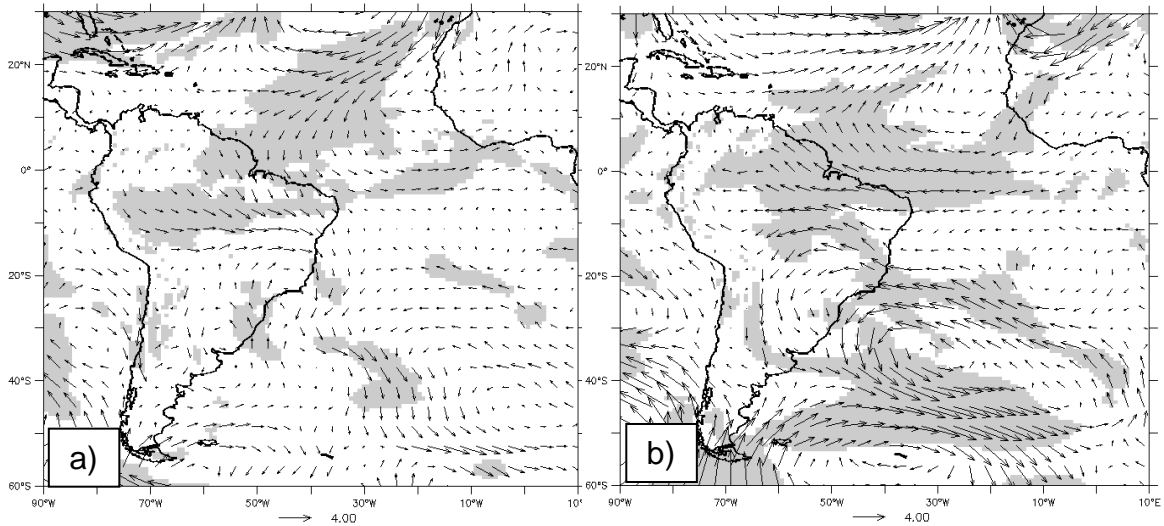


Figura 29 - Como a Figura 25 exceto que para início a) antecipado e b) tardio da EST.

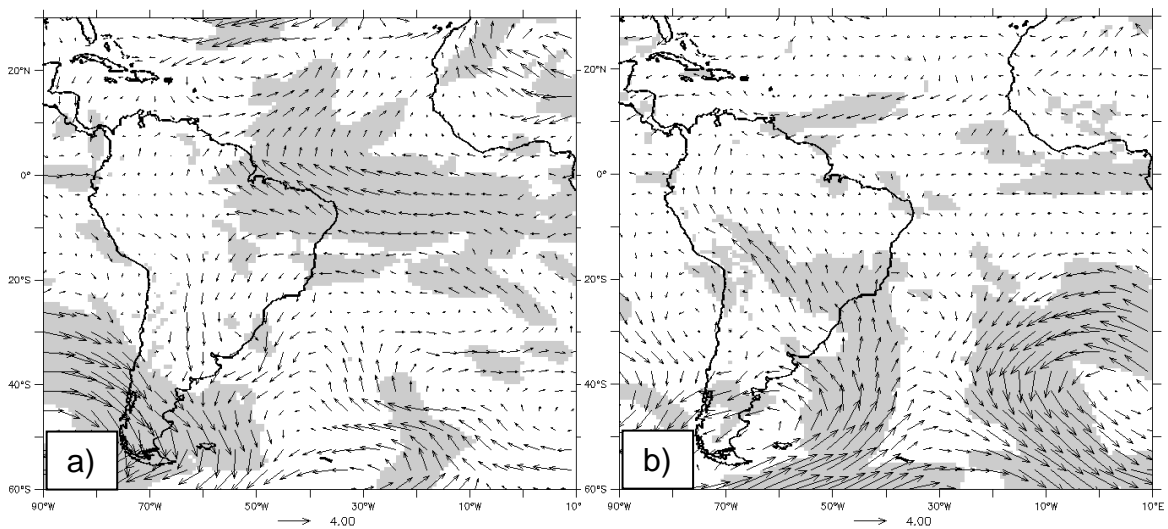


Figura 30 - Como a Figura 25 exceto que para o término a) antecipado e b) tardio da EST.

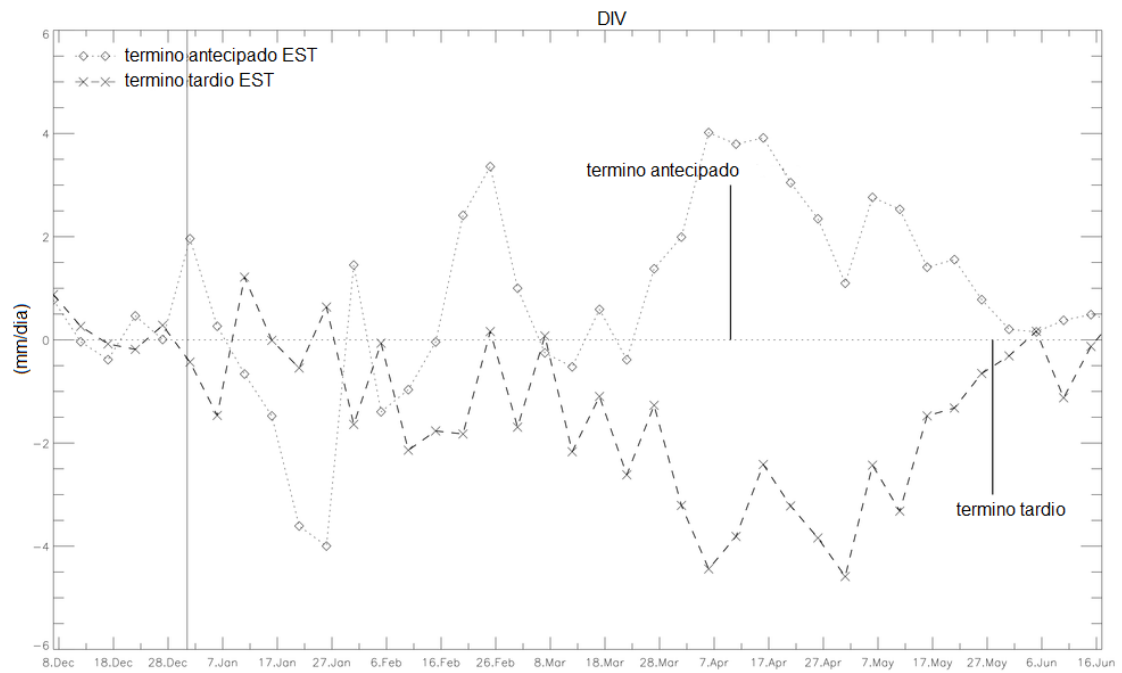


Figura 31 - Como a Figura 26 exceto que para termino da EST.

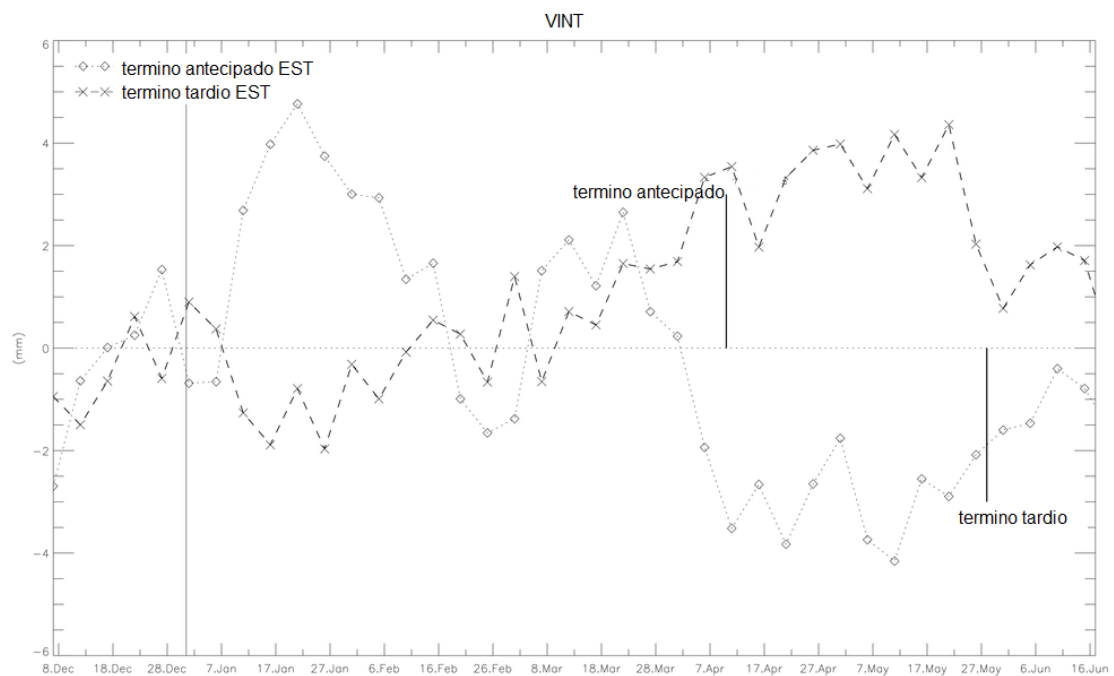


Figura 32 - Evolução de VINT média sobre o nNEB durante o término antecipado e tardio da EST.

### 5.3 Impacto da OMJ sobre o início e fim da PESC e EST

A OMJ é conhecida por modular a precipitação durante o período chuvoso tanto sobre o leste da Amazônia e nNEB (SOUZA; AMBRIZZI, 2006), como também sobre a região da SMAS e ZCAS, conforme sugerido em vários trabalhos (LIEBMANN et al., 1999; JONES; CARVALHO, 2002; LIEBMANN et al., 2004; SILVA; CARVALHO, 2007; CARVALHO et al., 2004; CARVALHO et al., 2010). No capítulo anterior, foi mostrada a relação direta entre o início/fim da PESC com o desenvolvimento do SMAS/ZCAS e, de posse desse dado e com base nos estudos citados, surge a hipótese de que a OMJ (ou especificamente as fases de seu ciclo de vida) possa(m) afetar o início e o fim dos regimes de precipitação da PESC/EST. Busca-se aqui investigar essa hipótese.

Foram comparadas as datas de início e fim da PESC/EST juntamente a um índice diário com fases da OMJ em busca de padrões fisicamente consistentes entre as datas de início (fim) dos períodos com fases que representassem anomalias intrasazonais indicando favorecimento (supressão) de convecção no setor norte da América do Sul. Conforme descrito na seção 3.2.4, foram escolhidos 4 grupos compreendendo os dias com duas fases do ciclo de vida da OMJ, os quais foram organizados como 8-1, 2-3, 4-5 e 6-7, e então chamados, g1, g2, g3 e g4, respectivamente.

Avaliando as datas de início/fim da PESC/EST juntamente com os grupos de fases que ocorrem nessas datas, pode-se construir uma tabela com frequência de ocorrência de cada grupo e com a inatividade da OMJ (NOMJO) (Tabela 9). Com base nesta tabela, observou-se que a OMJ não mostrou efeito tanto no início da PESC quanto o término da EST devido aos altos valores na coluna *NOMJO*. No término da EST, a explicação para esses valores de inatividade da OMJ pode ser encontrada no fato que geralmente esta data ocorre durante o final do outono bem próximo ao início do inverno austral, quando a atuação da oscilação intrasazonal se localiza mais no hemisfério norte.

O efeito da OMJ sobre a TRNS (final da PESC e início da EST) pode ser observado na Tabela 9. Em mais da metade das vezes as fases 4 ou 5 (**g3**) ocorreram marcando o término da PESC, além do início da EST ocorrer em 15 dos 25 eventos (com OMJ ativa) concomitante com fase 6 ou 7 da OMJ (**g4**). Para assegurar que essa investigação tem significância estatística foram realizados Testes de Proporções entre os eventos (WILKS, 2011). Nos testes, os 4 grupos foram permutados de dois em dois referentes aos eventos de término da PESC e início da EST. A hipótese nula caracteriza que a diferença entre duas proporções é igual a zero, sendo que a hipótese alternativa é verificada quando  $P_1 > P_2$  ou  $P_1 < P_2$ . Este teste estatístico é chamado de z-score e definido pela equação:

$$z = \frac{(p_1 - p_2)}{\sqrt{p(1-p)(1/n_1 + 1/n_2)}} \quad (4)$$

em que  $p$  é dado por  $p = (p_1 n_1 + p_2 n_2) / (n_1 + n_2)$ ,  $p_1$  e  $p_2$  representam as proporções da amostra 1 e 2 e  $n_1$  e  $n_2$  seus tamanhos. Logo para a diferença  $p_1 - p_2$  e  $z > 1,96$  ( $z < -1,96$ ),  $p_1$  ( $p_2$ ) tem proporção significativa estatisticamente ao nível de 5%.

A Tabela 10 traz os Testes de Proporção para os grupos com ocorrências relacionadas ao término da PESC. Somente o grupo **g3** passa no teste em relação aos outros grupos, com proporção estatisticamente significativa e reitera o observado na tabela 9, em que 75 % dos eventos de término da PESC durante OMJ ativa foram marcados pelas fases do grupo **g3**. Na Tabela 11, da mesma forma, são mostrados os z-scores para testes referentes aos grupos com as proporções de ocorrências durante o início da EST. O grupo **g4** tem proporção significativa em relação a todas as outras três proporções de ocorrência, ou seja, majoritariamente as fases 6 e 7 da OMJ estão presentes no início da EST. Esse comportamento dá indícios que OMJ tem influência significativa na transição entre a PESC e a EST.

Tabela 9 - Frequência de ocorrência dos grupos com as fases da OMJ e a fase inativa. Em negrito o maior número de ocorrências.

	Início PESC	Término PESC	Início EST	Término EST
nomjo	<b>10</b>	8	6	<b>16</b>
g1	2	1	4	7
g2	2	3	3	0
g3	5	<b>15</b>	3	2
g4	9	1	<b>15</b>	6

Tabela 10 - Z-scores para o teste de proporção entre os grupos de fases da OMJ durante ocorrência do término da PESC. Valores maiores (menores) que 1,96 (-1,96) indicam que a proporção da coluna (linha) é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

<b>z-score</b>				
<b>Grupos de teste</b>	g1	g2	g3	g4
g1	-	-1.051	<b>-4.518</b>	0
g2	1.051	-	<b>-3.815</b>	1.052
g3	<b>4.518</b>	<b>3.815</b>	-	<b>4.518</b>
g4	0	-1.051	<b>-4.518</b>	-

Tabela 11 - Como a Tabela 10 exceto que para as ocorrências do início da EST.

<b>z-score</b>				
<b>Grupos</b>	g1	g2	g3	g4
g1	-	0	0.406	<b>-2.946</b>
g2	0	-	0.401	<b>-3.218</b>
g3	-0.406	-0.401	-	<b>-3.218</b>
g4	<b>2.946</b>	<b>3.218</b>	<b>3.218</b>	-

Os resultados referentes ao término da PESC estão coerentes com a OMJ nas fases 4 e 5 (**g3**) sobre América do Sul. Como pode ser observado na Figura 4, estas fases indicam supressão de convecção sobre centro-norte da

América do Sul, assim, a OMJ é factível de ser mecanismo para o final do regime de precipitação da PESC.

Compostos de altura geopotencial no nível de 200-hPa (H200) em eventos de término da PESC durante fases do grupo **g3** podem ser observadas na Figura 33. Nesta em que é possível notar propagação de ondas de Rossby desde a região da Austrália (Figura 33a) até o sul do continente africano (Figura 33c) sobre o Pacífico Sul e Atlântico Sul, onde é possível observar ainda atuação sobre a região Sudeste e parte do Centro-Oeste do Brasil. Um centro anômalo positivo de H200 permanece estacionado sobre o sul da América do Sul, em que está aliado a uma região de anomalia negativa sobre o Sudeste e Atlântico Subtropical Sul (Figura 33a-c). Resultados semelhantes a este foram encontrados por Liebmann et al. (1999), Jones e Carvalho (2002) e Carvalho et al. (2004). Estes estudos utilizaram dados filtrados na escala submensal, ou intrasazonal, por meio das quais se encontrou a influência OMJ, via ondas de Rossby barotrópicas, na variabilidade da ZCAS (LIEBMANN et al. 1999; CARVALHO et al. 2004) e do SMAS (JONES; CARVALHO, 2002). Para construir as anomalias, apenas o ciclo anual foi removido dos dados de altura geopotencial em 200-hPa sem nenhum tipo de filtragem, pois este procedimento em series temporais em uma banda de frequência específica é, a priori, uma escolha arbitrária.

Nesta investigação é foi encontrado que a influência da OMJ sobre o nNEB, marca o término da PESC e mostra-se de forma indireta. Ondas de Rossby barotrópicas ao alcançar o sudeste da América do Sul modificam principalmente o padrão da alta troposfera (Figura 34). A resposta barotrópica em baixos níveis (Figura 35) parece ser evidente nos oceanos Atlântico e Pacífico Sul. Essas características, aliadas à circulação anticiclônica anômala sobre o sudeste da América do Sul, levam ao favorecimento da retração do SMAS ou mesmo podem caracterizar sua fase inativa (JONES; CARVALHO, 2002), além de desfavorecer episódios ZCAS sobre o continente, conforme sugerido por Liebmann et al. (1999) e Carvalho et al. (2004). Nas anomalias filtradas de U850 dos compostos de fase 4 e 5 do ciclo de vida da OMJ (não

mostrado) existe a ausência de sinal sobre o centro-leste do continente, isso pode ser uma explicação do fraco sinal nas anomalias de leste sobre o centro do continente, além de anomalias de oeste sobre Atlântico Tropical na Figura 35, o que segundo Jones e Carvalho (2002) indicariam condições de inatividade do SMAS.

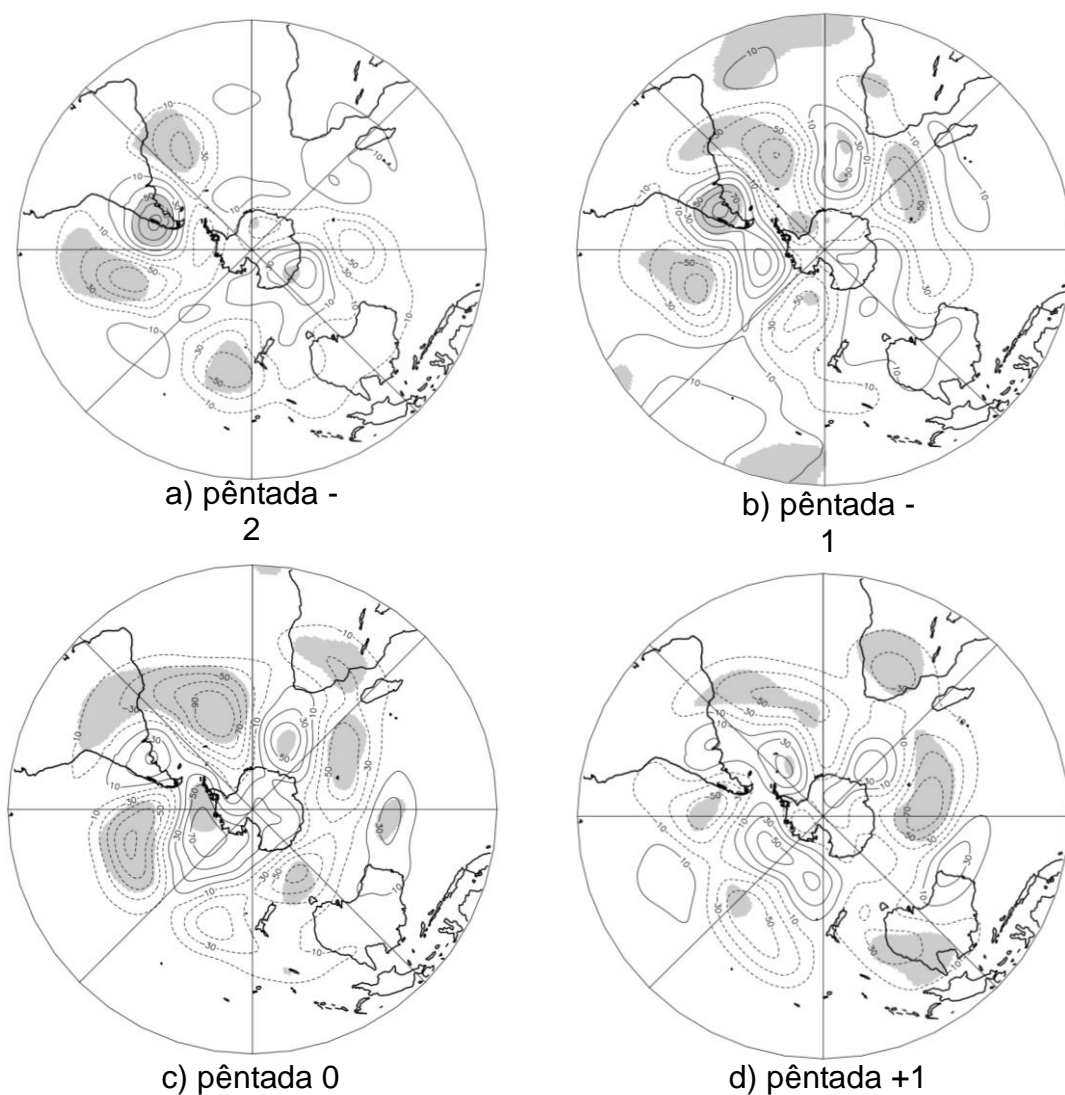


Figura 33 - Compostos de anomalias de H200 com lag do final da PESC durante fases do grupo g3 da OMJ. Pântada 0 corresponde ao término da PESC. Regiões em cinza apresenta significância estatística no nível de 5%.

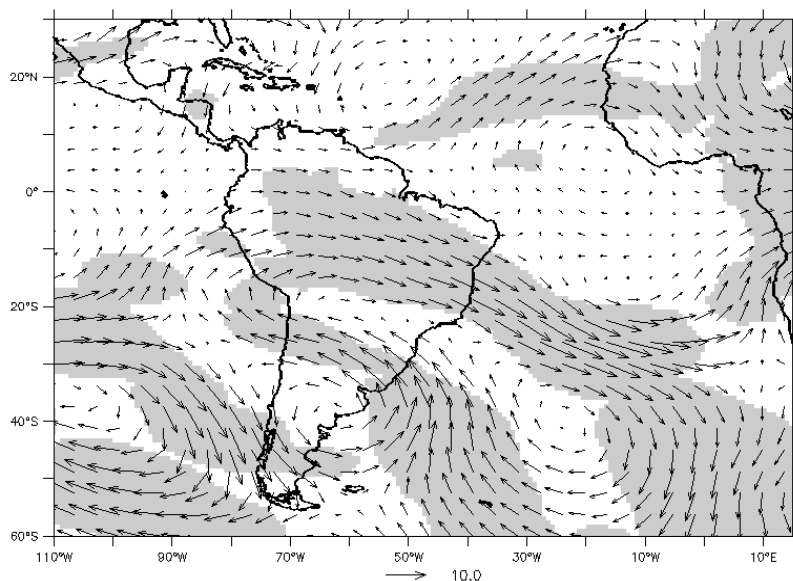


Figura 34 - Compostos anomalias de vento em 200-hPa durante o final da PESC e fases 4 e 5 do ciclo de vida da OMJ. Regiões em cinza tem significância estatística ao nível de 5%.

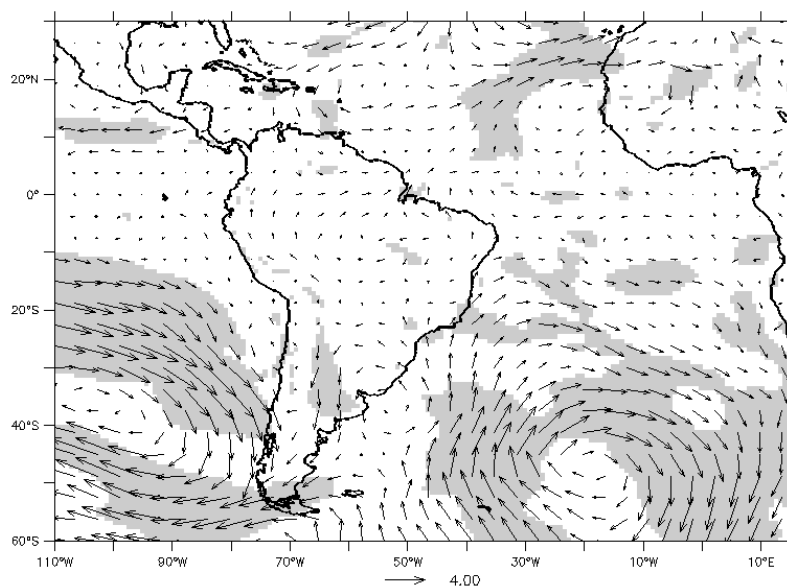


Figura 35 - Como a Figura 34 exceto que para o nível de 850-hPa.

No tocante ao início da EST, as fases 6 e 7 (grupo **g4**) têm características de transição do sinal de supressão para favorecimento da



convecção sobre setor norte da América do Sul, segundo as fases do ciclo de vida da OMJ (Figura 4). Essas fases marcam com proporções significativas o início da EST, o que pode ser considerado coerente com o início da EST e, principalmente, com o período de TRNS. A coerência é observada no sentido que o período de TRNS, iniciado no término da PESC, é caracterizado pela diminuição abrupta da precipitação também na região Centro-Oeste e Sudeste do Brasil (Figura 19), que ocorre na escala submensal. É possível inferir que desde a retração da SMAS sobre a América do Sul durante o término da PESC, o enfraquecimento dos alísios possibilita o início da EST nas próximas pêntadas (Figura 36), pelo favorecimento de convergência do fluxo de umidade na região.

Avançando no tempo, as fases subsequentes da OMJ, 8 e 1, favorecem à convecção, na escala intrasazonal, sobre o leste da Amazônia e o nNEB (Figura 4). A circulação anômala em baixos níveis no início da EST ainda mostra anomalias de leste sobre a porção centro-leste do continente sul-americano, fortalecendo a retração da monção, a qual compreende o enfraquecimento dos alísios e, conseqüentemente, anomalias de convergência sobre a costa do nNEB (Figura 37). Em altos níveis, não se observam anomalias de H200 (não mostrado) que evidenciariam a propagação de ondas com atuação sobre a América do Sul, contudo o padrão circulação (Figura 38) mostra anomalia ciclônica sobre o sudeste do Brasil, o que ainda caracteriza o período de TRNS.

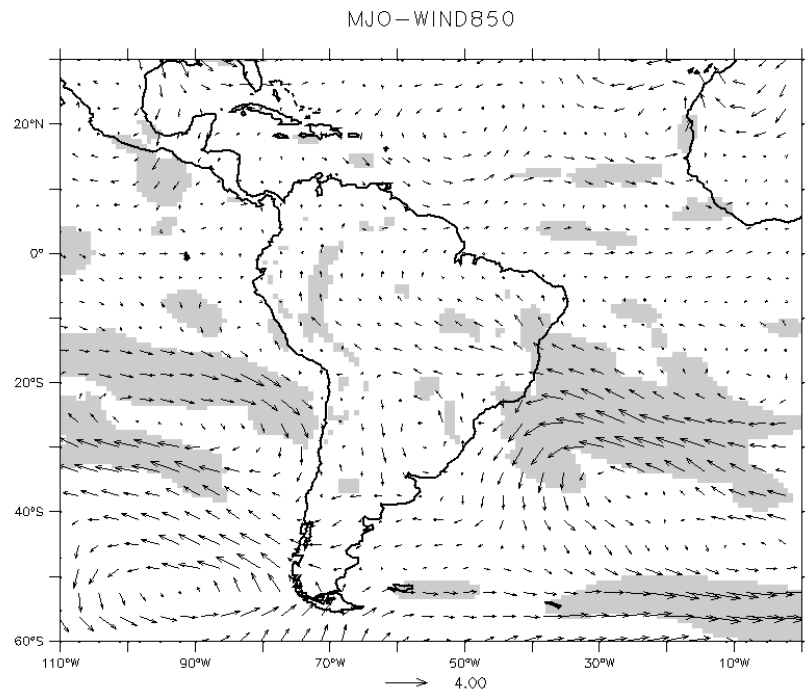


Figura 36 - Composto de anomalias de vento em 850-hPa durante início da EST juntamente com fases 6 ou 7 da OMJ. Regiões em cinza apresentam significância estatística no nível de 5%.

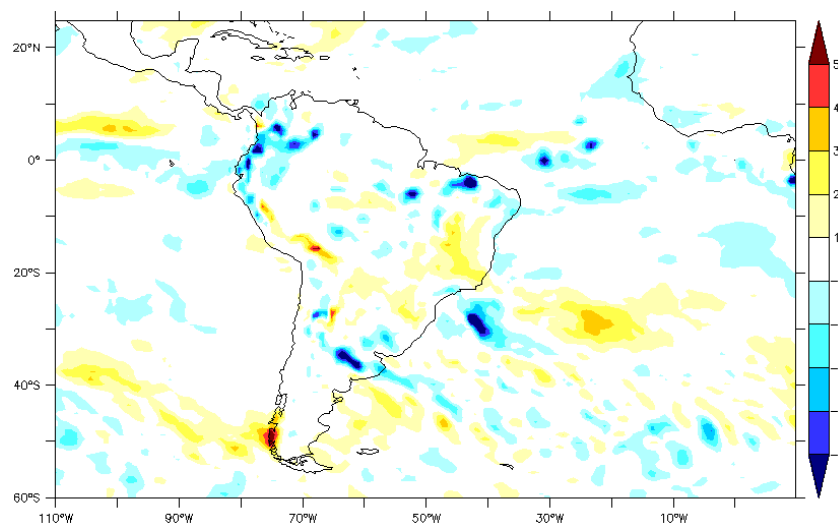


Figura 37 - Como a Figura 36 exceto que para DIV. Somente são plotados valores com significância estatística.

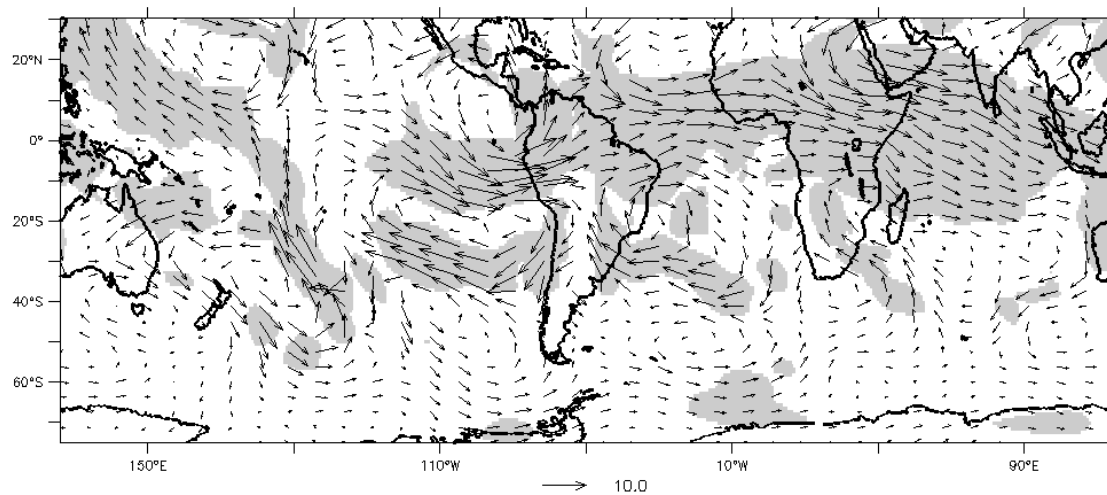


Figura 38 - Como a Figura 36 exceto que para vento em 200-hPa.



## 6. EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO DURANTE A PESC E EST

Neste capítulo são apresentados os resultados da análise de extremos de precipitação associados com a atividade da OMJ. Além disso, aspectos dinâmicos associados estes eventos extremos também são discutidos. Características adicionais da metodologia também são discutidas.

### 6.1 Extremos de Precipitação em Intensidade e em Área

O foco desta investigação está inserido dentro da análise de extremos de precipitação em intensidade e área durante a PESC e a EST. Para isso, foram calculados percentis baseados na distribuição de frequência em intensidade e então na área coberta pelo ECPE. Conforme descrito na seção 3.3, os percentis de 75 e 90% da distribuição de frequência de intensidade para cada mês analisado foram obtidos pelo ajuste a uma distribuição Gama. Com isso foram gerados mapas com os percentis de 75 e 90% para cada mês (Figura 39). Esses mapas apresentam a variabilidade espacial e temporal da precipitação, com foco em valores extremos, durante o verão e outono austral.

No percentil 90%, durante os meses de novembro e dezembro (Figura 39a-b), é possível observar altos valores do limiar localizados na parte sudoeste do nNEB, indicando a atuação de sistemas de precipitação como ZCAS (KOUSKY; GAN, 1981; CHAVES; CAVALCANTI, 2001; CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006). Em janeiro, o sinal torna-se meridional sobre a região oeste, ao passo que em fevereiro é possível ver pontos na região costeira com limiares de maior intensidade, o que mostra a atuação da ZCIT sobre o nNEB (Figura 39c-d). As Figura 39e-g mostram a variabilidade do limiar para extremos durante o outono, os máximos sobre a parte costeira reafirmam a atividade da ZCIT, principalmente nos meses de março e abril. Maio é considerado o final do período chuvoso no nNEB, apresentando máximos apenas na porção costeira.

Os mapas para o percentil de 75% (não mostrado), em geral, seguem os mesmos aspectos do percentil de 90%. Os padrões dos limiares sobre o sudoeste da região estudada durante o verão e sobre o noroeste e zona costeira no período de outono se repetem, contudo com valores são menores do que o percentil de 75%, como esperado.

A variabilidade dos extremos de precipitação em intensidade e área é verificada, inicialmente, identificando os ECPE nas séries de dados da região estudada. Os ECPE são contados como 1 para cada evento, e seu centro localizado no ponto representa a precipitação máxima ponderada pela Equação 3. Em geral, foram encontrados 13.093 e 8.892 pontos de grade com extremos de precipitação em intensidade para os limiares de 75 e 90%. Contudo, somente 3.789 e 477 desses eventos excederam os limiares de 75 e 90% de área sendo considerados contíguos (ECPE) (Figura 40). Estes eventos foram verificados em 1.835 e 292 dias para percentis de 75 e 90%, respectivamente. O máximo de ocorrência dos ECPE para cada percentil tem diferentes localizações. O percentil de 75% apresenta valores acima de 100 ocorrências sobre a região costeira do Maranhão (Figura 40a), ao passo que para o percentil de 90% a máxima ocorrência se localiza no sul do Ceará, nas proximidades da chapada do Araripe (Figura 40b). Esses resultados indicam um possível efeito de fatores como a topografia da região na intensificação de sistemas precipitantes sobre o nNEB, entretanto a influência de distúrbios oscilatórios intrasazonais já foi indicada por Liebmann et al. (2011).

Para avaliar extremos de precipitação intensa associados à atividade da OMJ somente ECPE ocorridos durante a fase ativa da OMJ foram analisados nesse estudo. A quantidade de ECPE durante OMJ ativa alcança a marca de 2.555 eventos enquanto que durante sua fase inativa ocorreram 1.689 ECPE. Valores das proporções entre a relação da ocorrência ou não da OMJ com ECPE são apresentados na Figura 41, as proporções têm significância estatística ao nível de 5% pelo teste de hipótese das proporções (WILKS, 2011). A atividade da OMJ se apresenta como um importante efeito

no ECPE sobre o nNEB, principalmente na cauda da distribuição, i.e., durante a ocorrência de eventos que excedem o limiar de 90%.

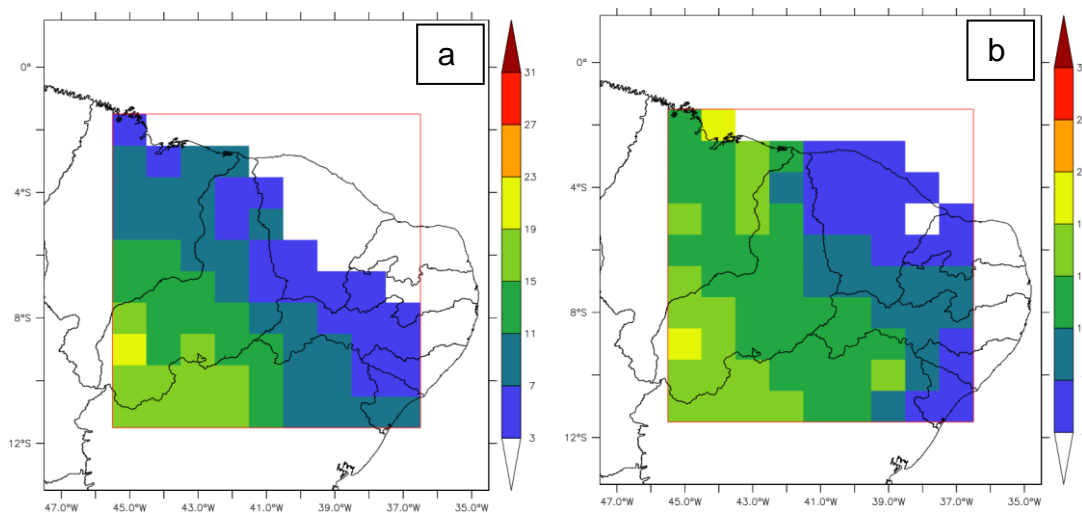
Desde que o ciclo de vida da OMJ pode ser dividido em 8 fases (Figura 4) (WHELLER; HENDON, 2004), escolheu-se 3 fases para o cálculo de compostos e assim obter amostras de tamanho razoável. A distribuição da proporção de ECPE por fase da OMJ mostra que, em geral, as fases 1, 2 e 3 apresentam maior ocorrência de ECPE (Figura 42). Adicionalmente, nas fases 4, 5 e 6 é encontrado o mínimo de ocorrência, estando coerente com a Figura 4. Esse padrão é mais claro no percentil de 90%. Mesmo assim, é mais interessante observar a distribuição das fases da OMJ durante cada período chuvoso separadamente, NDJ e FMAM, devido à ocorrência de sistemas precipitantes distintos durante a PESC e a EST.

Picos de ocorrências de eventos extremos durante a atividade da OMJ são observados durante a PESC e a EST, na distribuição mês a mês. Esta característica não é tão expressiva para o percentil de 75% quanto para o de 90% (Figura 43). É interessante verificar a evolução nas proporções de novembro para janeiro, em que o pico é alcançado nesse último. O outro pico no valor das proporções foi encontrado no mês de março, considerado o mês em que a estação chuvosa alcança maturidade, juntamente com o mês de abril. Essas características sugerem indicar influência da OMJ na PESC e EST do nNEB.

Uma importante análise foi executada para verificar como se comportavam as proporções de ocorrências dos EEP durante anos com diferentes fases do ENOS e conjuntamente durante atuação da OMJ. Observando os resultados para o percentil de 90%, pode-se notar-se características diferentes nas proporções calculadas durante eventos El Niño, La Niña e anos de característica neutra (Neutro) (Figura 44). A maior proporção de ocorrência durante fase quente do ENSO se encontra dentro da PESC (mês de janeiro) e valores intermediários durante a EST. A análise mostra que durante eventos neutros do ENOS dois picos nas proporções são

encontrados, um no mês de janeiro e outro no mês de março. Durante eventos La Niña, dias com EEP têm mais de 60% de ocorrência nos meses março e abril. Este resultado reitera a importância do ENOS em suas duas fases sobre eventos de precipitação intensa no nNEB (GRIMM; TEDESCHI, 2009; TEDESCHI et al. 2014). Ele indica também a relação entre a forçante do Pacífico com a atuação temporal predominante durante a propagação da OMJ com pico dentro da PESC na fase quente e na EST durante a fase fria do ENOS, o que remete ao efeito da OMJ nos sistemas precipitantes dentro da PESC e da EST.

Na tentativa de criar compostos para avaliar essa relação dentro da PESC e EST, foi avaliado as ocorrências de EEP durante as fases do ciclo de vida da OMJ e em fases do ENOS, contudo a quantidade da amostra para cada percentil diminuiu substancialmente não possibilitando calcular compostos que sejam representativos para as fases da OMJ relacionados a apenas uma fase do ENOS.





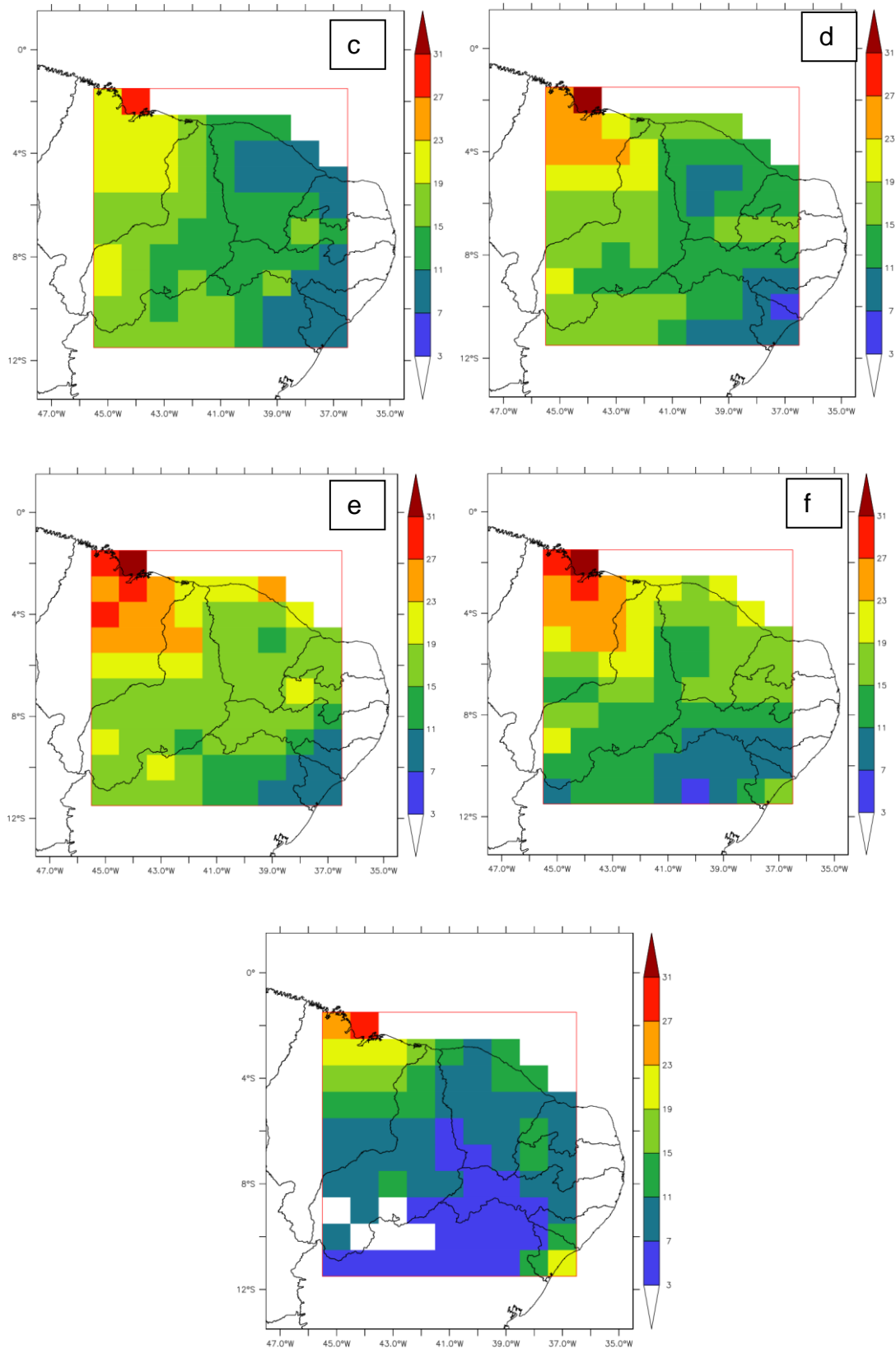


Figura 39 – Percentis de 90% para cada mês em mm/dia: a) novembro, b) dezembro, c) janeiro, d) fevereiro, e) março, f) abril e g) maio.

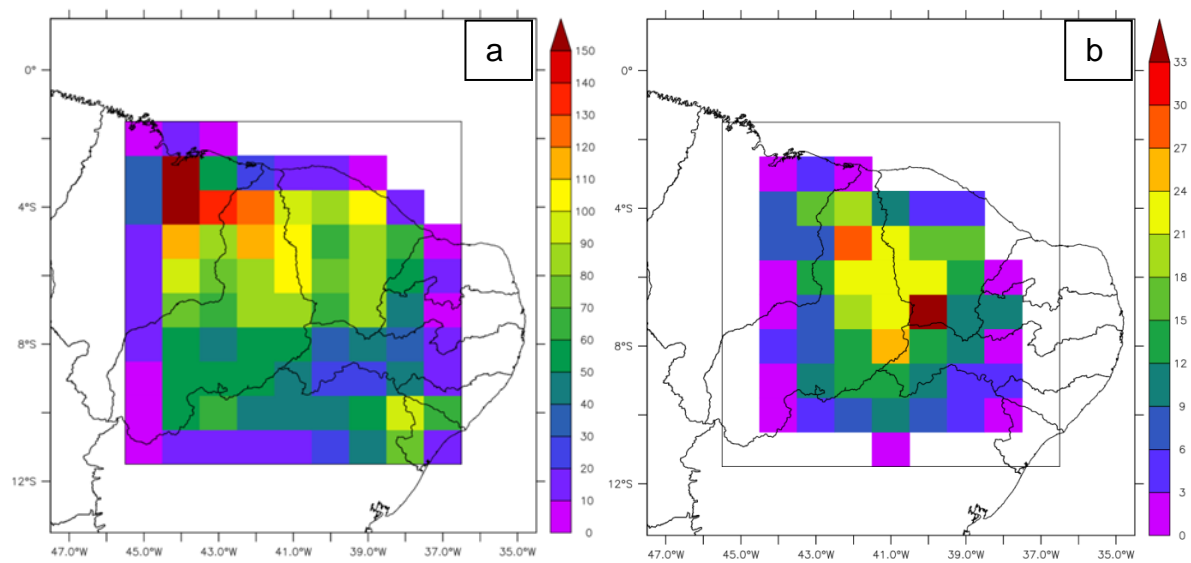


Figura 40 – Quantidade de ECPE encontrados para os percentis de a) 75 e b) 90%.

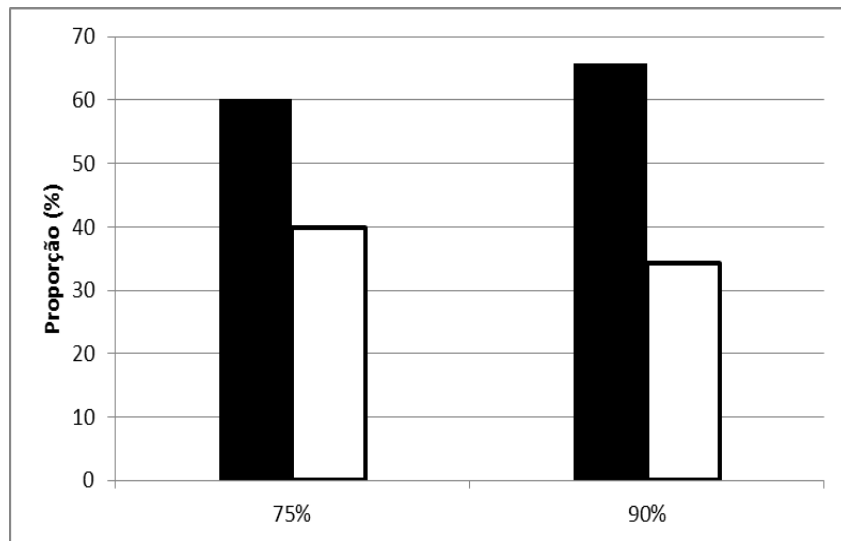


Figura 41 – Proporções de ECPE para percentis 75 e 90% durante fase ativa da OMJ (em preto) e em fase inativa da OMJ (branco).

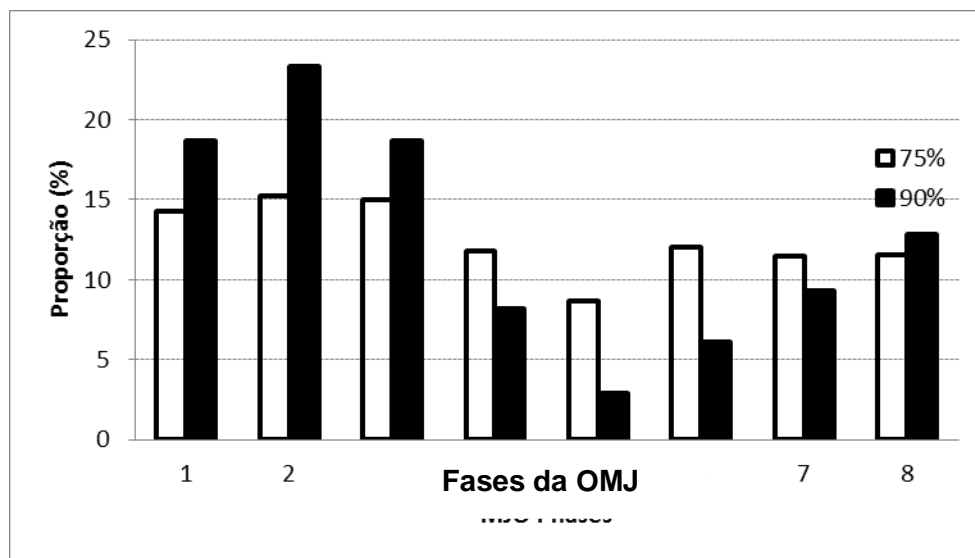


Figura 42 - Proporção de ECPE para os percentis de 75 e 90% durante cada fase da OMJ para todo o período analisado.

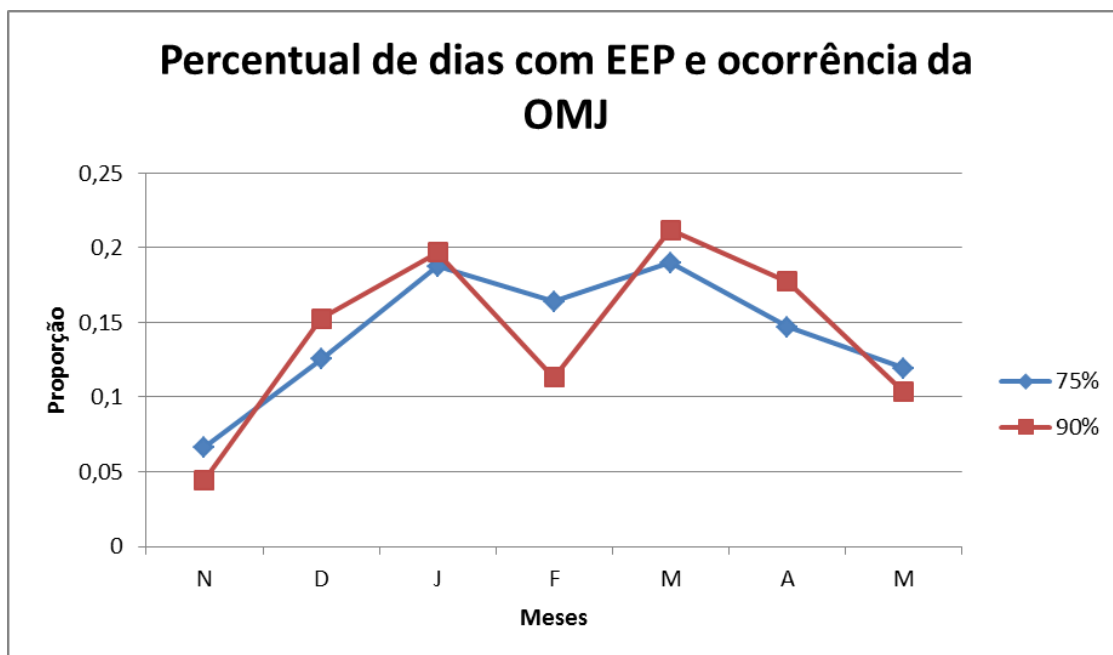


Figura 43 - Proporção de ocorrência dias com ECPE durante atividade da OMJ para os meses de novembro a maio e para os dois percentis, 75 e 90%.

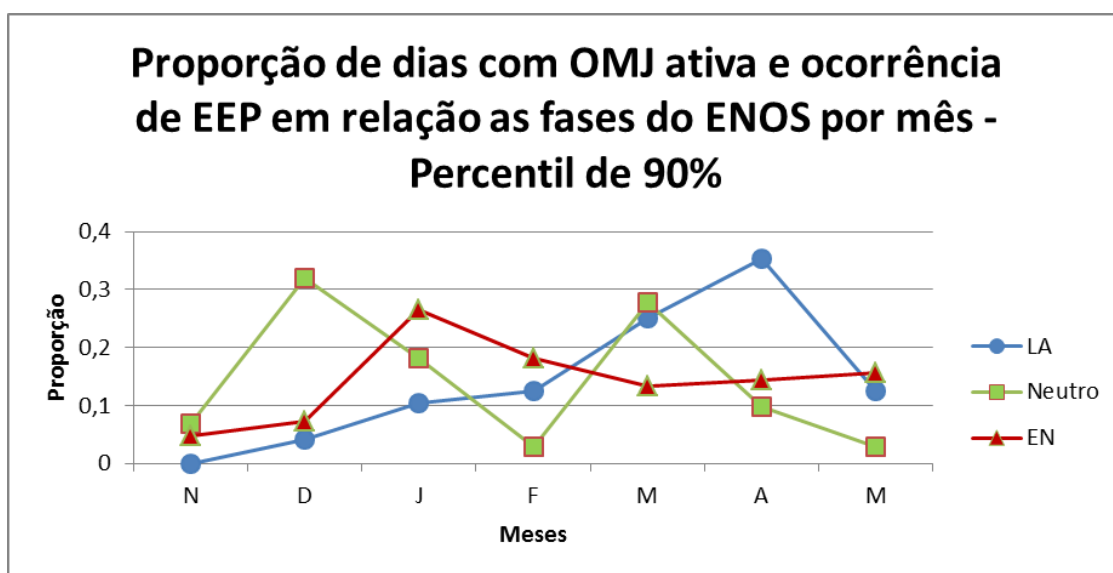


Figura 44 - Proporção de dias com OMJ ativa em relação a fases do ENOS. LA representa eventos de La Niña e EN corresponde a ocorrências em anos com El Niño.

## 6.2 Eventos Extremos de Precipitação Contíguos durante PESC e EST

Dividindo a análise em dois períodos, NDJ correspondendo à PESC e FMAM à EST, obtêm-se as proporções apresentadas na Figura 45 e Figura 46, respectivamente. Durante a PESC, as fases 8,1 e 2 apresentam maior ocorrência de ECPE para o percentil de 90%. É possível também notar que as fases 8, 2 e 3 (seguidas pela fase 1) estão associadas a maiores ocorrências de ECPE durante a EST. Embora a fase 3 do ciclo de vida da OMJ não indique sinal de convecção sobre o nNEB na escala intrasazonal, ela é considerada uma fase de transição entre condição de favorecimento e supressão de convecção, sendo a maior proporção encontrada. Ao se fazer compostos de vento em altos e baixos níveis e de divergência do fluxo de umidade durante as fases 8-2-3 comparadas às 8-1-2 do percentil de 90% foram observados praticamente os mesmos padrões, indicando que as fases 8-2-3 tem caráter representativo das anomalias a EST.

Esses resultados sugerem ainda diferenças na atuação da OMJ em eventos de precipitação intensa durante o período da PESC e EST. O pico de ocorrências de ECPE durante a PESC está associado com as fases (8-1-2), as quais indicam favorecimento de convecção sobre o norte da América do Sul (Figura 45). Esse resultado mostra-se coerente com a influência das fases 4 e 5 da OMJ no término da PESC discutido no Capítulo 4, uma vez que é razoável inferir que as fases 4 e 5 vem após 8-1-2. Por outro lado, as fases 8-2-3 têm relevância nas ocorrências dos ECPE ocorridos dentro da EST (Figura 46). A fase 3 da OMJ foi observada com a maior proporção de ocorrências, o que indica a propagação das fases em relação aos eventos ocorridos durante a PESC (a qual teve pico na fase 1) e ainda sinaliza uma modificação no mecanismo dinâmico mostrando que a OMJ é um mecanismo gerador de ECPE no nNEB. Essas características serão discutidas na próxima seção.

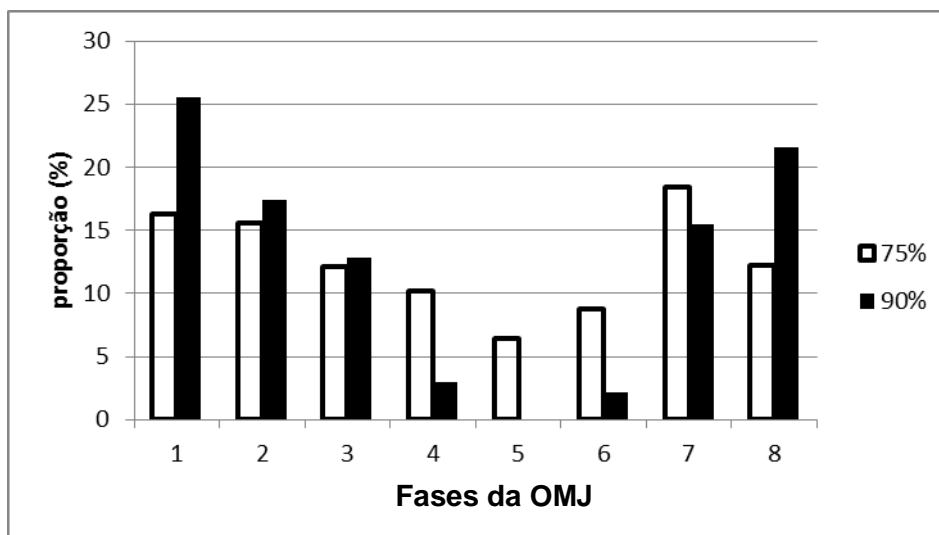


Figura 45 - Como a Figura 43 exceto que para o período de NDJ, correspondendo a PESC.

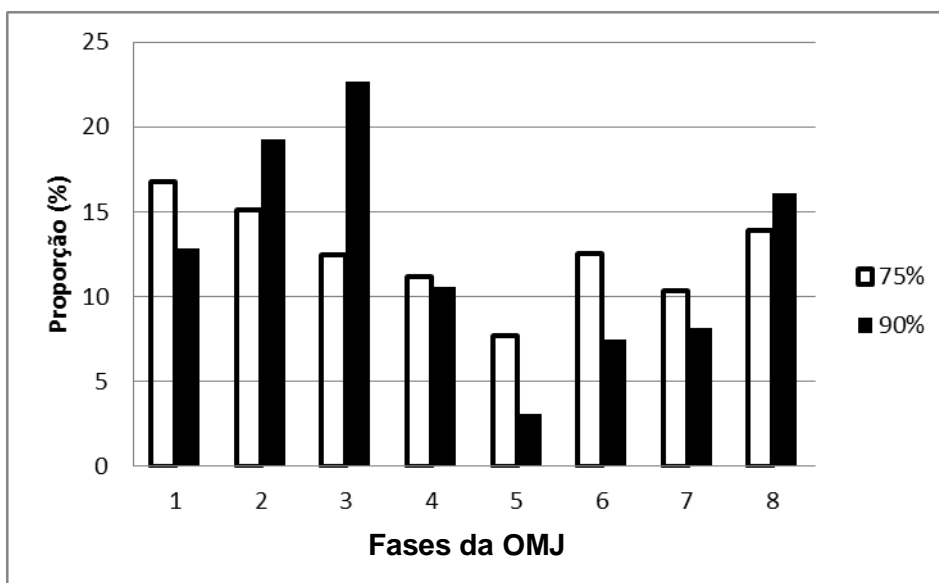


Figura 46 - Como a Figura 42 exceto que para o período de FMAM, correspondendo a EST.

### **6.3 Análises de Compostos durante ECPE dentro da PESC e EST**

Compostos de divergência do fluxo de vapor d'água (DIV), água precipitável (VINT), fluxo zonal e meridional integrado de umidade, além de vento em 200 e 850-hPa e altura geopotencial em 200-hPa foram calculados dentro do período PESC (NDJ) e EST (FMAM) para os limiares de 75 e 90%. Os compostos de DIV e VINT dos dias que excederam limiar de 75% dentro da PESC apresentaram poucos pontos com significância estatística, como pode ser verificado nas Figura 47 e Figura 48, o mesmo comportamento foi observado nos compostos durante a EST. Entretanto, esse resultado indica que para o limiar de 75% muitos eventos que não contêm as mesmas características dinâmicas estão inseridos e que pelo fato de não estarem próximo da cauda de distribuição, provavelmente, podem não estar totalmente associados com OMJ. Dessa forma, para manter o foco na cauda da distribuição dos eventos em intensidade e em área, será avaliado somente o limiar de 90%.

#### **6.3.1 Compostos de ECPE durante a PESC**

Os compostos de DIV e VINT para o limiar de 90% (Figura 49 e Figura 50, respectivamente) mostram uma forte convergência anômala do fluxo de umidade além de anomalias positivas da coluna de vapor d'água sobre todo o Nordeste do Brasil, leste da Amazônia e parte norte do sudeste brasileiro. A região de convergência cobre grande área sobre o Nordeste da América do Sul, apresentando orientação noroeste-sudeste, como a ZCAS. É possível observar ainda anomalias de divergência do fluxo de umidade e diminuição da água precipitável sobre a região da Indonésia e leste do oceano Pacífico. Padrões anômalos de oeste em baixos níveis são observados sobre o centro-norte da América do Sul e de leste sobre a região da piscina quente no Pacífico tropical (Figura 51). Além disso, notam-se ondas de Rossby se propagando sobre o Pacífico Sul desde a região da Indonésia/Austrália até a América do Sul (AMBRIZZI; HOSKINS, 1997).

Os resultados são coerentes com o padrão clássico da OMJ, o qual corresponde à célula convectiva se propagando para leste, sendo observados ventos alísios mais fortes na região de divergência em baixos níveis. Inversamente, na região de convergência de baixos níveis, anomalias de oeste em baixos níveis juntos com anomalias de leste em altos níveis (Figura 52) fecham o circuito do “envelope convectivo”. Analisando ainda os campos de vento em altos e baixos níveis, observam-se padrões de ondas de caráter barotrópico emanando desde o Pacífico oeste (110E-130E) até alcançar o sudeste da América do Sul. Essa característica também é apontada em compostos de anomalias de H200 (Figura 53), em que se verifica atividade ondulatória sobre o oceano Pacífico sul. Resultados semelhantes foram obtidos por Liebmann et al. (1999), onde mostraram a influência de ondas de Rossby sobre a variabilidade da ZCAS na escala submensal. Os resultados aqui apresentados mostram uma coerente interação trópicos-extratrópicos durante fases específicas da OMJ com associação com ECPE sobre o nNEB durante a PESC.

Anomalia ciclônica em baixos níveis sobre o norte do sudeste da América do Sul (Figura 54) se comporta como resposta ao padrão em altos níveis observado (Figura 52) e, ainda, devido às anomalias de oeste sobre a Amazônia. Resultados semelhante foram encontrado por Carvalho et al. (2004), que mostraram a existência de sinal intrasazonal sobre episódios de precipitação intensa da ZCAS. Jones e Carvalho (2002) e Silva e Carvalho (2007) também mostraram padrões semelhantes em episódios de fase ativa do SMAS. Adicionalmente, Chaves e Cavalcanti (2001) indicaram que anomalias de oeste sobre a região Centro-Oeste e Amazônia, aliados à anomalia de norte na costa do Nordeste podem indicar incursões mais ao norte da ZCAS, além do enfraquecimento do anticiclone do Atlântico sul. Estas características são verificadas neste trabalho e possibilitam um aporte de umidade tanto da Amazônia quando do Atlântico tropical para o nNEB.

Em uma análise de compostos com “lag” em dias, é possível avaliar a evolução do escoamento em baixos níveis durante ECPE associados à OMJ.



A Figura 55 mostra que 10 dias antes (lag -10) já existe início de anomalias ciclônicas sobre o Sudeste brasileiro. O lag -5 aponta para aporte de umidade oriunda da Amazônia devido às anomalias de oeste no centro-norte da América do Sul, à medida que o sinal da OMJ se propaga para leste, conforme indicado pelas anomalias de leste no oceano Índico. Estas por sua vez, estão coerentes com trens de onda se propagando sobre o Pacífico Sul subtropical (não mostrado). O lag 0 refere-se a quando o sinal da OMJ, favorável à convecção, alcança o setor norte da América do Sul, como já discutido. No lag 5, o sinal da anomalia ciclônica se enfraquece à medida que o sinal favorável à convecção se propaga para leste. Finalmente, o lag 10, apresenta fraca anomalia anticiclônica sobre o Sudeste brasileiro, a qual é característica de condições desfavoráveis para o desenvolvimento do SMAS e ZCAS (JONES E CARVALHO 2002; SILVA; CARVALHO 2007; CHAVES; CAVALCANTI 2001; LIEBMANN et al. 2001), marcando o final do ECPE durante a PESC.

Os resultados desta investigação apontam que os distúrbios intrasazonais das fases 8-1-2 do ciclo de vida da OMJ modificam a circulação sobre o sudeste, centro-oeste e norte da América do Sul durante a PESC, levando a condições propícias à convergência de umidade sobre nNEB e norte da região Sudeste do Brasil, de modo a gerar eventos severos de precipitação tanto em intensidade quanto em área.

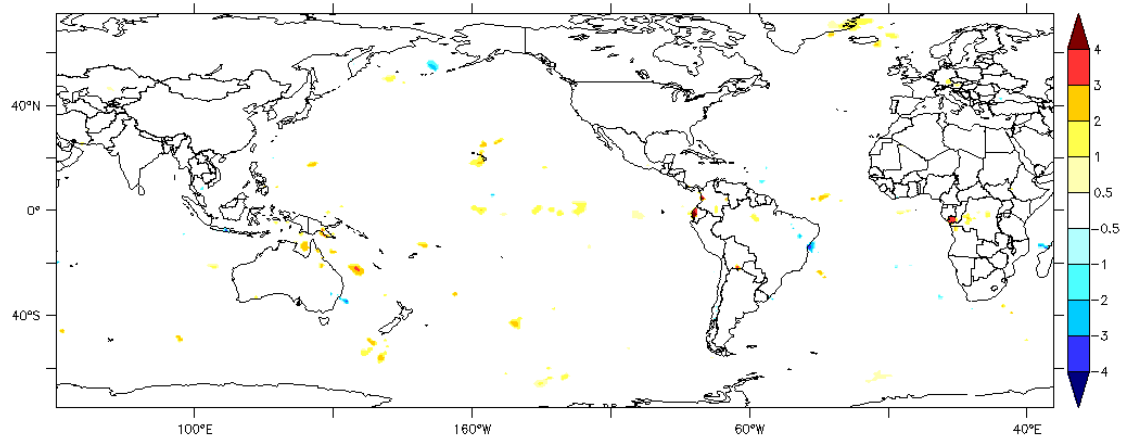


Figura 47 - Composto de anomalias DIV (mm/dia) para os dias que ocorreram ECPE (limiar de 75 %) durante fases 8-1-2 da OMJ dentro da PESC. Apenas pontos com significância estatística ao nível de 5% são mostrados.

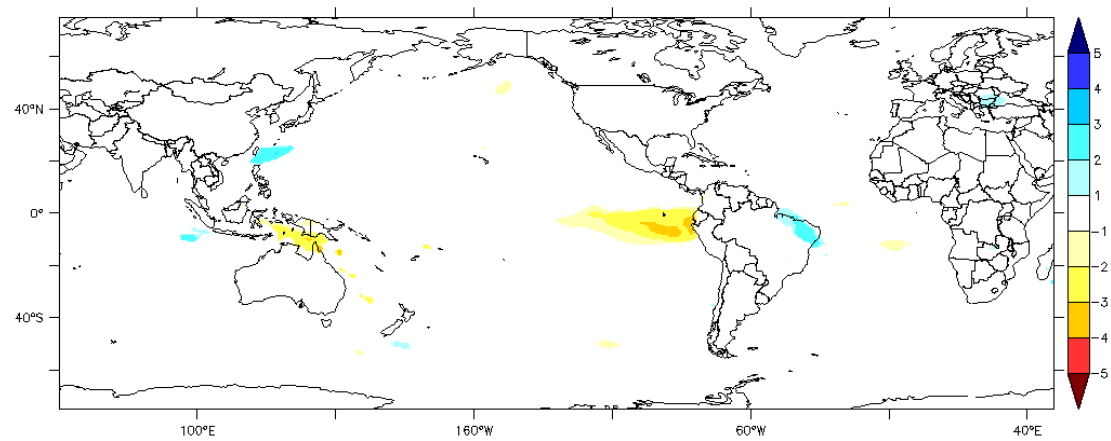


Figura 48 - Como a Figura 47 exceto que para o campo de VINT (mm).

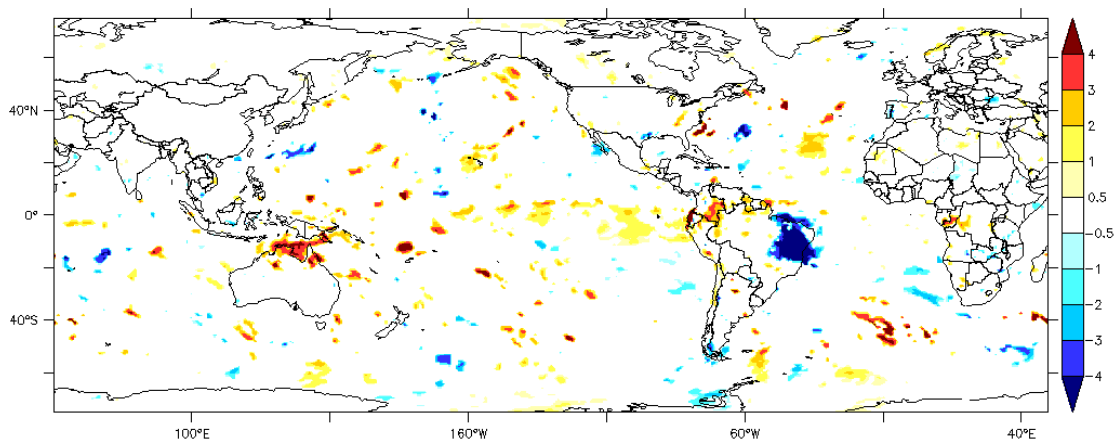


Figura 49 - Composto de anomalias de DIV (mm/dia) para os dias que ocorreram ECPE (limiar de **90 %**) durante as fases 8-1-2 da OMJ dentro da PESC. Apenas pontos com significância estatística ao nível de 5% são mostrados.

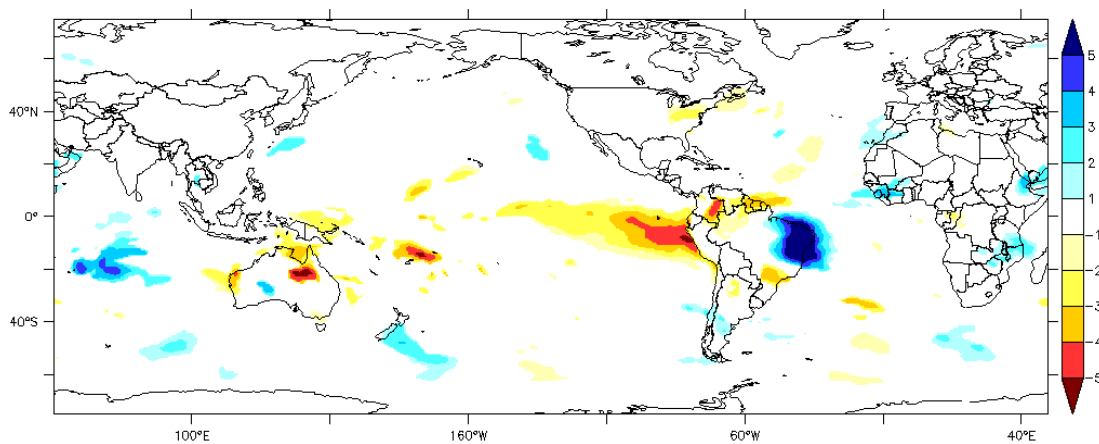


Figura 50 - Como a Figura 49 exceto que para VINT (mm).

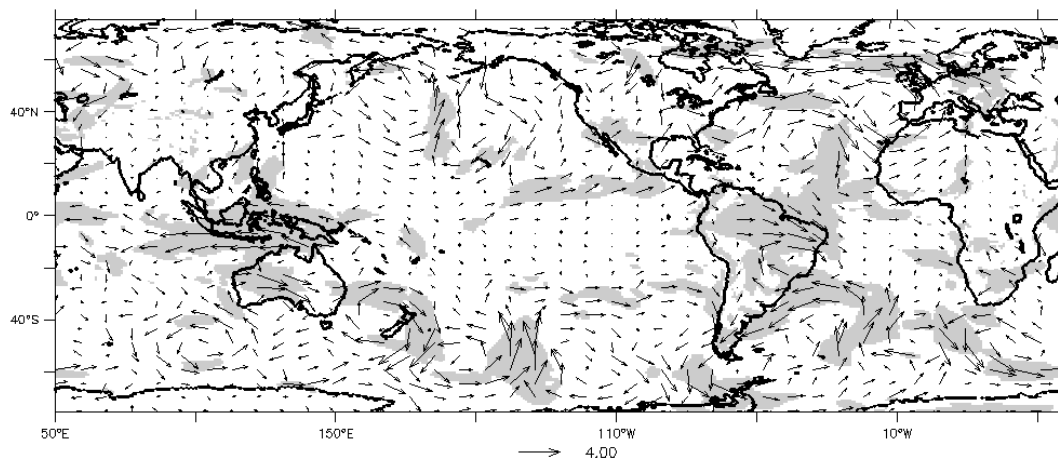


Figura 51 - Como a Figura 49 exceto que para vento em 850-hPa. Regiões em cinza tem significância estatística ao nível de 5%.

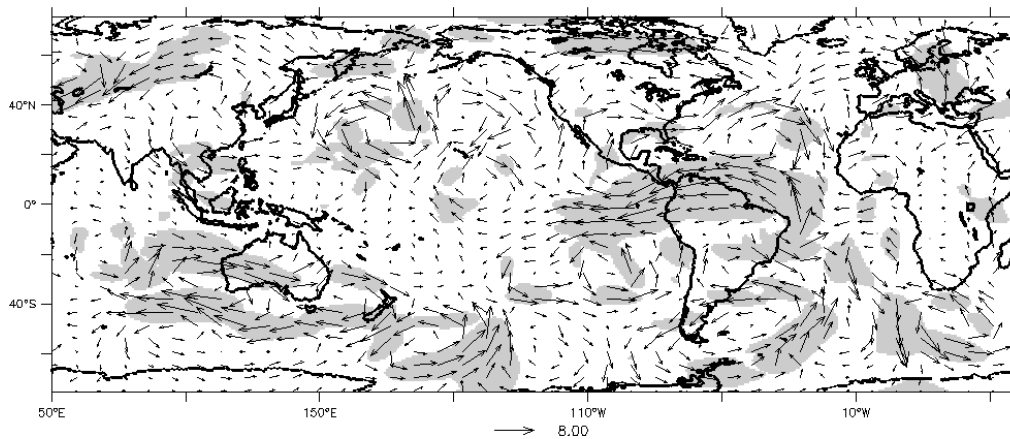


Figura 52 - Como a Figura 49 exceto que para vento em 200-hPa. Regiões em cinza tem significância estatística ao nível de 5%.

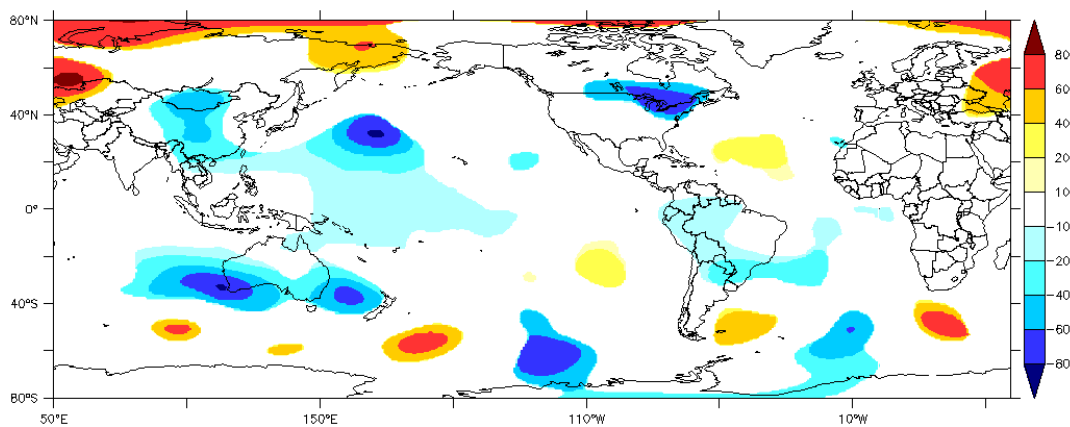


Figura 53 - Como a Figura 49 exceto que para H200 (m).

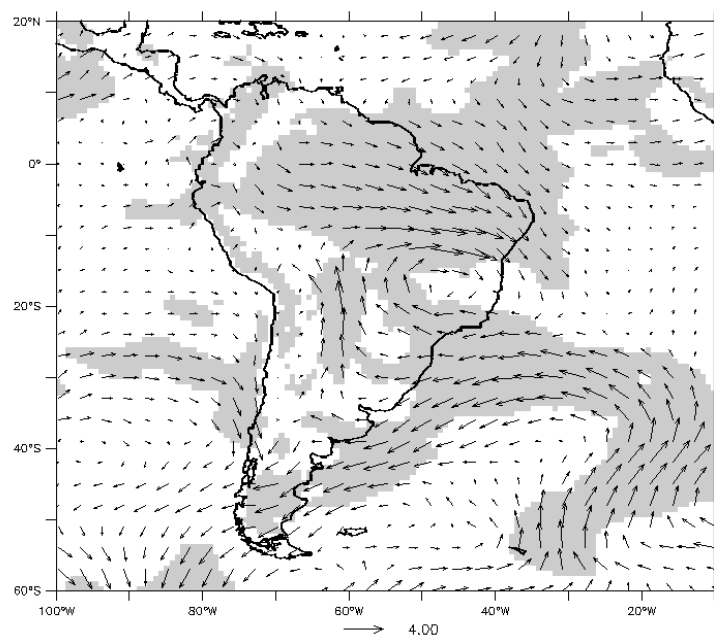
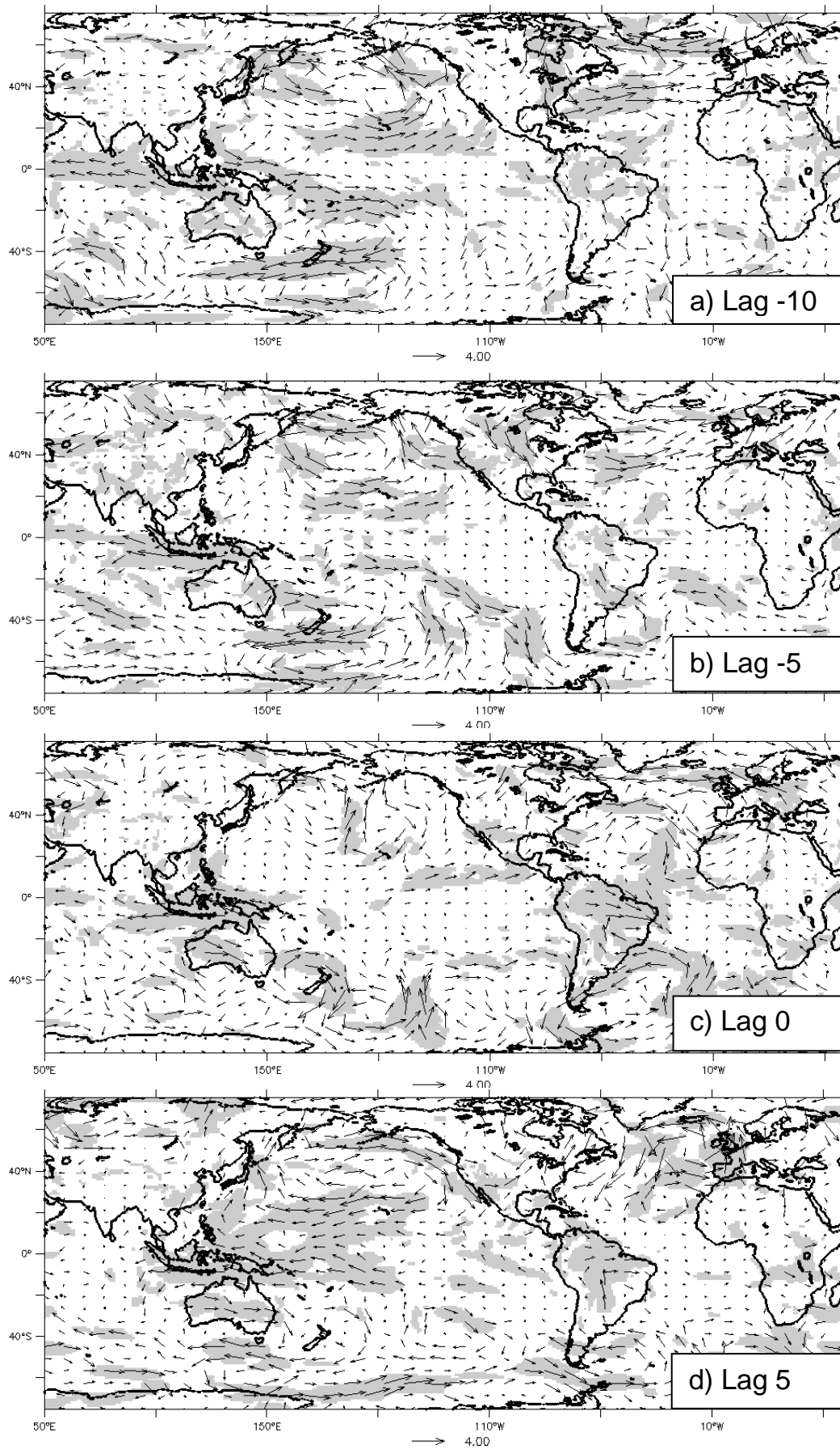


Figura 54 - Recorte da Figura 51 sobre a América do Sul.



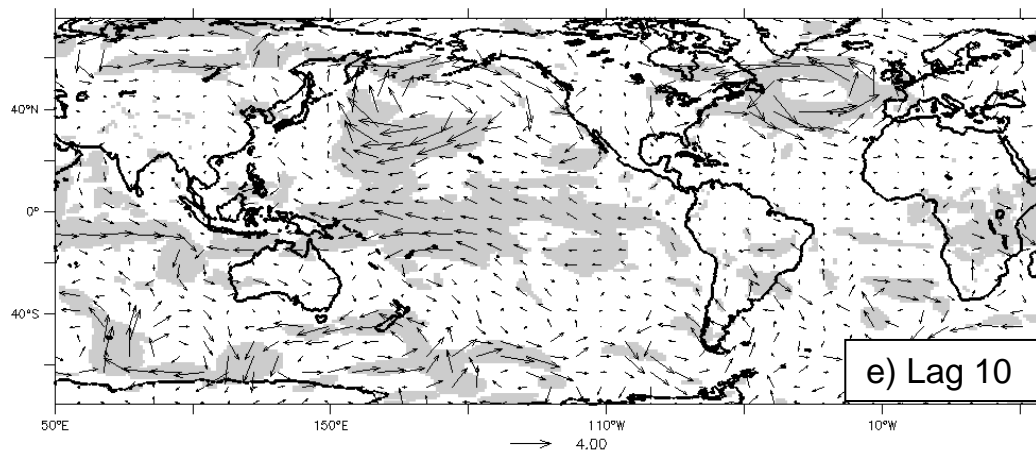


Figura 55 - Compostos com lag de anomalias de vento em 850-hPa durante ECPE dentro da PESC. a) lag -10, b) lag -5, c) lag 0, d) lag 5 e lag 10. Regiões em cinza apresentam significância estatística ao nível de 5%.

### 6.3.2 Compostos de ECPE durante a EST

O composto de DIV durante os eventos de ECPE ocorridos em FMAM para percentil de 90% reflete as condições favoráveis à precipitação sobre nNEB (Figura 56). Nota-se que a anomalia de convergência do fluxo de umidade tem orientação nordeste-sudoeste, diferente da encontrada nos compostos durante a PESC. Anomalias positivas de VINT são encontradas sobre nordeste da América do Sul, as quais são coerentes com o campo de DIV e evidenciam a alta disponibilidade de vapor d'água na atmosfera da região durante os eventos extremos (Figura 57). Além disso, esses campos ainda mostram anomalias positivas de DIV juntamente com anomalias negativas de VINT no Atlântico tropical, sugerindo incursão anômala da ZCIT ao sul de sua posição climatológica.

O comportamento anômalo destacado no parágrafo anterior é suportado por anomalias em baixos níveis. O composto de vento em 850-hPa (Figura 58) mostra anomalias coerentes com a atuação do envelope convectivo da OMJ sobre a região tropical. São observadas anomalias de oeste sobre o norte da América do Sul, indicando alísios mais fracos e acentuada convergência do fluxo de umidade sobre o Atlântico Tropical e região do nNEB. Conjuntamente, ventos alísios intensificados sobre o Pacífico

oeste sugerem divergência em baixos níveis (Figura 56). Padrões anômalos em altos níveis (Figura 59) são coerentes com os observados em baixos níveis, em que anomalias de leste sobre o setor norte da América do Sul indicam divergência em altos níveis, ao passo que anomalias de oeste sobre a região do oceano Índico apontam para convergência em altos níveis.

É interessante notar a ausência de propagação de ondas sobre o Pacífico sul no composto de anomalias de vento em 200-hPa (Figura 59) o que também pode ser verificado no composto de H200 (Figura 60). Os resultados apresentados indicam que durante a EST a resposta da atuação da OMJ na variabilidade dos extremos de precipitação sobre nNNB se dá via célula tropical (MADDEN; JULIAN, 1994), diferente do observado na PESC. Nesse modelo clássico, a célula convectiva equatorial é definida por uma região com sinal de favorecimento de convecção no braço ascendente do envelope (região do nNEB), juntamente com uma região com supressão de convecção, divergência em baixos níveis, localizada em seu braço descendente (região da Indonésia e Pacífico oeste) (Figura 58).

A modificação na circulação sobre o setor norte da América do Sul durante os ECPE é indicada pelo deslocamento do padrão anômalo de vento de leste sobre o nordeste brasileiro, juntamente com intensificação de anomalias de norte, as quais podem ser visualizadas em compostos de lag -10 e -5 na Figura 61. No lag 5, já não é mais observado esse sinal sobre o continente. Essa configuração tem sintonia com o avanço corrente acima das anomalias de vento de leste no oceano Índico e região da Indonésia, sendo induzido pela propagação do sinal da OMJ sobre a região. Ventos alísios mais fracos na região tropical são considerados como indicadores de convergência em baixos níveis. Este comportamento pode ser observado também nos compostos de anomalia do fluxo integrado de vapor d'água sobre a região (Figura 62). Nos lags -10 e -5, já são encontradas fortes anomalias de noroeste, as quais transportam vapor d'água para a região, retratando ainda a convergência do fluxo de umidade em baixos níveis (não mostrada). No lag 0, o fluxo anômalo de vapor se concentra sobre a costa nordeste da América do

Sul e leste da Amazônia, apresentando intensificação na componente de norte sobre o nNEB, contribuindo assim para anomalias significantes de água precipitável na região. Rapidamente as anomalias de fluxo de umidade são deslocadas para leste (*lag* 5), fora de atuação sobre o nNEB e marcam o fim do evento intenso de precipitação.

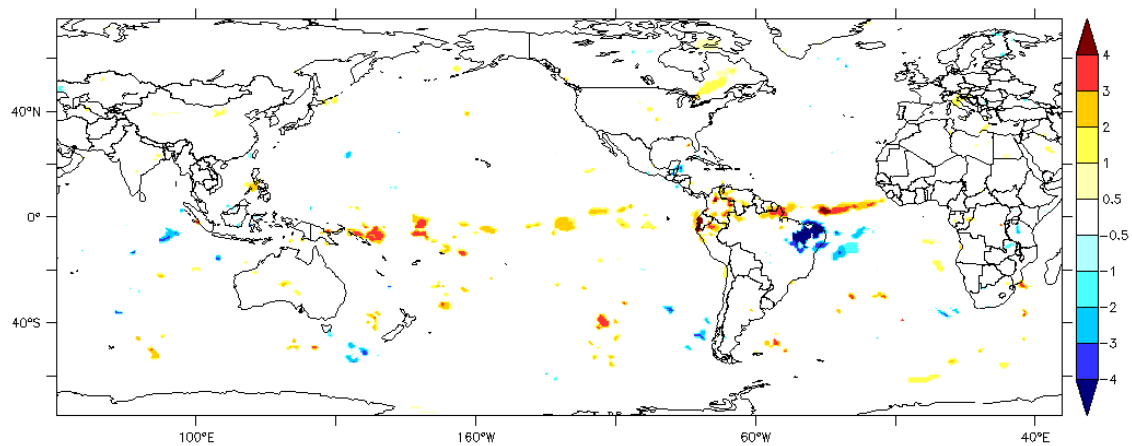


Figura 56 - Composto de anomalias de DIV (mm/dia) para os dias que ocorreram ECPE (limiar de 90%) durante as fases 8-2-3 da OMJ dentro da EST. Apenas pontos com significância estatística ao nível de 5% são mostrados.

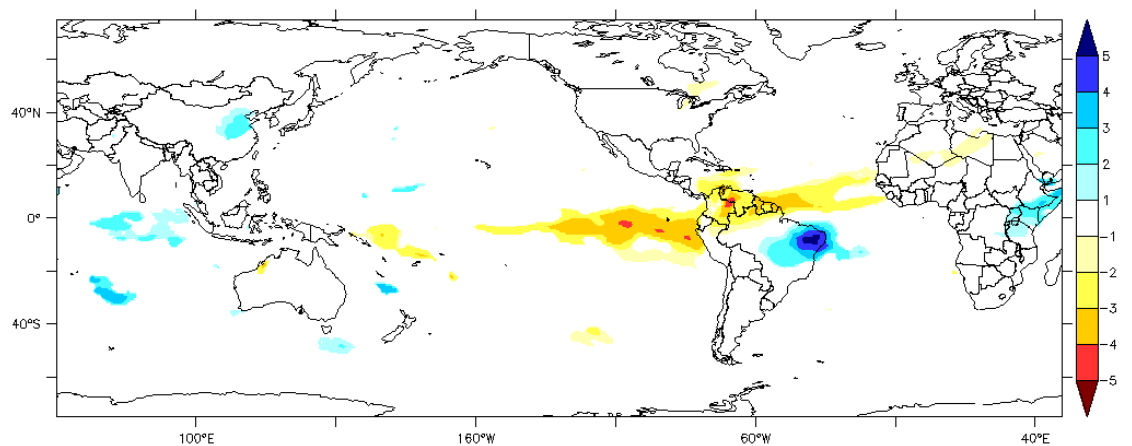


Figura 57 - Como a Figura 56 exceto que para anomalias de VINT (mm).



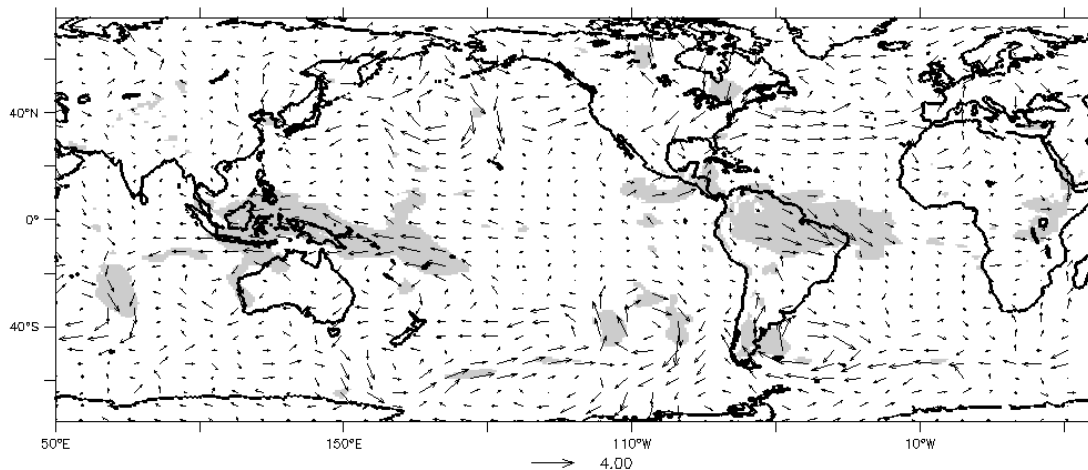


Figura 58 - Como a Figura 56 exceto que para vento em 850-hPa. Regiões em cinza apresentam significância estatística ao nível de 5%.

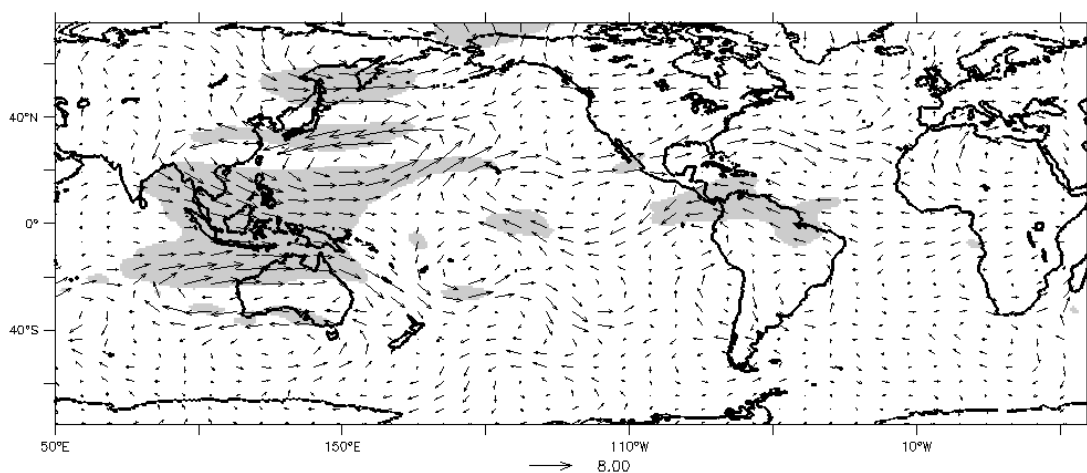


Figura 59 - Como a Figura 56 exceto que para vento em 200-hPa (m/s). Regiões em cinza apresentam significância estatística ao nível de 5%.

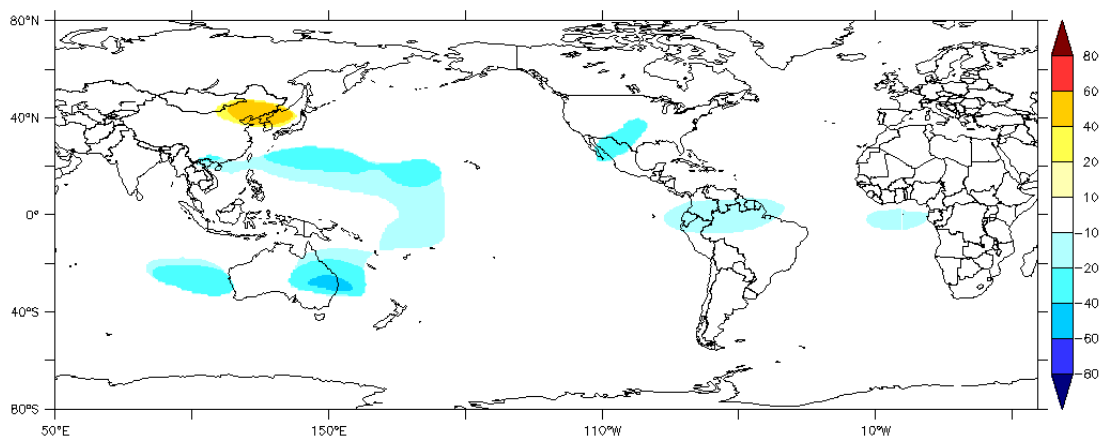


Figura 60 - Como a Figura 56 exceto que para anomalias de H200 (m).

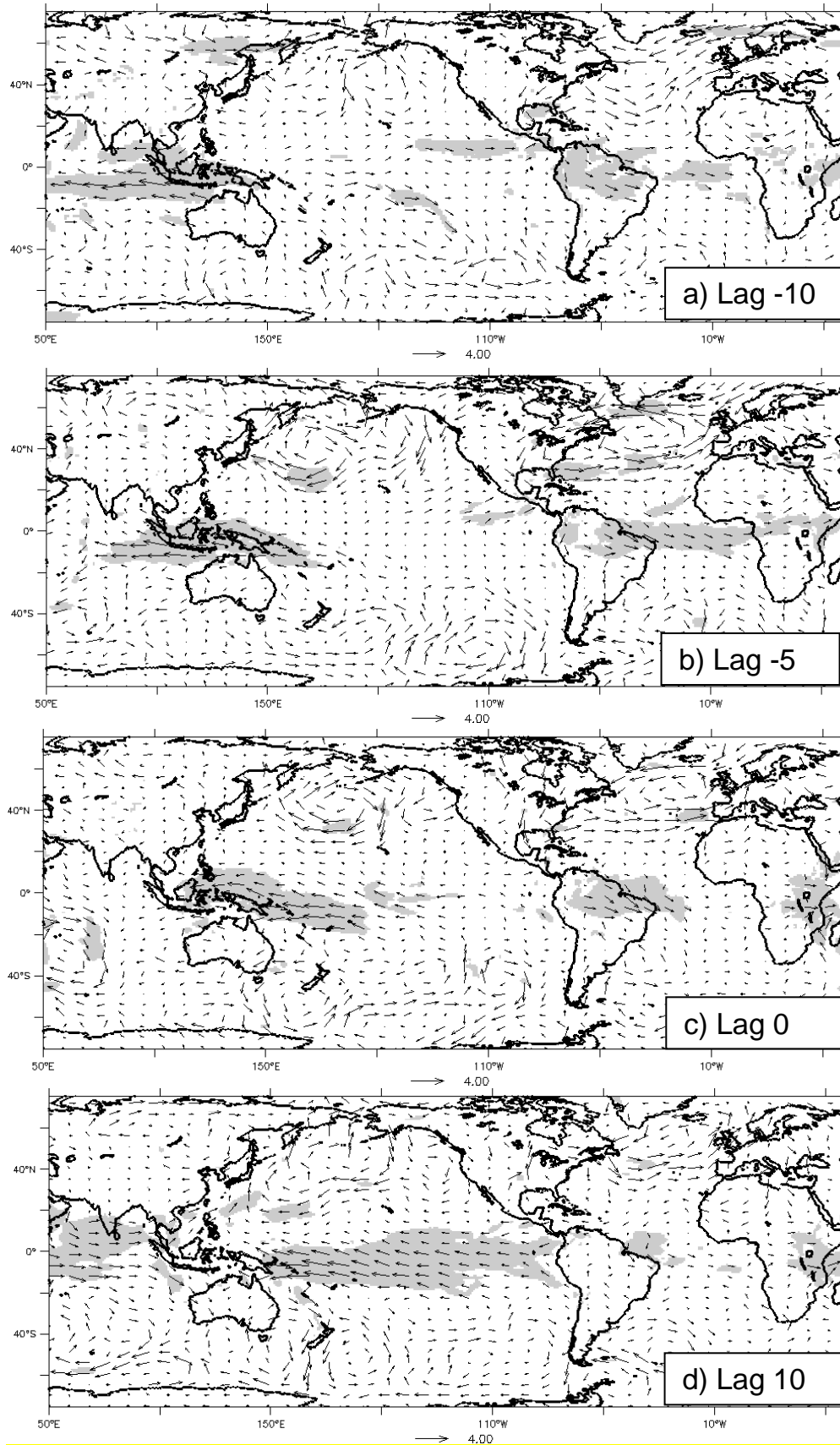


Figura 61 - Compostos de anomalias de vento (m/s) em 850-hPa com lag durante ECPE dentro da EST para o limiar de 90%. a) lag -10, b) lag -5, c) lag 0, d) lag 10.

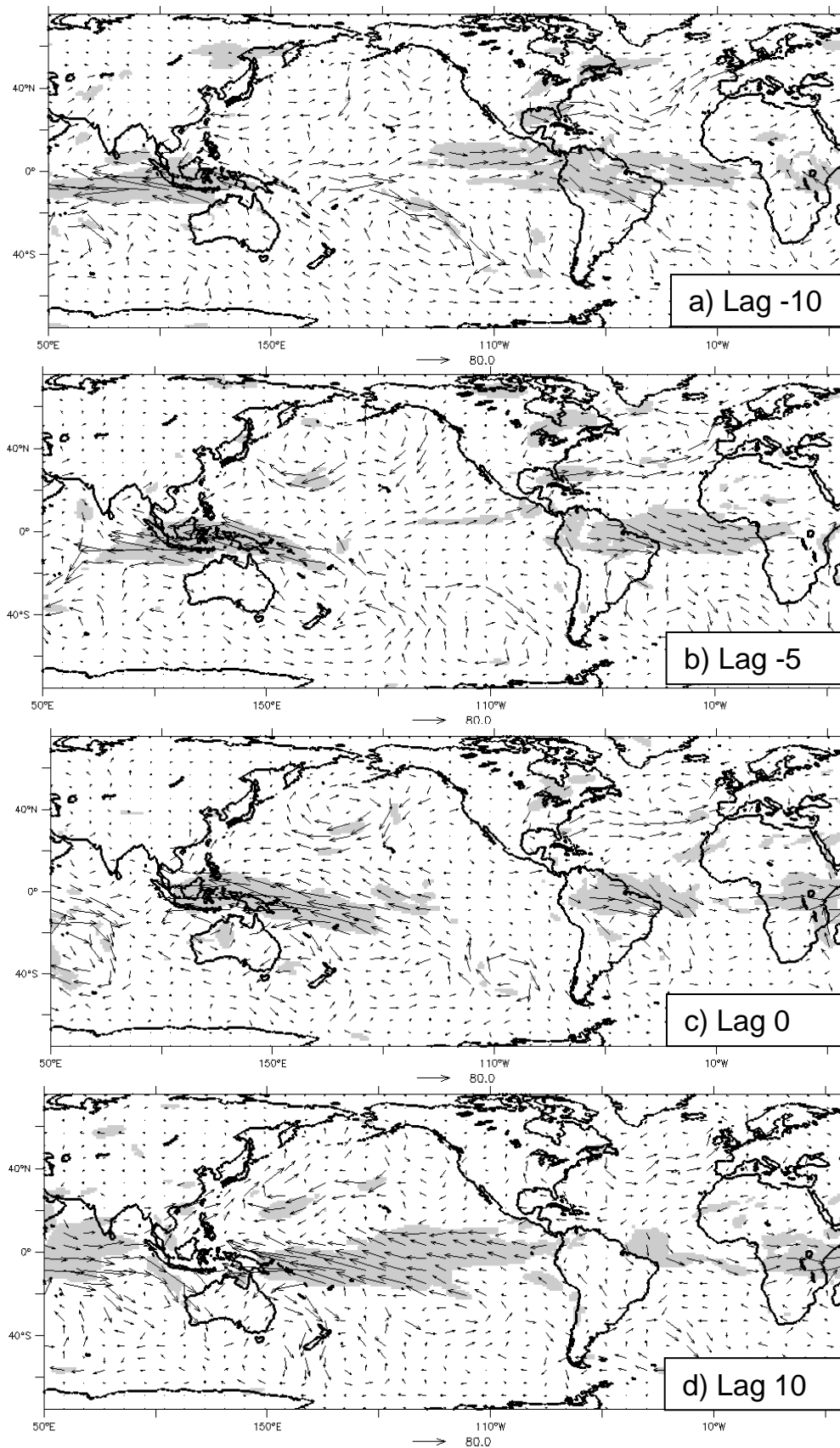


Figura 62 - Como a Figura 61 exceto que para anomalias do fluxo integrado de vapor d'água (kg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>).

## 7. CONCLUSÕES

Neste estudo foram verificados os impactos interanuais e intrasazonais sobre a pré-estação chuvosa (PESC) e a estação chuvosa (EST) no setor norte do Nordeste do Brasil (nNEB). Foi investigada ainda a variabilidade interanual do início e fim da PESC e EST no período de 1979 a 2010, a partir de médias pentadais de precipitação, possibilitando avaliar características médias de cada período chuvoso. Análises sobre ocorrências anômalas de início e fim da PESC/EST e a associação destas com índices climáticos (ENOS, IGS e SAD) também foram realizadas. Por fim, documentou-se a influência e as características da atuação da OMJ sobre Eventos Extremos de Precipitação (EEP) em intensidade e em área no nNEB durante o período da PESC e EST.

O início e fim dos períodos chuvosos foram determinados utilizando um método objetivo, avaliando o somatório do desvio da pântada observada em relação à pântada climatológica média anual. As anomalias nos inícios e terminos da PESC/EST foram estimadas pelo desvio padrão das datas de início e fim. No tocante à análise dos eventos extremos, a caracterização espaço-temporal dos mesmos foi realizada identificando os eventos com base na intensidade e na área coberta pelo mesmo. Após isso, com base na frequência de ocorrência das fases de ciclo de vida da OMJ durante os eventos dentro da PESC/EST, foram calculados compostos de circulação em baixos e altos níveis, além de advecção e divergência do fluxo de vapor durante esses eventos.

Com base na determinação nas datas de início e fim da PESC/EST para o período estudado, pôde-se observar que as datas médias de início e fim são coerentes com as encontradas na literatura. O início e fim médios da PESC se concentram nas pântadas com início em 12-dez e 25-jan, respectivamente, totalizando 9 pântadas de duração, cerca de 45 dias. Para a EST, o início médio foi observado em 09-fev e o término em 12-mai, produzindo uma duração média de 20 pântadas, em torno de 100 dias. A

variabilidade temporal do início/fim da EST apresentou período entre 2 e 4 anos, o qual está associado ao efeito do ENOS. Entretanto, o início/fim da PESC não apresentou um período de variação bem definido. Parece não existir nenhuma relação direta entre início/fim da PESC e EST, uma possível explicação para isso se deve ao fato de que os dois regimes chuvosos tem sistemas precipitantes distintos.

A evolução do início da PESC se mostrou conectada ao desenvolvimento do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) na região central do continente, juntamente com Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre o Sudeste brasileiro e Atlântico Sul. Inversamente, o término da PESC foi caracterizado por uma retração do SMAS para o oeste da Amazônia e, conseqüentemente, a não incursão da ZCAS para norte, nas proximidades da região do nNEB. Esses resultados sugerem a íntima relação entre a PESC e os sistemas de precipitação de verão na América do Sul, indicando ainda a importância do monitoramento do desenvolvimento de sistemas precipitantes sobre o Centro-Oeste e o sudeste brasileiro também para previsão de início e manutenção da PESC. O início (fim) da EST está associado à incursão da ZCIT para sul (norte), com o aumento (diminuição) da atividade convectiva próxima à região costeira do norte do NEB.

As características médias na circulação atmosférica sobre a América do Sul e oceano Atlântico durante a PESC apresentaram padrões semelhantes àqueles típicos do verão austral. A configuração de Alta da Bolívia e Cavado do Nordeste em altos níveis, esse último posicionado sobre o Atlântico Tropical sul, sugeriu desenvolvimento de VCAN nas vizinhanças do NEB, ao passo que o padrão de circulação e a convergência do fluxo de umidade em baixos níveis sobre o leste da Amazônia e porção sudoeste do NEB indicaram incursões da ZCAS mais ao norte, conectando-se com a convecção no leste da Amazônia.

A não ocorrência da PESC nos anos de 1984/1985, 2003/2004 e 2006/2007 esteve associada a anomalias anticiclônicas do fluxo de vapor

d'água sobre a região sudeste do Brasil, indicando anomalias de vento de leste sobre o centro-oeste brasileiro. Essas características proporcionam condições desfavoráveis para o desenvolvimento do SMAS e ZCAS e, conseqüentemente, para a PESC.

A investigação do impacto interanual no início/fim da PESC mostrou que os episódios antecipados e tardios têm relação com o sinal do índice SAD, negativo e positivo, respectivamente, ou seja, em média, a ocorrência da PESC é defasada no tempo, ocorrendo antecipadamente (tardiamente) quando o índice SAD é negativo (positivo). O efeito do índice SAD negativo (positivo) antecipando (atrasando) início da PESC está coerente com os resultados de Bombardi e Carvalho (2011). Eventos tardios (antecipados) do início da PESC foram observados juntamente com episódios quentes (frios/neutros) do ENOS, ao passo que os terminos antecipados (tardio) ocorreram durante eventos de fase quente (neutra/fria) do ENOS. O IGS não mostrou sinal significativo sobre anomalias do início e fim da PESC. O início antecipado (tardio) e término tardio (antecipado) da EST foram observados durante o índice negativo (positivo) do IGS. Esses resultados estão de acordo com a influência do gradiente de TSM nas anomalias sazonais de precipitação no nNEB, pois este controla principalmente a posição da ZCIT no Atlântico Tropical. O índice SAD não tem efeito significativo no início anômalo da EST. Contudo, seu impacto sobre as anomalias no término deste regime se mostrou coerente com os resultados de Bombardi e Carvalho (2011), em que sinais positivos (negativos) do índice estão associados a finais tardios (antecipados) da EST.

Com base nas análises das proporções das fases do ciclo de vida da OMJ ocorridas durante início/término da PESC/EST, constatou-se que a OMJ tem influência sobre o período de transição (TRNS) entre a PESC e a EST, em que as fases 4-5 e 6-7 mostraram proporções de ocorrências significativas durante episódios de final da PESC e início da EST, respectivamente. Compostos durante as fases 4-5 evidenciaram a propagação de ondas de caráter barotrópico sobre o Pacífico Sul, oriundas da região da Indonésia e

Austrália, alcançando o continente sul-americano no término da PESC, resultados semelhantes na literatura indicam condições favoráveis à fase inativa do SMAS ou posicionamento da ZCAS mais ao sul. Isto reitera a conexão entre a PESC e sistemas precipitantes do centro-oeste e sudeste da América do Sul, indicando a OMJ como um fator importante na transição entre PESC e EST.

Por fim, a variabilidade de eventos extremos de precipitação em intensidade e em área (ECPE) no nNEB foram associados às fases do ciclo de vida da OMJ. Durante a PESC, as fases 8, 1 e 2 foram as mais frequentes no decorrer de dias com ECPE. Compostos de vento em 850-hPa e H200 mostraram que propagações de ondas sobre o Pacífico sul tem atuação sobre a América do Sul sugerindo teleconexão trópico-extratropicais. Além disso, anomalias ciclônicas no centro do continente indicam condições favoráveis de desenvolvimento de sistemas precipitantes como a ZCAS mais a norte, nas proximidades no NEB. A propagação do sinal da OMJ foi verificada no padrão de anomalia de vento em baixos níveis na região tropical, além da evolução do transporte de vapor anômalo de norte se intensificando durante os ECPE. Em relação aos eventos de EEP ocorridos durante a EST, foi interessante notar que as fases 8, 2 e 3 ocorreram com mais frequência. Com efeito, compostos durante os ECPE não mostraram propagação de ondas sobre o Pacífico sul, contudo a variabilidade do vento em baixos níveis e altos níveis indicou a influência da oscilação intrasazonal via teleconexão tropical. Anomalias de leste sobre o norte da América do Sul sugeriu convergência do fluxo e transporte de umidade para o nNEB.

Foi concluído que ECPE no nNEB apresentam a OMJ como um mecanismo que intensifica ou favorece a ocorrência dos mesmos. Durante a PESC distúrbios ondulatórios barotrópicos oriundos do Pacífico Oeste e região da Indonésia tem atuação sobre o sul do NEB, produzindo anomalia ciclônica sobre o leste da América do Sul e, assim, possibilitando convergência anômala em baixos níveis na região. Em eventos extremos durante a EST, o envelope convectivo propagante na região tropical modifica

a circulação zonal e meridional em baixos níveis, enfraquecendo os alísios e proporcionando uma estrutura para incursões da ZCIT sobre nNEB.

Avanços no estudo das diferenças relativas às características da PESC e EST, da transição entre esses períodos pré e chuvosos, bem como da análise referentes às anomalias do início e fim desses regimes úmidos ampliam o entendimento acerca da variabilidade climática sobre o nNEB e podem melhorar previsão sazonal para a região. Melhorar sistemas de monitoramento e previsão da OMJ podem trazer importantes informações sobre ocorrências de ECPE na região estudada, contribuindo assim para minimizar perdas econômicas e humanas, pois esta é uma região com complexidade climática reconhecida.

Para trabalhos futuros, propõe-se: i) utilizar variáveis preditoras (como água precipitável, vento zonal e meridional) em Análise de Componentes Principais para identificar o início e fim da PESC e EST de forma contínua; ii) avaliar como os modelos de previsão sazonal (regional e global) operacionais representam as datas de início e fim da PESC e EST; iii) quantificar o efeito do impacto interanual do IGS, ENOS e índice SAD nas anomalias de início/fim da PESC e EST; iv) analisar quanto do impacto intrasazonal devido os ECPE corresponde no acumulado sazonal de precipitação da PESC e da EST; v) avaliar modificações no início/fim da PESC/EST em cenários de projeções climáticas ao longo do século 21.



## REFERÊNCIAS

- ALVES, J.; FERREIRA, F.; CAMPOS, J.; et al. Mecanismos atmosféricos associados à ocorrência de precipitação intensa sobre o Nordeste do Brasil durante Janeiro / 2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. May 2004, p. 56–76, 2006.
- ALVES, J.M.B.; REPELLI, C. A. A Variabilidade Pluviométrica no setor norte do Nordeste e os Eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 7, n. 2, p. 583–592, 1992.
- ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A.; MELLO, N. S. A pré-estação Chuvosa do setor Norte e Nordeste brasileiro e sua relação com a temperatura dos oceanos adjacentes. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 8, n. 1, p. 22–30, 1993.
- ALVES, J. M. B.; SOUZA, E. B.; COSTA, A. A.; MARTINS, E. S. P. R.; SILVA, E. M. Sobre o sinal de um downscaling dinâmico às oscilações intrasazonais de precipitação no setor norte do Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 219–228, 2012.
- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J. Stationary rossby-wave propagation in a baroclinic atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 540, p. 919–928, 1997.
- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J.; HSU, H.-H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 21, p. 3661–3672, 1995.
- 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**, 1., v. 22, p. 337–344, 2007.
- BARBIERI, P.; LOPES, G. M.; SANTOS, A. C. S. Caracterização do início e fim da estação chuvosa no Ceará, através de um método pentadal com dados de chuva. Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais...**, 2006. Fortaleza.
- BARBOSA, A. **Oscilações Intrasazonais no Indo-Pacífico e na Zona de Convergência do Atlântico Sul: Estudo observacional e numérico**, 2012. Tese de Doutorado, São Paulo: Universidade de São Paulo.
- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. {IPPC} global coupled climate model simulations of the South America Monsoon System. **Climate Dynamics**, v. 33, p. 893–916, 2009.
- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American Monsoon in the WCRP-CMIP3 multi-model simulations. **Climate Dynamics**, v. 36, n. 11-12, p. 2091–2102, 2011.

BRITO, J. I. B.; NOBRE, C. A.; ZARANZA, R. A precipitação da Pré-Estação e a previsibilidade da Estação Chuvosa no Norte do Nordeste. **Climanalise**, v. 6, n. 6, 1991.

CARVALHO, L.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, 2004.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2377–2394, 2002.

CARVALHO, L. M. V.; SILVA, A. E.; JONES, C.; et al. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 1865–1880, 2011.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no Sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Rev. Bras. Met**, v. 1, p. 83–90, 1986.

CAVALCANTI, E. **Teor e Transporte de vapor d'água na Atmosfera do Nordeste Do Brasil**, 2001. UFPB Campina Grande.

CHARLES, J.; CARVALHO, L. M. V. Sensitivity to Madden–Julian Oscillation variations on heavy precipitation over the contiguous United States. **Atmospheric Research**, v. 147, p. 10–26, 2014.

CHAVES, R. R.; CAVALCANTI, I. F. Eventos extremos de precipitação sobre o sul do Nordeste. Anais do Congresso Brasileiro de Meteorologia. p.1002–1008, 2000. Rio de Janeiro.

CHAVES, R. R.; CAVALCANTI, I. F. Atmospheric Circulation Features Associated with Rainfall Variability over Southern Northeast Brazil. **Monthly weather review**, v. 129, p. 2614–2626, 2001.

CHEN, T.; WENG, S.; SCHUBERT, S. Maintenance of Austral Summertime Upper-Tropospheric Circulation over Tropical South America: The Bolivian High – Nordeste Low System. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, p. 2081–2100, 1999.

CHU, P. S. Time and Space and variability of Rainfall and Surface Circulation Sector Variability in the Northeast Atlantic. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, , n. April, p. 2–3, 1984.

CUNNINGHAM, C. A.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 9, p. 1165–1180, 2006.

DAMIÃO, M. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SILVA, M. R. A. Padrões Atmosféricos observados na pré-estação chuvosa do semi-árido do Nordeste do Brasil associados a janeiros secos e chuvosos. Anais do XI do congresso brasileiro de meteorologia , 2000.

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011.

E.B, S.; ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A. A variabilidade espacial da precipitação sobre o estado do Ceará. Anais do IX Congresso brasileiro de meteorologia. , 1996.

FERRAZ, S. E. T. **Variabilidade Intrasazonal no Brasil e Sul da América do Sul**, 2004. Tese de Doutorado, São Paulo: University of São Paulo. Acesso em: 12/5/2014.

FREITAS, E. D.; GRIMM, A. M. Determinação das datas de início e fim da estação chuvosa para regiões homogêneas no estado do Paraná. Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia , 1998.

GHIL, M.; MO, K. Intraseasonal oscillation in the global atmosphere. Part I: Northern Hemisphere and Tropics. **J. Atmos. Sci.**, v. 48, p. 752–779, 1991a.

GHIL, M.; MO, K. Intraseasonal oscillation in the global atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 780–790, 1991b.

GIANNINI, A.; CHIANG, J.; CANE, M.; KUSHNIR, Y.; SEAGER, R. The ENSO Teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean: Contributions of the Remote and Local SSTs to Rainfall Variability in the Tropical Americas\*. **Journal of Climate**, v. 14, p. 4530–4544, 2001.

GIANNINI, A.; SARAVANAN, R.; CHANG, P. The preconditioning role of Tropical Atlantic Variability in the development of the ENSO teleconnection: implications for the prediction of Nordeste rainfall. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 8, p. 839–855, 2004.

GOMES, H. B. **Distúrbios ondulatórios de leste no nordeste brasileiro: climatologia e modelagem numérica**, 2012. Tese de Doutorado, São Paulo: Universidade de São Paulo.

GRIMM, A. M.; TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 7, p. 1589–1609, 2009.

HASTENRATH, S. Prediction of Northeast Brazil Rainfall Anomalies. **Journal of Climate**, v. 3, n. 8, p. 893–904, 1990.

HASTENRATH, S.; GREICHAR, L. Future Work the prediction of Northeast Brazil Rainfall Anomalies. **Journal of Climate**, v. 6, p. 743–758, 1993.

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

HOSKINS, B. J.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 12, p. 1661–1671, 1993.

JONES, C.; CARVALHO, L. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, 2002.

JONES, C.; CARVALHO, L. Spatial-Intensity Variations in Extreme Precipitation in the Contiguous United States and the Madden-Julian Oscillation. **Journal of Climate**, v. 25, n. 14, 2012.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V., 2014: Sensitivity to Madden-Julian Oscillation variations on heavy precipitation over the continuous United States. **Atmospheric Research**, 147-148, 10-26

JONES, C.; WALISER, D. E.; LAU, K.; STERN, W. Global Occurrences of Extreme Precipitation and the Madden–Julian Oscillation: Observations and Predictability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 23, 2004.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. **Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)**, v. 109, n. C11, 2004.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Intraseasonal (30-60 day) variability in the global tropics: principal modes and their evolution. **Tellus**, v. 51, p. 373–386, 1999.

KNUTSON, T.; WEICKMANN, K. 30-60 day atmospheric oscillations: Composite life cycles of convection and circulation anomalies. **Mon. Wea. Rev.**, v. 115, p. 1407–1436, 1987.

KOUSKY, V. E. Frontal Influences on Northeast Brazil. **Monthly weather review**, v. 107, p. 1140–1153, 1979.

KOUSKY, V. E. Pentad Outgoing Longwave Radiation Climatology for the South American Sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217–231, 1988.

KOUSKY, V. E.; BELL, G. D. Atlas of Southern Hemisphere 500-mb Teleconnection Patterns derived from National Meteorological Center Analyses. , 1992.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 36, n. 6, p. 538–551, 1981.

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

LAU, K. M.; PHILIPS, T. J. Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal timescales. **Monthly weather review**, v. 43, p. 1164–1181, 1986.

LEMOS, M. C.; FINAN, T. J.; FOX, R. W.; NELSON, D. R.; TUCKER, J. The use of seasonal climate forecasting in policymaking: lessons from Northeast Brazil. **Climatic Change**, v. 55, n. 4, p. 479–507, 2002.

LENTERS, J.; COOK, K. Simulation and Diagnosis of the Regional Summertime Precipitation Climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, p. 2988–3005, 1995.

LENTERS, J.; COOK, K. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 5, p. 656–678, 1997.

LIEBMANN, B.; ALLURED, D. Daily precipitation grids for South America. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, n. 11, p. 1567–1570, 2005.

LIEBMANN, B.; HARTMANN, D. L. An observational study of tropical-midlatitude interaction on intraseasonal timescales during winter. **Journal Atmospheric Science.**, v. 41, p. 3333–3350, 1984.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; ALLURED, D.; et al. Mechanisms Associated with Large Daily Rainfall Events in Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 24, n. 2, 2011.

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

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 22, p. 4308–4318, 2001.

LIEBMANN, B.; SMITH, C. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 77, p. 1275–1277, 1996.

LOPES, Z. F.; SANTOS, A. C. S.; COSTA, A. A. Distribuiçã}o anual de chuva e a identificaçã}o de ocorrê}ncia de veranico no estado do Cear}a. Anais do XX Congresso Brasileiro de Meteorologia. , 2006. Florianopó}lis.

MADDEN, R.; JULIAN, P. R. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. **Journa of Atmospheric Science**, v. 28, p. 702–708, 1971.

MADDEN, R.; JULIAN, P. R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. **Monthly Weather Review**, v. 29, p. 1109–1123, 1972.

MADDEN, R.; JULIAN, P. R. Observations of the 40-50-day tropical oscillation-A review. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 814–837, 1994.

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, n. 5, p. 833–852, 2001.

MATTHEWS, A. J. Propagation mechanisms for the Madden-Julian Oscillation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 569, p. 2637–2651, 2000.

MATTHEWS, A. J. Primary and successive events in the Madden–Julian oscillation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 134, n. 631, p. 439–453, 2008.

MELO, A. B. C. **Previsibilidade de precipitação na região semi-árida do Nordeste do Brasil, durante a Estação Chuvosa em Função do Comportamento Diário das Chuvas na Pré-Estação.**, 1997. Dissertação de Mestrado, Campina Grande: Universidade Federal da Paraíba.

MOURA, A. D.; HASTENRATH, S. Climate Prediction for Brazil's Nordeste: Performance of Empirical and Numerical Modeling Methods. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2667–2672, 2004.

NNAMCHI, H. C.; LI, J.; ANYADIKE, R. N. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 116, n. D15, 2011.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2464–2479, 1996.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279–291, 1997.

NOGUÉS-PAEGLE, J. N.; BYERLE, L. A.; MO, K. C. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 3, 2000.

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. **Monthly Weather Review**, p. 205–212, 2001.

RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. A. The Life Cycle of the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6227–6246, 2008. Acesso em: 19/7/2014.

RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81–90, 1990.

RAUSCHER, S. A.; SETH, A.; LIEBMANN, B.; QIAN, J.-H.; CAMARGO, S. J. Regional Climate Model–Simulated Timing and Character of Seasonal Rains in South America. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 7, 2007.

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

RODRIGUES, R. R.; HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J. D. The Impacts of Inter-El Niño Variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil Climate. **Journal of Climate**, v. 24, p. 3402–3422, 2011.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606–1626, 1987.

ROPELEWSKI, CHESTER F; HALPERT, M. S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, 1989.

SANTOS, C. A. C.; MANZI, A. O. Eventos extremos de precipitação no estado do Ceará e suas relações com a temperatura dos oceanos tropicais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, p. 157–165, 2011.

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

SHIMIZU, M. H.; BOMBARDI, R. J.; AMBRIZZI, T. MJO influence on ENSO effects in precipitation and temperature over South America. , 2013. San Francisco.

SILVA, A. E.; CARVALHO, L. M. V. Large-scale index for South America Monsoon (LISAM). **Atmospheric Science Letters**, v. 8, n. 2, p. 51–57, 2007.

SILVA, J. M. **Simulação Regional da variabilidade climática interanual no norte do Nordeste brasileiro**, 2008. Dissertação de Mestrado, São Paulo: Universidade de São Paulo.

SILVA, V. DE P. R. DA; PEREIRA, E. R. R.; ALMEIDA, R. S. R. Estudo da variabilidade anual e intra-anual da precipitação na região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 163 – 172, 2012.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T.; COELHO, C. A. S. Two Enso episodes with reversed impacts on the northeast of South America. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, p. 5–16, 2004.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. **International journal of climatology**, v. 26, n. 13, p. 1759–1776, 2006.

SOUZA, E. B., ALVES, J. M. B., REPELLI, C. A.,. A variabilidade espacial da precipitação sobre o estado do Ceará. Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos do Jordão (SP), vol. 1, 196-200, 1996.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. Intraseasonal and submonthly variability over the Eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 81, n. 3-4, p. 177–191, 2005.

SUN, L.; MONCUNILL, F. D.; LI, H.; MOURA, A. D. Climate downscaling over Nordeste, Brazil, using the NCEP RSM97. **Journal of Climate**, v. 18, p. 551–567, 2005.

TADDEI, R.; GAMBOGGI, A. L. **Depois que a chuva não veio: respostas sociais às secas no Nordeste, na Amazônia e no Sul do Brasil**. Fortaleza: CIFAS, 2010.

TASCHETTO, A.; WAINER, I. The impact of the subtropical South Atlantic SST on South American precipitation. *Annales Geophysicae*. **Anais...** . v. 26, p.3457–3476, 2008. Copernicus GmbH.

TEDESCHI, R. G.; GRIMM, A. M.; CAVALCANTI, I. F. A. Influence of Central and East ENSO on extreme events of precipitation in South America during austral spring and summer. **International Journal of Climatology**, 2014. Acesso em: 18/9/2014.

UVO, C.; BERNDTSSON, R. Regionalization and spatial properties of Ceará State rainfall in northeast Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 101, n. D2, p. 4221–4233, 1996.

UVO, C.; NOBRE, C. A. A zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a Precipitação no Norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. **Climalise**, v. 4, n. 10, p. 39–48, 1989.

UVO, C.; REPELLI, C.; ZEBIAK, S.; KUSHNIR, Y. The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 551–562, 1998.

WHEELER, M. C.; HENDON, H. H. An All-Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 8, p. 1917–1932, 2004. Acesso em: 13/6/2014.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. Academic press, 2011.

XAVIER, T.; XAVIER, A.; DIAS, P. S.; DIAS, M. A zona de convergência intertropical-ZCIT e suas relações com a chuva no Ceará (1964-98). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 1, p. 27–43, 2000.



XIE, P.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; et al. GPCP pentad precipitation analyses: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. **Journal of Climate**, v. 16, n. 13, 2003.

ZHANG, C. Madden-Julian Oscillation. **Reviews of Geophysics**, v. 43, p. 1–36, 2005.

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