

Universidade de São Paulo
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Ana Carolina Nóbile Tomaziello

**Variabilidade da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico
durante as estações seca e chuvosa da América do Sul tropical**

São Paulo
2014

Ana Carolina Nóbile Tomaziello

**Variabilidade da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico
durante as estações seca e chuvosa da América do Sul tropical**

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 Doutora em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Adilson Wagner Gandu
Coorientadora: Profa. Dra. Leila Maria Véspoli de Carvalho

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

São Paulo

2014

Aos maiores amores da minha vida...

Minha mãe, Maria Cida, a quem devo tudo que sou e que conquistei.

Meu pai, Rogério, pelo apoio incansável.

Minha avó, Shirlei, pelo carinho, companheirismo e amor.

Em especial ao meu avô Augusto (in memoriam), pelo exemplo de vida e amor incondicional.

Eterna gratidão...

Agradecimentos

Em primeiro lugar a *Deus* pelas grandes bênçãos que me concedeu, pelo conforto incessante que me deu ao longo de toda essa jornada e por ter me dado a família mais maravilhosa que uma pessoa poderia ter. A *Jesus* por estar sempre ao meu lado e proteger a todos que amo. A *Santo Antônio de Sant'Anna Galvão* por sua intercessão nos momentos de necessidade.

Ao meu querido orientador e amigo, *Prof. Dr. Adilson Wagner Gandu*, que acompanhou meu amadurecimento tanto pessoal quanto profissional, desde meus primeiros passos na iniciação científica, me orientando por quase uma década. Agradeço infinitamente pela orientação, pelas palavras de encorajamento e incentivo nas horas certas, por ter acreditado e confiado em mim sempre.

À minha coorientadora e amiga, *Profa. Dra. Leila Maria Véspoli de Carvalho*, pela oportunidade de realização do estágio sanduíche na *University of California, Santa Barbara* (UCSB), que tanto contribuiu para meu enriquecimento pessoal e científico. Agradeço imensamente pela orientação, sugestões, suporte e grande incentivo ao longo deste trabalho a esta pessoa tão humana que é a *Profa. Leila*. Não caberiam aqui as palavras de agradecimento a ela, que tanto compartilhou de seus conhecimentos.

À minha mãe, *Maria Cida*, meu grande amor e por quem tenho enorme admiração. A esta mulher forte e guerreira devo todas as conquistas de minha vida e agradeço pelo amor incondicional, pelo constante incentivo, apoio, força, paciência, pelo enorme esforço que fez para que eu tivesse boa formação, pelo exemplo de vida e por ter acreditado e continuar acreditando sempre em mim.

Aos meus avós, *Shirlei e Augusto (in memoriam)*, por todos os esforços que fizeram pensando em meu futuro, pelo amor, enorme carinho, incentivo, paciência e confiança que em mim depositaram. Em especial ao meu amado avô que não está mais entre nós, mas que sempre esteve muito orgulhoso de mim, pois pôde acompanhar a maior parte desta jornada.

Ao meu pai, *Rogério Achilles*, pelo amor, apoio e incentivo, pelas palavras de carinho e conforto nas horas que mais precisava e por ter acreditado em mim em todos os momentos.

Aos meus avós, *Elisa (in memoriam) e Rogério (in memoriam)*, e aos meus tios, *Graça e Kerko*, pela confiança que sempre tiveram em mim e pelo carinho.

Ao meu namorado, *Gláuber*, pelo amor, carinho, amizade, paciência, companheirismo e por ter me incentivado o tempo todo e incondicionalmente ao longo deste caminho.

Ao meu querido amigo, *Donizetti*, pelo infinito carinho, momentos de descontração, incentivo e força em todos os momentos que precisei.

Ao *Prof. Dr. Charles Jones* (UCSB) por disponibilizar toda a infraestrutura necessária durante a realização do estágio sanduíche no exterior e pela concessão de dados utilizados nesse trabalho.

Aos membros da banca do Exame de Qualificação, *Profs. Drs. Carlos Frederico de Mendonça Raupp, Ricardo de Camargo e Tércio Ambrizzi*, pelas críticas e sugestões, que muito contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, e também pelas produtivas discussões durante a elaboração da tese.

À *Profa. Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha* pelas críticas e sugestões ao longo do doutorado nos pareceres dos relatórios.

Ao *Prof. Dr. Edmilson Dias de Freitas* pela consideração, dicas, incentivo e amizade.

Ao meu colega de sala e amigo, *Júnior*, pela amizade, auxílio e companheirismo. À *Dra. Ana Elizabete da Silva* pelo auxílio com um dos programas.

Aos meus *housemates* nos Estados Unidos, *Emma, Dylan, Mackenzie* e, em especial, *Teresa*, por terem tornado muito agradável a minha estada em Santa Barbara, Califórnia, durante a realização do estágio sanduíche.

Aos *professores do IAG-USP* pela dedicação e pelos ensinamentos que muito contribuíram para meu crescimento científico.

Ao *Grupo de Estudos Climáticos* (GrEC/USP), primordial para o aprofundamento de meu conhecimento na área de Climatologia.

Aos técnicos de informática, *Djalma, Samuel e Sebastião*, e às secretárias do Departamento de Ciências Atmosféricas, *Ana, Bete e Sônia*, pela prontidão, disponibilidade e atenção.

Aos meus *amigos do IAG-USP* pelo companheirismo e pelos bons momentos que tivemos ao longo desses anos.

Ao *IAG-USP (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo)* por toda minha formação profissional e científica, desde a graduação, mestrado e pela oportunidade de realização do doutorado.

À *CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior)* e ao *CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico)* pelo apoio financeiro parcial durante esta pesquisa. À *FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo)* pela concessão da bolsa de Doutorado e pelo apoio financeiro através do processo nº. 2010/17224-0.

*“O aumento do conhecimento é como uma esfera dilatando-se no espaço:
quanto maior a nossa compreensão, maior o nosso contato com o desconhecido”.*

Blaise Pascal

Resumo

TOMAZIELLO, A. C. N. **Variabilidade da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico durante as estações seca e chuvosa da América do Sul tropical.** 2014. 192 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

A Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (ZCIT-A) tem papel crucial nos regimes de precipitação do norte da América do Sul e oeste da África, exibindo variabilidade em diferentes escalas de tempo. No entanto, a maior parte dos trabalhos tem se concentrado em sua variabilidade nas escalas de tempo anual e interanual durante o outono austral. Neste contexto, as principais questões que norteiam este estudo são: durante as estações chuvosa (novembro-março) e seca (maio-setembro) da América do Sul tropical, quais os principais mecanismos atmosféricos relacionados à variabilidade da ZCIT-A na escala intrassazonal? Qual a relação entre a variabilidade intrassazonal da ZCIT-A e a atividade da Oscilação de Madden-Julian (OMJ)? Para responder essas questões propõe-se um Índice Atmosférico Multivariado para a ZCIT-A (IZCIT), que descreve os principais aspectos atmosféricos da ZCIT-A e retém sua variabilidade nas escalas interanual, semianual e intrassazonal. O índice consiste no coeficiente temporal do primeiro modo das Funções Ortogonais Empíricas Combinadas de anomalias (ciclo anual removido) de precipitação, umidade específica e componentes zonal e meridional do vento em 850 hPa das *Climate Forecast System Reanalysis* para o período de 1979-2010. Com base neste índice, examinam-se associações entre a variabilidade intrassazonal da ZCIT-A e padrões de teleconexão trópicos-extratrópicos. “Eventos” intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (intensificada), determinados com base no quartil inferior (superior) do IZCIT filtrado na banda intrassazonal (10-70 dias), estão associados a anomalias negativas (positivas) de precipitação no Atlântico tropical Central-Oeste e a alísios enfraquecidos (intensificados) no Atlântico. A variabilidade intrassazonal da ZCIT-A na estação chuvosa da América do Sul tropical está associada à propagação de uma onda de Rossby, consistente com o padrão de teleconexão *Pacific-North American* em sua fase positiva (negativa) durante eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (intensificada). O enfraquecimento (fortalecimento) dos alísios durante eventos de ZCIT-A enfraquecida (intensificada) está relacionado a uma circulação ciclônica (anticiclônica) anômala em baixos níveis no noroeste da África e ao enfraquecimento (fortalecimento) da Alta Subtropical do Atlântico Norte, devido à atuação do trem de onda.

Durante a estação seca da América do Sul tropical, as anomalias nos alísios estão associadas a mudanças na circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, moduladas por um trem de onda de Rossby. Essa onda é consistente com a fase negativa (positiva) do primeiro modo do padrão *Pacific-South American* durante os eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (intensificada). Os referidos padrões de teleconexão induzem anomalias nos ventos alísios e divergência em altos níveis sobre o Atlântico equatorial, modulando a intensidade da ZCIT-A. Relações entre a variabilidade intrassazonal da ZCIT-A e a atividade da OMJ também são investigadas. Eventos de ZCIT-A enfraquecida (intensificada) tendem a ser mais frequentes na fase da oscilação caracterizada por supressão (convecção) sobre o Pacífico Oeste e convecção (supressão) sobre o Oceano Índico. Este estudo fornece um novo método para investigar a variabilidade da ZCIT do Atlântico e contribui para entender os mecanismos atmosféricos subjacentes que explicam sua variabilidade na escala de tempo intrassazonal, mostrando evidências adicionais a trabalhos anteriores de influências remotas na ZCIT-A via extratropicais.

Palavras-chave: ZCIT do Atlântico, variabilidade intrassazonal, ondas de Rossby, Oscilação de Madden-Julian.

Abstract

TOMAZIELLO, ACN. *Variability of the Atlantic Intertropical Convergence Zone during dry and rainy seasons of tropical South America*. São Paulo: Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, 2014, 192 p. PhD. Thesis in Meteorology.

The Atlantic Intertropical Convergence Zone (ITCZ-A) plays a crucial role for precipitation regimes of northern South America and western Africa, exhibiting variability on several time-scales. However, most of the works has been focused on its variability on annual and interannual time-scales during austral autumn. In this context, the main questions that guide this study are: what are the main atmospheric mechanisms associated with the variability of ITCZ-A on intraseasonal time-scales, during rainy (November-March) and dry (May-September) seasons of tropical South America? What is the relationship between the intraseasonal variability of ITCZ-A and the activity of Madden-Julian Oscillation (MJO)? In order to answer these questions it is proposed a Multivariate Atmospheric Index for the ITCZ-A (ITCZ_i) that describes the main atmospheric features of the ITCZ-A and retains its variability on interannual, semiannual, and intraseasonal time-scales. The index consists of the time coefficient of the first Combined Empirical Orthogonal Function mode of anomalies (annual cycle removed) of precipitation, specific humidity and zonal and meridional wind components at 850 hPa from Climate Forecast System Reanalysis for the period of 1979-2010. Based on this index, associations between the intraseasonal variability of ITCZ-A and tropical-extratropical teleconnection patterns are examined. Intraseasonal “events” of weakened (intensified) ITCZ-A, determined based on the lower (upper) quartile of ITCZ_i filtered on the intraseasonal band (10-70 days), are associated with negative (positive) precipitation anomalies in central-western tropical Atlantic and weakened (intensified) trade winds in the Atlantic. The intraseasonal variability of ITCZ-A during the rainy season of tropical South America is associated with a Rossby wave propagation, consistent with the Pacific-North American teleconnection pattern on its positive (negative) phase during intraseasonal events of weakened (intensified) ITCZ-A. The weakening (enhancement) of trade winds during events of weakened (intensified) ITCZ-A is related to an anomalous low-level cyclonic (anticyclonic) circulation over northwestern Africa and to the weakening (enhancement) of North Atlantic Anticyclone due to the action of the wave train. During the dry season of tropical South America, the anomalies in the trade winds are associated with

changes in the South Atlantic Anticyclone circulation modulated by a Rossby wave train. This wave is consistent with the negative (positive) phase of the first mode of the Pacific-South American pattern during the intraseasonal events of weakened (intensified) ITCZ-A. The referred teleconnection patterns induce anomalies in the trade winds and upper level divergence over the equatorial Atlantic, modulating the intensity of the ITCZ-A. Associations between the intraseasonal variability of ITCZ-A and the activity of the OMJ are also examined. The events of weakened (intensified) ITCZ-A tend to be more frequent during the phase of the oscillation characterized by suppression (convection) over western Pacific and convection (suppression) over the Indian Ocean. This study provides a new framework to investigate the variability of the Atlantic ITCZ and contributes to understand the underlying atmospheric mechanisms that explain its variability on intraseasonal time-scales, showing further evidences to previous works of remote influences in the ITCZ-A via extratropics.

Keywords: Atlantic ITCZ, intraseasonal variability, Rossby waves, Madden-Julian Oscillation.

Lista de figuras

- Figura 1. (a) Diagrama esquemático da circulação geral da atmosfera mostrando as três células de circulação meridional, os cinturões de altas pressões, ventos típicos próximos à superfície e a região de atuação da ZCIT. Fonte: Silva Dias e Justí da Silva (2009). (b) Imagem do satélite METEOSAT no canal do infravermelho para 18 de junho de 2013 às 18Z. Nota-se a ZCIT caracterizada por uma banda destacada de nuvens convectivas ao redor do globo sobre a região do equador. Fonte: *University of Dundee*. 35
- Figura 2. Estrutura média sazonal da “ZCIT” em termos de precipitação média climatológica do *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)* 3B42 versão 6 (intervalo de 2 mm dia⁻¹) para (a) verão (dezembro-janeiro-fevereiro - DJF), (b) outono (março-abril-maio - MAM), (c) inverno (junho-julho-agosto - JJA) e (d) primavera (setembro-outubro-novembro - SON) austrais para o período de 1998 a 2010. (e) Perfil latitudinal da precipitação média sazonal do TRMM (mm dia⁻¹) nos trópicos. 36
- Figura 3. Esquema representativo das fases (a) positiva e (b) negativa do gradiente meridional inter-hemisférico de TSM do Atlântico tropical e do posicionamento da ZCIT do Atlântico. As siglas AAS e AAN referem-se às Altas Subtropicais do Atlântico Sul e Norte, respectivamente. As localizações aproximadas do Nordeste do Brasil (NEB) e do Sahel estão indicadas nas figuras. Fonte: adaptado da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos. 42
- Figura 4. Composições de anomalias (filtradas na banda intrassazonal de 20-200 dias) de radiação de onda longa emergente (ROLE) (coluna da esquerda) e componente zonal do vento em 850 hPa (coluna da direita) para fase (a, b) 1, (c, d) 2, (e, f) 3, (g, h) 4, (i, j) 5, (k, l) 6, (m, n) 7 e (o, p) 8 da OMJ. O sombreado escuro (claro) corresponde a regiões com anomalias negativas (positivas) estatisticamente significativas ao nível de 5%. O intervalo dos contornos para ROLE é de 2,5 W m⁻² e para o vento é de 0,5 m s⁻¹. Os dados de ROLE são os da *National Atmospheric and Oceanic Administration (NOAA)* (LIEBMANN; SMITH, 1996) e os de vento zonal são das *Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)* (SAHA et al., 2010). Fonte: cortesia Dr. Charles Jones. 46
- Figura 5. Composição média de anomalias de altura geopotencial em 500 hPa (sombreado com intervalo de 10 m) para fases (a) positiva e (b) negativa do PNA. Fonte: *North Carolina State University*. 49
- Figura 6. Composição média de anomalias de função corrente turbulenta em 200 hPa (contornos com intervalo de 3 x 10⁶ m² s⁻¹) para dias com (a) PSA1 positivo, (b) PSA2 positivo, (c) PSA2 negativo e (d) PSA1 negativo. As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%. A direção das flechas entre as figuras indica a sequência de evolução dos padrões. Fonte: Mo e Higgins (1998). 50

Figura 7. Precipitação acumulada média climatológica (intervalo de 2 mm dia ⁻¹) para o período de 1998 a 2010 para as estações (a, b) chuvosa e (c, d) seca da América do Sul tropical. As figuras das colunas da esquerda e da direita referem-se à climatologia com dados do CFSR e do TRMM 3B42, respectivamente.	53
Figura 8. Escoamento médio climatológico em 850 hPa (m s ⁻¹) com dados do CFSR para o período de 1979 a 2010 para as estações (a) chuvosa e (b) seca da América do Sul tropical.	54
Figura 9. Idem à Figura 8, mas para o nível de 200 hPa (intervalo de 4 m s ⁻¹).	57
Figura 10. Região de estudo. O retângulo em roxo representa o domínio espacial da CEOF (45 °W- 0°; 10 °S-10 °N).	62
Figura 11. Exemplo do critério de determinação da independência e da persistência dos eventos de ZCIT-A enfraquecida e intensificada para MJJAS de 1991. A linha em preto representa a série temporal do IZCIT. As linhas tracejadas em laranja e em verde indicam os valores correspondentes aos quartis inferior ($q_{0.25}$) e superior ($q_{0.75}$) do IZCIT, respectivamente. Os números fora (dentro) dos parênteses referem-se ao (à) número de ordem (persistência) dos eventos.	65
Figura 12. Diagrama esquemático dos 10 primeiros autovalores (pontos em preto) da CEOF de precipitação, umidade específica e ventos zonal e meridional em 850 hPa para a região da ZCIT-A. As barras de erro correspondem ao erro amostral de cada autovalor. As barras em verde representam a variância explicada (%) por cada modo de variabilidade apresentado no gráfico.	70
Figura 13. Coeficientes de correlação de Pearson (intervalos de 0,1) entre a série temporal do IZCIT e anomalias locais com ciclo anual removido de (a) precipitação, (b) umidade específica, (c) vento zonal e (d) vento meridional em 850 hPa para 1979-2010. Contornos verdes contínuos e laranjas tracejados representam coeficiente de correlação positivo e negativo, respectivamente. As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com coeficiente de correlação estatisticamente significativo ao nível de 5%.	71
Figura 14. Série temporal do IZCIT para o período de (a) 1979-1982, (b) 1983-1986, (c) 1987-1990, (d) 1991-1994, (e) 1995-1998, (f) 1999-2002, (g) 2003-2006 e (h) 2007-2010. Valores negativos (vermelhos) e positivos (azuis) correspondem a ZCIT-A enfraquecida e intensificada, respectivamente.	73
Figura 15. Espectro de potência da ondeleta do IZCIT (esquerda). A região hachurada é o cone de influência. Os contornos em preto são o limite de confiança de 5% para o espectro de fundo de ruído vermelho. À direita o espectro de ondeleta global (linha contínua). A linha tracejada é a significância para o espectro de ondeleta global, assumindo o mesmo limite de confiança e o mesmo espectro de fundo das ondeletas. As ondeletas foram calculadas usando as rotinas fornecidas na página http://ion.exelisvis.com/	74

Figura 16. Autocorrelação do IZCIT para o período de 1979 a 2010 do <i>lag</i> -5 pântadas ao <i>lag</i> +5 pântadas.	75
Figura 17. Diagrama de dispersão de IZCIT <i>versus</i> coeficiente temporal da CEOF-1 calculada com (a) <i>prec</i> , <i>u</i> e <i>v</i> , (b) <i>q</i> , <i>u</i> e <i>v</i> , (c) <i>prec</i> e <i>q</i> , (d) <i>prec</i> e <i>u</i> , (e) <i>prec</i> e <i>v</i> , (f) <i>u</i> e <i>v</i> e (g) <i>prec</i> . Os colchetes indicam as variáveis envolvidas no cálculo da CEOF. A linha preta é a reta de regressão linear ajustada entre as duas séries. A equação da reta ajustada, o coeficiente de determinação (R^2) e a variância explicada (<i>Var</i>) pela CEOF-1 com cada conjunto de variáveis são apresentados no canto superior esquerdo dos gráficos.	77
Figura 18. Variabilidade submensal da proporção de pântadas no mês com ZCIT-A enfraquecida e intensificada para o período de 1979 a 2010 para (a) NDJFM e (b) MJJAS. As linhas e equações representam a tendência linear e a equação da reta ajustada às distribuições. Os números entre parênteses na legenda indicam o número total de pântadas.	79
Figura 19. Série temporal do ONI (<i>Oceanic Niño Index</i>) (°C) para o período de 1979 a 2010 em valores mensais.	81
Figura 20. Idem à Figura 19, mas para a diferença TNA-TSA (°C).	83
Figura 21. Variabilidade interanual do número de pântadas com ZCIT-A enfraquecida e intensificada e série temporal do <i>Ocean Niño Index</i> (ONI) médio (linha tracejada). As equações referem-se à reta ajustada às distribuições. Os números entre parênteses na legenda indicam o número total de pântadas. (c, d) Comparação entre as proporções de pântadas com ZCIT-A enfraquecida e intensificada em anos de El Niño, La Niña e nos anos neutros (classificados na Tabela 1). (e, f) Comparação entre as proporções de pântadas com ZCIT-A enfraquecida e intensificada em anos de gradiente meridional inter-hemisférico de TSM no Atlântico tropical positivo e negativo (classificados na Tabela 2). As colunas de esquerda e da direita referem-se a NDJFM e MJJAS, respectivamente.	86
Figura 22. Amplitude dos picos do IZCIT durante os eventos de ZCIT-A enfraquecida (vermelho) e intensificada (azul) <i>versus</i> a persistência para (a) NDJFM e (b) MJJAS. As linhas em vermelho e azul representam a reta de regressão linear ajustada às distribuições. A equação da reta ajustada, o coeficiente de determinação (R^2) e o coeficiente de correlação (r) são apresentados nos gráficos. Os pontos vazios representam os <i>outliers</i> para persistência. Valores extremos de persistência são indicados com um asterisco ao lado do ponto.	88

Figura 23. Composições de precipitação acumulada para NDJFM de 1998 a 2010 para (a, b) ZCIT-A enfraquecida, (c, d) ZCIT-A intensificada e (e, f) ZCIT-A intensificada – enfraquecida. As colunas da esquerda e da direita referem-se a composições de precipitação com dados do CFSR e do TRMM 3B42, respectivamente. O intervalo do sombreado das figuras (a-d) é de 2 mm dia^{-1} . Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados das figuras (e) e (f) representam diferenças positivas (contorno mínimo de $1,5 \text{ mm dia}^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-1,5 \text{ mm dia}^{-1}$), respectivamente, com intervalo de 4 mm dia^{-1} . As áreas sombreadas em cinza nas figuras (e) e (f) correspondem às regiões com diferenças de precipitação média estatisticamente significativas ao nível de 5%..... 89

Figura 24. Idem à Figura 23, mas para MJJAS. Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados das figuras (e) e (f) representam diferenças positivas (contorno mínimo de 1 mm dia^{-1}) e negativas (contorno mínimo de -1 mm dia^{-1}), respectivamente, com intervalo de 3 mm dia^{-1} 91

Figura 25. (a) Exemplo de séries temporais do IZCIT (azul) e do IZCIT₁₀₋₇₀ (vermelho) para o período de 1995 a 1998. (b) Diagrama de dispersão do IZCIT₁₀₋₇₀ versus IZCIT. A linha em preto é a reta de regressão linear ajustada entre as duas séries. A equação da reta ajustada, o coeficiente de determinação (R^2) e o coeficiente de correlação (r) são indicados no canto superior esquerdo do gráfico. 94

Figura 26. Diagrama esquemático para o IZCIT₁₀₋₇₀ para as estações chuvosa (NDJFM) e seca (MJJAS) da América do Sul tropical. A mediana é representada pelo ponto, o intervalo interquartilico pela caixa, os valores mínimo e máximo não *outliers* são indicados pelas barras, *outliers* são marcados com um “X”. Os valores próximos ao eixo das abscissas correspondem ao índice Yule-Kendall (γ_K). 94

Figura 27. Variabilidade interanual (a, b) do número de eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (IZE) e intensificada (IZI) e (c, d) da persistência média desses eventos em pântadas para o período de 1979-2010 para (a, c) NDJFM e (b, d) MJJAS. Os números entre parênteses nas legendas indicam o número total de eventos em (a) e (b) e a média da persistência média em (c) e (d). As siglas EN e LN indicam anos de El Niño e La Niña moderados a intensos no período, respectivamente. As colunas da esquerda e da direita referem-se a NDJFM e MJJAS, respectivamente. 96

Figura 28. Porcentagem de eventos independentes IZE e IZI versus a persistência dos mesmos em pântadas para o período de 1979 a 2010 para (a) NDJFM e (b) MJJAS. Os números entre parênteses na legenda indicam o número total de eventos independentes IZE e IZI. Na parte superior dos gráficos há um diagrama esquemático para os valores de persistência de IZE (vermelho) e IZI (azul). A mediana é representada pelo ponto, o intervalo interquartilico pela caixa, os valores mínimo e máximo não *outliers* são indicados pelas barras, *outliers* por um “X” e os valores extremos por um asterisco. Os valores próximos às barras correspondem ao índice Yule-Kendall (γ_K). 97

Figura 29. Porcentagem (%) da contribuição da precipitação média durante os eventos (a, b) IZE e (c, d) IZI para a média climatológica para NDJFM. As colunas da esquerda e da direita referem-se aos dados do CFSR para o período de 1979 a 2010 e do TRMM 3B42 para o período de 1998 a 2010, respectivamente. O intervalo do sombreado colorido é de 10%. As áreas sombreadas em cinza (999) correspondem às regiões com precipitação média climatológica inferior a 0,5 mm dia⁻¹. 99

Figura 30. Idem à Figura 29, mas para MJJAS. 100

Figura 31. Composições defasadas de anomalias (filtradas na banda de 10-70 dias) de precipitação acumulada (contornos) (mm dia⁻¹) e escoamento em 850 hPa (vetores) (m s⁻¹) do CFSR para NDJFM. Vetores mais espessos correspondem às anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%. Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de 0,5 mm dia⁻¹) e negativas (contorno mínimo de -0,5 mm dia⁻¹), respectivamente, com intervalo de 2 mm dia⁻¹. As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias de precipitação estatisticamente significativas ao nível de 5%. As colunas da esquerda e da direita referem-se às composições para eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (IZE) e intensificada (IZI), respectivamente. Os *lags* correspondem a pântadas, sendo (a, b) *lag* -1 (uma pântada antes), (c, d) *lag* 0 (pântada do evento), (e, f) *lag* +1 (uma pântada depois). 109

Figura 32. Idem à Figura 31, mas para TSM (°C) para o período de 1982 a 2010. Os contornos vermelhos contínuos e azuis tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de 0,03 °C) e negativas (contorno mínimo de -0,03 °C), respectivamente, com intervalo de 0,03 °C. 110

Figura 33. Idem à Figura 31, mas para ROLE (W m⁻²). Os contornos vermelhos contínuos e azuis tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de 1,5 W m⁻²) e negativas (contorno mínimo de -1,5 W m⁻²), respectivamente, com intervalo de 2 W m⁻². 111

Figura 34. Idem à Figura 31, mas para componente meridional do vento em 200 hPa (m s⁻¹). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de 0,5 m s⁻¹) e negativas (contorno mínimo de -0,5 m s⁻¹), respectivamente, com intervalo de 0,5 m s⁻¹. 112

Figura 35. Idem à Figura 31, mas para função corrente em 200 hPa (1 x 10⁶ m² s⁻¹). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de 0,5 x 10⁶ m² s⁻¹) e negativas (contorno mínimo de -0,5 x 10⁶ m² s⁻¹), respectivamente, com intervalo de 0,5 x 10⁶ m² s⁻¹. 113

Figura 36. Idem à Figura 31, mas para altura geopotencial em 200 hPa (contornos) (m) e escoamento em 850 hPa (vetores) ($m s^{-1}$). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de 2 m) e negativas (contorno mínimo de -2 m), respectivamente, com intervalo de 4 m. Apenas as anomalias de escoamento significativas ao nível de 5% são plotadas.....	114
Figura 37. Idem à Figura 31, mas para escoamento em 200 hPa ($m s^{-1}$). As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%.	115
Figura 38. Composições defasadas de anomalias (filtradas na banda de 10-70 dias) de precipitação acumulada (contornos) ($mm dia^{-1}$) e escoamento em 850 hPa (vetores) ($m s^{-1}$) do CFSR para MJJAS. Vetores mais espessos correspondem às anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%. Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,5 mm dia^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,5 mm dia^{-1}$), respectivamente, com intervalo de $2 mm dia^{-1}$. As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias de precipitação estatisticamente significativas ao nível de 5%. As colunas da esquerda e da direita referem-se às composições para eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (IZE) e intensificada (IZI), respectivamente. Os lags correspondem a pântadas, sendo (a, b) lag -1 (uma pântada antes), (c, d) lag 0 (pântada do evento), (e, f) lag +1 (uma pântada depois).	123
Figura 39. Idem à Figura 38, mas para TSM ($^{\circ}C$) para o período de 1982 a 2010. Os contornos vermelhos contínuos e azuis tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,03 ^{\circ}C$) e negativas (contorno mínimo de $-0,03 ^{\circ}C$), respectivamente, com intervalo de $0,03 ^{\circ}C$	124
Figura 40. Idem à Figura 38, mas para ROLE ($W m^{-2}$). Os contornos vermelhos contínuos e azuis tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $1,5 W m^{-2}$) e negativas (contorno mínimo de $-1,5 W m^{-2}$), respectivamente, com intervalo de $2 W m^{-2}$	125
Figura 41. Idem à Figura 38, mas para componente meridional do vento em 200 hPa ($m s^{-1}$). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,5 m s^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,5 m s^{-1}$), respectivamente, com intervalo de $0,5 m s^{-1}$	126
Figura 42. Idem à Figura 38, mas para função corrente em 200 hPa ($1 \times 10^6 m^2 s^{-1}$). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,5 \times 10^6 m^2 s^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,5 \times 10^6 m^2 s^{-1}$), respectivamente, com intervalo de $0,5 \times 10^6 m^2 s^{-1}$	127
Figura 43. Idem à Figura 38, mas para altura geopotencial em 200 hPa (contorno) (m) e escoamento em 850 hPa (vetores) ($m s^{-1}$). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de 2 m) e negativas (contorno mínimo de -2 m), respectivamente, com intervalo de 4 m.	128

Figura 44. Idem à Figura 38, mas para escoamento em 200 hPa (m s^{-1}). As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%. 129

Figura 45. (a, b) Porcentagem de eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (IZE) e intensificada (IZI) ocorridos durante as fases ativa e inativa da OMJ, indicadas, respectivamente, por OMJ e INA nos gráficos, para (a) NDJFM e (b) MJJAS. Os números entre parênteses nas legendas indicam o número total de eventos independentes intrassazonais. (c, d) Porcentagem de eventos IZE e IZI ocorridos durante cada fase da OMJ para (c) NDJFM e (d) MJJAS. As porcentagens das figuras (c) e (d) são com relação a todos os eventos ocorridos durante OMJ ativa em cada estação. Os círculos verdes (laranjas) próximos ao eixo das abcissas indicam que as diferenças entre as proporções são estatisticamente significativas ao nível de 5% (10%). 131

Figura 46. Composições de anomalias (filtradas na banda 10-70 dias) de (a, c) ROLE (intervalo de $1,5 \text{ W m}^{-2}$) e (b, d) componente zonal do vento em 850 hPa (intervalo de $0,4 \text{ m s}^{-1}$) para NDJFM. Os contornos azuis tracejados e vermelhos contínuos nas figuras (a) e (c) representam anomalias negativas (contorno mínimo de $-1,5 \text{ W m}^{-2}$) e positivas (contorno mínimo de $1,5 \text{ W m}^{-2}$) de ROLE, respectivamente. Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados nas figuras (b) e (d) representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,2 \text{ m s}^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,2 \text{ m s}^{-1}$) de vento zonal, respectivamente. As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%. As colunas da esquerda e da direita referem-se às composições de ROLE e da componente zonal do vento em 850 hPa, respectivamente. 133

Figura 47. Idem à Figura 46, mas para MJJAS. 133

Figura 48. Composições de anomalias (filtradas na banda 10-70 dias) da componente meridional do vento em 200 hPa (m s^{-1}) para (a, b) NDJFM e (c, d) MJJAS. Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,5 \text{ m s}^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,5 \text{ m s}^{-1}$), respectivamente, com intervalo de $0,5 \text{ m s}^{-1}$. As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%. As colunas da esquerda e da direita referem-se às composições para o lag 0 dos IZE e IZI, respectivamente, durante as fases (a) 1, 2, 3 e 8, (b) 4, 5, 6 e 7, (c) 1, 2, 3 e 4 e (d) 5, 6, 7 e 8 da OMJ. 134

Figura 49. Diagrama conceitual dos principais resultados obtidos. Mecanismos dinâmicos associados aos eventos intrassazonais de ZCIT-A (a) enfraquecida (IZE) e (b) intensificada (IZI) para a estação chuvosa da América do Sul tropical (NDJFM) e de (c) IZE e (d) IZI para a estação seca da América do Sul tropical (MJJAS). Os círculos sombreados em vermelho e azul representam anomalias negativas e positivas de convecção, respectivamente. As setas em verde representam anomalias nos ventos alísios no Atlântico equatorial. As setas em laranja representam padrões de teleconexão atmosférica. A ZCIT-A e as trajetórias de propagação do PNA, PSA e OMJ são indicadas nas figuras. Os números entre parênteses na seta sobre a Indonésia indicam as fases da OMJ. 140

Lista de tabelas

Tabela 1 - Anos de El Niño, La Niña e anos neutros para NDJFM e MJJAS para 1979-2010 classificados de acordo com o <i>Oceanic Niño Index</i> (ONI).	82
Tabela 2 - Anos com gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico tropical positivo e negativo para NDJFM e MJJAS para 1979-2010 classificados com base na diferença entre o <i>Tropical Northern Atlantic Index</i> (TNA) e o <i>Tropical Southern Atlantic Index</i> (TSA).	83

Lista de abreviaturas e siglas

CEOF	<i>Combined Empirical Orthogonal Functions</i> (Funções Ortogonais Empíricas Combinadas)
CEOF-1	Primeiro modo das Funções Ortogonais Empíricas Combinadas
CEOF-2	Segundo modo das Funções Ortogonais Empíricas Combinadas
CFS	<i>Climate Forecast System</i>
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
DJF	Dezembro-janeiro-fevereiro
EN	El Niño
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
ENSO	<i>El Niño-Southern Oscillation</i>
EOF	<i>Empirical Orthogonal Functions</i>
ERA-40	<i>45-Year European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Re-Analysis</i>
ERA-Interim	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Re-Analysis</i>
FFT	<i>Fast Fourier Transform</i>

GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INA	Fase inativa da Oscilação de Madden-Julian
ITCZ	<i>Intertropical Convergence Zone</i>
ITCZi	<i>Multivariate Atmospheric Atlantic Intertropical Convergence Zone Index</i>
IZCIT	Índice Atmosférico Multivariado para a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico
IZCIT₁₀₋₇₀	Índice Atmosférico Multivariado para a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico filtrado na banda de 10-70 dias
IZE	“Eventos” intrassazonais de Zona de Convergência Intertropical do Atlântico enfraquecida
IZI	“Eventos” intrassazonais de Zona de Convergência Intertropical do Atlântico intensificada
JJA	Junho-julho-agosto
LISAM	<i>Large-scale Index for South America Monsoon</i>
LN	La Niña
MAM	Março-abril-maio
MEI	<i>Multivariate ENSO Index</i>
MERRA	<i>Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications</i>

MJJAS	Maio-junho-julho-agosto-setembro
MJO	<i>Madden-Julian Oscillation</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NDJFM	Novembro-dezembro-janeiro-fevereiro-março
NOAA	<i>National Atmospheric and Oceanic Administration</i>
ONAN	Oscilação do Atlântico Norte
ODP	Oscilação Decadal do Pacífico
OLR	<i>Outgoing longwave radiation</i>
OMJ	Oscilação de Madden-Julian
ONI	<i>Oceanic Niño Index</i>
PCA	<i>Principal Components Analysis</i>
PDO	<i>Pacific Decadal Oscillation</i>
PNA	<i>Pacific-North American</i>
PSA	<i>Pacific-South American</i>
PSA1	Primeiro modo do <i>Pacific-South American</i>
PSA2	Segundo modo do <i>Pacific-South American</i>
RMM	<i>Real-time Multivariate Madden-Julian Oscillation Series</i>
ROLE	Radiação de onda longa emergente

SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
SON	Setembro-outubro-novembro
TNA	<i>Tropical Northern Atlantic Index</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSA	<i>Tropical Southern Atlantic Index</i>
TSM	Temperatura da superfície do mar
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCIT-A	Zona de Convergência Intertropical do Atlântico

Lista de símbolos

mm	milímetros
km	quilômetros
Z	hora Zulu
h	horas
hPa	hectopascals
m	metros
s	segundos
W	Watts
λ	autovalor
$\partial\lambda$	erro amostral do autovalor λ
N	número de eventos independentes
n	número de pontos da série do coeficiente temporal das Funções Ortogonais Empíricas Combinadas
ρ_1	coeficiente de autocorrelação de <i>lag</i> 1
q0.25	percentil de 25% ou quartil inferior
q0.75	percentil de 75% ou quartil superior

prec	precipitação
u	componente zonal do vento
v	componente meridional do vento
q	umidade específica
R²	coeficiente de determinação
Var	variância explicada
°C	graus Celsius
r	coeficiente de correlação
γ_{YK}	índice Yule-Kendall
p	contribuição da precipitação média durante “eventos” intrassazonais de Zona de Convergência Intertropical do Atlântico para a média climatológica
$\overline{p_{ev}}$	precipitação média dos “eventos” intrassazonais de Zona de Convergência Intertropical do Atlântico
$\overline{p_{estac}}$	precipitação média climatológica da estação

Sumário

Capítulo 1. <i>Introdução</i>	31
1.1 Motivação	31
1.2 A Zona de Convergência Intertropical	34
1.2.1 A ZCIT do Atlântico e ciclo anual	37
1.2.1.1 Ciclo diurno da ZCIT do Atlântico.....	38
1.2.1.2 Variabilidade sinótica da ZCIT do Atlântico	39
1.2.1.3 Variabilidade interanual da ZCIT do Atlântico.....	40
1.2.1.4 Variabilidade decadal a multidecadal da ZCIT do Atlântico	43
1.3 Oscilações intrassazonais e variabilidade intrassazonal na região da ZCIT do Atlântico	44
1.3.1 Teleconexões trópicos-extratrópicos	48
1.4 Estudos da variabilidade da ZCIT utilizando índices estatísticos	51
1.5 Climatologia da precipitação e escoamento para as estações chuvosa e seca da América do Sul tropical	52
1.6 Objetivos.....	58
Capítulo 2. <i>Metodologia</i>	59
2.1 Dados	59
2.2 Índice Atmosférico Multivariado para a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (IZCIT)	60
2.2.1 Independência estatística dos autovalores da CEOF	62
2.2.2 Padrões espaciais explicados pela CEOF-1	63
2.2.3 Características temporais do IZCIT.....	64
2.2.4 CEOF utilizando a combinação de outros campos.....	64
2.3 Determinação dos eventos independentes de ZCIT-A e da persistência.....	64
2.4 Variabilidade intrassazonal da ZCIT-A.....	66
2.5 Investigação dos padrões atmosféricos associados à variabilidade intrassazonal da ZCIT-A	66
2.6 Relação entre a variabilidade intrassazonal da ZCIT-A e a atividade da OMJ.....	67
Capítulo 3. <i>Índice Atmosférico Multivariado para a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico: propriedades, variabilidade e análise exploratória</i>	69
3.1 Independência estatística dos autovalores da CEOF	69
3.2 Padrões espaciais explicados pela CEOF-1	70
3.3 Características temporais básicas do IZCIT	72
3.4 CEOF utilizando a combinação de outros campos.....	76
3.5 Análise exploratória da variabilidade da ZCIT-A durante as estações chuvosa e seca da América do Sul tropical	78
3.5.1 Variabilidade submensal e semianual.....	78
3.5.2 Variabilidade interanual	80
3.5.3 Intensidade <i>versus</i> persistência.....	87
3.6 Características espaciais da precipitação na ZCIT-A durante eventos enfraquecidos e intensificados comparando dados do CFSR e do TRMM.....	88
3.7 Considerações finais e aplicabilidade do IZCIT.....	91

Capítulo 4. <i>Variabilidade intrassazonal da ZCIT do Atlântico durante as estações seca e chuvosa da América do Sul tropical</i>	93
4.1 Filtragem do IZCIT na banda intrassazonal de 10-70 dias	93
4.2 Variabilidade interanual dos eventos intrassazonais da ZCIT-A e da persistência	95
4.3 Eventos independentes intrassazonais <i>versus</i> persistência	97
4.4 Contribuição dos eventos intrassazonais para a precipitação climatológica.....	98
4.5 Evolução espacial dos eventos da ZCIT do Atlântico na banda intrassazonal de 10-70 dias	101
4.5.1 Estação chuvosa da América do Sul tropical	101
4.5.2 Estação seca da América do Sul tropical	116
4.6 Relação com a atividade da Oscilação de Madden-Julian	130
4.6.1 Variabilidade intrassazonal da ZCIT-A <i>versus</i> fases da OMJ	130
4.6.2 Padrões de teleconexão trópicos-extratrópicos nos eventos intrassazonais da ZCIT-A durante OMJ ativa.....	134
Capítulo 5. <i>Conclusões</i>	137
5.1 Sugestões para trabalhos futuros.....	141
<i>Referências</i>	143
<i>Apêndice</i>	161

Capítulo 1

Introdução

1.1 Motivação

A Região Nordeste do Brasil é a segunda região mais populosa do país, com cerca de 55 milhões de habitantes, segundo estimativas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE)¹ para 2013, ficando atrás apenas do Sudeste. Na Região Nordeste encontram-se diversos aglomerados urbanos, sobretudo ao longo do litoral, onde a maioria das capitais está localizada. Levantamentos do IBGE para 2009 indicam que o Nordeste do Brasil participa com 13,5% no Produto Interno Bruto nacional, o que corresponde a mais de R\$ 400 bilhões, estando à frente das Regiões Norte e Centro-Oeste. Em contrapartida, o norte do Nordeste do Brasil e grande parte do leste da Amazônia estão dentre as regiões mais pobres do Brasil, sofrendo períodos de fortes chuvas, principalmente associadas à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (MOLION, 1987; SOUZA; CAVALCANTI, 2009; UVO et al., 1998).

A ZCIT apresenta posicionamento sobre o hemisfério de verão (ASNANI, 1993) e tem papel crucial na distribuição de chuvas e caracterização das condições de tempo e clima em extensas regiões localizadas nos trópicos. A porção da ZCIT atuante sobre a região do Oceano Atlântico tropical, associada aos regimes de chuva no norte do Nordeste do Brasil e leste da Amazônia, é denominada ZCIT do Atlântico, ZCIT-A daqui em diante.

Mesmo quando não atua sobre o norte do Nordeste do Brasil, a subsidência induzida por compensação ao movimento ascendente na ZCIT-A, posicionada no Atlântico tropical Norte, pode influenciar na precipitação em porções do nordeste brasileiro (MOLION; BERNARDO, 2002), sul da Amazônia e Brasil Central (GANDU; SILVA DIAS, 1998), inibindo a convecção via mecanismo do tipo Hadley. O conhecimento da variabilidade da ZCIT-A nestes períodos é bastante importante para o monitoramento das chuvas no Nordeste do Brasil e, principalmente, sobre o sertão nordestino, onde os totais pluviométricos são extremamente baixos (200-500 mm ano⁻¹) (REBOITA et al., 2010), representando impacto na disponibilidade de recursos hídricos e na agricultura, conforme enfatizado por De Lima

¹ <<http://www.ibge.gov.br/home/default.php>>. Acesso em: 22 abr. 2014.

Moscatti e Gan (2007). Segundo alguns autores (p. ex. HASTENRATH; HELLER, 1977; HASTENRATH; WU; CHU, 1984), a pré-estação chuvosa no norte do Nordeste do Brasil (novembro a janeiro) também contribui com quantidade significativa de precipitação e é um dos preditores dos extremos de chuva da estação chuvosa (fevereiro a maio), período no qual a ZCIT-A atua efetivamente sobre a região.

Além da Região Nordeste, a ZCIT-A também está relacionada ao regime de chuvas no oeste africano e a precipitação nessas duas regiões, distantes aproximadamente 3000 km, está justamente conectada através da ZCIT-A (RAO et al., 2006). A estação chuvosa do oeste da África subsaariana, associada às monções de verão daquela região, representa grande importância econômica (GRODSKY; CARTON, 2001), com a persistência de eventos de chuva contribuindo de forma decisiva para a agricultura e hidrologia (JANICOT; SULTAN, 2001; SULTAN; JANICOT, 2003). A África subsaariana como um todo é a região que concentra os países mais pobres do mundo. De acordo com indicadores da *Food and Agriculture Organization of United Nations*² para o período de 2011 a 2013, essa região possui cerca de 222,7 milhões de pessoas subnutridas, o que representa mais de um terço da população subnutrida total mundial. Segundo Sultan et al. (2005), um conhecimento mais aprimorado da dinâmica do clima regional pode auxiliar no progresso da produção agrícola local, o que certamente implicaria na melhora da situação de pobreza. Além das influências sobre as atividades socioeconômicas das regiões continentais, a ZCIT-A também tem importante impacto na navegação aérea e marítima ao longo do Atlântico equatorial. Por ser um sistema associado a fortes chuvas convectivas pode influenciar em importantes rotas comerciais e turísticas de tráfego entre os Hemisférios Norte e Sul.

De maneira geral, eventos de chuva ou de seca têm impacto direto nas atividades humanas nos setores primário (agricultura, pecuária, pesca, extrativismo vegetal e mineral, produção de matéria-prima), secundário (produção industrial, geração de energia) e também terciário (prestação de serviços, transporte, comércio, turismo) em qualquer sociedade, podendo implicar na migração da população para regiões com melhor infraestrutura, o que gera a expansão desordenada de centros urbanos sem o planejamento necessário.

Em trabalho recente, Garcia (2010) destacou que estudos com relação à ZCIT-A têm sido essencialmente relacionados à estação chuvosa do Nordeste do Brasil, centrada em março-abril (HASTENRATH; HELLER, 1977), e, conseqüentemente, ao ciclo anual da ZCIT-A (p. ex. CARVALHO; OYAMA, 2013). A estação chuvosa do nordeste brasileiro está

² <<http://www.fao.org/home/en/>>. Acesso em: 22 abr. 2014.

explicitamente associada aos fatores socioeconômicos já mencionados e o ciclo anual da ZCIT-A é bastante evidente, representando a maior parte de sua variância (UVO; NOBRE, 1989). No entanto, questões relacionadas à variabilidade da ZCIT-A em outras escalas de tempo e estações do ano, como a chuvosa (novembro-março – NDJFM) e a seca (maio-setembro – MJJAS) da América do Sul tropical, necessitam e ganham espaço para serem mais exploradas. Essas estações coincidem com as de ocorrência das monções sul-americanas e africanas (subsaarianas), respectivamente.

Muitos trabalhos investigaram a variabilidade intrassazonal da precipitação sobre a América do Sul tropical (p. ex. CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; JONES; CARVALHO, 2002; LIEBMANN et al., 1999; MISRA, 2005; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; NOGUÉS-PAEGLE; BYERLE; MO, 2000) e oeste da África (p. ex. JANICOT; SULTAN, 2001; MALONEY; SHAMAN, 2008; MATTHEWS, 2004). Uvo e Nobre (1989), por exemplo, sugeriram que as oscilações intrassazonais aparentam influenciar no posicionamento da ZCIT-A, conseqüentemente, no término da estação chuvosa no norte do Nordeste do Brasil. Mais recentemente, De Souza e Ambrizzi (2006) mostraram que a Oscilação de Madden-Julian (OMJ) (MADDEN; JULIAN, 1994) é o principal mecanismo atmosférico que modula a precipitação na Região Nordeste e no leste da Amazônia na escala intrassazonal.

Apesar dos inúmeros estudos e avanços na área, De Souza e Ambrizzi (2006) argumentam que o conhecimento de como a OMJ modula a precipitação na América do Sul tropical na escala intrassazonal é ainda fragmentado. Esses autores também salientam a necessidade de estudos com relação aos impactos de trens de onda de Rossby, que emanam da região do Pacífico Oeste e que podem estar associados à atividade da OMJ, sobre a variabilidade intrassazonal de padrões atmosféricos sobre o Atlântico. De Souza, Kayano e Ambrizzi (2005) também argumentam ser necessário investigar a relação de interações trópicos-extratrópicos com a ZCIT-A, mencionando também que menor atenção tem sido dada na literatura a aspectos regionais da variabilidade intrassazonal. No que tange à variabilidade da precipitação no oeste da África, Sultan, Janicot e Diedhiou (2003) ressaltam que os estudos têm sido geralmente em escalas de tempo como sinótica, interanual e decadal e que muito poucos têm abordado a variabilidade intrassazonal na região.

Diante da problemática apresentada, justifica-se a necessidade de aprofundar estudos sobre a variabilidade da ZCIT-A, pois podem apresentar importantes implicações e fornecer subsídios para o aprimoramento da previsão do tempo e, inclusive, do clima global. Este

último aspecto deve-se à ZCIT ser parte da circulação geral da atmosfera (ASNANI, 1993). Vale destacar que, de acordo com Biasutti, Sobel e Kushnir (2006), muitos modelos de circulação geral da atmosfera apresentam algumas deficiências na representação da intensidade e do posicionamento da ZCIT-A. Além disso, os autores reforçam que a compreensão de mecanismos associados à localização da precipitação sobre o Atlântico merece ser aprofundada.

A demanda por previsões climáticas regionais mais refinadas também vem aumentando e o aperfeiçoamento dessas previsões pode permitir o planejamento de atividades socioeconômicas a mais longo prazo (MAGAÑA; AMBRIZZI, 2005). Acredita-se que a melhora na previsão de tempo incentive a elaboração de políticas públicas mais eficientes, no sentido de prevenir situações de risco à sociedade e mitigar possíveis consequências associadas a eventos meteorológicos extremos tanto no Brasil como no oeste da África subsaariana.

É neste contexto que se insere o presente trabalho, visando contribuir com um melhor entendimento da variabilidade da ZCIT-A e de mecanismos associados à sua modulação na escala intrassazonal, com uma abordagem original para a região de estudo.

1.2 A Zona de Convergência Intertropical

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), ou *Intertropical Convergence Zone* (ITCZ) – em inglês, é um dos maiores sistemas convectivos da Terra (NINOMIYA, 2007) e um dos principais da região tropical, representando papel crucial na determinação dos regimes de precipitação nos trópicos. Dos sistemas atuantes nessa faixa, a ZCIT é a característica mais marcante do encontro dos dois hemisférios (WALISER; GAUTIER, 1993), assinalando o equador meteorológico (WALISER; SOMERVILLE, 1994).

A ZCIT é parte integrante da circulação geral da atmosfera (p. ex. ASNANI, 1993; CITEAU et al., 1989) (Figura 1a), que, por sua vez, é uma resposta ao aquecimento diferencial latitudinal e à distribuição assimétrica dos continentes e oceanos (MOLION, 1987). O sistema está localizado no ramo ascendente da célula de Hadley (p. ex. WALISER; SOMERVILLE, 1994; XIE; PHILANDER, 1994), sendo caracterizado por um cinturão de baixas pressões à superfície. Nessa região ocorre a convergência dos ventos alísios de

nordeste (provenientes do Hemisfério Norte) e de sudeste (provenientes do Hemisfério Sul) (Figura 1a) (p. ex. BAIN et al., 2011; HAFEZ, 2012; HASTENRATH, 1996; O'CONNOR, 1970; XIE; CARTON, 2004), que carregam calor e umidade principalmente oriunda dos oceanos. Ao convergirem, os alísios induzem movimento vertical ascendente (HASTENRATH, 1996), formando uma intensa banda de nebulosidade convectiva que assinala a ZCIT em imagens de satélite (GADGIL; GURUPRASAD, 1990) (Figura 1b). O ar ascendente na atmosfera equatorial resfria-se por expansão adiabática e escoia em direção aos polos subsidindo na região das altas subtropicais (em aproximadamente 30° de latitude). No cinturão das altas o ar aquece-se por compressão adiabática formando novamente os alísios e fechando a circulação de Hadley (Figura 1a).

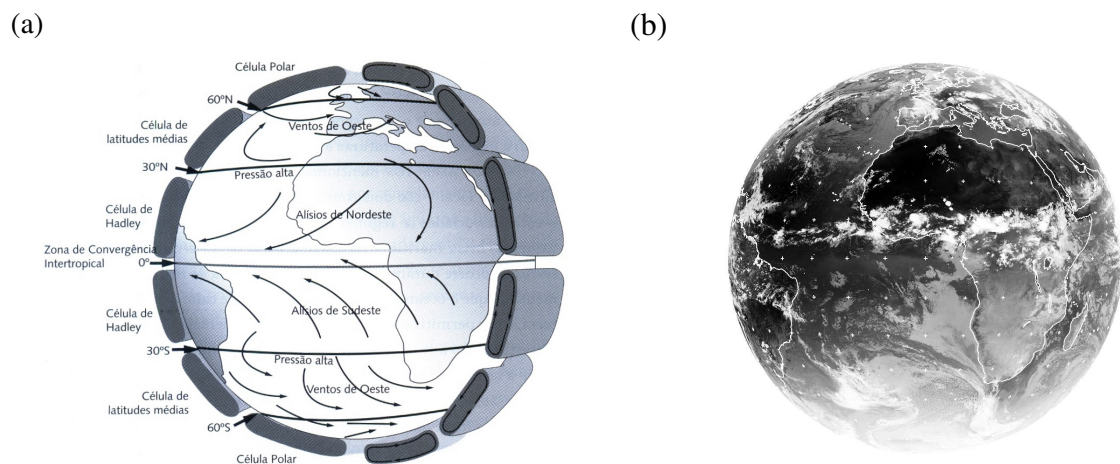


Figura 1. (a) Diagrama esquemático da circulação geral da atmosfera mostrando as três células de circulação meridional, os cinturões de altas pressões, ventos típicos próximos à superfície e a região de atuação da ZCIT. Fonte: Silva Dias e Justa da Silva (2009). (b) Imagem do satélite METEOSAT no canal do infravermelho para 18 de junho de 2013 às 18Z. Nota-se a ZCIT caracterizada por uma banda destacada de nuvens convectivas ao redor do globo sobre a região do equador. Fonte: *University of Dundee*.

Um conjunto de aspectos meteorológicos, atuantes sobre a região equatorial, está associado à ZCIT:

- ♦ zona de confluência dos alísios de nordeste e sudeste, que é a linha de velocidade meridional nula (XAVIER et al., 2000);
- ♦ região do cavado equatorial;
- ♦ área de máxima temperatura da superfície do mar (TSM);
- ♦ área de máxima convergência de massa em baixos níveis;
- ♦ banda persistente de máxima cobertura de nuvens convectivas (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009; SOUZA; CAVALCANTI, 2009).

Essas características apresentam-se próximas umas das outras em superfície interagindo entre si, porém não necessariamente ao longo da mesma latitude (HASTENRATH; LAMB, 1977).

A ZCIT alinha-se aproximadamente na direção leste-oeste sobre a região equatorial (p. ex. HOLTON; WALLACE; YOUNG, 1971; MOLION; BERNARDO, 2002), tendo uma largura média de 2° a 3° de latitude (BALOGUN³, 1973 apud RAMAGE, 1974). Utilizando dados de refletância de nuvens, Waliser e Gautier (1993) mostraram que a ZCIT possui diferentes regimes ao redor do globo. Segundo os autores, sobre o Atlântico e o Pacífico Leste, apresenta-se como uma banda estreita e bem definida de nuvens convectivas (Figura 2a-d). Já sobre o Índico e o Pacífico Oeste caracteriza-se por uma banda mais larga e com maior variabilidade espacial devido aos regimes de monção asiático e norte-australiano. O Pacífico Central é uma região de transição entre os regimes dos Pacíficos Leste e Oeste. Sobre as áreas continentais a ZCIT é larga e irregular, permanecendo desconectada das regiões oceânicas devido ao efeito da ressurgência costeira. É importante enfatizar que nem toda precipitação tropical observada na Figura 2 está associada à ZCIT.

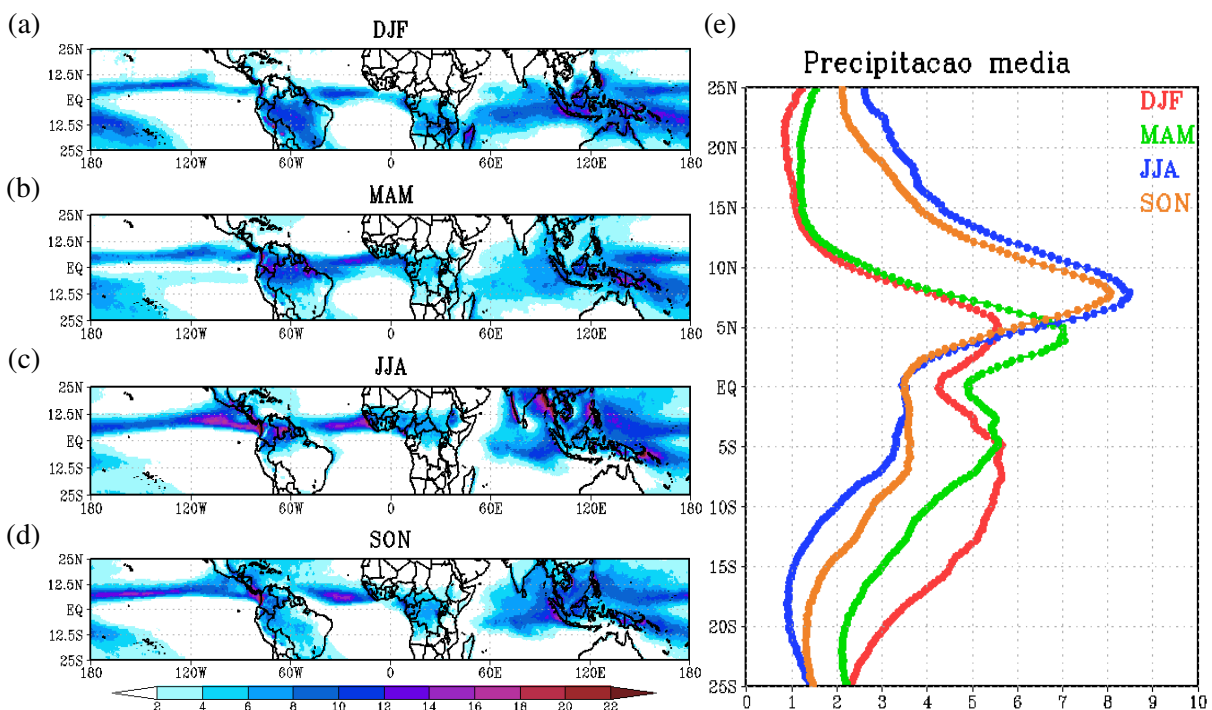


Figura 2. Estrutura média sazonal da “ZCIT” em termos de precipitação média climatológica da *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) 3B42 versão 6 (intervalo de 2 mm dia⁻¹) para (a) verão (dezembro-janeiro-fevereiro - DJF), (b) outono (março-abril-maio - MAM), (c) inverno (junho-julho-agosto - JJA) e (d) primavera (setembro-outubro-novembro - SON) austrais para o período de 1998 a 2010. (e) Perfil latitudinal da precipitação média sazonal do TRMM (mm dia⁻¹) nos trópicos.

³ BALOGUN, E. E. A study of satellite-observed cloud patterns of tropical cyclones. 1973. 103 f. SMRP Research Paper No. 109 - Department of Geophysical Sciences, University of Chicago, Chicago, 1973.

O ciclo anual da ZCIT é marcado por seu deslocamento meridional em resposta à marcha sazonal aparente do sol (p. ex. ASNANI, 1993; CITEAU et al., 1989; XIE; PHILANDER, 1994), em que a mesma posiciona-se mais ao sul durante o verão austral (Figura 2a) e mais ao norte no verão boreal (Figura 2c). Segundo Waliser e Gautier (1993), a estrutura da ZCIT também sofre alterações associadas com seu ciclo anual, apresentando-se mais intensa durante o verão (junho-julho-agosto - JJA) e outono (setembro-outubro-novembro - SON) boreais, entre 5 °N e 10 °N (Figura 2e).

1.2.1 A ZCIT do Atlântico e ciclo anual

A ZCIT especificamente sobre o Atlântico equatorial, ZCIT-A, possui pico de máxima intensidade em torno de 6 °N (WALISER; GAUTIER, 1993), alcançando sua posição média mais boreal (aproximadamente 14 °N) e mais austral (aproximadamente 2 °S) durante agosto-setembro e março-abril, respectivamente (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009). Os períodos em que atinge latitudes mais ao norte e ao sul coincidem com as estações chuvosas do Sahel e do norte do Nordeste do Brasil, respectivamente (WAGNER, 1996). Apesar de migrar meridionalmente, a ZCIT-A posiciona-se sobre o Hemisfério Norte na maior parte do tempo. Segundo Philander et al. (1996), isso se deve ao fato do Atlântico ser uma das regiões com as maiores assimetrias climáticas, associadas principalmente à geometria dos continentes. Ventos que cruzam o equador de sul para norte em direção à protuberância continental do oeste da África provocam ressurgência na costa sudoeste do continente, resultando em gradiente meridional de TSM em direção ao hemisfério boreal, onde a ZCIT-A tende a posicionar-se (PHILANDER et al., 1996).

A estação chuvosa do norte do Nordeste do Brasil e também de grande parte do leste da Amazônia ocorre entre fevereiro e maio, centrando-se em março-abril (HASTENRATH, 2006; HASTENRATH; HELLER, 1977). O tempo em que a ZCIT-A permanece em suas posições mais austrais é justamente o fator determinante da qualidade da estação chuvosa nessas regiões (UVO; NOBRE, 1989) (Figura 2b). O posicionamento da ZCIT também é crucial para precipitação na África subsaariana (RAO et al., 2006). Seu deslocamento extremo ao norte de sua posição normal no segundo semestre do ano está associado com uma estação chuvosa mais úmida no Sahel (XAVIER et al., 2000) (Figura 2c-d).

A marcha anual do sol no equador, responsável pela variação anual da ZCIT-A, é forçada pelos ciclos semianual da declinação solar e anual da distância Terra-sol, de acordo com Mitchell e Wallace (1992). Os autores afirmam que o primeiro efeito é 24% maior que o segundo. Garcia e Kayano (2010) encontraram um modo de variabilidade da convecção sobre a região da ZCIT-A com variação semianual, justamente associado ao ciclo semianual da declinação do sol.

A ZCIT-A também apresenta variação zonal. No verão austral (Figura 2a) localiza-se nas proximidades da costa do Brasil. No outono (Figura 2b) a banda de precipitação associada à ZCIT-A conecta as costas sul-americana e africana. No inverno (Figura 2c) os máximos de precipitação são observados próximos à costa da África e na primavera (Figura 2d) encontram-se bem centrados no Atlântico equatorial. Já a largura e a intensidade da ZCIT-A não apresentam ciclo anual tão evidente quanto sua posição, conforme Carvalho e Oyama (2013). Segundo os autores, a largura é mínima (máxima) entre janeiro e março (outubro e novembro) e a amplitude da precipitação média é mínima (máxima) entre fevereiro e março (maio e agosto). Esses resultados são bastante semelhantes aos obtidos por Xie e Carton (2004).

Além das variabilidades nas escalas semianual e anual, que sem dúvida são as mais marcantes, a ZCIT-A apresenta variações em outras escalas de tempo, que serão discutidas sucintamente nas subseções a seguir. A variabilidade na banda interanual (seção 1.2.1.3) será discutida de forma um pouco mais detalhada. As oscilações intrassazonais e a variabilidade intrassazonal na região da ZCIT-A serão abordadas separadamente na seção 1.3.

1.2.1.1 Ciclo diurno da ZCIT do Atlântico

Apesar da menor amplitude do ciclo diurno da convecção sobre regiões oceânicas com relação às continentais, Yang e Slingo (2001) salientam que o mesmo é significativo. Na porção leste da ZCIT-A, próxima à costa africana, a amplitude desse ciclo chega a ser da ordem de 12 mm dia^{-1} durante o inverno austral, enquanto que na ZCIT sobre o Atlântico é caracterizada por variações da ordem de $1\text{-}3 \text{ mm dia}^{-1}$ tanto no verão quanto no inverno do Hemisfério Sul (YANG; SLINGO, 2001).

O pico de convecção na ZCIT-A ocorre preferencialmente antes do amanhecer, de acordo com Janowiak, Arkin e Morrissey (1994) e posteriormente corroborado por Yang e Slingo (2001), com a convecção iniciando-se especificamente em torno das 2h local e decaindo entre 7h e 10h local no inverno austral. Complexos mecanismos que envolvem interações entre nuvens/convecção e radiação explicam os máximos convectivos e podem ser vistos em detalhes nos trabalhos de Gray e Jacobson (1977), Liu e Moncrieff (1998) e Randall, Harshvardhan e Dazlich (1991).

1.2.1.2 Variabilidade sinótica da ZCIT do Atlântico

Na escala sinótica a ZCIT-A é modulada principalmente pela propagação de Distúrbios Ondulatórios de Leste (p. ex. BURPEE, 1972, 1974; CARLSON, 1969; DIEDHIU et al., 1999; REED et al., 1977; THOMPSON et al., 1979) em direção ao Atlântico. Estas ondas originam-se na África boreal central-leste (BURPEE, 1972), devido ao efeito combinado das instabilidades barotrópica e baroclínica do Jato de Leste Africano (REED; KLINKER; HOLLINGSWORTH, 1988) e estão associadas muitas vezes a nuvens e precipitação (VILTARD; DE FELICE, 1979), auxiliando no disparo da convecção sobre o oceano (XIE; CARTON, 2004).

As ondas de leste ocorrem principalmente no inverno austral e apresentam dois regimes diferentes, com períodos de 3-5 dias (p. ex. MATHON; DIEDHIU; LAURENT, 2002; MOTA; GANDU, 1998; REED et al., 1977) e 6-9 dias (VILTARD; DE FELICE, 1979; VILTARD; DE FELICE; OUBUIH; 1997), que modulam a convecção na ZCIT sobre a África de formas distintas (DIEDHIU et al., 1999). A maior intensidade da convecção na ZCIT sobre o Oceano Atlântico em julho e agosto (Figura 2c) com relação a março-abril (Figura 2b), segundo Xie e Carton (2004), pode estar relacionada com a maior frequência de ondas de leste no primeiro período. A propagação dessas ondas ainda pode ser um ingrediente importante para o desenvolvimento de furacões na região da ZCIT-A (p. ex. HOPSCH et al., 2007; LANDSEA et al., 1998; WANG; MONTGOMERY; DUNKERTON, 2010).

A variação da ZCIT-A na escala sinótica também pode estar associada a anomalias de precipitação na América do Sul. De acordo com Wang e Fu (2007), a propagação de ondas de Kelvin convectivamente acopladas com período de 6-7,5 dias modula a intensidade da

convecção e leva a uma variação zonal da ZCIT-A. Essas ondas são induzidas pela convecção profunda na Amazônia.

Em se tratando de forçantes extratropicais, através de um estudo estatístico observacional, Kiladis e Weickmann (1992) mostraram evidências de que a convecção na ZCIT sobre o Atlântico e o Pacífico Leste pode ser favorecida por trens de onda consistentes com as ondas de Rossby nas bandas de 14-30 dias e 6-14 dias durante o verão austral. Segundo os autores, esses distúrbios podem ser disparados por transientes de escala sinótica atuantes em regiões extratropicais, como Ásia e América do Norte.

1.2.1.3 Variabilidade interanual da ZCIT do Atlântico

A variabilidade de baixa frequência é definida como períodos iguais ou superiores a 10 dias, que é o tempo de previsibilidade determinística (GHIL; MO, 1991). Fenômenos de baixa frequência que ocorrem na escala interanual variam em períodos entre 1 e 10 anos aproximadamente (p. ex. GHIL; MO, 1991). A variabilidade da ZCIT-A nessa escala de tempo é caracterizada por seu posicionamento anômalo ao norte ou ao sul de sua posição climatológica durante o verão e outono austrais (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009; SOUZA; CAVALCANTI, 2009). Variações interanuais da ZCIT-A estão intimamente ligadas ao El Niño-Oscilação Sul (ENOS), ou *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) – em inglês. O ENOS é o principal modulador dos fenômenos atmosféricos nessa escala, tendo influência em muitos sistemas meteorológicos ao redor do globo (TRENBERTH; CARON, 2000).

A influência do ENOS sobre a América do Sul pode ocorrer de forma direta (p. ex. AMBRIZZI; DE SOUZA; PULWARTY, 2004; RODRIGUES et al., 2011) e/ou indireta (p. ex. MAGAÑA; AMBRIZZI, 2005; RODRIGUES et al., 2011), sendo que os maiores impactos nos padrões regionais de precipitação ocorrem sobre o sul do continente, Amazônia e Nordeste do Brasil (AMBRIZZI; DE SOUZA; PULWARTY, 2004). A influência direta acontece basicamente devido ao deslocamento longitudinal que os padrões de vento associados à célula de Walker sofrem durante eventos de ENOS. A indireta está associada à propagação de trens de onda de Rossby excitados pela convecção anômala no Pacífico equatorial.

O enfraquecimento dos alísios durante a fase quente do ENOS (El Niño) leva à diminuição da ressurgência costeira com consequente aumento da TSM sobre o Pacífico Central-Leste. As anomalias positivas de TSM causam abaixamento da pressão à superfície, maior fornecimento de calor e umidade para a atmosfera e consequente convecção sobre o Pacífico Central-Leste (GRIMM, 2009). O ramo descendente da célula de Walker passa então a atuar a leste da Cordilheira dos Andes, sobre a Amazônia norte e central (MARENGO; HASTENRATH, 1993), Nordeste do Brasil e Atlântico tropical (KOUSKY; KAGANO; CAVALCANTI, 1984; PEZZI; CAVALCANTI, 2001), induzindo anomalias negativas de precipitação e aumento de pressão em superfície. Durante a fase fria (La Niña) geralmente são observados os padrões opostos à fase quente (KOUSKY; ROPELEWSKI, 1989).

De acordo com Giannini, Kushnir e Cane (2000), as anomalias positivas de pressão ao nível do mar na região da ZCIT-A durante eventos quentes induzem diminuição do gradiente meridional de pressão entre a Alta Subtropical do Atlântico Norte e a ZCIT-A, desintensificando os alísios de nordeste. Esse enfraquecimento leva a anomalias positivas de TSM no Atlântico tropical Norte e à configuração de um “dipolo” de anomalias assimétricas de TSM com relação ao equador, conhecido como “Dipolo do Atlântico” (MOURA; SHUKLA, 1981). Na realidade esse “dipolo” é assinalado por um gradiente meridional inter-hemisférico de TSM, um dos responsáveis pelo deslocamento meridional da ZCIT-A (CHIANG; KUSHNIR; GIANNINI, 2002; MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009).

A Figura 3a(b) ilustra uma situação de gradiente inter-hemisférico positivo (negativo). Nestas condições a Alta Subtropical do Atlântico Sul (Norte) encontra-se intensificada e as TSM são mais quentes no Atlântico tropical Norte (Sul). A intensificação do anticiclone está associada ao fortalecimento dos alísios de sudeste (nordeste) (setas brancas na Figura 3a(b)). Tanto anomalias nos alísios quanto na TSM levam a ZCIT-A a posicionar-se ao norte (sul) de sua posição climatológica, causando déficits (superávits) de chuva no norte do Nordeste do Brasil (RODRIGUES et al., 2011) e Golfo de Guiné e superávits (déficits) no Sahel (JANICOT et al., 1998; LAMB, 1978). Composições de eventos canônicos de ENOS, realizadas por Ambrizzi, De Souza e Pulwarty (2004), mostraram que a fases quente e fria estão associadas a gradiente inter-hemisférico de TSM positivo (Figura 3a) e negativo (Figura 3b) no Atlântico, respectivamente.

A qualidade da estação chuvosa do norte do Nordeste do Brasil é determinada pelo tempo em que a ZCIT-A permanece em latitudes mais austrais (UVO; NOBRE, 1989). Climatologicamente, a ZCIT-A inicia sua marcha para norte no mês de abril (p. ex.

CARVALHO; OYAMA, 2013). No entanto, o início desse deslocamento antecipa-se para março quando existem anomalias negativas de TSM no Atlântico tropical Sul (NOBRE; SHUKLA, 1996).

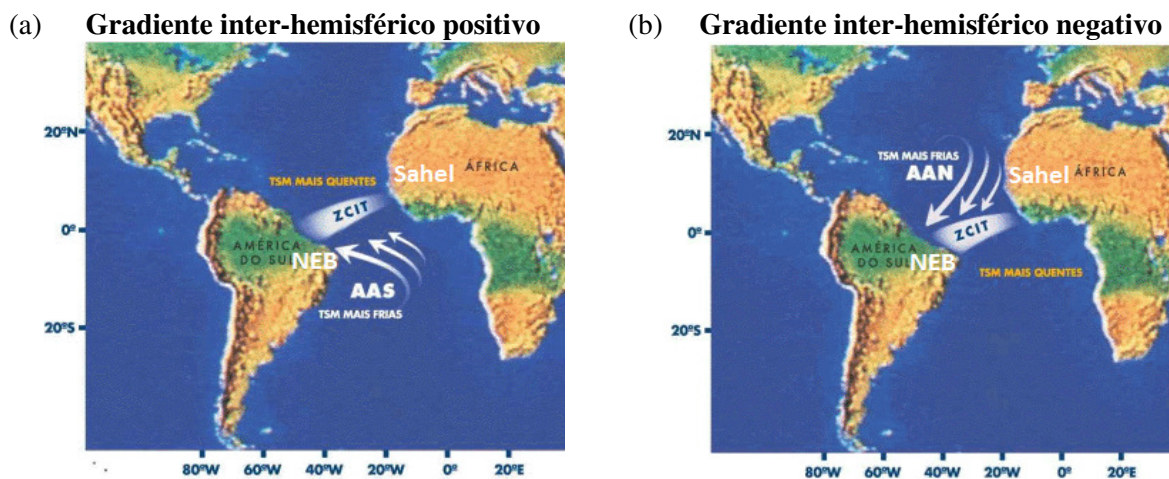


Figura 3. Esquema representativo das fases (a) positiva e (b) negativa do gradiente meridional inter-hemisférico de TSM do Atlântico tropical e do posicionamento da ZCIT do Atlântico. As siglas AAS e AAN referem-se às Altas Subtropicais do Atlântico Sul e Norte, respectivamente. As localizações aproximadas do Nordeste do Brasil (NEB) e do Sahel estão indicadas nas figuras. Fonte: adaptado da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos.

Com relação às influências indiretas do ENOS, Nobre e Shukla (1996) sugeriram que trens de onda que se propagam via Hemisfério Norte, como o *Pacific-North American* (PNA), induzem anomalias de pressão ao nível do mar de sinais opostos sobre os Atlânticos tropicais Norte e Sul. As pressões anômalas geram anomalias nos ventos alísios e, conseqüentemente, na TSM sobre a bacia. Mo (2000) mostrou que o padrão de teleconexão *Pacific-South American* (PSA) está associado com a variabilidade do ENOS, que, de acordo com Rodrigues et al. (2011), pode forçar o gradiente inter-hemisférico de TSM através de mudanças na circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Segundo Grimm (2009), o impacto do ENOS no referido gradiente é mais intenso durante o outono austral. Gu e Adler (2009) documentaram que a posição latitudinal da ZCIT-A apresenta intensa (fraca) variabilidade interanual no outono (inverno) austral, enquanto que a variabilidade interanual de sua intensidade é de magnitude comparável no inverno e no outono do Hemisfério Sul.

Apesar dos impactos do ENOS sobre a precipitação na América do Sul e Atlântico tropicais serem bastante conhecidos, existe flutuação entre um evento e outro, denominada variabilidade inter-El Niño. De acordo com Rodrigues et al. (2011), durante El Niños intensos e longos (fracos e curtos), i.e., canônicos (não-canônicos), observam-se anomalias frias (quentes) sobre o Atlântico tropical Sul, levando ao deslocamento da ZCIT-A para norte (sul).

É importante mencionar que o impacto do ENOS sobre a ZCIT-A é mais forte quando o efeito direto do fenômeno está em fase com o gradiente de TSM, i.e., quando o gradiente é positivo (negativo) durante eventos quentes (frios) (GRIMM, 2009). Através de um estudo numérico com um modelo de circulação geral da atmosfera, Pezzi e Cavalcanti (2001) mostraram que, durante a fase fria do ENOS, o gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico é mais importante do que as anomalias no Pacífico para a precipitação sobre o Nordeste do Brasil. Já durante eventos quentes, o gradiente afeta a precipitação apenas sobre o norte da região, reforçando ou então impedindo a resposta direta ao ENOS.

1.2.1.4 Variabilidade decadal a multidecadal da ZCIT do Atlântico

A precipitação na região do Atlântico tropical também pode apresentar variações em escalas de tempo de muito baixa frequência, ou seja, iguais ou superiores a 10 anos. Wagner (1996) e Zhou e Lau (2001), por exemplo, identificaram tendências decadais no gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico. No segundo trabalho, os autores documentaram um modo de variabilidade da precipitação na escala decadal durante o verão austral, caracterizado pelo deslocamento latitudinal da ZCIT-A.

Dois modos de variabilidade na TSM nos Atlânticos tropicais Norte (período de 10 anos) e Sul (período de 14 anos), separados pela ZCIT-A, foram encontrados por Mélice e Servain (2003) e posteriormente confirmados por Andreoli e Kayano (2004). Esses modos apresentam influência no deslocamento e intensidade da ZCIT-A em escalas decadais a multidecais. O referido gradiente também está associado à Oscilação Multidecadal do Atlântico, ou *Atlantic Multidecadal Oscillation* – em inglês, explicando parcialmente variações interdecadais nas chuvas no Nordeste do Brasil (GRIMM, 2009). Essa oscilação tem variabilidade de 50-80 anos e é caracterizada por um padrão meridional antissimétrico de TSM ao sul da Groenlândia, englobando também a região da ZCIT-A (ENFIELD; MESTAS-NUÑES, 1999).

Um modo de variabilidade no Oceano Pacífico, cujas mudanças de fase ocorrem na escala de 20-30 anos, foi identificado por Mantua et al. (1997) e denominado Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), ou *Pacific Decadal Oscillation* (PDO) - em inglês. A fase quente ou positiva da ODP é caracterizada pelo aprofundamento da Baixa das Aleutas, anomalias negativas de TSM no Pacífico Norte Central-Oeste e positivas na costa oeste da América do

Norte e Pacífico tropical Central-Leste durante o inverno boreal. Os padrões são opostos durante a fase fria ou negativa (KAYANO; ANDREOLI, 2009). De acordo com Kayano e Andreoli (2009), os eventos de El Niño e La Niña têm frequências equivalentes na fase fria da ODP e os El Niños são mais frequentes e mais intensos na fase quente. Segundo as autoras, a ODP cria uma espécie de pano de fundo para os padrões de teleconexão associados ao ENOS, podendo agir no sentido de potencializar seus efeitos, desintensificá-los ou até destruí-los. Tendo em vista as influências do ENOS na ZCIT-A discutidas na seção anterior, a ODP pode modular a ZCIT-A por meio das influências que exerce nos fenômenos ENOS.

1.3 Oscilações intrassazonais e variabilidade intrassazonal na região da ZCIT do Atlântico

As oscilações intrassazonais são fenômenos de baixa frequência que ocorrem em escalas de tempo menores do que uma estação, com período entre 10 e 100 dias aproximadamente (p. ex. GHIL; MO, 1991), manifestando-se em diversas variáveis, como vento zonal, pressão e temperatura em escala planetária. O principal modo de variabilidade intrassazonal nos trópicos é a Oscilação de Madden-Julian (OMJ), ou *Madden-Julian Oscillation* (MJO) - em inglês (BIELLO; MAJDA, 2005; DE SOUZA; KAYANO; AMBRIZZI, 2005; KAYANO; JONES; SILVA DIAS, 2009; MAJDA; STECHMANN, 2009; ZHANG, 2005).

A partir de dados de vento zonal na troposfera tropical, Madden e Julian (1971) descobriram uma oscilação de 40-50 dias, que posteriormente foi chamada de OMJ, e desde então têm sido realizados muitos estudos teóricos, observacionais e numéricos neste campo (p. ex. HAYASHI; GOLDBERGER, 1993; HENDON; SALBY, 1994; KNUTSON; WEICKMANN, 1987; JONES, 2009; JONES; CARVALHO, 2011; LAU; PENG, 1987; MAJDA; STECHMANN, 2009; MALONEY; HARTMANN, 1998; WHEELER; HENDON, 2004; ZHANG, 2005). Em seus trabalhos no início da década de 70, Madden e Julian (1971, 1972) já puderam documentar características fundamentais da OMJ, como sua relativa baixa frequência e o fato do vento zonal no Indo-Pacífico tropical ser coerente, todavia fora de fase, entre baixos e altos níveis. Os autores observaram anomalias de oeste (leste) no vento zonal em 850 hPa acompanhadas por vento anômalo de leste (oeste) em 150 hPa e altas (baixas) pressões à superfície. Tendo isso em vista, a OMJ consiste em células de circulação de grande

escala orientadas no plano zonal próximo ao equador, que se deslocam para leste a partir do Oceano Índico com período de 30-60 dias (MADDEN; JULIAN, 1994). Em trabalhos mais recentes concluiu-se que a OMJ é um envelope de ondas planetárias equatoriais (MAJDA; STECHMANN, 2009) de número de onda zonal 1-3 (HENDON; SALBY, 1994; ZHANG, 2005), com inclinação para oeste com a altura (LAU; PENG, 1987), envolvendo complexos processos convectivos em múltiplas escalas. A propagação da OMJ ocorre a uma velocidade de fase da ordem de 5 m s^{-1} no Índico e Pacífico Oeste (HENDON; SALBY, 1994; KNUTSON; WEICKMANN, 1987; ZHANG, 2005), onde se acopla com a convecção, e de $30\text{-}35 \text{ m s}^{-1}$ no Hemisfério Oeste, região de águas mais frias onde se desacopla da convecção profunda (KAYANO; JONES; SILVA DIAS, 2009).

Muitos autores estudaram o ciclo de vida da OMJ decompondo-o em fases que descrevem sua propagação para leste (p. ex. JONES, 2009; MALONEY; HARTMANN, 1998; MATTHEWS, 2000; WHEELER; HENDON, 2004). Os eventos começam na fase 1 a 4 e terminam na fase 5 a 8 (JONES, 2009). A fase 0 representa o período inativo da oscilação e a fase 1 (5), por exemplo, corresponde a supressão (convecção) sobre a Indonésia e Pacífico, convecção (supressão) sobre a África e Índico, anomalias de oeste (leste) em baixos níveis sobre o Pacífico e de leste (oeste) sobre o Índico (WHEELER; HENDON, 2004), configurando divergência (convergência) da componente zonal sobre o Pacífico (Figura 4a-b(i-j)). A fase 2 (6) caracteriza-se por supressão (convecção) sobre o Pacífico Oeste e leste da Indonésia e convecção (supressão) na África e Índico (Figura 4c(k)). Convecção (supressão) é observada sobre o Índico e oeste da Indonésia e supressão (convecção) sobre o oeste da África e Atlântico e América do Sul tropicais na fase 3 (7) da OMJ (Figura 4e(m)). Por fim a fase 4 (8) é caracterizada por convecção (supressão) sobre a Indonésia e supressão (convecção) sobre a África Ocidental e América do Sul e Atlântico tropicais (Figura 4g(o)). De acordo com Wheeler e Hendon (2004), o tempo de transição entre uma fase e outra da oscilação é de aproximadamente 6 dias, podendo variar de um evento a outro. Matthews (2000) atribuiu a propagação da convecção da OMJ para leste e o início de um novo evento a mecanismos envolvendo ondas de Kelvin deslocando-se para leste e de Rossby equatoriais para oeste.

Já no final da década de 80, Uvo e Nobre (1989) mencionaram que as oscilações intrassazonais aparentavam influenciar na posição latitudinal da ZCIT-A. Mais recentemente, De Souza, Kayano e Ambrizzi (2005) investigaram a variabilidade intrassazonal da precipitação em duas bandas, 30-70 dias e 10-30 dias, no Nordeste do Brasil e no leste da Amazônia durante o outono austral. Os resultados mostraram que a ZCIT-A é o principal

mecanismo associado à precipitação nessas regiões na escala submensal (10-30 dias) durante eventos de La Niña e gradiente inter-hemisférico negativo de TSM no Atlântico tropical. Os autores ainda sugeriram que durante anos de El Niño e gradiente positivo o enfraquecimento da atividade da ZCIT-A na escala intrassazonal pode ser forçado por um trem de onda de latitudes médias. Esses resultados corroboraram os de Kiladis e Weickmann (1992), que mostraram uma relação da convecção na ZCIT-A com distúrbios ondulatórios de origem extratropical.

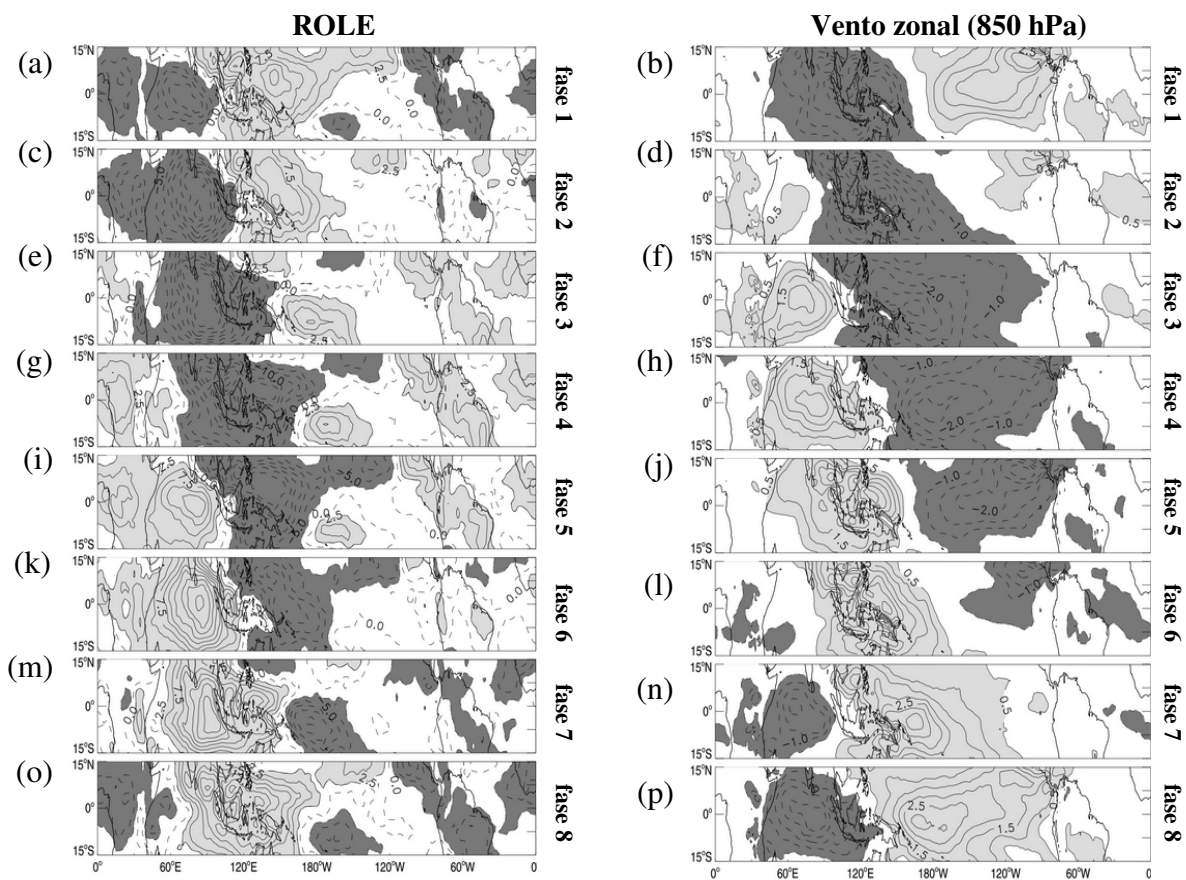


Figura 4. Composições de anomalias (filtradas na banda intrassazonal de 20-200 dias) de radiação de onda longa emergente (ROLE) (coluna da esquerda) e componente zonal do vento em 850 hPa (coluna da direita) para fase (a, b) 1, (c, d) 2, (e, f) 3, (g, h) 4, (i, j) 5, (k, l) 6, (m, n) 7 e (o, p) 8 da OMJ. O sombreado escuro (claro) corresponde a regiões com anomalias negativas (positivas) estatisticamente significativas ao nível de 5%. O intervalo dos contornos para ROLE é de $2,5 \text{ W m}^{-2}$ e para o vento é de $0,5 \text{ m s}^{-1}$. Os dados de ROLE são os da *National Atmospheric and Oceanic Administration* (NOAA) (LIEBMANN; SMITH, 1996) e os de vento zonal são das *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA et al., 2010). Fonte: cortesia Dr. Charles Jones.

Posteriormente, De Souza e Ambrizzi (2006) estudaram a variabilidade intrassazonal (30-70 dias) da precipitação sobre o Brasil tropical durante a estação chuvosa da América do Sul tropical (aproximadamente janeiro a maio). Nesse estudo observacional os autores sugeriram que a passagem da OMJ sobre a América do Sul leva à expansão da chuva para norte sobre o

Brasil tropical, contribuindo com uma fração considerável do total pluviométrico principalmente sobre o Nordeste do Brasil e o leste da Amazônia. Os autores também argumentaram que os mecanismos regionais durante o pico de eventos intrassazonais sobre a América do Sul e Atlântico tropicais estão dinamicamente relacionados com a propagação da OMJ para leste.

Outros trabalhos exploraram a variabilidade intrassazonal da precipitação na região da ZCIT-A durante a estação seca da América do Sul tropical (aproximadamente maio a setembro). Grodsky e Carton (2001) foram os primeiros a documentar uma oscilação quase-quinzenal no Atlântico tropical, através de um estudo observacional. A mesma é caracterizada por uma variação zonal da precipitação na ZCIT-A na escala intrassazonal de 10-15 dias, em associação com anomalias nos ventos alísios, durante o outono e inverno austrais. De acordo com Grodsky e Carton (2001), o deslocamento da convecção para leste (oeste) causa redução da precipitação do lado oeste (leste) do Atlântico tropical. Os autores lançaram a hipótese de que essas oscilações estariam associadas a interações entre a superfície do continente africano e o oceano.

Mais recentemente, Mounier, Janicot e Kiladis (2008) identificaram um padrão muito semelhante às oscilações quase-quinzenais na região da ZCIT-A, o qual foi denominado dipolo zonal quase-quinzenal. O mesmo é o principal modo convectivo associado às monções do oeste da África (MOUNIER; JANICOT; KILADIS, 2008). Em adição ao processo de interação com a superfície proposto por Grodsky e Carton (2001), Mounier, Janicot e Kiladis (2008) sugeriram que a propagação de ondas de Kelvin equatoriais para leste também seria um dos mecanismos dinâmicos associados à ocorrência da oscilação de 10-15 dias na ZCIT-A. A proposição dos autores é de que quando a convecção é mínima na África a radiação incidente leva à diminuição da pressão à superfície criando um gradiente zonal de pressão na latitude da ZCIT-A. Esse gradiente aumenta a advecção de umidade para o continente africano. Uma onda de Kelvin propagando-se para leste no Atlântico atuaria no sentido de amplificar o gradiente oceano-continente, gerando maior aporte de umidade para o continente, aumento da atividade convectiva na África Ocidental e diminuição na ZCIT sobre o Atlântico. De acordo com Matthews (2004), a resposta da onda de Kelvin equatorial para leste é caracterizada por anomalias de ventos de oeste (leste) e altas (baixas) pressões em baixos níveis e anomalias de leste (oeste) e baixas (altas) pressões em altos níveis. Vale enfatizar que, de acordo com Sultan, Janicot e Diedhiou (2003), interações atmosféricas de

latitudes médias precisam ser consideradas na iniciação de eventos intrassazonais associados às monções do oeste africano.

1.3.1 Teleconexões trópicos-extratrópicos

A OMJ pode modular a variabilidade de sistemas atmosféricos na escala intrassazonal em muitas regiões do globo, no entanto essa modulação não se limita à banda de 30-60 dias devido à resposta extratropical (ondas de Rossby extratropicais) à forçante convectiva associada à oscilação no Indo-Pacífico. Os padrões de teleconexão trópicos-extratrópicos são assinalados por uma estrutura vertical barotrópica equivalente, caracterizada por perturbações de altura ou função corrente de mesmo sinal ao longo de toda sua estrutura vertical, com as maiores amplitudes em altos níveis (HOSKINS; KAROLY, 1981). Na horizontal caracterizam-se por padrões ondulatórios com muitos centros de ação em níveis troposféricos médios (WALLACE; GUTZLER, 1981). Esses trens de onda são excitados por uma forçante localizada nos trópicos, propagam-se em direção aos polos e curvam-se em direção ao equador deslocando-se mais meridionalmente, seguindo um caminho semelhante a um grande círculo (HOSKINS; KAROLY, 1981). As trajetórias preferenciais de propagação das ondas de Rossby foram documentadas no estudo observacional de Hsu e Lin (1992) e posteriormente por Hoskins e Ambrizzi (1993). A partir de experimentos numéricos com um modelo barotrópico, os últimos autores confirmaram que as correntes de jatos atuam como guias de onda, orientando a propagação de energia em ambos os hemisférios.

Os modos preferenciais de baixa frequência (padrões de teleconexão) são observados em diferentes escalas de tempo, como a interanual e a intrassazonal, por exemplo. Na banda interanual os mesmos têm sido geralmente associados às forçantes térmicas no Pacífico devido ao ENOS (p. ex. KAROLY, 1989; MO; NOGUÉS-PAEGLE, 2001). Na escala intrassazonal, têm sido relacionados às anomalias convectivas tropicais, muitas vezes associadas à OMJ.

Através de correlações de altura geopotencial em 500 hPa e pressão em superfície, Wallace e Gutzler (1981) identificaram padrões de teleconexão durante o inverno boreal, dentre eles o PNA. Um padrão de onda correspondente ao PNA, mas que se propaga ao longo do Hemisfério Sul durante o inverno deste hemisfério, foi identificado por Mo e Ghil (1987)

através de Funções Ortogonais Empíricas (*Empirical Orthogonal Functions – EOF*, em inglês) de anomalias de altura geopotencial em 500 hPa. Pela semelhança com o PNA, o terceiro modo das EOF, obtido por Mo e Ghil (1987), foi denominado PSA. O PSA conecta a Indonésia e o Pacífico tropical à América do Sul.

Um índice para monitoramento do PNA, baseado em anomalias de altura normalizada, foi sugerido por Wallace e Gutzler (1981). Segundo os autores, a fase positiva (negativa) do PNA corresponde à intensificação (desintensificação) da Baixa das Aleutas (Figura 5a(b)). Em adição, sua fase positiva é caracterizada pela intensificação da corrente de jato do leste asiático e por um deslocamento da saída do jato para leste em direção ao oeste dos Estados Unidos, de acordo com a NOAA⁴. A fase negativa está associada com a retração desse jato para oeste em direção ao leste da Ásia.

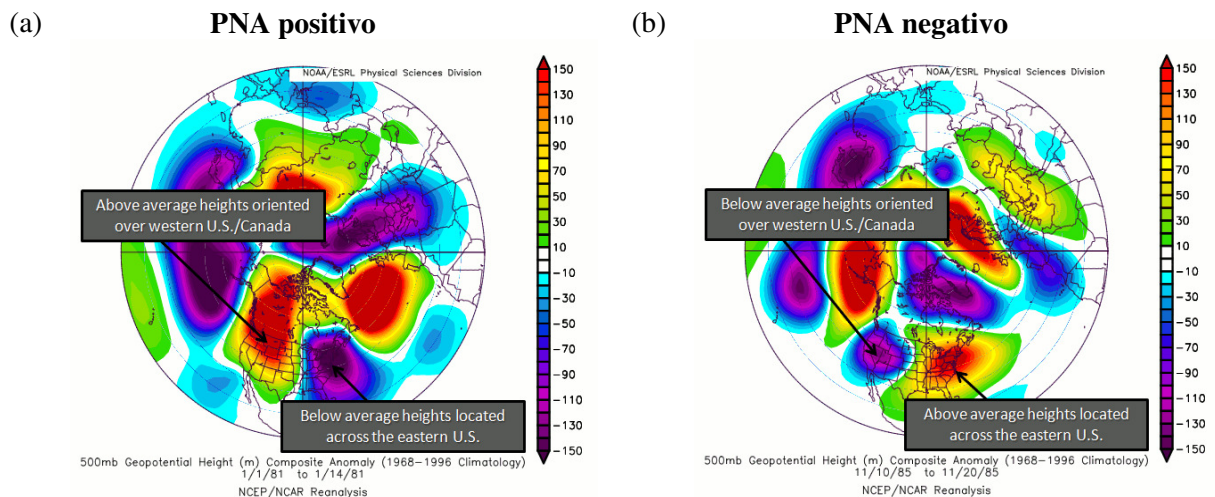


Figura 5. Composição média de anomalias de altura geopotencial em 500 hPa (sombreado com intervalo de 10 m) para fases (a) positiva e (b) negativa do PNA. Fonte: *North Carolina State University*.

Através de EOF de função corrente em 200 hPa, Mo e Higgins (1998) encontraram dois modos referentes ao PSA durante o inverno austral, o PSA1 e PSA2, os quais sugeriram estar ligados à convecção tropical com contribuições de ambas as bandas intrassazonal e interanual. Esses padrões de onda estão em quadratura entre si, são dominados pelo número de onda 3 a 4 e apresentam períodos entre 16 e 40 dias. Nesta banda, o PSA1 positivo (negativo) está associado com convecção (supressão) no Pacífico Central-Oeste e supressão (convecção) sobre o Índico, já o PSA2 positivo (negativo) ocorre em associação com convecção (supressão) no Pacífico Central ao sul do equador e supressão (convecção) no Pacífico Oeste.

⁴ <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/pna.shtml>>. Acesso em: 13 nov. 2013.

A Figura 6 mostra os padrões espaciais dos modos referentes ao PSA e sua evolução. De acordo com Mo e Higgins (1998), o tempo médio de transição entre uma categoria e outra é de 4,9 dias.

Mo e Higgins (1998) também destacaram que os padrões espaciais da convecção no Pacífico, descritos no parágrafo anterior, assemelham-se à oscilação intrassazonal tropical. Entretanto, a ocorrência do PSA em períodos mais curtos do que o período da OMJ sugere que o mesmo não seja uma resposta pura a tal oscilação. Neste contexto, Jones e Schemm (2000) mencionam que nem toda a variabilidade intrassazonal está necessariamente ligada à OMJ.

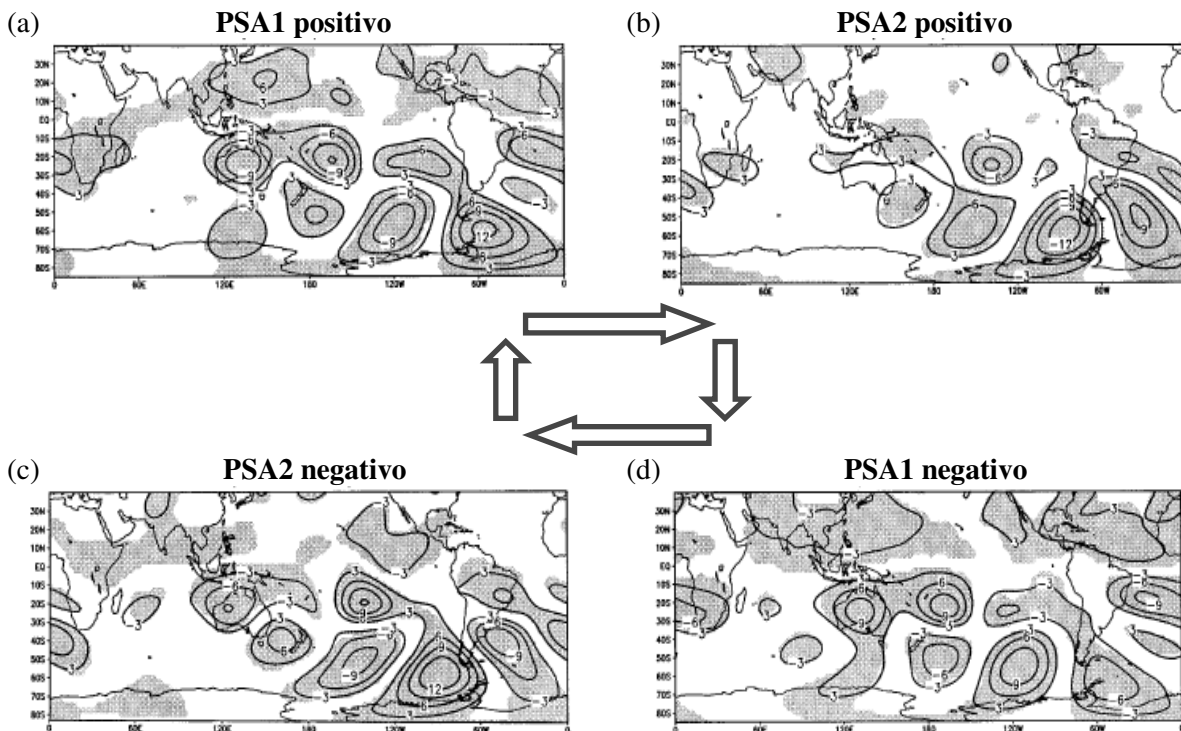


Figura 6. Composição média de anomalias de função corrente turbulenta em 200 hPa (contornos com intervalo de $3 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) para dias com (a) PSA1 positivo, (b) PSA2 positivo, (c) PSA2 negativo e (d) PSA1 negativo. As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%. A direção das flechas entre as figuras indica a sequência de evolução dos padrões. Fonte: Mo e Higgins (1998).

Diante do exposto nesta subseção, na seção 1.3 e na motivação (seção 1.1), questões relativas à variabilidade intrassazonal da atividade convectiva no Atlântico tropical, especialmente da ZCIT-A, encontram-se em aberto. Tais aspectos incluem a relação da atividade da ZCIT-A com padrões de teleconexão trópicos-extratrópicos, que ainda não foi diretamente explorada na escala intrassazonal.

1.4 Estudos da variabilidade da ZCIT utilizando índices estatísticos

A ZCIT está associada a diversos aspectos meteorológicos, que envolvem precipitação, escoamento, dentre outros, conforme apresentado na seção 1.2, e muitos autores estudaram essas diferentes características utilizando índices estatísticos. A maioria desses índices consiste na série temporal de uma única variável, geralmente precipitação. Sultan e Janicot (2000, 2003), por exemplo, definiram índices baseados nas séries temporais de precipitação sobre o oeste da África. Esses índices foram aplicados para definição da data do deslocamento abrupto latitudinal da ZCIT, que caracteriza o início das monções naquela região. No primeiro trabalho os autores também desenvolveram um índice baseado na vortacidade relativa em baixos níveis para estudar a dinâmica atmosférica que controla esse deslocamento da ZCIT e puderam determinar como sendo 24 de junho, com desvio padrão de oito dias, a data média desse deslocamento. No trabalho mais recente, os autores também utilizaram índices baseados em ROLE.

Outros trabalhos utilizaram índices baseados exclusivamente em precipitação para estudar a variabilidade intrassazonal da convecção nas monções do oeste africano (p. ex. MALONEY; SHAMAN, 2008; SULTAN; JANICOT; DIEDHIOU, 2003), que, por sua vez, está diretamente ligada à variabilidade das ZCIT africana e atlântica. Já Mounier, Janicot e Kiladis (2008) utilizaram dados de ROLE no desenvolvimento de índices para investigar mecanismos associados ao dipolo zonal quase-quinzenal, mencionado na seção 1.3.

Com uma abordagem diferente, em que a localização latitudinal da ZCIT-A foi determinada a partir de um índice baseado na divergência do vento, Enfield (1996) mostrou que a ZCIT-A tende a deslocar-se em direção a TSM mais quentes. Já Gu e Adler (2009) definiram dois índices baseados em precipitação para representar separadamente as variações latitudinais e a intensidade da ZCIT-A na escala interanual. Os resultados mostraram que ambos os aspectos estão fortemente associados com as anomalias de TSM no Pacífico e Atlântico tropicais. Em trabalho bastante recente, Carvalho e Oyama (2013) utilizaram índices baseados em dados de precipitação para avaliar a variabilidade da posição, largura e intensidade da ZCIT-A. Os resultados mostraram que a largura e a intensidade tendem a diminuir quando a ZCIT-A atinge posições mais austrais, confirmando estudos anteriores.

De forma bastante diferenciada dos demais trabalhos, Souza e Cavalcanti (2009) monitoraram a posição da ZCIT-A com a proposição de um índice baseado em anomalias de

pressão ao nível do mar no Atlântico Norte, relacionadas com o deslocamento da Oscilação do Atlântico Norte (OAN). Os resultados mostraram que o posicionamento da ZCIT-A está associado com a localização do padrão da OAN que, por sua vez, afeta a posição da Alta Subtropical do Atlântico Norte. A OAN é caracterizada por uma oscilação de pressão entre o Ártico e o Atlântico subtropical, com sua fase positiva (negativa) assinalada pela intensificação (desintensificação) simultânea da baixa pressão sobre a Islândia e da Alta dos Açores (HURREL; KUSHNIR; VISBECK, 2001).

Outro exemplo é o trabalho de De Lima Moscati e Gan (2007), no qual os autores sugeriram um índice baseado em precipitação e outros três nas componentes do vento horizontal em 850 hPa. Os índices não foram utilizados diretamente para estudar o comportamento da ZCIT-A, mas para explorar a variabilidade da precipitação diária no semiárido brasileiro e sua relação com o escoamento local. O índice que considerou as componentes zonal e meridional simultaneamente apresentou-se mais eficiente para descrever a variabilidade da precipitação do que os que consideraram as componentes do vento separadamente.

A maioria dos autores calculou composições defasadas de escoamento baseadas nos índices supracitados para relacionar o padrão dinâmico espacial à atividade convectiva na ZCIT-A e/ou no oeste da África, entretanto não utilizou índices que já considerassem a precipitação e o escoamento na região de forma conjunta.

1.5 Climatologia da precipitação e escoamento para as estações chuvosa e seca da América do Sul tropical

Esta seção apresenta a climatologia da precipitação (1998-2010) e do escoamento (1979-2010) para a região da América do Sul e Atlântico. A climatologia foi feita para os períodos de interesse no presente trabalho, estações chuvosa (novembro a março - NDJFM) e seca (maio a setembro - MJJAS) da América do Sul tropical, tendo também por finalidade auxiliar nas discussões dos resultados.

Os dados de precipitação e vento utilizados foram os diários das *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) (SAHA et al., 2010) e de precipitação do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) 3B42 versão 6

(HUFFMAN et al., 2007). Esses dados possuem resoluções espaciais de 1 x 1 e de 0,25 x 0,25 grau de latitude-longitude, respectivamente. Deste ponto em diante, as expressões “estação chuvosa” e “estação seca” referir-se-ão às estações chuvosa e seca da América do Sul tropical, respectivamente, conforme definido pelos períodos anteriormente citados.

A Figura 7 mostra a climatologia da precipitação para as estações chuvosa e seca da América do Sul tropical. A banda de precipitação intensa zonalmente organizada na região do Atlântico e Pacífico equatoriais assinala a ZCIT (p. ex. ASNANI, 1993; BAIN et al., 2011; CHIANG; KUSHNIR; GIANNINI, 2002; GADGIL; GURUPRASAD, 1990; HAFEZ, 2012). Durante a estação chuvosa (Figura 7a-b), a região de máxima convecção na ZCIT-A ($10-12 \text{ mm dia}^{-1}$) localiza-se mais próxima à costa da América do Sul, entre o equador e 5°N (Figura 7b). Com os dados do CFSR, o máximo de precipitação atinge $12-14 \text{ mm dia}^{-1}$ (Figura 7a).

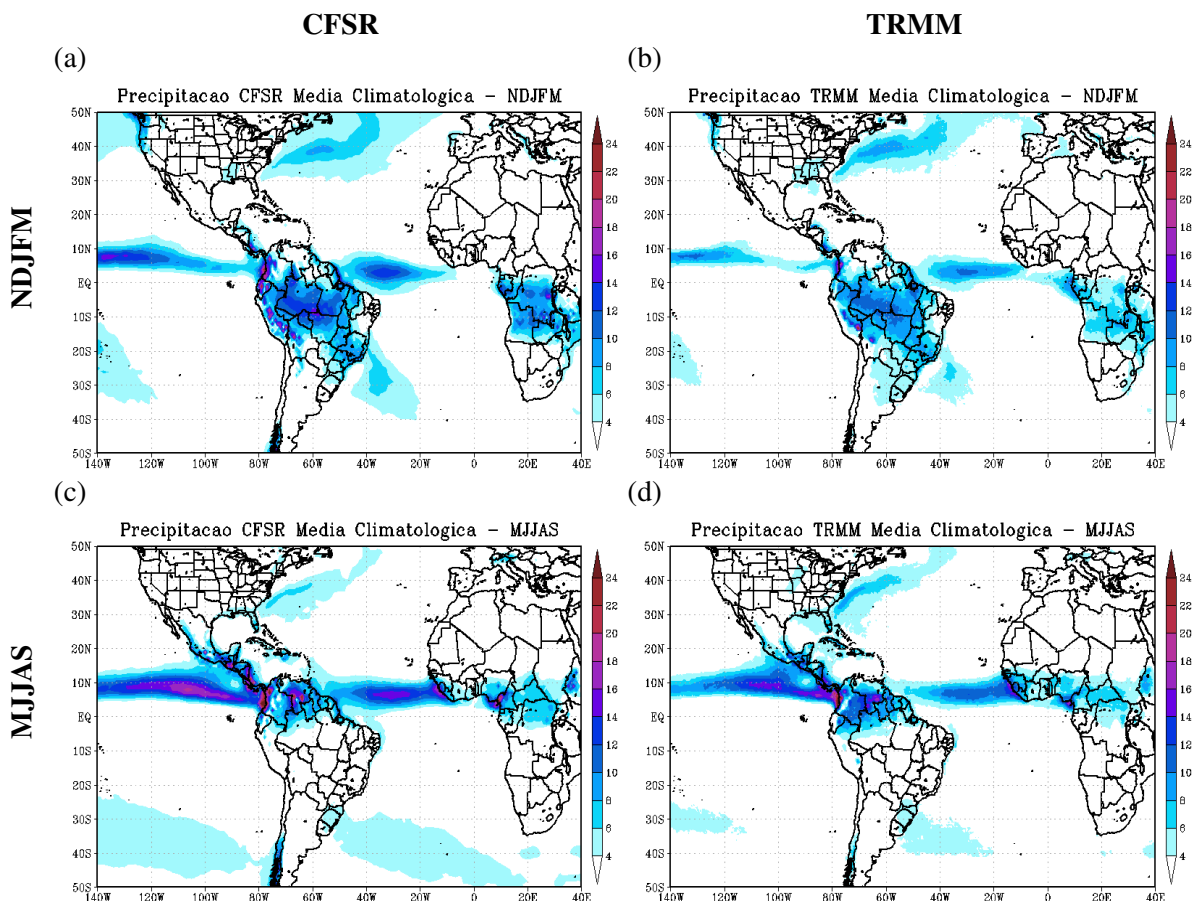


Figura 7. Precipitação acumulada média climatológica (intervalo de 2 mm dia^{-1}) para o período de 1998 a 2010 para as estações (a, b) chuvosa e (c, d) seca da América do Sul tropical. As figuras das colunas da esquerda e da direita referem-se à climatologia com dados do CFSR e do TRMM 3B42, respectivamente.

A Figura 8a mostra o escoamento médio climatológico de baixos níveis durante a estação chuvosa da América do Sul. Observa-se que o máximo de precipitação na ZCIT-A (Figura 7a) coincide com a convergência mais intensa dos alísios no Atlântico Central-Oeste. Esses ventos originam-se nas altas subtropicais e transportam umidade oriunda dos oceanos em direção à ZCIT-A. A circulação anticiclônica sobre o Atlântico Sul assinala a estrutura horizontal da Alta Subtropical do Atlântico Sul, centrada em aproximadamente 28 °S e 15 °W (Figura 8a). A Alta Subtropical do Pacífico Sul centra-se em torno de 30 °S. As assinaturas das Altas Subtropicais do Pacífico Norte e do Atlântico Norte aparecem menos definidas na estação chuvosa.

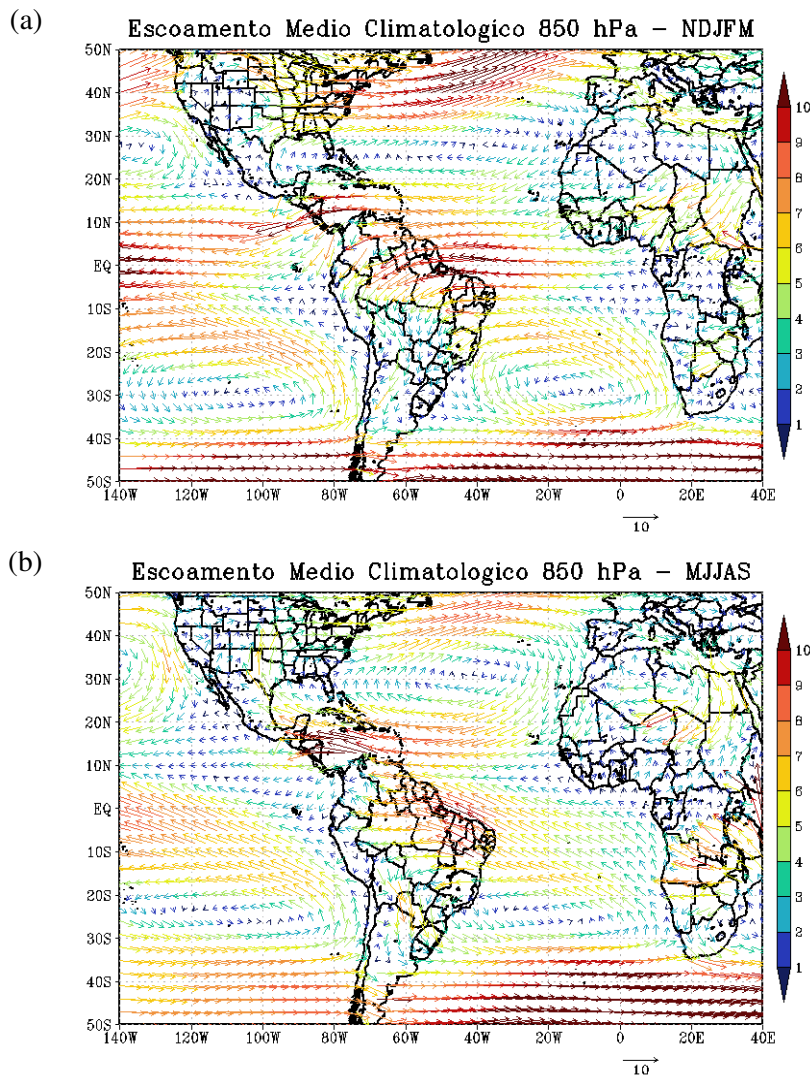


Figura 8. Escoamento médio climatológico em 850 hPa (m s^{-1}) com dados do CFSR para o período de 1979 a 2010 para as estações (a) chuvosa e (b) seca da América do Sul tropical.

A banda convectiva sobre a América do Sul, alinhada na direção noroeste-sudeste desde a Amazônia até o Atlântico Sul (Figura 7a-b), marca a assinatura da Zona de Convergência do

Atlântico Sul (ZCAS) (p. ex. CASARIN; KOUSKY, 1986; FERREIRA; SANCHES; SILVA DIAS, 2004; KODAMA, 1992; LIEBMANN et al., 1999; LIEBMANN; JONES; CARVALHO, 2001) (Figura 7a-b). A ZCAS e a convecção amazônica compõem o Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) (JONES; CARVALHO, 2002).

Durante a estação chuvosa, os ventos alísios sofrem deflexão por Coriolis e adentram o norte da América do Sul carregando umidade do Atlântico tropical para a Amazônia e em seguida em direção aos extratropicais (VERA et al., 2006) (Figura 8a), formando a ZCAS. Uma intensificação regional desse escoamento a leste da Cordilheira dos Andes está associada ao Jato de Baixos Níveis da América do Sul (VERA et al., 2006), caracterizado por ventos superiores a 10 m s^{-1} (MARENGO et al., 2004; NINOMIYA, 2007). O escoamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul também tem papel crucial em transportar vapor d'água do Atlântico para a região da monção sul-americana. Em altos níveis a circulação associada ao SMAS apresenta um anticiclone na região da Bolívia, a Alta da Bolívia, e um cavado corrente abaixo próximo à costa nordestina, o Cavado do Nordeste (KAYANO; FERREIRA; RAMÍREZ, 1997; KOUSKY; GAN, 1981; VERA et al., 2006; VIRJI, 1981) (Figura 9a). A intensidade do Cavado do Nordeste está relacionada à Alta da Bolívia, que por sua vez está associada à intensa liberação de calor latente devido à convecção na bacia amazônica (SILVA DIAS; SCHUBERT; DEMARIA, 1983), nos Andes centrais e na ZCAS (LENTERS; COOK, 1997).

A atividade convectiva concentrada no sul da África (Figura 7a-b), está associada à Baixa de Angola (COOK; REASON; HEWITSON, 2004; REASON; LANDMAN; TENNANT, 2006), sobre a qual observa-se convergência em baixos níveis na Figura 8a. A Baixa de Angola é um sistema importante para os países do sul da África, uma vez que favorece o desenvolvimento de convecção durante o verão (REASON; JAGADHEESHA, 2005). A mesma desenvolve-se em outubro e intensifica-se em janeiro e fevereiro (REASON; LANDMAN; TENNANT, 2006). A circulação em altos níveis apresenta um anticiclone (Figura 9a), associado à convecção na região (COOK; REASON; HEWITSON, 2004). A circulação climatológica de altos níveis durante a estação chuvosa (Figura 9a) ainda mostra claramente o jato subtropical do Hemisfério Sul, o jato do Atlântico Norte-norte europeu, com núcleo próximo à costa leste dos Estados Unidos, e o jato norte africano-asiático (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993), com máxima intensidade sobre o norte da África.

Durante a estação seca, a ZCIT-A (Figura 7c-d) e os anticiclones subtropicais (Figura 8b) localizam-se mais ao norte com relação a seu posicionamento durante a estação chuvosa,

devido à marcha sazonal solar (seção 1.2.1). A ZCIT-A apresenta dois máximos de precipitação, um sobre o Atlântico equatorial central (10-12 mm dia⁻¹) e outro próximo à costa oeste africana (14-16 mm dia⁻¹) (Figura 7d). Consistentemente, Kousky (1988) enfatiza que, de meados de julho a meados de dezembro, a ZCIT-A é mais intensa no Atlântico central do que próximo à costa sul-americana. É importante destacar que os máximos tendem a ser de 2 a 4 mm dia⁻¹ superiores com os dados do CFSR (Figura 7c), comparados ao TRMM. De maneira geral, a ZCIT sobre Atlântico e Pacífico Leste apresenta-se mais intensa na estação seca do que na chuvosa, o que é coerente com a climatologia feita por Waliser e Gautier (1993). A maior intensidade da precipitação na ZCIT na estação seca está associada à componente meridional dos alísios mais intensa em ambos os Atlânticos tropicais Norte e Sul (Figura 8b).

A climatologia do escoamento em baixos níveis para a estação seca (Figura 8b) mostra as assinaturas da Alta Subtropical do Atlântico Norte, centrada em torno de 30 °N e 50 °W, e da Alta Subtropical do Atlântico Sul, centrada em aproximadamente 25 °S e 30 °W. A primeira aparece mais caracterizada nessa estação do que na chuvosa e contribui para o transporte de umidade do oceano para o noroeste da América do Sul, onde são observados máximos de precipitação (Figura 7c-d), América Central, Caribe e sul do México. Esse transporte de umidade promovido pela Alta Subtropical do Atlântico Norte ocorre de forma mais eficiente na estação seca do que na chuvosa. A atuação da Alta Subtropical do Atlântico Sul sobre parte da América do Sul na estação seca leva a condições mais secas sobre a região. A Alta Subtropical do Pacífico Sul e parte da estrutura da Alta Subtropical do Pacífico Norte também são observadas na Figura 8b.

A pré-estação chuvosa do oeste da África, em maio-junho, é caracterizada pela convergência do vento seco continental do Saara, denominado Harmattan, com os ventos úmidos monçônicos de sudoeste (SULTAN; JANICOT, 2003) (Figura 8b). Esses últimos transportam umidade do Atlântico para o continente e ocorrem devido à deflexão por Coriolis dos alísios de sudeste, que se tornam de sudoeste ao adentrarem o Hemisfério Norte (HASTENRATH; LAMB, 1977). O início da estação chuvosa no oeste africano, i.e., o início das monções nesta região, é marcado pelo deslocamento abrupto da ZCIT de 5 °N para 10 °N em julho-agosto (p. ex. SULTAN; JANICOT, 2000, 2003) (Figura 7c-d). Esse deslocamento ocorre, sobretudo, entre 10 °W e 5 °E (p. ex. MOUNIER; JANICOT; KILADIS, 2008), onde o conceito de sistema de monção como uma circulação de grande escala cruzando o equador de uma bacia oceânica de um lado a uma área continental de outro é bem estabelecido (SULTAN; JANICOT, 2003).

O escoamento médio climatológico em altos níveis na estação seca (Figura 9b) mostra consistentemente o jato subtropical do Hemisfério Sul deslocado para norte e mais intenso no hemisfério de inverno (PEIXOTO; OORT,1992), atuando sobre o sul da América do Sul até parte do Brasil Central. Os núcleos dos jatos sobre o Hemisfério Norte apresentam-se menos intensos e em latitudes mais boreais com relação à estação chuvosa.

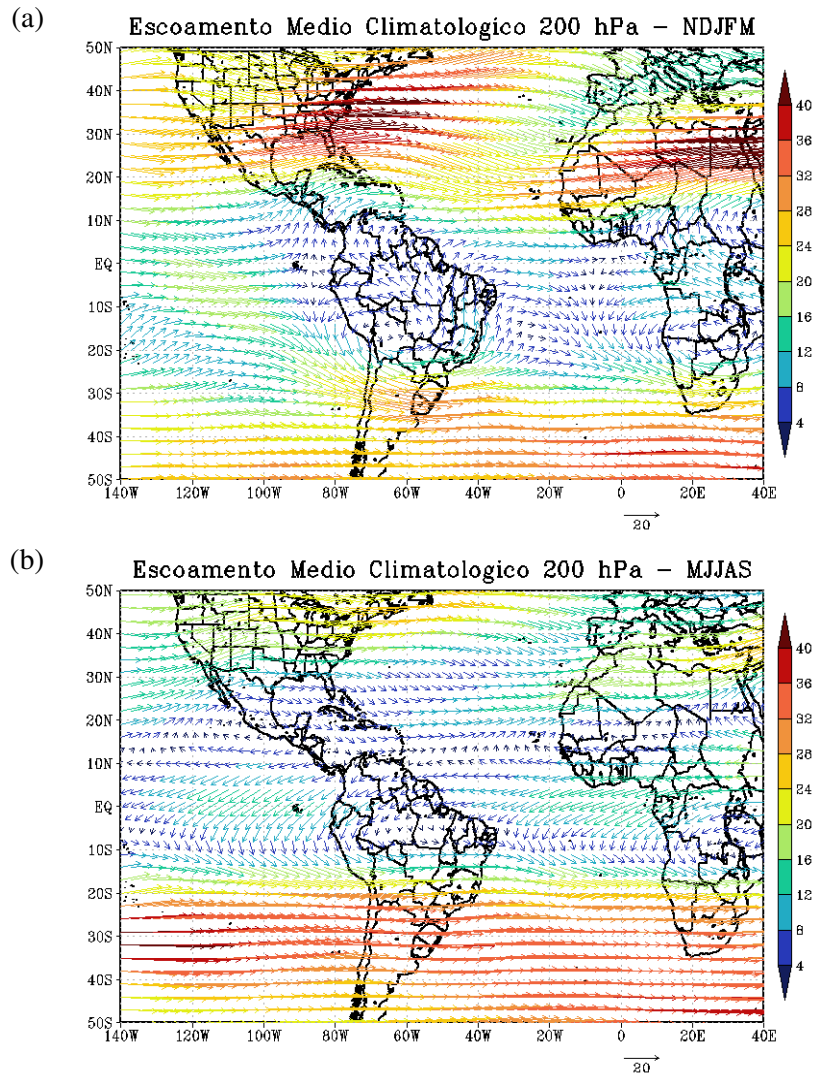


Figura 9. Idem à Figura 8, mas para o nível de 200 hPa (intervalo de 4 m s^{-1}).

1.6 Objetivos

Diante do exposto na motivação (seção 1.1), as principais questões que norteiam o presente trabalho são: durante as estações chuvosa e seca da América do Sul tropical, quais os principais mecanismos atmosféricos relacionados à variabilidade da ZCIT-A na escala intrassazonal? Qual a relação entre a variabilidade intrassazonal da ZCIT-A e a atividade da OMJ?

O objetivo geral deste trabalho foi estudar a variabilidade da ZCIT-A durante as estações chuvosa e seca da América do Sul tropical. Pretendeu-se especificamente:

- ♦ desenvolver um índice estatístico atmosférico multivariado para a ZCIT do Atlântico, que represente conjuntamente os padrões espaciais e a variabilidade temporal da precipitação e do escoamento associados a essa zona de convergência;
- ♦ explorar a variabilidade submensal, semianual e interanual da ZCIT do Atlântico com base no índice multivariado proposto;
- ♦ verificar a contribuição de “eventos” intrassazonais da ZCIT-A com relação à precipitação média climatológica;
- ♦ investigar a evolução espacial da precipitação e escoamento durante “eventos” intrassazonais da ZCIT-A utilizando o método do índice multivariado;
- ♦ investigar padrões de teleconexão atmosférica trópicos-extratrópicos associados com a variabilidade da ZCIT-A na escala intrassazonal nos períodos citados acima;
- ♦ verificar a relação entre a frequência de “eventos” intrassazonais de ZCIT-A e a atividade da OMJ e a proporção de ocorrência desses “eventos” em cada fase da oscilação.

Os capítulos desta tese estão divididos da seguinte forma: no Capítulo 2 são apresentados os dados utilizados e a metodologia empregada. O Capítulo 3 traz resultados referentes às propriedades do índice proposto para a ZCIT-A, uma análise exploratória da variabilidade da ZCIT-A e os padrões de precipitação associados à sua atividade durante as estações de interesse. Um estudo da evolução dos “eventos” intrassazonais de ZCIT-A e dos padrões de teleconexão trópicos-extratrópicos associados é apresentado no Capítulo 4. Este capítulo ainda traz uma investigação da relação entre a variabilidade intrassazonal da ZCIT-A e a atividade da OMJ. Finalmente, as conclusões gerais deste estudo e as sugestões para trabalhos futuros são apresentadas no Capítulo 5. Os apêndices apresentam um detalhamento dos métodos estatísticos utilizados e informações complementares a este trabalho.

Capítulo 2

Metodologia

Este capítulo apresenta os dados utilizados e a metodologia empregada. Informações complementares são apresentadas nos apêndices.

2.1 Dados

Os campos atmosféricos (escoamento, umidade, precipitação) utilizados neste estudo são referentes às *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA et al., 2010). Estes dados são disponíveis para o período de 1979-2010, cobrindo o globo todo, em pontos de grade espaçados de 1 x 1 grau de latitude-longitude e resolução diária. O CFSR é o conjunto de dados com menor viés para a precipitação acumulada para a América do Sul, quando comparado a outras reanálises (MERRA, ERA-Interim, ERA-40, NCEP 1 e NCEP 2) (QUADRO et al., 2012).

Para a precipitação também foi utilizado o conjunto de dados diários do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) 3B42 versão 6 (HUFFMAN et al., 2007), disponível para o período de 1998 ao presente (sendo obtidos continuamente em tempo real), cobrindo a região de 50 °S-50 °N, com espaçamento horizontal de 0,25 x 0,25 graus de latitude-longitude. Esse conjunto de dados utiliza a estimativa combinada de vários satélites.

Os dados de radiação de onda longa emergente (ROLE), *outgoing longwave radiation* (OLR) - em inglês, foram os globais diários da NOAA, disponíveis para o período de 1974-2013, cobrindo o globo todo com espaçamento horizontal de 2,5 x 2,5 graus de latitude-longitude (LIEBMANN; SMITH, 1996).

Os dados de TSM utilizados foram os diários da NOAA versão 2 (REYNOLDS et al., 2007), disponíveis de setembro de 1981 ao presente (sendo obtidos continuamente em tempo real), com espaçamento horizontal de 0,25 x 0,25 graus de latitude-longitude. Os mesmos foram degradados linearmente para a resolução de 1 x 1 grau, a fim de ficarem com a mesma resolução dos campos atmosféricos utilizados e atenuar ruídos.

Todos os dados, originalmente diários, foram transformados em pântadas através de médias de cinco dias (calendário de pântadas no Apêndice A). A justificativa para o uso de dados em pântadas será apresentada na seção a seguir. O período de estudo correspondeu a 32 anos, de 1 de janeiro de 1979 a 31 de dezembro de 2010.

2.2 Índice Atmosférico Multivariado para a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico (IZCIT)

Neste trabalho, buscou-se caracterizar a variabilidade espacial e temporal da ZCIT-A com base em campos espaciais de variáveis atmosféricas básicas comumente utilizadas para identificar a ZCIT-A (escoamento, umidade e precipitação), considerados conjuntamente. Conforme discutido na introdução, a ZCIT-A não é caracterizada apenas pela circulação ou pela precipitação, mas pela combinação de ambas. Uma técnica que possibilita esse tipo de tratamento multivariado dos dados são as Funções Ortogonais Empíricas Combinadas (*Combined Empirical Orthogonal Functions* – CEOF, em inglês). De acordo com Navarra e Simoncini (2010), esse é o único método que permite considerações simultâneas dos possíveis modos de variabilidade de diferentes variáveis.

As Funções Ortogonais Empíricas (EOF) consistem em uma técnica de estatística multivariada bastante difundida em Ciências Atmosféricas, tornando-se popular nesta área após o trabalho de Lorenz em 1956. A essa técnica também dá-se o nome de Análise de Componentes Principais (*Principal Components Analysis* – PCA, em inglês) (WILKS, 2006). Trabalhos bastante conhecidos como, por exemplo, Mo e Ghil (1987) e Wallace e Gutzler (1981), utilizaram-se dessa técnica, que permitiu identificar os padrões de teleconexão PSA e PNA, respectivamente.

Propõe-se então um índice pentadal multivariado para a ZCIT-A, que consiste no coeficiente temporal do primeiro modo da CEOF (CEO-1) de precipitação, umidade específica e componentes zonal e meridional do vento em baixos níveis (850 hPa) com ciclo anual removido para o período de 1979 a 2010. O índice sugerido é pentadal para que as flutuações diárias e sinóticas da ZCIT-A sejam eliminadas. Uma breve revisão bibliográfica da variabilidade da ZCIT-A nas duas escalas foi apresentada nas seções 1.2.1.1 e 1.2.1.2, respectivamente. Na escala sinótica a ZCIT-A é principalmente modulada por ondas de leste,

no entanto tal aspecto está fora do escopo do presente estudo. O índice será chamado, deste ponto em diante, de Índice Atmosférico Multivariado para a ZCIT do Atlântico (IZCIT), *Multivariate Atmospheric Atlantic ITCZ Index* (ITCZi) - em inglês.

O domínio da CEOF para determinar o IZCIT abrangeu o Atlântico tropical, o extremo norte do Nordeste do Brasil e parte do oeste da África, compreendendo a região de 45 °W a 0° e de 10 °S a 10 °N (Figura 10). O domínio foi definido de modo a abranger o mínimo de continente possível para evitar influências da convecção continental (CHIANG; KUSHNIR; GIANNINI, 2002).

A escolha das quatro variáveis (precipitação, umidade específica e componentes zonal e meridional do vento em baixos níveis) para o cálculo do IZCIT deve-se às mesmas terem relação com algumas das características básicas da ZCIT-A mencionadas no Capítulo 1, como a banda de máxima convecção no Atlântico equatorial e a convergência dos ventos alísios em baixos níveis. Além disso, as variáveis escolhidas objetivaram representar a covariabilidade dos campos que, conjuntamente, fornecem boa indicação da localização e intensidade da ZCIT-A.

A técnica das EOF é fortemente sensível ao domínio sobre o qual é calculada. Os padrões obtidos pela EOF sempre buscarão maximizar a variância explicada sobre todos os pontos de grade da região escolhida (NAVARRA; SIMONCINI, 2010). Foram utilizadas anomalias ao nível de 850 hPa para reduzir as influências da superfície, visto que o domínio também abrange porções continentais. Os padrões de escoamento e umidade à superfície que caracterizam a ZCIT-A estão praticamente todos presentes ao nível de 850 hPa, localizado a aproximadamente 1500 m de altitude.

Os coeficientes de expansão de uma CEOF já foram utilizados como índices multivariados para caracterizar a variabilidade espaço-temporal de outros fenômenos, alguns exemplos são El Niño-Oscilação Sul (WOLTER; TIMLIN, 1993), Sistema de Monção da América do Sul (SILVA; CARVALHO, 2007) e Oscilação de Madden-Julian (WHEELER; HENDON, 2004), dentre outros. Os índices propostos por esses autores foram denominados, respectivamente, *Multivariate El Niño-Southern Oscillation Index* (MEI), *Large-scale Index for South America Monsoon* (LISAM) e *Real-time Multivariate Madden-Julian Oscillation Series* (RMM).

Antes do cálculo da CEOF, anomalias das variáveis foram calculadas removendo-se os respectivos ciclos anuais médios em cada ponto de grade. Os ciclos anuais foram suavizados 20 vezes com um filtro de médias móveis 1-2-1 (Apêndice B). A remoção do ciclo anual foi

realizada porque o mesmo está associado à maior parte da variância da ZCIT-A (UVO; NOBRE, 1989) e o propósito do IZCIT é descrever sua variabilidade em escalas de tempo menos dominantes. Posteriormente removeu-se a média e a tendência linear (Apêndice C) das séries de anomalias em cada ponto de grade. Detalhes sobre o cálculo da CEOF são apresentados no Apêndice D.

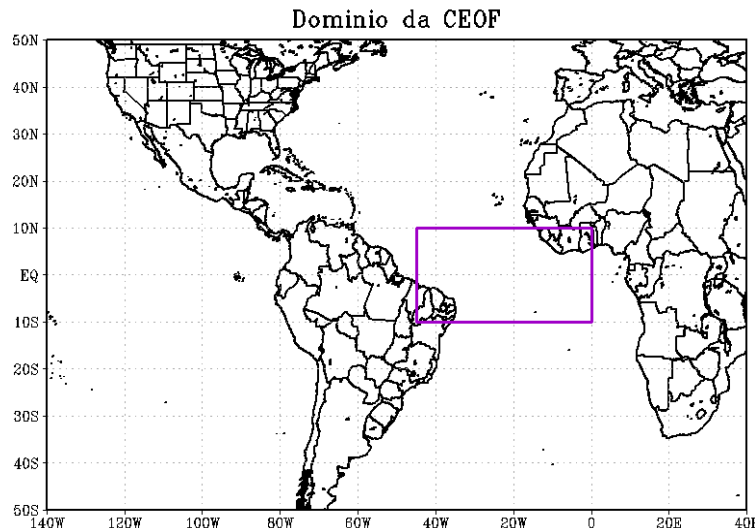


Figura 10. Região de estudo. O retângulo em roxo representa o domínio espacial da CEOF (45 °W-0°; 10 °S-10 °N).

2.2.1 Independência estatística dos autovalores da CEOF

A utilização do coeficiente temporal da CEOF-1 isolada e diretamente como índice para a ZCIT-A necessita que este autovalor seja estatisticamente independente dos demais. Utilizou-se o critério de North et al. (1982) para essa verificação, segundo o qual se as barras do erro amostral de um autovalor não interceptam as de outro, os padrões de variabilidade explicados por este modo são independentes dos explicados pelos demais. O erro amostral $\partial\lambda$ do autovalor λ é calculado da seguinte forma:

$$\partial\lambda = \lambda \left(\frac{2}{N} \right)^{1/2} \quad (1)$$

onde N é o número de eventos independentes de determinado modo, estimado com base na equação (WILKS, 2006):

$$N \cong n \left(\frac{1 - \rho_1}{1 + \rho_1} \right) \quad (2)$$

onde n é o número de pontos da série do coeficiente temporal do referido modo e ρ_1 é o coeficiente de autocorrelação de *lag* 1 (Apêndice E) do coeficiente temporal deste modo. Os autovalores λ e os coeficientes foram obtidos previamente segundo o método apresentado no Apêndice D. A verificação da independência dos modos da CEOF será apresentada no Capítulo 3.

2.2.2 Padrões espaciais explicados pela CEOF-1

Conforme Björnsson e Venegas (1997) e Wilks (2006), os elementos dos autovetores resultantes da CEOF podem ser mostrados graficamente através de correlações lineares entre os mesmos e as anomalias dos campos atmosféricos utilizados no cálculo da CEOF. Os padrões espaciais de correlação serão consistentes com os processos atmosféricos descritos pelos dados, mostrando a distribuição geográfica das anomalias simultâneas, representadas pela CEOF (WILKS, 2006).

Neste caso, foram calculadas as correlações entre o coeficiente temporal, correspondente ao IZCIT, e as séries temporais das anomalias de cada variável (precipitação, umidade, componentes zonal e meridional do vento) para cada ponto do domínio. O teste de significância para a correlação usou a estatística *t-Student* ao nível de significância de 5%. Detalhes sobre o coeficiente de correlação de Pearson e o teste de significância são apresentados no Apêndice F. Os padrões espaciais serão apresentados no Capítulo 3.

2.2.3 Características temporais do IZCIT

A investigação das escalas de tempo que contribuem de forma mais expressiva para a variabilidade da ZCIT do Atlântico, associada aos padrões espaciais descritos pela CEOF-1, foi realizada com base no espectro das ondeletas de Morlet para o IZCIT para todo o período de 1979-2010. A análise de ondeletas permite decompor o sinal de uma série temporal simultaneamente em tempo e frequência, possibilitando que se determinem os modos dominantes de variabilidade dentro da série e como eles variam no tempo (p. ex., TORRENCE; COMPO, 1998). Detalhes sobre o espectro de ondeleta são apresentados no Apêndice G. As características temporais básicas do IZCIT serão discutidas no Capítulo 3.

2.2.4 CEOF utilizando a combinação de outros campos

Análises da CEOF calculada com outros conjuntos de variáveis foram realizadas a fim de investigar se determinadas variáveis são importantes para o cálculo do IZCIT e para a obtenção do padrão espacial descrito pela CEOF-1. As comparações basearam-se nas variâncias explicadas por cada CEOF-1 e nos diagramas de dispersão do IZCIT *versus* coeficiente temporal da CEOF-1 com outras variáveis. Análises excluindo algumas variáveis do cálculo da CEOF foram realizadas por Silva e Carvalho (2007) para um índice para a monção sul-americana, Wheeler e Hendon (2004) para um índice para a OMJ e Wolter e Timlin (2011) para o índice MEI.

2.3 Determinação dos eventos independentes de ZCIT-A e da persistência

A determinação dos eventos independentes de ZCIT-A e da persistência foi realizada de forma semelhante ao critério utilizado por Carvalho, Jones e Liebmann (2004), baseando-se nos percentis de 25% e 75% (ou quartis inferior – $q_{0.25}$ e superior – $q_{0.75}$) de uma série temporal, neste caso a do IZCIT. Esses eventos foram determinados para a realização de uma

análise exploratória do índice nas escalas submensal, semianual e interanual, que será apresentada no Capítulo 3.

Os eventos ocorridos nas pêntricas para as quais o valor do IZCIT ficou igual ou abaixo (igual ou acima) de $q_{0.25}$ ($q_{0.75}$) foram considerados como eventos de ZCIT enfraquecida (intensificada):

$$IZCIT \leq q_{0.25} \rightarrow ZCIT-A \text{ enfraquecida} \quad (3)$$

$$IZCIT \geq q_{0.75} \rightarrow ZCIT-A \text{ intensificada}$$

Os quartis (Apêndice H) foram calculados independentemente para as estações chuvosa e a seca da América do Sul tropical. Os eventos que satisfizeram as condições (3) foram considerados como eventos independentes quando se distanciavam por pelo menos duas pêntricas. A Figura 11 exemplifica o critério de determinação da independência e persistência dos eventos.

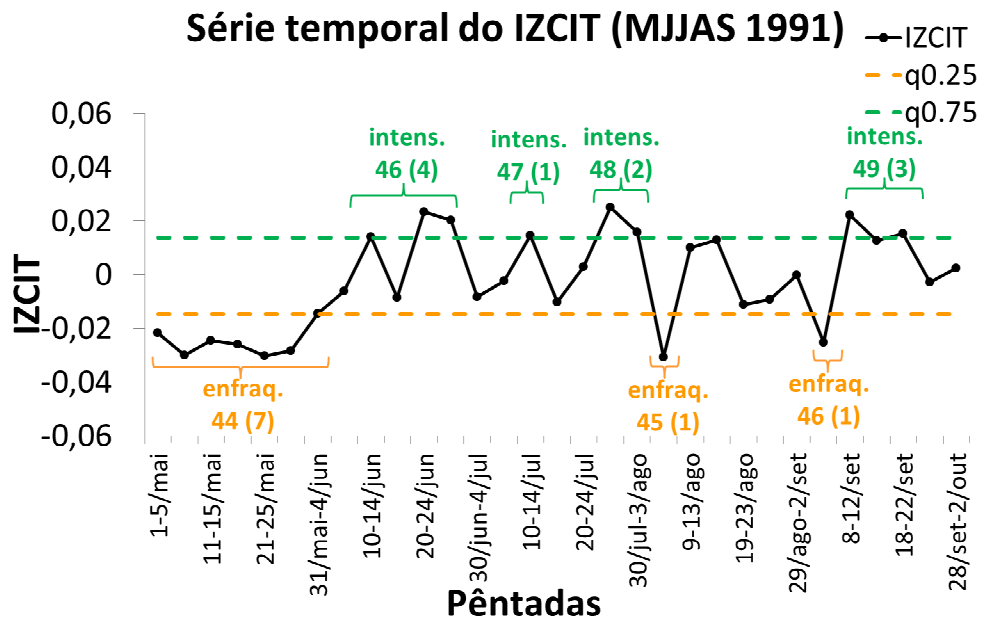


Figura 11. Exemplo do critério de determinação da independência e da persistência dos eventos de ZCIT-A enfraquecida e intensificada para MJJAS de 1991. A linha em preto representa a série temporal do IZCIT. As linhas tracejadas em laranja e em verde indicam os valores correspondentes aos quartis inferior ($q_{0.25}$) e superior ($q_{0.75}$) do IZCIT, respectivamente. Os números fora (dentro) dos parênteses referem-se ao (à) número de ordem (persistência) dos eventos.

2.4 Variabilidade intrassazonal da ZCIT-A

Para investigar a variabilidade da ZCIT-A na escala intrassazonal realizou-se uma filtragem do IZCIT e das anomalias dos campos das variáveis, que foram utilizadas nas composições, com uma Transformada Rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform – FFT*, em inglês) na banda de 10-70 dias. Detalhes sobre a filtragem são apresentados no Apêndice I.

O procedimento descrito na seção 2.3 foi realizado novamente após a filtragem, determinando-se eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida e intensificada, IZE e IZI, respectivamente, deste ponto em diante. A variabilidade intrassazonal da ZCIT-A utilizando o método do índice será apresentada no Capítulo 4.

2.5 Investigação dos padrões atmosféricos associados à variabilidade intrassazonal da ZCIT-A

A investigação de anomalias de precipitação e escoamento e dos padrões de teleconexão associados à variabilidade intrassazonal da ZCIT-A foi realizada a partir de composições defasadas para os eventos IZE e IZI para NDJFM e MJJAS.

Os testes de significância estatística para as composições das anomalias usaram a estatística *t-Student* ao nível de 5%. Detalhes sobre esse teste são apresentados no Apêndice J. Para as composições de escoamento, o critério utilizado para determinar regiões com anomalias significativas ao nível de 5% foi o mesmo utilizado por Liebmann et al. (1999). Neste critério, a composição do vento horizontal é estatisticamente significativa nos pontos de grade onde pelo menos uma das componentes do vento (zonal e/ou meridional) é significativa.

2.6 Relação entre a variabilidade intrassazonal da ZCIT-A e a atividade da OMJ

Conforme mencionado na seção 1.3, a OMJ é o principal modulador da convecção e escoamento nos trópicos na escala intrassazonal, no entanto nem toda variabilidade intrassazonal está ligada à OMJ (JONES; SCHEMM, 2000). Por esse motivo, procurou-se determinar a frequência dos eventos intrassazonais de ZCIT-A que efetivamente possa estar relacionada à oscilação.

A determinação da atividade da OMJ foi realizada a partir de um índice multivariado (JONES, 2009; JONES; CARVALHO, 2011, 2012, 2014), baseado nos coeficientes temporais do primeiro e segundo modos da CEOF de anomalias médias diárias de vento zonal em 850 hPa e em 200 hPa do CFSR e de ROLE médios para a região equatorial (15 °S-15 °N). Os dados utilizados para a elaboração desse índice foram filtrados na banda de 20-200 dias após remoção do ciclo sazonal para o período de 1979-2010. Os dois primeiros modos da CEOF explicam, respectivamente, 23,8% e 19,5% da variância total dos dados (JONES, 2009; JONES; CARVALHO, 2011). A série temporal do índice foi cortesia do Dr. Charles Jones (*Earth Research Institute – University of California, Santa Barbara*). O índice da OMJ foi transportado para a resolução pentadal para ser comparável ao IZCIT, a partir de médias simples de cinco dias.

Esse índice identifica oito fases do ciclo de vida da oscilação (discutidas na seção 1.3) à medida que a mesma se propaga para leste. A determinação da proporção de eventos intrassazonais de ZCIT-A (IZE e IZI) ocorridos durante OMJ ativa (fases 1 a 8) e inativa (fase 0) foi realizada com base na fase dominante durante cada evento intrassazonal de ZCIT-A, da seguinte forma:

$$\begin{aligned} \textit{fase dominante} = 0 &\rightarrow \textit{INA} \quad (4) \\ \textit{fase dominante} \neq 0 &\rightarrow \textit{OMJ} \end{aligned}$$

onde *INA* e *OMJ* são eventos intrassazonais de ZCIT-A ocorridos durante OMJ inativa e ativa, respectivamente. Também foi testado um segundo critério para separação dos eventos com relação à atividade da OMJ. Por exemplo, eventos IZE em que parte das pêntadas ocorreu durante OMJ e parte em INA foram considerados dois eventos IZE: um durante OMJ e outro durante INA.

Em adição, foram calculadas as proporções dos eventos intrassazonais de ZCIT-A ocorridos em cada fase da OMJ ativa. Neste caso, a fase considerada foi a predominante durante o evento. Se houve mais de uma fase dominante todas foram consideradas. Por exemplo, dado um evento com persistência de quatro pântadas, em que três pântadas ocorreram durante a fase 5 da OMJ e uma na fase 6, este evento foi considerado como ocorrido na fase 5. Por outro lado, dado um evento com persistência de quatro pântadas, em que duas pântadas ocorreram durante a fase 1 da OMJ e duas na fase 2, foram considerados dois eventos: um ocorrido durante a fase 1 e outro na fase 2. O teste de significância estatística para as diferenças das proporções (SPIEGEL, 1972) é apresentado em detalhes no Apêndice K.

Capítulo 3

Índice Atmosférico Multivariado para a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico: propriedades, variabilidade e análise exploratória

Este capítulo apresenta resultados relativos às propriedades do Índice Atmosférico Multivariado para a ZCIT do Atlântico e a variabilidade que o mesmo captura. Além disso, traz uma análise exploratória da variabilidade temporal da ZCIT-A durante as estações seca e chuvosa da América do Sul tropical, baseada no método do índice, e uma comparação entre composições de precipitação com dados do CFSR e do TRMM.

3.1 Independência estatística dos autovalores da CEOF

A Figura 12 mostra os dez primeiros autovalores da CEOF de precipitação, umidade específica e ventos zonal e meridional em 850 hPa para a região da ZCIT-A e seus respectivos erros amostrais, obtidos segundo o critério de North et al. (1982). Observa-se que os seis primeiros modos são estatisticamente independentes, possuindo as seguintes variâncias explicadas: 10%, 7,4%, 6,1%, 5,3%, 3,6%, 3,1%, respectivamente. O primeiro modo é bem separado e independente dos subsequentes, por esse motivo pode ser analisado isoladamente. A variância explicada por este primeiro modo (10%) pode ser considerada alta visto que a CEOF envolve campos espaciais de alta resolução (900 pontos de grade espaçados de 1° de latitude-longitude) de quatro variáveis para um período de 32 anos em pêntadas (2336 instantes de tempo).

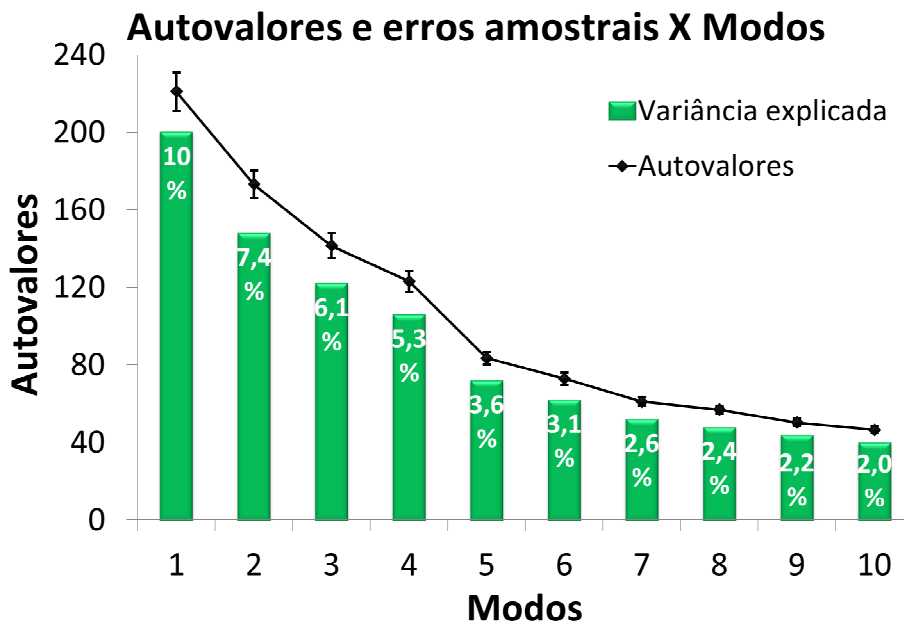


Figura 12. Diagrama esquemático dos 10 primeiros autovalores (pontos em preto) da CEOF de precipitação, umidade específica e ventos zonal e meridional em 850 hPa para a região da ZCIT-A. As barras de erro correspondem ao erro amostral de cada autovalor. As barras em verde representam a variância explicada (%) por cada modo de variabilidade apresentado no gráfico.

3.2 Padrões espaciais explicados pela CEOF-1

A Figura 13 mostra os padrões espaciais representados pela CEOF-1 em termos de correlações lineares entre o coeficiente temporal da CEOF-1 e as respectivas séries temporais das anomalias de cada variável em cada ponto de grade. Correlações positivas e negativas estão associadas a anomalias positivas e negativas da variável, respectivamente, para coeficiente temporal da CEOF-1 positivos. O número de eventos independentes para o teste estatístico de significância (*t-Student*) das correlações (Apêndice F) foi assumido como igual ao número de anos da série, i.e., 32. Correlações superiores a 0,349 (em módulo) são estatisticamente significativas ao nível de 5%.

A Figura 13a-b evidencia correlações positivas estatisticamente significativas para a precipitação e a umidade (da ordem de 0,60 e 0,50, respectivamente) a oeste de 20 °W, com máximo sinal ao longo de 5 °N aproximadamente. O padrão espacial observado é familiar e consistente com a estrutura espacial climatológica da ZCIT-A, que atinge sua máxima intensidade em torno dessa latitude, de acordo com Waliser e Gautier (1993). As correlações positivas para valores positivos do IZCIT correspondem a condições de precipitação e umidade intensificada na ZCIT-A, com relação ao ciclo anual médio. Para valores negativos

do IZCIT o padrão deve ser interpretado considerando os sinais das correlações trocados, o que indicaria desintensificação da precipitação e menor teor de umidade na ZCIT-A.

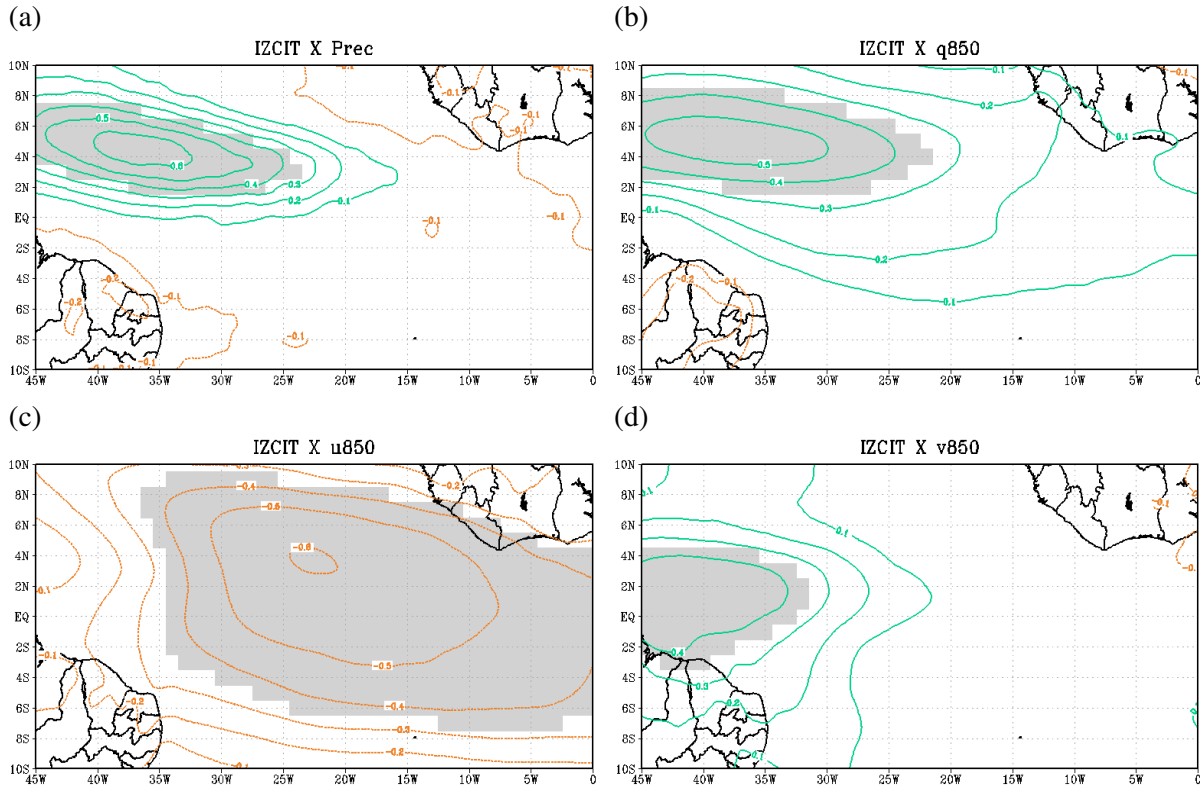


Figura 13. Coeficientes de correlação de Pearson (intervalos de 0,1) entre a série temporal do IZCIT e anomalias locais com ciclo anual removido de (a) precipitação, (b) umidade específica, (c) vento zonal e (d) vento meridional em 850 hPa para 1979-2010. Contornos verdes contínuos e laranjas tracejados representam coeficiente de correlação positivo e negativo, respectivamente. As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com coeficiente de correlação estatisticamente significativo ao nível de 5%.

Anomalias positivas de precipitação e umidade em baixos níveis (Figura 13b) ao longo de 5 °N, por sua vez, estão associadas a anomalias negativas de vento zonal (anomalias de leste) sobre o Atlântico equatorial (Figura 13c), com maiores magnitudes a leste da máxima intensificação da precipitação. Esse padrão espacial é ainda acompanhado de anomalias positivas de vento meridional (anomalias de sul) sobre o Atlântico equatorial Oeste desde o extremo norte do nordeste brasileiro até aproximadamente 5 °N (Figura 13d). As correlações entre IZCIT e vento zonal e meridional são da ordem de até 0,60 e 0,40, respectivamente. Observa-se convergência anômala de ambas as componentes do vento sobre a região onde há maiores correlações com a precipitação e a umidade. Ao considerar o IZCIT negativo ocorre divergência anômala das componentes do vento associada com anomalias negativas de precipitação e umidade naquela região.

Desta forma, as estruturas espaciais explicadas por este primeiro modo, cuja variabilidade temporal é descrita pelo IZCIT, são bastante consistentes com a assinatura climatológica da ZCIT-A, que atinge sua máxima intensidade em torno de 5 °N ao longo do ano (WALISER; GAUTIER, 1993). A intensificação da precipitação na zona de convergência está coerentemente associada com a intensificação dos ventos alísios e da convergência destes no Atlântico equatorial. Dada a correspondência entre a CEOF-1 e a ZCIT-A o coeficiente temporal da CEOF-1 será usado como um índice multivariado para a ZCIT-A.

3.3 Características temporais básicas do IZCIT

A Figura 14 mostra a série temporal completa do IZCIT, i.e., a variação da amplitude do padrão espacial explicado pela CEOF-1 durante o período de 1979 a 2010. Valores altos e positivos do IZCIT (em azul na figura) representam pântadas em que os alísios estiveram fortalecidos levando à convergência intensificada dos ventos em baixos níveis sobre o Atlântico Oeste e precipitação intensificada no Atlântico equatorial Oeste, o que caracteriza a intensificação da ZCIT-A. Por outro lado, valores negativos do IZCIT (em vermelho) representam ZCIT-A enfraquecida, com precipitação e alísios desintensificados.

A Figura 15 mostra o espectro das ondeletas de Morlet do IZCIT para todas as estações do ano para 1979-2010. Observa-se que o IZCIT retém a variabilidade da ZCIT-A nas escalas interanual (períodos superiores a 73 pântadas), semianual (em torno de 36 pântadas) e intrassazonal (de 2 a 10 pântadas aproximadamente) (Figura 15). Os períodos de 1987-1990 e 1992-1998, por exemplo, apresentam contribuições estatisticamente significativas na escala interanual, sugerindo relação com a variabilidade do ENOS. Variância espectral das ondeletas estatisticamente significativa na escala semianual (entre aproximadamente 32 e 40 pântadas) pode ser observada nos anos de 1983, 1993-1995, 1997-1999 e 2004, por exemplo, e está provavelmente relacionada ao deslocamento meridional da ZCIT-A associado à marcha sazonal do sol através do equador. Resgata-se que o ciclo anual foi removido de todas as variáveis antes do cálculo da CEOF, o que explica a ausência de variância espectral pronunciada em torno de 73 pântadas.

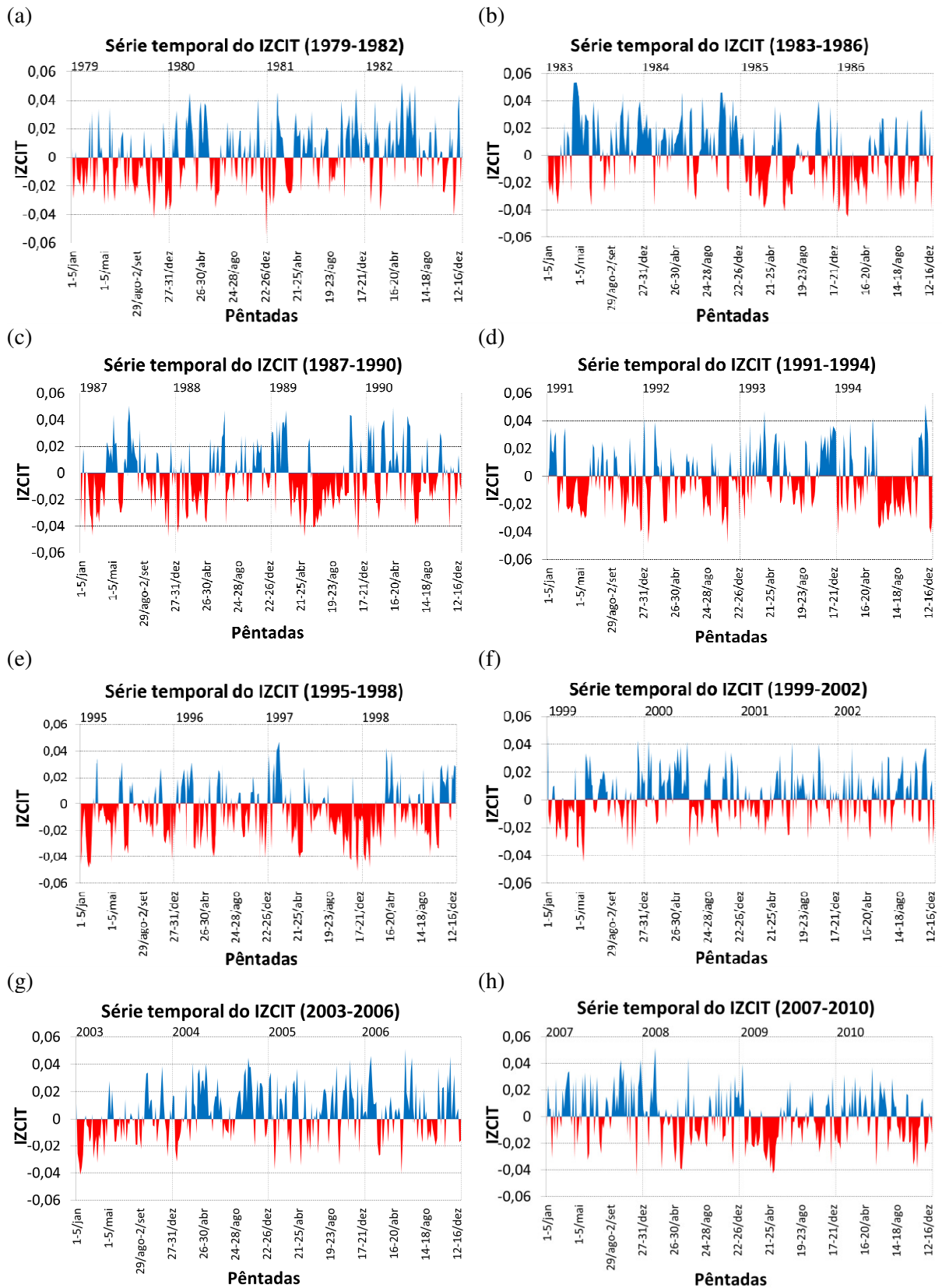


Figura 14. Série temporal do IZCIT para o período de (a) 1979-1982, (b) 1983-1986, (c) 1987-1990, (d) 1991-1994, (e) 1995-1998, (f) 1999-2002, (g) 2003-2006 e (h) 2007-2010. Valores negativos (vermelhos) e positivos (azuis) correspondem a ZCIT-A enfraquecida e intensificada, respectivamente.

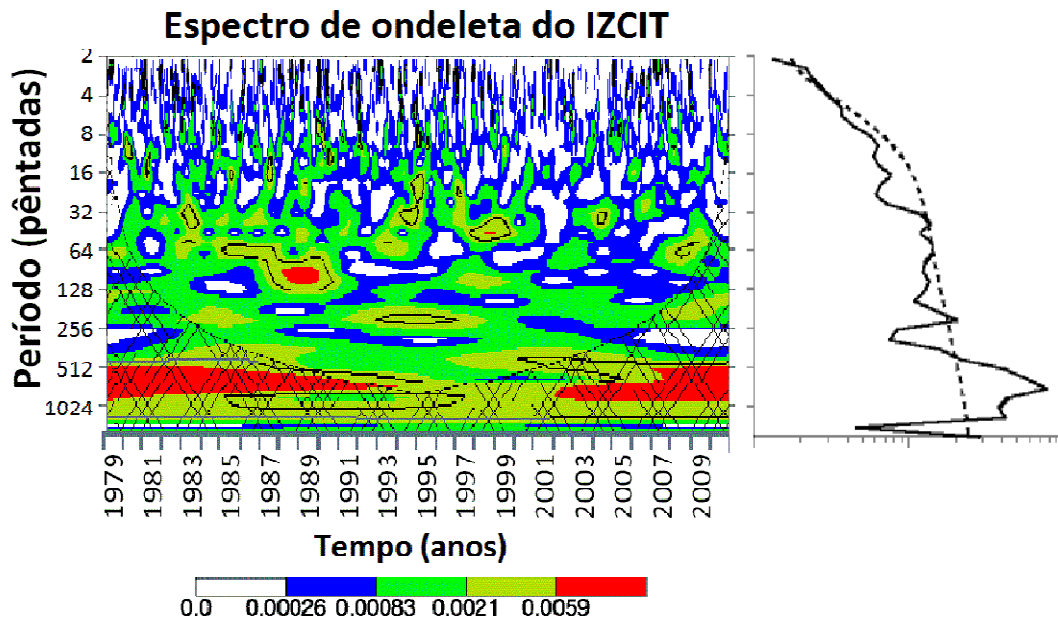


Figura 15. Espectro de potência da ondeleta do IZCIT (esquerda). A região hachurada é o cone de influência. Os contornos em preto são o limite de confiança de 5% para o espectro de fundo de ruído vermelho. À direita o espectro de ondeleta global (linha contínua). A linha tracejada é a significância para o espectro de ondeleta global, assumindo o mesmo limite de confiança e o mesmo espectro de fundo das ondeletas. As ondeletas foram calculadas usando as rotinas fornecidas na página <http://ion.exelisvis.com/>.

Variância significativa na banda intrassazonal ocorre principalmente em torno de 10-20 dias (2-4 pêntadas) durante o período investigado e é consistente com o pico intrassazonal encontrado por Uvo e Nobre (1989) para a ZCIT-A ao longo das longitudes de 35 °W, 40 °W e 45 °W. A ZCIT-A representada pela CEOF-1 (Figura 13a) coincide com essas longitudes. A variabilidade da ZCIT-A na escala intrassazonal tem suporte em trabalhos anteriores. Durante a estação chuvosa da América do Sul tropical (NDJFM) essa variabilidade pode estar relacionada com os mesmos mecanismos que modulam a ZCAS nesta escala. Estudos observacionais (p. ex. CARVALHO et al., 2011; LIEBMANN et al., 1999; NOGUÉS-PAEGLE; BYERLE; MO, 2000) mostraram que a ZCAS possui um pico de variabilidade entre 15 e 20 dias e que essa variabilidade está associada a um trem de onda de Rossby que emana do oeste do Pacífico em direção à América do Sul (LIEBMANN et al., 1999; NOGUÉS-PAEGLE; BYERLE; MO, 2000), modulando a atividade convectiva desde os subtrópicos do Hemisfério Sul até as latitudes equatoriais. Já durante a estação seca, as variações intrassazonais da ZCIT-A podem estar associadas com a oscilação quase-quinzenal na precipitação e vento no Atlântico tropical, primeiramente documentada por Grodsky e Carton (2001), e com a própria variabilidade intrassazonal da monção do oeste da África (p. ex. JANICOT; SULTAN, 2001; MALONEY; SHAMAN, 2008; SULTAN; JANICOT; DIEDHIOU, 2003).

O espectro de ondeletas também mostra variância espectral estatisticamente significativa na banda intrassazonal de 30-70 dias (6-14 pênadas), principalmente na primeira metade do período (Figura 15). A variabilidade da ZCIT-A nas escalas interanual e semianual serão evidenciadas na análise exploratória da seção 3.5. Conforme discutido na motivação (seção 1.1), as variações intrassazonais da ZCIT-A têm sido menos investigadas na literatura com relação às demais escalas, por esse motivo tais aspectos serão explorados em mais detalhes no Capítulo 4.

A Figura 16 mostra o coeficiente de autocorrelação do IZCIT (Apêndice E) para os *lags* de -5 a +5 pênadas. A autocorrelação de 0,4 para os *lags* -1 (cinco dias antes) e +1 (cinco dias depois) demonstra que o IZCIT tem potencial capacidade de previsibilidade para cinco dias antes do evento. Essa autocorrelação moderada é razoável tendo em vista que o índice é pentadal.

A captura da variabilidade intrassazonal da ZCIT-A e a boa representação de suas estruturas básicas espaciais em baixos níveis indicam que o índice proposto é robusto. Uma análise exploratória será apresentada para corroborar essa evidência neste capítulo.

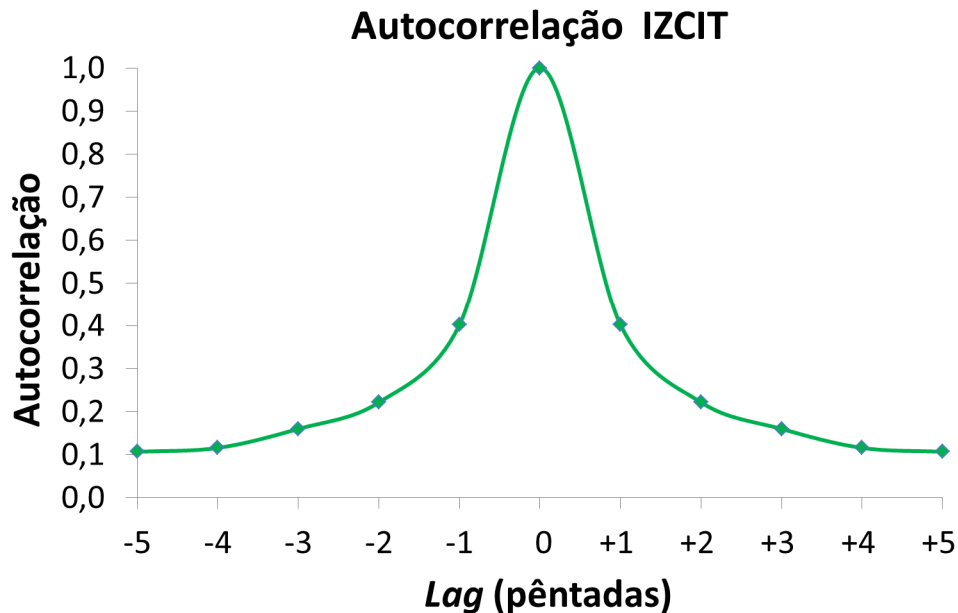


Figura 16. Autocorrelação do IZCIT para o período de 1979 a 2010 do lag -5 pênadas ao lag +5 pênadas.

3.4 CEOF utilizando a combinação de outros campos

A Figura 17 mostra os diagramas de dispersão entre IZCIT e o coeficiente temporal da CEOF-1 calculada com diferentes variáveis. Diagramas de dispersão foram mostrados por Wolter e Timlin (2011) para comparação entre o índice MEI calculado com duas e com seis variáveis. Os colchetes nos títulos dos gráficos indicam as variáveis envolvidas no cálculo de cada CEOF. As variáveis precipitação, umidade específica, vento zonal e vento meridional em 850 hPa serão indicadas por *prec*, *q*, *u* e *v* nos diagramas, respectivamente. Segundo o critério de North et al. (1982), o primeiro modo é estatisticamente independente dos demais em todas as CEOF (não mostrado).

O coeficiente de determinação (R^2 - canto superior direito dos gráficos) pode ser interpretado como a proporção da variação total de uma variável que é linearmente descrita ou representada pela outra, variando de 0 a 1 (WILKS, 2006). Sendo assim, R^2 mais próximo de zero indicará que a série do coeficiente temporal calculada com outro conjunto de variáveis pouco representa a série do IZCIT linearmente e vice-versa.

A Figura 17a (*[prec, u, v]* X IZCIT), mostra que a umidade em baixos níveis não tem efeito no cálculo do IZCIT, visto que o R^2 é igual a 0,99. A umidade específica possui pouca variabilidade na região do equador, por esse motivo a CEOF calculada sobre esta região não apresenta diferenças significativas nos padrões de variabilidade quando esta variável é retirada da CEOF. Já a exclusão da precipitação da CEOF-1 leva a um R^2 igual a 0,30 (Figura 17b). A dispersão em torno da reta de regressão é expressiva, mostrando que esta variável tem grande impacto no cálculo do índice, e que sua exclusão leva a mudanças nos padrões espaciais explicados pela CEOF-1.

O cálculo do índice com precipitação e umidade (Figura 17c) e apenas com precipitação (Figura 17g) leva a valores muito baixos de R^2 , mostrando a importância da inclusão das componentes do vento no cálculo da CEOF para a obtenção dos padrões espaciais apresentados na Figura 13. Os valores de R^2 da regressão da Figura 17b (*[q, u, v]* X IZCIT) e da Figura 17f (*[u, v]* X IZCIT) são iguais a 0,30, corroborando o fato de que a umidade específica não é variável imprescindível para o cálculo do IZCIT.

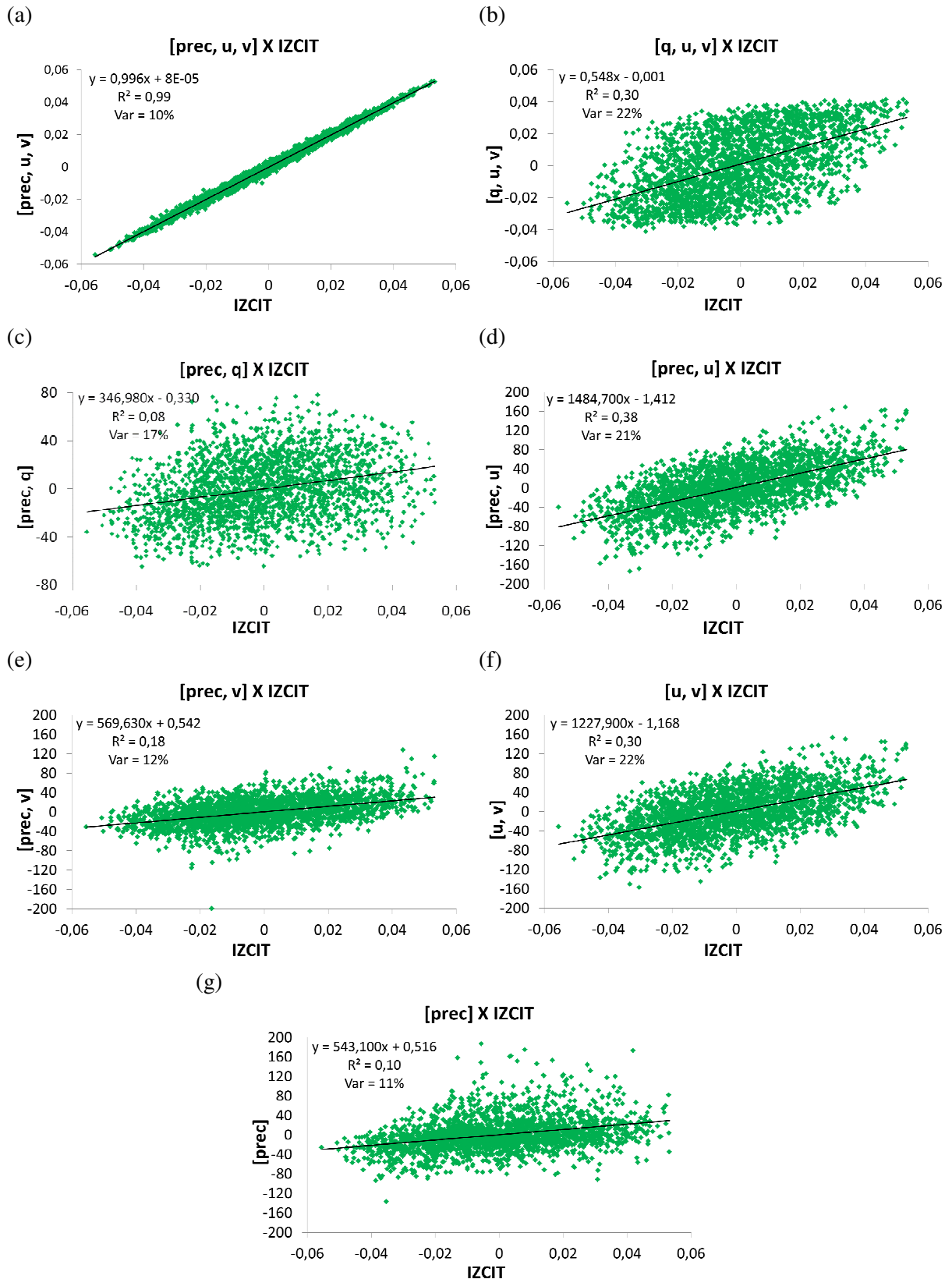


Figura 17. Diagrama de dispersão de IZCIT *versus* coeficiente temporal da CEOF-1 calculada com (a) *prec, u e v*, (b) *q, u e v*, (c) *prec e q*, (d) *prec e u*, (e) *prec e v*, (f) *u e v* e (g) *prec*. Os colchetes indicam as variáveis envolvidas no cálculo da CEOF. A linha preta é a reta de regressão linear ajustada entre as duas séries. A equação da reta ajustada, o coeficiente de determinação (R^2) e a variância explicada (Var) pela CEOF-1 com cada conjunto de variáveis são apresentados no canto superior esquerdo dos gráficos.

A Figura 17d ($[prec, u]$ X IZCIT) e a Figura 17e ($[prec, v]$ X IZCIT) mostram que tanto a componente zonal quanto a meridional são importantes. O fato de R^2 ser maior no primeiro caso mostra que a componente zonal é mais importante do que a meridional para obtenção do padrão. Tal fato está relacionado à componente zonal ser dominante e apresentar maior variabilidade na região equatorial com relação à meridional. O aumento da variância explicada quando algumas variáveis são excluídas deve-se ao menor número de variáveis envolvidas na CEOF. A escolha das variáveis utilizadas foi baseada na habilidade do índice em identificar as principais características da ZCIT-A, como a banda de máxima precipitação ao longo de aproximadamente 5°N e a convergência dos ventos alísios.

Avaliações do IZCIT utilizando outros domínios espaciais sobre a região do Atlântico equatorial também foram realizadas, no entanto o domínio da Figura 10 foi o que gerou melhor representação espacial da estrutura da ZCIT-A pela CEOF.

3.5 Análise exploratória da variabilidade da ZCIT-A durante as estações chuvosa e seca da América do Sul tropical

3.5.1 Variabilidade submensal e semianual

A Figura 18 mostra a variabilidade submensal das pântadas em que a ZCIT-A esteve enfraquecida e intensificada, i.e., as pântadas em que o IZCIT esteve abaixo e acima dos quartis inferior e superior, respectivamente. Observa-se uma diminuição da proporção de pântadas no mês com ZCIT-A intensificada de novembro a março (Figura 18a) e de maio a setembro (Figura 18b) e um aumento da proporção de pântadas no mês com ZCIT-A enfraquecida de novembro a março (Figura 18a). Especificamente, durante o mês de novembro a prevalência de episódios de ZCIT-A intensificada é bastante evidente (34% das pântadas de novembro) (Figura 18a). A partir do mês de janeiro há uma predominância de pântadas com ZCIT-A enfraquecida (Figura 18a). Nos meses de maio e junho há novamente uma tendência à intensificação da ZCIT-A e nos meses de julho a setembro há prevalência de pântadas com ZCIT-A enfraquecida (Figura 18b).

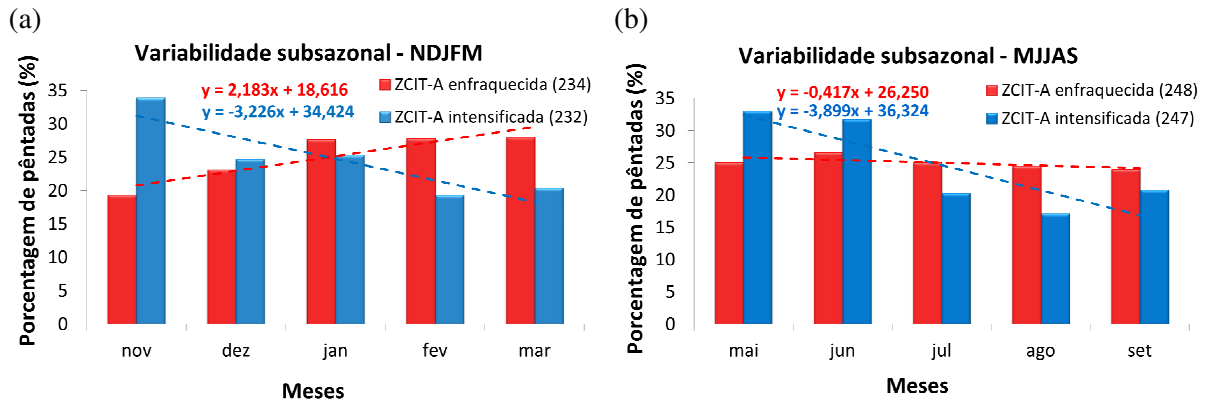


Figura 18. Variabilidade submensal da proporção de pêntadas no mês com ZCIT-A enfraquecida e intensificada para o período de 1979 a 2010 para (a) NDJFM e (b) MJJAS. As linhas e equações representam a tendência linear e a equação da reta ajustada às distribuições. Os números entre parênteses na legenda indicam o número total de pêntadas.

É notável que a ZCIT-A, representada pelo padrão espacial da CEOF-1, tende a permanecer mais intensificada durante a primavera e o outono e enfraquecida no verão e inverno, mais especificamente nos meses que antecedem os solstícios (novembro-dezembro e maio-junho) e os equinócios (janeiro-fevereiro-março e julho-agosto-setembro), respectivamente. Esses resultados são consistentes com o terceiro modo de variabilidade da convecção na América do Sul e Atlântico tropicais mostrado por Garcia e Kayano (2010), cujas variações são atribuídas à marcha anual do sol no equador forçada pelos ciclos semianuais da declinação solar (GARCIA; KAYANO, 2010; MITCHELL; WALLACE, 1992). Esse modo é caracterizado por um padrão quase simétrico com relação ao equador, com correlações significativas de mesmo sinal no noroeste da América do Sul e Atlântico central equatorial, i.e., a região da ZCIT-A (GARCIA; KAYANO, 2010). As ocorrências de eventos tanto negativos quanto positivos em todos os meses (Figura 18) estão associadas à variabilidade da ZCIT-A em outras escalas de tempo, como a interanual e a intrassazonal, objetos das próximas análises.

De acordo com Melo, Cavalcanti e Souza (2009), de outubro a dezembro a convecção é mais intensa sobre o Atlântico tropical central, resultando em maior proporção de pêntadas com ZCIT-A intensificada nesses meses. Por outro lado, segundo os mesmos autores, em janeiro e fevereiro a convecção mais intensa na ZCIT-A localiza-se mais próxima à costa brasileira, levando a uma maior proporção de pêntadas com ZCIT-A enfraquecida nesses meses. No período de julho a setembro, a ZCIT-A localiza-se mais próxima à costa africana, resultando também em uma maior proporção de pêntadas com ZCIT-A enfraquecida.

A Figura 18 também indica relações importantes entre a ZCIT-A e as monções da América do Sul e do oeste da África. O comportamento inverso da ZCIT-A entre os meses de novembro, estágios iniciais da monção da América do Sul (GAN; KOUSKY; ROPELEWSKI, 2004; SILVA; CARVALHO, 2007), e março (Figura 18a) sugere a importância da ZCIT-A para o ciclo sazonal do SMAS, corroborando os resultados de Vera et al. (2006). Esses autores afirmaram que a convecção na ZCIT-A é relativamente fraca durante a fase final do SMAS.

Em trabalhos recentes, Garcia (2010) e Garcia e Kayano (2010) mostraram maiores evidências das relações entre a ZCIT-A e o SMAS. De acordo com Garcia (2010), enquanto condições úmidas (secas) persistem na ZCIT-A, o fim (início) da convecção na região da monção não é observado. No mês de março a ZCIT-A apresenta-se proporcionalmente mais enfraquecida, o que pode relacionar-se com os estágios mais avançados/final das condições úmidas na monção. Em suma, o IZCIT captura tal relação entre SMAS e ZCIT-A.

Durante os meses de julho e agosto, os ventos alísios de sudeste tendem a cruzar o equador, atingindo velocidade máxima em aproximadamente 5 °N, onde recurvam-se para sudoeste e encontram-se com os alísios de nordeste (HASTENRATH; LAMB, 1977). Essa intensificação dos alísios para norte ocorre em resposta ao início da monção de verão boreal (MITCHELL; WALLACE, 1992), associada com o fortalecimento da ZCIT no oeste da África (SULTAN; JANICOT; DIEDHIOU, 2003) e seu consequente enfraquecimento no Atlântico tropical central. Esse enfraquecimento é consistente com o padrão espacial explicado pela CEOF-1 para IZCIT negativo. Os padrões de precipitação nas situações de ZCIT-A enfraquecida e intensificada serão apresentados na seção 3.6.

3.5.2 Variabilidade interanual

Conforme discutido no capítulo introdutório, o ENOS é um dos principais responsáveis pela variabilidade interanual dos fenômenos de tempo e clima no globo (TRENBERTH; CARON, 2000), afetando significativamente a atividade convectiva na ZCIT-A. Em adição, o gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico tropical (MOURA; SHUKLA, 1981), caracterizado por anomalias assimétricas de TSM com relação ao equador, também está associado com a variabilidade da ZCIT-A na escala interanual. Naturalmente a análise da

variabilidade interanual da ZCIT-A, representada pelo IZCIT, focará em investigar relações entre sua intensidade e a fase do ENOS e do gradiente meridional de TSM no Atlântico tropical.

Para identificar a fase do ENOS será utilizado o *Oceanic Niño Index* (ONI), que consiste na média de anomalias de TSM na região do Niño 3.4 (5 °N-5 °S; 120 °W-170 °W). Episódios quentes (El Niño) do ENOS são definidos quando o ONI assume valores acima do limiar de 0,5 °C por pelo menos cinco estações sobrepostas (médias trimestrais) consecutivas. Coerentemente o limiar para a definição de episódios frios (La Niña) é -0,5 °C. Valores mensais e trimestrais do ONI estão disponíveis na página da NOAA/CPC⁵ de 1950 ao presente (sendo calculados continuamente a cada mês). A Figura 19 ilustra a série temporal do ONI em valores mensais para o período de 1979 a 2010.

Para o presente estudo anos de El Niño (La Niña) foram definidos quando o ONI trimestral médio assumiu valores acima (abaixo) do limiar de 0,5 °C (-0,5 °C) nos três trimestres consecutivos de NDJ, DJF e JFM para a estação chuvosa e nos trimestres de MJJ, JJA, JAS para a estação seca. Os anos não classificados como El Niño ou La Niña foram considerados neutros. Anos em que o sinal do ENOS estava em transição não foram classificados em nenhuma das três fases (quente, fria ou neutra) na estação seca (MJJAS). A Tabela 1 apresenta a classificação dos episódios de ENOS que serão considerados nas análises seguintes.

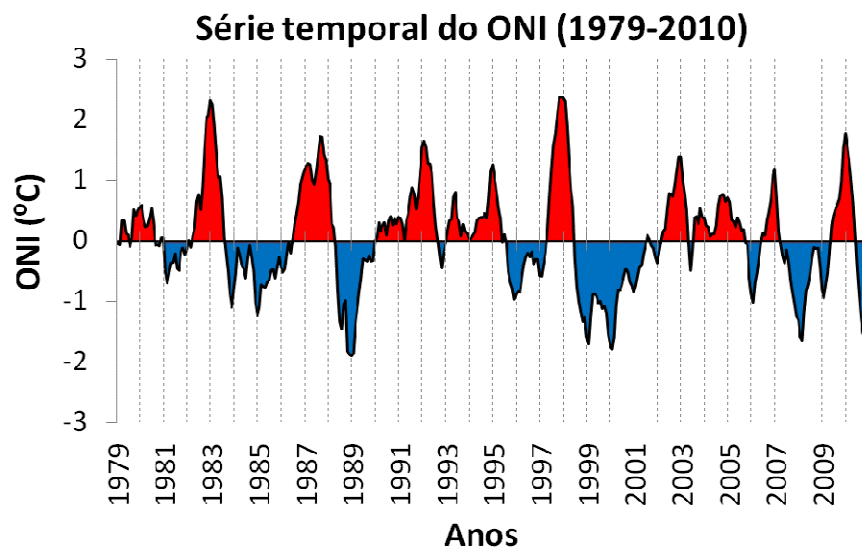


Figura 19. Série temporal do ONI (*Oceanic Niño Index*) (°C) para o período de 1979 a 2010 em valores mensais.

⁵ <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml>. Acesso em: 18 set. 2013.

Tabela 1 - Anos de El Niño, La Niña e anos neutros para NDJFM e MJJAS para 1979-2010 classificados de acordo com o *Oceanic Niño Index* (ONI).

NDJFM	El Niños	1982-1983, 1986-1987, 1987-1988, 1991-1992, 1994-1995, 1997-1998, 2002-2003, 2004-2005, 2006-2007, 2009-2010
	La Niñas	1983-1984, 1984-1985, 1988-1989, 1995-1996, 1998-1999, 1999-2000, 2000-2001, 2005-2006, 2007-2008, 2008-2009
	Neutros	1979-1980, 1980-1981, 1981-1982, 1985-1986, 1989-1990, 1990-1991, 1992-1993, 1993-1994, 1996-1997, 2001-2002, 2003-2004
MJJAS*	El Niños	1982, 1987, 1991, 1997, 2002
	La Niñas	1985, 1988, 1999, 2000
	Neutros	1979, 1980, 1981, 1984, 1989, 1990, 1993, 1994, 1995, 1996, 2001, 2003, 2005, 2006

* os anos de 1983, 1986, 1992, 1998, 2004, 2007, 2008, 2009 e 2010 não foram classificados em MJJAS pelo valor do índice ONI não caracterizar claramente uma das fases do ENOS.

As fases do gradiente inter-hemisférico de TSM foram determinadas com base na diferença entre o *Tropical Northern Atlantic Index* (TNA) e o *Tropical Southern Atlantic Index* (TSA). Os índices consistem nas anomalias de TSM média mensal com relação à climatologia de 1971-2000 para a região de 5,5 °N-23,5 °N (20 °S-0 °) e de 57,5 °W-15 °W (30 °W-10 °E) para o TNA (TSA) (ENFIELD et al., 1999). Valores mensais do TNA e do TSA estão disponíveis na página da NOAA⁶ de 1948 ao presente (sendo calculados continuamente a cada mês). A Figura 20 mostra a série temporal da diferença TNA-TSA em valores mensais para o período de 1979 a 2010.

O critério para determinação da fase do gradiente meridional de TSM foi semelhante ao utilizado por De Souza, Kayano e Ambrizzi (2005). Anos de gradiente positivo (negativo) foram definidos quando a diferença TNA-TSA assumiu valores consecutivos iguais ou acima (iguais ou abaixo) de 0,2 °C (-0,2 °C) em pelo menos 75% do período de novembro a março para a estação chuvosa e de maio a setembro para a estação seca (i.e., pelo menos quatro meses consecutivos). O sinal positivo (negativo) indica gradiente meridional de TSM para norte (sul) no Atlântico tropical, ilustrado na Figura 3a(b) (página 42). A Tabela 2 mostra a classificação das estações com relação à fase do gradiente meridional de TSM, determinada segundo o critério supracitado.

⁶ <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/tna.data>>. Acesso em: 17 set. 2013.
<<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/tsa.data>>. Acesso em: 17 set. 2013.

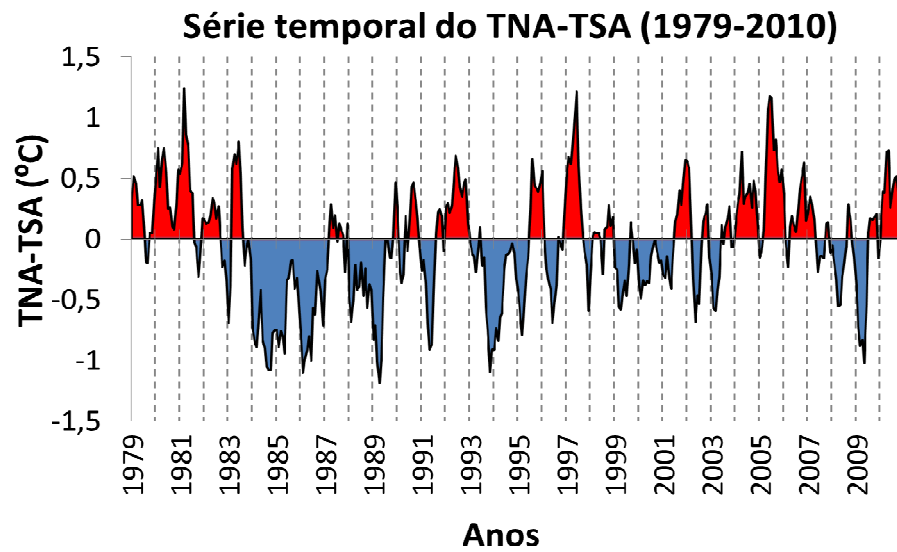


Figura 20. Idem à Figura 19, mas para a diferença TNA-TSA (°C).

Tabela 2 - Anos com gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico tropical positivo e negativo para NDJFM e MJJAS para 1979-2010 classificados com base na diferença entre o *Tropical Northern Atlantic Index* (TNA) e o *Tropical Southern Atlantic Index* (TSA).

NDJFM	Gradiente positivo	1979-1980, 1980-1981, 1996-1997, 2001-2002
	Gradiente negativo	1982-1983, 1984-1985, 1986-1987, 1988-1989, 1993-1994, 1994-1995
MJJAS	Gradiente positivo	1980, 1992, 1997, 2004, 2005
	Gradiente negativo	1984, 1986, 1996, 1999

A Figura 21a-b mostra a variabilidade interanual da ZCIT-A no período de 1979-2010 juntamente com o ONI médio para as estações chuvosa (a) e seca (b) (linha preta tracejada). Nas estações chuvosas dos anos de 1982-1983, 1991-1992, 1997-1998 e 2002-2003, por exemplo, a frequência de pântadas em que a ZCIT-A esteve enfraquecida é expressivamente superior à de pântadas com ZCIT-A intensificada (Figura 21a). Nesses anos o ENOS esteve em sua fase quente, de acordo com o ONI. Vale ressaltar que o evento de El Niño de 1997-1998 corresponde à fase quente do El Niño mais intenso do século XX (LAU; ZHOU, 2003), durante o qual a ZCIT-A apresentou-se enfraquecida em 16 pântadas contra apenas uma em que esteve intensificada (Figura 21a). A série temporal do índice também evidencia bastante

essa relação para o verão de 1997-1998, período durante o qual o IZCIT apresentou valores predominantemente negativos (Figura 14e). Por outro lado, durante La Niñas intensas, 1988-1989 e 2007-2008, por exemplo (Figura 19), observa-se predominância de pêntadas com ZCIT-A intensificada (Figura 21a). A tendência negativa da frequência de pêntadas com ZCIT-A enfraquecida observada durante a estação chuvosa (Figura 21a) associa-se com a diminuição da ocorrência de eventos quentes mais intensos do ENOS, principalmente nos últimos dez anos da série (Figura 19). A diminuição de pêntadas com ZCIT-A enfraquecida é de 46% dos primeiros 21 anos (1979-1999) para os dez últimos anos do período (2000-2009) e é estatisticamente significativa ao nível de 5%. Detalhes sobre o teste de significância das diferenças das proporções são apresentados no Apêndice K.

A Figura 21c-d mostra a proporção de pêntadas com ZCIT-A enfraquecida e intensificada em cada fase do ENOS (quente, fria e neutra) no período de 1979-2010. Na estação chuvosa a proporção de pêntadas com ZCIT-A enfraquecida (33%) é superior à de pêntadas com ZCIT-A intensificada (19%) em anos de El Niño (Figura 21c). Em anos de La Niña 29% das pêntadas apresentam intensificação da ZCIT-A contra 19% em que a ZCIT-A enfraqueceu-se. Em ambos os casos as diferenças entre as proporções são significativas ao nível de 5%. Já nos anos neutros do ENOS as proporções são semelhantes e as diferenças entre as proporções não são estatisticamente significativas. Esses resultados indicam que a intensidade da ZCIT-A descrita pela CEOF-1 é claramente modulada pelo ENOS durante a estação chuvosa e são consistentes com os resultados de Ambrizzi, De Souza e Pulwarty (2004). Os autores mostraram que durante o verão austral, eventos quentes (frios) canônicos do ENOS estão associados a movimento subsidente (ascendente) sobre o Nordeste do Brasil e Atlântico tropical. Consequentemente a convecção sobre a ZCIT-A representada pela CEOF-1 tende a enfraquecer-se (intensificar-se).

Em alguns anos, como 2004-2005 e 2006-2007, por exemplo, a relação entre a fase do ENOS e o IZCIT é oposta à observada durante eventos quentes mais intensos, com a predominância de pêntadas com ZCIT-A intensificada. Esse fato pode estar associado à variabilidade inter-El Niño, mencionada na seção 1.2.1.3. Durante eventos não-canônicos os sinais sobre a América do Sul e Atlântico podem ser opostos aos observados durante os canônicos, devido a diferenças de localização e intensidade da forçante térmica associada ao ENOS no Pacífico. Os dois fatores, localização e intensidade, interferem tanto nas influências diretas do fenômeno quanto no sinal do trem de onda que se propaga em direção ao Atlântico e causa mudanças na circulação da Alta Subtropical. A predominância de ZCIT-A enfraquecida ou intensificada durante anos neutros (1980-1981, 1981-1982, 1985-1986 e

1993-1994, por exemplo) pode estar associada à modulação da zona de convergência por outros fenômenos de baixa frequência, como as oscilações intrassazonais. O estudo da variabilidade da ZCIT-A nesta escala é um dos principais objetivos desta tese e será apresentado no capítulo seguinte.

A Figura 21e-f mostra a proporção de pântadas com ZCIT-A enfraquecida e intensificada em cada fase do gradiente meridional de TSM no Atlântico no período de 1979-2010. Na estação chuvosa, observa-se que não há diferenças significativas entre as proporções de ZCIT-A enfraquecida e intensificada em ambas as fases do gradiente inter-hemisférico (Figura 21e), apenas nota-se que a proporção de pântadas com ZCIT-A enfraquecida (intensificada) é ligeiramente superior à de pântadas com ZCIT-A intensificada (enfraquecida) na fase positiva (negativa) do gradiente. Nas estações chuvosas de 1980-1981 e 1993-1994, por exemplo, o ENOS esteve em sua fase neutra (Tabela 1) e o gradiente inter-hemisférico esteve em sua fase positiva e negativa (Tabela 2), respectivamente. Tendo isso em vista, o sinal do gradiente de TSM pode explicar a predominância de pântadas com ZCIT-A enfraquecida e intensificada nesses anos, respectivamente (Figura 21a). Apesar disso, os resultados apresentados na Figura 21e mostram evidências de que a variabilidade interanual da ZCIT-A representada pelo primeiro modo da CEOF-1 não tem clara relação com a fase do gradiente inter-hemisférico de TSM no Atlântico tropical durante a estação chuvosa.

Durante a estação seca da primeira (1979-1989) para a segunda década (1990-2000) ocorreu um aumento significativo de 30% no número de pântadas com ZCIT-A enfraquecida e, concomitantemente, uma diminuição significativa de 31% no número de pântadas com ZCIT-A intensificada (Figura 21b). As diferenças entre as duas primeiras décadas são estatisticamente significativas ao nível de 5%. A predominância de pântadas com ZCIT-A enfraquecida na segunda década da série (1990-2000) ocorre em associação aos eventos quentes do ENOS ocorridos nesse período (Figura 19). No final desta década e início da terceira o ENOS muda para a fase fria, e conjuntamente o IZCIT tende a assumir valores positivos com maior frequência, indicando a intensificação da ZCIT-A (Figura 14f-h). As menores diferenças entre o número de pântadas com ZCIT-A enfraquecida e intensificada nos últimos dez anos da série (2001-2010) está associada à diminuição da intensidade dos eventos de ENOS neste período (Figura 21b).

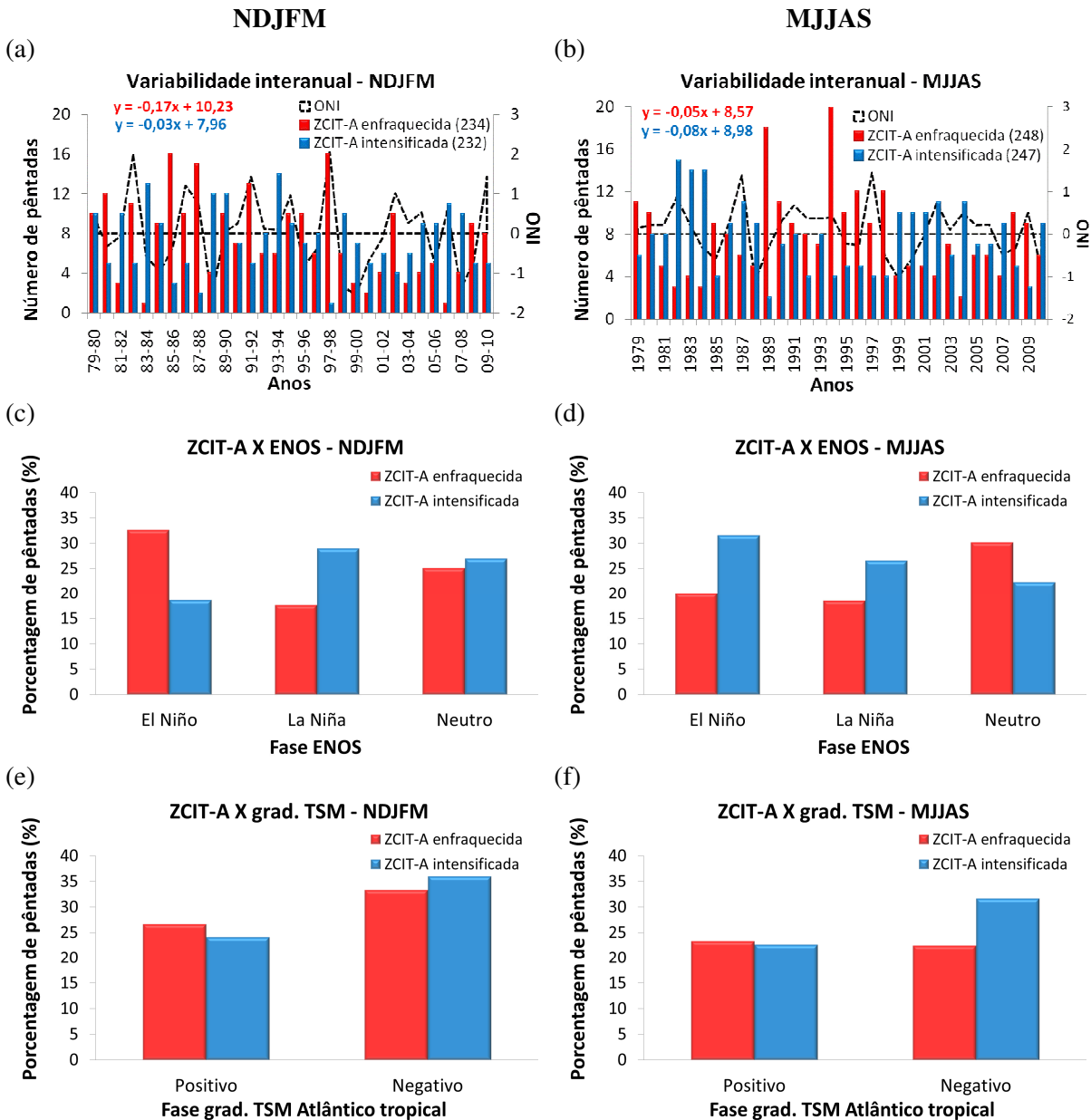


Figura 21. Variabilidade interanual do número de pântadas com ZCIT-A enfraquecida e intensificada e série temporal do *Ocean Niño Index* (ONI) médio (linha tracejada). As equações referem-se à reta ajustada às distribuições. Os números entre parênteses na legenda indicam o número total de pântadas. (c, d) Comparação entre as proporções de pântadas com ZCIT-A enfraquecida e intensificada em anos de El Niño, La Niña e nos anos neutros (classificados na Tabela 1). (e, f) Comparação entre as proporções de pântadas com ZCIT-A enfraquecida e intensificada em anos de gradiente meridional inter-hemisférico de TSM no Atlântico tropical positivo e negativo (classificados na Tabela 2). As colunas de esquerda e da direita referem-se a NDJFM e MJJAS, respectivamente.

A Figura 21d mostra que há uma predominância de episódios de ZCIT-A intensificada durante anos de El Niño, o oposto do que foi observado para a estação chuvosa. Durante anos de La Niña também houve uma predominância de pântadas com ZCIT-A intensificada (27%) com relação a ZCIT-A enfraquecida (19%). Na estação seca a influência do ENOS é menos característica do que na chuvosa. Nota-se ainda uma preferência pelo enfraquecimento da

ZCIT-A durante a fase neutra do ENOS (Figura 21d). Esse fato possivelmente está relacionado a outros fenômenos de baixa frequência que estão modulando a ZCIT-A durante a fase neutra do ENOS, por exemplo, a OMJ.

A Figura 21f mostra que existe uma predominância de pântadas com ZCIT-A intensificada na fase negativa do gradiente meridional de TSM no Atlântico tropical estatisticamente significativa ao nível de 5% para a estação seca. Todavia não são observadas diferenças significativas entre as proporções de pântadas com ZCIT-A enfraquecida e intensificada durante a fase positiva do gradiente. Em suma, a variabilidade interanual do primeiro modo da CEOF não apresenta relação evidente com as anomalias de TSM nos Atlânticos tropicais Norte e Sul, devendo-se basicamente às anomalias de TSM associadas ao ENOS na bacia do Pacífico na estação chuvosa.

3.5.3 Intensidade *versus* persistência

Eventos independentes de ZCIT-A enfraquecida e intensificada foram definidos segundo a metodologia da seção 2.3 para a análise da relação da intensidade dos eventos com a persistência. Foram observados 101 (104) eventos de ZCIT-A enfraquecida (intensificada) na estação chuvosa e 124 (116) eventos de ZCIT-A enfraquecida (intensificada) na estação seca. Destes eventos os ocorridos de 1998 a 2010 foram considerados nas composições de precipitação da próxima seção. O número máximo de eventos independentes por ano foi cinco, havendo ao menos um de ZCIT-A enfraquecida e um de ZCIT-A intensificada em todos os anos em ambas as estações. A persistência média dos eventos foi entre duas e três pântadas.

A Figura 22 mostra uma relação entre a intensidade máxima dos eventos e a persistência. A intensidade máxima foi determinada pelo valor de pico, que é o valor máximo atingido pelo IZCIT durante cada evento independente, em módulo. Observa-se certa tendência de eventos mais intensos, i.e., com anomalias de precipitação/escoamento na ZCIT-A mais intensas (em módulo), serem mais persistentes em ambas as estações. Entretanto, os baixos valores do R^2 mostram que pouco da variabilidade da persistência dos eventos é linearmente explicada por suas intensidades e vice-versa. Também é possível observar que há uma maior frequência de eventos com duração de uma pântada, diminuindo a frequência para persistências maiores.

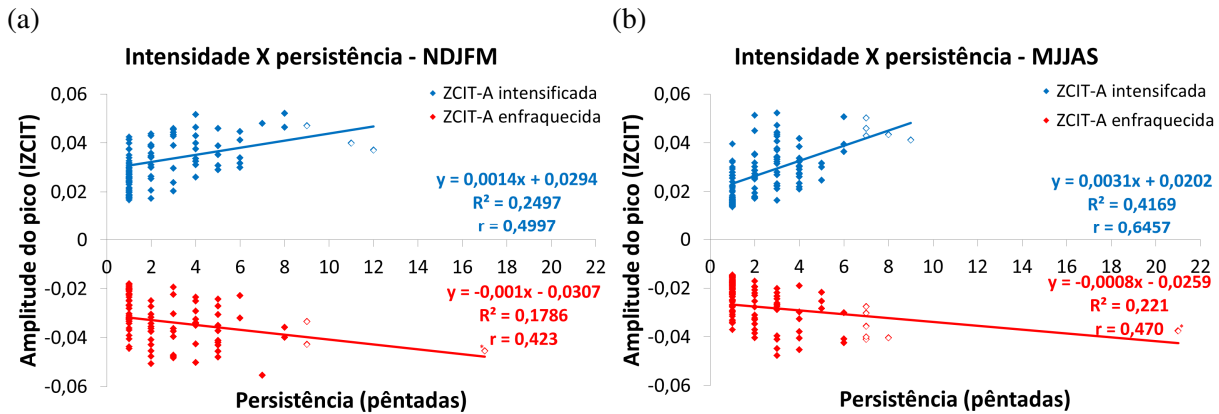


Figura 22. Amplitude dos picos do IZCIT durante os eventos de ZCIT-A enfraquecida (vermelho) e intensificada (azul) *versus* a persistência para (a) NDJFM e (b) MJJAS. As linhas em vermelho e azul representam a reta de regressão linear ajustada às distribuições. A equação da reta ajustada, o coeficiente de determinação (R^2) e o coeficiente de correlação (r) são apresentados nos gráficos. Os pontos vazios representam os *outliers* para persistência. Valores extremos de persistência são indicados com um asterisco ao lado do ponto.

3.6 Características espaciais da precipitação na ZCIT-A durante eventos enfraquecidos e intensificados comparando dados do CFSR e do TRMM

A Figura 23a,c mostra composições de precipitação acumulada do CFSR para os eventos de ZCIT-A enfraquecida e intensificada para a estação chuvosa. Para facilitar a comparação, a diferença entre as duas médias é mostrada na Figura 23e. O teste de significância estatística para a diferença das médias foi o *t-Student* do tipo dupla cauda (Apêndice L) para 37 eventos independentes. A ZCIT-A é caracterizada pela banda de precipitação intensa organizada na direção leste-oeste (p. ex. ASNANI, 1993; CHIANG; KUSHNIR; GIANNINI, 2002) sobre o Atlântico equatorial, na qual as diferenças atingem valores da ordem de 13 mm dia^{-1} (Figura 23e), i.e., a precipitação acumulada nos eventos de ZCIT-A intensificada é aproximadamente 54% superior aos eventos de ZCIT-A enfraquecida nesta região. Essa diferença é significativa ao nível de 5%. Com dados do TRMM as diferenças entre as médias atingem aproximadamente 10 mm dia^{-1} . As maiores diferenças entre os dados do CFSR e do TRMM ocorrem para os eventos de ZCIT-A intensificada (Figura 23c,d), em que o CFSR superestima o núcleo mais intenso de precipitação na ZCIT-A, ou seja, o CFSR apresenta um *bias* úmido para eventos de chuva mais intensos na região do Atlântico. Regiões com diferenças de precipitação estatisticamente significativas também são observadas sobre parte do extremo norte do Nordeste do Brasil, onde as diferenças entre as médias com dados do CFSR (Figura

23e) e do TRMM (Figura 23f) são consistentes. Essas composições também mostram a consistência do índice ZCIT e ilustram as situações de ZCIT-A enfraquecida e intensificada discutidas na análise exploratória da seção 3.5.

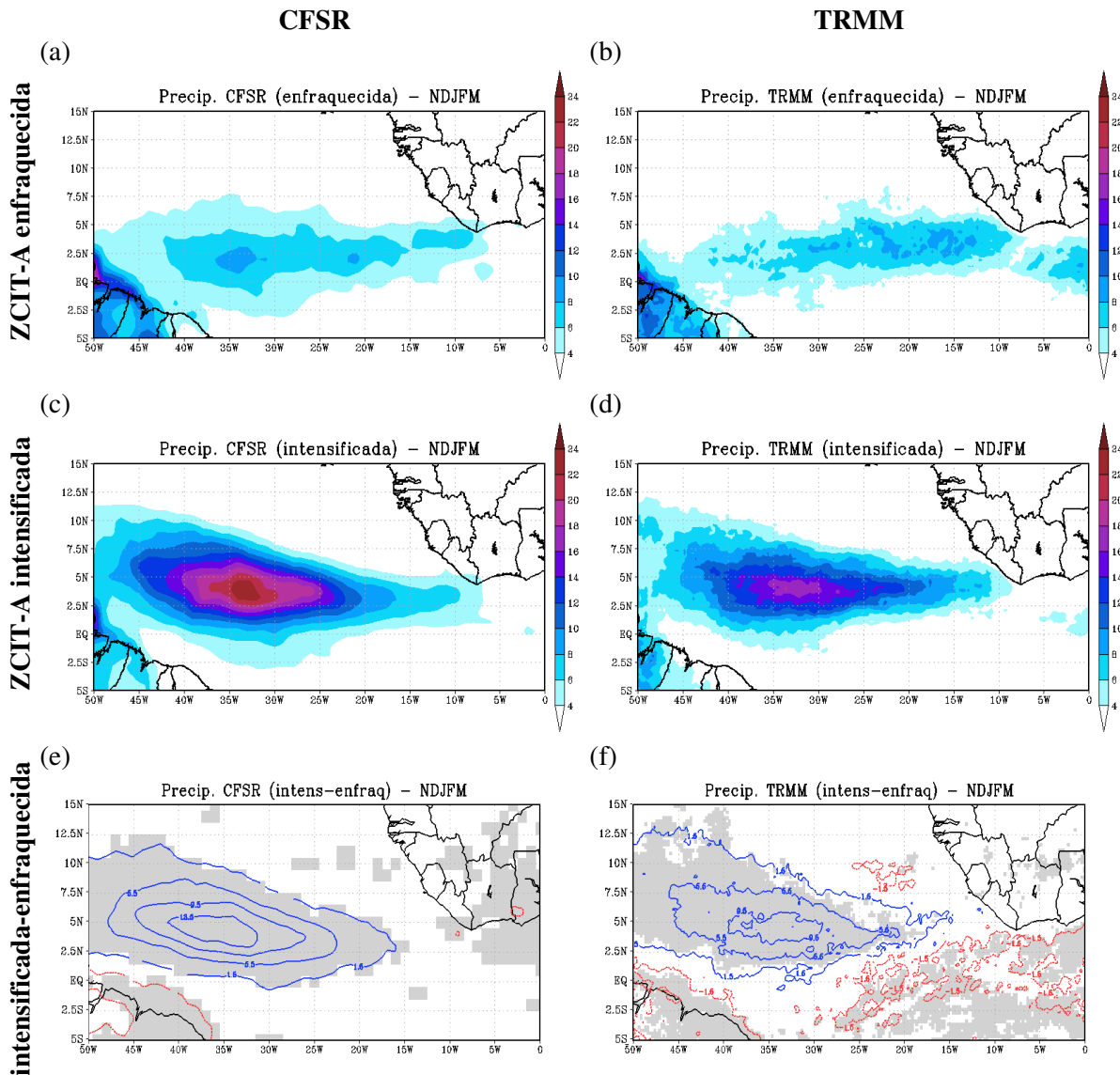


Figura 23. Composições de precipitação acumulada para NDJFM de 1998 a 2010 para (a, b) ZCIT-A enfraquecida, (c, d) ZCIT-A intensificada e (e, f) ZCIT-A intensificada – enfraquecida. As colunas da esquerda e da direita referem-se a composições de precipitação com dados do CFSR e do TRMM 3B42, respectivamente. O intervalo do sombreado das figuras (a-d) é de 2 mm dia⁻¹. Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados das figuras (e) e (f) representam diferenças positivas (contorno mínimo de 1,5 mm dia⁻¹) e negativas (contorno mínimo de -1,5 mm dia⁻¹), respectivamente, com intervalo de 4 mm dia⁻¹. As áreas sombreadas em cinza nas figuras (e) e (f) correspondem às regiões com diferenças de precipitação média estatisticamente significativas ao nível de 5%.

Os padrões espaciais de precipitação obtidos com o CFSR (Figura 24a,c) para a estação seca também são semelhantes aos obtidos com o TRMM (Figura 24b,d). O padrão de

gangorra de precipitação observado entre os Atlânticos tropicais Leste e Oeste (comparar Figura 24b com Figura 24d) é semelhante à oscilação documentada por Grodsky e Carton (2001), que ocorre na banda intrassazonal (10-15 dias), e aos padrões espaciais associados à variabilidade intrassazonal das monções da África ocidental (p. ex. SULTAN; JANICOT; DIEDHIOU, 2003).

As diferenças entre os eventos com dados do CFSR chegam a 13 mm dia^{-1} (Figura 24e) na ZCIT-A próxima à costa do Brasil, 6 mm dia^{-1} superiores às diferenças utilizando dados do TRMM (Figura 24f) na estação seca. Diferenças estatisticamente significativas também são observadas sobre o oeste da África no Golfo de Guiné e extremo norte do Brasil. Essas diferenças são da mesma ordem para o CFSR e o TRMM e os padrões espaciais são bastante consistentes.

Apesar da superestimativa sistemática da precipitação utilizando dados do CFSR, os padrões espaciais dos dois conjuntos são semelhantes. Essas consistências devem-se à assimilação de dados de satélite; segundo Saha et al. (2010) um dos principais avanços do CFSR com relação às demais reanálises e uma das principais melhorias com relação às reanálises NCEP 2 (KALNAY et al., 1996). Essa questão já havia sido reportada por Silva, Kousky e Higgins (2011) ao intercomparar diferentes reanálises do NCEP e dados de observação de precipitação do *NOAA/Climate Prediction Center* (CPC) (CHEN et al., 2008) para a América do Sul. Os autores observaram que o CFSR possui vieses na intensidade e frequência dos eventos de precipitação, mas que, apesar disso, apresenta melhora evidente com relação às outras reanálises no que tange aos padrões de precipitação de grande escala no continente sul-americano. Resgata-se que ao comparar os dados de precipitação do CFSR a outras reanálises (MERRA, ERA-Interim, ERA-40, NCEP 1 e NCEP 2), Quadro et al. (2012) mostraram que o CFSR é o conjunto de dados com menor viés sobre a América do Sul. No entanto, Silva, Kousky e Higgins (2011) e Quadro et al. (2012) não mostraram comparações entre o CFSR e um conjunto de dados de precipitação para a região do oceano Atlântico como foi apresentado nesta seção. As análises de ambos os trabalhos mencionados concentraram-se sobre o continente sul-americano.

A consistência entre os padrões espaciais de precipitação do CFSR e do TRMM justifica o uso dos dados de precipitação do CFSR na elaboração do IZCIT e nas análises seguintes. Os dados do TRMM não foram utilizados para este fim pela limitação do período de disponibilidade (1998 ao presente - obtidos continuamente em tempo real). Pelo mesmo motivo os dados do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) versão 1.1 (HUFFMAN et al., 2001), disponíveis de 1996 ao presente, não foram utilizados. Outros

conjuntos de dados de precipitação diária não foram utilizados devido às resoluções serem inferiores à do CFSR, ou ainda por serem disponíveis apenas para as regiões continentais, como é o caso do CPC.

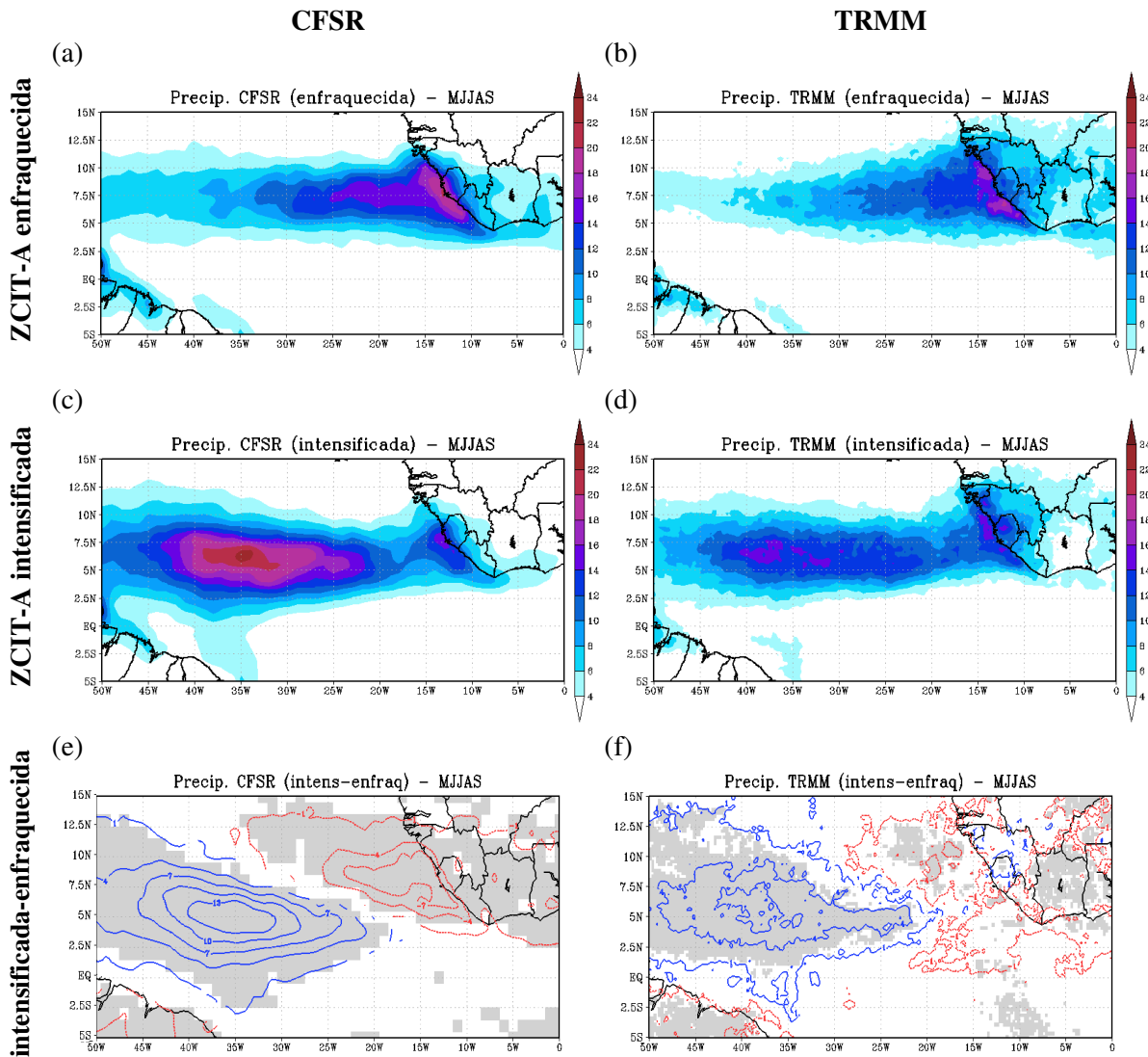


Figura 24. Idem à Figura 23, mas para MJJAS. Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados das figuras (e) e (f) representam diferenças positivas (contorno mínimo de 1 mm dia^{-1}) e negativas (contorno mínimo de -1 mm dia^{-1}), respectivamente, com intervalo de 3 mm dia^{-1} .

3.7 Considerações finais e aplicabilidade do IZCIT

Neste capítulo foi proposto um índice atmosférico multivariado para a região da ZCIT do Atlântico. O diferencial desse índice com relação a outros utilizados em estudos da ZCIT-A

encontrados na literatura é que o mesmo, usando estatística multivariada, considera a variabilidade conjunta da atividade convectiva e dos ventos alísios para caracterizar a zona de convergência.

As composições médias de precipitação para eventos de ZCIT-A enfraquecida e intensificada, determinados com base no referido índice, mostraram sua habilidade em caracterizar os padrões espaciais e a variabilidade da ZCIT-A na escala intrassazonal a interanual. Tais aspectos indicam que o índice é robusto podendo ser aplicado para estudar a variabilidade da intensidade da ZCIT-A em diferentes escalas de tempo, como o estudo que será apresentado no Capítulo 4 para a escala intrassazonal.

Capítulo 4

Variabilidade intrassazonal da ZCIT do Atlântico durante as estações seca e chuvosa da América do Sul tropical

Neste Capítulo apresenta-se uma aplicação do Índice Atmosférico Multivariado para a ZCIT do Atlântico. Examina-se a evolução dos padrões de precipitação, escoamento e teleconexão atmosférica associados à variabilidade intrassazonal da ZCIT-A descrita pela CEOF-1 durante as estações chuvosa e seca da América do Sul tropical. Uma investigação de relações entre a variabilidade da ZCIT-A na escala intrassazonal e a atividade da Oscilação de Madden-Julian também é apresentada neste capítulo.

4.1 Filtragem do IZCIT na banda intrassazonal de 10-70 dias

A Figura 25a mostra as séries temporais do IZCIT e do IZCIT filtrado com FFT na banda intrassazonal (10-70 dias) para o período de 1995 a 1998 como exemplo. O IZCIT filtrado será denominado $IZCIT_{10-70}$ deste ponto em diante. Detalhes sobre a filtragem são apresentados no Apêndice I. Os valores predominantemente negativos do IZCIT não filtrado (linha azul) na primavera-verão de 1997-1998 estão associados ao El Niño mais intenso do século XX (LAU; ZHOU, 2003). Relações do IZCIT com as fases do ENOS foram discutidas no capítulo anterior. Observa-se claramente a suavização da variabilidade interanual do IZCIT após a filtragem, com o índice filtrado (linha vermelha) oscilando mais simetricamente em torno de zero.

O coeficiente de determinação (R^2) da regressão entre IZCIT e $IZCIT_{10-70}$ (Figura 25b) mostra que 63,4% da variação total do IZCIT pode ser linearmente descrita por sua variabilidade na banda intrassazonal. O coeficiente de correlação em torno de 0,80 mostra que IZCIT e $IZCIT_{10-70}$ são linear e fortemente correlacionados. O R^2 calculado separadamente para as estações chuvosa e seca da América do Sul tropical é igual a 65% e 64,4%, respectivamente.

A distribuição de $IZCIT_{10-70}$ é aproximadamente simétrica nas duas estações (Figura 26), com índice de assimetria Yule-Kendall (Apêndice H) próximo de zero. Os padrões explicados pela CEOF-1 na escala intrassazonal possuem maior variabilidade, estatisticamente significativa, na estação chuvosa do que na seca.

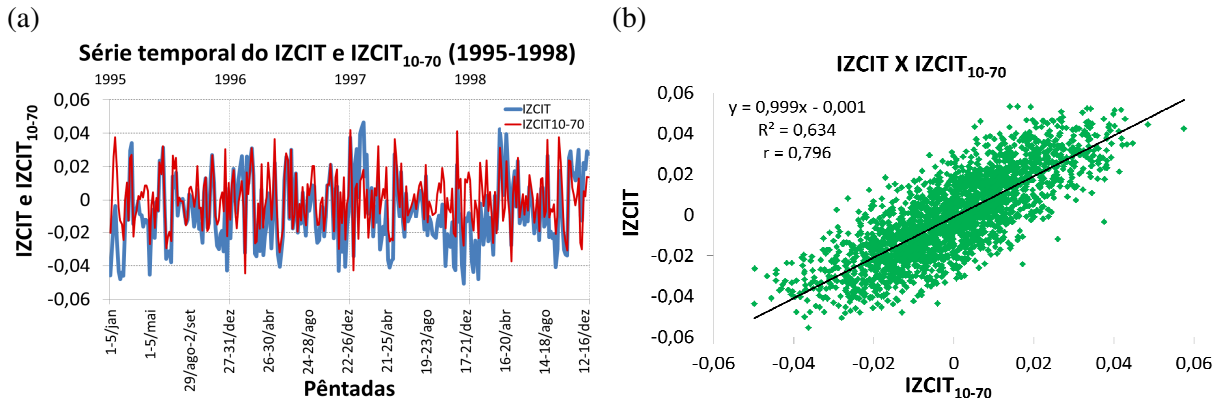


Figura 25. (a) Exemplo de séries temporais do IZCIT (azul) e do $IZCIT_{10-70}$ (vermelho) para o período de 1995 a 1998. (b) Diagrama de dispersão do $IZCIT_{10-70}$ versus IZCIT. A linha em preto é a reta de regressão linear ajustada entre as duas séries. A equação da reta ajustada, o coeficiente de determinação (R^2) e o coeficiente de correlação (r) são indicados no canto superior esquerdo do gráfico.

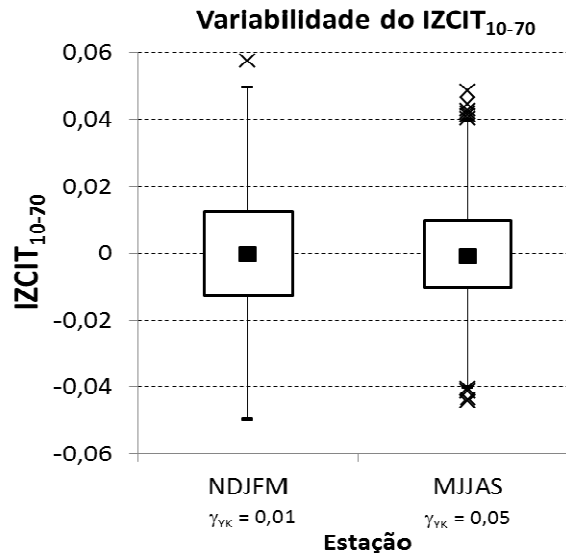


Figura 26. Diagrama esquemático para o $IZCIT_{10-70}$ para as estações chuvosa (NDJFM) e seca (MJJAS) da América do Sul tropical. A mediana é representada pelo ponto, o intervalo interquartílico pela caixa, os valores mínimo e máximo não *outliers* são indicados pelas barras, *outliers* são marcados com um “X”. Os valores próximos ao eixo das abscissas correspondem ao índice Yule-Kendall (γ_{YK}).

4.2 Variabilidade interanual dos eventos intrassazonais da ZCIT-A e da persistência

A Figura 27a-b mostra a variabilidade interanual do número de eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (IZE) e intensificada (IZI) entre 1979 e 2010. Resgata-se que esses eventos foram determinados com base nos quartis do $IZCIT_{10-70}$ conforme a metodologia descrita na seção 2.3. Em média ocorreram cinco eventos independentes em cada estação por ano com desvio padrão de aproximadamente ± 1 evento. Observa-se que na estação chuvosa ocorreram no mínimo dois (três) IZE (IZI) por ano (Figura 27a). Na estação seca ocorreram no mínimo três IZE e três IZI por ano (Figura 27b). Para a estação chuvosa, o número máximo anual de IZE ocorreu no ano de 1985-1986, com sete eventos (Figura 27a). Para esta mesma estação, o número máximo anual de IZI foi seis, nos anos de 1996-1997, 2000-2001, 2005-2006 e 2008-2009. Para a estação seca, os anos que apresentaram o maior número de ocorrências de IZE e IZI foram 1982 e 1980, respectivamente, ambos com sete eventos cada (Figura 27b).

Dado o período relativamente curto da série de dados não foram observadas variações interdecadais estatisticamente significativas no número de eventos independentes em ambas as estações. Apenas observa-se uma tendência negativa do número de IZE na estação seca, entretanto essa diminuição não é estatisticamente significativa. Também não foi observada predominância significativa de IZE ou IZI durante condições climáticas extremas, i.e., durante anos de El Niño/La Niña intensos. Este resultado é consistente com os apresentados por De Souza, Kayano e Ambrizzi (2005). Os autores mostraram que eventos intrassazonais de precipitação abundante e deficiente no Nordeste do Brasil e leste da Amazônia (amplamente modulados pela ZCIT-A) ocorrem alternadamente mesmo em anos em que El Niño (La Niña) ocorre simultaneamente a gradiente inter-hemisférico de TSM positivo (negativo) no Atlântico tropical. Em suma, a frequência dos eventos intrassazonais da ZCIT-A não parece ter relação com o ENOS.

A Figura 27c-d mostra a variabilidade interanual da persistência média dos IZE e IZI para o período de 1979-2010. Observa-se um período (1981-1982 a 1985-1986) na estação chuvosa (Figura 27c) em que as persistências tanto dos IZE quanto dos IZI são menores com relação aos demais anos, com durações de no máximo duas pântadas. No entanto, em geral, a persistência média dos IZE e dos IZI é semelhante em todos os anos na estação chuvosa, e a

média geral é de aproximadamente duas pêntadas. Na estação seca (Figura 27d) a persistência dos eventos permanece em torno de duas pêntadas ao longo de todo o período, com exceção dos anos de 1990, 1991 e 2010, em que a persistência média dos eventos foi maior, de três a quatro pêntadas. Desta forma, a média geral para esta estação também é aproximadamente de duas pêntadas.

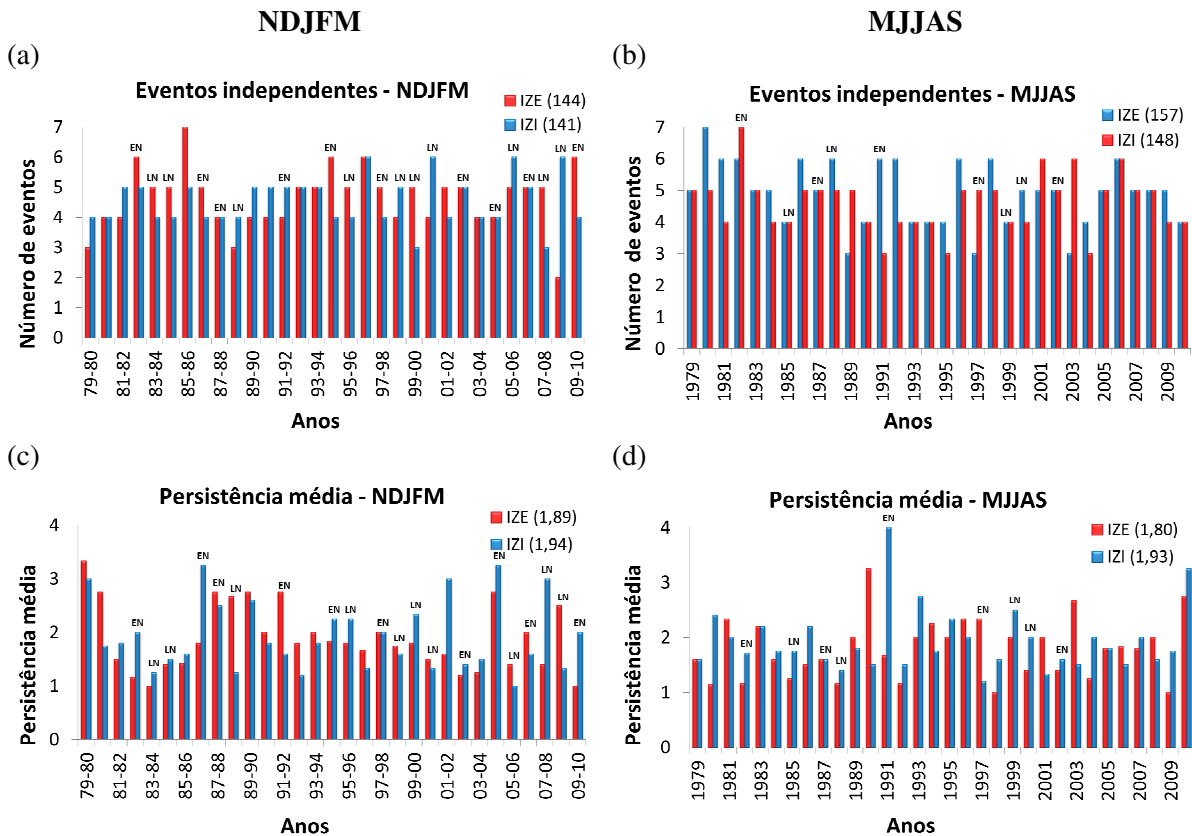


Figura 27. Variabilidade interanual (a, b) do número de eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (IZE) e intensificada (IZI) e (c, d) da persistência média desses eventos em pêntadas para o período de 1979-2010 para (a, c) NDJFM e (b, d) MJJAS. Os números entre parênteses nas legendas indicam o número total de eventos em (a) e (b) e a média da persistência média em (c) e (d). As siglas EN e LN indicam anos de El Niño e La Niña moderados a intensos no período, respectivamente. As colunas da esquerda e da direita referem-se a NDJFM e MJJAS, respectivamente.

4.3 Eventos independentes intrassazonais *versus* persistência

A Figura 28 mostra que ocorreram 144 (157) IZE e 141 (148) IZI na estação chuvosa (seca) no período de 1979-2010. Eventos intrassazonais mais frequentes (aproximadamente 50% dos eventos) foram aqueles com menor persistência (uma pênstada) (Figura 28). A frequência tanto dos IZE quanto dos IZI diminui à medida que aumenta a persistência em ambas as estações, com menos de 5% dos eventos persistindo por mais de três pênstadas. Observa-se também que a frequência de eventos IZE e IZI é bastante semelhante para as diferentes persistências. Houve apenas um caso IZI com duração extrema (sete pênstadas) na estação chuvosa e um IZE (seis pênstadas) na estação seca. Não foram observadas relações claras entre intensidade e persistência dos eventos (não mostrado).

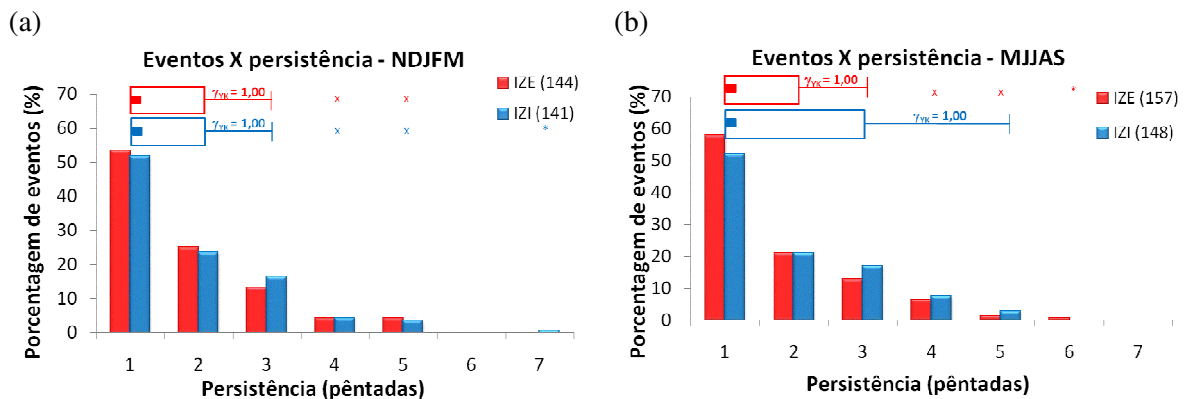


Figura 28. Porcentagem de eventos independentes IZE e IZI *versus* a persistência dos mesmos em pênstadas para o período de 1979 a 2010 para (a) NDJFM e (b) MJJAS. Os números entre parênteses na legenda indicam o número total de eventos independentes IZE e IZI. Na parte superior dos gráficos há um diagrama esquemático para os valores de persistência de IZE (vermelho) e IZI (azul). A mediana é representada pelo ponto, o intervalo interquartil pela caixa, os valores mínimo e máximo não *outliers* são indicados pelas barras, *outliers* por um “X” e os valores extremos por um asterisco. Os valores próximos às barras correspondem ao índice Yule-Kendall (γ_{YK}).

4.4 Contribuição dos eventos intrassazonais para a precipitação climatológica

A Figura 29 e a Figura 30 mostram a contribuição (%) da precipitação média durante os eventos intrassazonais de ZCIT-A para a climatologia das estações chuvosa e seca, respectivamente. Essa razão p foi calculada da seguinte forma:

$$p(\%) = \left(\frac{\overline{p_{ev}} - \overline{p_{estac}}}{\overline{p_{estac}}} \right) \cdot 100\% \quad (5)$$

onde $\overline{p_{ev}}$ é a precipitação média dos eventos IZE ou IZI e $\overline{p_{estac}}$ é a precipitação média climatológica da estação (Figura 7a-d – página 53). As regiões em cinza (valor igual a 999) nas figuras correspondem às regiões nas quais $\overline{p_{estac}}$ é inferior a 0,5 mm dia⁻¹. Essa máscara foi colocada nas figuras visto que regiões com baixos valores climatológicos podem levar a porcentagens muito altas, não necessariamente reais. O número de eventos independentes incluídos na média $\overline{p_{ev}}$ para dados do CFSR (1979-2010) foi apresentado no canto superior direito da Figura 28. Para médias com o TRMM (1998-2010) o número de eventos é 57 (62) IZE e 57 (62) IZI para NDJFM (MJJAS).

Durante a estação chuvosa, os eventos IZE contribuem com uma redução de até 50% da precipitação com relação à climatologia na ZCIT-A e com um aumento de 10% a 20% sobre parte do Nordeste do Brasil e Golfo de Guiné (Figura 29a). A Figura 29b mostra o mesmo campo usando dados do TRMM. Observa-se que as porcentagens obtidas com dados do CFSR são bastante consistentes com o TRMM. Sobre o Nordeste do Brasil e o Golfo de Guiné o TRMM mostra uma contribuição maior dos eventos intrassazonais para a climatologia em comparação com o CFSR.

Eventos positivos (IZI) correspondem a um aumento de 60-70% da precipitação média na ZCIT-A e a uma diminuição que pode chegar a 50% com relação à climatologia no Nordeste do Brasil (Figura 29c). Da mesma forma as porcentagens são consistentes com aquelas obtidas com dados do TRMM (Figura 29d). No entanto, a contribuição dos IZI corresponde a 50-60% na região da ZCIT-A com dados do TRMM, 10% a menos do que com dados do CFSR. Vale salientar a importância desses “eventos” intrassazonais para o regime de chuvas do semiárido brasileiro, cujos índices pluviométricos são muito baixos, podendo ficar abaixo

de 450 mm ano^{-1} . Além disso, resgata-se que mais de 60% das anomalias totais do IZCIT estão associadas à variabilidade intrassazonal do índice, conforme mencionado na seção 4.1.

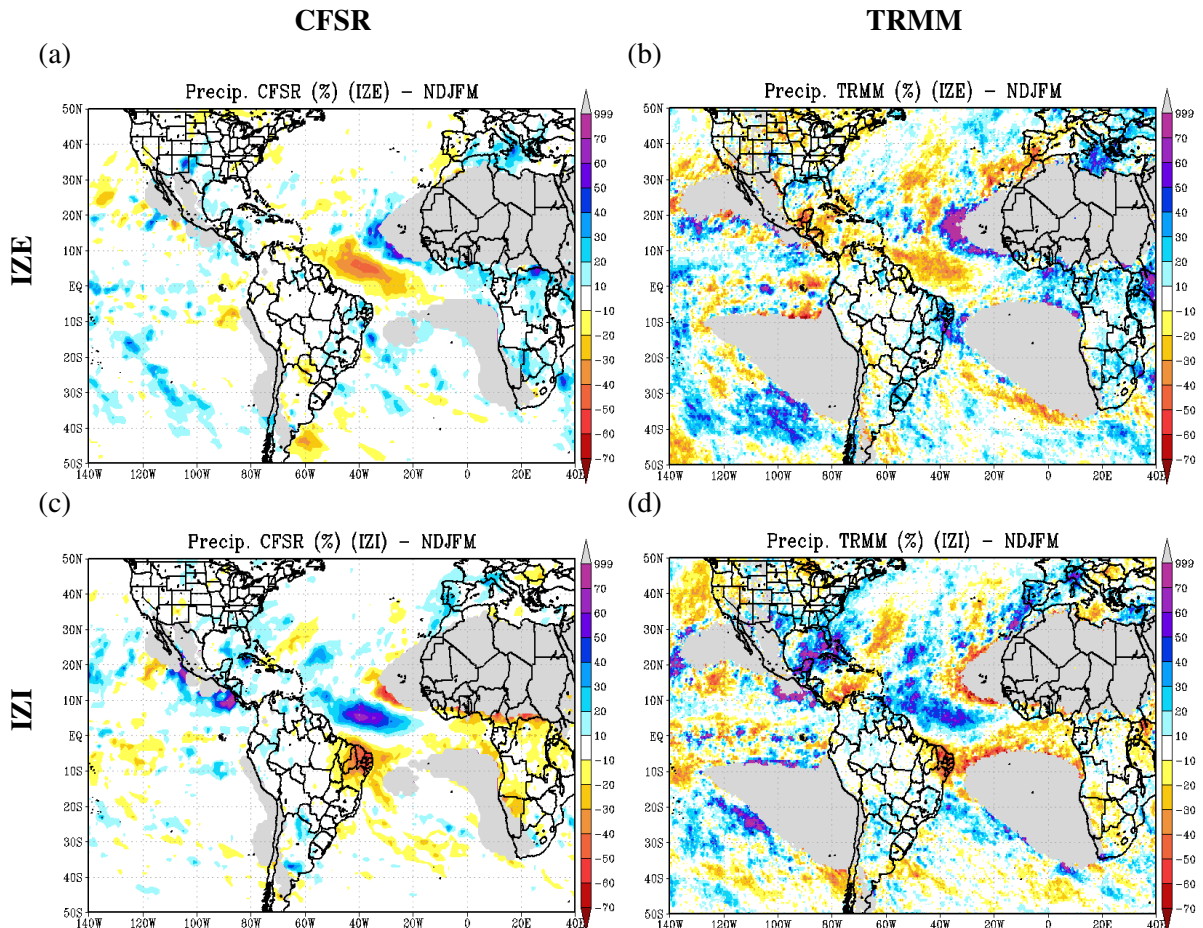


Figura 29. Porcentagem (%) da contribuição da precipitação média durante os eventos (a, b) IZE e (c, d) IZI para a média climatológica para NDJFM. As colunas da esquerda e da direita referem-se aos dados do CFSR para o período de 1979 a 2010 e do TRMM 3B42 para o período de 1998 a 2010, respectivamente. O intervalo do sombreado colorido é de 10%. As áreas sombreadas em cinza (999) correspondem às regiões com precipitação média climatológica inferior a $0,5 \text{ mm dia}^{-1}$.

Durante a estação seca, os IZE correspondem a uma redução entre 30% e 40% na precipitação na ZCIT-A, contribuindo, ao mesmo tempo, com um aumento de cerca de 40% no norte do Nordeste do Brasil e leste da Amazônia e de 30% no Golfo de Guiné (Figura 30a). Com dados do TRMM, os IZE contribuem com uma redução de até 50% na região da ZCIT-A em aproximadamente 5°N (Figura 30b).

Eventos IZI contribuem para um aumento de 60% a 70% na precipitação na ZCIT-A (Figura 30c). Esses eventos representam uma redução de 20-30% no norte do Nordeste do Brasil e leste da Amazônia e de 40-50% no Atlântico Leste, próximo à costa de Serra Leoa. As razões p calculadas com dados do CFSR são consistentes espacialmente com as obtidas

com dados do TRMM (Figura 30d). Sobre a ZCIT-A, a contribuição dos IZI com dados do TRMM é de um aumento de até 50%.

Em suma, os eventos intrassazonais contribuem com as anomalias de precipitação de forma representativa, principalmente sobre a ZCIT-A, norte do Nordeste do Brasil e Atlântico tropical Leste. Portanto, as evoluções desses eventos merecem uma investigação que será apresentada na seção a seguir.

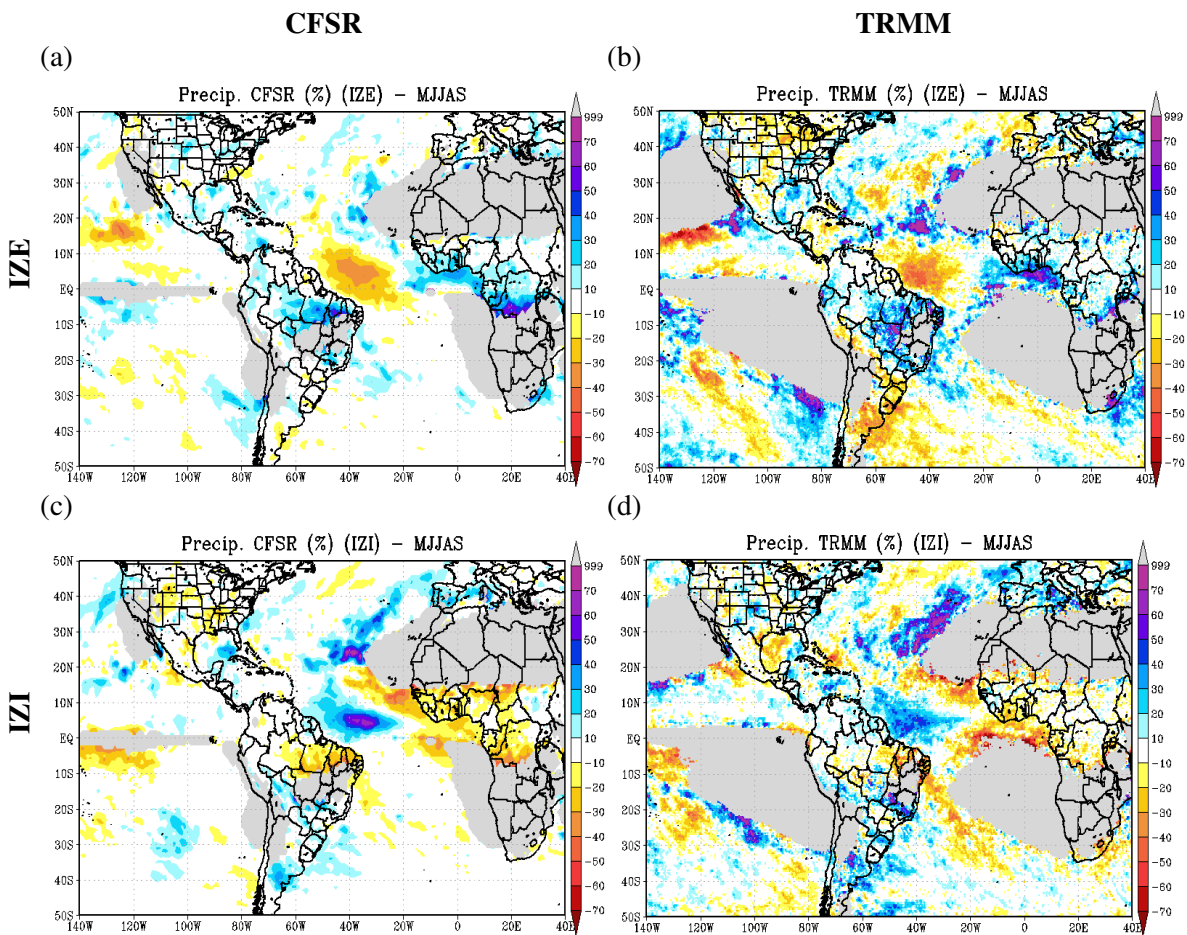


Figura 30. Idem à Figura 29, mas para MJJAS.

4.5 Evolução espacial dos eventos da ZCIT do Atlântico na banda intrassazonal de 10-70 dias

4.5.1 Estação chuvosa da América do Sul tropical

Essa seção apresenta a evolução dos eventos intrassazonais com base em composições defasadas de uma pântada antes do evento a uma pântada depois, de forma consistente à duração mediana dos mesmos (Figura 28). As variáveis foram filtradas com FFT na banda de 10-70 dias. O teste de significância estatística para as médias das anomalias foi o *t-Student* de dupla cauda ao nível de 5% para 144 e 141 eventos independentes intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (IZE) e intensificada (IZI), respectivamente. Para a TSM o número de eventos independentes foi 135 IZE e 131 IZI. Detalhes sobre esse teste são apresentados no Apêndice J.

Dada a natureza oscilatória do fenômeno, os IZE e IZI são caracterizados por padrões espaciais simetricamente opostos de precipitação e escoamento anômalos (Figura 31); i.e., os padrões são similares mas apresentam sinais contrários. Essa situação contrastante sugere que os eventos são modulados por variações intrassazonais. A análise da evolução dos eventos será feita para todos os campos em conjunto a cada *lag* (-1, 0 e +1 pântada).

Anomalias significativas de oeste em baixos níveis são observadas sobre o Atlântico equatorial Central-Leste e oeste africano na pântada anterior ao evento IZE (*lag* -1, Figura 31a). Essas anomalias representam um enfraquecimento dos alísios associado a um enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Norte, levando ao surgimento de anomalias negativas de precipitação em aproximadamente 10 °N no Atlântico.

Anomalias positivas de TSM no Pacífico equatorial no *lag* -1 (Figura 32a) ocorrem associadas ao enfraquecimento dos alísios na região (Figura 31a), o que resulta em diminuição da ressurgência costeira. As circulações anômalas ciclônica em baixos níveis, próxima à costa leste dos Estados Unidos, e anticiclônica, próxima à costa noroeste da África, sugerem a atuação de um trem de onda de latitudes médias e que o enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Norte é parte deste trem de onda de Rossby em escalas

intrassazonais (Figura 31a). Anomalias positivas e negativas de TSM no Atlântico Norte estão associadas às duas circulações mencionadas, respectivamente (Figura 32a).

No *lag* -1 dos eventos IZI (Figura 31b) há uma intensificação estatisticamente significativa dos alísios sobre o Atlântico tropical Leste, vinculada à intensificação da Alta Subtropical do Atlântico Norte, e o aparecimento de anomalia positiva significativa de precipitação no Atlântico Central próximo ao equador, marcando o início do fortalecimento da ZCIT-A. Observa-se uma circulação anticiclônica anômala em 850 hPa sobre o Atlântico sudoeste, e, concomitantemente, a desintensificação da Alta Subtropical do Atlântico Sul próximo à costa africana, assinalada por uma circulação ciclônica anômala em baixos níveis. Anomalias negativas de TSM, associadas ao aumento de pressão em baixos níveis, são observadas na região da anomalia anticiclônica sobre o Atlântico sudoeste (Figura 32b). Anomalias negativas de TSM na costa oeste da América do Sul estão associadas ao favorecimento da ressurgência, devido à intensificação dos alísios nessa região (Figura 31b).

Composições de ROLE (Figura 33b) revelam um trem de onda assinalado por anomalias negativas e positivas intercaladas ao longo do Pacífico/Atlântico Norte no *lag* -1 dos eventos IZI. O trem de onda não é observado claramente na composição de ROLE para os eventos IZE no *lag* -1 (Figura 33a). As composições de anomalias intrassazonais da componente meridional do vento em 200 hPa para uma pêntrada antes (*lag* -1) dos IZE (Figura 34a) e IZI (Figura 34b) mostram o referido trem de onda de Rossby, consistente com o padrão de teleconexão denominado PNA (WALLACE; GUTZLER, 1981). Esse trem de onda segue o caminho dos guias de onda associados ao jato do Atlântico Norte-norte europeu e ao jato norte africano-asiático, descritos por Hoskins e Ambrizzi (1993), emanando no Pacífico oeste e propagando-se em direção ao Atlântico, África e Ásia. Ambos os jatos podem ser vistos em tons de vermelho e marrom na média climatológica do escoamento em 200 hPa para NDJFM (Figura 9a - página 57). Nota-se que as fases do trem de onda são aproximadamente opostas para IZE e IZI (Figura 34a-b). A composição da função corrente em 200 hPa para o *lag* -1 para IZE (Figura 35a) não mostra claramente o padrão de teleconexão como é observado na componente meridional média. No caso dos IZI (Figura 35b), notam-se anomalias ciclônicas intensas e significativas no oeste dos Estados Unidos e Canadá e anticiclônicas sobre o leste dos Estados Unidos, configurando a fase negativa do PNA (comparar com a Figura 5b – página 49).

A evolução da estrutura vertical dos distúrbios associados aos padrões de teleconexão pode ser observada através de composições de anomalias intrassazonais de altura geopotencial em 200 hPa e escoamento em 850 hPa (Figura 36). No *lag* -1 (Figura 36a-b), observa-se um

acoplamento entre as circulações em baixos e altos níveis, mostrando que os padrões de escoamento na baixa troposfera sobre o Atlântico Norte estão associados com o padrão de teleconexão semelhante ao PNA. Circulações ciclônicas (anticiclônicas) anômalas em 850 hPa ocorrem verticalmente alinhadas a cavados (cristas) anômalos(as) em 200 hPa, assinalados(as) por anomalias negativas (positivas) de altura geopotencial (Figura 36a-b), e respectivas circulações anômalas ciclônicas (anticiclônicas) em 200 hPa (Figura 37a-b). Esses aspectos revelam uma estrutura vertical barotrópica equivalente, consistente com a descrição dos padrões de teleconexão trópicos-extratrópicos apresentada por Hoskins e Karoly (1981) e com sua estrutura horizontal descrita por Wallace e Gutzler (1981). Os últimos autores indicam que os padrões ondulatórios têm muitos centros de ação em médios e altos níveis e apenas um ou dois centros de ação definidos em níveis próximos à superfície.

O enfraquecimento dos alísios sobre o Atlântico Leste e oeste africano, uma pântada antes do evento IZE (Figura 36a), está associado a uma circulação ciclônica anômala em baixos níveis no noroeste da África, por sua vez associada a um cavado em altos níveis, tendo em vista a estrutura vertical equivalente barotrópica do trem de onda (p. ex. HOSKINS; KAROLY, 1981; KAROLY, 1989). O cavado anômalo na alta troposfera é assinalado por anomalias negativas de altura geopotencial (Figura 36a) e circulação ciclônica anômala em altos níveis sobre o noroeste da África (Figura 37a).

No caso IZI, o fortalecimento dos alísios no Atlântico Leste e África ocidental relaciona-se a uma circulação anticiclônica anômala estatisticamente significativa em baixos níveis sobre o norte da África. Esta circulação encontra-se embebida na estrutura vertical barotrópica equivalente da onda de Rossby, tendo em vista que uma crista anômala (anomalias positivas de altura geopotencial) (Figura 36b), e circulação anticiclônica associada (Figura 37b), são observadas na alta troposfera sobre esta região. Tanto nos IZE quanto nos IZI as anomalias de circulação em altos níveis sobre a África podem ser vistas também nas composições de função corrente (Figura 35a-b).

Como o trem de onda assemelha-se aproximadamente às fases positiva e negativa do PNA para IZE e IZI, respectivamente, sugere-se que o monitoramento deste padrão de teleconexão possa auxiliar na previsão e monitoramento da atividade da ZCIT-A na escala intrassazonal. Índices para o PNA, como os apresentados por Wallace e Gutzler (1981), Barnston e Livezey (1987) e Schreck e Margolin (2006), por exemplo, podem ser utilizados para este fim.

Anomalias de oeste, estatisticamente significativas ao nível de 5%, estabelecem-se sobre todo o Atlântico tropical e oeste da África na pêntrada em que ocorre o evento IZE (*lag* 0, Figura 31c). Observa-se ainda uma circulação ciclônica anômala sobre o Atlântico sudoeste e a Alta Subtropical do Atlântico Sul anormalmente mais intensa próximo à costa oeste sul-africana, devido à atuação de um trem de onda no hemisfério austral. Essas anomalias de escoamento sobre o Atlântico Sul estão ligadas ao enfraquecimento dos alísios de sudeste. Anomalias negativas intrassazonais de precipitação de até $-4,5 \text{ mm dia}^{-1}$ são observadas ao longo da ZCIT-A em associação com a desintensificação e divergência anômala dos alísios sobre o Atlântico tropical Oeste. Por outro lado, esse escoamento anômalo favorece o transporte de umidade do oceano para o oeste africano, ao sul do Golfo de Guiné, favorecendo a precipitação sobre essa região. Anomalias positivas de TSM no Atlântico equatorial (Figura 32c) são observadas em associação com a desintensificação da ressurgência, devido às anomalias de oeste em baixos níveis.

Anomalias positivas significativas de precipitação sobre a região de atuação da ZCAS estão associadas com um escoamento anômalo de noroeste significativo ao longo do Norte e Nordeste, que transporta umidade sobre o Brasil Central. Essa circulação tem algumas características semelhantes ao regime de ventos de oeste (*westerlies*) observado por Carvalho et al. (2002) e Jones e Carvalho (2002). Esse regime está associado à fase ativa do SMAS, que é coerente com as anomalias positivas de precipitação na região da ZCAS (Figura 31c). No entanto, no estudo de Jones e Carvalho (2002) esse escoamento anômalo de oeste na banda intrassazonal de 10-70 dias é mais meridional e ocorre mais ao sul, ao longo das encostas leste dos Andes, fechando uma circulação ciclônica próxima às costas do Uruguai e Argentina. As anomalias positivas de precipitação sobre o Brasil observadas na Figura 31c são consistentes com as negativas de ROLE apresentadas por Jones e Carvalho (2002) para o regime de ventos de oeste (*westerlies*) e com a composição de ROLE da Figura 33c. O enfraquecimento da ZCIT-A também está consistentemente associado ao enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Norte, representado por uma circulação ciclônica anômala em 850 hPa no Atlântico tropical Norte.

Durante eventos IZI (Figura 31d) observa-se intensificação dos alísios e da convergência do vento sobre o Atlântico tropical Oeste, resultando em anomalias intrassazonais de precipitação de até $6,5 \text{ mm dia}^{-1}$ na ZCIT-A. Anomalias negativas de chuva sobre o Nordeste do Brasil, leste da Amazônia, norte do Sudeste e oeste da África devem-se à divergência anômala do vento em baixos níveis sobre essas regiões. As anomalias negativas de TSM observadas sobre o Atlântico tropical (Figura 32d) aparecem em associação com a

intensificação dos ventos alísios, descaracterizando as anomalias positivas de TSM observadas no *lag* -1 (Figura 32b). As anomalias intrassazonais estatisticamente significativas de TSM aparentemente evidenciam uma resposta às anomalias de escoamento em baixos níveis, entretanto são pequenas (em torno de 0,03 °C), não tendo papel representativo na variabilidade intrassazonal do primeiro modo da ZCIT-A.

As anomalias de sudeste sobre a América do Sul tropical nos IZI (Figura 31d) lembram algumas características do regime intrassazonal de ventos de leste (*easterlies*) observado por Carvalho et al. (2002) e Jones e Carvalho (2002). Esse escoamento anômalo representa uma desintensificação do transporte climatológico de umidade do Atlântico equatorial em direção à bacia amazônica e depois em direção aos extratropicais da América do Sul (p. ex. VERA et al., 2006) (ver Figura 8a – página 54). Além disso, o padrão assemelha-se à circulação climatológica da estação seca (comparar com a Figura 8b – página 54), quando a ZCAS não atua. Desta forma, a situação pode ser associada a um regime de não-ZCAS, caracterizado pelo transporte de umidade para oeste ocorrendo do Atlântico equatorial em direção ao Peru, de acordo com Herdies et al. (2002). Consistentemente, observam-se anomalias positivas de precipitação (Figura 31d) no oeste da América do Sul. Juntamente a esse padrão de ventos observa-se anomalia anticiclônica sobre a costa do Sudeste do Brasil, associada à intensificação dos alísios de sudeste e da ZCIT-A nos eventos IZI.

O trem de onda semelhante ao PNA descaracteriza-se no Pacífico Norte nos eventos IZE (Figura 34c e Figura 35c) próximo à costa oeste dos Estados Unidos. Enquanto isso um trem de onda possivelmente de origem extratropical, emanando da região da América do Norte e estendendo-se para sudeste, é realçado. A sudeste do anticiclone anômalo em 200 hPa no Atlântico equatorial Norte (anomalias positivas de função corrente - Figura 35c), embebido no referido trem de onda, ocorre supressão da convecção próximo à região da ZCIT-A (Figura 33c). Evidências de um trem de onda de latitudes médias na escala submensal, associado ao enfraquecimento da ZCIT-A, foram mostradas por De Souza, Kayano e Ambrizzi (2005).

Em contrapartida, durante os eventos IZI o trem de onda semelhante ao PNA apresenta-se melhor caracterizado e estatisticamente significativo (Figura 34d). A onda de Rossby descreve uma trajetória em arco (p. ex. HOSKINS; KAROLY, 1981; WEBSTER; HOLTON, 1992), bifurcando-se e seguindo dois caminhos, um em direção ao norte da África/Eurásia e outro em direção ao equador, coerente com o guia de onda identificado como “América do Norte e Atlântico” (*North America and Atlantic* – em inglês) por Hsu e Lin (1992). A latitude de retorno das ondas tende a coincidir com a região de máxima velocidade do jato subtropical

(MAGAÑA; AMBRIZZI, 2005). Esse aspecto do jato pode ser observado comparando a Figura 34d com o escoamento médio climatológico em 200 hPa para a estação chuvosa (Figura 9a – página 57).

As anomalias de vento meridional em altos níveis (Figura 34c(d)) mostram convergência (divergência) anômala desta componente ao longo do trem de onda sobre a região da ZCIT-A, consistente com anomalias negativas (positivas) de precipitação e divergência (convergência) anômala do escoamento em baixos níveis (Figura 31c(d)). Esse acoplamento vertical entre altos e baixos níveis sugere uma transição barotrópica-baroclínica do padrão de onda próximo ao equador no *lag* 0, uma resposta dinâmica devido à atividade convectiva.

Analisando-se a estrutura vertical dos distúrbios ondulatórios nos IZE na Figura 36c observa-se que a circulação ciclônica em 850 hPa sobre o noroeste africano está diretamente associada ao cavado anômalo (Figura 36c) e circulação ciclônica associada em 200 hPa (Figura 37c) ao longo do trem de onda. Essa circulação em 850 hPa atua no sentido de reforçar as anomalias de oeste sobre a África. Outra circulação ciclônica anômala de estrutura barotrópica equivalente ao longo da onda de Rossby é observada sobre o Atlântico tropical Norte, próximo à costa oeste da África (Figura 36c). Essa circulação é vista nas anomalias de escoamento em 850 hPa (Figura 36c) e também em 200 hPa (Figura 37c) e assinala o enfraquecimento da Alta Subtropical do Atlântico Norte. Esse enfraquecimento é consistente com a desintensificação dos alísios provenientes do Hemisfério Norte e, conseqüentemente, da ZCIT-A. O fato das anomalias de baixos níveis não estarem exata e verticalmente alinhadas às de altos níveis é indicativo do desenvolvimento de uma onda baroclínica nas proximidades do equador.

Durante os eventos IZI (*lag* 0), a associação dos distúrbios ondulatórios significativos em baixos e altos níveis é menos evidente (Figura 36d) do que nos IZE. Entretanto, observa-se que o fortalecimento dos alísios na bacia do Atlântico (Figura 36d) está associado à intensificação do lado equatorial da Alta Subtropical do Atlântico Norte. Essa intensificação acontece devido à atuação do trem de onda ao longo do Atlântico tropical Norte, a partir de uma circulação anticiclônica anômala em altos níveis próxima à costa noroeste da África (Figura 37d).

Na pênstada após o evento IZE (*lag* +1, Figura 31e), anomalias estatisticamente significativas de leste começam a aparecer no Atlântico equatorial Leste, caracterizando a intensificação dos alísios e o fim das condições de ZCIT-A enfraquecida, com anomalias positivas de precipitação persistindo sobre a América do Sul tropical. As anomalias positivas de TSM sobre o Atlântico descaracterizam-se (Figura 32e) em resposta à intensificação dos

alísios, que, por sua vez, favorece a ressurgência. Para o evento IZI no *lag* +1 (Figura 31f), observam-se a persistência de condições secas sobre o Brasil Central e a descaracterização das anomalias de leste no Atlântico equatorial, que mantinham as condições de ZCIT-A intensificada e induziam anomalias negativas de TSM sobre a bacia, devido à ressurgência (Figura 32f).

Nota-se o enfraquecimento do trem de onda no Hemisfério Norte no *lag* +1 (Figura 34e-f, Figura 35e-f e Figura 37e-f), que deixa de dar suporte dinâmico às anomalias de escoamento em baixos níveis no *lag* +1. A propagação da onda para leste e em direção ao equador leva à descaracterização das anomalias de circulação na Alta Subtropical do Atlântico Norte observadas no *lag* 0, contribuindo para o fim das anomalias de oeste (leste) no Atlântico equatorial (Figura 36e(f)).

É interessante notar que há indicação de propagação do trem de onda atravessando o equador em direção ao Hemisfério Sul no *lag* +1 dos IZI. A intensificação das anomalias de geopotencial no Atlântico Sul (Figura 36f) e o padrão ondulatorio observado neste hemisfério através das composições de vento meridional (Figura 34f) e de escoamento em 200 hPa (Figura 37f) no *lag* +1 corroboram essa hipótese. Os ventos de oeste em 200 hPa sobre a região equatorial próxima ao extremo norte da América do Sul observados em todos os *lags* (Figura 37b,d,f) são provavelmente o mecanismo que possibilitou tal propagação inter-hemisférica. Esses resultados são consistentes com o estudo numérico realizado por Webster e Holton (1992). Através de simulações efetuadas com um modelo não-linear esses autores mostraram que distúrbios de grande escala que se propagam em um hemisfério podem ter influência no outro hemisfério quando existem ventos de oeste (“dutos de oeste”) em alguma latitude equatorial.

As composições defasadas de ROLE evidenciam convecção (supressão) no Índico e supressão (convecção) na região da Indonésia deslocando-se para leste do *lag* -1 (Figura 33a(b)) ao *lag* 0 (Figura 33c(d)), similar ao padrão espacial da OMJ. Essa sequência sugere que o trem de onda intrassazonal de latitudes médias semelhante ao PNA pode estar sendo excitado pela atividade convectiva associada à OMJ, inclusive porque existem contribuições à variabilidade do IZCIT na banda de 30-70 dias, principalmente nos primeiros 15 anos do período de 1979-2010 (Figura 15 – página 74). Ressalta-se que a evolução espacial dos padrões de escoamento em baixos níveis sobre o Atlântico e América do Sul tropicais é consistente com os resultados obtidos por De Souza e Ambrizzi (2006). Os autores mostraram que a variabilidade intrassazonal da precipitação no Brasil tropical no período de janeiro a

maio está associada com a propagação da OMJ para leste. Neste contexto, uma investigação da relação dos eventos intrassazonais da ZCIT-A com a atividade da OMJ será realizada na seção 4.6.

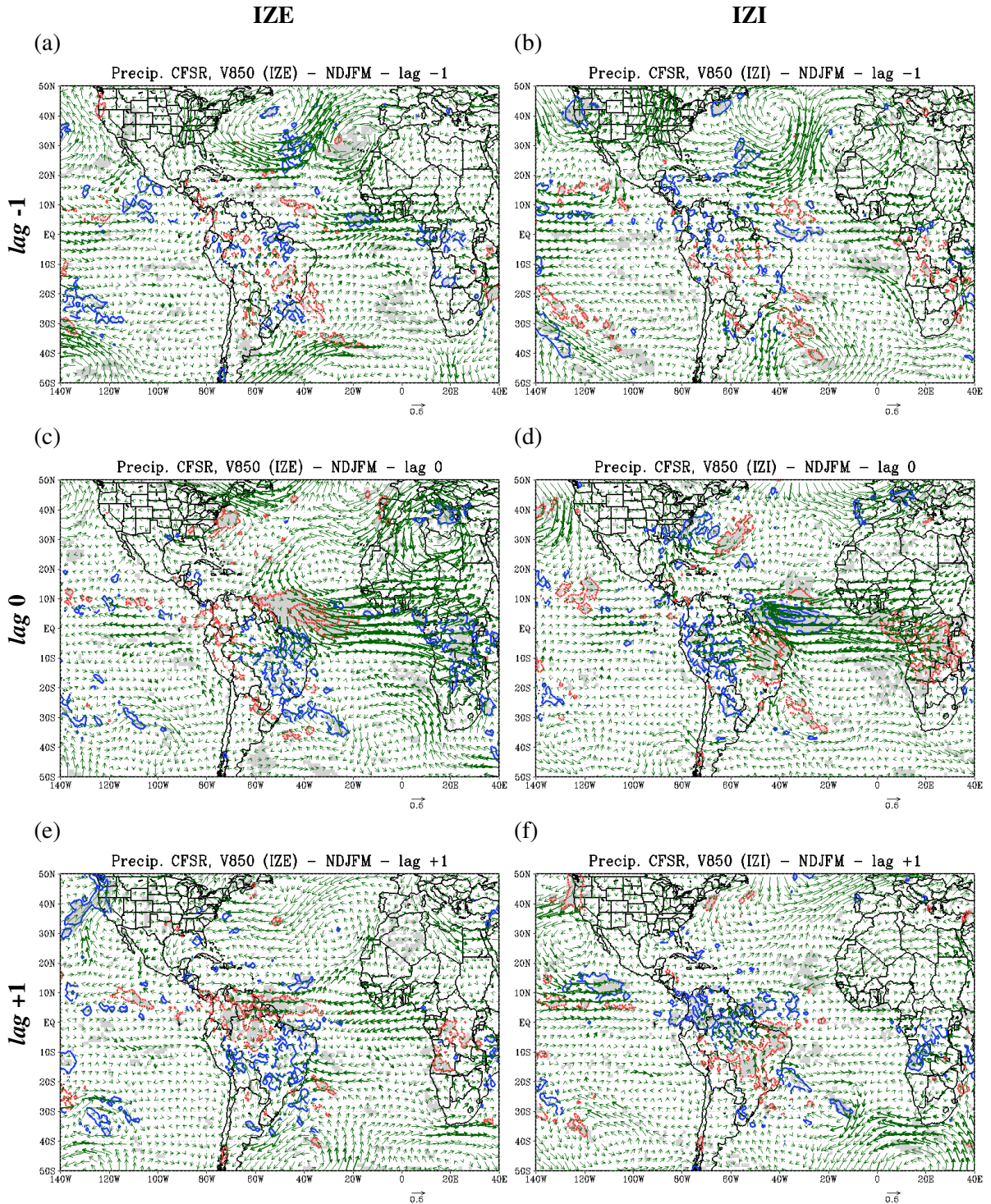


Figura 31. Composições defasadas de anomalias (filtradas na banda de 10-70 dias) de precipitação acumulada (contornos) (mm dia^{-1}) e escoamento em 850 hPa (vetores) (m s^{-1}) do CFSR para NDJFM. Vetores mais espessos correspondem às anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%. Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,5 \text{ mm dia}^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,5 \text{ mm dia}^{-1}$), respectivamente, com intervalo de 2 mm dia^{-1} . As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias de precipitação estatisticamente significativas ao nível de 5%. As colunas da esquerda e da direita referem-se às composições para eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (IZE) e intensificada (IZI), respectivamente. Os lags correspondem a pênaldas, sendo (a, b) lag -1 (uma pênalda antes), (c, d) lag 0 (pênalda do evento), (e, f) lag +1 (uma pênalda depois).

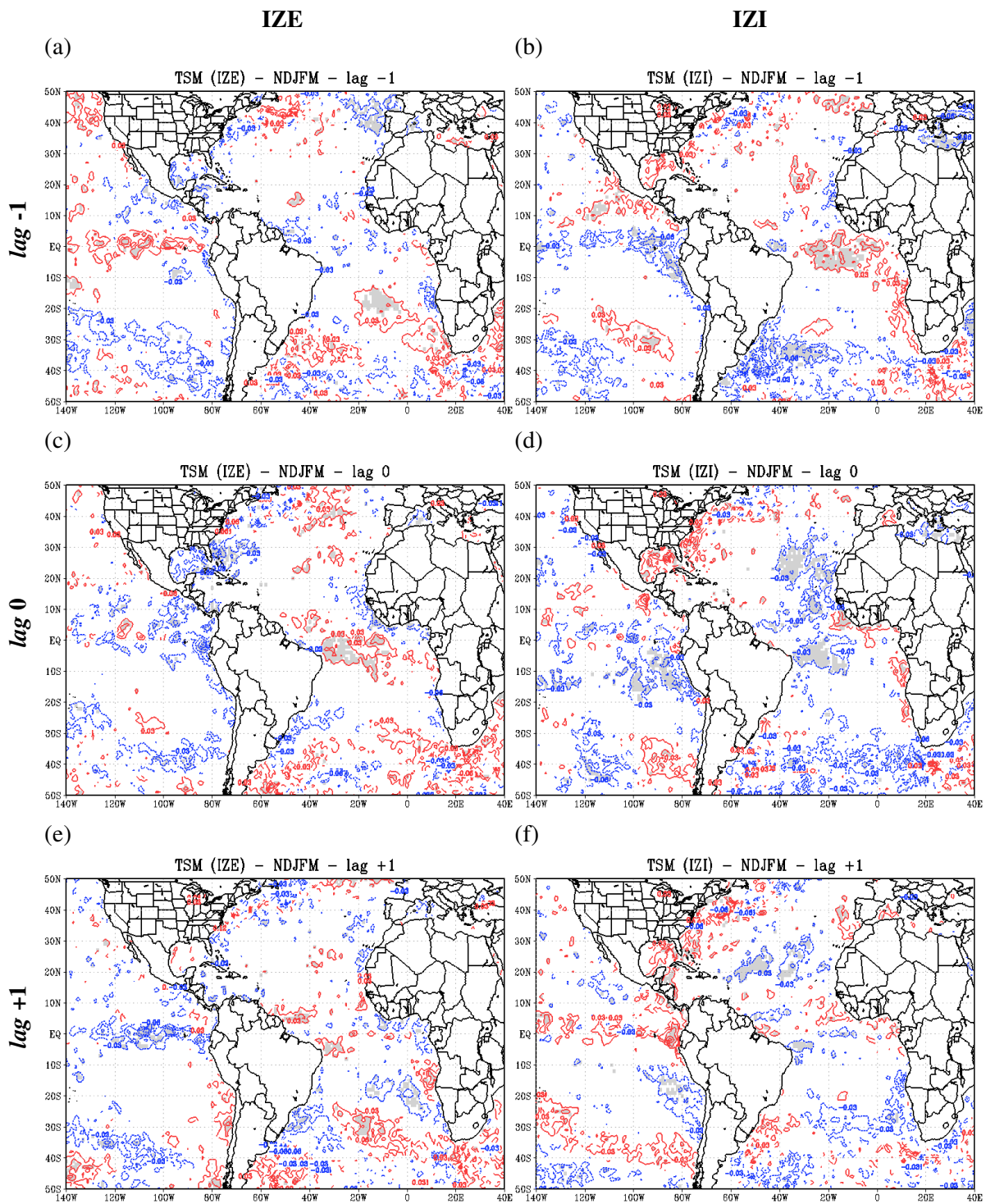


Figura 32. Idem à Figura 31, mas para TSM (°C) para o período de 1982 a 2010. Os contornos vermelhos contínuos e azuis tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de 0,03 °C) e negativas (contorno mínimo de -0,03 °C), respectivamente, com intervalo de 0,03 °C.

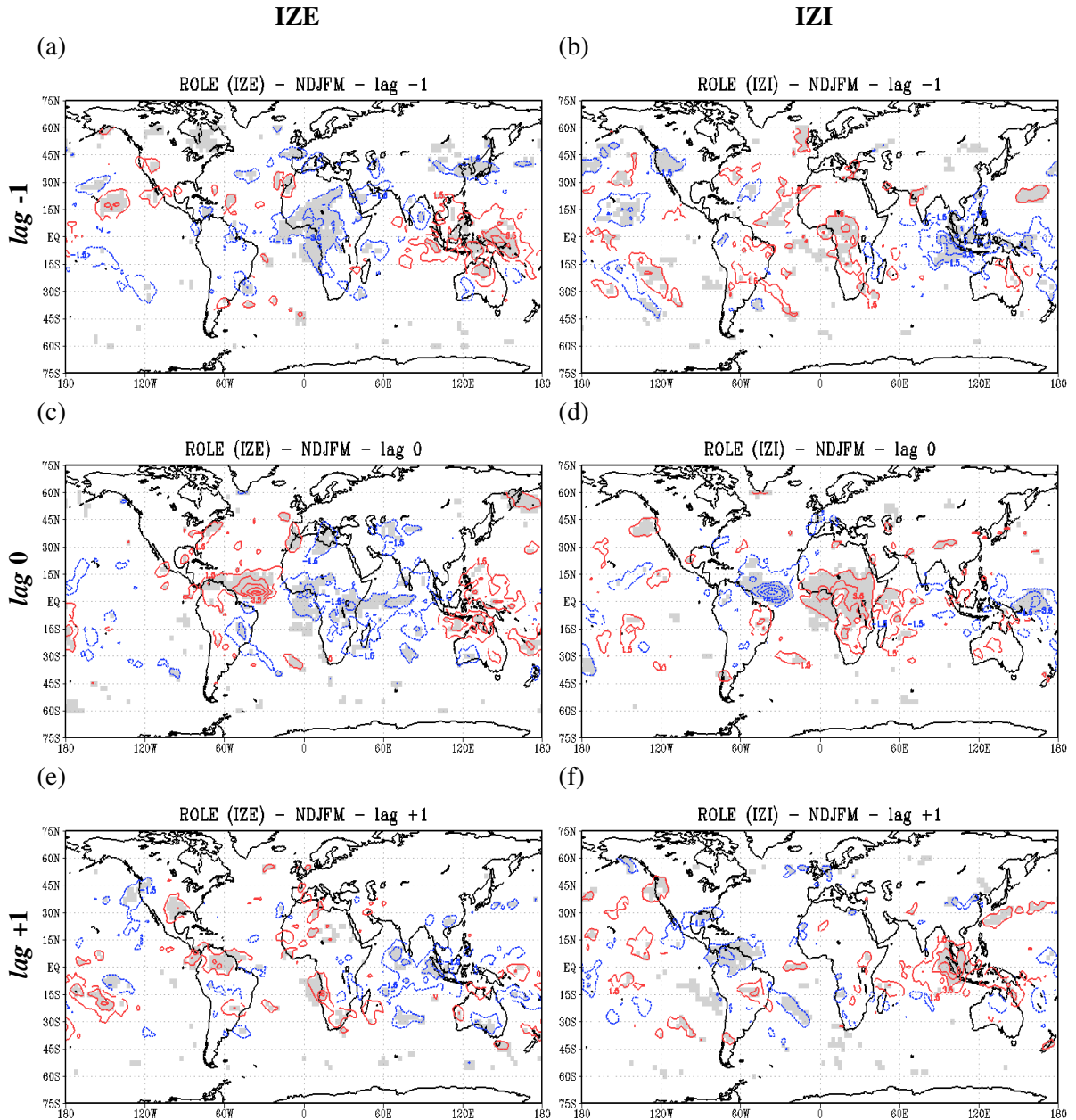


Figura 33. Idem à Figura 31, mas para ROLE ($W m^{-2}$). Os contornos vermelhos contínuos e azuis tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $1,5 W m^{-2}$) e negativas (contorno mínimo de $-1,5 W m^{-2}$), respectivamente, com intervalo de $2 W m^{-2}$.

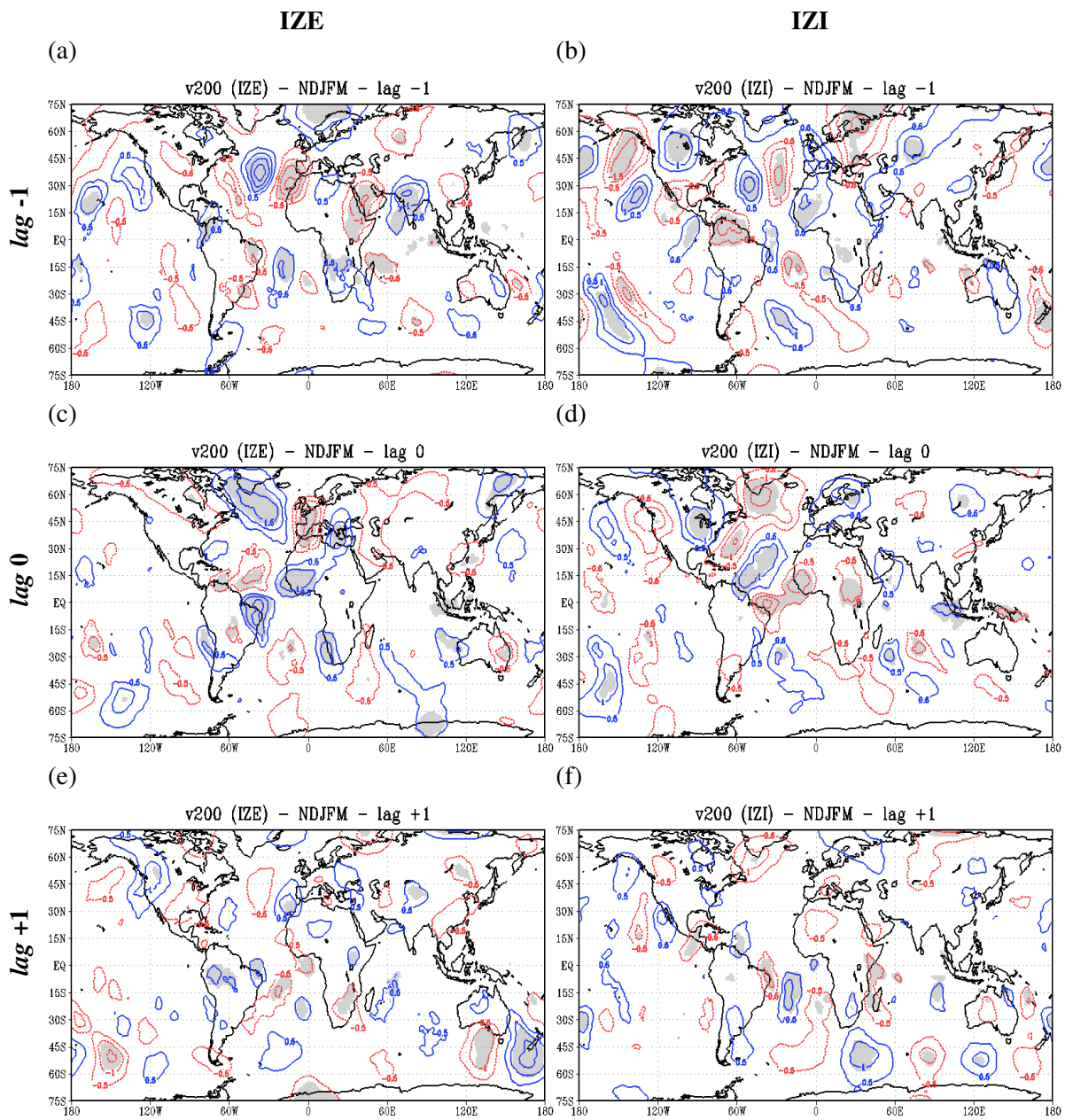


Figura 34. Idem à Figura 31, mas para componente meridional do vento em 200 hPa (m s^{-1}). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,5 \text{ m s}^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,5 \text{ m s}^{-1}$), respectivamente, com intervalo de $0,5 \text{ m s}^{-1}$.

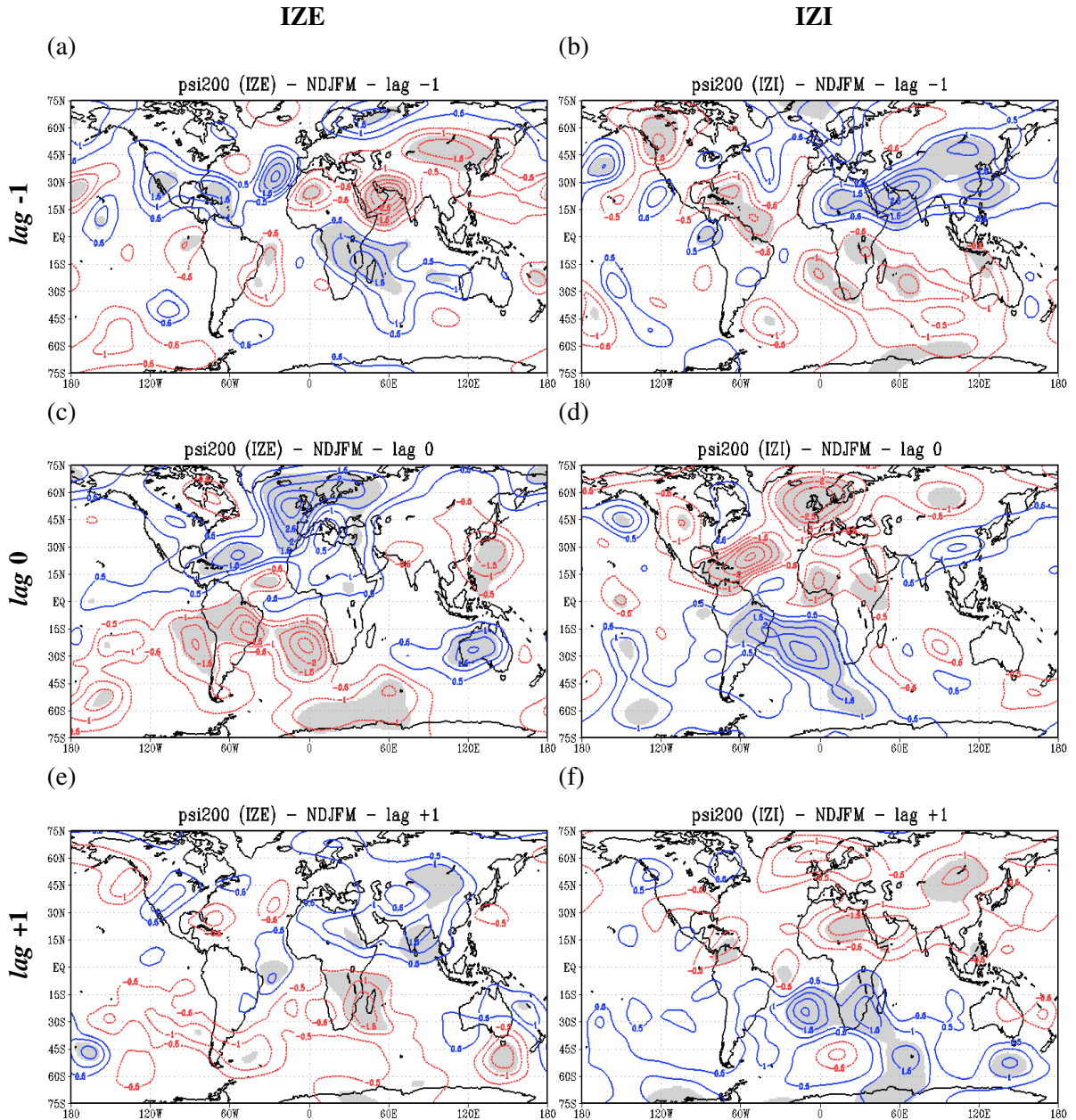


Figura 35. Idem à Figura 31, mas para função corrente em 200 hPa ($1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), respectivamente, com intervalo de $0,5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

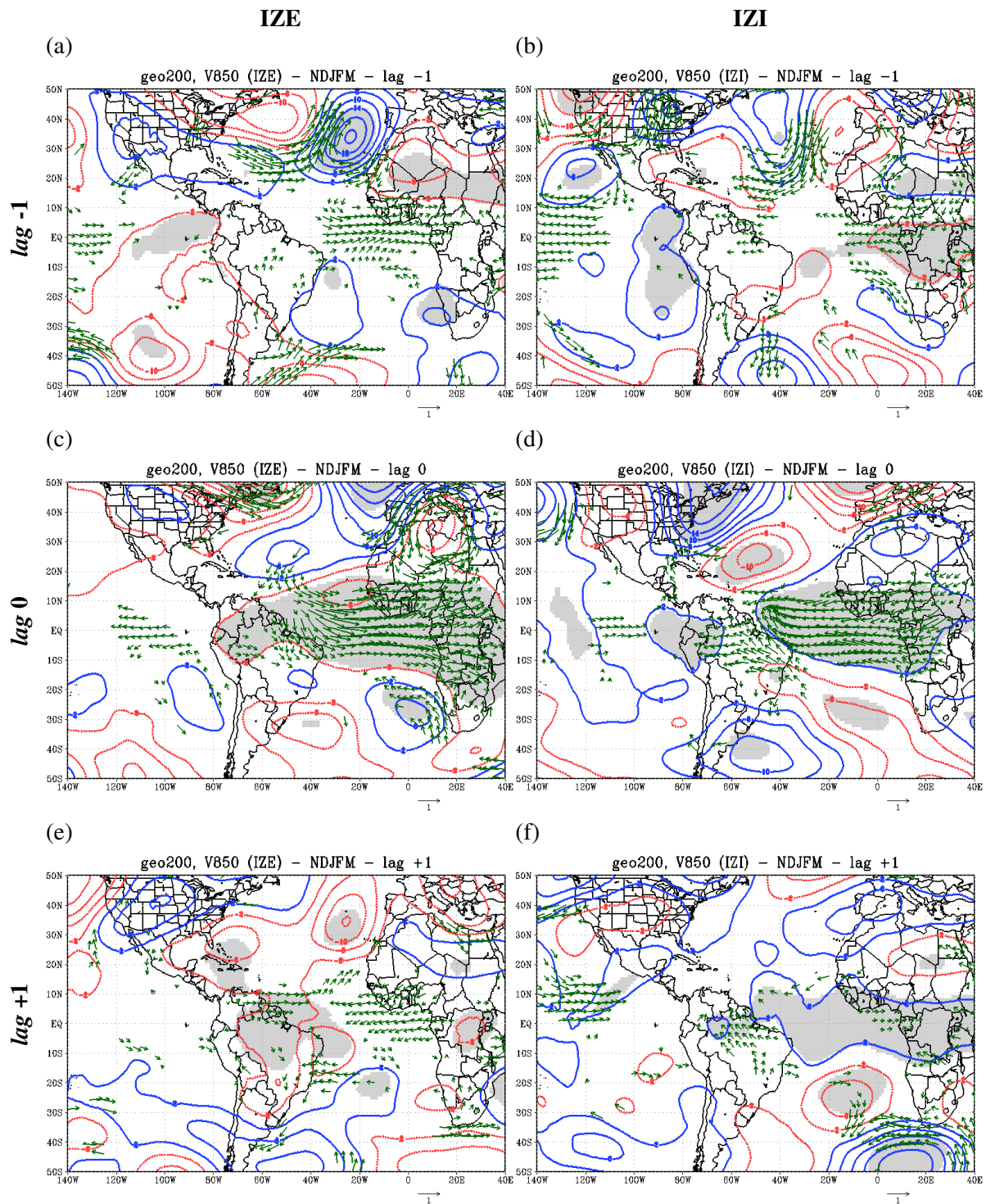


Figura 36. Idem à Figura 31, mas para altura geopotencial em 200 hPa (contornos) (m) e escoamento em 850 hPa (vetores) (m s^{-1}). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de 2 m) e negativas (contorno mínimo de -2 m), respectivamente, com intervalo de 4 m. Apenas as anomalias de escoamento significativas ao nível de 5% são plotadas.

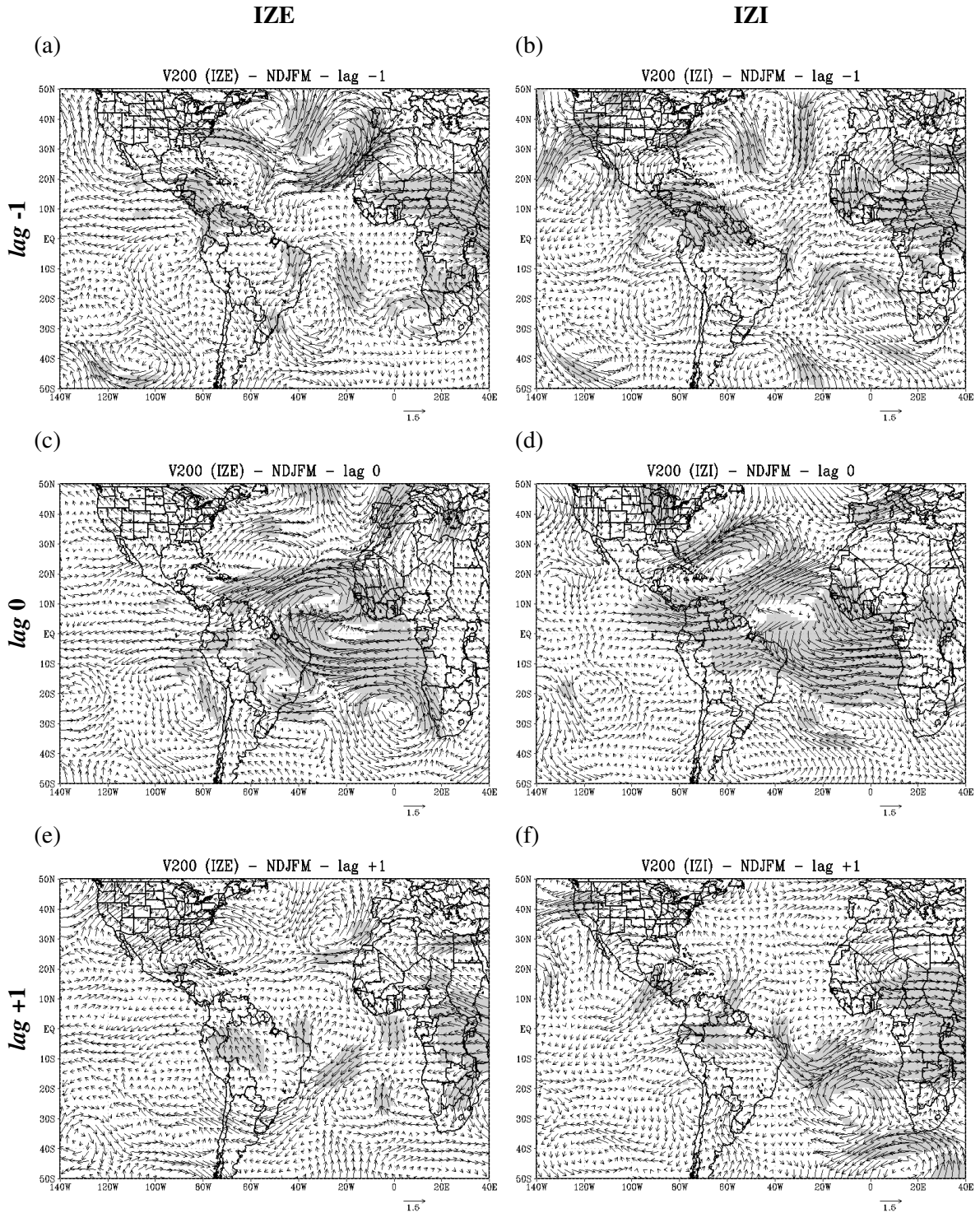


Figura 37. Idem à Figura 31, mas para escoamento em 200 hPa (m s^{-1}). As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%.

4.5.2 Estação seca da América do Sul tropical

De forma semelhante à estação chuvosa, os eventos intrassazonais da ZCIT-A na estação seca são caracterizados por padrões espaciais aproximadamente opostos (p. ex. Figura 38c-d). Conforme será mostrado na discussão a seguir, esses eventos são amplamente modulados por distúrbios atmosféricos na escala intrassazonal que se desenvolvem no hemisfério de inverno (neste caso, o Hemisfério Sul). O teste de significância para as composições foi o *t-Student* de dupla cauda ao nível de 5% (Apêndice J) para 157 e 148 eventos intrassazonais independentes de ZCIT-A enfraquecida (IZE) e intensificada (IZI), respectivamente. Para a TSM o número de eventos independentes foi 140 IZE e 135 IZI.

Anomalias negativas significativas de precipitação são observadas uma pênstada antes dos eventos IZE (*lag* -1) na região do Atlântico equatorial (Figura 38a). Essas anomalias estão associadas com o início da desintensificação dos alísios na região, assinalada por anomalias de oeste principalmente sobre o Atlântico equatorial Leste. Esse escoamento anômalo de oeste favorece o transporte de umidade oriunda do oceano e a convergência anômala do vento sobre o oeste africano, contribuindo com anomalias positivas de precipitação sobre a região. O enfraquecimento dos alísios observado sobre o Pacífico Leste é significativo estatisticamente. Consistentemente observa-se a desintensificação da Alta Subtropical do Pacífico Sul, marcada por uma circulação ciclônica anômala no sudeste da bacia. Conjuntamente ocorrem anomalias negativas de precipitação na ZCIT sobre o Pacífico. Não são observadas anomalias estatisticamente significativas de TSM na região do Atlântico (Figura 39a).

Ainda no *lag* -1 dos eventos IZE, observam-se claramente circulações anômalas ciclônicas e anticiclônicas (centros de ação) alternadas ao longo do Hemisfério Sul, típicas da assinatura de um trem de ondas de latitudes médias (Figura 38a). Também é possível identificar um trem de onda ao longo do Hemisfério Norte, semelhante ao observado nas composições para a estação chuvosa. No entanto o mesmo é mais fraco, visto que as correntes de jato que atuam como guias de onda são mais intensas no hemisfério de inverno (p. ex. PEIXOTO; OORT, 1992). A assinatura do trem de onda ao longo do Pacífico Sul e Atlântico Sul também é marcada no campo de ROLE por anomalias positivas e negativas alternadas ao longo do Pacífico e Atlântico Sul (Figura 40a).

Anomalias de leste dominam o Atlântico tropical e equatorial, América do Sul tropical e oeste africano na pênstada anterior aos eventos IZI (*lag* -1, Figura 38b). Essas anomalias levam

ao aparecimento de anomalias positivas de precipitação sobre o Atlântico equatorial, devido à intensificação da convergência dos alísios, e negativas na África ocidental, onde ocorre divergência anômala do escoamento. As anomalias de leste acompanhadas de supressão da convecção observadas sobre a América do Sul (Figura 38b e Figura 40b) estão associadas ao deslocamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul para oeste e consequente intensificação da subsidência sobre o continente. As anomalias positivas de precipitação na ZCIT-A no Atlântico equatorial Oeste ocorrem próximo às regiões com anomalias positivas de TSM (Figura 39b). Essas anomalias de TSM podem favorecer a evaporação e a atividade convectiva na região. Alísios intensificados sobre o Pacífico são consistentes com a Alta Subtropical do Pacífico Sul intensificada (Figura 38b) e com anomalias negativas de TSM na região (Figura 39b).

A Figura 41a-b mostra a composição defasada da componente meridional do vento em 200 hPa para o *lag* -1. Nota-se nitidamente a estrutura do trem de onda de latitudes médias mencionado, bastante robusto e estatisticamente significativo ao longo do hemisfério austral. Seu padrão espacial e número de onda zonal igual a 3-4 assemelham-se ao padrão de teleconexão PSA (MO; GHIL, 1987). Essa onda de Rossby emana da região do Pacífico Oeste, seguindo o caminho do guia de onda associado ao jato do Hemisfério Sul e as trajetórias preferenciais de propagação ao longo do Pacífico e Atlântico Sul, mostrados por Hoskins e Ambrizzi (1993). Parte do jato é observada em tons de vermelho na média climatológica do escoamento em 200 hPa para a estação seca (Figura 9b - página 57). No caso da estação chuvosa o trem de onda observado é consistente com o correspondente ao PSA no Hemisfério Norte, i.e., o PNA, conforme discutido na seção 4.5.1.

Composições de função corrente em 200 hPa para a pênstada anterior aos eventos IZE (IZI) (Figura 42a(b)) mostram anomalias anticiclônicas (ciclônicas) sobre o Nordeste do Brasil e sul da Argentina e ciclônicas (anticiclônicas) próximo à costa do Sul do Brasil, caracterizando o início da configuração da fase negativa (positiva) do primeiro modo do PSA (ver Figura 6d(a) – página 50). Notoriamente as fases do trem de onda são opostas para IZE (Figura 41a e Figura 42a) e IZI (Figura 41b e Figura 42b). Outro trem de onda mais fraco propaga-se ao longo das latitudes médias do hemisfério boreal e assemelha-se ao PNA (Figura 41a-b). Entretanto, este apenas é observado na composição de vento meridional, praticamente desaparecendo na de função corrente (Figura 42a-b).

A Figura 43 evidencia aspectos da estrutura vertical do trem de onda de Rossby. No *lag* -1 observam-se claramente anomalias negativas de altura geopotencial (cavados)

(Figura 43a-b) e circulações ciclônicas em altos níveis (Figura 44a-b) aproximadamente alinhadas na vertical a circulações também ciclônicas anômalas em baixos níveis na região do trem de onda no Hemisfério Sul. Analogamente circulações anticiclônicas na baixa troposfera desenvolvem-se em associação a anticiclones anômalos em altos níveis, tendo em vista a estrutura vertical da onda de Rossby com centros de ação de mesmo sinal ao longo de toda a troposfera.

O fortalecimento dos alísios no Atlântico uma pênstada antes dos eventos IZI (*lag* -1, Figura 43b) está associado com a anomalia anticiclônica em níveis baixos sobre o Sudeste e Nordeste do Brasil, que ocorre devido à atuação do trem de onda. Essa circulação configura a intensificação da Alta Subtropical do Atlântico Sul próxima à costa brasileira e, conseqüentemente, da precipitação na ZCIT-A. Nota-se que as estruturas tendem a ser mais barotrópicas sobre o Pacífico Sul, apresentando certa inclinação para oeste e em direção aos polos com a altura no Atlântico Sul, principalmente nos casos IZI. Aspectos como estes também são evidentes em seções verticais da componente meridional do vento ao longo do trem de onda (não mostrado). Essas características são consistentes com os trens de onda observados por Liebmann et al. (1999) sobre a mesma região, indicando o desenvolvimento de uma onda baroclínica à medida que a onda de Rossby se aproxima do equador. Em adição, a estrutura aproximadamente baroclínica associada com a intensificação da convecção na ZCIT-A nos IZI é evidente pelas anomalias de oeste observadas em altos níveis sobre o equador no *lag* 0 (Figura 44d).

Anomalias de oeste (leste) em baixos níveis associadas a baixas (altas) pressões em altos níveis, caracterizadas por anomalias negativas (positivas) de altura geopotencial em 200 hPa no Pacífico, Atlântico e América do Sul tropicais (Figura 43a(b)), possuem algumas semelhanças com a descrição de uma onda de Kelvin equatorial feita por Kiladis et al. (2009) e Matthews (2004). As anomalias observadas nos ventos alísios podem estar embebidas no deslocamento para leste dos padrões de vento associados a uma onda de Kelvin equatorial, visto que as anomalias significativas de oeste (leste) que se localizavam sobre o Pacífico equatorial no *lag* -1 (Figura 43a(b)) se deslocaram em direção ao Atlântico no *lag* 0 (Figura 43c(d)). No entanto, a correta identificação da resposta de Kelvin deve ser feita com a filtragem no espaço e no tempo das variáveis no domínio de número de onda-frequência para isolar apenas coeficientes espectrais correspondentes aos picos espectrais associados ao modo Kelvin, assim como realizado por Kiladis et al. (2009), por exemplo. A relação direta entre a resposta de Kelvin na escala intrassazonal e a ZCIT-A não está dentre os objetivos deste trabalho, sendo deixada como sugestão para trabalhos futuros (seção 5.1).

De forma semelhante ao caso da estação chuvosa, o enfraquecimento (fortalecimento) das Altas Subtropicais dos Atlânticos Sul e Norte, caracterizado por circulações anômalas ciclônicas (anticiclônicas) sobre esses oceanos no *lag* 0 dos eventos IZE (IZI) (Figura 38c(d)), leva ao enfraquecimento (intensificação) da convergência dos alísios próximo ao equador, o que desintensifica (intensifica) a precipitação na ZCIT-A. No caso da estação seca observa-se uma expansão das anomalias negativas (positivas) de precipitação para oeste na região equatorial do *lag* -1 ao *lag* 0, atingindo cerca de $-4,5 \text{ mm dia}^{-1}$ ($6,5 \text{ mm dia}^{-1}$) na zona de convergência no *lag* 0. Na região da África ocidental atingem cerca de $-2,5 \text{ mm dia}^{-1}$ ($2,5 \text{ mm dia}^{-1}$) nos IZE (IZI).

Os padrões de escoamento durante os eventos IZE (IZI) (Figura 38c(d)) possuem semelhanças com a fase úmida (seca) das monções do oeste africano, caracterizada por convecção intensificada (enfraquecida) na ZCIT sobre a África ocidental e intensificação (enfraquecimento) do escoamento de sudoeste que transporta umidade do Atlântico para a África subsaariana (p. ex. MALONEY; SHAMAN, 2008; SULTAN; JANICOT; DIEDHIOU, 2003). O pico espectral de variabilidade intrassazonal das monções do oeste africano é consistente com a variabilidade dos eventos IZE e IZI durante a estação seca da América do Sul tropical, sendo dominante na banda de 10-25 dias (SULTAN; JANICOT; DIEDHIOU, 2003). Em adição, a gangorra leste-oeste de precipitação e escoamento, observada entre os IZE e IZI (Figura 38c-d), assemelha-se aos padrões associados à oscilação quase-quinzenal sobre o Atlântico equatorial. Essa oscilação foi primeiramente documentada por Grodsky e Carton (2001) e posteriormente explorada por Mounier, Janicot e Kiladis (2008), tendo sido discutida no capítulo introdutório. Os últimos autores a identificaram por dipolo zonal quase-quinzenal. É interessante salientar que a possível propagação de uma onda de Kelvin equatorial, mencionada anteriormente, seria consistente com um dos mecanismos propostos por Mounier, Janicot e Kiladis (2008) para explicar o dipolo zonal quase-quinzenal. Os autores atribuíram esse dipolo ao efeito combinado de contrastes continente-oceano com a propagação de ondas de Kelvin no equador.

A composição de TSM no *lag* 0 dos eventos IZE (IZI) (Figura 39c(d)) revela anomalias positivas (negativas) na região do Atlântico equatorial Oeste, onde há anomalias negativas (positivas) de precipitação na ZCIT-A. Essas anomalias de TSM estão relacionadas à maior (menor) incidência de radiação solar na superfície do mar, devido à menor (maior) nebulosidade no Atlântico equatorial Central-Oeste durante os eventos IZE (IZI). O mecanismo dinâmico é análogo ao discutido por Chaves e Nobre (2004) para a região da

ZCAS oceânica. Os autores mostraram que a resposta oceânica à forçante atmosférica consiste na diminuição da TSM quando da intensificação da nebulosidade na ZCAS. A diminuição da TSM, por sua vez, pode levar à desconfiguração dos processos que mantêm a ZCAS ativa sobre o oceano. Tendo esse mecanismo em vista, a TSM pode ser um dos processos que contribui para a descaracterização dos eventos, principalmente os IZI, do *lag* 0 ao *lag* +1.

As anomalias de ROLE (Figura 40c-d) e do vento meridional em 200 hPa (Figura 41c-d) mostram que o trem de onda de Rossby propaga-se para leste do *lag* -1 ao *lag* 0 a partir da região do Pacífico Oeste em direção ao polo sul. Ao atingir a latitude de retorno, na região do cone sul, o trem de onda é refratado seguindo ao longo do Atlântico Sul em direção ao equador (Figura 41c-d). O número de onda meridional é igual a zero na latitude onde ocorre a refração (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993). Ainda no *lag* 0, o trem de onda tem características similares à fase negativa (positiva) do primeiro modo do PSA começando a projetar-se na fase negativa (positiva) de seu segundo modo (Figura 42c(d)). O trem de onda ao longo do Hemisfério Norte continua a propagar-se (Figura 41c-d), aparecendo mais descaracterizado ao longo do jato do Atlântico Norte-norte europeu (*North Atlantic jet-North European* – em inglês) (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993), porém estatisticamente significativo ao longo do guia de onda “América do Norte e Atlântico” (*North America and Atlantic* – em inglês) (HSU; LIN, 1992), sobre a América Central em direção ao equador.

O deslocamento da onda de Rossby para leste e em direção ao equador no Atlântico leva ao enfraquecimento (fortalecimento) da Alta Subtropical do Atlântico Sul durante os eventos IZE (IZI) (*lag* 0, Figura 43c(d)), assinalado por anomalias ciclônicas (anticiclônicas) em baixos níveis próximo à costa do Sudeste do Brasil. Essas anomalias estão associadas a uma anomalia ciclônica (anticiclônica) em altos níveis, embutida na estrutura do trem de onda (Figura 44c(d)), descrita também por um(a) cavado (crista) no campo de altura geopotencial em 200 hPa. O distúrbio ondulatório desenvolve uma estrutura mais baroclínica sobre o Atlântico quanto mais próximo ao equador, com anomalias de mesmo sinal inclinadas para oeste e em direção ao polo com a altura (comparar escoamento na Figura 43c(d) com a Figura 44c(d)). Desta forma, o enfraquecimento (fortalecimento) anômalo da Alta Subtropical do Atlântico Sul dá suporte ao enfraquecimento (fortalecimento) dos alísios e da ZCIT-A sobre o Atlântico Oeste. Neste contexto, sugere-se que um índice do PSA, como o proposto por Mo e Higgins (1998), possa ser útil auxiliando no monitoramento da atividade intrassazonal da ZCIT-A.

No presente trabalho mostra-se um mecanismo adicional aos propostos por Grodsky e Carton (2001) e por Mounier, Janicot e Kiladis (2008) para explicar as variações zonais intrassazonais da convecção e do vento no Atlântico equatorial. Esse mecanismo está associado à propagação das ondas de Rossby extratropicais, em que as mesmas servem como um suporte dinâmico para a variabilidade da ZCIT-A através de mudanças na circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul na escala intrassazonal. Analogamente, eventos intrassazonais de ZCIT-A durante a estação chuvosa estão associados ao suporte dinâmico dado por um trem de onda de latitudes médias ao longo do hemisfério boreal, que modula a circulação da Alta Subtropical do Atlântico Norte e o escoamento em baixos níveis sobre a África e o Atlântico, induzindo as anomalias observadas nos alísios (seção 4.5.1).

Uma pênstada após o evento IZE (IZI) (*lag* +1, Figura 38e(f)), as anomalias de oeste (leste) desintensificam-se sobre o Atlântico equatorial, permanecendo estatisticamente significativas apenas sobre o oeste da bacia. Coerentemente as anomalias negativas (positivas) de precipitação na ZCIT-A, que caracterizavam o IZE (IZI), retraem-se para oeste, afetando Colômbia, Venezuela e América Central equatorial; aquelas anomalias observadas sobre o oeste africano descaracterizam-se. Anomalias positivas (negativas) de TSM parecem ter tido alguma contribuição na descaracterização do evento de ZCIT-A enfraquecida (intensificada) (Figura 39e(f)).

A Alta Subtropical do Atlântico Sul começa a intensificar-se (desintensificar-se) próximo à costa sul-americana no *lag* +1 (Figura 38e(f)), quebrando um dos suportes dinâmicos que mantinha a ZCIT-A enfraquecida (intensificada) ao longo do Atlântico Central-Oeste. Essa intensificação (desintensificação) do anticiclone do Atlântico Sul ocorre associada a uma circulação anticiclônica (cyclônica) anômala em 200 hPa (Figura 44e(f)) que passa a atuar sobre a Região Sudeste com o deslocamento da onda de Rossby para leste (Figura 43e-f). A referida onda de Rossby enfraquece-se no *lag* +1 (Figura 41e-f) e não se projeta em nenhuma fase do PSA (Figura 42e,f). Segundo Mo e Higgins (1998), realmente em alguns casos a onda, que se projetava em uma das fases do PSA, passa a não pertencer a nenhuma fase após propagar-se para leste. A convergência (divergência) anômala do vento em 200 hPa na região da ZCIT-A enfraquece intensamente do *lag* 0 ao *lag* +1 (Figura 44e(f)), indicando enfraquecimento do suporte dinâmico para convecção enfraquecida (intensificada) forçada pelo trem de onda de Rossby próximo ao equador.

A Figura 40c(d) mostra anomalias negativas (positivas) de ROLE sobre o Índico e positivas (negativas) sobre o Pacífico Oeste próximo à Indonésia durante os IZE (IZI). Esses

padrões são consistentes com aqueles mostrados por Mo e Higgins (1998) durante eventos negativos (positivos) do primeiro modo do PSA, sendo semelhantes à assinatura da OMJ. Desta forma, o trem de onda similar ao PSA observado nas composições pode estar sendo excitado pela convecção associada à Oscilação de Madden-Julian em parte dos eventos, tendo em vista que o espectro de ondeletas do IZCIT (Figura 15 – página 74) mostrou contribuições na banda de variabilidade da OMJ (30-70 dias) em alguns períodos. De Souza e Ambrizzi (2006) mostraram que a variabilidade da precipitação no Brasil tropical na escala intrassazonal (30-70 dias) está associada com a propagação da OMJ para leste no verão e outono austrais. Neste contexto, é preciso investigar a proporção dos eventos intrassazonais da ZCIT-A que efetivamente está relacionada à OMJ. Este aspecto será abordado na seção seguinte.

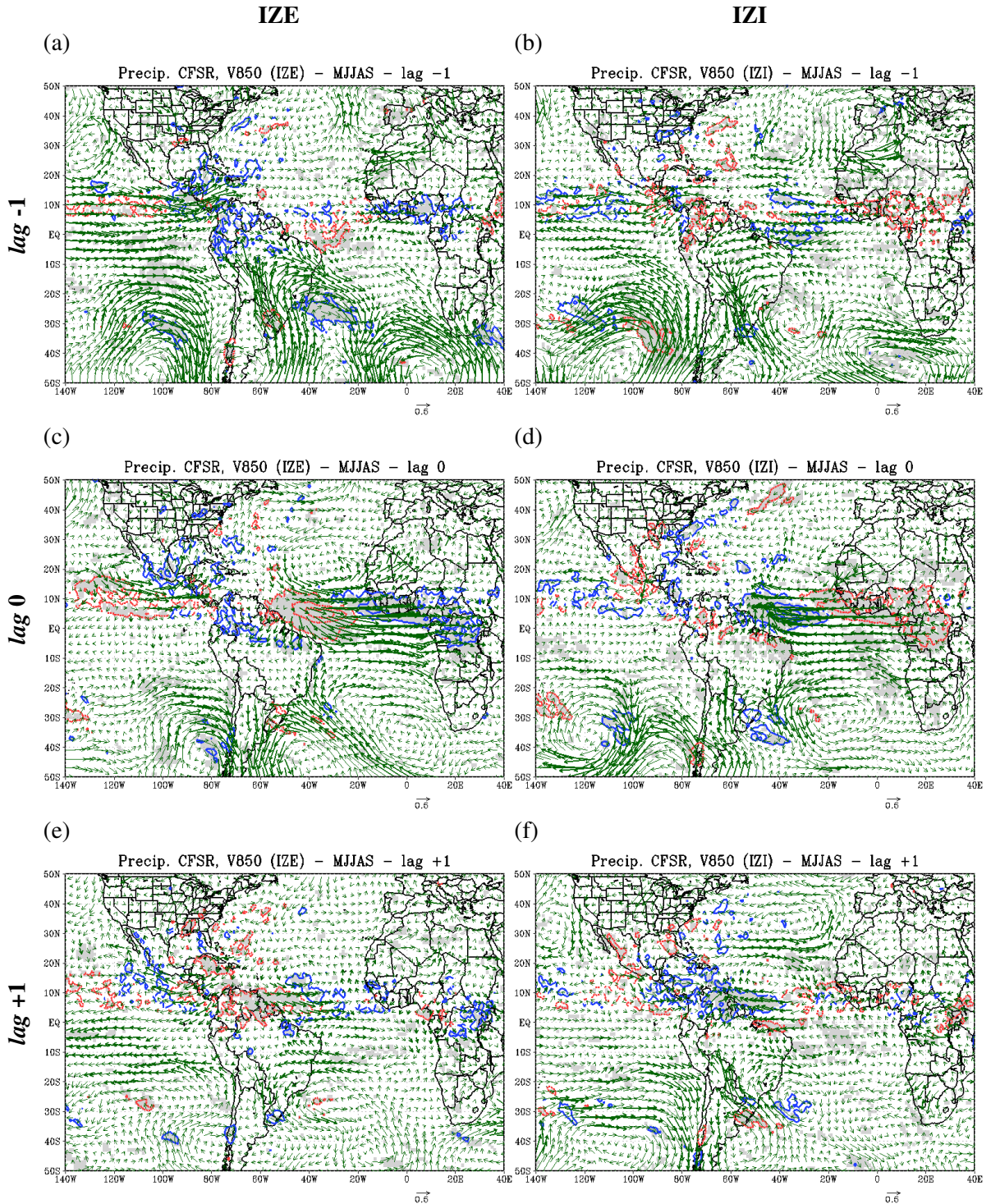


Figura 38. Composições defasadas de anomalias (filtradas na banda de 10-70 dias) de precipitação acumulada (contornos) (mm dia^{-1}) e escoamento em 850 hPa (vetores) (m s^{-1}) do CFSR para MJJAS. Vetores mais espessos correspondem às anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%. Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,5 \text{ mm dia}^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,5 \text{ mm dia}^{-1}$), respectivamente, com intervalo de 2 mm dia^{-1} . As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias de precipitação estatisticamente significativas ao nível de 5%. As colunas da esquerda e da direita referem-se às composições para eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (IZE) e intensificada (IZI), respectivamente. Os lags correspondem a pênaldas, sendo (a, b) lag -1 (uma pênada antes), (c, d) lag 0 (pênada do evento), (e, f) lag +1 (uma pênada depois).

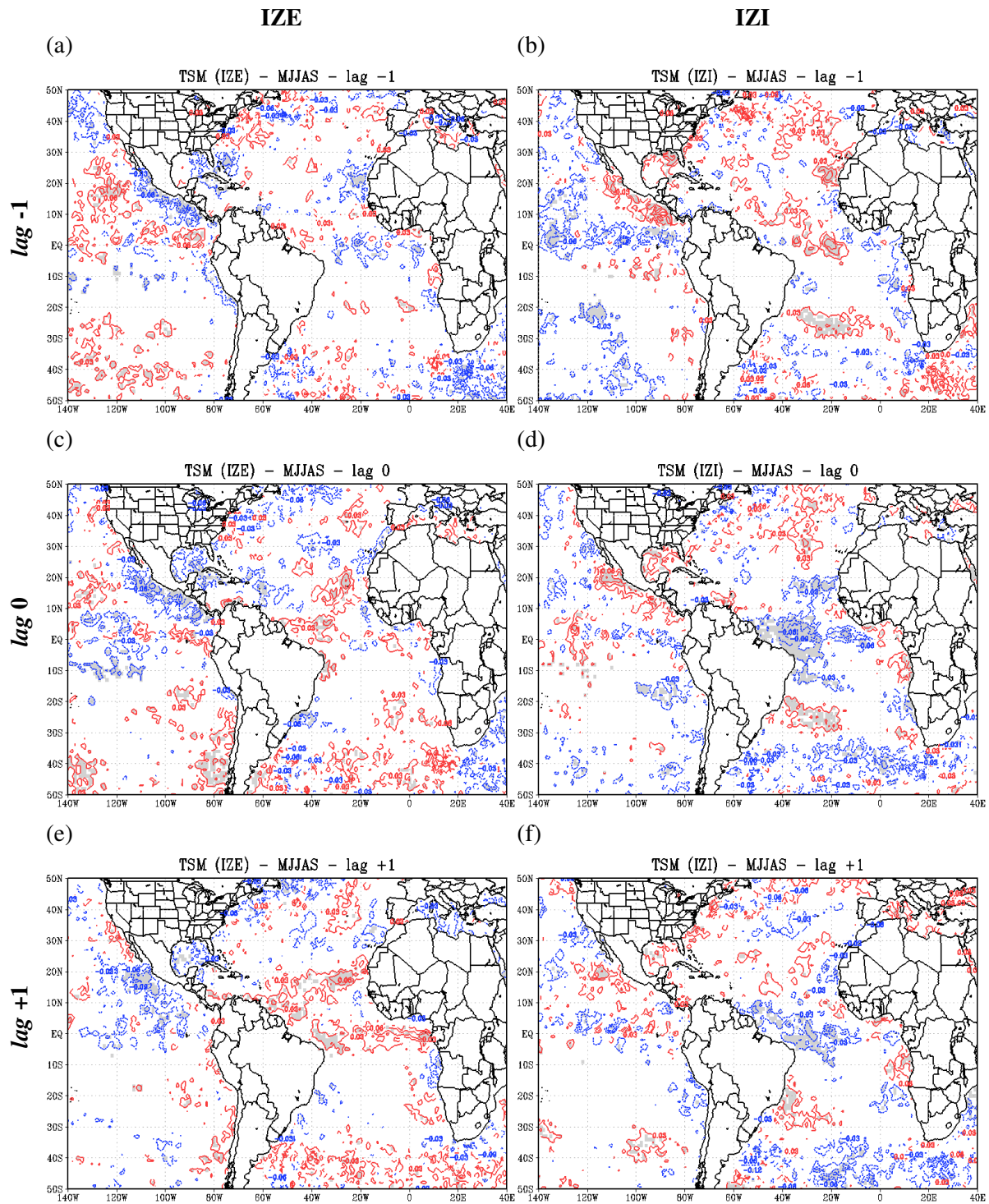


Figura 39. Idem à Figura 38, mas para TSM (°C) para o período de 1982 a 2010. Os contornos vermelhos contínuos e azuis tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de 0,03 °C) e negativas (contorno mínimo de -0,03 °C), respectivamente, com intervalo de 0,03 °C.

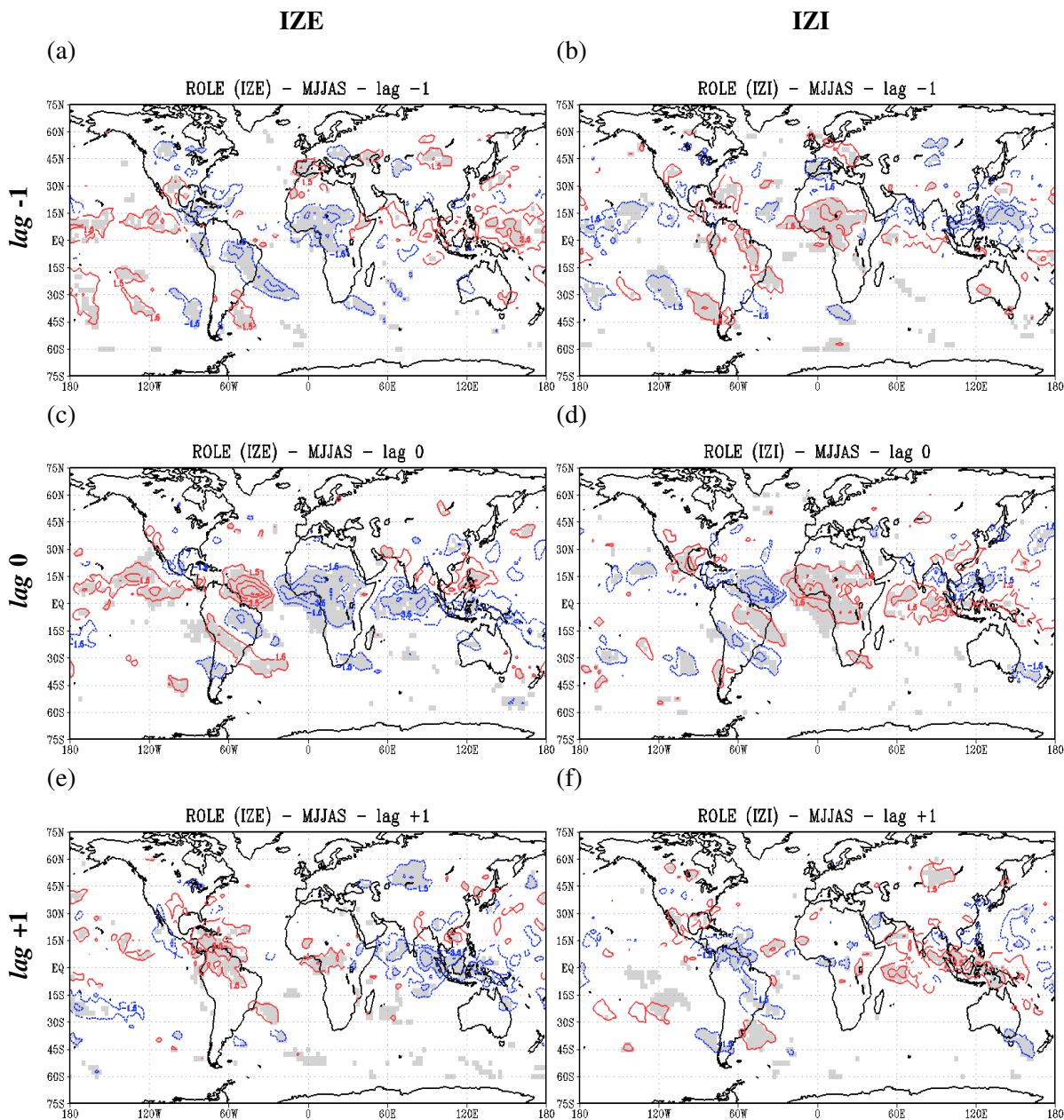


Figura 40. Idem à Figura 38, mas para ROLE (W m^{-2}). Os contornos vermelhos contínuos e azuis tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $1,5 \text{ W m}^{-2}$) e negativas (contorno mínimo de $-1,5 \text{ W m}^{-2}$), respectivamente, com intervalo de 2 W m^{-2} .

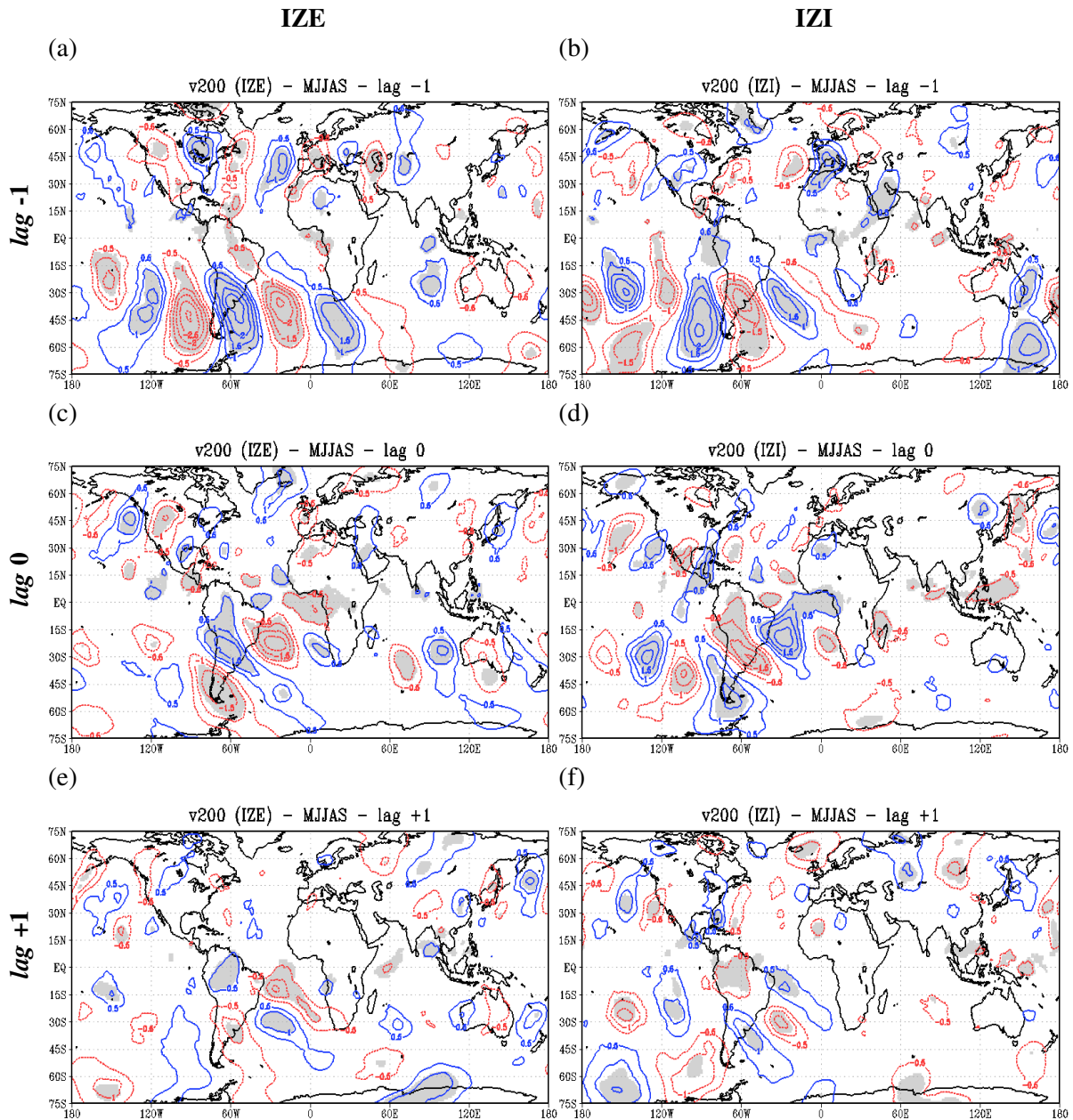


Figura 41. Idem à Figura 38, mas para componente meridional do vento em 200 hPa (m s^{-1}). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,5 \text{ m s}^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,5 \text{ m s}^{-1}$), respectivamente, com intervalo de $0,5 \text{ m s}^{-1}$.

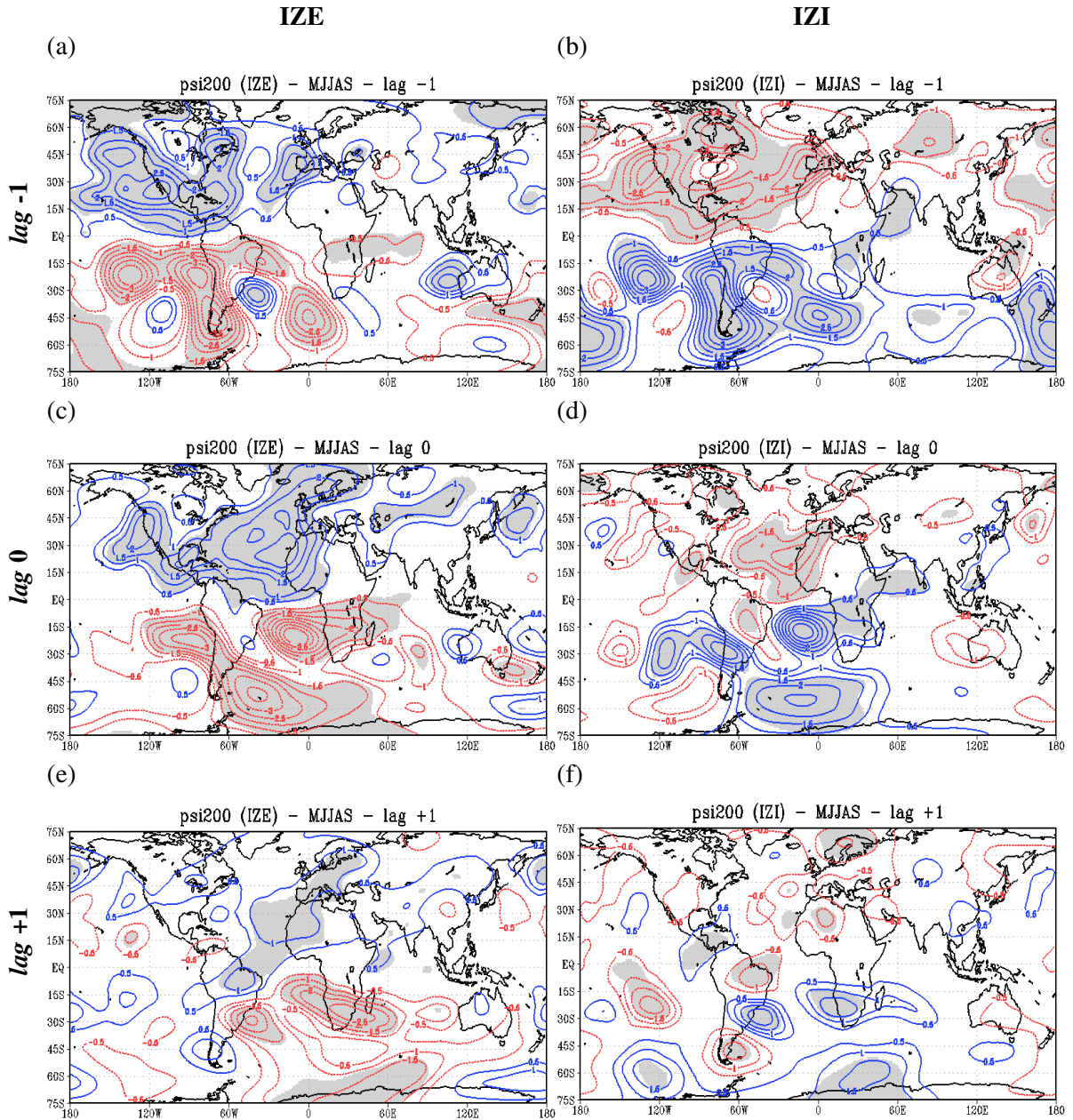


Figura 42. Idem à Figura 38, mas para função corrente em 200 hPa ($1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$), respectivamente, com intervalo de $0,5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

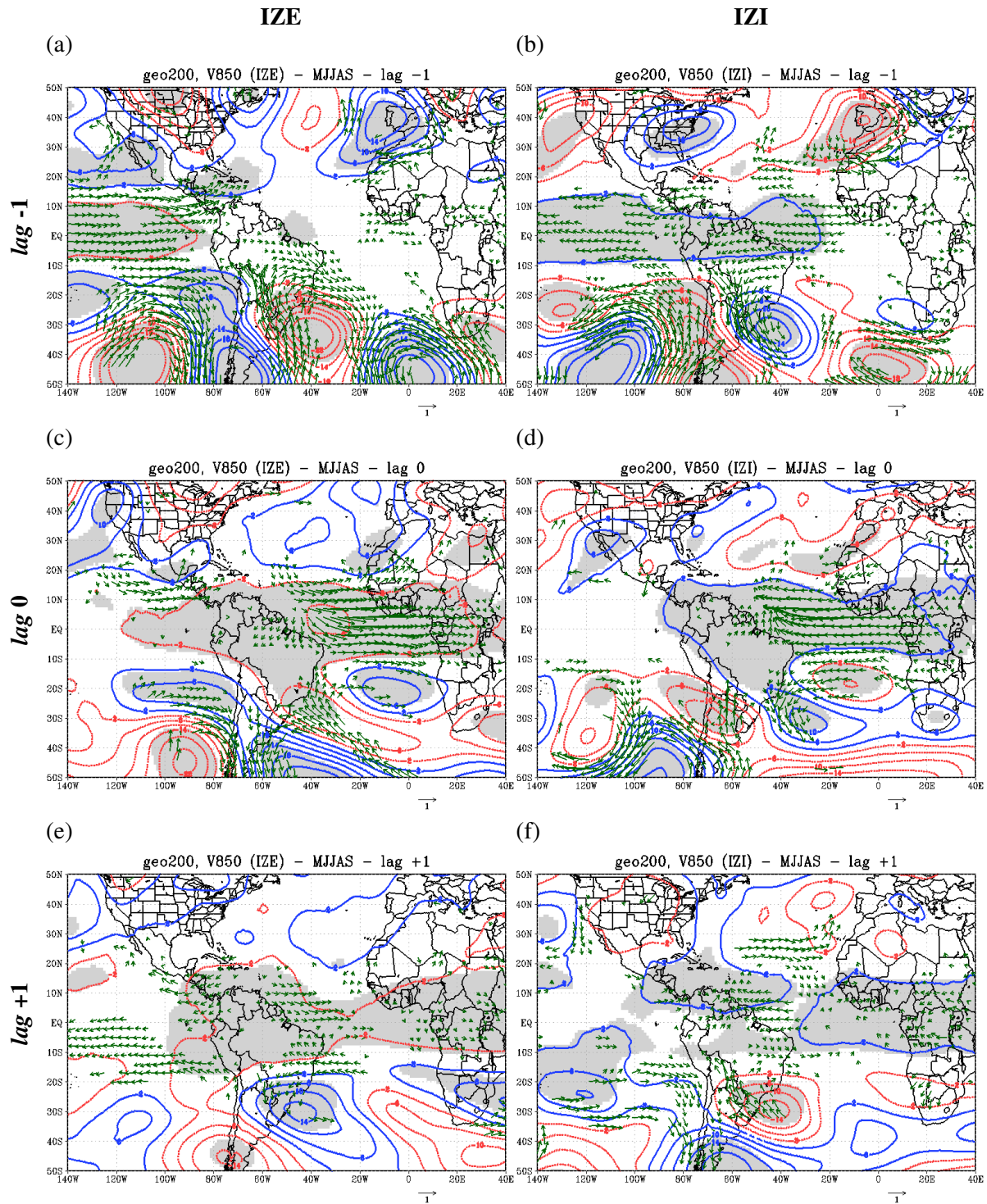


Figura 43. Idem à Figura 38, mas para altura geopotencial em 200 hPa (contorno) (m) e escoamento em 850 hPa (vetores) (m s^{-1}). Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de 2 m) e negativas (contorno mínimo de -2 m), respectivamente, com intervalo de 4 m.

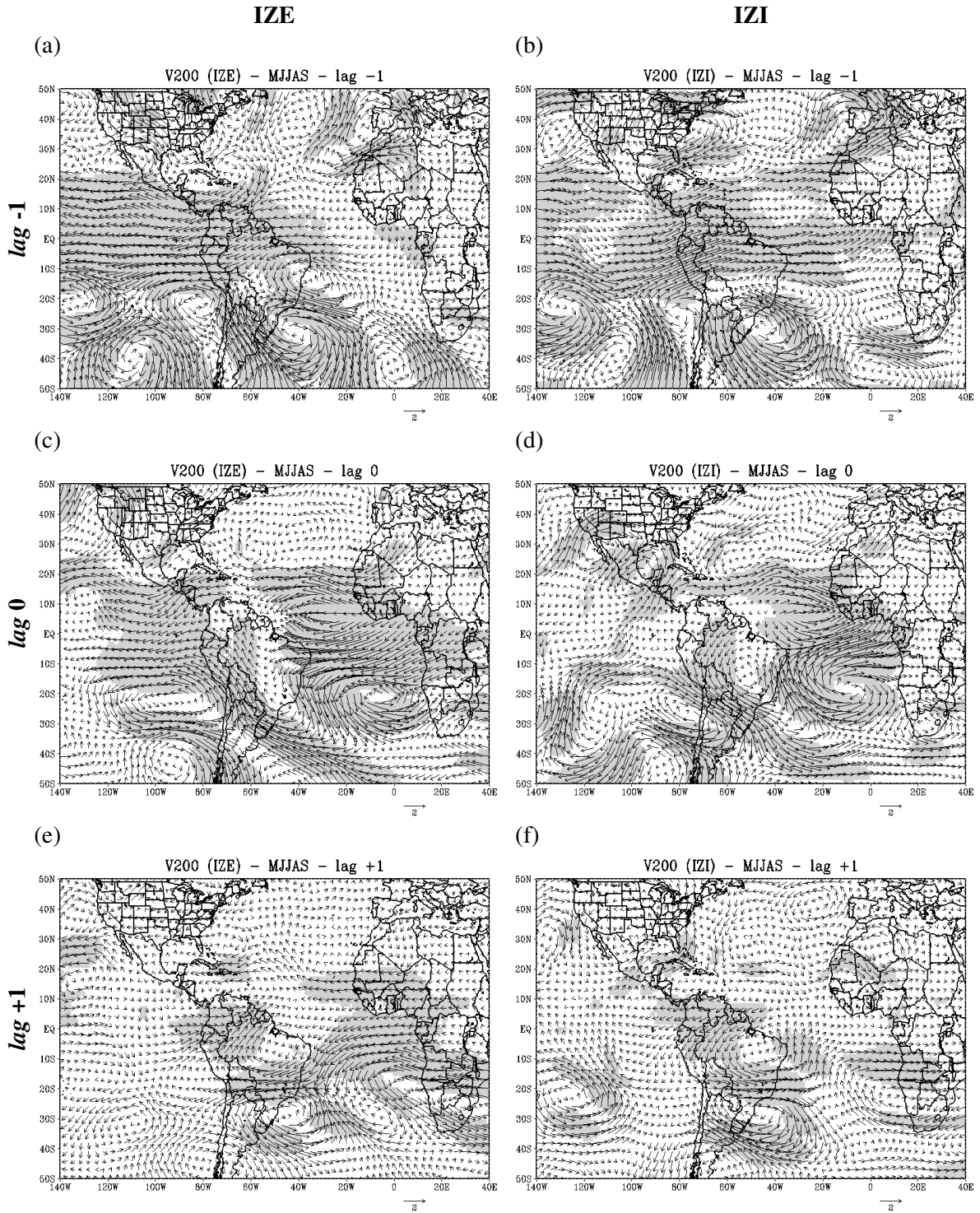


Figura 44. Idem à Figura 38, mas para escoamento em 200 hPa (m s^{-1}). As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%.

4.6 Relação com a atividade da Oscilação de Madden-Julian

4.6.1 Variabilidade intrassazonal da ZCIT-A *versus* fases da OMJ

A fase da OMJ foi determinada a partir de um índice multivariado (JONES, 2009; JONES; CARVALHO, 2011, 2012, 2014), descrito na seção 2.6. A partir desse índice foi possível determinar em que fase(s) da oscilação o evento intrassazonal da ZCIT-A ocorreu, conforme também descrito na metodologia. A maioria dos eventos intrassazonais da ZCIT-A ocorreu enquanto a OMJ estava ativa (Figura 45), especificamente 67% (54%) dos IZE e 62% (57%) dos IZI durante a estação chuvosa (seca) (Figura 45a(b)). A diferença entre as proporções de IZE durante OMJ e IZE durante INA para a estação chuvosa (Figura 45a) é estatisticamente significativa ao nível de 5%. O mesmo é observado para os IZI em ambas as estações. O segundo critério para contabilização dos eventos ocorridos durante OMJ e INA, descrito na metodologia (seção 2.6), levou a resultados bastante semelhantes que por esse motivo não serão mostrados.

A Figura 45c-d mostra as proporções dos eventos intrassazonais da ZCIT-A (IZE e IZI) ocorridos em cada fase da OMJ. Os valores em porcentagem são com relação a todos os eventos ocorridos durante OMJ ativa. Embora os IZE e IZI ocorram em qualquer fase da oscilação, é possível notar que em todas as fases há clara predominância ou de IZE ou de IZI.

Observa-se que os IZE dominam estatisticamente os IZI (ao nível de 5%) nas fases 2 e 8 e que os IZI são mais frequentes do que os IZE nas fases 4 (ao nível de 10% de significância) e 5 (ao nível de 5%) na estação chuvosa (Figura 45c). As fases 1 e 2, por exemplo, são assinaladas por supressão da convecção sobre a Indonésia e Pacífico Oeste, convecção sobre o Índico, oeste da África, América do Sul tropical e Atlântico tropical Leste e anomalias de vento zonal de oeste em baixos níveis sobre o Atlântico tropical (Figura 4a-d - página 46), o que explica o fato de haver relativo aumento da frequência dos IZE com relação aos IZI nessas fases da oscilação. Composições de ROLE e vento zonal para os eventos IZE para a estação chuvosa (Figura 46a-b) são semelhantes aos padrões mostrados na Figura 4a-d na página 46, corroborando o fato da maior frequência dos IZE ocorrer durante as fases 1, 2, 3 e 8. Já composições de ROLE e vento zonal durante os IZI (Figura 46c-d) são

aproximadamente consistentes com os padrões equatoriais observados durante as fases 5 e 6 da OMJ (Figura 4i-1 - página 46).

Resgata-se que regime de ventos em baixos níveis durante os IZE (IZI) é semelhante ao regime intrassazonal de ventos de oeste (leste) - *westerlies (easterlies)* - sobre a América do Sul tropical, observado por Jones e Carvalho (2002). Comparando seus resultados com o trabalho de Maloney e Hartmann (1998), Jones e Carvalho (2002) identificaram que esse regime é característico da fase 2 (6) da OMJ. Os resultados do presente estudo são coerentes com os últimos, uma vez que IZE foram mais frequentes do que IZI na fase 2 da OMJ na estação chuvosa, por exemplo.

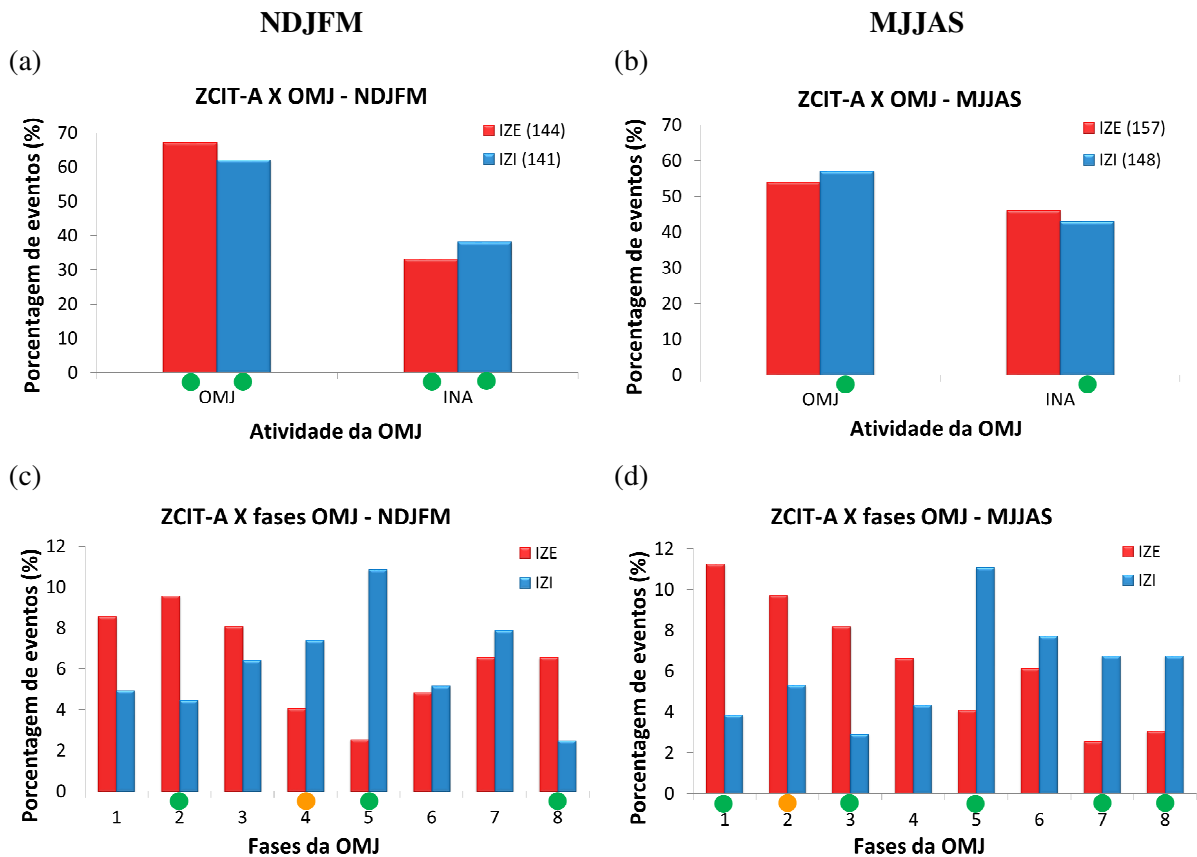


Figura 45. (a, b) Porcentagem de eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (IZE) e intensificada (IZI) ocorridos durante as fases ativa e inativa da OMJ, indicadas, respectivamente, por OMJ e INA nos gráficos, para (a) NDJFM e (b) MJJAS. Os números entre parênteses nas legendas indicam o número total de eventos independentes intrassazonais. (c, d) Porcentagem de eventos IZE e IZI ocorridos durante cada fase da OMJ para (c) NDJFM e (d) MJJAS. As porcentagens das figuras (c) e (d) são com relação a todos os eventos ocorridos durante OMJ ativa em cada estação. Os círculos verdes (laranjas) próximos ao eixo das abscissas indicam que as diferenças entre as proporções são estatisticamente significativas ao nível de 5% (10%).

Na estação seca, os IZE (IZI) são mais frequentes durante as fases 1, 2, 3 e 4 (5, 6, 7 e 8) (Figura 45d). As diferenças entre as proporções são estatisticamente significativas ao nível de

5% nas fases 1, 3, 5, 7 e 8 e de 10% na fase 2. Nota-se também uma tendência de diminuição da frequência dos eventos IZE (IZI) da fase 1 (5) em direção à fase 4 (8) (Figura 45d), sugerindo uma relação dos eventos intrassazonais da ZCIT-A com a propagação da OMJ para leste. Os padrões espaciais de ROLE e vento zonal em 850 hPa durante os IZE (IZI) (Figura 47a-b(c-d)) assemelham-se àqueles associados às fases iniciais (finais) da OMJ, principalmente 1 e 2 (5 e 6) (comparar com a Figura 4a-d(i-l)).

É interessante notar que a relativa alta frequência de IZI com relação aos IZE durante as fases 7 e 8 na estação seca não pode ser diretamente explicada pelo vento zonal induzido em baixos níveis sobre o Atlântico pela OMJ (Figura 4n,p). Todavia, o padrão de anomalias negativas de ROLE sobre o norte da América do Sul durante as fases 7 e 8 da OMJ (Figura 4m,o) pode estar de certa forma ligado à intensificação da ZCIT-A. Além disso, deve-se considerar que os padrões de circulação sofrem mudanças entre as estações chuvosa e seca da América do Sul tropical e que os padrões mostrados na Figura 4 são típicos do verão austral.

A maior frequência de eventos de ZCIT-A intensificada ocorre durante a fase 5 da OMJ durante as duas estações estudadas. De acordo com as composições de anomalias intrassazonais de ROLE apresentadas por Jones (2009) e Jones e Carvalho (2011, 2012, 2014), a fase 5 da OMJ é caracterizada por convecção na Indonésia e oeste do Pacífico e supressão da convecção no Índico e na África (Figura 4i - página 46). Esses padrões de ROLE são semelhantes aos obtidos por Mo e Higgins (1998) durante a fase positiva do primeiro modo do padrão PSA, o que é consistente com a fase do trem de ondas de latitudes médias observado durante eventos de ZCIT-A intensificada na estação seca (Figura 42d). Na região do Atlântico e América do Sul tropicais, a fase 5 da OMJ caracteriza-se por supressão da atividade convectiva no Nordeste do Brasil, Atlântico Leste e oeste africano, o que é consistente com as anomalias de ROLE observadas nesta região durante eventos de ZCIT-A intensificada (Figura 47c). Vale ressaltar que a persistência dos eventos intrassazonais da ZCIT-A independe da fase da OMJ em ambas as estações estudadas (não mostrado).

A relação entre a variabilidade intrassazonal da ZCIT-A e a OMJ ocorre basicamente através de ondas de Rossby extratropicais excitadas pela convecção associada à oscilação. Durante períodos em que a OMJ está ativa, a localização da convecção associada à oscilação determina a fase dos distúrbios ondulatórios mencionados e, conseqüentemente, modula a variabilidade da ZCIT-A na escala intrassazonal.

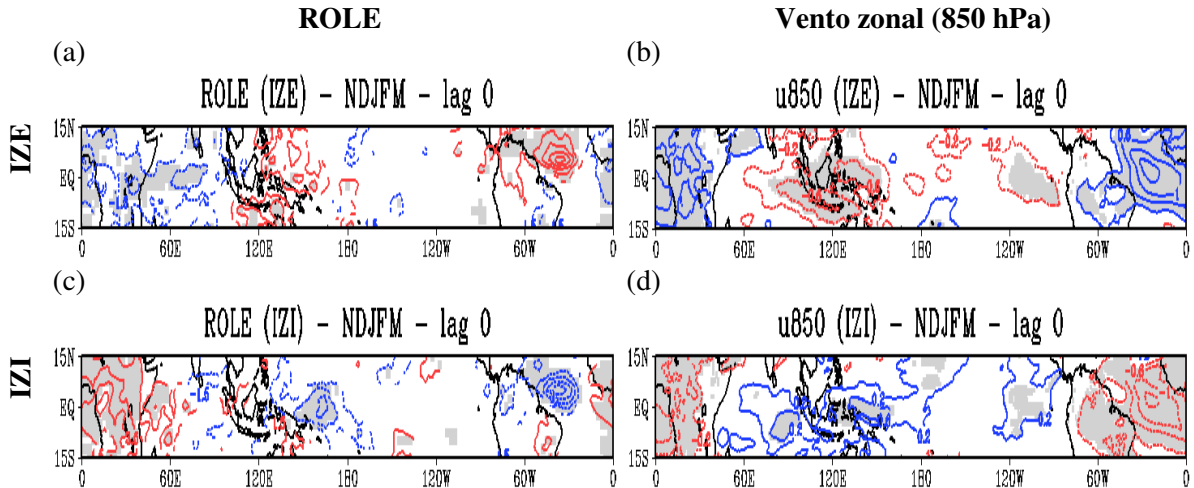


Figura 46. Composições de anomalias (filtradas na banda 10-70 dias) de (a, c) ROLE (intervalo de $1,5 \text{ W m}^{-2}$) e (b, d) componente zonal do vento em 850 hPa (intervalo de $0,4 \text{ m s}^{-1}$) para NDJFM. Os contornos azuis tracejados e vermelhos contínuos nas figuras (a) e (c) representam anomalias negativas (contorno mínimo de $-1,5 \text{ W m}^{-2}$) e positivas (contorno mínimo de $1,5 \text{ W m}^{-2}$) de ROLE, respectivamente. Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados nas figuras (b) e (d) representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,2 \text{ m s}^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,2 \text{ m s}^{-1}$) de vento zonal, respectivamente. As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%. As colunas da esquerda e da direita referem-se às composições de ROLE e da componente zonal do vento em 850 hPa, respectivamente.

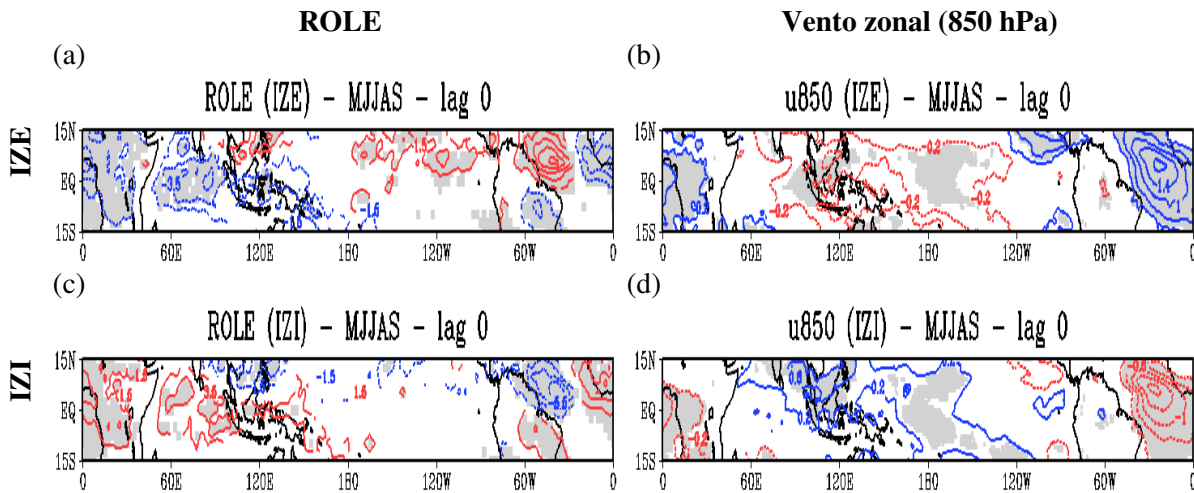


Figura 47. Idem à Figura 46, mas para MJJAS.

4.6.2 Padrões de teleconexão trópicos-extratrópicos nos eventos intrassazonais da ZCIT-A durante OMJ ativa

A Figura 48 mostra composições de vento meridional em 200 hPa para os eventos intrassazonais da ZCIT-A ocorridos apenas quando a Oscilação de Madden-Julian estava ativa no período de 1979-2010. A composição dos IZE (IZI) incluiu eventos ocorridos nas fases 1, 2, 3 e 8 (4, 5, 6 e 7) para NDJFM e nas fases 1, 2, 3 e 4 (5, 6, 7 e 8) para MJJAS. Estas foram as fases durante as quais os IZE (IZI) foram mais frequentes que os IZI (IZE) em cada estação. O teste de significância para as composições foi o *t-Student* de dupla cauda para 63 (58) e 58 (56) eventos independentes IZE e IZI, respectivamente, para NDJFM (MJJAS).

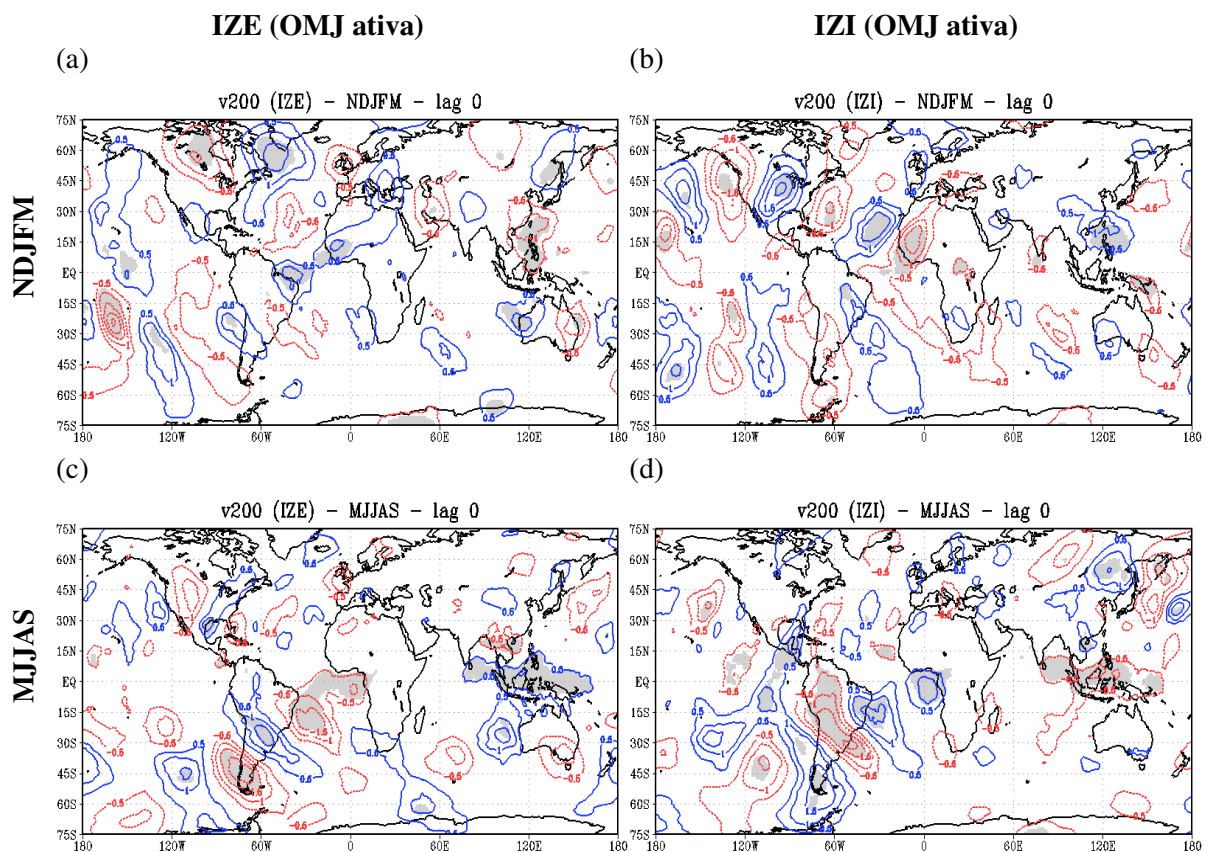


Figura 48. Composições de anomalias (filtradas na banda 10-70 dias) da componente meridional do vento em 200 hPa (m s^{-1}) para (a, b) NDJFM e (c, d) MJJAS. Os contornos azuis contínuos e vermelhos tracejados representam anomalias positivas (contorno mínimo de $0,5 \text{ m s}^{-1}$) e negativas (contorno mínimo de $-0,5 \text{ m s}^{-1}$), respectivamente, com intervalo de $0,5 \text{ m s}^{-1}$. As áreas sombreadas em cinza correspondem às regiões com anomalias estatisticamente significativas ao nível de 5%. As colunas da esquerda e da direita referem-se às composições para o *lag* 0 dos IZE e IZI, respectivamente, durante as fases (a) 1, 2, 3 e 8, (b) 4, 5, 6 e 7, (c) 1, 2, 3 e 4 e (d) 5, 6, 7 e 8 da OMJ.

Durante a estação chuvosa, um trem de onda semelhante ao PNA torna-se evidente e robusto quando são considerados apenas os IZE ocorridos durante OMJ ativa (fases 1, 2, 3 e 8) (Figura 48a, comparando-se com a Figura 34c). O trem de onda apresenta-se também mais intenso para os IZI durante as fases 4, 5, 6 e 7 da OMJ (Figura 48b, em comparação com a Figura 34d). O trem de onda de Rossby observado ao longo do Hemisfério Sul também é mais evidente quando são considerados apenas os eventos durante OMJ ativa nas fases mencionadas. O fato dos IZE (IZI) serem mais frequentes do que os IZI (IZE) nas fases 1, 2, 3 e 8 (4, 5, 6 e 7) da OMJ e do PNA estar em sua fase positiva (negativa) é consistente com os resultados de Schreck e Margolin (2012). Os autores mostraram que anomalias frias (quentes) no sudeste dos Estados Unidos, durante a fase 8 (5) da OMJ, estão fortemente associadas com a fase positiva (negativa) do PNA.

Durante a estação seca, o padrão de teleconexão semelhante ao PSA permanece robusto e configurado ao considerar apenas eventos IZE (IZI) ocorridos durante as fases 1, 2, 3 e 4 (5, 6, 7 e 8) da OMJ (Figura 48c(d), comparando-se com a Figura 41c(d)). Por outro lado, um trem de onda aparentemente de origem extratropical (Ásia), propagando-se ao longo da América Central, mostra-se menos realçado quando são considerados apenas os eventos intrassazonais de ZCIT-A ocorridos nas fases mencionadas (Figura 48c-d).

Esses resultados evidenciam a associação entre as ondas de Rossby extratropicais e a atividade da OMJ e que a fase do trem de onda está diretamente associada à fase da OMJ, devido a diferenças no posicionamento da forçante térmica sobre o Indo-Pacífico.

Capítulo 5

Conclusões

O objetivo geral deste trabalho foi estudar a variabilidade da ZCIT do Atlântico (ZCIT-A) durante as estações chuvosa (novembro a março) e seca (maio a setembro) da América do Sul tropical. Pretendeu-se realizar este estudo com o uso de um novo índice, que fosse multivariado e agregasse características da precipitação, umidade e escoamento em baixos níveis associadas à ZCIT-A.

O índice proposto no Capítulo 3, denominado Índice Atmosférico Multivariado para a ZCIT do Atlântico (IZCIT), consiste no coeficiente temporal do primeiro modo das Funções Ortogonais Empíricas Combinadas (CEOF) de anomalias pentadais de precipitação, umidade específica e componentes zonal e meridional do vento em 850 hPa (ciclo anual e tendência removidos) para a região do Atlântico tropical. O primeiro modo da CEOF assinala a estrutura típica da ZCIT-A ao longo de sua posição climatológica (aproximadamente 5 °N), com anomalias positivas de precipitação e umidade associadas com a intensificação e convergência anômala dos ventos alísios na região do Atlântico tropical Central-Oeste. Este índice retém a variabilidade da ZCIT-A nas escalas interanual, semianual e intrassazonal.

Muitos autores estudaram diferentes aspectos da ZCIT utilizando índices estatísticos. A maioria desses índices consiste na série temporal de uma única variável, geralmente precipitação (p. ex. CARVALHO; OYAMA, 2013; GU; ADLER, 2009; SULTAN; JANICOT, 2000, 2003), cuja estimativa sobre regiões oceânicas é mais difícil. Outros trabalhos fizeram uma abordagem diferente utilizando outras variáveis (p. ex. ENFIELD, 1996; SOUZA; CAVALCANTI, 2009), conforme discutido no capítulo introdutório. A vantagem do índice proposto no presente trabalho é sua capacidade de capturar a variabilidade espaço-temporal da ZCIT-A considerando de forma conjunta tanto aspectos relacionados à precipitação quanto aos ventos alísios, levando a uma maior coerência entre esses campos atmosféricos, tendo em vista que a relação entre escoamento e precipitação é indireta. Por fim, a umidade específica em baixos níveis contribui na localização da ZCIT-A, uma vez que é altamente associada à precipitação nos trópicos. De forma diferente dos trabalhos anteriores, o novo índice não busca monitorar o posicionamento da ZCIT-A, mas permite explorar sua

variabilidade na escala intrassazonal e relacioná-la a padrões de teleconexão trópicos-extratrópicos, aspecto não investigado nos trabalhos mencionados neste parágrafo.

A variabilidade semianual da ZCIT-A capturada pelo índice está associada à variação semianual da declinação solar. O IZCIT também fornece evidências de relações entre a ZCIT-A e as monções sul-americana e do oeste da África. No primeiro caso, condições mais secas na ZCIT-A estão associadas com os estágios finais da monção, sugerindo a importância da ZCIT-A para seu ciclo sazonal. Relações como essa foram primeiramente reportadas por Garcia e Kayano (2010, 2011). Na estação seca, a maior ocorrência de pântadas com ZCIT-A enfraquecida está associada com o início das monções do oeste africano a partir de julho. A variabilidade interanual da ZCIT-A descrita pelo IZCIT está relacionada ao El Niño-Oscilação Sul (ENOS), com o enfraquecimento da ZCIT-A durante episódios quentes fortes do ENOS na estação chuvosa da América do Sul tropical.

Um dos principais objetivos deste trabalho foi estudar os mecanismos atmosféricos dinâmicos, incluindo padrões de teleconexão atmosférica trópicos-extratrópicos, relacionados à variabilidade da ZCIT-A na escala intrassazonal. Pretendeu-se ainda investigar a relação entre as variações intrassazonais da ZCIT-A e a atividade da Oscilação de Madden-Julian (OMJ).

A maior parte da variabilidade total do IZCIT (63,4%) é descrita por suas variações na escala intrassazonal (10-70 dias). Os eventos intrassazonais da ZCIT-A são bastante importantes para o regime de chuvas de regiões relativamente pobres localizadas nos trópicos, como os países do oeste africano, cuja economia é majoritariamente agrícola, e o norte do Nordeste do Brasil. De maneira geral, o enfraquecimento da ZCIT-A está associado a uma diminuição de até 50% na precipitação no Atlântico equatorial, com relação à climatologia da estação chuvosa, e a um aumento que pode ultrapassar 40% sobre o norte do Nordeste do Brasil e oeste africano durante a estação seca. Por outro lado, quando a ZCIT-A intensifica-se há uma redução de até 50% da chuva no norte do Nordeste na estação chuvosa e um aumento de até 70% na própria zona de convergência em ambas as estações.

A Figura 49 sumariza alguns dos principais resultados desta tese. Eventos intrassazonais de ZCIT-A enfraquecida (intensificada) - IZE (IZI) - caracterizam-se por anomalias negativas (positivas) de precipitação sobre o Atlântico tropical em associação com alísios enfraquecidos (intensificados) (Figura 49a,c(b,d)). Na estação chuvosa da América do Sul tropical o(a) enfraquecimento (intensificação) dos alísios na região do Atlântico Leste nos IZE (IZI) ocorre a partir do estabelecimento de uma circulação ciclônica (anticiclônica) em baixos níveis sobre o norte da África e do enfraquecimento (fortalecimento) da Alta Subtropical do Atlântico

Norte, devido à propagação de um trem de onda de Rossby semelhante ao *Pacific-North American* (PNA) em sua fase positiva (negativa) (Figura 49a(b)). Durante a estação seca, o enfraquecimento (fortalecimento) dos alísios está principalmente relacionado a mudanças na circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul, por sua vez associadas à propagação de uma onda de Rossby de latitudes médias consistente com a fase negativa (positiva) do primeiro modo do *Pacific-South American* (PSA) nos IZE (IZI), começando a projetar-se na fase negativa (positiva) de seu segundo modo (Figura 49c(d)).

Em adição aos trabalhos de Grodsky e Carton (2001) e Mounier, Janicot e Kiladis (2008), o presente estudo mostra evidências de que o mecanismo dinâmico que controla as oscilações quase-quinzenais na ZCIT-A durante a estação seca também está associado a anomalias na circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul moduladas por um trem de onda de latitudes médias na escala intrassazonal. No primeiro trabalho os autores atribuíram essas oscilações a contrastes térmicos entre continente e oceano, já no segundo também as relacionaram à propagação de ondas de Kelvin equatoriais.

Em suma, variações nas Altas Subtropicais dos Atlânticos Norte e Sul são o principal mecanismo associado à variabilidade da ZCIT-A na escala intrassazonal. A principal força dinâmica está associada a trens de onda de Rossby extratropicais, que modulam as características dessas altas subtropicais quando propagam-se ao longo dos guias de onda em direção ao equador no hemisfério de inverno. As alterações nesses anticiclones resultam em mudanças na intensidade dos ventos alísios e, conseqüentemente da ZCIT-A. Desta forma, a convergência dos alísios depende da fase desses distúrbios ondulatórios extratropicais ao se propagarem o longo do Atlântico tropical.

A maioria dos eventos intrassazonais da ZCIT-A ocorre quando a OMJ está ativa e possui relação com as fases da oscilação. Eventos IZE (IZI) tendem a ser mais frequentes durante as fases da oscilação caracterizadas por supressão (convecção) no oeste do Pacífico e convecção (supressão) no Índico e África, consistentes com a resposta de Rossby mostrada nesse estudo.

A influência da OMJ na atividade intrassazonal da ZCIT-A ocorre principalmente através de trens de onda de Rossby de latitudes médias, excitados pela convecção associada à oscilação, e à própria propagação da OMJ para leste em alguns casos. Neste contexto, este trabalho traz informações adicionais com relação aos estudos de Foltz e McPhaden (2004) e de De Souza e Ambrizzi (2006), que não mostraram evidências dos efeitos indiretos da OMJ via extratropicais sobre o Atlântico tropical.

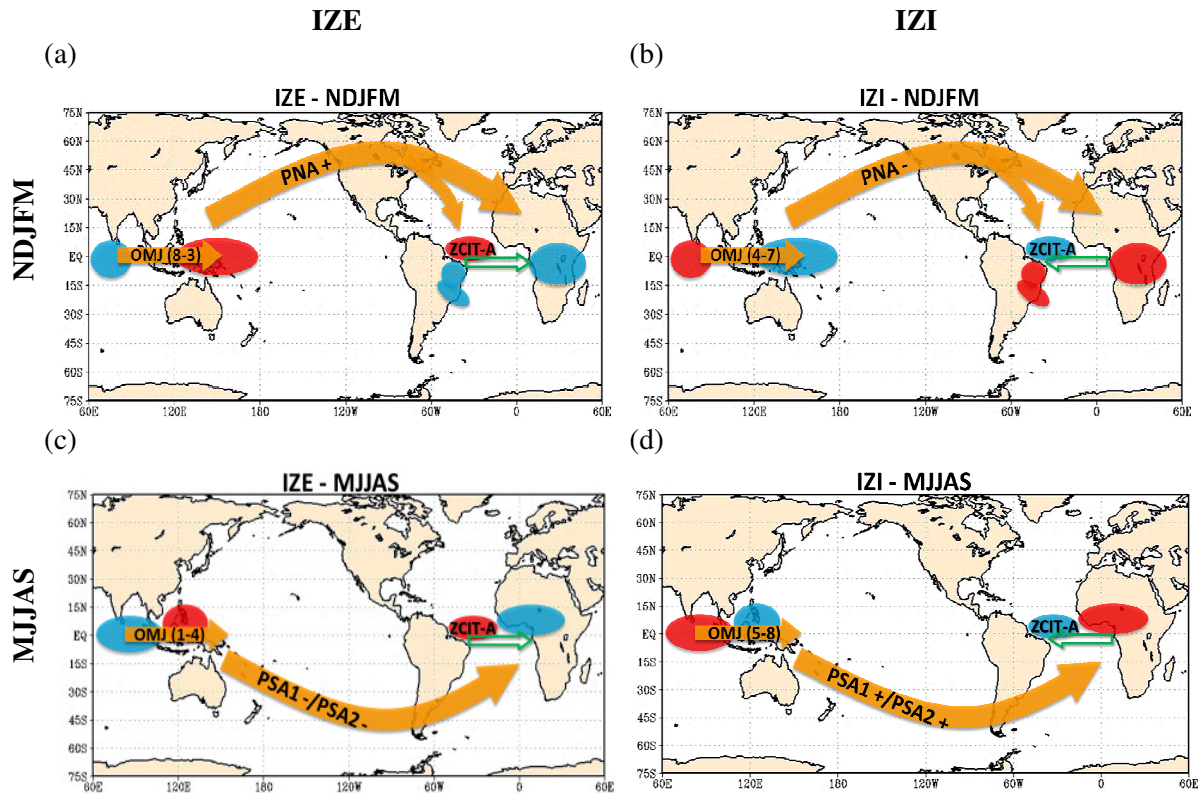


Figura 49. Diagrama conceitual dos principais resultados obtidos. Mecanismos dinâmicos associados aos eventos intrassazonais de ZCIT-A (a) enfraquecida (IZE) e (b) intensificada (IZI) para a estação chuvosa da América do Sul tropical (NDJFM) e de (c) IZE e (d) IZI para a estação seca da América do Sul tropical (MJJAS). Os círculos sombreados em vermelho e azul representam anomalias negativas e positivas de convecção, respectivamente. As setas em verde representam anomalias nos ventos alísios no Atlântico equatorial. As setas em laranja representam padrões de teleconexão atmosférica. A ZCIT-A e as trajetórias de propagação do PNA, PSA e OMJ são indicadas nas figuras. Os números entre parênteses na seta sobre a Indonésia indicam as fases da OMJ.

Esta tese propõe um novo método para investigar a variabilidade da ZCIT do Atlântico e subsídios para o aprofundamento de investigações quanto às influências remotas no clima tropical via extratropicos. Neste âmbito, sugere-se que o monitoramento do PNA e do PSA durante estações chuvosa e seca da América do Sul, respectivamente, e da OMJ possam auxiliar no aprimoramento da previsão intrassazonal na região do Atlântico tropical. Em adição, os resultados aqui apresentados contribuem para entender os mecanismos atmosféricos subjacentes que explicam a variabilidade de um sistema fundamental para o regime de chuvas no norte do nordeste brasileiro, oeste da África e Atlântico tropical na escala intrassazonal. Uma melhor compreensão da variabilidade da ZCIT-A pode auxiliar na implementação de representações mais adequadas da circulação geral da atmosfera em modelos de grande escala, contribuindo potencialmente para avanços na previsão do tempo e do clima.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Os resultados e conclusões obtidos nesta pesquisa apontam para o desenvolvimento de trabalhos futuros, tais como:

- ♦ analisar a evolução de “eventos” da ZCIT-A para as quatro estações do ano separadamente (DJF, MAM, JJA, SON) utilizando o IZCIT. Ênfase pode ser dada para o outono austral, devido à importância da estação chuvosa para o Nordeste do Brasil;
- ♦ analisar a evolução dos eventos intrassazonais da ZCIT-A ocorridos durante OMJ ativa e inativa e durante cada fase da oscilação separadamente, com a finalidade de identificar diferenças nos padrões de teleconexão trópicos-extratrópicos;
- ♦ realizar um traçado de raios dos padrões de teleconexão atmosférica trópicos-extratrópicos obtidos neste estudo;
- ♦ fazer estudos de caso de eventos extremos intrassazonais da ZCIT-A, i.e., os mais intensos e/ou mais persistentes, com a finalidade de investigar possíveis diferenças referentes aos padrões representados pelas composições;
- ♦ investigar a relação entre a evolução da ZCIT-A e a convecção associada às monções da América do Sul e do oeste da África;
- ♦ testar o índice calculado com a combinação de outras variáveis, com a finalidade de obter uma possível melhora na representação espaço-temporal da ZCIT-A. Algumas das variáveis que podem ser testadas são TSM, pressão ao nível do mar, ROLE e outro conjunto de dados de precipitação, como o TRMM 3B42 versão 6, por exemplo;
- ♦ utilizar a metodologia do índice apresentado nesta tese para estudar a variabilidade da ZCIT em outras regiões do globo;
- ♦ estudar a variabilidade interanual da ZCIT-A utilizando o método do índice, filtrando-o nessa escala. Pode-se ainda analisar “eventos” interanuais da ZCIT-A ocorridos durante as fases quente, fria e neutra do ENOS separadamente;
- ♦ explorar a relação direta entre a resposta de Kelvin associada à OMJ e os eventos intrassazonais da ZCIT-A (identificados com a metodologia apresentada neste trabalho), por meio de filtragem no domínio de número de onda-frequência para isolamento do sinal das ondas de Kelvin.

Do ponto de vista de modelagem, sugere-se:

- ♦ estudar a representação da variabilidade intrassazonal da ZCIT-A em diferentes modelos numéricos da atmosfera, aplicando a metodologia empregada neste estudo às saídas desses modelos;
- ♦ construir um modelo estatístico utilizando o índice proposto nesta tese para avaliar a evolução da ZCIT-A, uma vez que o método tem potencial preditivo. Além disso, o monitoramento da ZCIT-A pode ser feito projetando-se anomalias nos autovetores;
- ♦ simular e analisar o impacto de fontes tropicais de calor, como ZCIT-A e ZCAS, no escoamento local com um modelo de equações primitivas não-lineares (GANDU; SILVA DIAS, 1998), utilizando o método de separação de fatores (STEIN; ALPERT, 1993);
- ♦ simular e analisar, com um modelo de equações primitivas, a modulação da precipitação sobre a América do Sul quando da introdução e deslocamento de fontes de calor para leste sobre o Pacífico tropical, representando a convecção associada à OMJ.

Referências⁷

AMBRIZZI, T.; SOUZA, E. B.; PULWARTY, R. S. The Hadley and Walker Regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: DIAZ, H. F.; BRADLEY, R. S (Orgs.). **The Hadley Circulation: Present, Past and Future**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, cap. 2, p. 203-235.

ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, C05009, 2004.

ASNANI, G. C. **Tropical Meteorology**. Pune: Prof. C. G. Asnani, 1993. 1202 p.

BAIN, C. L.; DE PAZ, J.; KRAMER, J.; MAGNUSDOTTIR, G.; SMYTH, P.; STERN, H.; WANG, C. Detecting the ITCZ in Instantaneous Satellite Data using Spatiotemporal Statistical Modeling: ITCZ Climatology in the East Pacific. **Journal of Climate**, v.24, p. 216-230, jul. 2010.

BARNSTON, A. G.; LIVEZEY, R. E. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1083-1126, jun. 1987.

BIASUTTI, M; SOBEL, A. H.; KUSHNIR, Y. AGCM Precipitation Biases in the Tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 19, p. 935-958, mar. 2006.

BIELLO, J. A.; MAJDA, A. J. A New Multiscale Model for the Madden-Julian Oscillation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, p. 1694-1721, jun. 2005.

BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. **A Manual for EOF and SVD Analyses of Climatic Data**. Montreal: McGill University, fev. 1997.

BURPEE, R. W. The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, p.77-90, jan. 1972.

⁷ De acordo com:

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6023**: informação e documentação: referências: elaboração. Rio de Janeiro, 2002.

_____. Characteristics of North African Easterly Waves During the Summers of 1968 and 1969. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 1556-1570, abr. 1974.

CARLSON, T. N. Some remarks on African disturbances and their progress over the Tropical Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 10, p. 716-726, abr. 1969.

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

_____; _____; SILVA DIAS, M. A. F. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM-LBA campaign. **Journal of Geophysical Research**, v.107, p. 9-1-20, ago. 2002.

_____; SILVA, A. E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; SILVA DIAS, P. L.; ROCHA, H. R. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 1865-1880, 2011.

CARVALHO, M. A. V.; OYAMA, M. D. Variabilidade da largura e intensidade da Zona de Convergência Intertropical Atlântica: aspectos observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 3, p. 305-316, set. 2013.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83-90, 1986.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v. 31, L03204, fev. 2004.

CHEN, M.; SHI, W.; XIE, P.; SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E.; HIGGINS, R. W.; JANOWIAK, J. E. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, D04110, 2008.

CHIANG, J. C. H.; KUSHNIR, Y.; GIANNINI, A. Deconstructing Atlantic Intertropical Convergence Zone variability: Influence of the local cross-equatorial sea surface temperature gradient and remote forcing from the eastern equatorial Pacific. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D1, 4004, 2002.

CITEAU, J.; FINAUD, L.; CAMMAS, J. P.; DEMARCQ, H. Questions Relative to ITCZ Migrations over the Tropical Atlantic Ocean, Sea Surface Temperature and Senegal River Runoff. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 41, p. 181-190, 1989.

COOK, C.; REASON, C. J. C.; HEWITSON, B. C. Wet and dry spells within particularly wet and dry summers in the South African Summer rainfall region. **Climate Research**, v. 26, p. 17-31, abr. 2004.

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

DE LIMA MOSCATI, M. C.; GAN, M. A. Rainfall variability in the rainy season of semiarid zone of Northeast Brazil (NEB) and its relation to wind regime. **International Journal of Climatology**, v. 27, n. 4, p. 493-512, 2007.

DE SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden-Julian Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1759-1776, 2006.

_____; 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, p. 177-191, 2005.

DIEDHIOU, A.; JANICOT, S.; VILTARD, A.; DE FELICE, P.; LAURENT, H. Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. **Climate Dynamics**, v. 15, p. 795-822, maio 1999.

ENFIELD, D. B. Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability. **Geophysical Research Letters**, v. 23, n. 23, p. 3305-3308, nov. 1996.

_____; MESTAS-NUÑEZ, A. M. Multiscale Variabilities in Global Sea Surface Temperatures and Their Relationships with Tropospheric Climate Patterns. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2719-2733, set. 1999.

_____; _____; MAYER, D. A.; CID-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? **Journal of Geophysical Research**, v. 14, n. C4, p. 7841-7848, abr. 1999.

FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Nina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n.1, p. 89-98, jun. 2004.

FOLTZ, G. R.; MCPHADEN, M. J. The 30-70 day oscillations in the tropical Atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 31, 2004.

GADGIL, S.; GURUPRASAD, A. An Objective Method for the Identification of the Intertropical Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 3, p. 558-567, maio 1990.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, p. 47-66, jan. 2004.

GANDU, A. W.; SILVA DIAS, P. L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D6, p. 6001-6015, mar. 1998.

GARCIA, S. R. **Sistema de monção da América do Sul: início e fim da estação chuvosa e sua relação com a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico**. 2010. 200 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.

_____; KAYANO, M. T. Some evidence on the relationship between the South American monsoon and the Atlantic ITCZ. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 99, p. 29-38, 2010.

_____; _____. Moisture and heat budgets associated with the South American monsoon system and the Atlantic ITCZ. **International Journal of Climatology**, v. 31. p. 2154-2167, 2011.

GHIL, M.; MO, K. Intraseasonal Oscillations in the Global Atmosphere. Part I: Northern Hemisphere and Tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 5, p. 752-779, mar. 1991.

GIANNINI, A.; KUSHNIR, Y.; CANE, M. A. Interannual Variability of Caribbean Rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. **Journal of Climate**, v. 13, p. 297-311, jan. 2000.

GRAY, W. M.; JACOBSON JR., R. W. Diurnal Variation of Deep Cumulus Convection. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 1171-1188, set. 1977.

GRIMM, A. M. Variabilidade Interanual do Clima do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. (Orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 22, p. 353-374.

GRODSKY, S. A.; CARTON, J. A. Coupled land/atmosphere interactions in the West African Monsoon. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 8, p. 1503-1506, abr. 2001.

GU, G.; ADLER, R. F. Interannual variability of boreal summer rainfall in the equatorial Atlantic. **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 175-184, 2009.

HAFEZ, Y. Variability of Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and Extreme Weather Events. **Atmospheric Model Applications**, p. 111-136, 2012.

HASTENRATH, S. **Climate Dynamics of the Tropics**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1996. 488 p.

_____. Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts. **Progress in Oceanography**, v. 70, p. 407-415, 2006.

_____; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 77-92, 1977.

_____; LAMB, P. Some aspects of circulation and climate over the eastern equatorial Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 1019-1023, ago. 1977.

_____; WU, M.-C.; CHU, P.-S. Towards the monitoring and prediction of north-east Brazil droughts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 110, p. 411-425, 1984.

HAYASHI, Y.; GOLDBERGER, D. G. Tropical 40-50- and 25-30-day oscillations appearing in realistic and idealized GFDL Climate Models and the ECMWF dataset. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 3, p. 464-494, fev. 1993.

HENDON, H. H.; SALBY, M. L. The life cycle of the Madden-Julian Oscillation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 15, p. 2225-2237, 1994.

HERDIES, D. L.; DA SILVA, A.; SILVA DIAS, M. A. F.; NIETO FERREIRA, R. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 42-1-10, set. 2002.

HOLTON, J. R.; WALLACE, J. M.; YOUNG, J. A. On Boundary Layer Dynamics and the ITCZ. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 275-280, mar. 1971.

HOPSCH, S. B.; THORNCROFT, C. D.; HODGES, K.; AIYYER, A. West African Storm Tracks and Their Relationship to Atlantic Tropical Cyclones. **Journal of Climate**, v. 20, p. 2468-2483, jun. 2007.

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.

_____; KAROLY, D. J. The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 1179-1196, 1981.

HSU, H.-H.; LIN, S.-H. Global Teleconnections in the 250-mb Streamfunction Field during the Northern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 1169-1190, jul. 1992.

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; MORRISSEY, M. M.; BOLVIN, D. T.; CURTIS, S.; JOYCE, R.; MCGAVOCK, B.; SUSSKIND, J. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 2, p. 36-50, fev. 2001.

_____; _____; BOLVIN, D. T.; GU, G.; NELKIN, E. J.; BOWMAN, K. P.; HONG, Y.; STOCKER, E. F.; WOLFF, D. B. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 38-55, fev. 2007.

HURRELL, J. W.; KUSHNIR, Y.; VISBECK, M. The North Atlantic Oscillation. **Science's Compass**, v. 291, p. 603-605, jan. 2001.

JANICOT, S.; HARZALLAH, A.; FONTAINE, B.; MORON, V. West African Monsoon Dynamics and Eastern Equatorial Atlantic and Pacific SST Anomalies (1970–88). **Journal of Climate**, v. 11, p. 1874-1882, ago. 1998.

_____; SULTAN, B. Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 3, p. 523-526, fev. 2001.

JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; MORRISEY, M. An Examination of the Diurnal Cycle in Oceanic Tropical Rainfall Using Satellite and In Situ Data. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 2296-2311, out. 1994.

JONES, C. A Homogeneous Stochastic Model of the Madden-Julian Oscillation. **Journal of Climate**, v. 22, p. 3270-3288, jun. 2009.

_____; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 15, p. 905-914, abr. 2002.

_____; _____. Stochastic Simulations of the Madden-Julian oscillation activity. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 229-246, 2011.

_____; _____. Spatial-Intensity Variations in Extreme Precipitation in the Contiguous United States and the Madden-Julian Oscillation. **Journal of Climate**, v. 25, p. 4898-4913, jul. 2012.

_____; _____. Sensitivity to Madden-Julian Oscillation variations on heavy precipitation over the contiguous United States. **Atmospheric Research**, v. 147-148, p. 10-26, out. 2014.

_____; SCHEMM, J.-K. E. The Influence of Intraseasonal Variations on Medium- to Extended-Range Weather Forecasts over South America. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 486-494, fev. 2000.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J. ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-471, 1996.

KAROLY, D. Southern Hemisphere Circulation Features Associated with El Niño-Southern Oscillation Events. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1239-1252, nov. 1989.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Variabilidade Decenal a Multidecenal. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. (Orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 23, p. 375-383.

_____; FERREIRA, N. J.; RAMÍREZ. Summer Circulation Patterns Related to the Upper Tropospheric Vortices over the Tropical South Atlantic. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 64, p. 203-213, 1997.

_____; JONES, C.; SILVA DIAS, P. L. Variabilidade Intrassazonal. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. (Orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 21, p. 337-351.

KILADIS, G. N.; WEICKMANN, K. M. Extratropical Forcing of Tropical Pacific Convection during Northern Winter. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 1924-1938, set. 1992.

KILADIS, G. N.; WHEELER, M. C.; HAERTEL, P. T.; STRAUB, K. H.; ROUNDY, P. E. Convectively Coupled Equatorial Waves. **Reviews of Geophysics**, v. 47, RG2003, 2009.

KNUTSON, T. R.; WEICKMANN, K. M. 30-60 Day Atmospheric Oscillations: Composite Life Cycles of Convection and Circulation Anomalies. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1407-1436, jul. 1987.

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of the subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 4, p. 813-836, ago. 1992.

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

_____; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, p. 538-551, 1981.

_____; KAGANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, p. 490-504, 1984.

_____; ROPELEWSKI, C. F. Extremes in the Southern Oscillation and their Relationship to Precipitation Anomalies with Emphasis on the South American Region. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 4(2), p. 351-63, 1989.

LAMB, P. J. Case Studies of Tropical Atlantic Surface Circulation Patterns During Recent Sub-Saharan Weather Anomalies: 1967 and 1968. **Monthly Weather Review**, v. 106, p. 482-491, abr. 1978.

LANDSEA, C. W.; BELL, G. D.; GRAY, W. M.; GOLDENBERG, S. B. The Extremely Active 1995 Atlantic Hurricane Season: Environmental Conditions and Verification of Seasonal Forecasts. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1174-1193, maio 1998.

LAU, K.-M.; PENG, L. Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I: Basic theory. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 6, p. 950-972, mar. 1987.

_____; ZHOU, J. Anomalies Of The South American Summer Monsoon Associated With The 1997-99 El Niño-Southern Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 23, p. 529-539, 2003.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 656-677, mar. 1997.

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

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

_____; SMITH, C. A. Description of a Complete (Interpolated) Outgoing Longwave Radiation Dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 6, p. 1275-1277, jun. 1996.

LIU, C.; MONCRIEFF, M. W. Numerical Study of the Diurnal Cycle of Tropical Oceanic Convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 55, p. 2329-2344, jul. 1998.

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

_____; _____. Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40-50 Day Period. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.29, p. 1109-1123, set. 1972.

_____; _____. Observation of the 40-50 day tropical oscillation - a review. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 814-837, maio 1994.

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

MAJDA, A. J.; STECHMANN, S. N. The skeleton of tropical intraseasonal oscillations. **Proceedings of the National Academy of Sciences of United States of America**, v. 106, n. 21, p. 8417-8422, maio 2009.

MALONEY, E. D.; HARTMANN, D. L. Frictional Moisture Convergence in a Composite Life Cycle of the Madden–Julian Oscillation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2387-2403, set. 1998.

_____; SHAMAN, J. Intraseasonal Variability of the West African Monsoon and Atlantic ITCZ. **Journal of Climate**, v. 21, p. 2898-2918, jun. 2008.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p.1069-1079, jun. 1997.

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

_____; HASTENRATH, S. Case Studies of Extreme Climatic Events in the Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 6, p. 617-627, abr. 1993.

MATHON, V.; DIEDHIOU, A.; LAURENT, H. Relationship between easterly waves and mesoscale convective systems over the Sahel. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 8, p. 57-1-57-4, 2002.

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

_____. Intraseasonal Variability over Tropical Africa during Northern Summer. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2427-2440, jun. 2004.

MÉLICE, J.-L.; SERVAIN, J. The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean. **Climate Dynamics**, v. 20, p. 447-464, 2003.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. (Orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 2, p. 25-41.

MISRA, V. Simulation of the intraseasonal variance of the South America Summer Monsoon. **Monthly Weather Review**, v. 133, p. 663-676, 2005.

MITCHELL, T. P.; WALLACE, J. M. The Annual Cycle in Equatorial Convection and Sea Surface Temperature. **Journal of Climate**, v. 5, p. 1140-1156, out. 1992.

MO, K. C. Relationships between Low-Frequency Variability in the Southern Hemisphere and Sea Surface Temperature Anomalies. **Journal of Climate**, v. 13, p. 3599-3610, out. 2000.

_____; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, p. 877-901, 1987.

_____; HIGGINS, R. W. The Pacific-South American Modes and Tropical Convection during the Southern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1581-1596, jun. 1998.

_____; NOGUÉS-PAEGLE, J. The Pacific-South American Modes And Their Downstream Effects. **International Journal of Climatology**, v. 21, p. 1211-1229, 2001.

MOLION, L. C. B. Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 107-117, 1987.

_____; BERNARDO, S. O. Uma Revisão da Dinâmica das Chuvas no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, n. 1, p. 1-10, 2002.

MOTA, G. V.; GANDU, A. W. Estrutura e propriedades dos distúrbios ondulatórios de leste no Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998.

MOUNIER, F.; JANICOT, S.; KILADIS, G. N. The West African Monsoon Dynamics. Part III: The Quasi-Biweekly Zonal Dipole. **Journal of Climate**, v. 21, p. 1911-1928, maio 2008.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in Northeast Brazil: observation, theory, and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p. 2653-1675, dez. 1981.

NAVARRA, A.; SIMONCINI, V. **A Guide to Empirical Orthogonal Functions for Climate Data Analysis**. Nova York: Springer, 2010, 151 p.

NINOMIYA, K. Similarity and difference between the South Atlantic Convergence Zone and the Baiu Frontal Zone simulated by an AGCM. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 85, n. 3, p. 277-299, jun. 2007.

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, out. 1996.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; BYERLE, L. K.; MO, K. C. Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 837-850, mar. 2000.

_____; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 279-291, fev. 1997.

NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F.; MOENG, F. J. Sampling errors in the estimation of Empirical Orthogonal Functions. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 699-706, jul. 1982.

O'CONNOR, N. F. A Case Study of the Intertropical Converge Zone. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, p. 184-188, fev. 1970.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. Nova York: Springer-Verlag, 1992, 520 p.

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

PHILANDER, S. G. H.; GU, D.; HALPERN, D.; LAMBERT, G.; LAU, N.-C.; LI, T.; PACANOWSKI, R. C. Why the ITCZ is Mostly North the Equator. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2958-2972, dez. 1996.

QUADRO, M. F. L.; SILVA DIAS, M. A. F.; HERDIES, D. L.; DE GONÇALVES, L. G. G. Análise Climatológica da Precipitação e do Transporte de Umidade na Região da ZCAS através da Nova Geração de Reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, 152-162, dez. 2012.

RAMAGE, C. S. Structure of an oceanic-near equatorial trough deduced from research aircraft traverses. **Monthly Weather Review**, v. 102, p. 754-759, nov. 1974.

RANDALL, D. A.; HARSHVARDHAN; DAZLICH, D. A. Diurnal Variability of the Hydrologic Cycle in a General Circulation Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 1, p. 40-62, jan. 1991.

RAO, V. B.; GIAROLLA, E.; KAYANO, M. T.; FRANCHITO, S. H. Is the Recent Increasing Trend of Rainfall over Northeast Brazil Related to Sub-Saharan Drought? **Journal of Climate**, v. 19, p. 4448-4453, set. 2006.

REASON, C. J. C.; JAGADHEESHA, D. A model investigation of recent ENSO impacts over southern Africa. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 89, p. 181-205, 2005.

_____; LANDMAN, W.; TENNANT, W. Seasonal to Decadal Prediction of Southern African Climate and Its Links with Variability of the Atlantic Ocean. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87-7, p. 941-955, jul. 2006.

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

REED, R. J.; KLINKER, E.; HOLLINGSWORTH, A. The Structure and Characteristics of African Easterly Wave Disturbances as Determined from the ECMWF Operational Analysis/Forecast System. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 38, p. 22-33, 1988.

_____; NORQUIST, D. C.; RECKER, E. E. The Structure and Properties of African Wave Disturbances as Observed During Phase III of GATE. **Monthly Weather Review**, v. 105, p. 317-333, mar. 1977.

REYNOLDS, R.W.; SMITH, T.M.; LIU, C.; CHELTON, D. B.; SCHLAX, M. G. Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5473-5496, nov. 2007.

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

SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015-1057, ago. 2010.

SCHRECK, C. J.; MARGOLIN, D. The Multivariate PNA Index: A New Index for Identifying MJO Impacts over North America. In: NOAA ANNUAL CLIMATE DIAGNOSTICS AND PREDICTION WORKSHOP, 37., 2012, Fort Collins. **Science and Technology Infusion Climate Bulletin**, 2012. p. 72-75.

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

SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V.; HIGGINS, W. Daily Precipitation Statistics for South America: An Intercomparison between NCEP Reanalyses and Observations. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, p. 101-117, fev. 2011.

SILVA DIAS, M. A. F.; JUSTI DA SILVA, M. G. A. Para entender Tempo e Clima. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. (Orgs.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap. 1, p. 15-21.

SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large Scale Response of the Tropical Atmosphere to Transient Convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2689-2707, nov. 1983.

SOUZA, P.; CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 2091-2195, 2009.

SPIEGEL, M. R. **Schaum's Outline of Theory and Problems of Statistics**. Schaum Publishing and Co. Tradução de Pedro Consentino. São Paulo: McGraw-Hill, 1972, 518 p.

STEIN, U.; ALPERT, P. Factor separation in numerical simulations. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 14, p. 2107-2115, jul. 1993.

SULTAN, B.; BARON, C.; DINGKUHN, M.; SARR, B.; JANICOT, S. Agricultural impacts of large-scale variability of the West African monsoon. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 128, p. 93-110, 2005.

_____; JANICOT, S. Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. **Geophysical Research Letters**, v. 27, n. 20, p. 3353-3356, out. 2000.

_____; _____. The West African Monsoon Dynamics. Part II: The “Preonset” and “Onset” of the Summer Monsoon. **Journal of Climate**, v. 16, p. 3407-3427, nov. 2003.

_____; _____. DIEDHIOU, A. The West African Monsoon Dynamics. Part I: Documentation of Intraseasonal Variability. **Journal of Climate**, v. 16, n. 21, p. 3389-3406, nov. 2003.

THOMPSON JR., R. M.; PAYNE, S. W.; RECKER, E. E.; REED, R. J. Structure and Properties of Synoptic-Scale Wave Disturbances in the Tropical Convergence Zone of the Eastern Atlantic. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, p. 53-72, jan. 1979.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 61-78, jan. 1998.

TRENBERTH, K. E.; CARON, J. M. The Southern Oscillation Revisited: Sea Level Pressures, Surface Temperatures, and Precipitation. **Journal of Climate**, v. 13, p. 4358-4365, dez. 2000.

UVO, C. B.; 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. **Climanálise**, v. 4, n. 7, p. 34-40, 1989.

_____; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E.; KUSHNIR, Y. The relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 551-562, abr. 1998.

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

VILTARD, A.; DE FELICE, P. Statistical Analysis of Wind Velocity in an Easterly Wave over West Africa. **Monthly Weather Review**, v. 107, p. 1320-1327, out. 1979.

_____; _____; OUBUIH, J. Comparison of the African and the 6-9 day Wave-Like Disturbance Patterns over West-Africa and the Tropical Atlantic During Summer 1985. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 62, p. 91-99, 1997.

VIRJI, H. A Preliminary Study of Summer Time Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 599-610, mar. 1981.

WAGNER, R. G. Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic. **Journal of Geophysical Research**, v. 16, p. 683-694, jul. 1996.

WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A satellite-derived climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 6, p. 2162-2174, nov. 1993.

_____; SOMERVILLE, R. C. J. Preferred Latitudes of the Intertropical Convergence Zone. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 12, p. 1619-1639, jun. 1994.

WALLACE, J. M.; GUTZLER, T. S. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 784-812, abr. 1981.

WANG, H.; FU, R. The Influence of Amazon Rainfall on the Atlantic ITCZ through Convectively Coupled Kelvin Waves. **Journal of Climate**, v. 20, p. 1188-1201, abr. 2007.

_____; MONTGOMERY, M. T.; DUNKERTON, T. J. Genesis of Pre-Hurricane Felix (2007). Part I: The Role of the Easterly Wave Critical Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, p. 1711-1729, jun. 2010.

WEBSTER, P. J.; HOLTON, J. R. Cross-Equatorial Response to Middle-Latitude Forcing in a Zonally Varying Basic State. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, p. 722-733, 1982.

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, p. 1917-1932, ago. 2004.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2. ed. Burlington: Academic Press, 2006, 610 p.

WOLTER, K.; TIMLIN, M. S. Monitoring ENSO and COADS with a Seasonally Adjusted Principal Component Index. In: CLIMATE DIAGNOSTICS WORKSHOP, 17., 1993, Norman. **Proceedings...** 1993. p. 52-57.

_____; _____. El Niño/Southern Oscillation behavior since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). **International Journal of Climatology**, v. 31, p. 1074-1087, 2011.

XAVIER, T. M. B. S.; XAVIER, A. F. S.; SILVA DIAS, P. L.; SILVA DIAS, M. A. F. 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, S.-P.; CARTON, J. A. Tropical Atlantic Variability: Patterns, Mechanisms, and Impacts. **Geophysical Monograph Series**, v. 147, p. 121-142, 2004.

_____; PHILANDER, G. R. A Coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. **Tellus**, v. 46A, p. 340-350, 1994.

YANG, G.-Y.; SLINGO, J. The Diurnal Cycle in the Tropics. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 784-801, abr. 2001.

ZHANG, C. Madden-Julian Oscillation. **Reviews of Geophysics**, v. 43, rg2003, 2005.

ZHOU, J.; LAU, K.-M. Principal Modes Of Interannual And Decadal Variability Of Summer Rainfall Over South America. **International Journal of Climatology**, v. 21, p. 1623-1644, 2001.

Apêndice

Apêndice A - Calendário de pântadas

Tabela A.1. Número das pântadas, meses e datas correspondentes. Fonte: adaptado de Kousky (1988).

Mês	Pântada	Datas	Mês	Pântada	Datas	Mês	Pântada	Datas
JANEIRO	1	1-5/jan	MAIO	25	1-5/maio	SETEMBRO	50	3-7/set
	2	6-10/jan		26	6-10/maio		51	8-12/set
	3	11-15/jan		27	11-15/maio		52	13-17/set
	4	16-20/jan		28	16-20/maio		53	18-22/set
	5	21-25/jan		29	21-25/maio		54	23-27/set
	6	26-30/jan		30	26-30/maio		55	28/set-2/out
	7	31/jan-4/fev		31	31/maio-4/jun		56	3-7/out
FEVEREIRO	8	5-9/fev	JUNHO	32	5-9/jun	OUTUBRO	57	8-12/out
	9	10-14/fev		33	10-14/jun		58	13-17/out
	10	15-19/fev		34	15-19/jun		59	18-22/out
	11	20-24/fev		35	20-24/jun		60	23-27/out
	12	25/fev-1/mar*		36	25-29/jun		61	28/out-1/nov
MARÇO	13	2-6/mar	JULHO	37	30/jun-4/jul	NOVEMBRO	62	2-6/nov
	14	7-11/mar		38	5-9/jul		63	7-11/nov
	15	12-16/mar		39	10-14/jul		64	12-16/nov
	16	17-21/mar		40	15-19/jul		65	17-21/nov
	17	22-26/mar		41	20-24/jul		66	22-26/nov
	18	27-31/mar		42	25-29/jul		67	27/nov-1/dez
ABRIL	19	1-5/abr	AGOSTO	43	30/jul-3/ago	DEZEMBRO	68	2-6/dez
	20	6-10/abr		44	4-8/ago		69	7-11/dez
	21	11-15/abr		45	9-13/ago		70	12-16/dez
	22	16-20/abr		46	14-18/ago		71	17-21/dez
	23	21-25/abr		47	19-23/ago		72	22-26/dez
	24	26-30/abr		48	24-28/ago		73	27-31/dez
			49	29/ago-2/set				

* o dia 29 e fevereiro é incluído na pântada 12 em anos bissextos.

Apêndice B - Filtro de médias móveis 1-2-1⁸

O filtro de médias móveis 1-2-1 consiste na transformação da série temporal original x_t em uma série “alisada” y_t , por meio da média móvel ponderada de três elementos da série original, considerando a seguinte operação linear:

$$y_t = 0,25 \cdot x_{t-1} + 0,5 \cdot x_t + 0,25 \cdot x_{t+1} \quad (\text{B.1})$$

Nas bordas inferior e superior da série o procedimento consiste em calcular a média entre o primeiro e o segundo elementos (x_{t_0} e $x_{t_{0+1}}$) e entre o penúltimo e o último elementos ($x_{t_{f-1}}$ e x_{t_f}) da série, respectivamente:

$$y_{t_0} = \frac{x_{t_0} + x_{t_{0+1}}}{2} \quad (\text{B.2})$$

$$y_{t_f} = \frac{x_{t_{f-1}} + x_{t_f}}{2} \quad (\text{B.3})$$

⁸ <<http://www.iag.usp.br/meteo/gem/>>. Acesso em: 15 jun. 2013.

Apêndice C - Remoção da tendência linear⁹

Para a remoção da tendência linear ajusta-se uma reta x_t à série temporal y_t :

$$x_t = a + bt \quad (\text{C.1})$$

onde a e b são os coeficientes linear e angular da reta ajustada, respectivamente, obtidos com a função *linfit*() do *software* IDL (*Interface Description Language*)¹⁰ aplicada à série temporal y_t . Esta função do IDL fornece os coeficientes ajustando a reta através do Método dos Mínimos Quadrados (MMQ). Detalhes sobre o MMQ podem ser vistos em Wilks (2006). Posteriormente remove-se essa tendência linear da série:

$$y_t' = y_t - x_t \quad (\text{C.2})$$

onde y_t' é a série temporal com a tendência linear removida.

⁹ <<http://www.iag.usp.br/meteo/gem/>>. Acesso em: 15 jun. 2013.

¹⁰ <<http://www.exelisvis.com/ProductsServices/IDL.aspx>>. Acesso em: 3 set. 2013.

Apêndice D - Funções Ortogonais Empíricas Combinadas (CEOF)¹¹

De acordo com Wilks (2006), a técnica das Funções Ortogonais Empíricas (EOF) tem por objetivo reduzir um conjunto com grande número de variáveis a outro conjunto com menor quantidade de variáveis, que serão combinações lineares das originais. Essas novas variáveis devem representar a máxima variabilidade dos dados ao qual se aplicou a EOF, carregando o máximo de informações possíveis e permitindo uma nova interpretação dos dados a partir dessas combinações lineares. A eficiência da EOF será maior quando as variáveis envolvidas tiverem maior correlação. Quando aplicada a duas ou mais variáveis conjuntamente a técnica é chamada de Funções Ortogonais Empíricas Combinadas (CEOF).

Consideremos então a matriz M de anomalias (ciclo anual e tendência linear removidos) de precipitação ($prec$), umidade específica (q), vento zonal (u) e meridional (v) em 850 hPa em pântadas, a seguir:

$$M = \begin{bmatrix} prec_1(1) & \cdots & prec_p(1) & q_1(1) & \cdots & q_p(1) & u_1(1) & \cdots & u_p(1) & v_1(1) & \cdots & v_p(1) \\ prec_1(2) & \cdots & prec_p(2) & q_1(2) & \cdots & q_p(2) & u_1(2) & \cdots & u_p(2) & v_1(2) & \cdots & v_p(2) \\ \vdots & \cdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ prec_1(N) & \cdots & prec_p(N) & q_1(N) & \cdots & q_p(N) & u_1(N) & \cdots & u_p(N) & v_1(N) & \cdots & v_p(N) \end{bmatrix} \quad (D.1)$$

onde as colunas são as séries temporais das anomalias das variáveis nos pontos de grade variando de 1 a p e N é o comprimento das séries temporais (2336 pântadas). Uma vez que a dimensão total no espaço é de $45 \times 20 \times 4$ (número de pontos em $x \times$ número de pontos em $y \times$ número de variáveis envolvidas), a dimensão da matriz M será de 2336×3600 (tempo \times espaço).

Para o cálculo das CEOF, os campos das anomalias, contidos na matriz M , devem ser ponderados pelo cosseno da latitude φ , multiplicando-se a série temporal das anomalias em cada ponto do domínio da CEOF pela raiz quadrada do cosseno da latitude de cada ponto:

$$M' = M \cdot \sqrt{\cos(\varphi)} \quad (D.2)$$

¹¹ <<http://www.iag.usp.br/meteo/gem/>>. Acesso em: 15 jun. 2013.

Após a ponderação calcula-se a matriz de covariância entre as variáveis (S), multiplicando-se a matriz M' por sua transposta:

$$S_{[t \times t]} = M'_{[t \times p]} \cdot M^T_{[p \times t]} \quad (\text{D.3})$$

onde t e p são as dimensões no tempo e no espaço, respectivamente, indicando as dimensões das matrizes.

A dimensão de tempo é menor do que a dimensão de espaço, neste caso a CEOF é calculada no tempo. Portanto, a dimensão da matriz de covariância (S) será de 2336 x 2336 (dimensão de tempo x dimensão de tempo). Como as variáveis $prec$, q , u e v possuem magnitudes diferentes, uma delas pode dominar a EOF combinada resultante. Por isso, de acordo com Wilks (2006), necessita-se calcular a matriz de correlação a fim de normalizar as variáveis pelo desvio padrão. Os elementos da matriz de correlação são calculados da seguinte forma:

$$r_{ij} = \frac{s_{ij}}{\sqrt{s_{ii}} \sqrt{s_{jj}}} \quad (\text{D.4})$$

onde s são os elementos da matriz de covariância S , i são as linhas e j são as colunas das matrizes de covariância (S) e de correlação (r). Os elementos s_{ii} e s_{jj} da matriz S são as variâncias e correspondem à diagonal principal, na qual o número das linhas i coincide com o número das colunas j . As dimensões da matriz r serão as mesmas da matriz S , 2336 x 2336 (dimensão de tempo x dimensão de tempo).

Os autovalores e autovetores são obtidos diretamente com a função *eigenql*() do IDL aplicada à matriz r simétrica. Essa função do IDL utiliza a Redução de Householder para obtenção dos autovetores, cujos detalhes podem ser vistos em Hansen (1992). Os autovetores no tempo serão os coeficientes de expansão ou coeficientes temporais. O coeficiente temporal da CEOF-1 consiste no IZCIT, índice proposto neste trabalho.

Como a CEOF é calculada no tempo, por este ter dimensão menor que o espaço, os autovetores do primeiro modo podem ser obtidos no espaço multiplicando-se a transposta de M' pelos autovetores (U) deste modo no tempo:

$$U_{[p]} = M^T_{[p \times t]} \cdot U_{[t]} \quad (\text{D.4})$$

A porcentagem da variância explicada por cada modo de variabilidade é obtida dividindo-se o autovalor correspondente a cada modo pela soma de todos os autovalores (WILKS, 2006):

$$R_m^2 = \frac{\lambda_m}{\sum_{k=1}^k \lambda_k} \cdot 100\% \quad (\text{D.5})$$

onde λ é o autovalor, m é o modo e k é o m -ésimo modo.

Apêndice E - Coeficiente de autocorrelação

O coeficiente de autocorrelação fornece padrões temporais de uma série de dados, correlacionando a série temporal com seu próprio futuro ou seu próprio passado (WILKS, 2006). A autocorrelação é computada correlacionando-se a série com ela mesma deslocada por um *lag*. O coeficiente de autocorrelação de *lag* 1 é uma das medidas de persistência mais comuns. Generalizando para um coeficiente de autocorrelação de *lag* k , temos (WILKS, 2006):

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} [(x_i - \bar{x}_-) \cdot (x_{i+k} - \bar{x}_+)]}{\left[\sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x}_-)^2 \cdot \sum_{i=k+1}^n (x_i - \bar{x}_+)^2 \right]^{1/2}} \quad (\text{E.1})$$

onde os subscritos “-” e “+” indicam as médias amostrais sobre os primeiros e os últimos $n-k$ dados, respectivamente. A Equação (E.1) é válida para $0 \leq k \leq n-1$, entretanto apenas os *lags* mais baixos são de interesse.

Apêndice F - Coeficiente de Correlação de Pearson e teste de significância estatística da correlação¹²

O coeficiente de correlação de Pearson tem por objetivo “medir” o grau de correlação linear entre duas variáveis, e é a razão entre a covariância de duas variáveis (x e y) e o produto dos desvios padrão das mesmas (WILKS, 2006):

$$r_{x,y} = \frac{Cov_{x,y}}{s_x \cdot s_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y})]}{\left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \cdot \left[\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right]^{1/2}} \quad (\text{F.1})$$

onde n é o número de observações, a covariância ($Cov_{x,y}$) é a medida de como as variáveis x e y variam conjuntamente e os desvios padrão s_x e s_y são a medida de quanto as variáveis variam em torno de suas respectivas médias \bar{x} e \bar{y} .

O coeficiente de correlação varia entre -1 e 1, sendo que zero significa que não há correlação linear entre as duas variáveis. Se o coeficiente é igual a -1 a correlação linear entre as variáveis é perfeita e negativa, i.e., quando uma aumenta a outra diminui e vice-versa. Coeficiente igual a 1 significa que a associação linear entre as variáveis é perfeita, ou seja, quando uma aumenta (diminui) a outra também aumenta (diminui) (WILKS, 2006). Neste trabalho, o coeficiente de correlação é calculado diretamente com a função *correlate()* do IDL, a qual utiliza a equação (F.1).

O teste de significância do coeficiente de correlação utiliza a estatística *t-Student*, que é unicamente controlada pelo número de graus de liberdade (WILKS, 2006). Detalhes sobre a distribuição *t* podem ser vistos em Wilks (2006). A estatística *t-Student* testa a hipótese nula, a qual queremos rejeitar. Esta hipótese consiste em dizer que o coeficiente de correlação populacional ρ , estimado pelo coeficiente de correlação amostral $r_{x,y}$, é igual a zero. Para $\rho = 0$ a distribuição é simétrica e a estatística *t-Student* pode ser utilizada. Se $\rho \neq 0$ a distribuição é alongada e pode-se utilizar uma aproximação da distribuição normal, que, para $N-2$ graus de liberdade, é dada por:

¹² <<http://www.iag.usp.br/meteo/gem/>>. Acesso em: 15 jun. 2013.

$$t = \frac{r_c \sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r_c^2}} \quad (\text{F.2})$$

onde r_c é o coeficiente de correlação de “corte”, N é o tamanho da amostra (número de eventos independentes) e t pode ser obtido de uma tabela da distribuição *t-Student* para o nível de significância estatística desejado. Isolando r_c na equação (F.2), vem:

$$r_c = \frac{t}{\sqrt{N-2+t^2}} \quad (\text{F.3})$$

A hipótese nula pode ser rejeitada a determinado nível de significância estatística se $r_{x,y} > r_c$ ou se $r_{x,y} < -r_c$ para um teste do tipo dupla cauda (*two-tail test*).

Apêndice G – Ondeletas

A Transformada Ondeleta, assim como a tradicional Transformada de Fourier, é uma útil ferramenta que fornece informações quanto às frequências e suas relativas contribuições a uma determinada série temporal. No entanto, a primeira possui uma vantagem com relação à segunda uma vez que é capaz de localizar tais informações no tempo (WENG; LAU, 1994). Tendo isso em vista, as ondeletas são adequadas para o estudo de processos não-estacionários que ocorrem em múltiplas escalas e domínio finito de espaço e tempo (LAU; WENG, 1995).

Assumamos a série temporal x_n com espaços de tempo δt iguais e $n=0, 1, \dots, N-1$. Consideremos também que temos uma função ondeleta $\psi_0(\eta)$ que depende de um parâmetro de tempo adimensional η . De acordo com Torrence e Compo (1998), a transformada ondeleta contínua de uma sequência discreta x_n é definida como a convolução de x_n com uma versão dimensionada e transladada de $\psi_0(\eta)$:

$$W_n(s) = \sum_{n'=0}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (\text{G.1})$$

onde * indica o complexo conjugado, n é o índice de tempo e s é a escala. Variando-se a escala s da ondeleta e transladando ao longo de um índice de tempo localizado (n) é possível construir uma figura (escalograma) que mostra a amplitude e a escala de determinado fenômeno e como essa amplitude varia no tempo. O índice 0 de ψ em (G.1) foi suprimido para indicar que a função ondeleta já está normalizada. A normalização deve ser realizada para que as transformadas ondeletas dadas pela equação (G.1) em cada escala s sejam comparáveis umas com as outras e também com as transformadas de outras séries temporais. Desta forma, a normalização da convolução dada por (G.1) é dada por:

$$\psi \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] = \left(\frac{\delta t}{s} \right)^{1/2} \psi_0 \left[\frac{(n'-n)\delta t}{s} \right] \quad (\text{G.2})$$

onde $\psi_0(\eta)$ é normalizada para ter energia unitária em cada escala s (TORRENCE; COMPO, 1998).

A ondeleta utilizada na presente tese é a de Morlet, pois a mesma consiste em uma onda modulada por uma Gaussiana (Figura G.1), representando muito bem as variações comumente encontradas nas séries temporais geofísicas:

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (\text{G.3})$$

onde ω_0 é uma frequência adimensional que deve satisfazer a condição de “admissibilidade”. Essa condição consiste na função ter média zero e ser localizada na frequência e no tempo. Para que a condição seja satisfeita o valor adequado para o parâmetro ω_0 é 6 no caso da ondeleta de Morlet, de acordo com Torrence e Compo (1998). Este é o valor de ω_0 utilizado neste trabalho.

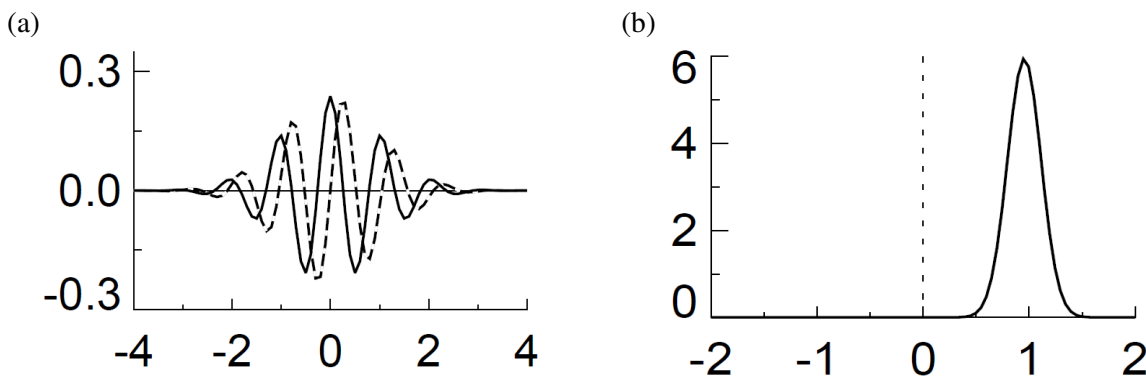


Figura G.1. (a) Parte real (linha contínua) e parte imaginária (linha tracejada) das ondeletas de Morlet no domínio do tempo. (b) Ondeleta de Morlet no domínio de frequência. Fonte: Torrence e Compo (1998).

Como a ondeleta de Morlet é complexa a transformada ondeleta $W_n(s)$ também será complexa e poderá ser dividida em parte real $\Re\{W_n(s)\}$ e imaginária $\Im\{W_n(s)\}$, ou em amplitude $|W_n(s)|$ e fase $\tan^{-1}[\Im\{W_n(s)\}/\Re\{W_n(s)\}]$. No caso de ondeletas derivadas de uma Gaussiana, como a ondeleta de Morlet, a amplitude é indefinida e a parte imaginária é zero (TORRENCE; COMPO, 1998). Podemos então definir o espectro de ondeleta como $|W_n(s)|^2$, que é a variância para todos os n tempos localizados e todas as escalas s .

Posteriormente é necessário escolher o conjunto de escalas s a serem usadas na transformada ondeleta, lembrando que escrever as escalas como potências de dois é mais conveniente:

$$s_j = s_0 2^{j\delta j}, \quad j = 0, 1, \dots, J \quad (\text{G.4.1})$$

$$J = \delta j^{-1} \log_2(N\delta t s_0) \quad (\text{G.4.2})$$

onde s_0 e J são a menor e maior escala resolúvel, respectivamente (TORRENCE; COMPO, 1998). Para a ondeleta de Morlet δj aproximadamente igual a 0,5 é o maior valor que ainda fornece uma amostra adequada em escala (TORRENCE; COMPO, 1998). Quanto menor δj maior a resolução. Neste trabalho é usado o valor de 0,25.

O fato das ondeletas serem transladadas ao longo de toda a série temporal leva a erros de borda e a região onde os efeitos de borda não são desprezíveis é denominada cone de influência. Essa região é determinada pelo *e-folding time* para a autocorrelação da potência da ondeleta em cada escala.

O teste de significância do espectro de potências das ondeletas é realizado para o espectro de fundo de ruído vermelho:

$$P_k = \frac{1 - \alpha^2}{1 + \alpha^2 - 2\alpha \cos(2\pi k / N)} \quad (\text{G.5})$$

onde $k = 0, \dots, N/2$ é o índice da frequência e α é a autocorrelação de *lag* 1 (TORRENCE; COMPO, 1998). O nível de significância utilizado nesta tese para o espectro das ondeletas é de 5%. De acordo com Torrence e Compo (1998), para determinar este nível multiplica-se o espectro de fundo de ruído vermelho pelo valor do 95° percentil para χ_2^2 para cada escala s e cada tempo n da ondeleta:

$$\frac{|W_n(s)|^2}{\sigma^2} \Rightarrow \frac{1}{2} P_k \chi_2^2 \quad (\text{G.6})$$

Finalmente o cálculo do espectro de ondeleta global consiste na média da potência da ondeleta ao longo de todo o período para cada escala s (TORRENCE; COMPO, 1998):

$$\overline{W}^2(s) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} |W_n(s)|^2 \quad (\text{G.7})$$

Um maior detalhamento matemático das ondeletas pode ser visto, por exemplo, em Torrence e Compo (1998) e Weng e Lau (1994).

Apêndice H - Percentis, diagrama esquemático e índice Yule-Kendall

Dada a série de dados $\{x_1, x_2, x_3, x_4, \dots, x_n\}$, o primeiro passo para o cálculo dos percentis é a ordenação da série temporal dos dados do menor para o maior valor. Cada valor da série ordenada terá um número de ordem, denotado entre parênteses, $\{x_{(1)}, x_{(2)}, x_{(3)}, x_{(4)}, \dots, x_{(n)}\}$ (WILKS, 2006). Para calcular o número de ordem correspondente ao percentil (ou quantil) desejado faz-se:

$$N_{ordem} = \frac{perc \cdot (n + 1)}{100} \quad (\text{H.1})$$

onde *perc* é o percentil desejado (%) e *n* é o número de dados da série. Números de ordem não inteiros são arredondados para o inteiro mais próximo. O percentil *perc* da série ordenada corresponde ao valor que ocupa a posição N_{ordem} . Os percentis de 25%, 50% e 75% também são usualmente chamados de quartil inferior ($q_{0.25}$), mediana ($q_{0.50}$) e quartil superior ($q_{0.75}$), respectivamente (WILKS, 2006).

O diagrama de caixa, ou *boxplot* - em inglês, fornece diversas informações sobre a distribuição dos dados de forma compacta. Uma variação do mesmo é o diagrama esquemático, que pode conter informações sobre pontos aberrantes e extremos e limites inferior e superior para determinar tais pontos. Esses limites são definidos com base no intervalo interquartil ($q_{0.75} - q_{0.25}$) (WILKS, 2006):

$$LSE = q_{0.75} + 3 \cdot (q_{0.75} - q_{0.25}) \quad (\text{H.2.1})$$

$$LSI = q_{0.75} + 1,5 \cdot (q_{0.75} - q_{0.25}) \quad (\text{H.2.2})$$

$$LII = q_{0.25} - 1,5 \cdot (q_{0.75} - q_{0.25}) \quad (\text{H.2.3})$$

$$LIE = q_{0.25} - 3 \cdot (q_{0.75} - q_{0.25}) \quad (\text{H.2.4})$$

onde LSE e LSI são os limites superiores externo e interno, respectivamente e LII e LIE são os limites inferiores interno e externo, respectivamente. Valores acima de LSI (LSE) ou abaixo de LII (LIE) são considerados *outliers* ou aberrantes (aberrantes distantes ou extremos).

Os quartis e a mediana também podem determinar a assimetria da série de dados através do cálculo do índice Yule-Kendall (γ_{YK}) (WILKS, 2006):

$$\gamma_{YK} = \frac{(q_{0.75} - q_{0.5}) - (q_{0.5} - q_{0.25})}{(q_{0.75} - q_{0.25})} = \frac{q_{0.25} - 2q_{0.5} + q_{0.75}}{IIR} \quad (H.3)$$

onde IIR é o intervalo interquartil. Se os dados são assimétricos para a esquerda (direita), a distância entre o quartil inferior (superior) e a mediana será maior e o γ_{YK} será negativo (positivo).

Apêndice I - Filtragem¹³

A filtragem de séries temporais é muito utilizada em Meteorologia, tendo por objetivo atenuar ou eliminar a variabilidade de uma série em uma ou mais escalas temporais, de modo a reter a variabilidade de um fenômeno atmosférico descrita pela série apenas na(s) escala(s) de tempo de interesse. O método para filtragem utilizado neste trabalho é a Transformada Rápida de Fourier, ou *Fast Fourier Transform* (FFT) - em inglês, realizada através da função *fft()* do IDL. Detalhes sobre a FFT podem ser vistos em Chatfield (1996).

O processo de filtragem consiste em transformar uma série temporal $X(t)$ em que $t=1, \dots, N$, com média e tendência linear previamente removidas (Apêndice C) alterando a magnitude de determinadas componentes de Fourier. Para a FFT, atribui-se peso igual a um às frequências a serem retidas e às frequências que não são de interesse atribui-se peso igual a zero. A transformada de Fourier é então aplicada em $X(t)$, resultando em uma série $H(f)$ transformada para o domínio de frequência f :

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \exp(2\pi ift) dt \quad (\text{I.1})$$

Aplica-se então a convolução entre a resposta de frequência $R(\omega)$ e a série transformada para o domínio de frequência $H(f)$:

$$G * X = \int_{-\infty}^{\infty} g(\tau) X(t - \tau) d\tau \quad (\text{I.2})$$

em que $R(\omega)$ é construída de modo a reter as frequências de interesse para o estudo:

$$R(\omega_k) = \frac{C'(\omega_k)}{C(\omega_k)} \quad (\text{I.3})$$

¹³ <<http://www.iag.usp.br/meteo/gem/>>. Acesso em: 15 jun. 2013.

onde $C'(\omega_k)$ e $C(\omega_k)$ são as amplitudes de uma onda de frequência $\omega_k = 2\pi f_k$ compondo as séries temporais filtrada e original, respectivamente.

Este procedimento resulta em uma nova função $H'(f)$, cujas amplitudes correspondentes às frequências a serem retidas são mantidas e as demais são atenuadas ou então eliminadas. Para voltar ao domínio do tempo aplica-se a transformada de Fourier inversa à função $H'(f)$, resultando na série $X(t)$ filtrada:

$$X(t) = \int_{-\infty}^{\infty} H'(f) \exp(-2\pi i f t) df \quad (I.4)$$

No presente estudo a filtragem dos dados é realizada na banda intrassazonal (10-70 dias).

Apêndice J - Teste de significância estatística para a média das anomalias (composições)

O teste de significância para a média das anomalias examina a hipótese nula, na qual a amostra média foi gerada a partir de uma população centrada em uma média previamente especificada μ_0 , conforme Wilks (2006). A estatística *t-Student* pode ser utilizada se o número de dados que compõe a amostra é suficientemente grande de modo que a mesma possa ser representada por uma distribuição Gaussiana (ou normal). Detalhes sobre a distribuição *t* podem ser vistos em Wilks (2006).

As distribuições normal e *t* são muito semelhantes, no entanto a segunda possui caudas mais alongadas, havendo maior probabilidade nas caudas da distribuição *t* do que nas caudas da distribuição normal. A distribuição *t* é controlada por um único parâmetro chamado grau de liberdade. Quanto menor o número de graus de liberdade maior é a diferença entre a distribuição *t* e a normal. Para $N-1$ graus de liberdade, onde N é o número de eventos independentes considerados na média das anomalias, o teste de significância é dado por (WILKS, 2006):

$$t = \frac{\bar{x} - \mu_0}{[\hat{V}ar(\bar{x})]^{1/2}} \quad (J.1)$$

onde \bar{x} é a média das anomalias e $\hat{V}ar(\bar{x})$ é estimativa amostral da variância da média amostral, que é dada por (WILKS, 2006):

$$\hat{V}ar = \frac{s^2}{N} \quad (J.2)$$

onde s é o desvio padrão amostral e N é o número de eventos independentes considerados na média das anomalias.

A hipótese que queremos rejeitar, i.e., a hipótese nula, é de que a média das anomalias é igual à média da população de anomalias, que é igual a zero. Para isto, o valor de um t crítico (t_c) para $N-1$ graus de liberdade pode ser obtido de uma tabela da distribuição *t-Student* para

o nível de significância estatística desejado. A hipótese nula poderá ser rejeitada a determinado nível de significância estatística se $t > t_c$ ou se $t < -t_c$ para um teste do tipo dupla cauda (*two-tail test*). A Figura K.1 é análoga ao teste estatístico em questão e pode representá-lo.

Apêndice K - Teste das diferenças das proporções

O teste das diferenças das proporções é utilizado para determinar se a diferença entre duas proporções é estatisticamente significativa a determinado nível de significância.

De acordo com Spiegel (1972), para amostras suficientemente grandes, as distribuições amostrais são normais (ou Gaussianas), ou pelo menos aproximadamente normais, com média μ_s e desvio padrão σ_s . Neste caso, a distribuição normal reduzida (ou *score z*) é dada por:

$$z = \frac{S - \mu_s}{\sigma_s} \quad (\text{K.1})$$

onde $S = P$ é a proporção de “sucessos” em uma amostra, $\mu_s = \mu_p = p$ com p sendo a proporção populacional de sucessos e o desvio padrão é dado por:

$$\sigma_s = \sigma_p = \sqrt{pq/N} \quad (\text{K.2})$$

onde $q = 1 - p$ e N é o tamanho da amostra. A distribuição normal reduzida é então dada por:

$$z = \frac{P - p}{\sqrt{pq/N}} \quad (\text{K.3})$$

No caso de $P = X/N$, em que X é o número real de sucessos em uma amostra, vem (SPIEGEL, 1972):

$$z = \frac{X/N - p}{\sqrt{pq/N}} \cdot \frac{N}{N} = \frac{X - Np}{\sqrt{pqN/\sqrt{N}}} \quad (\text{K.4})$$

racionalizando o denominador de (K.4), temos que:

$$z = \frac{X - Np}{\sqrt{Npq}} \quad (\text{K.5})$$

relacionando (K.5) com (K.1), temos:

$$S = X \quad (\text{K.6.1})$$

$$\mu_x = \mu = N p \quad (\text{K.6.2})$$

$$\sigma_x = \sigma = \sqrt{N p q} \quad (\text{K.6.3})$$

Sejam P_1 e P_2 proporções obtidas em duas grandes amostras de tamanhos N_1 e N_2 , respectivamente, retiradas das populações respectivas, que apresentam as proporções p_1 e p_2 (SPIEGEL, 1972). A hipótese nula (H_0), a qual queremos rejeitar, consiste em assumir que as amostras foram retiradas da mesma população e que não há diferença entre os parâmetros das populações, ou seja, $p_1 = p_2$.

Segundo Spiegel (1972), a distribuição amostral das diferenças das proporções é aproximadamente normal, com média e desvio padrão dados por:

$$\mu_{p_1-p_2} = 0 \quad (\text{K.7})$$

$$\sigma_{p_1-p_2} = \sqrt{p q (1/N_1 + 1/N_2)} \quad (\text{K.8})$$

onde q já foi definido anteriormente e p é a estimativa da proporção populacional, definida por:

$$p = \frac{N_1 P_1 + N_2 P_2}{N_1 + N_2} \quad (\text{K.9})$$

Para a diferença das proporções, o z score é dado por:

$$z = \frac{P_1 - P_2 - 0}{\sigma_{p_1-p_2}} = \frac{P_1 - P_2}{\sigma_{p_1-p_2}} \quad (\text{K.10})$$

As proporções P_1 e P_2 de (K.9) e (K.10) são calculadas dividindo-se o número de “sucessos” das amostras pelos seus tamanhos totais, N_1 e N_2 , respectivamente.

A hipótese nula poderá ser rejeitada a determinado nível de significância estatística se $z > z_c$ ou $z < -z_c$ para um teste do tipo bilateral e se $z > z_c$ para um teste unilateral. Neste trabalho, o teste de significância é realizado aos níveis de 5% e 10%, cujos valores de críticos de são $z_c = 1,96$ e $z_c = 1,645$ para um teste bilateral, respectivamente, e $z_c = 1,645$ e $z_c = 1,28$ para um teste unilateral, respectivamente (SPIEGEL, 1972). A Figura K.1 ilustra a distribuição normal e o teste estatístico bilateral para o nível de 5% de significância. A área total sombreada em cinza sob a curva é de 0,05, que corresponde ao nível de significância do teste.

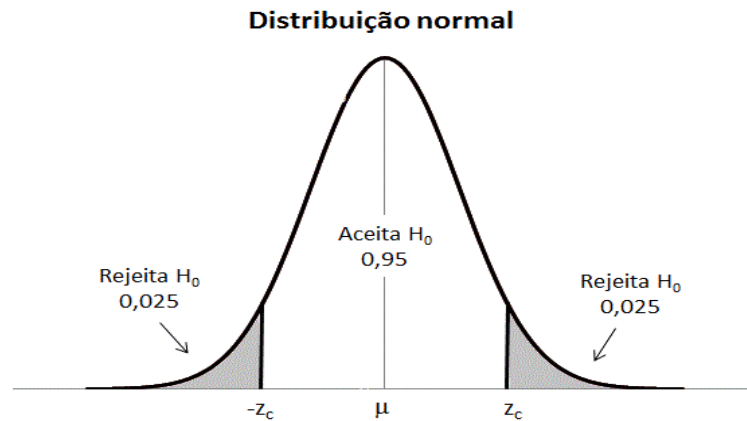


Figura K.1. Representação esquemática da distribuição normal indicando a média (μ) e os valores críticos de z ($-z_c$ e z_c) para teste de significância do tipo dupla cauda para o nível de significância estatística de 5%. As regiões sombreadas em cinza representam as regiões críticas, i.e., valores para os quais rejeita-se a hipótese nula (H_0) ao nível de significância de 5%.

Apêndice L - Teste de significância estatística para a diferença das médias¹⁴

Em geral, duas médias amostrais calculadas com diferentes conjuntos de dados são diferentes, mesmo que esses conjuntos tenham sido retirados de uma mesma população. O teste estatístico neste caso é feito com relação à diferença entre essas duas médias, que deve ser um número diferente de zero (WILKS, 2006).

A hipótese alternativa é que ou a diferença entre as médias é diferente de zero (quando não há a informação de qual média é superior, levando a um teste do tipo dupla cauda) ou que uma das duas médias é superior (levando a um teste de uma única cauda) (WILKS, 2006).

Assume-se comumente que as distribuições amostrais da diferença entre as médias são bem descritas por uma distribuição normal (ou Gaussiana), de acordo com Wilks (2006). O teste de significância estatística será distribuído como Gaussianas padronizadas para amostras grandes (condição para a aproximação para Gaussiana ser verdadeira) e é dado por:

$$z = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2) - E[\bar{x}_1 - \bar{x}_2]}{[\hat{V}ar(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)]^{1/2}} \quad (\text{L.1})$$

onde \bar{x}_1 e \bar{x}_2 são as médias das duas amostras e $\hat{V}ar(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)$ é estimativa amostral da variância da diferença das duas médias amostrais (WILKS, 2006). Ressalta-se que a Equação (L.1) tem forma similar à Equação (J.1).

Se a hipótese nula é que não há diferença entre as médias das duas populações das quais os valores \bar{x}_1 e \bar{x}_2 foram extraídos, temos que:

$$E[\bar{x}_1 - \bar{x}_2] = E(\bar{x}_1) - E(\bar{x}_2) = \mu_1 - \mu_2 = 0 \quad (\text{L.2})$$

Se a diferença entre as médias previamente especificadas, μ_1 e μ_2 , é diferente de zero, deve-se substituir esta diferença no numerador da Equação (L.1). Como a variância da diferença (ou soma) de duas quantidades aleatórias independentes é a soma das variâncias daquelas quantidades, temos que (WILKS, 2006):

¹⁴ <<http://www.iag.usp.br/meteo/gem/>>. Acesso em: 15 jun. 2013.

$$V\hat{a}r(\bar{x}_1 - \bar{x}_2) = V\hat{a}r(\bar{x}_1) + V\hat{a}r(\bar{x}_2) = \frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2} \quad (\text{L.3})$$

onde s_1 e s_2 são os desvios padrão amostrais e n_1 e n_2 são os números de eventos independentes considerados nas médias das anomalias de cada amostra. Utilizando a equação (J.2) para cada uma das duas amostras, considera-se a igualdade (L.2) e substitui-se a Equação (L.3) em (L.1), vem:

$$z = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\left[\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2} \right]^{1/2}} \quad (\text{L.4})$$

Para amostras relativamente pequenas esta distribuição é aproximadamente a distribuição t , com número de graus de liberdade igual a $\nu = \min(n_1, n_2) - 1$. Quanto maior a amostra mais semelhante a distribuição t torna-se da distribuição Gaussiana padronizada z , uma vez que a estimativa da variância no denominador torna-se suficientemente mais precisa para um número maior de graus de liberdade (WILKS, 2006). Detalhes sobre a distribuição t podem ser vistos em Wilks (2006).

Da mesma forma que para o teste de significância para a média das anomalias (Apêndice J), a hipótese que queremos rejeitar, i.e., a hipótese nula, é de que a diferença entre as médias das anomalias é igual a zero. Para isto, o valor de um t crítico (t_c) para ν graus de liberdade pode ser obtido de uma tabela da distribuição t -Student para o nível de significância estatística desejado. A hipótese nula poderá ser rejeitada a determinado nível de significância estatística se $t > t_c$ ou se $t < -t_c$ para um teste do tipo dupla cauda.

Referências do Apêndice¹⁵

CHATFIELD, C. **The Analysis of Time Series: An introduction**. 5. ed. New York: Chapman & Hall/CRC, 1996, 283 p.

GRUPO DE ESTUDOS EM MÚLTIPLAS ESCALAS. Apresenta materiais de cursos e publicações referentes a Climatologia Estatística. Disponível em: <http://www.iag.usp.br/meteo/gem/>. Acesso em: 3 jun. 2013.

HANSEN, P. B. Householder Reduction of Linear Equations. **ACM Computing Surveys**, v. 24, n. 2, p. 185-194, jun. 1992.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American Sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217-231, 1988.

LAU, K.-M.; WENG, H. Climate signal detection using Wavelet Transform: how to make a time series sing. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 76, n. 12, p. 2391-2402, dez. 1995.

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

MITCHELL, J. M., JR. **Climate Change**. Tech. Note no. 79. Geneva: World Meteorological Organization, 1966. 79 p.

SPIEGEL, M. R. **Schaum's Outline of Theory and Problems of Statistics**. Schaum Publishing and Co. Tradução de Pedro Consentino. São Paulo: McGraw-Hill, 1972, 518 p.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 61-78, jan. 1998.

WENG, H.; LAU, K.-M. Wavelets, Period Doubling, and Time-Frequency Localization with Application to Organization of Convection over the Tropical Western Pacific. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 17, p. 2523-2541, set 1994.

¹⁵ De acordo com:

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 6023**: informação e documentação: referências: elaboração. Rio de Janeiro, 2002.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2. ed. Burlington: Academic Press, 2006, 627 p.