



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.08.12.45 -TDI

VARIABILIDADE DA MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

Solange Aragão Ferreira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 28 de fevereiro de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DSAUIJ2>>

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.08.12.45 -TDI

VARIABILIDADE DA MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

Solange Aragão Ferreira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 28 de fevereiro de 2013.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DSAUIJ2>>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

F413v Ferreira, Solange Aragão.
Variabilidade da monção da américa do sul / Solange Aragão
Ferreira. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxviii + 179 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.08.12.45 -TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.
Orientador : Dr. Manoel Alonso Gan.

1. variabilidade. 2. América do Sul. 3. precipitação. 4. monção
I.Título.

CDU 551.551.21(8)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

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

Dr. Nelson Jesus Ferreira



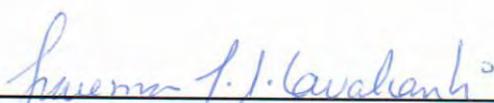
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Manoel Alonso Gan



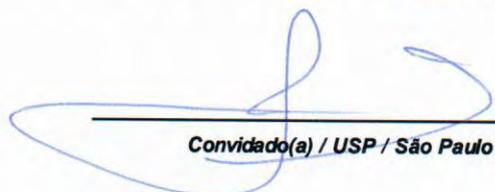
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti



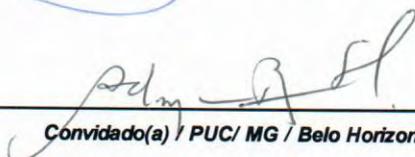
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Dra. Adma Raia Silva



Convidado(a) / PUC/ MG / Belo Horizonte - MG

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Solange Aragão Ferreira**

São José dos Campos, 28 de Fevereiro de 2013

*“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito.
Não sou o que deveria ser, mas graças a Deus, não sou o que era antes.”*

Martin Luther King

*A meus pais
M^a de Nazaré Aragão Ferreira e
Waldyr de Oliveira Ferreira*

Meu reconhecimento e gratidão

AGRADECIMENTOS

Em especial, gostaria de agradecer a todas as pessoas que contribuíram comigo para o término deste trabalho, seja com conhecimento científico, seja com sua amizade e companheirismo. Muito obrigada!

A meus pais Waldyr e Nazaré pelo apoio dado a meus estudos durante toda a minha vida, a meus irmãos Marcelo, Claudio e Cristina.

Ao meu orientador Dr. Manoel Alonso Gan pela orientação, paciência, incentivo e conhecimento transmitido durante o desenvolvimento deste trabalho.

Ao meu companheiro, Alex Sander Madona pelo amor, compreensão e motivação, mesmo nos momentos mais difíceis.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela oportunidade e instalações oferecidas.

Ao Conselho de Aperfeiçoamento de Pós-graduação de Ensino Superior (CAPES), e Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) que viabilizaram a execução da pesquisa através do suporte financeiro proporcionado.

Aos César Oliveira, Fernanda Cerqueira, Marcos Yoshida, Paulo Kubota, Sheila Santana, Suelen Roballo, Tatiane Felinto, Virginia Silveira, Prof. Nelson Ferreira, Prof. Clóvis Sansiglo que nunca hesitaram quando solicitados em ajudar no apoio técnico ou científico, que foi indispensável para este trabalho.

À Lilian Escobar, Simone Umeno, secretárias e Luana estagiária da Pós-Graduação que sempre ajudaram e apoiaram com carinho no que foram solicitadas.

A todos aqueles que de maneira direta ou indireta contribuíram para minha experiência de vida e acadêmica no cumprimento dessa etapa.

RESUMO

Os períodos ativos e inativos do Sistema de Monção da América Sul (SMAS) foram determinados com base no Índice de Precipitação da Monção (IPM) para os três meses mais úmidos (DJF). O campo do composto da precipitação para os casos de períodos ativos mostra um padrão semelhante à precipitação média de verão. O composto da circulação dos ventos apresenta um forte fluxo de noroeste desde o oeste da Amazônia até o sudeste do Brasil. Durante períodos ativos (inativos), uma intensa (fraca) convergência do fluxo de umidade ocorre ao longo da bacia amazônica, sudeste e centro-oeste do Brasil. A intensa convergência de umidade sobre essas regiões durante os períodos ativos é uma característica típica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Diagramas de Hovmöller nas pântadas de ROL, assim como anomalias de ROL não filtradas e filtradas com média entre as latitudes de 0° e 10°S, foram utilizados para identificar associações da presença ou ausência de nebulosidade convectiva com as ondas de Kelvin e de Rossby equatorial, e a OMJ. Uma oscilação da convecção na ordem de 10 a 15 dias que foi associada à variabilidade da intensidade do anticiclone boliviano, e outra oscilação associada à presença de VCANs sobre o Nordeste do Brasil, também foram observadas. As análises da convecção mostraram que na maioria dos casos a convecção com propagação para leste esteve associada às ondas de Kelvin. As atividades convectivas com deslocamento para oeste estiveram associadas às ondas de Rossby. Neste trabalho observou-se as ondas equatoriais de Rossby e Kelvin interagindo com a convecção, resultando em deslocamento e intensificação da atividade convectiva. A fase favorável à convecção da OMJ interagiu com as ondas equatoriais de Kelvin e de Rossby, e também contribuiu para intensificar a convecção. A análise da EOF Ciclo Estacionária (CSEOF) foi aplicada sobre a região entre 20°N-60°S e 0°-90°E durante 29 anos, e para diferentes variáveis considerando as 30 primeiras CSEOF. Neste estudo foram analisados os 3 primeiros modos da CSEOF, onde juntos explicam um total de variabilidade entre 18 e 70 %. O primeiro modo da CSEOF representa o padrão ciclo sazonal, o segundo modo explica a fase fria do ENOS (La Niña) sobre o Oceano Pacífico Tropical, e o terceiro modo descreve a fase de transição do ENOS (de La Niña para El Niño) e possível atuação da OMJ. Esses padrões mostram uma configuração de propagação de trens de onda entre as regiões Indonésia/Pacífico e América do Sul, que são associados à intensificação ou enfraquecimento da atividade convectiva sobre a região de atuação da ZCAS, e região do SMAS.

VARIABILITY OF THE SOUTH AMERICA MONSOON

ABSTRACT

The active and break periods of the South America monsoon system (SAMS) were determined based on a monsoon rainfall index (MRI) for the three wettest months. The precipitation composite for active cases shows a pattern similar to the average summer rainfall. The wind circulation composite presents a strong northwesterly flow from the western Amazon to southeastern Brazil. During active (break) periods, an intense (weak) moisture flux convergence occurs over the Amazon Basin, southeastern and central-western Brazil. The intense moisture convergence over these regions during the active periods is a typical feature of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) system. Hovmöller diagrams of OLR pentads, OLR anomalies as well unfiltered and filtered mean between latitudes 0° and 10° S, were used to identify associations of the presence or suppression of convective cloudiness with Kelvin and Rossby equatorial waves, and Madden-Julian oscillation (MJO). An oscillation of convection in the order of 10 to 15 days was associated with variability in the intensity of the Bolivian anticyclone, and other oscillation associated with the presence of VCANs over northeastern Brazil, were also observed. The analysis showed that the convection with eastward displacing was associated with Kelvin waves in most of the cases. Convective activities with westward displacement were associated with Rossby waves. In this work was observed the equatorial Rossby and Kelvin interacting with convection, resulting in displacement and intensification of convective activity. The favorable phase to MJO convection interacted with equatorial Rossby and Kelvin waves, and also contributed to enhance convection. The favorable phase to convection of the MJO interacted with the equatorial Kelvin waves, and contributed to intensify the convection. Cyclostationary Empirical Orthogonal Function (CSEOF) analysis was applied in the region between 20° N- 60° S and 0° - 90° E and for 29 years, for several variables and considering the first 30 CSEOF. This study were analyzed only the 3 first modes of CSEOF, which together explain a total variability around 18 and 70%. The first mode represents the CSEOF seasonal cycle, the second mode explains the cold phase of ENSO (La Niña), and the third mode describes the transition phase of ENSO (La Niña to El Niño) and possible interaction of the Madden Julian Oscillation. These patterns show a configuration propagating wave trains between regions Indonesia / Pacific and South America, which are associated with the intensification or weakening of convective activity over the SACZ and the SAMS regions.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 3.1 - Localização da área selecionada para estudo, destacando a região Centro-Oeste do Brasil (COB).....	20
Figura 3.2 - Área selecionada para o cálculo das CSEOF.....	25
Figura 4.1 - Precipitação média durante os meses de DJF e para o período de 1979 a 2008.....	29
Figura 4.2 - Número de períodos ativos e inativos (10°S-20°S, 50°W-60°W) durante DJF para os verões de 1978/79 to 2007/08.....	30
Figura 4.3 - Duração dos eventos das fases ativa e inativa na região de monção (10°S-20°S, 50°W-60°W) durante DJF para os verões de 1978/79 a 2007/08...	32
Figura 4.4 - Compostos da precipitação em mm/dia (a) e pressão ao nível do mar em hPa (b) para os casos ativos da monção.....	35
Figura 4.5 - Compostos da precipitação em mm/dia (a) e pressão ao nível do mar em hPa (b) para os casos inativos da monção.....	37
Figura 4.6 - Composto médio do fluxo de umidade integrado entre 1000 e 300 hPa (Vq) (vetores; kg/(m.s ⁻¹)) e Divergência de Vq (isolinhas; mm.d ⁻¹) para casos (a) ativos e (b) inativos. Áreas sombreadas indicam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.....	39
Figura 4.7 - Compostos das anomalias de precipitação em mm/dia (a), pressão ao nível do mar (b), vetor vento (m/s) e velocidade do vento (isolinhas) em 850 hPa (c) e 200 hPa (d) para os casos ativos da monção. Áreas sombreadas indicam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.....	41
Figura 4.8 - Compostos das anomalias de precipitação em mm/dia (a), pressão ao nível do mar (b), vetor vento (m/s) e velocidade do vento (isolinhas) em 850 hPa (c) e 200 hPa (d) para os casos inativos da monção. Áreas sombreadas indicam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.....	42
Figura 4.9 - Diagrama Hovmöller para pêntricas de ROL (Wm ⁻²) para média latitudinal entre 0-10°S, durante o período de setembro de 1982 a maio de 1983. ...	46
Figura 4.10 - Anomalias de ROL (Wm ⁻²) não filtradas para média latitudinal entre 0°-10°S, para os meses de setembro de 1982 a maio de 1983, em sombreado. Anomalias filtradas, onde linhas contínuas (tracejadas) são negativas (positivas) e representam: Ondas de Kelvin (roxo); OMJ (vermelho); Ondas de Rossby equatorial (azul).	49
Figura 4.11 - Diagrama Hovmöller para pêntricas de ROL (Wm ⁻²) para média latitudinal entre 0-10°S, durante o período de setembro de 1985 a maio de 1986. ...	52
Figura 4.12 - Anomalias de ROL (Wm ⁻²) não filtradas para média latitudinal entre 0°-10°S, para os meses de setembro de 1985 a maio de 1986, em sombreado.	

	Anomalias filtradas, onde linhas contínuas (tracejadas) são negativas (positivas) e representam: Ondas de Kelvin (roxo); OMJ (vermelho); Ondas de Rossby equatorial (azul).	55
Figura 4.13	- Diagrama Hovmöller para pântadas de ROL (Wm^{-2}) para média latitudinal entre 0-10°S, durante o período de setembro de 1998 a maio de 1999.....	57
Figura 4.14	- Anomalias de ROL (Wm^{-2}) não filtradas para média latitudinal entre 0°-10°S, para os meses de setembro de 1998 a maio de 1999, em sombreado. Anomalias filtradas, onde linhas contínuas (tracejadas) são negativas (positivas) e representam: Ondas de Kelvin (roxo); OMJ (vermelho); Ondas de Rossby equatorial (azul).	61
Figura 4.15	- Série temporal das amplitudes (componentes principais) do primeiro modo da CSEOF das anomalias de precipitação para o período de setembro de 1979 a março 2008.	65
Figura 4.16	- Primeiro modo da CSEOF das anomalias das pântadas de precipitação ($mm.d^{-1}$) sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 15,4 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	69
Figura 4.16	- Conclusão.	70
Figura 4.17	- Conclusão.	74
Figura 4.18	- Primeiro modo da CSEOF das anomalias de PNM (hPa) sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 11,5 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	77
Figura 4.18	- Conclusão.	78
Figura 4.19	- Primeiro modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 8,4 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua) ..	81
Figura 4.19	- Conclusão.	82
Figura 4.20	- Primeiro modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 8,1 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua) ..	84
Figura 4.20	- Conclusão.	85
Figura 4.21	- Primeiro modo da CSEOF das anomalias de uwnd (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de	

setembro a 31 de março. Este modo explica 30,4 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua) .. 88

Figura 4.21 - Conclusão.....	89
Figura 4.22 - Primeiro modo da CSEOF das anomalias de uwnd (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 15,0 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua) ..	92
Figura 4.22 - Conclusão.....	93
Figura 4.23 - Segundo modo da CSEOF das anomalias das pântadas de precipitação (mm.d ⁻¹) sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 6,1 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua).....	98
Figura 4.24 - Segundo modo da CSEOF das anomalias da temperatura do ar em 1000hPa (°C) sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 3,3 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua).....	102
Figura 4.24 – Conclusão.....	103
Figura 4.25 - Segundo modo da CSEOF das anomalias de PNM (hPa) sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,7 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua).....	105
Figura 4.25 – Conclusão.....	106
Figura 4.26 - Segundo modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,0 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	109
Figura 4.26 – Conclusão.....	110
Figura 4.27 - Segundo modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,2 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	112
Figura 4.27 – Conclusão.....	113
Figura 4.28 - Segundo modo da CSEOF das anomalias de uwnd (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,8 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	115

Figura 4.28 – Conclusão.....	116
Figura 4.29 - Segundo modo da CSEOF das anomalias de uwnd (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 6,2 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	118
Figura 4.29 – Conclusão.....	119
Figura 4.30 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias das pântadas de precipitação (mm.d ⁻¹) sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 4,7 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	124
Figura 4.30 – Conclusão.....	125
Figura 4.31 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias da temperatura do ar em 1000hPa (°C) sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 2,1 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	129
Figura 4.31 – Conclusão.....	130
Figura 4.32 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias de PNM (hPa) sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,4 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	134
Figura 4.32 – Conclusão.....	135
Figura 4.33 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,0 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	138
Figura 4.33 – Conclusão.....	139
Figura 4.34 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,0 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	141
Figura 4.34 – Conclusão.....	142
Figura 4.35 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias de uwnd (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 3,7 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)	145
Figura 4.35 – Conclusão.....	146

Figura 4.36 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias de $uwnd$ (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 4,6 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua) 148

Figura 4.36– Conclusão..... 149

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 – Classificação das variáveis utilizadas nesse trabalho provenientes das Reanálises I e II do NCEP.	18
Tabela 3.2 – Características das ondas de Kelvin, Rossby equatoriais e OMJ utilizadas na filtragem de ROL.	23
Tabela 4.1 – Porcentagem da variância explicada para as 3 primeiras CSEOF e somatória das 3 e 30 primeiras CSEOF para diferentes variáveis físicas.	64

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	– Alta da Bolívia
AS	– América do Sul
CCKW	– Ondas de Kelvin convectivamente acopladas, em inglês
CMAP	– Climate Prediction Center’s Merged Analysis of Precipitation
COB	– Centro-Oeste do Brasil
CP	– Componentes Principais
CPC	– Climate Prediction Center
CSEOF	– Funções Ortogonais Empíricas Ciclo Estacionárias, em inglês
CSLVs	– Cyclostationary Loading Vectors
DJF	– Dezembro-Janeiro-Fevereiro
DOE	– Department of Energy
ECMWF	– ERA-Interim do Centro Europeu de Previsão do Tempo a Médio Prazo, em inglês
ENOS	– El Niño Oscilação Sul
EOF	– Funções Ortogonais Empíricas, em inglês
IPM	– Índice de Precipitação da Monção
JBN	– Jato em Baixos Níveis
NASA	– National Aeronautic and Space Administration
NCAR	– National Center for Atmospheric Research
NCEP	– National Centers for Environmental Prediction
NOAA	– National Oceanic and Atmospheric Administration
OMJ	– Oscilação de Madden Julian
PNM	– Pressão ao Nível do Mar
PSA	– Pacific South America
ROL	– Radiação de Onda Longa
ROLE	– Radiação de Onda Longa Emergente
SMAS	– Sistema de Monção da América do Sul
SONDJFM	– Setembro-Outubro-Novembro-Dezembro-Janeiro-Fevereiro-Março
TRMM	– Missão de Medidas de Precipitação Tropical, em inglês
VCAN	– Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	– Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	– Zona de Convergência do Pacífico Sul

LISTA DE SIMBOLOS

T	– Temperatura do ar em 1000 hPa (°C)
u	– Componente zonal do vento (m/s)
v	– Componente meridional do vento (m/s)
q	– Umidade específica (kg/kg)
i	– Pêntada
j	– Ano
N_a	– Número de anos
X_i	– Climatologia de uma variável qualquer
σ	– Desvio padrão
\bar{a}	– Média da amostra
n	– Número de casos
t_s	– Valor t de Student
$T(r, t)$	– Dados no espaço e no tempo
$B_n(r, t)$	– Vetores dos padrões ciclo estacionários
$T_n(t)$	– Séries temporais das componentes principais
$C(r, t; r', t')$	– Função de covariância no espaço e no tempo
λ_n	– Autovalores
δ_{nm}	– Delta Kronecker
N	– Número de pontos espaciais
T	– Tamanho da amostra
N	– Número de observações

SUMÁRIO

	<u>Pag.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Motivação e Hipótese.....	2
1.2 Objetivos	3
1.3 Organização do Trabalho	3
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1 Sistema de monção.....	6
2.2 Variabilidade da monção da AS.....	8
2.2.1 Oscilação de Madden-Julian	11
2.2.2 Ondas equatoriais de Kelvin e Rossby	13
2.2.3 Utilizando Análises das Funções Ortogonais Empíricas.....	15
3 DADOS E METODOLOGIA	17
3.1 Dados.....	17
3.2 Metodologia	19
3.2.1 Períodos ativos e inativos da monção	21
3.2.2 Análise da propagação da convecção.....	22
3.2.3 Análise da CSEOF	24
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	29
4.1 Períodos ativos e inativos da monção	29
4.2 Análise da convecção sobre a área do SMAS	43
4.2.1 Período chuvoso de 1982/1983	43
4.2.2 Período chuvoso de 1985/1986	50
4.2.3 Período chuvoso de 1998/1999	56
4.3 Principais modos do SMAS	63
4.3.1 Primeiro modo da CSEOF.....	64
4.3.1.1 Precipitação	65
4.3.1.2 Temperatura em 1000 hPa.....	71
4.3.1.3 PNM.....	75
4.3.1.4 Vento meridional em 200 e 850 hPa	79
4.3.1.5 Vento zonal em 200 e 850 hPa.....	86
4.3.2 Segundo modo da CSEOF.....	95

4.3.2.1	Precipitação	95
4.3.2.2	Temperatura em 1000 hPa.....	100
4.3.2.3	PNM.....	104
4.3.2.4	Vento meridional em 200 e 850 hPa	107
4.3.2.5	Vento zonal em 200 e 850 hPa.....	114
4.3.3	Terceiro modo da CSEOF	121
4.3.3.1	Precipitação	121
4.3.3.2	Temperatura em 1000 hPa.....	126
4.3.3.3	PNM.....	131
4.3.3.4	Vento meridional em 200 e 850 hPa	136
4.3.3.5	Vento zonal em 200 e 850 hPa.....	143
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	151
6	SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	157
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	159
	APÊNDICE A	169
	DIAGRAMAS DAS ANOMALIAS DE ROL NÃO FILTRADAS E FILTRADAS.....	169
	ANEXO A - ARTIGO PUBLICADO NO PERIÓDICO <i>ATMOSPHERIC SCIENCE LETTERS</i>	171

1 INTRODUÇÃO

A variabilidade climática da atmosfera tropical da América do Sul (AS) é influenciada tanto por aspectos tropicais quanto subtropicais. A distribuição de precipitação sobre a AS, principalmente durante o verão austral, está associada direta e indiretamente à atividade convectiva da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (KODAMA, 1992), da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) (CASARIN; KOUSKY, 1986; GAN et al., 2004), da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (SILVA DIAS et al., 1988; GAN et al., 2004), de sistemas frontais (RAMIREZ et al., 1999), de Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) (KOUSKY; GAN, 1981), e dos centros de convecção intensa da Amazônia e da Indonésia (MARENGO et al., 2001; MARTON, 2000).

De acordo com alguns estudos, o ciclo anual de precipitação sobre a maior parte do continente sul-americano apresenta máximos durante os meses de verão e mínimos durante os meses de inverno, caracterizando, assim, o sistema de monção da América do Sul (SMAS) (ZHOU; LAU, 2001; GRIMM et al., 2004). A precipitação associada a este sistema também pode sofrer grande variabilidade dentro da estação chuvosa, podendo alternar em períodos úmidos e secos dependendo da intensidade e regularidade de sistemas atmosféricos que atuam sobre a região tropical da AS. Essa influência na variabilidade intrassazonal, têm sido mostrada em vários estudos e relacionada com a Oscilação Madden-Julian (OMJ) ou Oscilação 30-60 dias (CASARIN; KOUSKY, 1986; KOUSKY; KAYANO, 1994; KAYANO; KOUSKY, 1992; LIEBMANN et al., 1999; CARVALHO et al., 2004; CUNINGHAM; CAVALCANTI, 2006; entre outros).

Observações feitas com imagens de satélites e campos de Reanálises têm revelado que a OMJ modula as fases ativa e inativa do sistema de monção da Índia, apresentando escalas de tempo características de 10-20 dias e 30-60 dias (WEBSTER et al., 1998; KRISHNAMURTHY; SHUKLA, 2000) e nas fases ativa e inativa do SMAS, a escala de tempo é de 10-70 dias (JONES; CARVALHO 2002; CARVALHO et al. 2002). A oscilação de 30-60 dias, também conhecidas por OMJ, trata-se de um fenômeno de escala global, definido como uma onda número 1 que se propaga para leste ao longo da faixa equatorial com periodicidade entre 30 e 60 dias (MADDEN; JULIAN, 1972; MADDEN; JULIAN, 1994; KOUSKY; KAYANO, 1994). Casarin e Kousky (1986) e

Kousky e Cavalcanti (1988) verificaram que, sobre a AS, variações na posição e na intensidade da ZCAS podem estar associadas à oscilação 30–60 dias, podendo apresentar flutuações de escala global na circulação da alta troposfera e na convecção tropical.

O SMAS durante o verão modula a precipitação em várias regiões do Brasil e é a principal responsável pela configuração da estação chuvosa nas regiões norte, centro-oeste e sudeste do Brasil. Assim, a ocorrência de um verão caracterizado por estiagem ou por excesso de precipitação gera impactos nos mais diversos setores, desde questões sociais até no abastecimento de água e de energia. Dessa forma, o comportamento e o impacto da variabilidade climática associado ao SMAS são, portanto, muito importantes dado que o tempo e o clima exercem grande influência em diversos ramos da sociedade, tais como a agricultura, indústria, turismo, etc. Ciente da existência de uma relação entre oscilações existentes no clima da AS, o conhecimento de possíveis sistemas atmosféricos associados que sejam favoráveis ou não à configuração da monção de verão sobre a AS auxiliam em um melhor monitoramento climático. Facilitando, assim, em futuras tomadas de decisões que contornem as consequências associadas a um período sazonal extremamente chuvoso ou seco.

1.1 Motivação e Hipótese

As características espaço-temporais da precipitação associadas a monção durante os meses de verão dependem de mecanismos que podem ocorrer em diversas escalas de tempo, como foi visto na seção anterior e no que será discutido na Revisão Bibliográfica. Como resultado, esses mecanismos podem afetar as características da distribuição de precipitação durante períodos ativos e inativos da monção sobre o centro-oeste e sudeste do Brasil. Portanto, a distribuição da precipitação sobre a região do SMAS durante períodos ativos e inativos é uma questão importante a ser compreendida, porque têm grandes impactos socioeconômicos; enchentes são frequentemente observadas em associação com eventos ativos, causando grandes transtornos, principalmente em áreas urbanas que não são adequadamente planejadas para absorver grandes quantidades de chuva, como por exemplo, a região sudeste do Brasil, que é a região com a maior densidade populacional. Nas regiões rurais, grandes cheias também têm grande impacto na agricultura. Por outro lado, longos períodos de

estiagem podem causar um abaixamento no nível dos reservatórios, causando desabastecimento de água e energia hidroelétrica. Deste modo, é de grande importância o melhor entendimento da variabilidade da precipitação durante o SMAS e dos mecanismos atmosféricos que produzem os períodos ativos e inativos.

Outro principal problema abordado neste trabalho é a obtenção de uma melhor compreensão do SMAS e sua relação com o comportamento atmosférico utilizando a técnica das Funções Ortogonais Empíricas Ciclo Estacionárias (*Cyclostationary Empirical Orthogonal Function* - CSEOF, em inglês), onde não há estudos utilizando esse método sobre a região do SMAS. Para tal, a hipótese considerada é a seguinte: os modos de propagação, a partir da CSEOF, podem determinar associações entre a convecção tropical e anomalias na circulação atmosférica na região da monção.

1.2 Objetivos

Em vista do exposto, o objetivo geral deste trabalho é analisar a variabilidade atmosférica sobre a AS principalmente relacionada ao SMAS. Os objetivos específicos do trabalho são:

- a) Identificar períodos ativos e inativos do SMAS durante 30 verões (1978/79-2007/08), utilizando um índice, e também analisar as condições atmosféricas para esses períodos, com a intenção de melhor entender como o comportamento atmosférico associado à variabilidade que afeta os períodos ativos e inativos do SMAS.
- b) Identificar associações da presença ou ausência de nebulosidade convectiva e sua propagação com as ondas equatoriais, e a OMJ.
- c) Analisar e identificar os modos de propagação que possam mostrar associações entre a atividade convectiva tropical e as anomalias na circulação atmosférica na região do SMAS, utilizando a técnica de CSEOF.

1.3 Organização do Trabalho

Este trabalho é dividido em cinco capítulos. A revisão bibliográfica referente aos temas abordados é apresentada no Capítulo 2. Os dados utilizados e a metodologia aplicada

para se obter os resultados pretendidos são descritos no Capítulo 3. No Capítulo 4, serão apresentados os resultados obtidos divididos em seções com a discussão dos mesmos. Por fim, as conclusões e sugestões para trabalhos futuros são vistas no Capítulo 5.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A circulação atmosférica sobre a região tropical da AS apresenta diferenças marcantes entre o inverno e o verão. No inverno o escoamento em altos níveis torna-se mais zonal e os ventos de oeste são mais intensos. No verão a circulação é bem definida, o escoamento de oeste em latitudes subtropicais é menos zonal e mais fraco em relação ao inverno, observa-se um anticiclone centrado sobre a Bolívia, também conhecido como Alta da Bolívia (AB) (RAMIREZ et al., 1999); um cavado sobre o nordeste do Brasil, muitas vezes associado aos VCANs (KOUSKY; GAN, 1981); Em baixos níveis, um sistema térmico de baixa pressão (conhecido como Baixa do Chaco) localizado sobre o Chaco Paraguai é formado no verão pelo forte aquecimento sobre o continente (VIRJI, 1981). Observa-se também, uma circulação anticiclônica associada às altas subtropicais do Oceano Atlântico Sul e Oceano Pacífico Sul, mais próximas do continente e o escoamento continental encontra-se mais meridional e de norte, sendo responsável pelo transporte de umidade e calor para as latitudes mais ao sul. Algumas vezes a leste da Cordilheira dos Andes, esse escoamento torna-se mais intenso sendo denominado de Jato em Baixos Níveis (JBN) (MARENGO et al., 2001; MECHOSO et al., 2004).

Grimm et al. (2004) descreveram a configuração do SMAS associada à Baixa do Chaco, e concluíram que esse sistema é responsável pelo aumento do gradiente de pressão na direção sudoeste-nordeste, e conseqüentemente, os alísios de nordeste se intensificam, transportando umidade oriunda do Oceano Atlântico para a AS. Sobre o continente, este escoamento se torna de noroeste e é desviado pelos Andes para o sul, adquirindo uma rotação ciclônica em torno da Baixa do Chaco. A convergência de umidade e dos ventos em baixos níveis associada à interação da baixa continental com a alta subtropical do Atlântico Sul e com os alísios de nordeste favorecem o aumento da precipitação na Amazônia, Brasil Central e Região Sudeste (MECHOSO et al., 2004). Esse máximo de precipitação durante o verão sobre a região central da Amazônia e região sudeste do Brasil, também está associado com a AB e o cavado do nordeste. A extensão para sudeste da nebulosidade e da precipitação em direção ao Oceano Atlântico Sul é referenciada como ZCAS (KODAMA, 1992; FIGUEROA et al., 1995; LIEBMANN et al., 1999).

O papel do Oceano Atlântico no transporte de umidade para a floresta tropical da região

Amazônica, mantém a precipitação máxima sobre o Brasil Central (RAO et al., 1996; ZHOU; LAU., 1998), favorecendo a formação da ZCAS durante os meses de verão (KODAMA, 1992). A ZCAS, caracterizada por uma banda de precipitação e nebulosidade que se estende desde a Amazônia até o sudeste do Brasil em direção ao oceano Atlântico, é parte essencial do regime de monção da AS e, portanto, possui papel fundamental para a variabilidade e qualidade da estação chuvosa durante o verão sobre o sudeste e centro-oeste do Brasil (CARVALHO et al., 2004).

2.1 Sistema de monção

Segundo Webster (1987), o termo “monção” é aplicado à reversão sazonal de 180° da direção do vento em baixos níveis e à variação do campo de precipitação associada, com o ciclo anual possuindo duas fases distintas: a estação úmida no verão, na qual ventos quentes e úmidos sopram do oceano para o continente e a estação seca do inverno, quando há a reversão dos ventos, os quais trazem ar frio e seco das latitudes mais altas continentais (WEBSTER *et al.*, 1998). Assim, a circulação monçônica pode ser caracterizada por uma circulação tropical dirigida pelo aquecimento diferencial entre continente e oceano adjacente (MORAN; MORGAN, 1986; WEBSTER, 1987). Ramage (1971) não considera que a AS apresente características básicas para formar um sistema de monção, devido ao fato dos ventos em baixos níveis não reverterem sua direção durante a mudança da estação seca para a chuvosa, no entanto, estudos mais recentes indicam que a circulação de verão sobre a AS apresenta padrões característicos de monção (ZHOU; LAU, 1998; GAN et al., 2004; GRIMM et al., 2004; VERA et al., 2006; entre outros).

Moran e Morgan (1986) consideraram que uma determinada região está sob circulação de monção quando há reversões sazonais na direção do vento causando verões chuvosos e invernos secos, dessa forma pode-se dizer que a região central da AS não possui essa característica. Porém, em relação ao regime pluviométrico, esta região se enquadra na definição acima (GAN et al., 2004; MARENGO et al., 2001; ZHOU; LAU, 1998). O período mais chuvoso é observado durante os meses de dezembro a fevereiro, ou seja, no verão austral e o período seco durante os meses de junho a agosto. Também foram observadas duas estações bem distintas na maior parte da região central e sudeste do Brasil, a estação chuvosa ocorrendo nos meses de outubro a abril (7 meses) e a seca nos

meses de maio a setembro (5 meses) (GAN et al., 2004; MARENGO et al., 2001; ZHOU; LAU, 1998; RAO et al. 1996).

Zhou e Lau (1998) em seu estudo basearam-se no padrão sazonal de algumas características da circulação atmosférica e mostraram que a estação de verão na AS apresenta o padrão típico de um regime de monção. O mesmo ocorre quando a componente anual média da circulação é removida da composição de verão e inverno. Desta forma, a reversão sazonal na direção do vento em baixos níveis torna-se evidente. Durante o verão, com a remoção do ciclo anual, o escoamento em baixos níveis vindo de nordeste associa-se a alta subtropical do Atlântico Norte e deslocando-se para o interior do continente, sobre a região tropical da AS fazendo com que o vento nesse nível mude da direção de nordeste para noroeste, associado à conservação de vorticidade absoluta e ao efeito de barreira provocado pela Cordilheira dos Andes, convergindo para a região central da AS, onde está localizada a baixa térmica do Chaco. Esse escoamento em baixos níveis torna-se o oposto durante o inverno.

O SMAS possui um ciclo de vida bem definido, tendo uma fase inicial, madura e de decaimento. A fase inicial do SMAS acontece durante a primavera (setembro-novembro), quando ocorre uma migração da convecção do extremo norte da AS, para a região central da Amazônia (NOGUÉS-PEAGLE et al., 2002; GAN et al., 2004). O SMAS atinge o pico máximo durante o verão, entre os meses de dezembro e fevereiro, onde ocorre mudança na circulação e um máximo de precipitação sobre a região central da Amazônia e região sudeste do Brasil, associada com a AB, cavado do nordeste e a ZCAS (GRIMM, 2004). A fase de decaimento do SMAS ocorre no outono (por volta do mês de março), quando o máximo da convecção retorna para o extremo norte da AS diminuindo o gradiente de temperatura leste-oeste (continente-oceano). No final de abril o aquecimento atmosférico sobre o continente diminui e se estabelece a circulação de inverno (NOGUÉS-PEAGLE et al., 2002).

No estudo de Raia e Cavalcante (2008) para identificar as fases de início e decaimento do SMAS, foi utilizado um critério baseado do comportamento do fluxo de umidade sobre uma região considerada como núcleo da monção, localizada no sul da região Amazônica. Essas duas fases foram associadas principalmente com o deslocamento da Alta Subtropical do Atlântico, o fluxo de umidade de noroeste, a leste dos Andes, a

intensidade e direção do vento zonal sobre a região central da AS, o movimento vertical sobre o continente, e a extensão da circulação da AB, com a divergência associada. Essas pesquisadoras também analisaram os sistemas frontais durante as duas fases do SMAS, os quais contribuíram tanto na fase de início quanto de decaimento da monção.

Um resumo sobre a circulação de monção na AS foi feito por Mechoso et al. (2004), onde mostram que a precipitação associada à monção está ligada tanto com a precipitação da ZCIT do Oceano Atlântico quanto da ZCAS (KODAMA, 1992), como pode ser visto nos estudos de Gan et al. (2004) e Marengo et al. (2001). O JBN apresenta um papel importante no transporte de umidade vinda da região amazônica, proveniente, em grande parte, do Oceano Atlântico e reciclada nessa região, segue para a parte central da AS aumentando conseqüentemente, a convergência do fluxo de umidade e a precipitação (MARENGO et al., 2001; GAN et al., 2004; MECHOSO et al., 2004). Em altos níveis, a presença da AB é observada próximo da região de máxima precipitação. Mechoso et al. (2004) concluem ainda que a massa continental, a orografia e a temperatura da superfície do oceano definem as características da monção da AS.

2.2 Variabilidade da monção da AS

A região do SMAS sofre influência de uma variedade de fenômenos de diferentes escalas de tempo e contribui para uma elevada variabilidade da precipitação sobre a região. Diversos estudos têm sido realizados com o objetivo de identificar os efeitos dos distúrbios sinóticos, da variabilidade intrassazonal e interanual no regime de precipitação sobre a região de monção da AS, principalmente durante o período do verão, onde se concentram os maiores índices pluviométricos.

Durante a estação chuvosa, a precipitação associada ao SMAS não é contínua, são observadas variações associadas com aumento ou redução de precipitação as quais foram chamadas de fases ativas e inativas, respectivamente. Na fase ativa, o tempo é instável e, frequentemente, ocorre precipitação acima da média. Enquanto que na fase inativa, a qual é referida em inglês como “break” na monção, o tempo é estável, seco, quente e de pouca ou nenhuma precipitação (WEBSTER, 1987; WEBSTER et al., 1998). A estação chuvosa apresenta variações na precipitação de um ano para outro, por isso em alguns anos, a estação chuvosa pode ser mais úmida ou mais seca que a climatologia que está associada à frequência e intensidade das fases ativas e inativas da

monção (MORAN; MORGAN, 1986).

Variações da precipitação que ocorrem sobre a região de monção em escala de tempo da ordem de poucos dias, muitas vezes são associadas aos distúrbios sinóticos. Os sistemas frontais são os mais frequentes sistemas sinóticos que atuam sobre a AS principalmente nas latitudes médias e subtropicais. Eles afetam o Brasil durante todo o ano (CAVALCANTI; KOUSKY, 2003) e são os principais responsáveis pela precipitação nestas latitudes. Durante o verão, esses sistemas contribuem para o aumento da convecção sobre as regiões Sudeste e Central do Brasil, provocando alterações na posição e intensidade da ZCAS, como discutido por Casarin e Kousky (1986), Kousky e Cavalcanti (1988), Cunningham e Cavalcanti (2006).

Além da influência da escala sinótica sobre a precipitação na região de monção, estudos relacionam as variabilidades intrassazonal e interanual com os sistemas atmosféricos atuantes sobre a AS, e principalmente durante o verão. Estudos como Casarin e Kousky (1986), Kousky e Cavalcanti (1988), Nogués-Paegle e Mo (1997), Jones e Carvalho (2002) entre outros, mostraram um padrão de dipolo, com aumento de precipitação na região da ZCAS e diminuição da mesma no Sul do Brasil, Uruguai e nordeste da Argentina, ou vice-versa. Este padrão de dipolo está associado com uma forçante remota sobre a Indonésia, a qual gera um trem de ondas do tipo PSA (Pacific South America) que se propaga sobre o oceano Pacífico Sul até a AS (CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006).

Jones e Carvalho (2002) estudaram as variações intrassazonais (10 a 70 dias) da circulação em baixos níveis nos períodos ativos e inativos da monção sobre a região central da AS. Os resultados destes autores mostraram que anomalias de ventos de leste (considerados nesse estudo entre 45° e 135°) na circulação em baixos níveis estiveram associadas a períodos inativos da monção, enquanto anomalias de ventos de oeste (270° e 360°), a períodos ativos. Isso poderia ser explicado da seguinte maneira: anomalias de ventos de leste observadas na estação chuvosa representariam uma diminuição da força do escoamento de noroeste em baixos níveis, o qual é a fonte do fluxo de umidade que alimenta a convecção, na direção da região Sudeste do Brasil, e um aumento do ramo na direção da região Sul do Brasil (HERDIES et al., 2002; JONES; CARVALHO, 2002; GRIMM et al., 2004). No caso de anomalia dos ventos de oeste, o oposto é observado.

Também foi observado um dipolo no campo de anomalia de precipitação entre a região central e noroeste da AS. Durante o regime de anomalia de ventos de oeste (fase ativa da monção), anomalia positiva de precipitação foi observada na região central da AS, enquanto anomalia negativa de precipitação na região noroeste. O oposto ocorreu durante o regime de ventos de leste. Jones e Carvalho (2002) ainda observaram uma semelhança no escoamento em baixos níveis entre as fases ativas (inativas) com as anomalias mensais durante um mês chuvoso (seco) encontradas nos resultados de Zhou e Lau (1998).

No estudo de Herdies et al. (2002), foi observado que durante o regime de ventos de oeste (associados a períodos ativos) sobre a região central da Amazônia, a ZCAS estava ativa e com divergência de umidade sobre as regiões sul do Brasil, norte da Argentina e Paraguai (implicando na ausência do JBN da AS). Por outro lado, durante o regime de vento de leste (associados a períodos inativos) dominante sobre a região central da Amazônia, não se observou a ocorrência da ZCAS acompanhada do aumento de convergência de umidade sobre a região das planícies subtropicais. Durante este regime de vento, o JBN da AS estava mais intenso e posicionado para oeste, onde o transporte de umidade no regime da não ocorrência da ZCAS aconteceu em direção à região sudoeste da AS. Essas características na circulação praticamente invertidas e associadas a eventos de ZCAS e não-ZCAS denotam um padrão de escala continental provavelmente associado a um padrão hemisférico de oscilação intrassazonal (CARVALHO et al., 2002).

Gan et al. (2004) encontraram resultados semelhantes aos de Jones e Carvalho (2002). Também observaram que em períodos ativos (inativos) da monção na região central da AS, além da anomalia positiva (negativa) no campo de precipitação, há anomalias nos campos de pressão ao nível do mar e circulação dos ventos em baixos e em altos níveis. No período ativo (inativo) da monção foi observada anomalia negativa (positiva) no campo de pressão atmosférica ao nível do mar, anomalia ciclônica (anticiclônica) na circulação em baixos níveis, e na anomalia anticiclônica (ciclônica) na circulação em altos níveis, na região central da AS.

A atuação de sistemas de escala sinótica (sistemas frontais e vórtices ciclônicos de altos níveis) e de meso escala (sistemas convectivos) foi observada na região central da AS e

verificada nos estudos de Gan et al. (2004) e Grimm et al. (2004), respectivamente. A presença desses sistemas, que muitas vezes têm interação com a zona de convergência tropical, aumenta o total de precipitação na região do sistema de monção da AS. Por outro lado, a ausência dos mesmos diminui o total de precipitação, o que caracteriza um período inativo. Outros estudos observaram que a atividade desses sistemas, os quais modulam o regime de precipitação na região de monção, é afetada de alguma forma pela OMJ (MECHOSO et al., 2004; ZHOU; LAU, 1998).

2.2.1 Oscilação de Madden-Julian

Vários trabalhos utilizando-se de análises observacionais reportaram que a conhecida OMJ (MADDEN; JULIAN, 1971) é o principal mecanismo físico capaz de induzir variações pronunciadas na convecção de grande escala da atmosfera tropical em escala de tempo intrassazonal (MADDEN; JULIAN, 1972; KOUSKY; KAYANO, 1994). As anomalias na convecção tropical e na circulação atmosférica associadas a OMJ tendem a se propagar zonalmente para leste, levando aproximadamente 40 a 50 dias para dar a volta ao redor do globo terrestre (MADDEN; JULIAN, 1972; RUI; WANG, 1990).

Inicialmente a OMJ foi detectada como um sinal na componente zonal do vento e pressão na superfície (MADDEN; JULIAN 1971, 1972). Porém, esta oscilação também se manifesta em outras variáveis, tais como ROL, geopotencial, velocidade potencial, entre outras, como discutido em Madden e Julian (1994).

A fase inicial da OMJ ocorre nas regiões convectivamente ativas do Oceano Índico e Indonésia, sendo que a distribuição das anomalias na circulação atmosférica e na convecção de grande escala associadas à propagação para leste da OMJ são mais acentuadas nestas regiões, onde a propagação dessas anomalias é relativamente uniforme. No restante da área tropical, a propagação dessas anomalias não é tão uniforme, sendo menos pronunciadas em magnitude e em área espacial. Em particular, nos setores tropical Africano e Sul-Americano, as anomalias de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) são relativamente menores do que as dos Oceanos Índico e Pacífico Oeste (MADDEN; JULIAN, 1994).

Em um estudo observacional, Hendon e Salby (1994) analisaram o ciclo de vida da OMJ associado à intensificação e desintensificação da atividade convectiva. Utilizaram

os campos de vento em 200 hPa e divergência horizontal do vento em 850hPa e 1000 hPa, para analisar a estrutura equivalente das anomalias de circulação. O padrão básico da circulação é de um par de anticiclones associados à resposta das Ondas de Rossby nos subtropicais, margeando o Equador (RUI; WANG, 1990). A composição do ciclo de vida da OMJ mostrou a combinação de características de respostas às forçantes estacionárias e aos padrões de circulação induzidos pelo deslocamento do sinal convectivo. O primeiro tipo de resposta apareceu como uma Onda de Rossby-Kelvin acoplada (por exemplo, GILL, 1980), que migra para leste na direção da anomalia convectiva com uma velocidade aproximada de 5ms^{-1} na parte leste. Por outro lado, a resposta radiativa (resposta transiente induzida pela forçante) apareceu como uma Onda de Kelvin, que se propaga para leste com uma velocidade de aproximadamente 10ms^{-1} na parte oeste. O deslocamento do sinal convectivo associado à OMJ se propaga para leste a uma velocidade de fase de 5ms^{-1} , com número de onda zonal de 1-3, indicando que o distúrbio demora cerca de 100 dias para dar a volta ao redor do globo. As estruturas das Ondas de Kelvin e Rossby foram consideradas essenciais na dinâmica da OMJ (MADDEN, 1986).

Os sinais da perturbação, associada à propagação da OMJ, são detectados sobre a AS de forma mais intensa na época de verão através do aumento da atividade convectiva nas fases ativas da OMJ, aumentando a probabilidade da ocorrência de chuvas (KAYANO et Al., 1992; SOUZA; AMBRIZZI, 2006). Ainda sobre a AS, a OMJ tem sido associada às variações na posição e intensidade da ZCAS, e com flutuações de escala global na circulação da alta troposfera e na convecção tropical (CASARIN; KOUSKY, 1986; KOUSKY; CAVALCANTI, 1988).

Obregón (2001) estudou a variabilidade em escalas intrassazonais sobre o Brasil através de dados de precipitação diária de 1979-1993. Encontrou o predomínio de oscilações com período de 20 dias e 40 dias sobre o Sudeste do Brasil na primavera e no verão. Sobre o Nordeste do Brasil, detectou oscilações de 20 dias e 40 dias, durante o outono. No entanto, no sul estas oscilações foram observadas no inverno. Ele concluiu que o padrão espacial de oscilação de 20 dias mostra estrutura similar aos das ondas baroclínicas, enquanto que a de 40 dias parece ter algum tipo de modulação interanual, possivelmente associado com a dinâmica de grande escala.

Schneider (2004) analisou as frequências de oscilação atmosférica nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil no período de inverno, enfatizando a escala intrassazonal. Observou que na região central, a banda de 30-60 dias é predominante, comprovando a presença de um sinal da OMJ, mesmo considerando o período seco de inverno no Brasil Central. Gan e Moscati (2003) também verificaram a influência da OMJ na estação chuvosa de 2001/2002 na região Centro-Oeste do Brasil, observando aumento da precipitação durante o período chuvoso, associado com a fase favorável à precipitação da OMJ (índice da OMJ negativo) e redução com a fase desfavorável (índice da OMJ positivo).

Alguns trabalhos mostram a influência da OMJ na variabilidade do clima na escala submensal. Um exemplo é a modulação da ZCAS pela OMJ.

2.2.2 Ondas equatoriais de Kelvin e Rossby

Na região equatorial existem ondas que combinam algumas características de ondas de gravidade e de ondas de Rossby, sendo a onda de Kelvin e a onda mista de Rossby-Gravidade dois importantes exemplos de ondas equatoriais. Uma das características das ondas equatoriais é o fato delas serem confinadas em latitude, ou seja, a propagação destas ondas ocorre ao longo do equador e suas amplitudes decrescem com a latitude. A direção de propagação da onda de Kelvin é oeste-leste e sua estrutura vertical é idêntica a de uma onda de gravidade que se propaga na direção oeste-leste (HOLTON, 2004).

Classicamente, as ondas de Kelvin são oscilações aprisionadas na região equatorial entre aproximadamente as latitudes de 20°N e 20°S, simétricas em relação ao equador, não apresenta perturbação na componente meridional da velocidade do vento e possui um perfil de amplitude que segue uma gaussiana em que as amplitudes decaem latitudinalmente a partir do máximo sobre o equador (HOLTON, 1992; 2004). Neste sentido, do ponto de vista clássico, oscilações com períodos de 3-4 dias observadas em latitudes maiores do que 20° não devem ser interpretadas como ondas de Kelvin. Estudos sobre observações de ondas de Kelvin mostraram que elas ocorrem em três velocidades de fase distintas, são elas: ondas lentas, com periodicidade de aproximadamente 16 dias; ondas rápidas, com periodicidade de 6 e 7 dias e; ondas ultra-rápidas, com periodicidade de 3 e 4 dias (TAKAHASHI et al., 2007).

A interação entre ondas de Kelvin e a OMJ tem sido estudada (DUNKERTON; CRUM, 1995). Straub et al. (2006) analisaram um caso de maio de 1998, documentado por Takayabu et al. (1999), onde uma onda de Kelvin originária da América do Sul propagada sobre a África e depois para o Oceano Índico, aparentemente provocando uma MJO, que então gerou uma nova onda de Kelvin, que continuou propagando para leste de volta à América do Sul. Essa interação foi ligada ao final do forte evento de El Niño de 1997-1998 nestes estudos através do rápido aumento dos ventos alísios do Pacífico associadas com a MJO.

Segundo MATSUNO (1966), além da onda de Kelvin há dois tipos de ondas que atuam na região equatorial, uma é onda de gravidade inercial, e a outra é a onda de Rossby. A diferença entre essas duas ondas se dá pela frequência das ondas de gravidade inercial que são muito maiores que as ondas de Rossby. A onda de menor modo, a qual é menor em extensão norte-sul, com propagação para oeste, tem características misturadas das ondas de Rossby e da onda de gravidade inercial, e por esse motivo são chamadas de onda mista Rossby-Gravidade. A relação entre os campos de vento e de pressão também mostram características misturadas desses dois tipos de ondas. A extensão meridional das ondas é da ordem de $(c/\beta)^{1/2}$, onde c é a velocidade das ondas de gravidade longas e β é parâmetro de Rossby. Para a onda de gravidade inercial este fenômeno é interpretado como o resultado da refração para ambos os lados do equador. Neste sentido o equador pode ser um guia de ondas para a propagação de ondas de gravidade de longos períodos. Esses efeitos podem desempenhar alguns papéis importantes na manutenção de distúrbios atmosféricos ou oceânicos na região equatorial (MATSUNO, 1966).

No estudo de Kiladis e Wheeler (1995), para a estrutura dinâmica das ondas de Rossby equatoriais, foi encontrada uma estrutura barotrópica equivalente na vertical em seus campos de temperatura e vento, pelo menos, sobre a região do Pacífico central. Outros estudos estabeleceram que as ondas equatoriais de Rossby parecem ter estruturas barotrópicas, onde são apenas fracamente acopladas a convecção (WHEELER et al., 2000; KILADIS et al., 2009).

2.2.3 Utilizando Análises das Funções Ortogonais Empíricas

Kayano e Kousky (1992) encontraram, através de Funções Ortogonais Empíricas (*Empirical Orthogonal Function* - EOF, em inglês) Estendidas aplicadas em campos de ROL, que a principal característica da OMJ é um dipolo orientado no sentido leste-oeste. A evolução temporal da amplitude deste dipolo apresenta flutuações mais pronunciadas durante o verão e outono austral, com períodos variando de 40 a 55 dias. Em outro estudo, Kayano e Kousky (1999), aplicando novamente a técnica das EOF estendidas em diversas variáveis atmosféricas filtradas na banda 25-87 dias, documentaram os padrões dominantes de propagação da OMJ considerando as estações de verão e inverno em separado. Em ambas as estações, a OMJ apresentou um período de vida médio de 45 dias.

Nogués-Paegle e Mo (1997) exploraram os aspectos observacionais do dipolo meridional de anomalias de ROL entre o Sul e o Sudeste do Brasil, através da aplicação de EOF em dados filtrados na banda intrassazonal. Os resultados encontrados por estes autores mostraram que a estrutura de dipolo, durante o verão, parece ser uma componente regional embebida num padrão de grande escala associado à OMJ. Posteriormente, Paegle et al. (2000) estenderam essas análises, demonstrando que a região da ZCAS é modulada por oscilações na banda de 36-40 dias (relacionado a OMJ). Liebmann et al. (1999) encontraram o modo sub-mensal, o qual relaciona-se a um trem de Ondas de Rossby propagando-se do Oceano Pacífico em direção à AS, reforçando a atividade convectiva sobre a região da ZCAS. Estes aspectos também foram reportados por Marton (2000) e Chaves e Cavalcanti (2001).

Lim (2004) investigou a evolução espaço-temporal dos modos dominantes que constituem a monção de verão da Ásia. Neste estudo foi utilizada a aplicação de EOF Ciclo Estacionárias (*Cyclostationary Empirical Orthogonal Function* – CSEOF, em inglês) nos dados de pântadas de precipitação e outras variáveis sinóticas, durante o ciclo de vida da monção, para mostrar as características dos modos dominantes. Através desta análise observou que o ciclo sazonal é o modo dominante e a oscilação intrassazonal, definida por 40-50 dias incluindo a OMJ, é o segundo maior constituinte da variação da chuva da monção de verão da Ásia. O sinal dominante desta oscilação explica exatamente a propagação na direção norte da oscilação intrassazonal sobre o

continente Asiático causando períodos intrassazonais ativos e inativos da monção. Outro modo importante da monção Asiática é o ENOS que atua para atrasar (acelerar) o início das monções regionais por uma ou duas pêntadas em anos de El Niño (La Niña).

Para melhor entender os mecanismos físicos da monção de verão Asiática, Kullgren (2006) aplicou a técnica da CSEOF em 23 anos de dados de pêntadas de precipitação e outras variáveis físicas sobre a região da monção, incluindo os Oceanos Tropical, Índico Sul e Pacífico. Neste estudo foram identificados 5 principais modos, onde juntos explicam aproximadamente 1/3 da variância total dos dados de pêntadas de precipitação. O primeiro modo da precipitação representaria o sinal do El Niño, o segundo modo o ciclo sazonal, o terceiro descreve a fase de transição ENOS entre El Niño e La Niña, e o quarto e quinto modos representaria componentes separadas da OMJ. Também foi investigado a variabilidade do início, término e a duração da monção da Austrália, em termos dos cinco primeiros principais modos da precipitação da monção encontrados pela análise da CSEOF, onde observaram que o quarto e quinto modos juntos representam a OMJ e, que esses dois modos dominantes são os principais fatores que controlam os tempos de início e término da monção de verão da Austrália.

Silva e Carvalho (2007) utilizaram o método multivariado de EOF combinadas para determinar o estabelecimento e o fim do regime de monção de verão da AS. Esses autores aplicaram a técnica de EOF combinada nas anomalias de precipitação, velocidade do vento (componentes zonal e meridional), temperatura do ar em 850 hPa e umidade específica do ar, para a obtenção de um índice de grande escala para o SMAS (LISAM, em inglês) como sendo a série temporal referente ao primeiro modo da EOF. Eles mostraram que o primeiro modo da EOF combinada representa as principais características do regime de monção de verão da AS e seu coeficiente temporal pode ser usado como um índice para caracterizar a evolução temporal desse regime de monção. Além disso, as anomalias do coeficiente temporal durante a estação chuvosa (outubro-março) mostraram a atuação da escala intrassazonal (30-60 dias) e a ocorrência de períodos secos e úmidos dentro da estação chuvosa. A análise do segundo modo da EOF combinada mostrou um padrão de gangorra com extensão em direção à porção oceânica da ZCAS. As anomalias do segundo coeficiente temporal durante a estação chuvosa mostraram a atuação de dois picos da escala intrassazonal, um em torno de 30 dias e outro em 15-20 dias.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Neste trabalho foram utilizados dados diários obtidos do arquivo da Reanálise I do NCEP-NCAR (National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research; Kalnay et al., 1996) e Reanálise II do NCEP/DOE (NCEP / Department of Energy; KANAMITSU et al., 2002). As variáveis utilizadas são: Pressão ao Nível do Mar (PNM), temperatura do ar em superfície (T), componentes zonal e meridional do vento (u e v , respectivamente) e umidade específica (q). Todos os dados encontram-se disponíveis em uma grade com espaçamento de $2,5^\circ$ de latitude por longitude. Neste trabalho os dados de u e v foram utilizados para os níveis de pressão de 850 e 200 hPa, e T em 1000 hPa. Esses dados foram selecionados para o período de 1979 a 2008, isto é, 30 anos.

Exceto q , as outras variáveis foram obtidas da Reanálise II. A umidade específica entre os níveis de pressão de 1000 e 300 hPa, obtida da Reanálise I, foi utilizada neste trabalho para os verões de 1978/79 a 2007/08. Foi necessária a utilização destes dados da Reanálise I já que essa variável, no arquivo de dados Reanálises II, não existe para todos os níveis em questão.

A Reanálise II do NCEP-DOE é uma versão atualizada da Reanálise I do NCEP-NCAR, sendo a classificação das variáveis de saída a mesma. Deste modo, de acordo com Kalnay et al., 1996, esses dados foram classificados em 4 categorias conforme a influência exercida pelos dados observacionais e pelo modelo nas mesmas. A primeira categoria, denominada de tipo A, são variáveis fortemente influenciadas pelos dados observacionais assimilados apresentando, assim, o maior grau de confiabilidade. As variáveis do tipo B são diretamente afetadas, tanto por dados observacionais, quanto pelo modelo. Com relação às variáveis do tipo C, tem-se que, as observações não influenciam diretamente essas variáveis, sendo as mesmas derivadas somente do modelo. Entretanto, as mesmas conseguem representar relativamente bem a variabilidade interanual quando comparadas com outros conjuntos de dados e climatologia (KALNAY et al., 1996; KISTLER et al., 2001). Por fim, as variáveis do tipo D são aquelas obtidas somente por campos climatológicos e não dependem do modelo.

A Tabela 3.1 mostra as variáveis das Reanálises I e II do NCEP utilizadas neste trabalho, suas unidades e suas respectivas classes de confiabilidade. Vale ressaltar que a maior parte das variáveis do NCEP utilizada neste estudo é classificada como tipo A, as quais apresentam um maior grau de confiabilidade.

Tabela 3.1 – Classificação das variáveis utilizadas nesse trabalho provenientes das Reanálises I e II do NCEP.

VARIÁVEL	UNIDADE	TIPO
<i>u</i>	m/s	A
<i>v</i>	m/s	A
<i>T</i>	K	A
PNM	hPa	A
<i>Umidade específica (q)</i>	kg/kg	B

Também são utilizados dados diários de ROL medidos por satélite e obtidos da “National Oceanic and Atmospheric Administration” (NOAA). Esses dados consistem em um conjunto de valores que representam a média diária das passagens dos satélites durante o dia e a noite. As falhas desses dados são preenchidas por um processo de interpolação espacial e temporal (mais detalhes ver LIEBMANN; SMITH, 1996). Os mesmos estão disponíveis em uma grade regular de 2,5° de latitude por longitude e, a partir de 1974 até os dias atuais para todo o globo. Neste estudo, os dados de ROL são utilizados para o período de 1979 a 2008. Os dados de ROL são úteis para investigar distribuições de grande escala da nebulosidade e, portanto, da atividade convectiva na região tropical.

Análises da precipitação diária para a América do Sul, obtidas no “Climate Prediction Center” (CPC)

(<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/realtime/GIS/retro.shtml>) dispostas em pontos de grade de 1° x 1° de latitude e longitude são utilizadas para o período de 1979 a 2008. Estas análises são produzidas pelo CPC e baseadas em dados diários de precipitação de estações meteorológicas de várias agências e instituições regionais e nacionais. Maiores detalhes sobre o sistema de controle de qualidade dos dados de precipitação e do sistema de análises podem ser encontrados em Higgins et al. (2000).

Também são incluídos neste estudo dados das análises de pântadas de precipitação obtidas no “Climate Prediction Center’s Merged Analysis of Precipitation” (CMAP), onde utilizam dados de estações meteorológicas, informações de satélites e previsões numéricas de precipitação da Reanálise do NCEP/NCAR. Esse conjunto de dados está disponível em uma grade com espaçamento de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude e longitude (XIE; ARKIN, 1997). O período utilizado são os anos de 1979 a 2008.

Também foram utilizados diagramas das anomalias de ROL não filtradas e filtradas para ondas de Kelvin, Rossby equatorial e a OMJ com média entre as latitudes 0° - 10° S, e para o período de 1980 a 2008, obtidas de <http://www.atmos.albany.edu/student/ventrice/hovs/0-10S/>. Maiores detalhes sobre os dados utilizados para o cálculo dos compostos dessas anomalias podem ser encontrados em Ventrice (2012).

3.2 Metodologia

Este trabalho foi dividido em três etapas, a saber; identificação dos períodos ativos e inativos do SMAS, a análise da propagação da convecção e a análise dos modos da CSEOF. Na primeira etapa foram utilizados os dados de Reanálises I e precipitação do CPC, onde através de uma análise observacional nos forneceu um suporte físico e dinâmico para o melhor entendimento dos períodos ativos e inativos do SMAS. Na segunda etapa foram utilizados diagramas de Hovmoller das pântadas de ROL e diagramas das anomalias de ROL não filtradas e filtradas para ondas de Kelvin, Rossby equatorial e a OMJ para identificar associações entre a propagação da convecção com as ondas equatoriais e a OMJ. Por fim na terceira etapa, a técnica das CSEOF foi aplicada utilizando os dados de Reanálises II e precipitação do CMAP, para investigar e melhor entender a evolução espaço-temporal dos modos físicos individuais com o SMAS.

O termo monção aplicado neste trabalho está associado à mudança sazonal do padrão de circulação atmosférica e da precipitação sobre o continente, onde o regime climático das chuvas apresenta grande quantidade de chuvas durante o verão e pouca quantidade de chuvas durante o inverno. A Figura 3.1 mostra a região entre as latitudes de 10° N e 40° S e as longitudes de 20° W e 120° W, que pode abranger os padrões da circulação atmosférica na alta e baixa troposfera em escala intrassazonal e, suas interações entre os sistemas meteorológicos (LIEBMANN et al., 1999; GAN et al., 2004; MECHOSO et

al., 2004). A área dentro do quadrado (Figura 3.1), destacando a região Centro-Oeste do Brasil (COB) localizada entre coordenadas 10°S e 20°S em latitude e 50°W e 60°W em longitude, foi selecionada por apresentar padrões locais de circulação associados ao SMAS em relação ao padrão sazonal das chuvas (ZHOU; LAU, 1998; JONES; CARVALHO, 2002; GAN et al., 2004; RAI; CAVALCANTI, 2008). Esta área é apenas uma região representativa, pois a área de monção abrange outras regiões além da área selecionada para estudo. A região do COB por possuir características climáticas típicas de monção, também foi utilizada em outros estudos utilizando metodologias diferentes, como por exemplo, nos estudos de Gan et al. (2004), Raia e Cavalcanti (2008), e Garcia (2010).

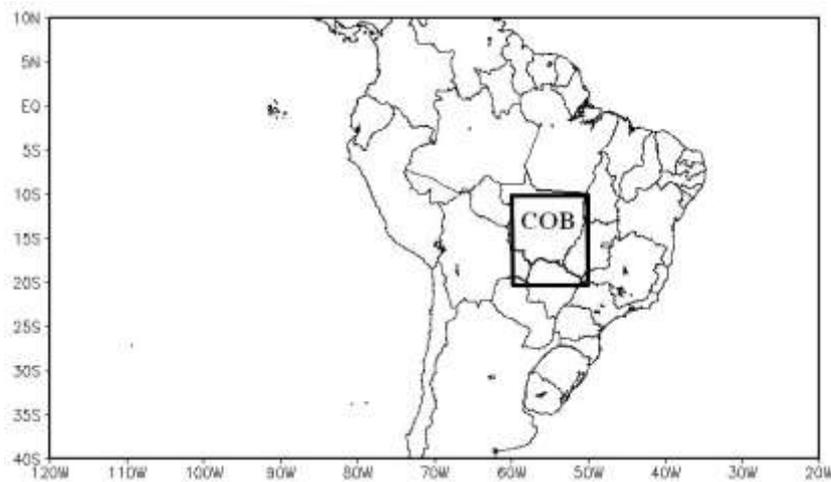


Figura 3.1 - Localização da área selecionada para estudo, destacando a região Centro-Oeste do Brasil (COB).

Foram calculadas as médias de 5 dias (pêntadas) das variáveis extraídas das Reanálises I e II do NCEP, ROL e precipitação para o período de janeiro de 1979 até dezembro de 2008. Posteriormente, foram computadas as climatologias diárias e pentadais para todas as variáveis acima mencionadas, as quais são geradas através da equação (WILKS, 2006):

$$\bar{X}_i = \frac{1}{N_a} \sum_{j=1979}^{j=2008} x_i \quad (1)$$

onde, no caso do cálculo das pêntadas, \bar{X}_i é a climatologia de uma dada variável x , para uma dada pêntada i ($i = 1$ a 73 pêntadas em cada ano), N_a o número de anos usados (N

=30) e j o ano, que varia de 1979 a 2008. A partir das climatologias, são calculadas as anomalias pentadais padronizadas (pelo desvio padrão) Xa_i para cada pêntrada i entre os anos de 1979 a 2008, através da expressão:

$$Xa_i = \frac{x_i - \bar{X}_i}{\sigma} \quad (2)$$

onde σ é o desvio padrão da variável x .

3.2.1 Períodos ativos e inativos da monção

A identificação dos períodos ativos e inativos foi feita usando um índice com base nas anomalias diárias da precipitação, definido como o índice de precipitação da monção (IPM). Com os dados de precipitação obtidos do CPC, calculou-se a precipitação média diária na região do COB (Figura 3.1) para os meses mais úmidos, ou seja, dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) do período de 1979-2008. A área do COB foi escolhida porque é a região do núcleo do SMAS (GAN et al., 2004). As anomalias diárias da precipitação (IPM) foram determinadas através da remoção das precipitações diárias das médias climatológicas diárias da precipitação na região do COB.

O critério utilizado para identificar os períodos ativos (inativos) foi o mesmo utilizado por Krishnamurthy e Shukla (2000, 2007, 2008) para a região da Índia. É definido período ativo (inativo) quando o índice IPM está um meio-desvio padrão acima (abaixo) da precipitação diária média, por pelo menos cinco dias consecutivos. Foi usado o desvio padrão em vez de percentil, porque se trabalha com anomalias de precipitação diária em vez de precipitação, e a série de anomalia da precipitação não está enviesada como a série de precipitação. O limiar de 5 dias foi escolhido a fim de eliminar a variabilidade de alta frequência, associada com os sistemas transientes. Uma vez que os períodos ativos e inativos não duram mais do que 30 dias, a variabilidade intrassazonal é definida neste estudo como uma variabilidade de entre 5 e 30 dias.

Os dados de Reanálises I do NCEP foram utilizados na confecção dos compostos das anomalias do vento, PNM, o fluxo de umidade integrado verticalmente entre os níveis de pressão de 1000 e 300 hPa e a divergência do fluxo de umidade, e precipitação do CPC que foram feitos para períodos ativos e inativos com 5 dias de duração. Para o

cálculo dos compostos, foram selecionados apenas os casos com 5 dias de duração, porque há mais casos e os números de casos ativos e inativos são semelhantes. Além disso, os eventos de maior duração podem estar associados a outras condições atmosféricas. O objetivo destes compostos é identificar as características da precipitação e da circulação atmosférica em baixos e altos níveis que acompanham a ocorrência destes dois períodos.

Uma vez que os períodos ativos e inativos são originados por mecanismos convectivos ou dinâmicos, é também possível defini-los utilizando índices baseados em outras variáveis (JONES; CARVALHO, 2002; GAN et al., 2004). No entanto, devido à natureza da propagação das variações intrassazonais, os períodos ativos e inativos ocorrem para tempos e locais diferentes sobre grande parte da região de monção (JONES; CARVALHO, 2002).

As significâncias estatísticas dos compostos são avaliadas considerando o número de graus de liberdade, correspondente ao número de casos incluídos em cada composto. Para o teste de significância dos compostos, é considerado que as variáveis possuam uma distribuição normal. Desta forma, a seguinte condição deve ser satisfeita (PANOFSKY; BRIER, 1968):

$$|\bar{a}| > t_s \frac{\sigma}{\sqrt{n-1}} \quad (3)$$

onde t_s é o valor tabelado da distribuição t de Student para $n-1$, σ é o desvio padrão, \bar{a} é a média da amostra e n é o número de casos. Assim, somente valores absolutos excedendo $t_s \frac{\sigma}{\sqrt{n-1}}$ têm significância estatística (PANOFSKY; BRIER, 1968). As significâncias estatísticas dos compostos foram determinadas para um nível de confiança de 95%.

3.2.2 Análise da propagação da convecção

Para identificar a presença de ondas equatoriais sobre a região de estudo, associou-se à convecção a propagação dessas ondas. Assim, foram utilizadas seções de longitude versus tempo com dados de pêntadas de ROL. Para tal análise foram construídos

diagramas de Hovmoller (seções longitude x tempo), com valores médios para a faixa latitudinal entre 0°-10°S e para os meses de setembro a maio dos anos de 1979 a 2008.

Outra situação é o acoplamento da convecção em associação com as ondas equatoriais de Kelvin e Rossby, e a OMJ. Para esta análise foram utilizados os diagramas das anomalias de ROL não filtradas e filtradas para ondas de Kelvin, Rossby equatorial e a OMJ com média entre as latitudes 0°-10°S obtidos de <http://www.atmos.albany.edu/student/ventrice/hovs/0-10S/>. Esses diagramas estão disponíveis a partir do ano de 1980. Segundo Ventrice (2012), os dados de ROL obtidos da NOAA (LIEBMANN; SMITH, 1996) utilizados nestes diagramas foram filtrados numa escala espaço temporal conforme as características das ondas de Kelvin, Rossby equatorial e da OMJ baseadas na frequência, número de onda e profundidade, e aplicadas para diferentes metodologias baseadas em estudos anteriores, conforme mostra o resumo na Tabela 3.2. Maiores detalhes sobre a metodologia utilizada para confecção dos diagramas das anomalias de ROL não filtradas e filtradas para ondas de Kelvin, Rossby equatorial e a OMJ, encontram-se no Apêndice A.

Tabela 3.2 – Características das ondas de Kelvin, Rossby equatoriais e OMJ utilizadas na filtragem de ROL.

Oscilações	Ondas de Kelvin	Ondas de Rossby Equatoriais	OMJ
Cor	roxo	azul	vermelho
Propagação	para leste	para oeste	para leste
Período	2.5 a 20 dias	10 a 48 dias	30 a 96 dias
Número de onda	1 a 14	1 a 10	até 9
Profundidade	8 a 90 m	90 m	-
Adaptado de	Wheeler e Kiladis (1999)	Kiladis et al. (2009)	Kiladis et al. (2005)

Os diagramas utilizados neste trabalho foram adaptados de <http://www.atmos.albany.edu/student/ventrice/hovs/0-10S/>, e as anomalias de ROL não filtradas são apresentadas em sombreado. As anomalias de ROL filtradas para ondas de Kelvin, Rossby equatorial e a OMJ são respectivamente representadas por linhas nas

cores roxa, azul e vermelho, onde linhas contínuas são anomalias negativas, e linhas tracejadas quando os valores dessas anomalias são positivos. Nesta análise pretende-se identificar quando houve presença ou ausência da nebulosidade convectiva nos diagramas das anomalias de ROL não filtrada e filtrada, verificando se houve ou não uma associação com as ondas equatoriais e a OMJ, ou até mesmo uma interação entre ambas.

3.2.3 Análise da CSEOF

A CSEOF é uma técnica de análise utilizada para extrair a evolução espaço-temporal dos modos físicos (por exemplo, ciclo sazonal, evolução da oscilação intrassazonal, etc.) e suas variações da amplitude a longo prazo (KIM; NORTH, 1997; LIM, 2004; KULLGREN, 2006).

A principal motivação para empregar a análise CSEOFs no presente estudo é para melhor investigar a evolução espaço-temporal dos modos físicos individuais com o SMAS. Assim as CSEOFs são determinadas para as séries de anomalias das variáveis meteorológicas obtidas das Reanálises II do NCEP-DOE e precipitação do CMAP utilizando a metodologia proposta por LIM (2004) e KULLGREN (2006), para o período de estudo (1979-2008) e para a região compreendida entre 20°N-60°S em latitude e 0°-90°E em longitude (Figura 3.2). Esta análise tem como objetivo encontrar uma possível associação entre a evolução dos padrões dominantes de convecção tropical relacionados à OMJ, sobre as regiões da Indonésia, Pacífico Sul e da AS. Em virtude desta metodologia ainda não ter sido utilizada para essa finalidade, o presente trabalho também investiga se a mesma pode apresentar resultados interessantes na identificação dos padrões atmosféricos associados ao SMAS.

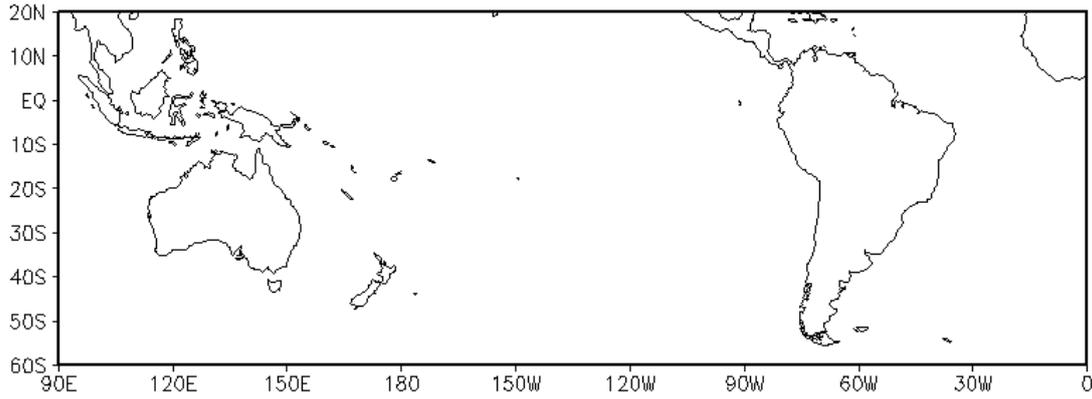


Figura 3.2 - Área selecionada para o cálculo das CSEOF.

Na análise da CSEOF, dados no espaço e no tempo ($T(r,t)$) são representados como (KIM; NORTH, 1997):

$$T(r,t) = \sum_n T_n(t) B_n(r,t), \quad (4)$$

em que $B_n(r,t)$ são os vetores dos padrões ciclo estacionários (*cyclostationary loading vectors* – CSLVs, em inglês), e $T_n(t)$ são suas respectivas séries temporais das componentes principais (CP).

Conforme detalhado em Kim e North (1997), os CSLVs podem ser derivados de uma função de covariância no espaço e no tempo, $C(r,t;r',t')$, através da resolução de:

$$C(r,t;r',t') B_n(r',t') = \lambda_n B_n(r,t), \quad \dots(5)$$

em que λ_n são os autovalores, e o produto interno é assumido pelos repetidos índices r' e t' . A hipótese de ciclo estacionaridade dada por:

$$C(r,t;r',t') = \langle T(r,t) T(r',t') \rangle = \langle T(r,t+d) T(r',t'+d) \rangle = C(r,t+d;r',t'+d), \dots(6)$$

é invocada aqui, a fim de estimar a covariância estatística espaço-temporal de um determinado conjunto de dados. Aqui, $\langle \rangle$ denota o conjunto médio espaço-temporal. Nota-se que cada variável aleatória, $T(r,t)$, não se correlaciona só no espaço, mas também no tempo como mostrado nas correspondentes covariâncias estatísticas no espaço e no tempo, $C(r,t;r',t')$.

Um ponto importante quando se interpreta uma análise de CSEOF é determinar o período aninhado, d , isto é, o próprio período da covariância estatística. Os dados empregados neste estudo são para o período de SONDJFM, um total de 42 pântadas (210 dias) para cada ano, assumindo que cada uma das condições físicas deste período são estatisticamente as mesmas que indicado na Equação 6. Ou seja, todas as condições físicas deste período representam uma realização do mesmo conjunto de variáveis aleatórias. Isso é baseado na hipótese de que os modos dominantes de variabilidade do SMAS, tal como, o ciclo sazonal e a oscilação intrassazonal repete todo ano com a mesma propriedade estatística (probabilidade de distribuição). Como um resultado, os CSLVs descrevem a evolução dos modos físicos durante um dado período (42 pântadas) e repetindo cada ano.

Como na análise de EOF estendidas, os CSLVs são ortogonais entre si (Kim e North, 1997). Ou seja,

$$\sum_{r=1}^N \sum_{t=1}^d B_n(r,t) B_m(r,t) = \delta_{nm}, \quad (7)$$

em que δ_{nm} é o delta Kronecker e N é o número de pontos espaciais (ou estações). As séries temporais das CP são também não correlacionadas, isto é,

$$\sum_{t=1}^T T_n(t) T_m(t) = \lambda_n \delta_{nm}, \quad (8)$$

em que T é o tamanho da amostra (isto é, do número total de pontos no tempo). Enquanto as EOFs são independentes do tempo, os CSLVs são dependentes do tempo e são periódicos com o período d :

$$B_n(r,t) = B_n(r,t+d) \quad (9)$$

A dependência do tempo dos CSLVs representa a evolução espaço-temporal dos modos físicos individuais, enquanto a série temporal da CP representa a modulação de longo prazo da amplitude dos modos físicos. Esta distinção da “evolução física” e “flutuação da amplitude” facilitam o entendimento do mecanismo dinâmico por trás de cada modo.

Como nas EOF estendidas, cada CSLVs representa uma evolução física e as

correspondentes CPs descrevem como a força da evolução física varia no tempo. Apesar desta similaridade, as CSEOFs muitas vezes são significativamente diferentes das EOF estendidas, porque existe uma diferença essencial na definição da função covariância do espaço e do tempo entre os dois métodos. Mais informações sobre esse método podem ser obtidas em Seo e Kim (2003).

A separação dos modos das CSEOFs é testada usando o método proposto por North et al. (1982), com o objetivo de obter modos fisicamente significativos. Dessa maneira, um modo “ n ” é estatisticamente significativo se o seu autovalor associado (λ_n) é bem separado dos autovalores vizinhos, seguindo as condições (North et al., 1982):

$$\delta\lambda_n < \Delta\lambda_n \quad \text{e} \quad \delta\lambda_{n+1} < \Delta\lambda_{n+1} ,$$

em que $\delta\lambda_n \sim \lambda_n \sqrt{(2/N)}$ é o erro de amostragem de λ_n , N é o número de observações e $\Delta\lambda_n (= \lambda_n - \lambda_{n+1})$ é a diferença entre os autovalores.

A vantagem de utilizar o método da CSEOF é que o conjunto de funções ortogonais, cujos coeficientes são estatisticamente independentes, é a base ideal definido para trabalhar com a maioria dos problemas de estimação (KIM; NORTH, 1997). As duas essenciais desvantagens em usar as CSEOFs são: sua carga computacional e a dificuldade de interpretação (KIM; NORTH, 1997). Outro problema comum é a mistura dos modos (KIM; WU, 1999).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Períodos ativos e inativos da monção

A precipitação média durante o verão para o período de estudo (1979-2008) sobre a AS (Figura 4.1), apresenta três máximos no total. Um sobre o Mato Grosso expandindo-se sobre Rondônia, sul do Amazonas, sudoeste do Pará, e região Centro-Oeste. Outro máximo é observado sobre o norte do Amapá e um menos intenso sobre o sudeste do Brasil. Um mínimo é observado sobre o nordeste do Brasil.

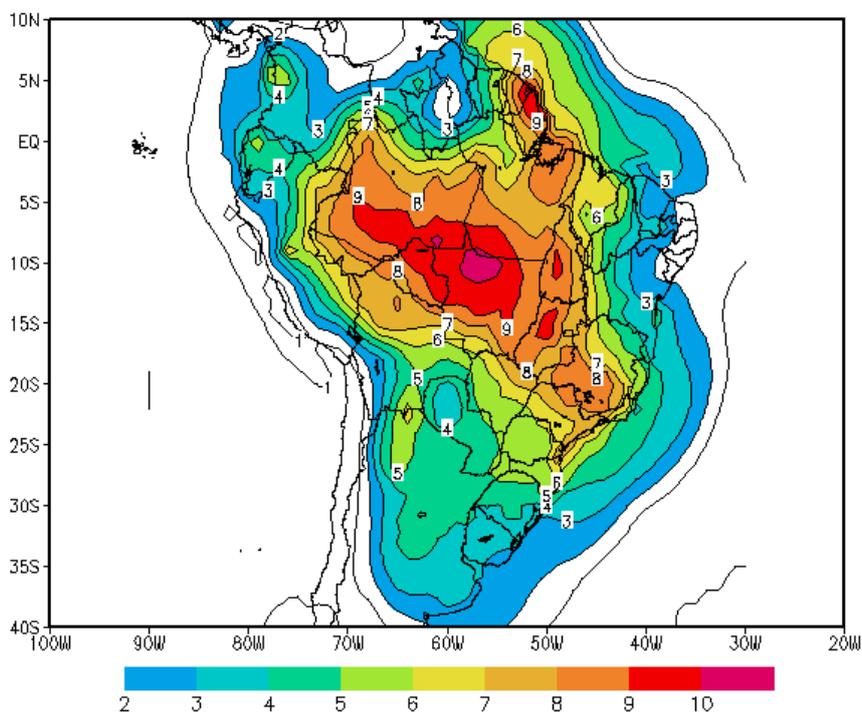


Figura 4.1 - Precipitação média durante os meses de DJF e para o período de 1979 a 2008.

A Figura 4.2 mostra o número de casos identificados para as fases ativa e inativa do SMAS que ocorreram entre os verões de 1978/79 e 2007/08. Os eventos dos períodos ativos e inativos do SMAS estiveram presentes na maior parte dos verões, com exceção dos verões de 1983/84 e 1993/94 que não tiveram pelo menos um episódio ativo, e durante o verão de 1981/82, quando nenhum caso inativo foi observado. Durante o período de estudo (30 anos), foram identificados mais casos inativos (71) do que ativos (46), com um máximo de 5 casos inativos no verão de 1980/81. O maior número de períodos ativos da monção ocorreu nos verões de 1985/86, 1994/95, 1998/99 e 2003/04,

com um total de 3 casos em cada verão. Separados em períodos de 10 anos (Figura 4.2), nota-se que entre os anos de 1978/79 e 1987/88, ocorreram 22 casos inativos e 16 ativos; nos verões de 1988/89 ao 1997/98, 25 casos inativos e 14 ativos e de 1998/99 a 2007/08, 24 períodos inativos e 16 ativos foram encontrados. Este resultado não mostra uma tendência significativa na ocorrência de períodos ativos ou inativos nos 30 anos estudados.

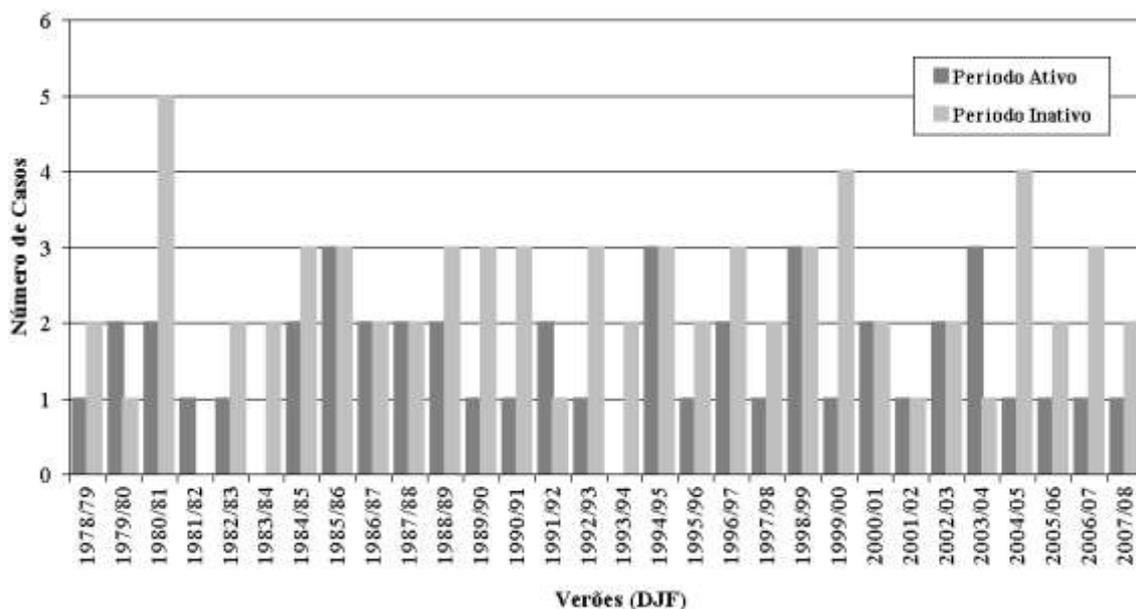


Figura 4.2 - Número de períodos ativos e inativos (10°S-20°S, 50°W-60°W) durante DJF para os verões de 1978/79 to 2007/08.

Ainda na Figura 4.2, nota-se entre os 5 primeiros verões, período que vai de 1978/79 a 1982/83, a ocorrência de 7 casos ativos seguido de um verão sem nenhuma ocorrência ativa. Um longo período de períodos ativos pode ser visto entre os 9 verões seguintes (1984/85 a 1992/93), onde se tem um total de 16 casos ativos. Nota-se também, dentro desse período de 9 verões, que os eventos dos casos ativos chegam a um total de 11 casos durante o período de 1984/85 a 1988/89 (5 verões), onde se tem um total de 3 casos ativos em apenas um único verão, que foi o verão de 1985/86. Após esse período novamente observa-se uma pausa na ocorrência desses eventos, seguido de outro longo período de atividade da fase ativa dos mesmos. Durante os 14 verões restantes (1994/95 a 2007/08), tem-se um total de 23 períodos ativos, sendo que entre os verões 1994/95 a 1998/99 observa-se um total de 10 casos ativos, que é quase a metade do total dos 14 verões. Os próximos 5 verões, entre 1999/00 a 2003/04, observou-se um total de 9 casos ativos, chegando próximo da metade desse total de verões. E para os 4 verões restantes

(2004/05 a 2007/08) tem-se um total de 4 eventos dos casos ativos, sendo observado um evento em cada verão.

Para os episódios dos períodos ativos do SMAS que ocorreram entre os verões de 1978/79 e 2007/08 (Figura 4.2), observa-se uma variabilidade no número de casos ativos da monção durante o período de estudo. Separando todo o período de estudo e analisando de 3 e 3 anos, nota-se que entre os anos de 1978/79 a 1980/81 tem-se um total de 5 casos ativos. Nos próximos três anos (1981/82 a 1983/84) há uma diminuição destes casos ativos, apresentando apenas 2 casos. Entre os anos de 1984/85 a 1986/87 observa-se novamente um aumento no número de casos ativos, onde se tem um total de 7 casos. Entre os anos 1987/88 e 1989/90 os casos diminuem para um total de 5 casos e, entre os anos de 1990/91 a 1992/93 e 1993/94 a 1995/96 o total se mantém em 4 casos. Um aumento novamente é observado entre os anos de 1996/97 a 1998/99, onde se tem um total de 6 casos. Nos três anos seguintes (1999/00 a 2001/02) novamente há uma diminuição dos casos (4 casos), seguido de um aumento entre os anos de 2002/03 a 2004/05 com um total de 6 casos e por fim uma diminuição nos casos apresentando apenas 3 casos entre 2005/06 e 2007/08.

Separando os eventos dos casos inativos em períodos de 5 anos (Figura 4.3), pode-se observar totais que variam em torno de 10 e 13 casos. Durante os primeiros 5 verões (1978/79 a 1982/83) tem-se um total de 10 casos inativos, sendo que metade destes casos ocorreu em um único verão que foi o de 1980/81. Também, notou-se durante estes 5 verões, a ausência de eventos dos casos inativos no verão de 1981/82. Nos verões de 1983/84 a 1987/88, ocorreu um total de 12 eventos de casos inativos, onde, observou-se que a metade desses eventos ocorreu entre os verões de 1984/85 e 1985/86, com 3 eventos em cada verão. Um total de 13 casos inativos ocorreu entre os verões de 1988/89 e 1992/93, onde, notou-se que cada verão apresentou 3 eventos inativos, com exceção do verão de 1991/92 que ocorreu apenas um evento. Durante os 5 verões seguintes (1993/94 a 1997/98) o total de casos inativos foi de 12 eventos, em que se tem um total de 2 e 3 casos intercalados durante os verões. Nos verões de 1998/99 a 2002/03 também foi observado um total de 12 casos inativos, onde, tem-se que 7 desses casos ocorreram nos verões de 1998/99 e 1999/00, com totais de 3 e 4 eventos, respectivamente. Já os três últimos verões apresentaram uma diminuição dos casos com totais de 1 e 2 casos. Para os últimos cinco verões também se tem um total de 12

eventos inativos, onde o pico máximo de eventos ocorreu no verão de 2004/05 apresentando um total de 4 casos, e o mínimo ocorreu no verão de 2003/04 com apenas 1 caso.

Ao analisar os eventos dos casos inativos no período de 3 em 3 anos na Figura 4.3, conforme feito para os casos ativos, observou-se que os casos inativos não mostram uma variabilidade de aumento ou diminuição destes casos, como apresentou para os casos ativos. Os mesmos mostram totais variando entre 8 e 7 casos a cada três anos, mantendo-se aproximadamente constante, com exceção do período entre 1981/82 a 1983/84, onde se observou apenas um total de 4 casos.

A duração dos períodos ativos e inativos do SMAS durante o verão mostrou que entre os 71 casos inativos identificados, 23 (32%) tiveram uma duração de 5 dias e 34 casos (48%) tiveram duração entre 6 e 7 dias (Figura 4.3). Alguns casos persistiram por um período superior a 10 dias, sendo um dos casos com duração de 17 dias. Embora o período ativo tenha uma porcentagem mais elevada (43% de 46 casos) de eventos com duração de 5 dias, apenas 30% dos casos continuaram por 7 a 10 dias e nenhum caso foi observado com duração mais que 10 dias.

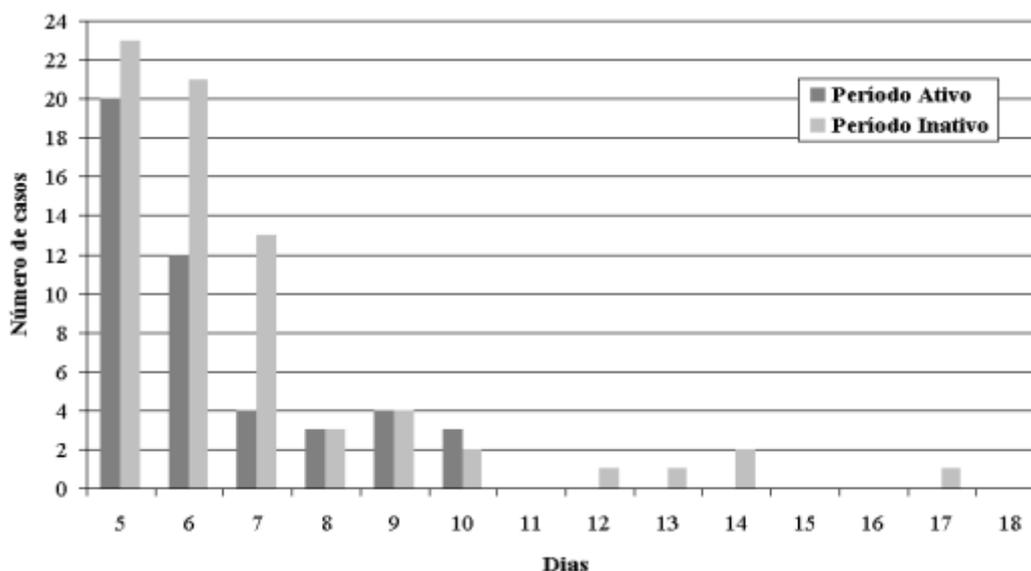


Figura 4.3 - Duração dos eventos das fases ativa e inativa na região de monção (10°S-20°S, 50°W-60°W) durante DJF para os verões de 1978/79 a 2007/08.

Com relação à variabilidade interanual, esses resultados não mostraram uma clara relação entre períodos ativos e inativos e, o El Niño Oscilação Sul (ENOS). Para

eventos ativos, até 4 casos foram observados em ano ENSO-neutro (máximo em 2004) e um máximo de 3 casos durante o El Niño 1986 e La Niña de 1985. Para eventos inativos, um máximo de 5 casos foram observados no ano ENSO-neutro de 1990 e durante La Niña de 2000. Analisando as tendências dos eventos inativos e ativos, não se observou uma tendência significativa para os mesmos. No entanto, apesar dos resultados indicarem que a maioria dos eventos inativos ocorrerem em anos de La Niña, há alguns eventos ativos associados a El Niño e La Niña. Estes resultados mostram que eventos ativos podem ocorrerem em ambas às fases do ENOS. Já os eventos inativos ocorreram somente em anos de La Niña.

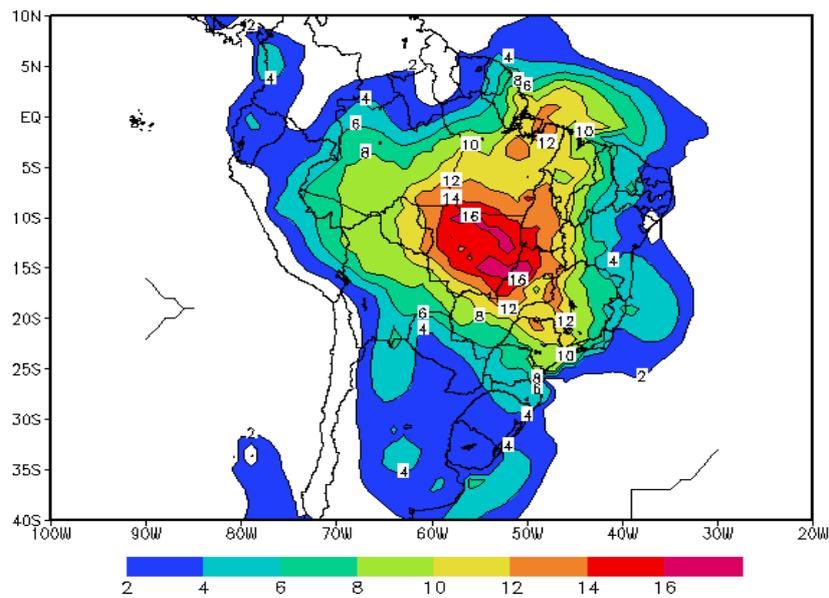
Drumond (2005), ao estudar os padrões atmosféricos e oceânicos associados à variabilidade de baixa frequência da monção na AS, através da aplicação de EOF Rotacionadas sobre as anomalias sazonais normalizadas de precipitação observadas sobre o continente, selecionaram nove eventos com anomalias positivas de precipitação no Sudeste do Brasil e negativas nos subtropicais (referenciados como ZCAS+) e sete eventos com a fase oposta do dipolo (ZCAS-). Nesse estudo verificou que entre os eventos ZCAS +, quatro ocorreram em eventos La Niña e dois em episódios El Niño. Por outro lado, entre os eventos ZCAS -, dois ocorreram em eventos La Niña e quatro em episódios El Niño.

Campos compostos foram construídos para identificar as características da circulação atmosférica para períodos ativos e inativos que ocorreram no centro-oeste do Brasil durante os três meses mais chuvosos da estação de verão (DJF). Neste estudo, encontrou-se um total de 46 casos ativos durante o período de 30 anos. Assim, foram selecionados 20 eventos que tiveram uma duração de 5 dias para construir os campos dos compostos. Para períodos inativos, foram selecionados 23 casos, com duração de 5 dias. O teste t de Student foi aplicado nos campos dos compostos do fluxo de umidade integrado verticalmente e divergência de umidade, e também nos compostos das anomalias para avaliar a significância estatística. Apenas as áreas dos campos dos compostos que foram estatisticamente significativas ao nível de 95% são sombreadas.

Os campos dos compostos para períodos ativos são apresentados na Figura 4.4. A precipitação média composta para o período ativo da monção (Figura 4.4a) mostra um padrão semelhante ao da precipitação média de verão, com um máximo sobre o Estado

de Mato Grosso (Brasil central), que se estende desde o sul da Amazônia até o sudeste do Brasil. Estes valores máximos excedem 16 mm.d^{-1} em algumas áreas do centro-oeste do Brasil, estão associadas à ZCAS (KODAMA, 1992). Outro máximo de precipitação é observado sobre o norte do Estado do Amapá e um menos intenso é visto sobre o nordeste do Brasil. Outra diferença está no máximo de precipitação não se estende até a região Amazônica. O composto de PNM (Figura 4.4b) mostra um centro de baixa pressão (Baixa do Chaco) sobre o Paraguai, Bolívia e um cavado estendendo-se para o sudeste do Brasil. Centros de alta pressão sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico também podem ser observados no campo de PNM. Resultados semelhantes foram encontrados por Gan et al. (2004) para os 30 dias mais chuvosos de janeiro para os anos de 1979 a 1987.

(a) Precipitação (mm.d^{-1})



(b) PNM (hPa)

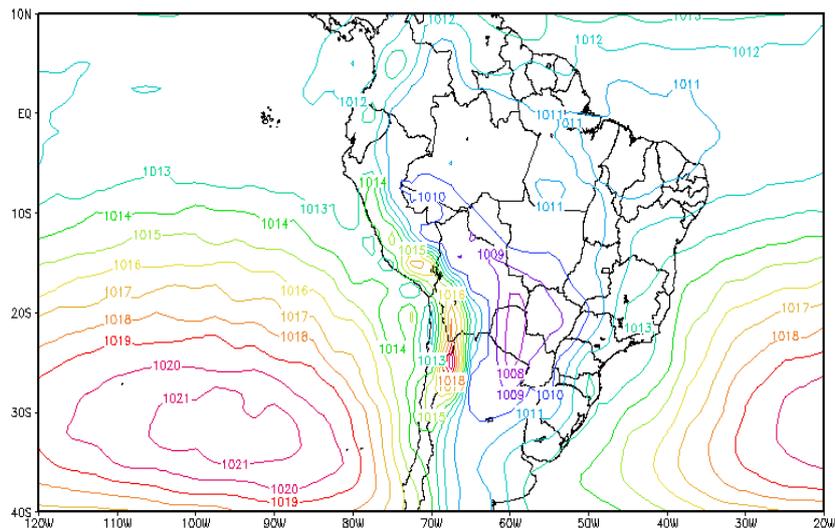
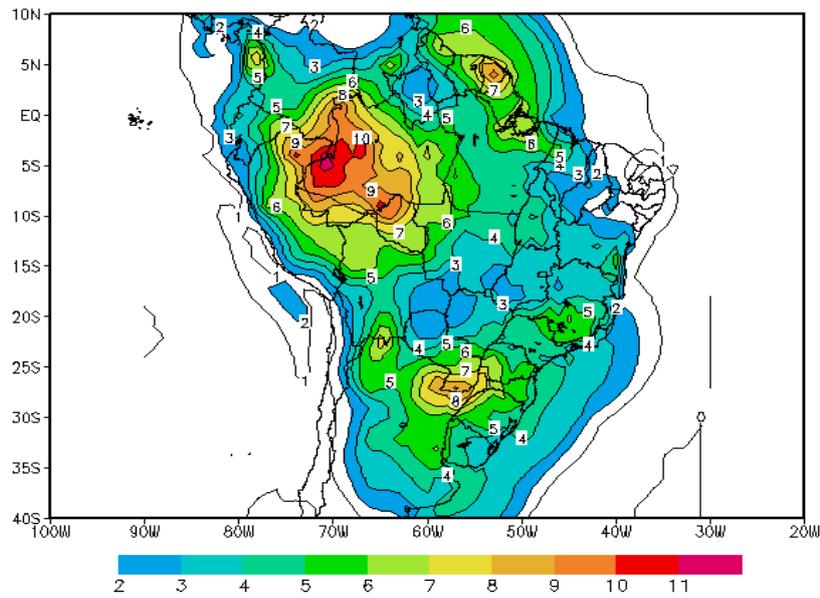


Figura 4.4 - Compostos da precipitação em mm/dia (a) e pressão ao nível do mar em hPa (b) para os casos ativos da monção.

Os campos dos compostos para períodos inativos do SMAS são apresentados na Figura 4.5. O composto da precipitação média para períodos inativos (Figura 4.5a) também mostra três máximos, com valores maiores que 10 mm.d^{-1} sobre o oeste da Amazônia, o segundo com valor superior a 9 mm.d^{-1} em algumas partes do sul do Brasil e norte da Argentina, e a última no nordeste da Amazônia. Sobre o centro-oeste do Brasil, há um

mínimo com valores inferiores a 4 mm.d^{-1} . No composto da PNM (Figura 4.5b), a Baixa do Chaco é observada sobre o Paraguai e norte da Argentina um pouco mais ao sul do que nos eventos ativos e, um cavado é visto se estendendo desde a Baixa do Chaco para o estado do Rio Grande do Sul. Uma crista sobre os estados do Paraná e São Paulo também é observada. Estes resultados também são consistentes com aqueles encontrados por Gan et al. (2004) no estudo para os 30 dias mais secos de janeiro para os anos de 1979 a 1987.

(a) Precipitação (mm.d^{-1})



(b) PNM (hPa)

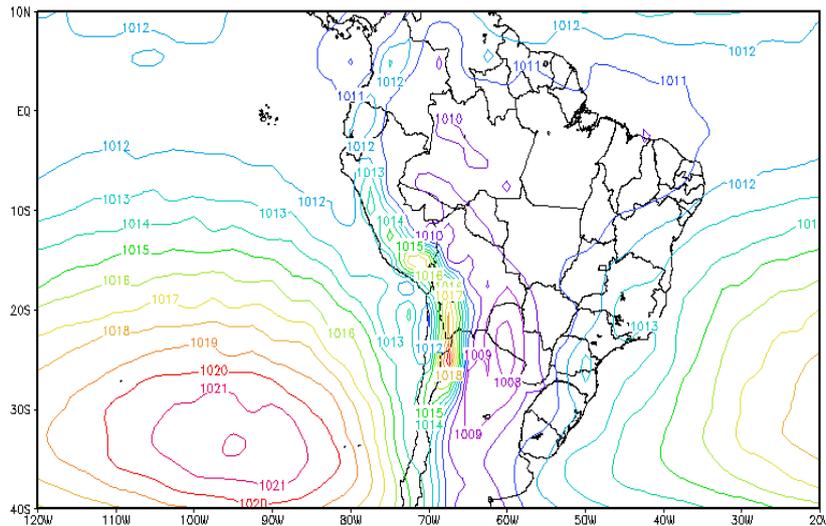


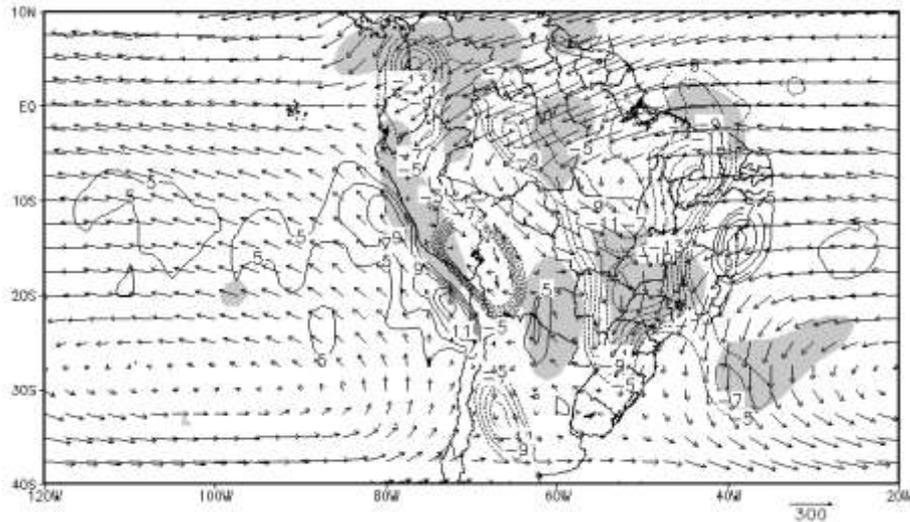
Figura 4.5 - Compostos da precipitação em mm/dia (a) e pressão ao nível do mar em hPa (b) para os casos inativos da monção.

Os campos dos compostos para fluxo de umidade integrado verticalmente e para divergência do fluxo de umidade para períodos ativos (Figura 4.6) mostram um intenso fluxo de umidade na região amazônica (muitas vezes associado com o jato de baixos níveis) e outro no Atlântico Sul associado com a alta subtropical do Atlântico Sul. A confluência desses dois fluxos contribui para formar uma convergência do fluxo de

umidade sobre a bacia Amazônica, sudeste e centro-oeste do Brasil. Essa convergência se estende até o Oceano Atlântico Sul adjacente, com características típicas da ZCAS. A região de divergência pode ser observada sobre o norte de Argentina e oeste do Paraguai. A convergência de umidade sobre o sudeste e centro-oeste do Brasil e a divergência sobre o norte da Argentina está associada a uma intensa circulação ciclônica, conhecida como Baixa do Chaco. A maioria dessas regiões tem significância estatística.

Diferentemente do composto do caso ativo, o composto para o caso inativo (Figura 4.6b) é caracterizado por fracos fluxos de umidade da região da Amazônia e Atlântico Sul. Conseqüentemente, a convergência do fluxo de umidade menos intenso sobre a Amazônia, sudeste e centro-oeste do Brasil é observada. Neste caso, o escoamento de noroeste em baixo nível propaga para o norte Argentina e é mais intenso, e uma fraca circulação anticiclônica também é observada sobre o centro da AS.

(a) V_q ; $\text{Div}(V_q)$ – Ativo



(b) V_q ; $\text{Div}(V_q)$ – Inativo

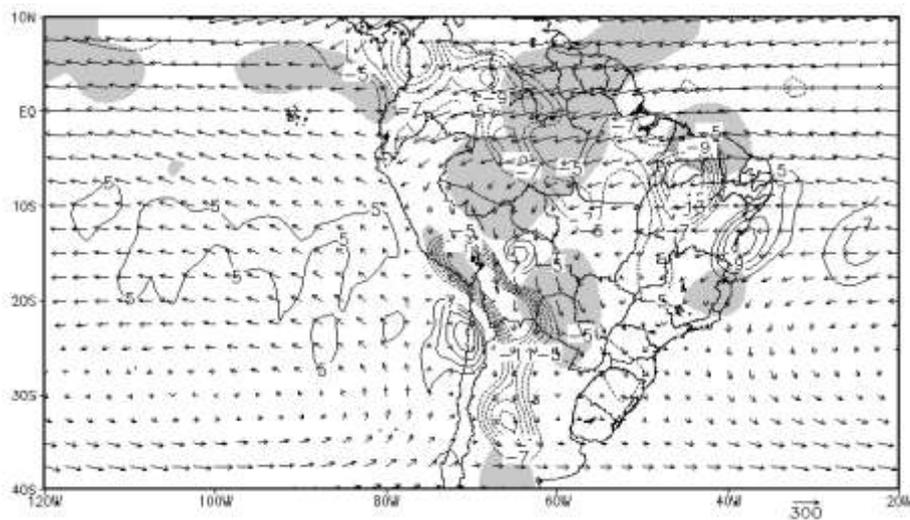


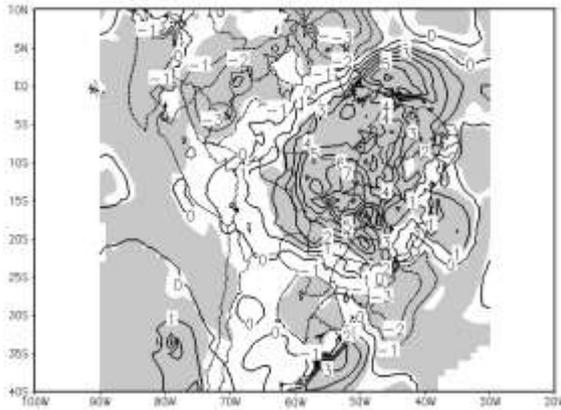
Figura 4.6 - Composto médio do fluxo de umidade integrado entre 1000 e 300 hPa (V_q) (vetores; $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s}^{-1})$) e Divergência de V_q (isolinhas; $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) para casos (a) ativos e (b) inativos. Áreas sombreadas indicam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.

Resultados semelhantes foram encontrados por Herdies et al. (2002) quando as características da circulação atmosférica durante eventos de ZCAS (períodos ativos) e não-ZCAS (períodos inativos) foram estudadas. Segundo esses autores, a ocorrência de ventos de oeste sobre a Amazônia central está associada a uma ZCAS mais ativa do que apresenta divergência no sul do Brasil, norte da Argentina e Paraguai. Isso implica na ausência de escoamento de noroeste em baixo nível. Quando os ventos de leste são

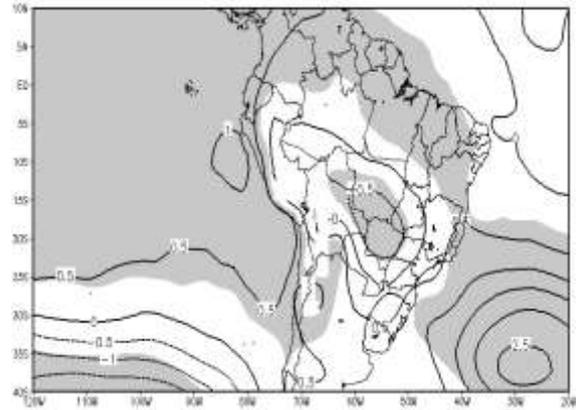
dominantes na Amazônia central, a ZCAS não está presente e há um aumento da convergência de umidade sobre o subtropicais. Neste caso, o escoamento de noroeste em baixo nível é mais intenso e o transporte de umidade é para o sudoeste da AS.

Os compostos das anomalias para períodos ativos para a precipitação e vento em 850 e 200 hPa são mostrados na Figura 4.7. Anomalias positivas de precipitação (Figura 4.7a) são encontradas em grandes partes do Brasil, com valores de até 7 mm.d^{-1} sobre o centro-oeste do Brasil, mostrando que a região de estudo é representativa de uma região maior. Anomalias negativas de PNM (Figura 4.7b) e uma circulação ciclônica anômala em baixos níveis (Figura 4.7c) são observadas sobre o Mato Grosso do Sul e sul de Mato Grosso e parte leste da Bolívia. Enquanto isso, uma anomalia positiva de PNM é encontrada sobre os Estados do Espírito Santo e Rio de Janeiro, o setor leste do sul do Brasil, Uruguai e sobre a Argentina, associada à alta subtropical do Atlântico Sul. O anômalo gradiente de PNM entre o centro-oeste do Brasil e Argentina gera ventos anômalos de sudeste em 850 hPa sobre o nordeste da Argentina, norte do Paraguai e da Bolívia. Ventos anômalos de noroeste em baixo nível também são encontrados do oeste da bacia Amazônica para o Brasil central e anômalos ventos de nordeste são vistos sobre o sudeste do Brasil. Em altos níveis (Figura 4.7d), uma circulação anticiclônica anômala, centrada em $55^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{S}$ domina a região tropical do Brasil. Mais ao sul, também pode ser vista uma circulação ciclônica anômala sobre o sul do Brasil, nordeste da Argentina e do Paraguai, centrado em $57^{\circ}\text{W}-27^{\circ}\text{S}$.

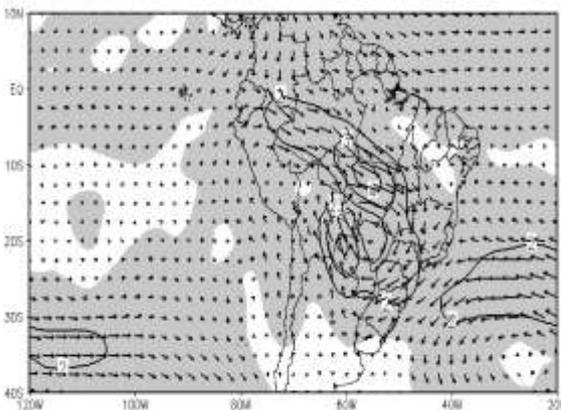
(a) Precipitação (mm/d)



(b) PNM (hPa)



(c) Vento 850 hPa



(d) Vento 200 hPa

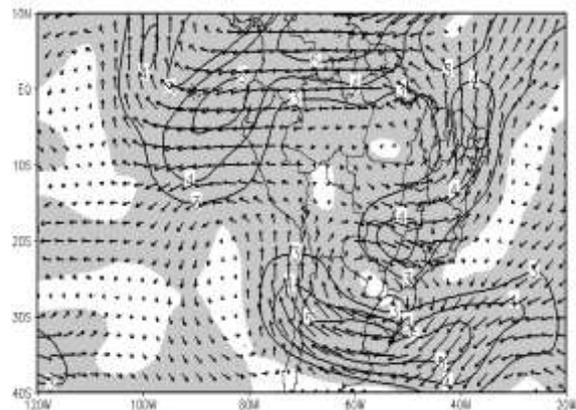
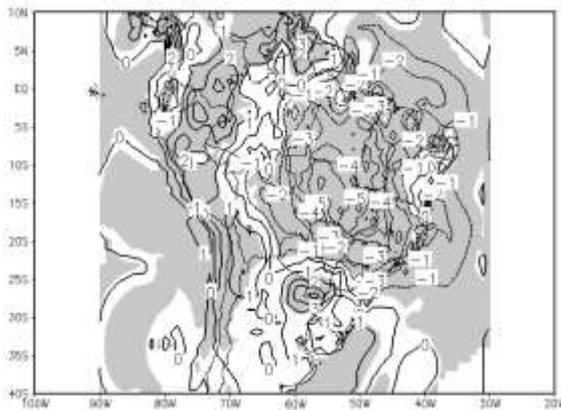


Figura 4.7 - Compostos das anomalias de precipitação em mm/dia (a), pressão ao nível do mar (b), vetor vento (m/s) e velocidade do vento (isolinhas) em 850 hPa (c) e 200 hPa (d) para os casos ativos da monção. Áreas sombreadas indicam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.

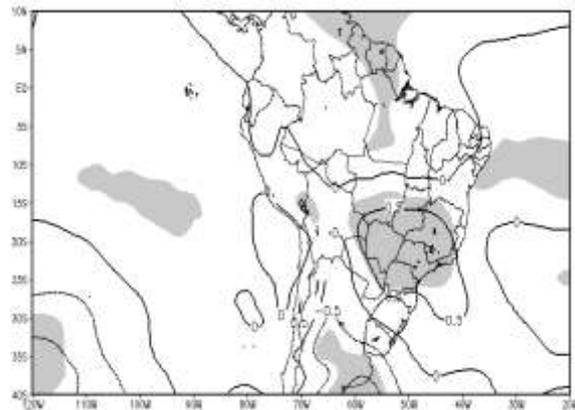
Os compostos das anomalias para períodos inativos (Figura 4.8) mostram características quase opostas daqueles descritos para os períodos ativos. Anomalias negativas de precipitação (Figura 4.8a) são encontradas no Brasil central, com valores inferiores a -5 mm.d^{-1} nesta região. Anomalias positivas de PNM (Figura 4.8b) e uma circulação anticiclônica anômala em 850 hPa (Figura 4.8c) são encontradas ao longo do sul, sudeste e centro-oeste do Brasil, enquanto mais ao sul, as anomalias negativas de PNM são observadas sobre a Argentina. O anômalo gradiente de pressão entre o sul do Brasil e Argentina intensifica os anômalos ventos de oeste e noroeste em 850 hPa sobre o nordeste da Argentina, Paraguai, Uruguai e sul do Brasil. Estas anomalias podem estar associadas com anômalo escoamento de noroeste em baixos níveis. Anômalos ventos de

leste em baixos níveis sobre o Centro-Oeste do Brasil estão presentes a oeste de 45° W. Em altos níveis (Figura 4.8d), uma circulação ciclônica anômala domina a região central da AS. Mais ao sul, uma circulação anticiclônica anômala é visível sobre o sul do Brasil e norte da Argentina. Resultados semelhantes foram observados por Gan et al. (2004) para os 30 dias mais secos de janeiro dos anos de 1979 a 1987.

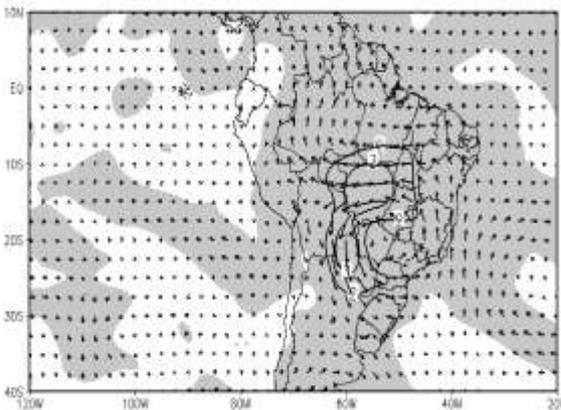
(a) Precipitação (mm/d)



(b) PNM (hPa)



(c) Vento 850 hPa



(d) Vento 200 hPa

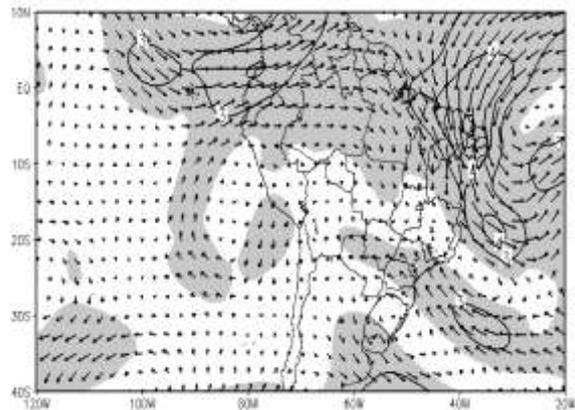


Figura 4.8 - Compostos das anomalias de precipitação em mm/dia (a), pressão ao nível do mar (b), vetor vento (m/s) e velocidade do vento (isolinhas) em 850 hPa (c) e 200 hPa (d) para os casos inativos da monção. Áreas sombreadas indicam a significância estatística ao nível de confiança de 95%.

4.2 Análise da convecção sobre a área do SMAS

Nessa seção faz-se uma associação da propagação dos valores pentadais de ROL e a presença ou não das ondas equatoriais e a oscilação Madden Julian. Utilizando diagramas do tipo Hovmöller nas pântadas de ROL pode-se identificar a direção e a velocidade de propagação da convecção. Os diagramas foram feitos para a média das pântadas de ROL entre as latitudes de 0° e 10°S, variando entre 0 e 120°W, para os meses de setembro a maio. Os anos 1982/1983, 1985/1986 e 1998/1999 foram selecionados por apresentarem propagação da convecção tanto para leste como para oeste, como também por apresentar uma maior variabilidade e concentração de nebulosidade convectiva observadas nos diagramas de ROL. Nesta análise também foram utilizadas as anomalias de ROL não filtradas (sombreadas) e filtradas (linhas) com média latitudinal entre 0°-10°S, obtidas e adaptadas de <http://www.atmos.albany.edu/student/ventrice/hovs/0-10S/>. Com este estudo pode-se identificar associações da presença ou ausência da nebulosidade convectiva com as ondas de Kelvin e de Rossby equatorial, além da OMJ.

4.2.1 Período chuvoso de 1982/1983

Analisando o diagrama Hovmöller das pântadas de ROL para os meses de setembro a maio dos anos de 1982 e 1983 (Figura 4.9), nota-se que os valores mais baixos de ROL estão associados à presença de nebulosidade convectiva, indicando que a convecção esteve mais intensa entre os meses de outubro/1982 e abril/1983, em torno da faixa longitudinal entre 35°W e 85°W e de março a maio/1983 na faixa de longitude de 90°W a 120°W, a convecção está associada com a fase de dissipação do fenômeno El Niño.

Nota-se em torno da longitude de 66°W, uma oscilação na nebulosidade convectiva na ordem de 10 a 15 dias (ao longo da seta verde). Essa oscilação pode estar associada a uma variabilidade da intensidade do anticiclone boliviano (AB), devido esse sistema se configurar e encontrar-se bem definido nos meses de verão sobre essa região (RAMIREZ et al., 1999). Obregon (1991) observou uma oscilação da convecção da ordem de 12 e 15 dias que estiveram associadas a AB. Lima (1996) também observou oscilações com periodicidade menor do que 20 dias na região tropical da AS, utilizando os termos da equação da energia cinética.

Outra oscilação na convecção pode ser vista no final do mês de janeiro e início de fevereiro, em torno da longitude de 45°W , a qual pode estar relacionada à presença de VCANs, outro sistema atuante durante os meses de verão sobre o Nordeste do Brasil (KOUSKY; GAN, 1981; GAN, 1982). Nota-se no início do mês de fevereiro baixos valores de ROL em torno de 180 Wm^{-2} , esses valores representam nebulosidade convectiva intensa sobre a região, a qual pode estar associada a banda de nebulosidade de VCANs atuando próximo a região nordeste do Brasil. No final do mês de março também pode ser vista uma oscilação na convecção em torno da longitude de 45°W , a qual também pode estar associada a presença de VCANs sobre essa região.

Em geral, observou-se que a convecção teve propagação tanto para oeste quanto para leste, que possivelmente pode estar associada às ondas equatoriais de Rossby e Kelvin, respectivamente. No mês de setembro de 1982 observa-se uma propagação para leste da nebulosidade convectiva. Dessa forma, fez-se o cálculo da velocidade de propagação dessa convecção para as longitudes entre 60°W e 75°W , e entre os dias 15 e 20 de setembro, onde se obteve a velocidade de aproximadamente $2,5 \text{ ms}^{-1}$. No mês de outubro do mesmo ano, tem-se outra convecção com propagação para leste, e com velocidade de propagação de aproximadamente $3,5 \text{ ms}^{-1}$, que foi calculada para a região das longitudes de 55°W e 78°W e para 18 a 28 de outubro. Estudos anteriores mostram que propagações da convecção para leste podem estar associadas ao seu acoplamento com as ondas de Kelvin (WALLACE; KOUSKY, 1968; WHEELER; KILADIS 1999). No período de 28 de outubro a 08 de novembro, observou-se uma propagação para oeste da nebulosidade convectiva entre 58°W e 77°W e com velocidade de propagação de $-2,0 \text{ ms}^{-1}$.

A partir da segunda quinzena do mês de dezembro observa-se uma região de convecção bastante intensa entre as longitudes de 45°W e 77°W , apresentando uma propagação para leste da nebulosidade convectiva. Assim, calculou-se a velocidade de propagação da convecção para o período de 15 a 28 de dezembro de 1982, e verificou-se que a propagação da convecção para leste atingiu velocidade de aproximadamente $3,0 \text{ ms}^{-1}$.

O mês de janeiro de 1983 apresentou uma convecção menos intensa, com valores de ROL em torno de 220 Wm^{-2} . Esses valores são mais altos quando comparados a valores mais baixos de ROL para a convecção em relação aos meses anteriores. Já para o início

do mês de fevereiro pode-se observar uma intensa convecção entre as longitudes 37°W e 68°W. Porém esta convecção mais intensa apresentou uma estacionaridade, não apresentado um deslocamento da mesma.

O mês de março de 1983 também apresentou propagações de intensa convecção, tanto para leste, quanto para oeste. Nota-se no período de 02 a 25 de março de 1983, uma propagação para leste da nebulosidade convectiva, que ocorreu com uma velocidade de propagação de aproximadamente 2 ms^{-1} , na região entre as longitudes de 77°W e 45°W. Outra propagação da convecção para leste ocorreu no período de 17 de março a 05 de abril entre 57°W e 95°W com velocidade de propagação da convecção de aproximadamente $2,5 \text{ ms}^{-1}$. Assim como nos casos de outubro, estes dois períodos, com propagação para leste, podem estar associados a interação com ondas de Kelvin (WALLACE; KOUSKY, 1968; WHEELER; KILADIS 1999). Ainda no mês de março, uma propagação para oeste da atividade convectiva foi identificada. A propagação nessa direção ocorreu no período de 07 a 18 de março, entre 45°W e 88°W, com velocidade de aproximadamente $-4,5 \text{ ms}^{-1}$.

O mês de abril apresentou duas propagações para leste da convecção. No período de 01 a 15 de abril ocorreu a primeira propagação, entre as longitudes de 57°W e 85°W, dessa forma calculou-se a velocidade de propagação da convecção que neste caso foi de $3,0 \text{ ms}^{-1}$. A segunda ocorreu no período 09 a 20 de abril entre as longitudes de 105°W e 120°W e apresentou uma velocidade de propagação de aproximadamente $2,0 \text{ ms}^{-1}$. No mês de maio também foi identificado uma propagação para leste da convecção no período de 02 a 26 de maio entre a faixa de longitude de 65°W a 120°W e com velocidade de propagação de $2,8 \text{ ms}^{-1}$. Esses resultados, assim como nos casos anteriores apresentando propagação para leste, parecem mostrar um acoplamento entre a atividade convectiva com as ondas de Kelvin (WALLACE; KOUSKY, 1968; WHEELER; KILADIS 1999).

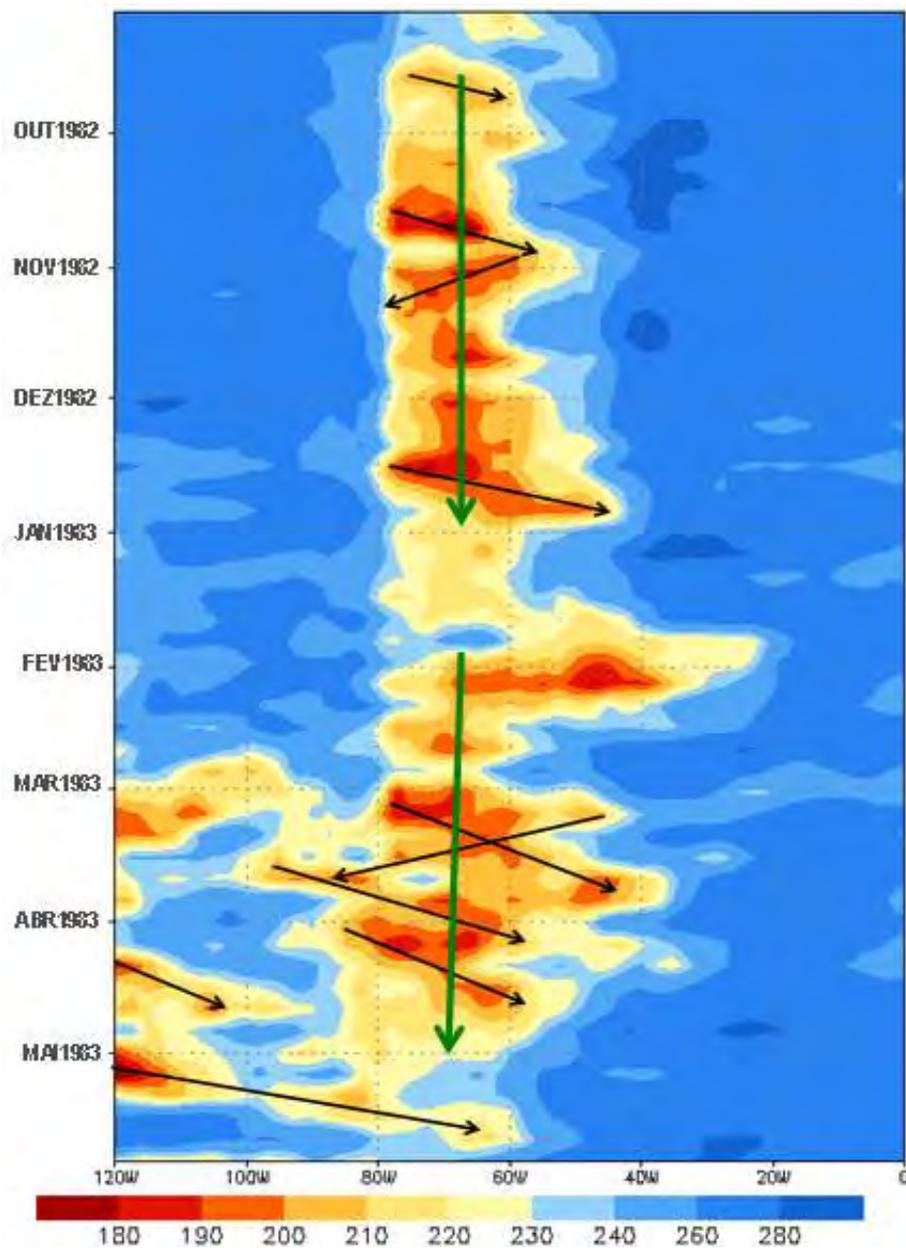


Figura 4.9 - Diagrama Hovmöller para pêntricas de ROL (Wm^{-2}) para média latitudinal entre 0° - 10°S , durante o período de setembro de 1982 a maio de 1983.

A Figura 4.10 mostra anomalias de ROL não filtradas (sombreado) e anomalias filtradas (linhas) para as ondas de Kelvin, Rossby equatorial e a OMJ, com média latitudinal entre 0° - 10°S para o período de setembro de 1982 a maio de 1983. Nota-se no mês de setembro, na região entre as longitudes de 40°W e 80°W , anomalias negativas de ROL associadas à atividade convectiva. Para o final deste mês também foi possível observar anomalias negativas das ondas de Kelvin no mesmo período que as anomalias positivas de ROL propagam para leste. Estas características da atividade convectiva com

propagação para leste podem estar associadas às ondas de Kelvin. Também foram observados baixos valores de ROL da Figura 4.9, com propagação para leste, mostrando um acoplamento entre a convecção e a onda de Kelvin, no entanto as velocidades de propagação calculadas apresentam valores muito baixos comparado a outros estudos. O acoplamento da convecção às ondas de Kelvin foi identificado no estudo de Wheeler e Kiladis (1999), onde mostraram que tais ondas de Kelvin geralmente deslocam-se para leste com velocidades de aproximadamente $10\text{-}20\text{ ms}^{-1}$.

Após o mês de setembro, a região entre as longitudes de 40°W e 80°W passa por um longo período de supressão da convecção mais intensa. A partir do dia 20 de outubro tem-se um aumento da convecção, em que anomalias negativas de ROL apresentaram uma interação com a onda de Kelvin, com propagação da convecção para leste. No final desse mês e início de novembro, nota-se entre 30°W e 55°W atividade de ondas de Rossby equatorial, porém não se observou propagação para oeste da convecção nesse período, mas nos dias posteriores pode-se observar propagação para oeste da convecção (Figura 4.9). Ao comparar estes resultados com os obtidos na Figura 4.9, notou-se propagação da convecção para as duas direções atuando sobre a região de estudo. No final do mês de novembro, observa-se atividade de ondas de Kelvin na região de estudo, com propagação da anomalia de convecção para leste, já ao comparar com os resultados da Figura 4.9, não fica claro a propagação para leste da convecção nesse período.

Em meados de dezembro e até o final do mês, sobre a região entre 37°W e 95°W anomalias negativas de OLR propagam para leste, mas somente mais para o final do mês é que esse deslocamento está associado ao acoplamento com as ondas de Kelvin. Observa-se também nessa figura que no final do mês de dezembro e início de janeiro que houve atividade de onda de Rossby entre 25°W e 85°W , mesmo não apresentando anomalias negativas de OLR no início do mês de janeiro. Porém ao se observar a Figura 4.9, nota-se que houve pouca atividade convectiva nesse período que teve deslocamento para oeste. Isto sugere que esse acoplamento da convecção com a onda de Rossby somente contribuiu para o deslocamento, não ocorrendo intensificação da convecção.

Ao longo do mês de janeiro de 1983 não houve desenvolvimento de convecção intensa (Figuras 4.9 e 4.10), mas nota-se na Figura 4.10 que também houve pouca influência das ondas equatoriais e da OMJ. Porém, no final do mês e início de fevereiro houve a

atuação da fase favorável à convecção da OMJ, a qual parece ter interagido com as ondas de Kelvin e de Rossby. Essa possível interação pode ter contribuído para o aparecimento de convecção mais intensa entre as longitudes de 15°W e 65°W, com deslocamento das anomalias de ROL para oeste (Figura 4.10) acompanhando as ondas de Rossby. A partir do dia 10 de fevereiro, começa a atuar a fase desfavorável à convecção da OMJ, contribuindo para redução da atividade convectiva, como pode ser observado pelas anomalias positivas de OLR (Figura 4.10).

Entre os dias 02 e 10 de março anomalias negativas de OLR entre 20°W-35°W com inclinação para oeste estiveram associadas ao acoplamento com as ondas de Rossby (Figuras 4.9 e 4.10). Nota-se também no período de 22 de março a 07 de abril, sobre o continente sul americano, a influência da onda Rossby sobre as anomalias negativas de ROL, com propagação para oeste. Já no período de 08 de março a 11 de abril houve a atuação da fase favorável à convecção da OMJ, sendo que no final do mês março a mesma interagiu com a onda de Rossby. A partir de meados de abril a final de maio não foi observado o desenvolvimento de convecção intensa (Figuras 4.9 e 4.10), porém nota-se na Figura 4.10 que houve pouca influência das ondas equatoriais na região continental da América do Sul.

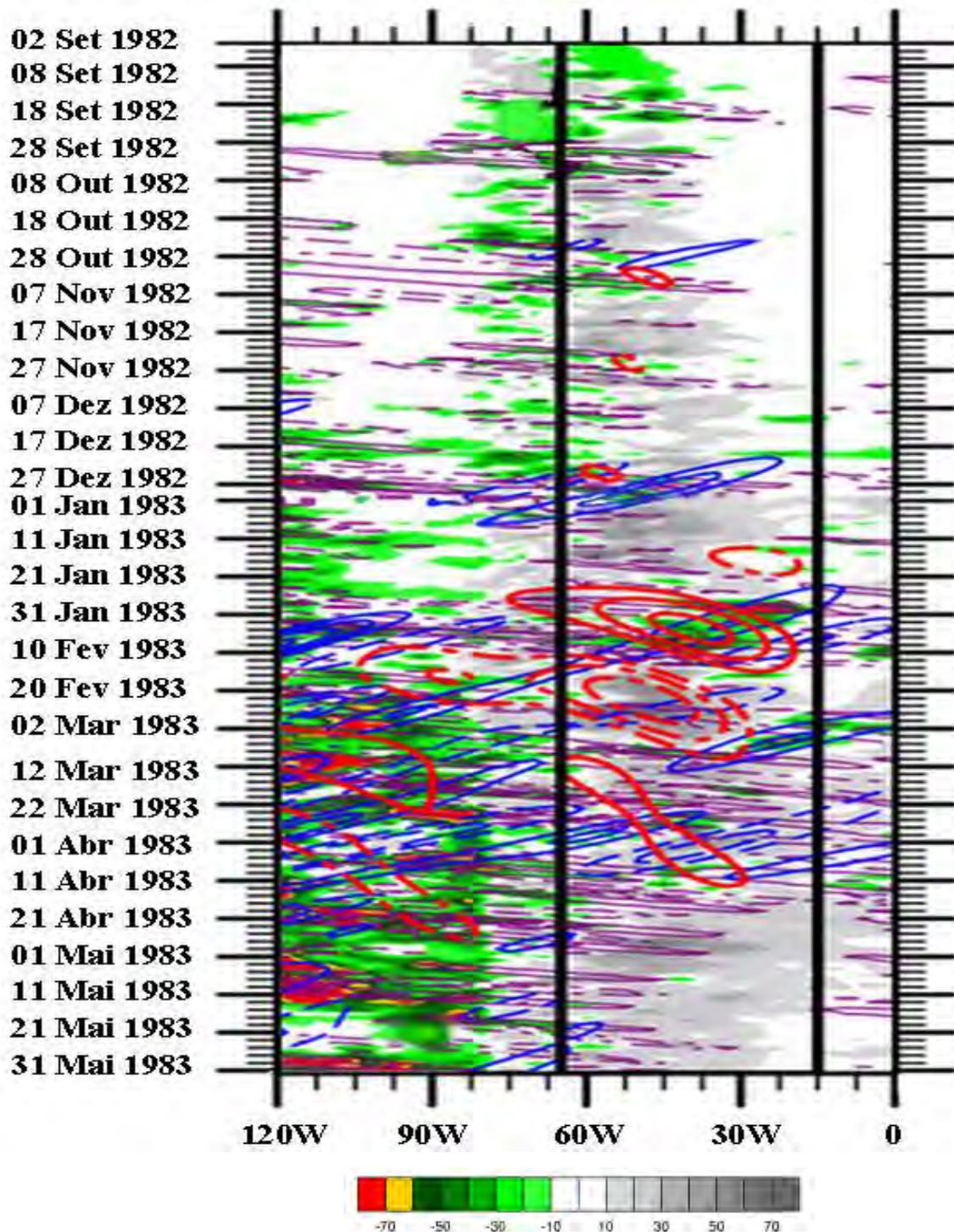


Figura 4.10 - Anomalias de ROL (Wm^{-2}) não filtradas para média latitudinal entre 0° - 10°S , para os meses de setembro de 1982 a maio de 1983, em sombreado. Anomalias filtradas, onde linhas contínuas (tracejadas) são negativas (positivas) e representam: Ondas de Kelvin (roxo); OMJ (vermelho); Ondas de Rossby equatorial (azul).
 Fonte: Adaptada de <http://www.atmos.albany.edu/student/ventrice/hovs/0-10S/>

4.2.2 Período chuvoso de 1985/1986

O diagrama de Hovmöller para pântadas de ROL e para o período de setembro de 1985 a maio de 1986 (Figura 4.11) mostra sobre o continente sul americano convecção intensa entre meados de outubro/1985 a final de abril/1986 sobre a região longitudinal entre 35°W e 80°W. Durante esse período pode-se observar uma expansão para leste da convecção, concordando com Gan et al. (2004) que a estação chuvosa começa próximo aos Andes e em seguida propaga para leste. O mês de setembro de 1985 apresentou uma convecção menos intensa em relação aos meses seguintes, em que foi possível observar uma propagação dessa convecção para leste. O mês de outubro/1985 apresentou propagação da convecção para leste, que também foi observada nos meses de dezembro de 1985, janeiro, fevereiro, março e abril de 1986. Somente dois casos com nítida propagação da convecção para oeste foram observados no período chuvoso de 1985/86, um no final do mês de dezembro de 1985 e início de janeiro de 1986, e outro em meados de janeiro.

Calculou-se a velocidade de propagação da convecção para o período de 18 a 26 de outubro entre a faixa longitudinal de 53°W e 75°W e verificou-se que a velocidade de propagação da convecção para leste foi de aproximadamente 3,5 ms⁻¹. No período entre 04 a 11 de dezembro entre 35°W e 75°W observou-se que a propagação para leste da convecção apresentou velocidade de aproximadamente 7,5 ms⁻¹. Nota-se também que de outubro a dezembro a convecção entre 60°W e 80°W tem uma variabilidade da ordem de 20 dias (seta verde maior), variabilidade esta concordando com o estudo de Lima (1996), porém um pouco maior do que aquela observada no caso anterior de era da ordem de 15 dias.

O primeiro cálculo da velocidade de propagação para oeste foi feito para o período de 27 de dezembro a 05 de janeiro, sobre a região de 45°W a 72°W, onde se verificou que a propagação para oeste atingiu velocidade de aproximadamente -3,5 ms⁻¹. A segunda propagação para oeste ocorreu entre os dias 15 a 22 de janeiro na faixa longitudinal de 43°W e 75°W, a uma velocidade de propagação para oeste de aproximadamente -6,0 ms⁻¹. Oscilações da propagação da convecção mais intensa na direção oeste podem estar associadas a interações com as ondas de Rossby equatoriais como observado no caso anterior.

No período de 22 a 31 de janeiro a velocidade de propagação da convecção para leste foi calculada entre as longitudes de 35°W e 75°W, onde atingiu velocidade de aproximadamente 6,0 ms⁻¹. Outro cálculo da velocidade de propagação para leste foi feito para o período de 02 a 14 de fevereiro entre 42°W e 77°W, onde se obteve o valor da velocidade de aproximadamente 4,0 ms⁻¹. A propagação para leste da convecção no período de 21 de fevereiro a 12 de março, entre 45°W e 77°W, teve velocidade de aproximadamente 2,0 ms⁻¹. O mês de março também apresentou propagação da convecção para leste, no período de 12 a 28 de março entre as longitudes de 47°W e 78°W com velocidade de propagação de 2,5 ms⁻¹. No final do mês de abril, a velocidade de propagação da convecção para leste foi de 1,5 ms⁻¹, que ocorreu no período de 18 a 30 de abril na faixa longitudinal de 59°W e 72°W.

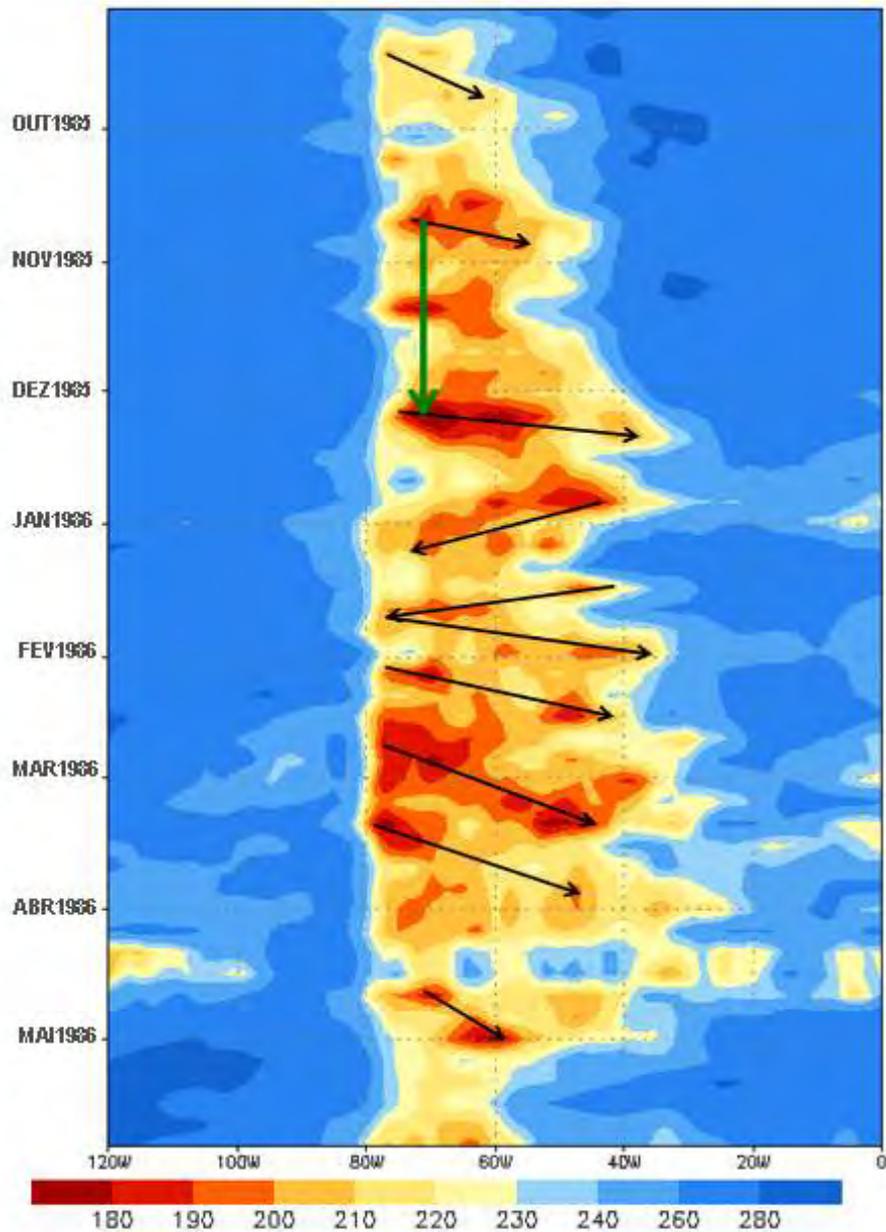


Figura 4.11- Diagrama Hovmöller para pênulas de ROL (Wm^{-2}) para média latitudinal entre $0\text{-}10^{\circ}\text{S}$, durante o período de setembro de 1985 a maio de 1986.

As anomalias de ROL não filtradas (sombreado) e filtradas (linhas) para as ondas de Kelvin, Rossby equatorial e da OMJ, com média latitudinal entre $0^{\circ}\text{-}10^{\circ}\text{S}$, e para os anos de 1985 a 1986 podem ser vistas na Figura 4.12. O mês de setembro apresentou pouca convecção ativa entre as longitudes de $40^{\circ}\text{W}\text{-}80^{\circ}\text{W}$, como mostra o diagrama Hovmöller de ROL (Figura 4.11). Porém, durante os dias 10 e 18 de setembro de 1985, entre 60°W e 80°W , houve uma intensificação das anomalias negativas de ROL com deslocamento nas duas direções (Figura 4.11). Essa fase favorável da convecção mais

ativa esteve associada às ondas de Kelvin com propagação para leste, e das ondas de Rossby equatorial com propagação para oeste. Esta interação entre as ondas equatoriais contribuiu para o aparecimento de convecção mais intensa sobre a região de estudo. Entre os dias 23 e 28 de setembro também houve propagação das anomalias negativas de ROL em ambas as direções. No entanto, essa atividade convectiva esteve associada apenas com a onda de Kelvin propagando para leste (Figura 4.12).

A primeira quinzena do mês de outubro apresentou uma fase desfavorável à atividade convectiva associada às ondas de Kelvin (Figuras 4.11 e 4.12). A partir do dia 15 de outubro houve uma intensificação das anomalias negativas de ROL sobre o continente (Figura 4.12), porém a interação com as ondas de Kelvin somente ocorreu entre os dias 27 de outubro e 02 de novembro (Figura 4.12). Ao longo do mês de novembro de 1985 não houve desenvolvimento de convecção intensa associada à onda de Rossby equatorial (Figuras 4.11 e 4.12), mas nota-se na Figura 4.12 que houve pouca influência da onda de Kelvin. Nota-se também que na segunda quinzena desse mês houve atividade da OMJ contrária à convecção entre 55°W e 75°W .

Do início de dezembro a meados desse mês, anomalias negativas de OLR propagam para leste, mas somente entre os dias 07 e 17 de dezembro, é que esse deslocamento está associado ao acoplamento com as ondas de Kelvin (Figura 4.12). Interessante observar a partir do dia 16 de dezembro a atuação da fase favorável à convecção da OMJ sobre a região do nordeste do Brasil e Oceano Atlântico (30°W e 45°W), mas a variabilidade de 30 dias pode ser observada mais para oeste (Figura 4.11).

Entre os dias 05 e 07 de janeiro de 1986, e entre 45°W e 90°W , anomalias negativas de OLR propagam para leste, sendo esse deslocamento associado ao acoplamento com as ondas de Kelvin (Figura 4.12). Observa-se também na Figura 4.12 que no final de janeiro anomalias negativas de ROL propagaram para oeste desde o oceano Atlântico para o continente, porém nota-se que houve a atividade da onda de Rossby mais a oeste dessas anomalias. A Figura 4.11 também mostra a interação da convecção com a onda de Rossby. Nesse mesmo período também houve a atuação da fase favorável à convecção associada à onda de Kelvin, mas a propagação para leste da convecção não ficou muito nítida.

Durante a segunda quinzena de fevereiro, houve um aumento do desenvolvimento da

atividade convectiva com propagação para leste, a qual esteve associada a fase favorável das ondas de Kelvin (Figuras 4.11 e 4.12). Ao longo do mês de março, o desenvolvimento de convecção intensa se deu no início a meados deste mês, com nítido deslocamento para leste, apesar das anomalias indicarem deslocamento para oeste. Porém, ao analisar a atividade das ondas equatoriais, observa-se bastante atuação das ondas de Kelvin. A partir do dia 15 de março, apesar de também haver atividade de ondas de Kelvin, as anomalias de OLR são positivas sobre o continente. Isso pode ser devido à influência da fase positiva das ondas de Rossby que atuavam sobre o Atlântico, onde se destacam nas anomalias negativas de OLR propagando para oeste (Figura 4.12).

A fase favorável à convecção associada ao deslocamento das anomalias negativas de ROL para oeste interagiu com a onda de Rossby equatorial no final de abril a início de maio. Este resultado não foi observado no diagrama de Hovmöller de ROL da Figura 4.11, onde se tem a atuação da fase favorável à convecção propagando para leste.

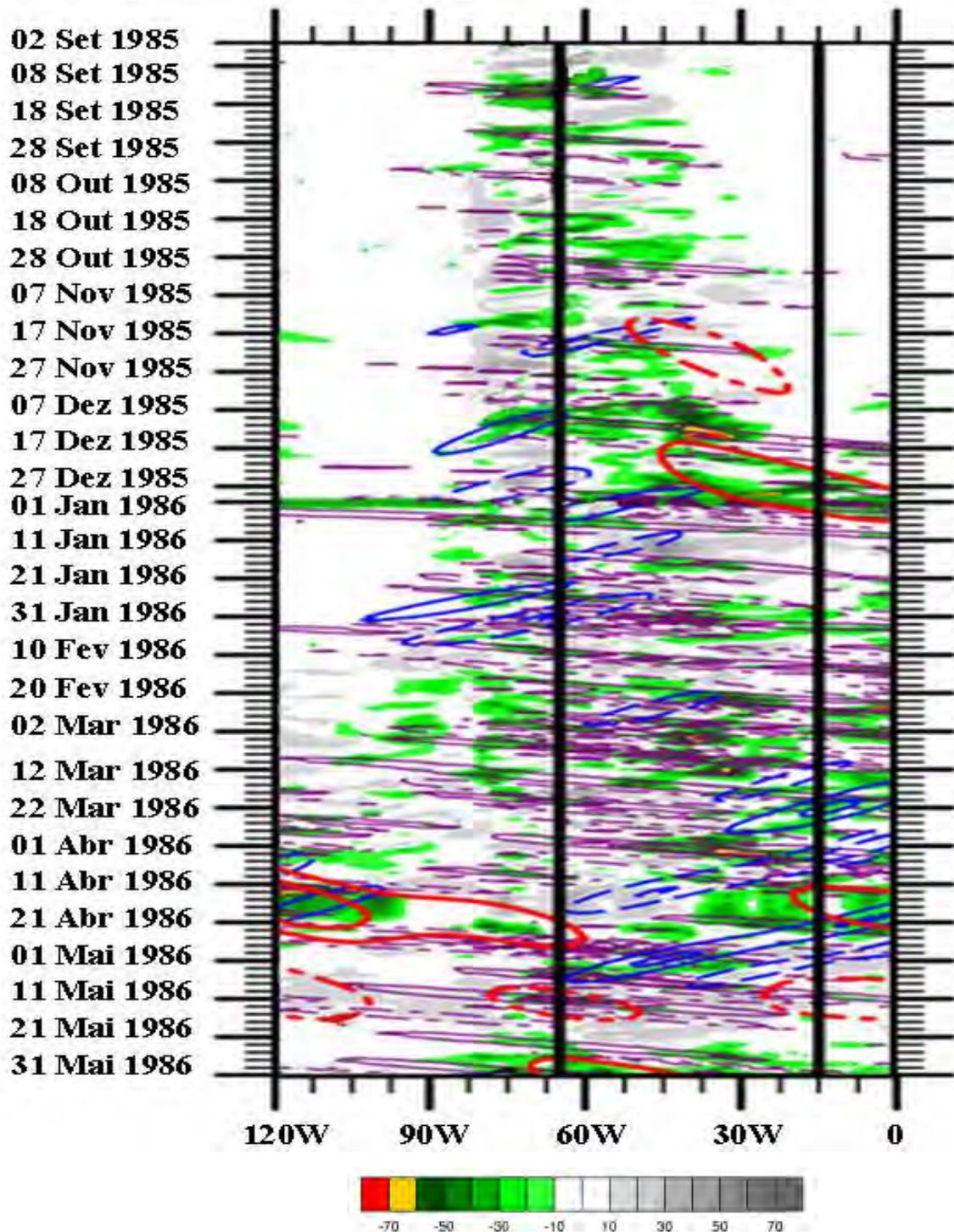


Figura 4.12– Anomalias de ROL (Wm^{-2}) não filtradas para média latitudinal entre 0° - 10°S , para os meses de setembro de 1985 a maio de 1986, em sombreado. Anomalias filtradas, onde linhas contínuas (tracejadas) são negativas (positivas) e representam: Ondas de Kelvin (roxo); OMJ (vermelho); Ondas de Rossby equatorial (azul).
 Fonte: Adaptada de <http://www.atmos.albany.edu/student/ventrice/hovs/0-10S/>

4.2.3 Período chuvoso de 1998/1999

Analisando o diagrama Hovmöller das pântadas de ROL para o período de setembro de 1998 a maio de 1999 na Figura 4.13, verificou-se que a convecção sobre o continente esteve mais intensa entre a segunda quinzena de outubro/1998 a meados de maio/1999 na faixa longitudinal de 35°W e 80°W. Vale ressaltar que esta estação chuvosa foi diferente das outras duas analisadas, pois se verificou três propagações da convecção para leste entre novembro e início de janeiro, e cinco propagações para oeste no período restante (janeiro a abril).

Durante o mês de outubro/1998, é possível observar a atividade convectiva sobre a região entre as longitudes de 55°W e 80°W, sendo mais intensa a partir do dia 15 de outubro até o final desse mês. No entanto, não foi possível observar em que direção essa convecção se propagou, mas houve uma expansão para leste.

A primeira atividade convectiva com propagação para leste ocorreu no período de 10 a 29 de novembro de 1998, entre 53°W e 70°W, com uma velocidade de aproximadamente $1,0 \text{ ms}^{-1}$. No período de 15 a 20 de dezembro, entre a faixa longitudinal de 45°W e 65°W, ocorreu a segunda propagação da convecção na mesma direção com velocidade de aproximadamente $5,0 \text{ ms}^{-1}$. A terceira e última propagação para leste, teve início no dia 01 de janeiro finalizando no dia 05 deste mês, localizada entre as longitudes de 45°W e 79°W, e com velocidade de propagação em torno de $8,5 \text{ ms}^{-1}$.

A primeira atividade convectiva com propagação para oeste ocorreu entre os dias 05 e 10 de janeiro, sobre a região entre as longitudes de 44°W e 77°W e teve velocidade de propagação de aproximadamente $-7,0 \text{ ms}^{-1}$. A segunda propagação para oeste da convecção ocorreu entre os dias 25 de janeiro e 05 de fevereiro e na região entre 60°W e 80°W, com uma velocidade de $-2,5 \text{ ms}^{-1}$. Verificou-se que a terceira atividade convectiva apresentou uma menor velocidade de propagação e ocorreu aproximadamente sobre a mesma região da primeira (45°W-79°W), no período de 27 de fevereiro a 15 de março com velocidade aproximada de $-2,5 \text{ ms}^{-1}$. Outra propagação da convecção para oeste foi observada no período de 24 de março a 02 de abril. Para verificar a velocidade de propagação desta convecção foi feito o cálculo para a região entre 46°W e 76°W, onde se obteve uma velocidade aproximada de $-4,5 \text{ ms}^{-1}$. A última

atividade convectiva ocorreu na região entre 47°W e 66°W no período de 22 a 30 de abril, e sua velocidade de propagação foi aproximadamente $-3,0 \text{ ms}^{-1}$. Essas características das propagações da convecção para oeste podem apresentar interações com as ondas de Rossby equatoriais.

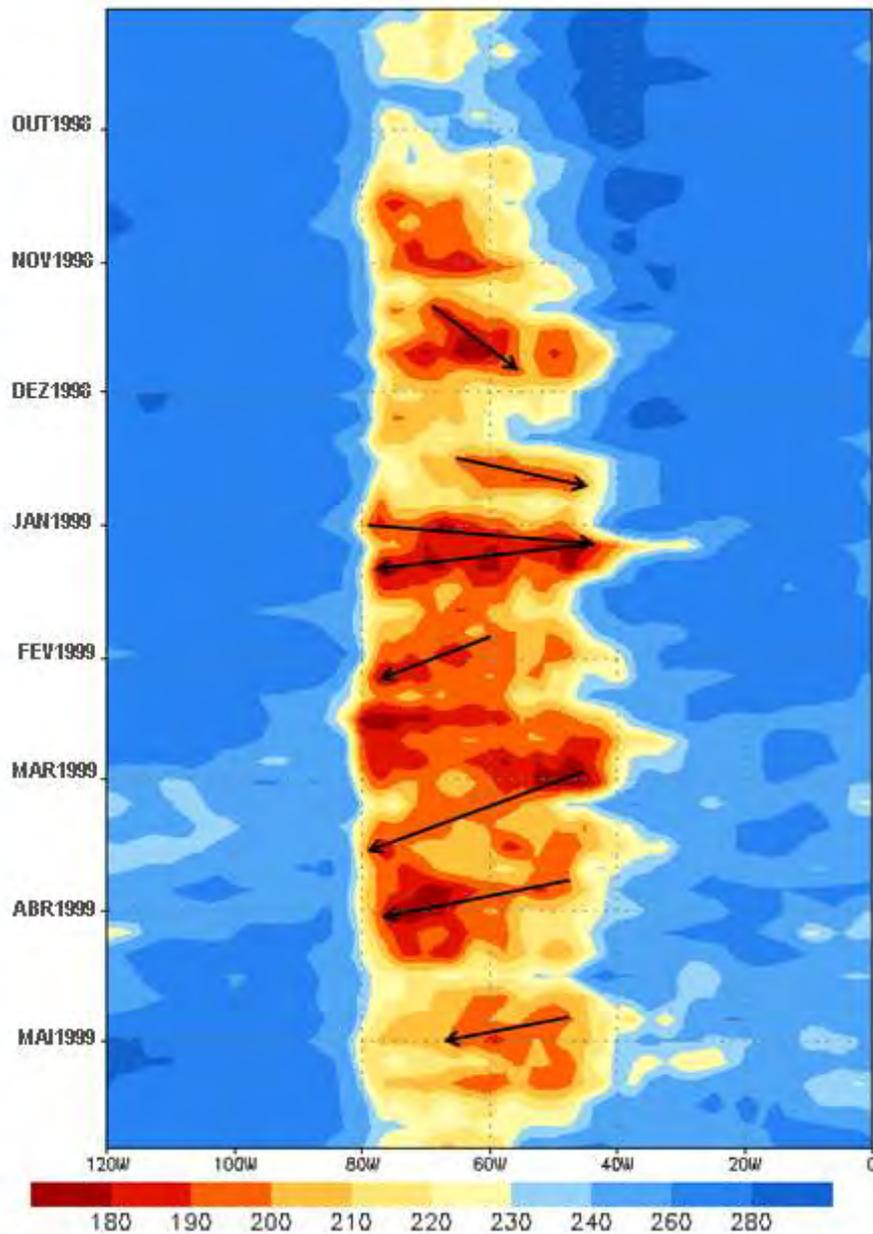


Figura 4.13 - Diagrama Hovmöller para pântadas de ROL (Wm^{-2}) para média latitudinal entre 0°-10°S, durante o período de setembro de 1998 a maio de 1999.

A Figura 4.14 mostra anomalias de ROL não filtradas (sombreado) e filtradas (linhas) para as ondas de Kelvin, Rossby equatorial e da OMJ, com média latitudinal entre 0°-10°S. Durante a primeira quinzena de setembro de 1998, verificou-se uma fase

desfavorável ao desenvolvimento de convecção intensa (Figuras 4.13 e 4.14), pois não houve influência das ondas equatoriais e nem da OMJ (Figura 4.14), mesmo assim, observam-se anomalias negativas de ROL entre 55°W-85°W. Somente entre os dias 18 a 20 de setembro houve desenvolvimento de convecção associada ao acoplamento com as ondas de Kelvin (Figura 4.14).

No mês de outubro houve variação na nebulosidade convectiva, com desenvolvimento de convecção em alguns períodos. Sobre a região entre 30°W e 80°W verificou-se entre os dias 04 a 12, 18 a 22 e 23 a 27 de outubro de 1998 que houve anomalias negativas de ROL com propagação para leste associada ao acoplamento com as ondas de Kelvin, e também houve propagação para oeste dessa convecção com influência da onda de Rossby equatorial (Figura 4.14).

No início de novembro verificou-se uma fase favorável da convecção associada ao acoplamento com a onda de Kelvin (Figura 4.14). A partir de meados de novembro na região entre 30°W e 75°W, começa a atuar a fase favorável à convecção da OMJ na faixa entre 30°W-55°W, a qual contribuiu para o aumento significativo da atividade convectiva, onde se destacam as anomalias negativas de OLR (Figura 4.14). Nota-se ainda uma interação entre a convecção da OMJ com as ondas equatoriais de Rossby. Essa interação contribuiu na intensificação da convecção sobre essa região, mas não ficou clara a propagação da convecção para oeste (Figura 4.13). No final deste mês verificou-se um acoplamento da convecção com as ondas de Kelvin, onde é nítida a propagação para leste das anomalias negativas de ROL (Figura 4.14).

No início a meados de dezembro não houve desenvolvimento de convecção intensa (Figuras 4.14), mas nota-se entre os dias 05 e 10 de dezembro a atuação de ondas de Kelvin, mesmo na ausência de anomalia negativa de ORL. Nota-se também nesse período que houve atividade contrária à convecção da OMJ e das ondas equatoriais de Kelvin e Rossby. A partir do dia 17 de dezembro, observa-se um aumento da atividade convectiva como pode ser observado pelas anomalias negativas de OLR, mas somente entre os dias 22 e 27 desse mês houve associação ao acoplamento com as ondas de Kelvin (Figura 4.14).

No início do mês de janeiro de 1999, anomalias negativas de OLR propagando para leste estiveram associadas ao acoplamento com as ondas de Kelvin (Figuras 4.13 e

4.14), no período de 09 a 18 de janeiro houve atividade das ondas de Rossby equatorial durante a fase favorável à convecção profunda com nítido deslocamento para oeste das anomalias negativas de ROL sobre o continente (Figuras 4.13 e 4.14). Verificou-se ainda no início deste mês, a interação da convecção com essas duas ondas sobre o oceano Atlântico próximo à costa do Brasil (Figura 4.14). Logo após esse período tem-se uma fase desfavorável das ondas de Rossby equatoriais (Figura 4.14). Entre os dias 21 e 27 de janeiro anomalias negativas de OLR com nítida propagação para leste estiveram associadas ao acoplamento com as ondas de Kelvin (Figura 4.14), na região entre 30°W e 100°W.

No início do mês de fevereiro não houve desenvolvimento de convecção intensa, mas nota-se também que houve pouca influência das ondas equatoriais (Figura 4.14). Porém, no final deste mês, com a intensificação da atividade convectiva, observa-se uma associação à interação com as ondas de Kelvin com nítida propagação das anomalias negativas de ROL para leste (Figura 4.14). A propagação da convecção para oeste verificada na Figura 4.13, no final do mês, aparece neste campo de anomalias (Figura 4.14), entre 30°W e 55°W, porém sem o acoplamento com uma onda de Rossby.

Ao longo do mês de março, observa-se uma desintensificação da convecção apresentando uma fase desfavorável à interação com as ondas equatoriais que contribui para atividades convectivas menos intensas até meados do mês de abril, onde se destacam as anomalias positivas de OLR (Figura 4.14). Porém entre os dias 07 e 12 de março, em torno das longitudes de 05°W e 35°W, mesmo apresentando um fraco desenvolvimento convectivo nota-se uma fase favorável às ondas de Rossby (Figura 4.14) que é bastante nítida no diagrama de Hovmöller de ROL (Figura 4.13). Tem-se ainda fases positivas das ondas de Kelvin associadas à anomalias negativas de ROL em torno das longitudes de 15°W e 70°W, e entre os dias 01 e 07, 11 e 16, 13 e 20 do mês de março, e na região entre 0° e 80°W para os dias entre 03 e 08 de abril (Figura 4.14). Durante os dias 21 e 30 de abril, tem-se a fase favorável da convecção associada ao acoplamento das ondas de Kelvin entre as longitudes de 0° e 90°W (Figura 4.14), representada pelas anomalias negativas de OLR com nítida propagação para leste, onde se observa um aumento desta convecção, sugerindo que esse acoplamento das ondas de Kelvin contribuiu não somente para o deslocamento para leste mas também para a intensificação dessa convecção. Também, observaram-se propagações da convecção

para oeste sobre o Oceano Atlântico, entre 0° e 30°W (Figura 4.14), porém no diagrama Hovmöller de ROL (Figura 4.13) essa propagação é mais nítida sobre o continente em torno de 45°W e 70°W .

Durante o mês de maio houve o desenvolvimento de convecção mais intensa (Figura 4.14), mas também houve a atuação da fase favorável à convecção da OMJ, a qual interagiu com as ondas de Kelvin. Porém, no final deste mês houve a atuação da fase desfavorável à convecção da OMJ, no entanto, observou-se que as anomalias negativas de ROL estiveram associadas somente ao acoplamento com as ondas de Kelvin nesse período (Figura 4.14).

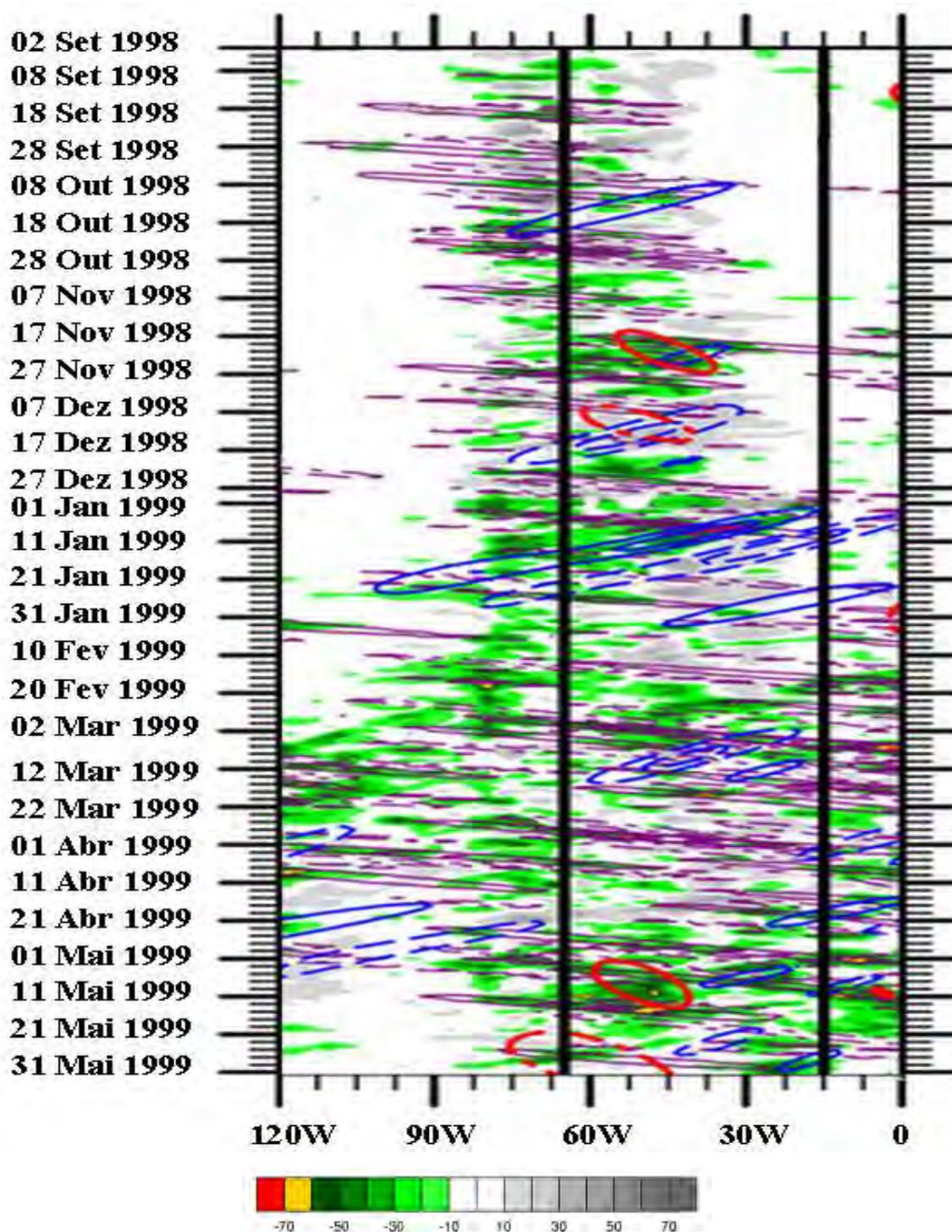


Figura 4.14 - Anomalias de ROL (Wm^{-2}) não filtradas para média latitudinal entre 0° - 10°S , para os meses de setembro de 1998 a maio de 1999, em sombreado. Anomalias filtradas, onde linhas contínuas (tracejadas) são negativas (positivas) e representam: Ondas de Kelvin (roxo); OMJ (vermelho); Ondas de Rossby equatorial (azul).

Fonte: Adaptada de <http://www.atmos.albany.edu/student/ventrice/hovs/0->

10S/

Neste estudo observou-se durante os anos 1982/1983, 1985/1986 e 1998/1999, que na maioria dos casos em que a convecção com propagação para leste esteve associada às ondas de Kelvin, e as atividades convectivas que apresentaram deslocamento para oeste às ondas de Rossby. Durante esses anos de estudo foi observado que as velocidades de propagação da onda de Kelvin variaram entre $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ e $8,5 \text{ m.s}^{-1}$, e que as velocidades de propagação dessa onda com valores menores que $3,0 \text{ m.s}^{-1}$ ocorreram para um total de 10 casos. Esses resultados são consistentes com os obtidos por Delcroix et al. (1991), onde estimaram a velocidade de propagação da onda de Kelvin ao longo do equador como $2,26 \text{ m.s}^{-1}$ através do cálculo de correlação utilizando dados do altímetro do satélite Geosat para propagações para leste. Esses autores buscando um melhor ajuste da onda de Kelvin, utilizando as anomalias da altura da superfície do mar, encontraram a velocidade de propagação da onda de Kelvin com valor de $2,82 \text{ m.s}^{-1}$.

As velocidades de propagação para as ondas de Rossby equatoriais encontradas neste estudo oscilaram em torno de $-2,0 \text{ m.s}^{-1}$ e $-7,0 \text{ m.s}^{-1}$. Esses valores de velocidade de propagação são bem altos comparados aos encontrados por Chelton et al. (2003), que utilizando dados do altímetro do Topex / Poseidon para o período de 8,5 anos de novembro de 1992 a maio de 2001, da altura da superfície do mar e velocidade geostrófica para investigar sinais das ondas de Rossby equatorial no Pacífico. Nesse estudo estes autores encontram para velocidade de propagação da onda de Rossby valores estimados entre $0,5$ e $0,6 \text{ m.s}^{-1}$.

No estudo de Coêlho (2002), utilizando filtro de Lanczons entre 10-20 dias, nos dados diários de ROL, para estudar a estrutura vertical e horizontal da circulação atmosférica e da precipitação na região da ZCIT, verificou propagações da convecção para leste com velocidade de propagação em torno de $7,6$ e $5,3 \text{ m.s}^{-1}$, caracterizando uma onda de Kelvin. Já a propagação da nebulosidade para oeste, com velocidade em torno de $7,8 \text{ m.s}^{-1}$, esteve associada à onda de Rossby equatorial. Estes resultados mostram uma semelhança com os encontrados neste trabalho.

Notaram-se ainda casos apresentando um aumento das ondas de Kelvin compatível com a intensificação da atividade convectiva. Por outro lado, notou-se que quando houve um aumento das ondas de Rossby não foi observada a intensificação da convecção.

Resultados semelhantes foram observados em estudos anteriores (WHEELER; KILADIS, 1999; BONATTI, RAUPP E SILVA DIAS, 2008), porém, não mostram se essas ondas equatoriais estão relacionadas a uma intensificação ou diminuição da atividade convectiva. O acoplamento das ondas equatoriais de Rossby e Kelvin com a convecção resultou também em uma intensificação da atividade convectiva.

Também foi observado, que em alguns períodos, a fase favorável à convecção da OMJ interagiu com as ondas de Kelvin e de Rossby, contribuindo para a intensificação da convecção. Resultado semelhante foi encontrado por Hendon e Salby (1994) utilizando campos de vento em 200 hPa e divergência horizontal do vento em 850hPa e 1000 hPa a fim de analisar o ciclo de vida da OMJ associado à intensificação/ desintensificação da atividade convectiva. Estes autores identificaram que o padrão básico da circulação atmosférica em altos níveis é de um par de anticiclones associados à resposta das ondas de Rossby nos subtropicais, margeando o equador (RUI; WANG, 1990). Estes autores também observaram uma interação da atividade convectiva associada à OMJ uma onda do tipo Rossby-Kelvin acoplada migrando para leste na direção da anomalia convectiva com uma velocidade aproximada de 5ms^{-1} no hemisfério leste e, uma onda de Kelvin, que se propaga para leste com uma velocidade de aproximadamente 10ms^{-1} no hemisfério oeste. Segundo Wheeler e Kiladis (1999), uma das principais características que distinguem a OMJ de outros fenômenos que atingem os trópicos, é que a OMJ se propaga para leste com uma velocidade aproximada de 5ms^{-1} , já o acoplamento das ondas de Kelvin com a OMJ possui uma propagação de velocidade maior em torno de aproximadamente $10 - 15\text{ms}^{-1}$. Madden (1986) considera que as estruturas das ondas de Kelvin e Rossby são consideradas dinamicamente essenciais para a OMJ.

4.3 Principais modos do SMAS

A CSEOF foi aplicada para a região compreendida entre as longitudes de 20°N - 60°S e as latitudes 0° - 90°E , durante os meses de setembro a março dos anos de 1979 a 2008, para as anomalias das variáveis descritas na Tabela 4.1. Considerou-se as 30 primeiras EOFs, onde juntas explicam aproximadamente 98% do total de variabilidade (ver Tabela 4.1), enquanto que cada um dos modos restantes explica um pouco menos de 1% da variabilidade total, dando um suporte maior para que esses modos remanescentes não fossem utilizados na análise. Neste estudo foram analisados os 3 primeiros modos da

CSEOF. Os três modos juntos explicam em conjunto um total em torno de 18,3 e 70,4 % da variância obtida dos modos da CSEOF para as distintas variáveis. A Tabela 4.1 mostra a variância em % e a somatória dos três e trinta primeiros modos obtidos pela CSEOF. Nota-se na Tabela 4.1 que o primeiro modo é bem separado do segundo e do terceiro modo, por exemplo, o primeiro e segundo modos da precipitação explicam 15,4% e 6,1% da variância total, respectivamente.

Tabela 4.1 – Porcentagem da variância explicada para as 3 primeiras CSEOF e somatória das 3 e 30 primeiras CSEOF para diferentes variáveis físicas.

Variável	Modos da EOFCE				
	1°	2°	3°	$\Sigma 3$	$\Sigma 30$
Precipitação	15,4	6,1	4,7	26,2	97,3
Temperatura em 1000 hPa	65,0	3,3	2,1	70,4	98,0
PNM	11,5	5,7	5,4	22,6	97,7
Vwnd em 850 hPa	8,1	5,2	5,0	18,3	97,2
Vwnd em 200 hPa	8,4	5,0	5,0	18,4	97,3
Uwnd em 850 hPa	15,0	6,2	4,6	25,8	97,4
Uwnd em 200 hPa	30,4	5,8	3,7	39,9	97,4

4.3.1 Primeiro modo da CSEOF

Os resultados obtidos através das análises da CSEOF mostram que, o primeiro modo de cada variável representa o ciclo sazonal como modo dominante de variabilidade. Este modo explica um total de variabilidade entre 8,1% e 65% de diferentes variáveis (Tabela 4.1). Utilizando-se do período aninhado de 120 dias com média em pêntadas, obteve-se um resultado de 42 padrões espaciais para cada modo, os quais mostram a evolução temporal para o período de 03 de setembro a 31 de março dos campos das anomalias das variáveis estudadas. Os resultados obtidos para análise do primeiro modo no presente estudo estão consistentes com os encontrados por Lim (2004), utilizando análises da CSEOF da precipitação, porém associada à monção de verão da Ásia, onde encontrou como primeiro modo o padrão ciclo sazonal.

4.3.1.1 Precipitação

Os padrões do primeiro modo descrevem a evolução das anomalias de precipitação durante os meses de setembro a março, sendo a estação chuvosa associada ao SMAS. A correspondente série temporal (Figura 4.15) mostra a amplitude do ciclo sazonal variando no tempo. Observa-se que flutuações na escala de tempo intrassazonal também são evidentes nesta série, como se pode ver nas variações entre os anos das estações.

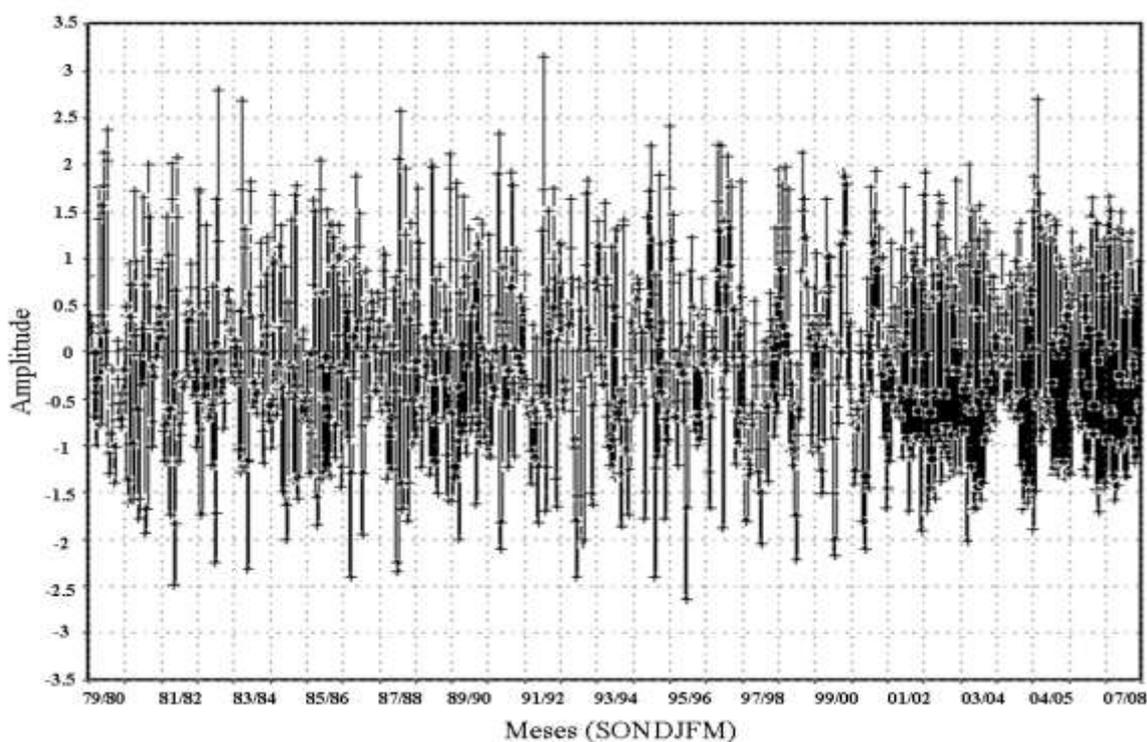


Figura 4.15 - Série temporal das amplitudes (componentes principais) do primeiro modo da CSEOF das anomalias de precipitação para o período de setembro de 1979 a março 2008.

A evolução temporal do primeiro modo da CSEOF para as anomalias das pântadas de precipitação é apresentada na Figura 4.16. Observa-se durante o mês de setembro, que características semelhantes a do inverno permanecem bem estabelecidas sobre a região do SMAS, onde se tem anomalias negativas de precipitação (Figura 4.16), e também como pode ser observado pelo comportamento de outras variáveis que serão aqui

analisadas. Anomalias negativas de precipitação aparecem sobre grande parte da AS, norte da Austrália, Indonésia e região da ZCPS no mês de setembro. Pode-se notar ainda, que a convecção da ZCIT do Atlântico e do Pacífico, representada por anomalias positivas de precipitação, está posicionada mais ao norte, o que é característico desta época do ano (HASTENRATH, 1985; UVO; NOBRE, 1989).

No mês de outubro observam-se algumas mudanças no padrão das anomalias de precipitação comparado com o mês de setembro. Pode-se observar no final deste mês, que as anomalias negativas de precipitação sobre as regiões da AS, Austrália e Pacífico Oeste, deslocam para norte, em direção ao Equador.

Durante o mês de novembro nota-se que as anomalias negativas sobre a AS estão posicionadas mais ao norte, em torno de 0° e 15° S, abrangendo grande parte das regiões Norte e Nordeste do Brasil. Nota-se também que houve uma redução espacial na região que abrange essas anomalias negativas de precipitação. Anomalias negativas também podem ser vistas no extremo norte da Austrália, região da Indonésia. As anomalias positivas associadas à precipitação da ZCIT do Atlântico e do Pacífico continuam localizadas na sua posição mais ao norte. Observaram-se também anomalias positivas sobre o Oceano Atlântico próximo das regiões Sul e Sudeste da AS, que durante esse mês avançam para noroeste, cobrindo parte da região sudeste do Brasil, as quais podem estar associadas à passagem de sistemas frontais, formando a ZCAS que está diretamente associada com eventos significativos de precipitação.

No período de 27 de novembro a 01 de dezembro (pêntada 67), uma nova condição atmosférica se estabelece sobre as regiões da AS. Têm-se anomalias positivas de precipitação sobre as regiões Sudeste e Centro-Oeste da AS, possivelmente associadas ao deslocamento de sistemas frontais para essas regiões e estabelecimento da ZCAS, produzindo um aumento significativo de precipitação, dando início ao sistema de monção da AS (Raia, 2008). Nos estudos de Gan et al. (2004) e Raia (2008), utilizando critérios distintos para a identificação da data de início do SMAS, encontraram que os períodos de 23 a 27 de outubro (pêntada 60) e 13 a 17 de outubro (pêntada 58), respectivamente, como as datas de início climatológico do SMAS. Ainda no estudo de Raia (2008), foi identificado para o verão de 1989/1990, o período de 27 de novembro a 01 de dezembro como a pêntada de início da monção, resultado semelhante ao

encontrado no presente trabalho para a climatologia.

No início do mês de dezembro observam-se anomalias positivas de precipitação sobre uma faixa quase contínua próximo ao Equador, sendo mais contínua sobre Pacífico Central região da ZCIT, onde mostra que a convecção associada a este sistema, aparece conectada à ZCPS, como ainda pode ser vista na pênstada de 07 a 11 de dezembro. Nesse período já não se observa a interação entre a ZCIT do Atlântico e a ZCIT do Pacífico. Ainda no início de dezembro tem-se um aumento da precipitação sobre a região da Indonésia, sendo que a mesma apresenta um deslocamento para sul, atingindo a região norte da Austrália no final deste mês, podendo indicar o início da estação chuvosa no norte da Austrália. Sobre a AS, tem-se sobre o nordeste do Brasil anomalias negativas de precipitação, o que é normal nessa época para esta região. Durante esse mês, observa-se a intensificação da precipitação sobre o continente e a migração da mesma para noroeste, onde ocorre um aumento na precipitação sobre as regiões Sul e litoral do Sudeste do Brasil. A propagação das anomalias positivas de precipitação para noroeste sobre a AS, caracterizam um padrão da precipitação orientada na direção noroeste/sudeste associada à presença da ZCAS atuando sobre essas regiões (KODAMA, 1992; CARVALHO et al., 2004).

Durante o mês de janeiro tem-se um aumento da precipitação em comparação ao mês de dezembro, onde essa precipitação intensa cobre grande parte do continente sul americano, principalmente na faixa continental com orientação noroeste/sudeste que vai da Amazônia até a região Sudeste do Brasil, caracterizada pela atuação da ZCAS (KODAMA, 1992; CARVALHO et al., 2004). Na primeira pênstada de janeiro (Figura não mostrada), observou-se que a região de precipitação associada à ZCAS, esteve presente tanto no continente como sobre o oceano até meados deste mês. Já nas pênstadas seguintes notou-se que a precipitação é apenas sobre o continente, como pode ser vista na pênstada de 06 a 10 de janeiro. A configuração da ZCAS sobre o continente e oceano volta a aparecer na pênstada de 16 a 20 de janeiro, e na pênstada seguinte novamente aparece apenas sobre o continente sul americano. Observa-se também que a precipitação sobre o nordeste da região Amazônica e Nordeste do Brasil se liga com a precipitação da ZCIT do Atlântico, como observado por Gan et al. (2004).

A partir da pênstada de 15 a 19 de fevereiro ao mês de março, observa-se uma redução

na precipitação principalmente no setor sul das regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, e um aumento da mesma sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil. Nesse período tem-se o início do período chuvoso sobre o nordeste brasileiro. Observa-se também o deslocamento da ZCIT para latitudes próximas ao equador, e a partir do final do mês de fevereiro que a convecção tropical sobre o continente aparece acoplada à convecção da ZCIT do Atlântico e do Pacífico, como era de se esperar, pois nesse mês a convecção tropical da AS está conectada a essas duas ZCIT (GARCIA, 2010). Sobre as regiões da Austrália e norte da Indonésia observa-se um máximo de precipitação. Esse máximo de precipitação também é observado sobre a região da ZCPS que parece acoplada a convecção da ZCIT do Pacífico.

A fase de decaimento da estação chuvosa se deu no período de 20 a 24 de fevereiro (pêntada 11), caracterizado por uma diminuição na precipitação sobre as regiões Sudeste e Centro-Oeste da AS. Este resultado mostra-se semelhante ao encontrado no trabalho de Raia (2008), para os verões de 1992/1993, 2002/2003 e 2003/2004, identificados como o final da monção. No entanto, o resultado das datas climatológicas de decaimento climatológico do SMAS nos estudos de Raia (2008) e Gan et al. (2004), foram os períodos de 27 a 31 de março (pêntada 18) e 16 a 20 de abril (pêntada 22), respectivamente. Esta diferença pode dever-se ao fato desses estudos utilizarem períodos e fonte de dados diferentes, assim como metodologias diferentes.

Analisando de uma forma geral, o resultado encontrado para o início da estação chuvosa ocorre de forma diferente do observado nos estudos de Gan et al. (2004) e Kousky (1988), os quais observaram que a estação chuvosa inicia primeiro no noroeste da Amazônia associada à convecção da ZCIT do Pacífico. Essa convecção tem um avanço para sudeste até atingir o leste da região sudeste e depois tem um avanço para norte. Já a evolução deste modo mostra que as anomalias negativas de precipitação no final da estação seca propagam para noroeste, semelhante ao que ocorre no final da estação chuvosa com as anomalias positivas de precipitação. Uma justificativa para essas diferenças seria que nesses trabalhos foram utilizadas metodologias diferentes, assim como fonte de dados e períodos diferentes também, como no presente trabalho que foi utilizada uma ferramenta nova que é a CSEOF. Outra diferença, é que no atual estudo foi observado o comportamento das anomalias das variáveis.

CSEOF01

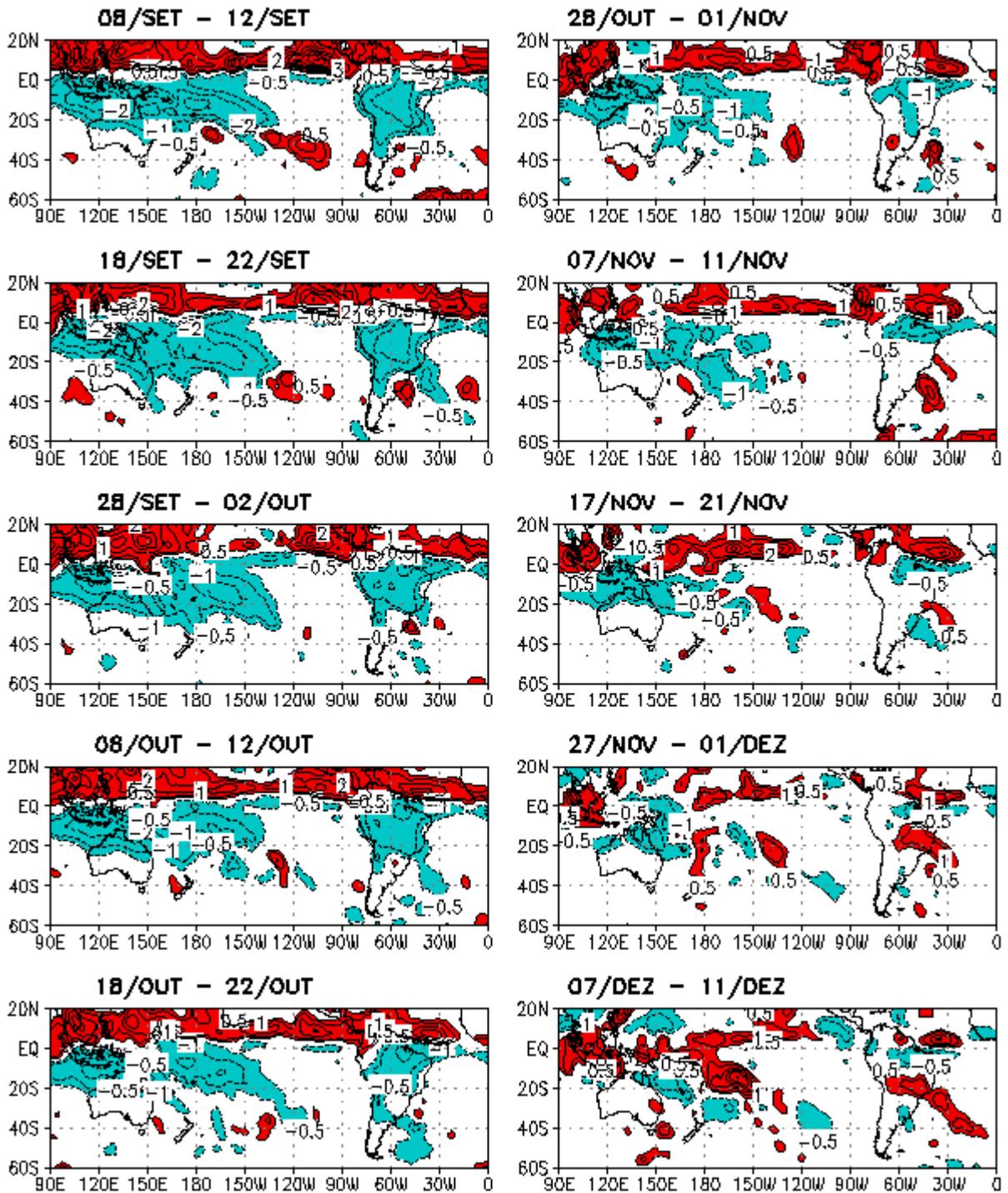


Figura 4.16 - Primeiro modo da CSEOF das anomalias das pântadas de precipitação (mm.d^{-1}) sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 15,4 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF01

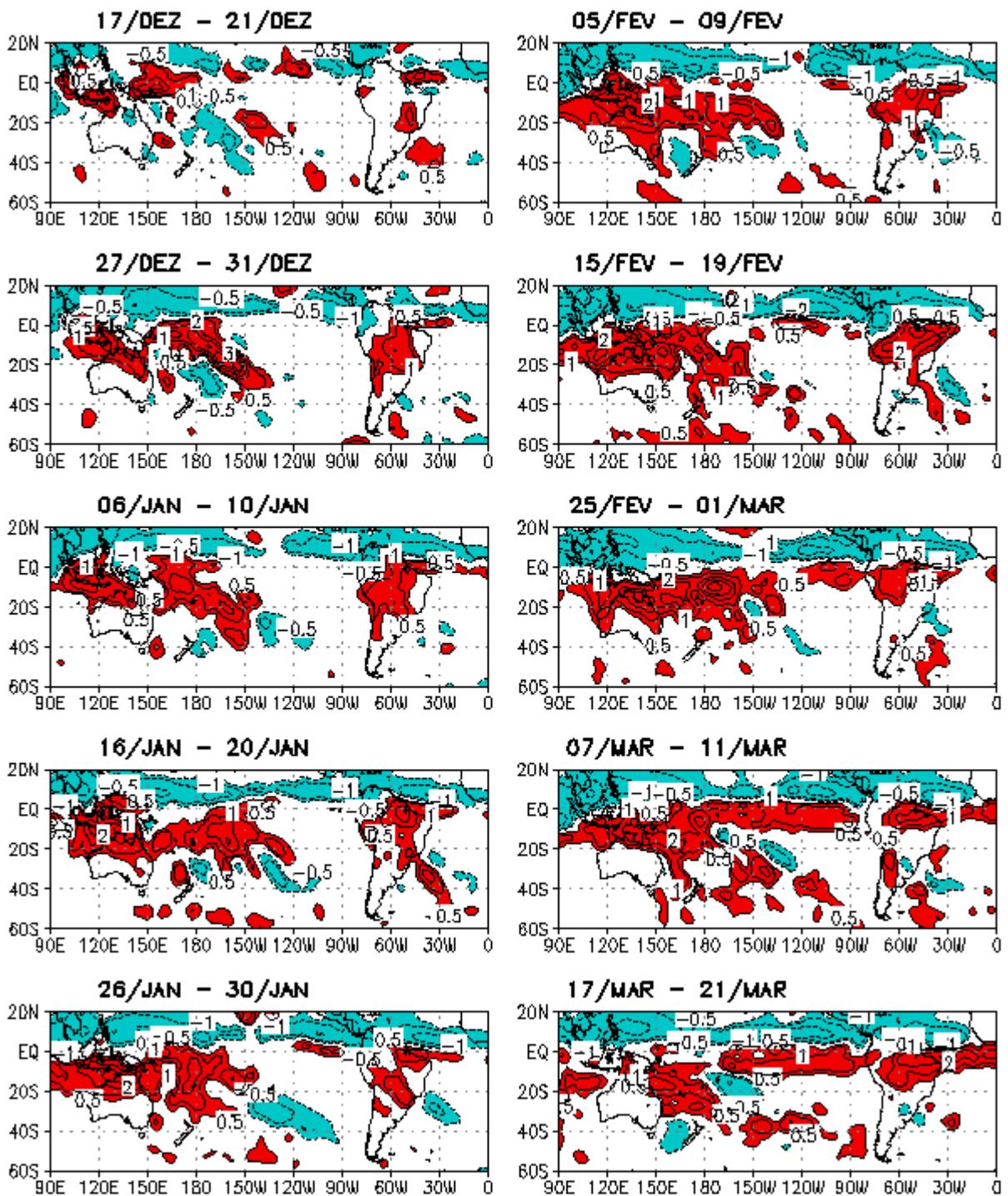


Figura 4.17 - Conclusão.

4.3.1.2 Temperatura em 1000 hPa

O primeiro modo da CSEOF para as anomalias da temperatura do ar em 1000 hPa (Figura 4.17), mostra anomalias positivas localizadas acima de 10°N para o mês de setembro. Sobre a região Amazônica e parte da região central da AS também são observadas anomalias positivas da temperatura. Nesse mês, as anomalias mais negativas de temperaturas estão localizadas em grande parte na faixa continente-oceano, abrangendo os Oceanos Índico, Pacífico Sul, Atlântico Sul, como também regiões da Indonésia, Austrália e região sul da AS. Entre o final do mês de setembro até a pênstada de 23 a 27 de outubro, ocorre um pequeno aumento na área das anomalias positivas da temperatura sobre o continente sul americano, principalmente sobre as regiões da Amazônia e Centro-Oeste do Brasil. Observa-se também durante esses dois meses, o gradiente de anomalia de temperatura continente-oceano, além do observado norte sul no continente ao sul de 20°S. Verificou-se ainda que a região de maiores anomalias positivas de temperatura, localizada sobre a região central da AS também foi observada no estudo de Zhou e Lau (1998) e Gan et al. (2004). Do final do mês de outubro a meados de novembro observa-se uma redução nos valores das anomalias, tanto sobre o continente, como sobre o oceano, e conseqüentemente verifica-se uma redução nos gradientes de temperatura sobre a faixa continente-oceano. Observa-se ainda o surgimento de anomalias positivas de temperatura sobre a região noroeste da Austrália e centro-oeste da América do Sul.

No final do mês de novembro a dezembro, nota-se o enfraquecimento gradativo das anomalias negativas da temperatura sobre os Oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, assim como, a intensificação gradativa das anomalias positivas de temperatura sobre a Austrália e porção sul da AS. No mês de dezembro, observa-se um aumento das anomalias positivas de temperatura expandindo para norte sobre o continente sul americano, abrangendo as regiões sul e sudeste deste continente. Nesse mesmo período têm-se uma redução das anomalias positivas de temperatura na porção norte da AS, aumento das anomalias positivas de precipitação (Figura 4.16) e também um aumento das anomalias negativas de PNM (Figura 4.18) sobre essas regiões.

No mês de janeiro, o aumento nas temperaturas tanto no continente como no oceano já são evidentes, e um aumento do gradiente inverso de temperatura sobre as latitudes

subtropicais da AS e região centro-oeste da Austrália No final desde mês, observa-se um resfriamento sobre parte noroeste da região Norte do Brasil, que se intensifica gradualmente no mês de fevereiro, chegando abranger as regiões Norte, Nordeste e parte do Centro-Oeste do Brasil no final do mês de fevereiro. Esse resfriamento da temperatura continua no mês de março.

Esse modo, de uma forma geral parece mostrar uma oscilação de 16 pântadas ou 80 dias, onde a primeira fase parece começar no início de setembro, por volta da pântada de 03 a 07 de setembro, e vai até a pântada de 22 a 26 de novembro, quando muda de sinal, sendo a segunda fase até o início de fevereiro (05 a 09 de fevereiro).

CSEOF01

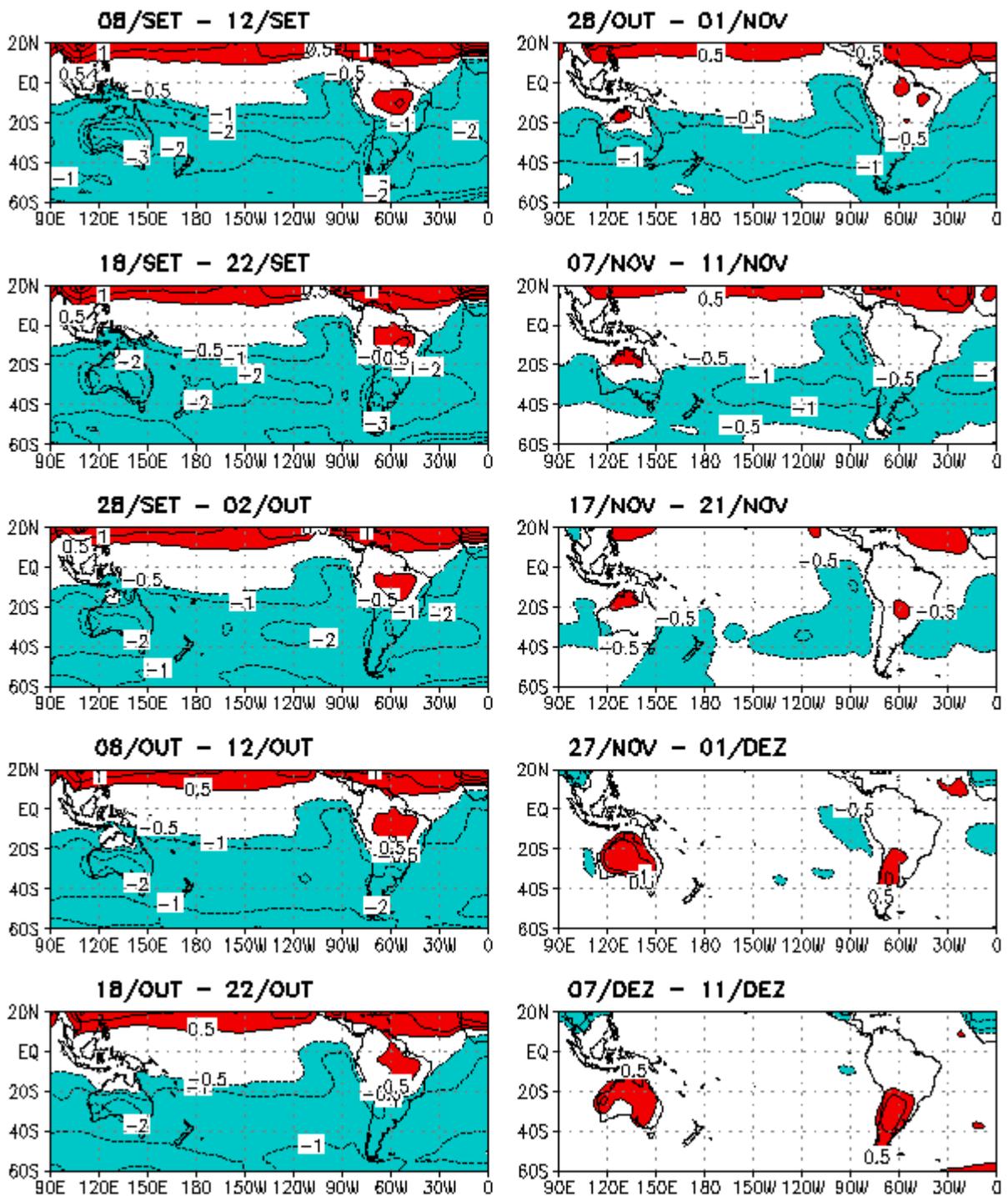


Figura 4.17 - Primeiro modo da CSEOF das anomalias da Temperatura do ar em 1000hPa (°C) sobre a região de estudo. O período é de 42 pênadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 65,0 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF01

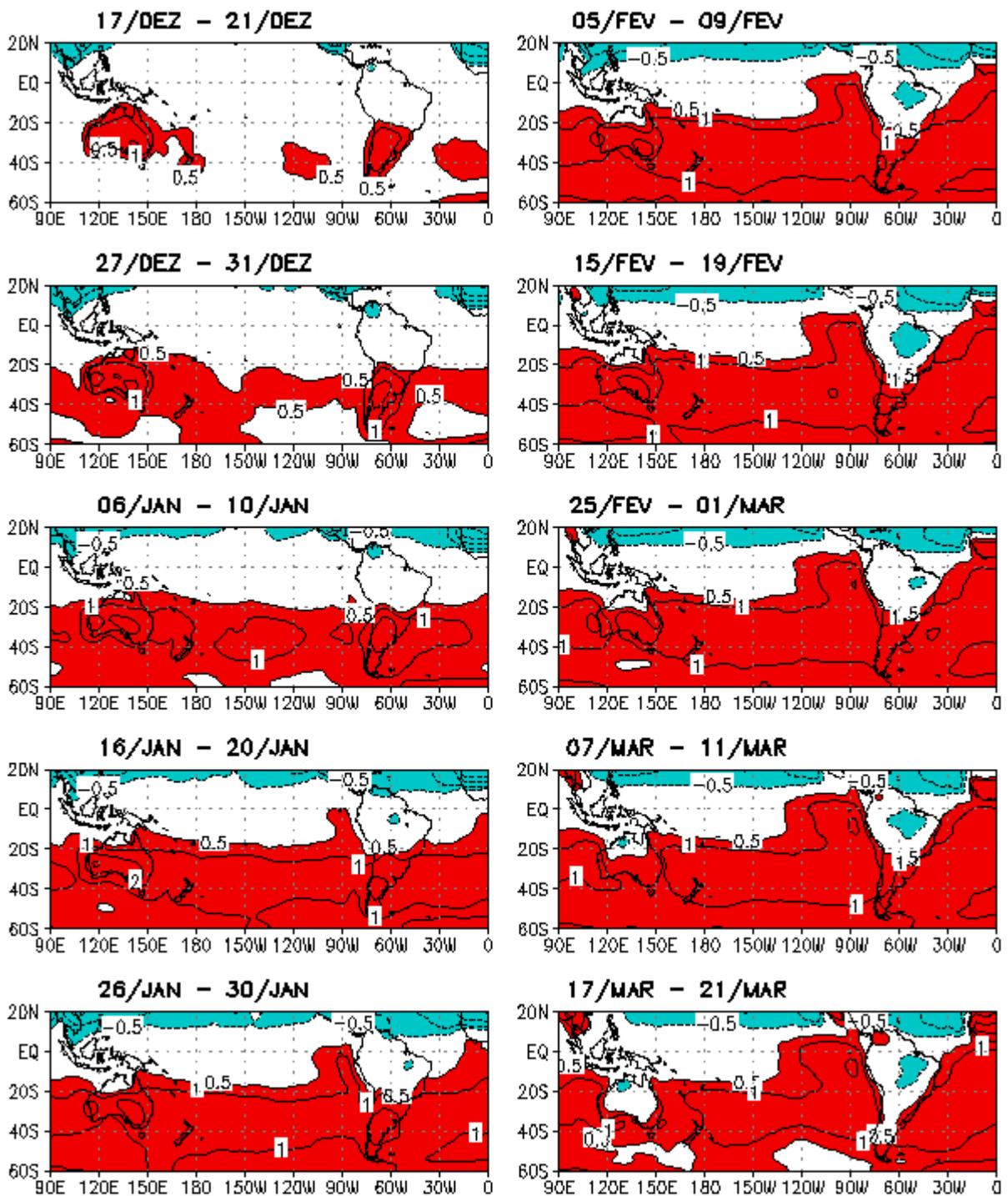


Figura 4.187 - Conclusão.

4.3.1.3 PNM

A análise da evolução para o primeiro modo da CSEOF das anomalias de PNM (Figura 4.18), mostra para o mês de setembro altos valores de anomalias positivas de PNM na faixa sobre as regiões da Indonésia, Austrália e AS, passando pelos Oceanos Índico, Pacífico Sul e Atlântico Sul. Neste período observa-se um máximo de anomalia positiva sobre a Austrália, e outro ao sul da alta subtropical do Pacífico Sul com núcleo localizado entre 40°S e 60°S, e a alta subtropical do Atlântico Sul com núcleo máximo localizado em torno de 100°W e 55°S. Abaixo da latitude de 40°S, região das latitudes médias, observa-se que a metade dessa região atuam anomalias negativas de PNM e na outra metade têm-se anomalias positivas de PNM. Observa-se ainda do início de setembro a segunda quinzena de outubro a propagação para leste das anomalias negativas de pressão.

No mês de outubro nota-se a presença do Modo Anular do Hemisfério Sul (Southern Hemispheric Annular Mode – em inglês), como se pode ver bem característica na pênstada de 18 a 22 de outubro. Esse modo é marcado por anomalias de pressão zonalmente simétricas e fora de fase entre as latitudes médias e altas (MARSHALL, 2003). No estudo de Gillett et al. (2006) demonstraram que a parte da variabilidade climática do HS está associada ao Modo Anular do Hemisfério Sul, e que sua fase positiva implica no aumento da temperatura média anual e diminuição da precipitação na AS, mostrando semelhança aos resultados encontrados no presente trabalho. Observa-se ainda no mês de outubro que ocorre uma redução dos valores das anomalias de PNM sobre as regiões da Austrália e AS. No início de outubro a início de novembro, pode ser vista uma ligeira redução na pressão sobre o continente Sul Americano e Australiano, a qual evolui até o final de janeiro na AS e final de fevereiro na Austrália. Observa-se também uma ampla área de anomalias positivas de PNM sobre o Pacífico central, região da ZCPS.

No início de dezembro, centros anômalos de baixa pressão sobre o Atlântico Sul estendendo-se sobre o litoral sul/sudeste da AS, Austrália e Pacífico Sul, também são observados. A partir deste mês são observadas anomalias de baixa pressão sobre o continente, principalmente sobre a região Sudeste do Brasil, Uruguai, Argentina e região da Bolívia têm-se a presença de anomalias negativas que podem estar associadas

à atuação da baixa do Chaco, que se encontra bem configurada nos meses de verão (VIRJI, 1981). As anomalias negativas de PNM também aparecem sobre a Austrália e Pacífico Oeste. Essas características persistem até o final de janeiro. A partir de fevereiro nota-se que a região de ampla área de anomalias negativas de PNM diminui sobre a AS, e a região de baixa pressão associada a baixa do Chaco é desconfigurada.

CSEOF01

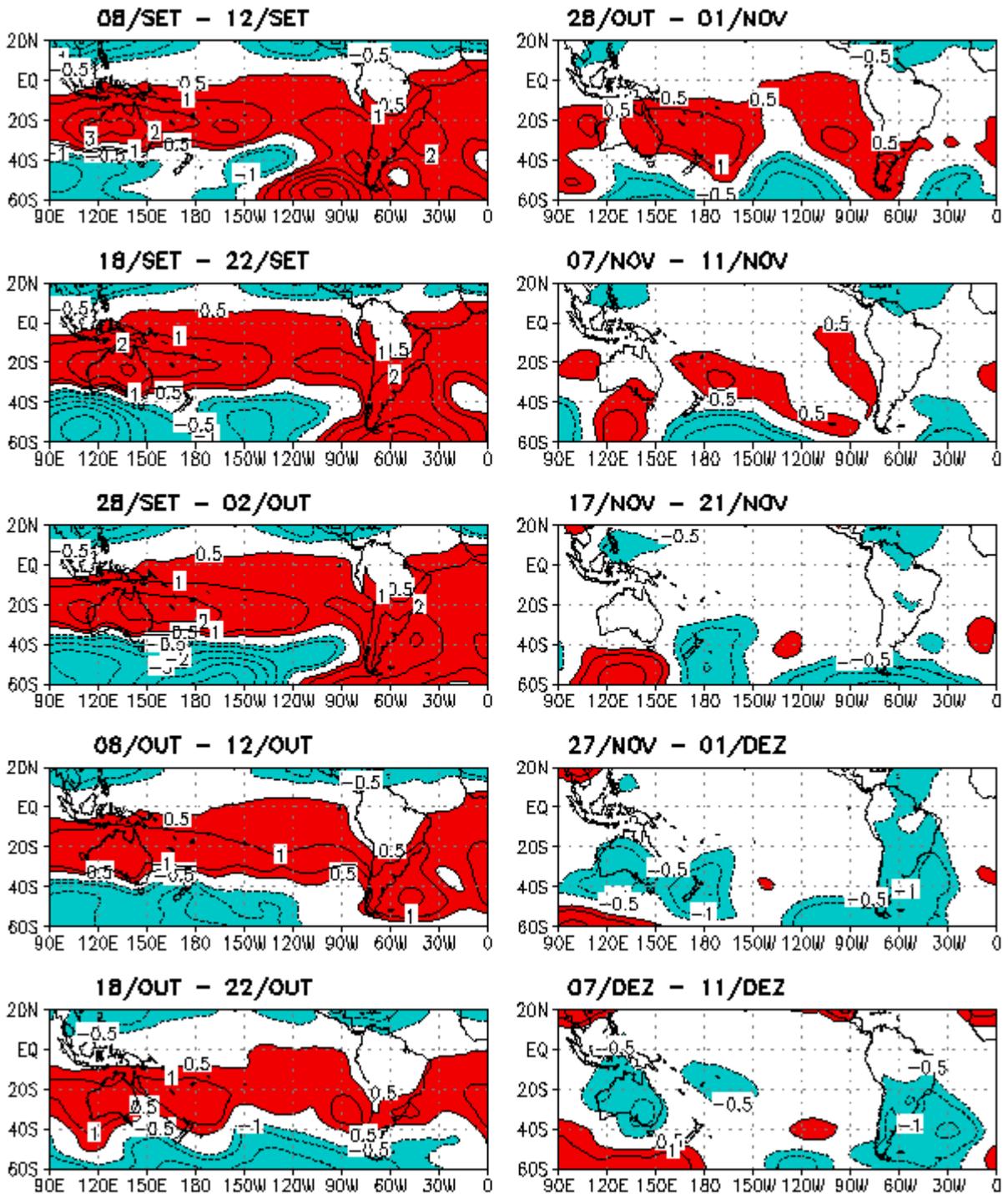


Figura 4.19 - Primeiro modo da CSEOF das anomalias de PNM (hPa) sobre a região de estudo. O período é de 42 pênadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 11,5 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF01

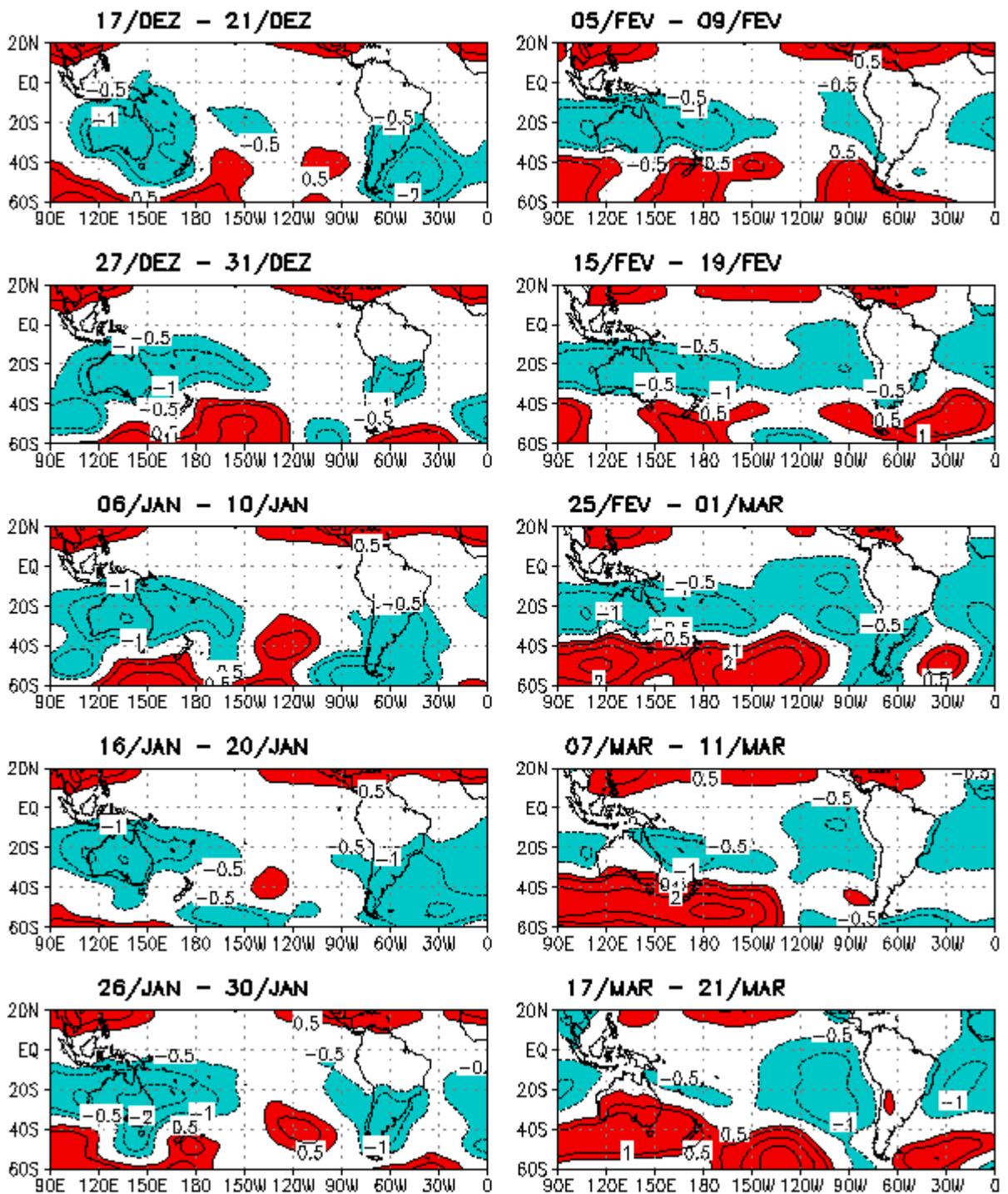


Figura 4.20 - Conclusão.

4.3.1.4 Vento meridional em 200 e 850 hPa

A Figura 4.19 mostra a evolução do primeiro modo da CSEOF para o vento meridional em 200 hPa. Pode-se observar uma alternância do sinal da componente meridional nas latitudes médias, associadas a trens de ondas de Rossby. Durante o mês de setembro a estrutura ondulatória do trem de ondas apresenta uma conexão entre a costa oeste da Austrália até o Oceano Atlântico. Nota-se ainda em setembro que existe um trem de ondas entre 20°S e 40°S desde a Austrália até o oceano Atlântico, e um outro ao sul de 40°S. Mo e Ghill (1987) identificaram um trem de ondas que se estende na direção sudeste a partir da Indonésia, sua região de origem, passando pelo Pacífico Sul antes de recurvar-se em direção a AS. O padrão observado aqui mostra uma semelhança com a configuração em forma de arco típica do padrão PSA (MO; GHILL, 1987; MO; HIGGINS, 1998), porém aparece um pouco deslocada para sul. Durante o mês de outubro, nota-se que esses trens de ondas se desorganizaram, principalmente o que está localizado mais ao sul. O trem de ondas das latitudes subtropicais foi disparado sobre a costa leste da Austrália e seguiu em direção as regiões sul e sudeste da AS. No final deste mês tem-se novamente o segundo trem de ondas agora mais zonal, localizado entre 40°S e 50°S.

Em novembro tem-se um trem de ondas posicionado entre o equador e 40°S, porém não aparece bem definido. Já no final deste mês nota-se a presença de dois trens de ondas, sendo interessante observar que ambos apresentaram curvatura voltada para nordeste. Já o outro trem de onda parece ser disparado a partir do Índico Oeste, apresentando uma ligeira inclinação para norte, seguindo em direção o litoral sudeste da AS e Atlântico Sul. No início de dezembro, observa-se um trem de ondas com curvatura para nordeste na parte mais ocidental, passando para sudeste na parte mais oriental, onde o mesmo é disparado do sudoeste da Austrália para nordeste em direção ao equador, e aparenta ter uma bifurcação com orientação para norte em torno de 10°N, e a outra se propaga até a região sul-sudeste da AS. No final deste mês, outro trem de ondas disparado abaixo de 40°S e em torno de 90°E, região do Índico Sul, passando pelo Pacífico Sul e atinge a costa do nordeste da AS, onde apresentou uma estrutura bastante zonal.

No início de janeiro, novamente observa-se os dois trens de ondas, um deles na direção nordeste, e aparenta ter uma ramificação orientada para norte em torno de 10°N, e a

outra ramificação se propaga até a região central da AS. O outro trem de ondas, bastante zonal, e abaixo de 40°S sobre o Pacífico Sul e atinge o litoral do sudeste da AS e o Atlântico Sul. Um trem de ondas é observado no final deste mês, com curvatura para sul, vindo do oeste do Oceano Pacífico em direção a região central da AS. No mês de fevereiro observou-se a atuação de um trem de ondas partindo do oeste do Oceano Índico seguindo em direção a AS, ainda pode-se notar uma ligeira inclinação em direção ao equador, da trajetória desses trens de ondas.

No início de março, novamente observa-se dois trens de ondas com mesma curvatura (para norte) em direção ao equador. Um deles para norte, e aparenta ter uma ramificação orientada para norte em torno de 10°N, e a outra ramificação se propaga até a região central da AS. O outro trem de ondas dispara abaixo de 60°S em direção Pacífico equatorial e atinge o sul da AS e o Atlântico Sul. Outros dois trens de ondas de Rossby atuam no final de março. O primeiro apresentando uma curvatura levemente voltada para sul, vindo do oeste do Oceano Índico, em direção a região leste do Pacífico Sul. O segundo trem de ondas, apresentando características bastante zonais, está localizado entre 40°S e 60°S, atuando sobre o extremo sul da AS.

CSEOF01

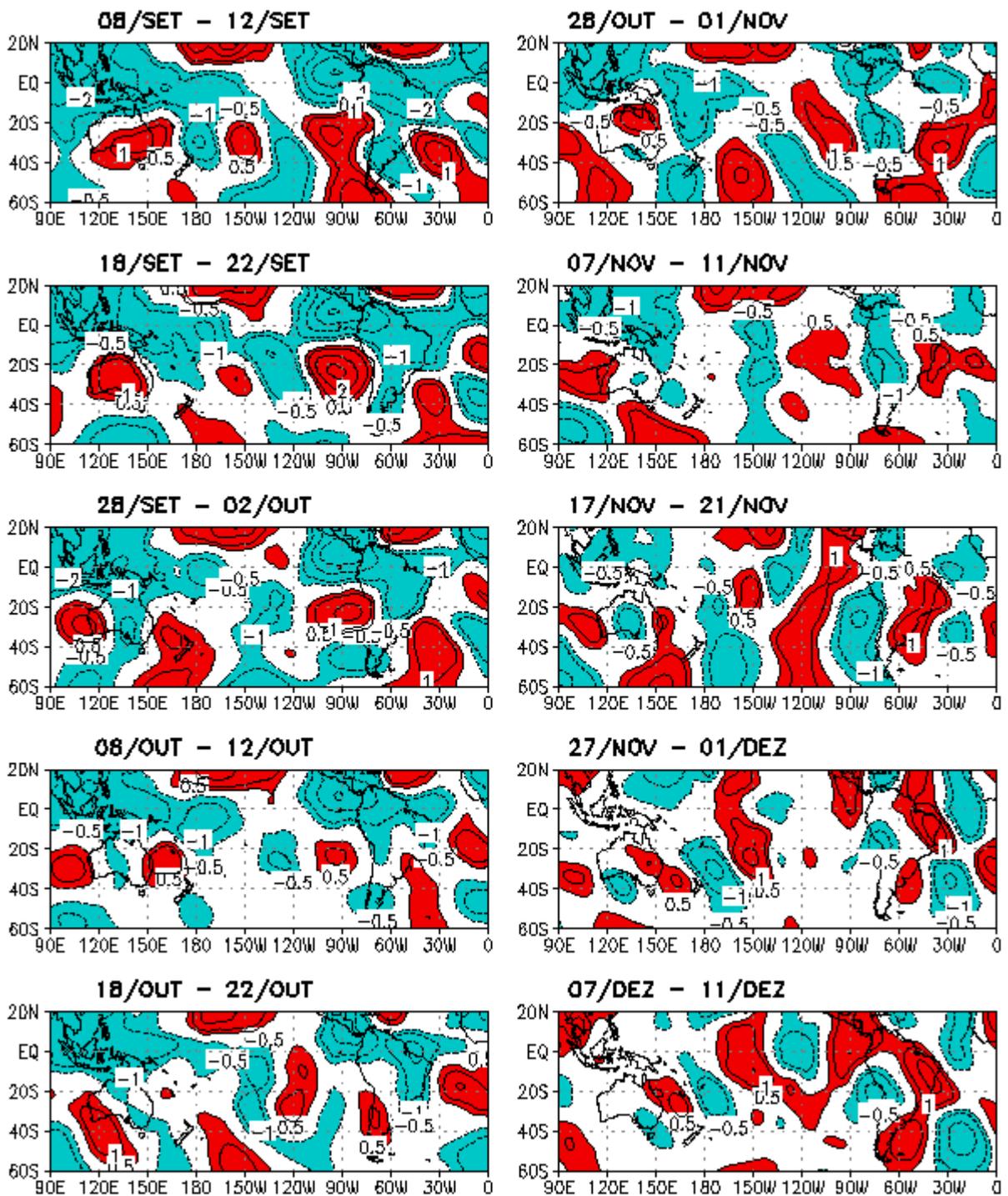


Figura 4.21 - Primeiro modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pênadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 8,4 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF01

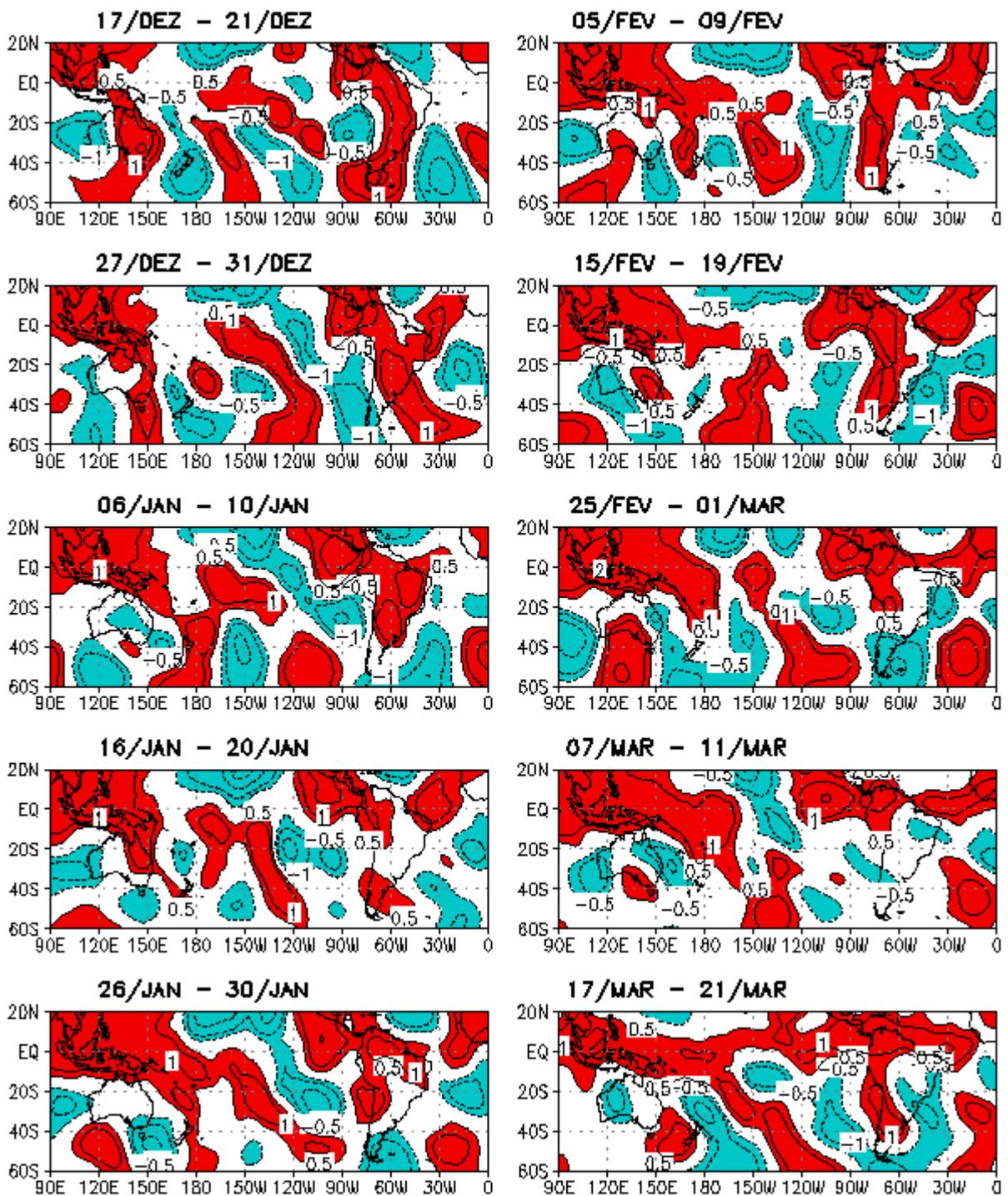


Figura 4.22 - Conclusão.

O vento meridional no nível de 850 hPa é apresentado na Figura 4.20. Como observado em altos níveis para o período analisado, o vento meridional mostra um padrão de trem de ondas de Rossby nas latitudes médias, com a mesma fase a qual é observada em 200 hPa, mostrando por tanto, uma estrutura barotrópica equivalente, ou seja apresentando a mesma fase ao longo dos níveis de pressão. Porém, o padrão de anomalias nas latitudes tropicais apresenta um padrão de sinal oposto. A evolução desta componente mostra que esse trem de ondas apresenta uma orientação mais zonal, com seus centros oscilando em torno das latitudes de 40°S e 60°S. Vale ressaltar que os trens de ondas de Rossby observados no nível de 200 hPa (Figura 4.19), com conexão partindo das regiões do Oceano Índico e Austrália até regiões da AS, podem ser observados também no nível de 850hPa, durante praticamente todo o período de análise. Esses trens de ondas no leste da Austrália propagando-se zonalmente até a costa oeste da AS, curvando-se para nordeste ao cruzar os Andes. Essa mudança de orientação após cruzar os Andes foi observada em outros estudos observacionais e de modelagem, indicando que ele está associado ao efeito imposto pela orografia da Cordilheira dos Andes sobre o escoamento de oeste (GAN; RAO, 1994; FIGUEROA, 1999).

CSEOF01

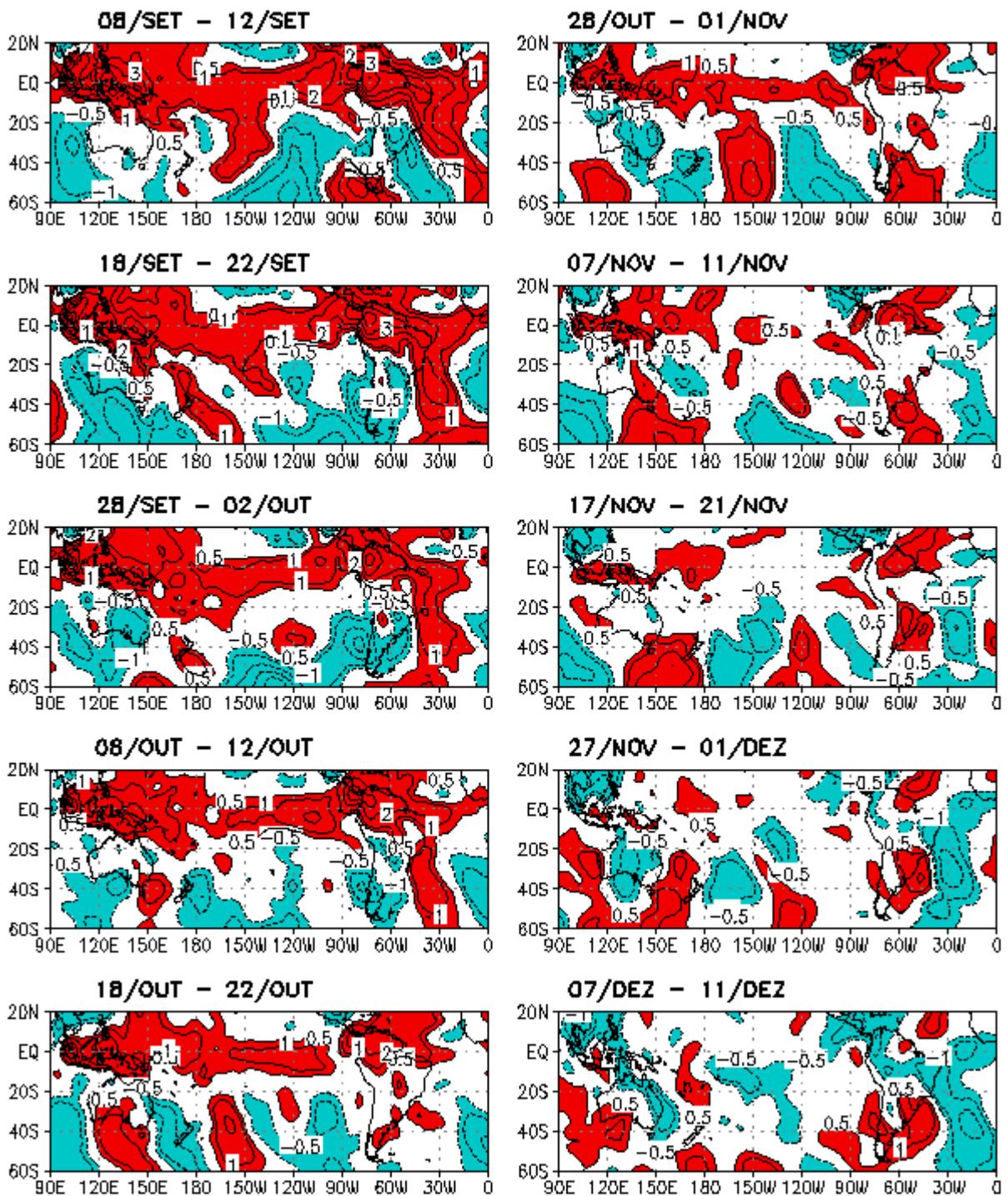


Figura 4.23 - Primeiro modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 8,1 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF01

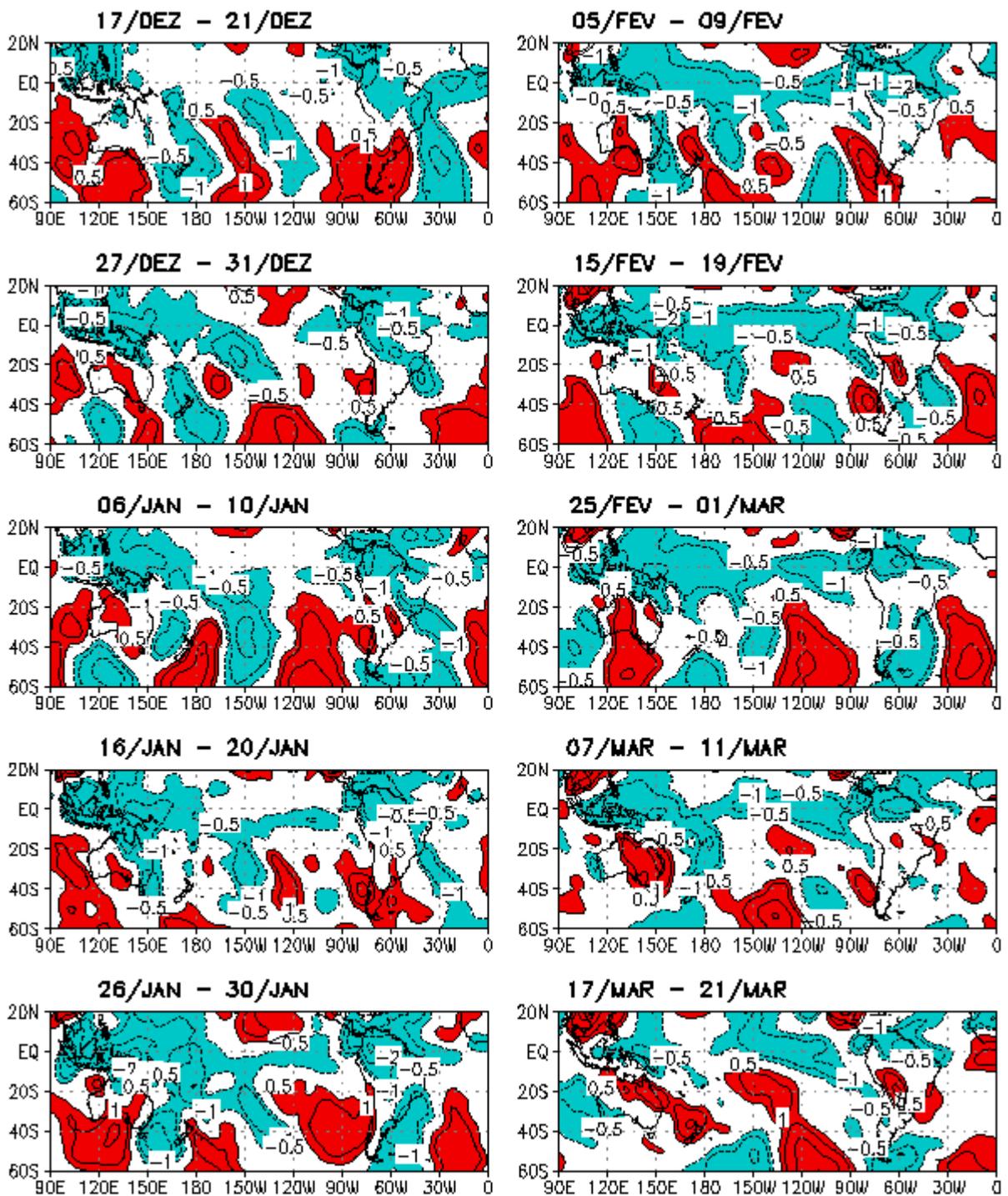


Figura 4.24 - Conclusão.

4.3.1.5 Vento zonal em 200 e 850 hPa

O primeiro modo da CSEOF para as anomalias do vento zonal em 200 hPa (Figura 4.21), mostra para o mês de setembro, uma faixa de ventos de oeste localizada em torno das latitudes de 15°S e 40°S, que vai desde a Indonésia estendendo até o Atlântico Sul cruzando o oceano Pacífico Central, região central da AS. Anomalias nos ventos de leste mais significativas aparecem sobre uma faixa desde o equador, até pelo menos 20°N, porções ao sul de 40°S próximo a Austrália e sul da AS. Essas características nas anomalias dos ventos de oeste e de leste permanecem até meados de novembro, quando se tem o enfraquecimento desses ventos e posteriormente a inversão dos mesmos. No início deste mês nota-se uma situação de bloqueio atmosférico (CASARIN; KOUSKY, 1982; KAYANO; KOUSKY, 1990) sobre o Pacífico Leste Sul e Austrália, onde, observa-se a presença de uma anomalia de leste em torno da latitude de 40°S, entre duas regiões de anomalia de oeste que mostra como característica a divisão do jato em dois ramos, rompendo o padrão zonal e impedindo o deslocamento de sistemas sinóticos de oeste. Nota-se ainda no período de setembro a meados de novembro que as anomalias nos ventos de leste apresentam um centro de anomalias negativas localizadas acima do equador e em torno da longitude de 120°W, permanecem praticamente estacionárias. No final de novembro tem-se a desintensificação desses ventos de leste, e somente ventos de oeste são observados sobre esse setor da AS.

No mês de dezembro, observa-se a inversão nas anomalias dos ventos de leste e de oeste, e posteriormente a intensificação de ambos os ventos. Sobre a região equatorial mais ao norte, as anomalias dos ventos de oeste aumentam gradativamente. Já na faixa abaixo do equador têm-se anomalias dos ventos de leste. Este padrão apresenta um aumento nos valores das anomalias dos ventos, e permanecem sobre essas regiões até o final de março. No período de 07 a 11 de dezembro observou-se um padrão de dipolo com anomalias negativas sobre a faixa localizada entre a região central da AS e litoral do sudeste-nordeste, e anomalias positivas sobre o litoral sul do Brasil podendo indicar o estabelecimento da circulação da Alta da Bolívia. Também foi observado um núcleo de anomalias positivas do vento de oeste, centrado sobre o equador e em torno de 120°W, e mantém-se praticamente estacionário durante o período de 07 de dezembro até final de fevereiro.

A região dos ventos de oeste dentro da faixa latitudinal do jato subtropical, aproximadamente entre 20°S e 40°S, mostra que o jato subtropical está mais intenso durante os meses de setembro a novembro. O Padrão da circulação anômala de oeste, intensificados sobre o Pacífico equatorial parecem contribuir com a permanência da corrente de jato sobre os subtrópicos da AS. Já a região de ventos máximos de leste, em dezembro, mostra que o jato subtropical está mais fraco. Esse padrão é típico de verão, e se mantém praticamente durante todo o período que vai de janeiro a meados de março.

CSEOF01

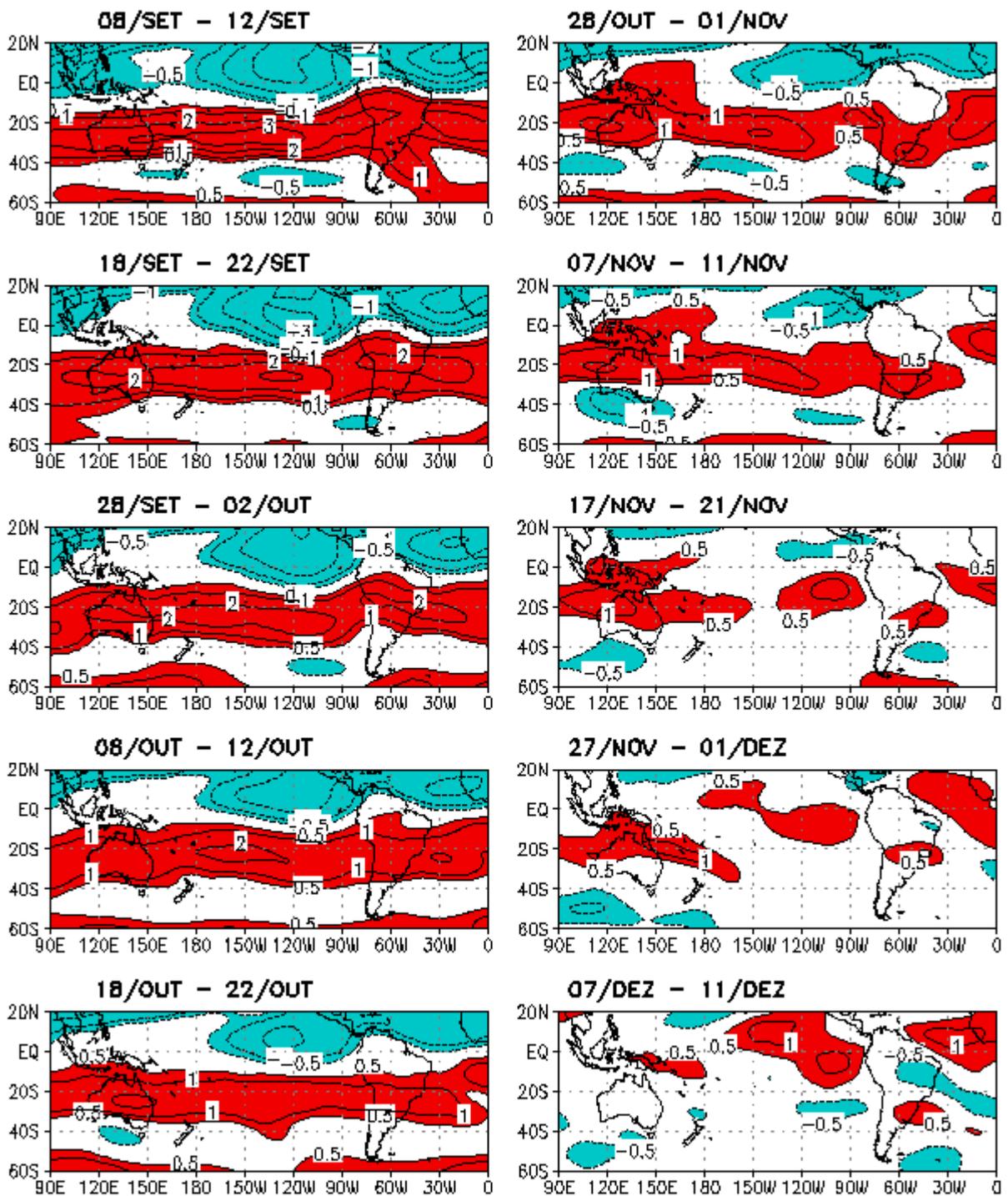


Figura 4.25 - Primeiro modo da CSEOF das anomalias de $uwnd$ (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 30,4 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF01

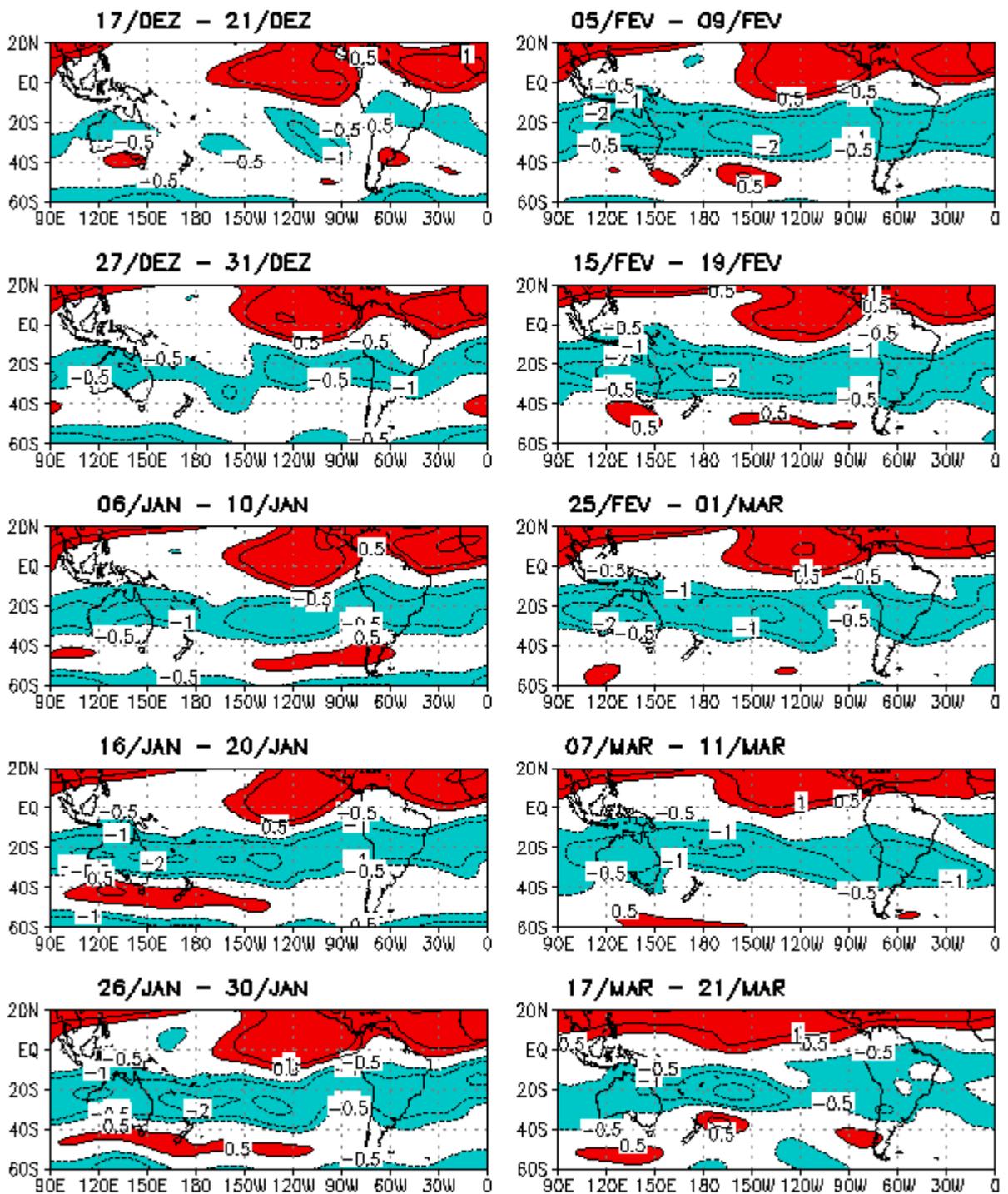


Figura 4.26 - Conclusão.

O modo da CSEOF para as anomalias do vento zonal em 850 hPa (Figura 4.22), mostra para o mês de setembro, a predominância de anomalias negativas sobre a faixa em torno das latitudes de 0° e 20°S, a qual abrange as regiões do SMAS, norte da Austrália, Indonésia, e Oceanos Índico, Pacífico Oeste e Atlântico Sul. Outra região de anomalias negativas podem ser vistas em torno das latitudes de 40°S e 60°S, sobre Oceanos Pacífico e Atlântico Sul, e extremo sul da AS. No final deste mês, observa-se uma desintensificação das anomalias negativas sobre a AS. Já anomalias positivas aparecem ao norte do equador e em torno da faixa entre 20°S e 40°S, abrangendo a grande parte da região sul da AS e Austrália. A partir de outubro nota-se uma redução gradativa nas anomalias negativas sobre a faixa entre 0° e 20°S, incluindo a AS. Também ocorre uma ligeira desintensificação nas anomalias positivas. Essa redução nas anomalias negativas e positivas pode ser observada até meados do mês de novembro. A partir do final de novembro a início de dezembro começa um aumento gradativo das anomalias positivas na faixa entre 0° e 20°S, e também sobre a AS, indicando ventos de oeste mais intensos ou enfraquecimento dos ventos de leste, principalmente sobre banda de precipitação com inclinação noroeste-sudeste associada à ZCAS (Figura 4.16), com concentração da precipitação sobre as regiões Centro-Oeste, Sudeste e Oceano Atlântico Sul.

Este padrão nos ventos de oeste foi mostrado nos trabalhos de Jones e Carvalho (2002), Gan e Rao (2004) e Ferreira e Gan (2011), onde observaram que anomalias intrassazonais de oeste em baixos níveis sobre a AS estão associadas com períodos de intensificação do regime de monções da AS. Estudos também mostram que durante o regime de ventos de oeste, associados a períodos ativos da monção, foram observados quando a ZCAS estava ativa (HERDIES et al., 2002). Interessante ressaltar que as anomalias do vento zonal em baixos níveis para períodos com precipitação ativa ou na ausência de precipitação apresentam características opostas nas anomalias sobre a região do SMAS.

Para o final do mês de dezembro o padrão de anomalias positivas associado à ZCAS é observado somente sobre o continente e um pouco deslocado para noroeste. No início do mês de janeiro, essas anomalias mantêm-se sobre a mesma região estendendo-se até à costa do sudeste do Brasil. A inversão das anomalias positivas para negativas se dá no mês de fevereiro, onde se observa a desintensificação das anomalias positivas e intensificação das anomalias negativas sobre a região do SMAS. Segundo Jones e

Carvalho (2002), Gan e Rao (2004) e Ferreira e Gan (2011), anomalias de ventos de leste na circulação em baixos níveis estão associadas a períodos inativos da monção. Mesmo havendo uma redução nos ventos de leste, tem-se a predominância de anomalias negativas sobre a região do SMAS indicando ventos de leste, este padrão dos ventos permanece até o final do mês de março.

CSEOF01

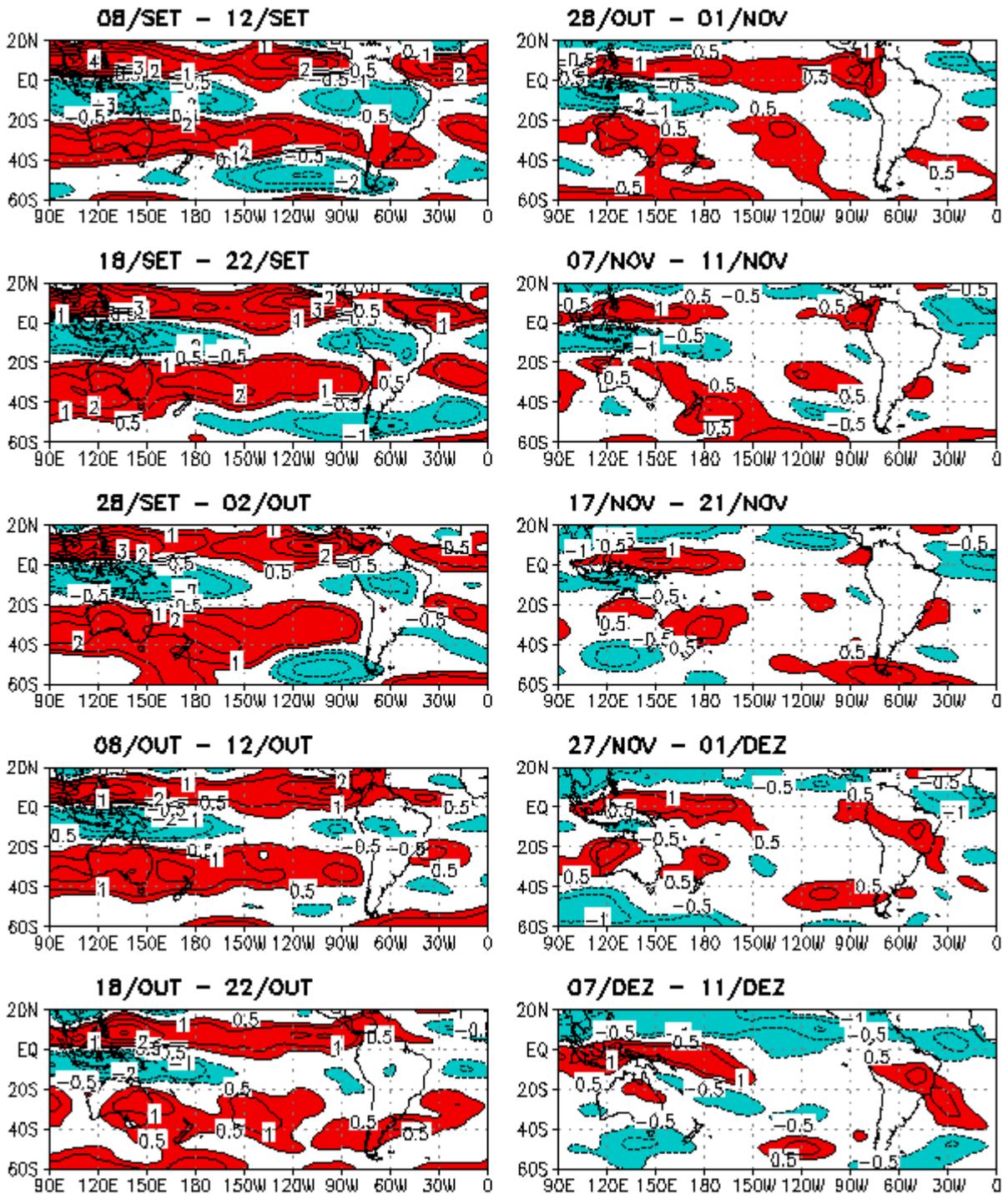


Figura 4.27 - Primeiro modo da CSEOF das anomalias de $uwnd$ (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pênadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 15,0 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF01

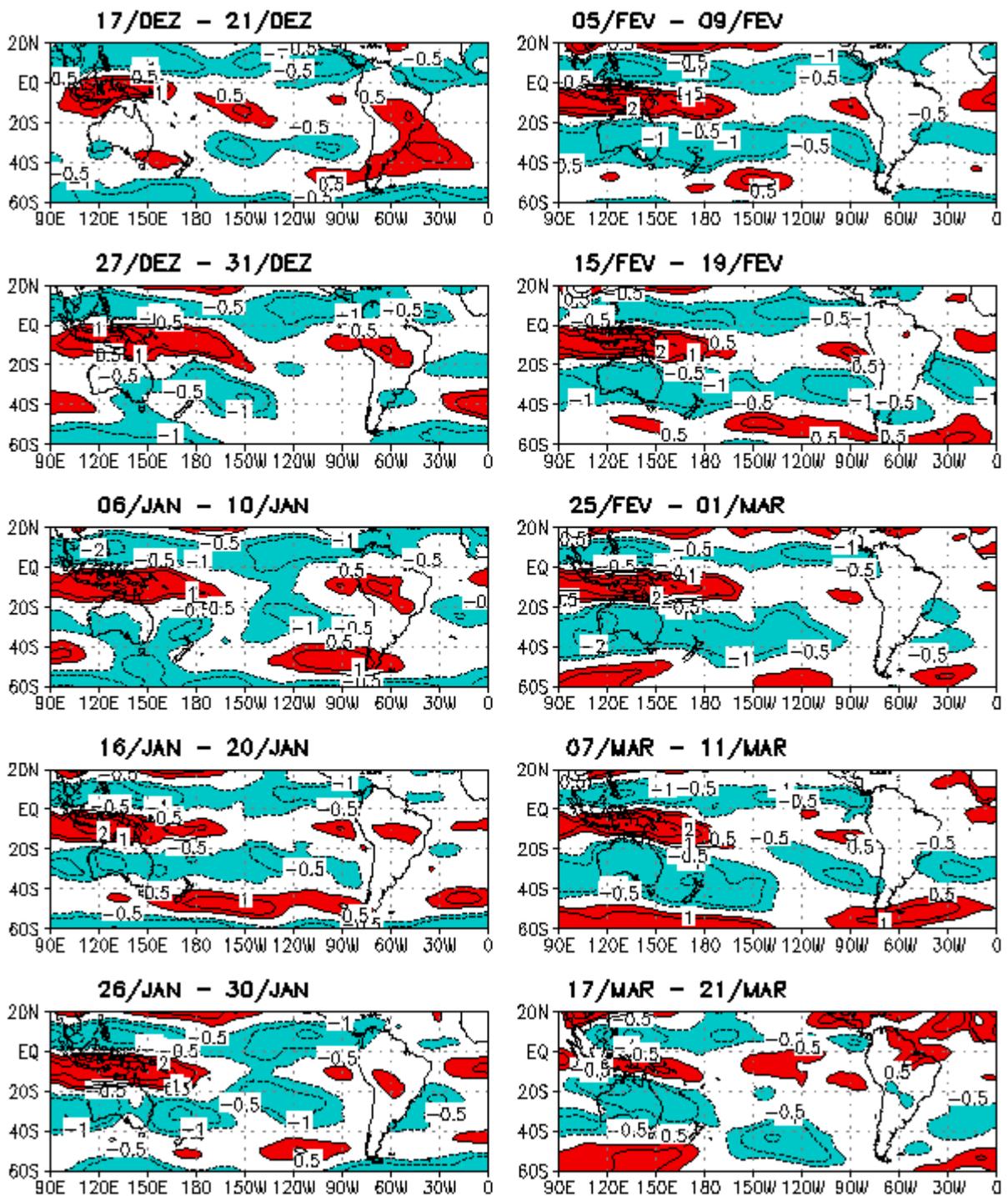


Figura 4.28 - Conclusão.

O padrão para o primeiro modo da CSEOF mostra a evolução do ciclo sazonal. Durante a evolução deste padrão observou-se que o aumento gradativo da precipitação sobre a América do Sul esteve associada a um aumento gradativo da temperatura (Figura 4.17), e as anomalias negativas de PNM (Figura 4.18) sobre o continente sul americano. Também foi observado que os ventos anômalos de oeste (em 850 hPa) estiveram associados à ocorrência de precipitação. Esses resultados também foram observados nos trabalhos de Jones e Carvalho (2002), Gan e Rao (2004) e Ferreira e Gan (2011), onde observaram que anomalias intrassazonais de oeste em baixos níveis sobre a AS estão associadas com períodos de intensificação do regime de monções da AS. E que durante a ocorrência de ventos de oeste, podem ocorrer períodos ativos da monção, onde esses resultados foram associados quando a ZCAS esteve mais ativa (HERDIES et al., 2002). A precipitação sobre a região de monção também esteve associada tanto à precipitação da ZCIT quanto a da ZCAS, onde mostram que os resultados obtidos para este modo mostra uma concordância com os resultados obtidos nos estudos de Gan et al. (2004), Marengo et al. (2001) e Ferreira e Gan (2011).

Os resultados encontrados por Lim (2004), o qual obteve o ciclo sazonal como primeiro modo das análises da CSEOF, mostram que uma das principais características para a evolução do ciclo sazonal da monção de verão na Ásia é a mudança da PNM sobre o continente asiático e o contraste de pressão resultante entre terra-mar. Outra característica é o desenvolvimento da anomalia de pressão no Pacífico oeste subtropical. O desenvolvimento de anomalias negativas de pressão sobre a Índia e sudeste da Ásia, e o deslocamento para noroeste da anomalia alta subtropical do Pacífico oeste no início de junho dá passagem ao transporte de umidade do Oceano Índico para os países do sudeste da Ásia resultando no aumento da precipitação sobre a Baía de Bengala e no sudeste Asiático que também desempenham um papel importante da evolução do sistema de monção da Ásia.

Kullgren (2006), mostra em seus resultados para o padrão ciclo sazonal (segundo modo) da monção de verão da Austrália, que a precipitação da monção parece ser desencadeada pelo aquecimento do continente Australiano, e como consequência o aumento de movimentos ascendentes em baixos níveis e da atmosfera superior. A circulação ciclônica resultante das anomalias negativas de PNM sobre o continente também podem contribuir para movimentos ascendentes no norte da Austrália.

Anomalias nos ventos de oeste são associadas à anômala circulação ciclônica sobre o continente Australiano. O aumento de movimentos ascendentes em baixos níveis e da convergência aumenta gradativamente a precipitação no norte da Austrália.

4.3.2 Segundo modo da CSEOF

4.3.2.1 Precipitação

A Figura 4.23 mostra a evolução temporal do segundo modo da CSEOF das anomalias de pântadas de precipitação. Durante o mês de setembro tem-se uma faixa de anomalias negativas de precipitação ao longo do oceano Pacífico equatorial, e a mesma sofre intensificações e enfraquecimentos ao longo do período estudado, porém sempre atuando sobre a mesma região até o mês de março. Ausência ou quase nenhuma atividade de precipitação é observada sobre as regiões da AS e Austrália durante os meses de setembro e outubro. Durante a segunda quinzena de setembro até a segunda quinzena de dezembro, anomalias negativas de precipitação ocorrem sobre as regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil. Grimm et al., (1998) estudaram o impacto das fases quente e fria do ENOS na precipitação sobre a região sul Brasil, e explicaram que no sul do Brasil durante anos de La Niña observa-se uma diminuição nos eventos extremos de precipitação, principalmente no mês de novembro em relação a anos normais.

Nota-se também a presença de anomalias positivas em algumas porções do continente sul americano, como sobre o extremo noroeste e região sul, sudeste do Brasil em setembro, e na segunda quinzena de outubro sobre sul, sudeste e centro-oeste do Brasil, e Uruguai. Essas anomalias positivas se intensificam, expandem e propagam em direção a noroeste do continente sul americano, como aparece no mês de novembro. Um aumento na precipitação também pode ser observado sobre a costa leste da Austrália.

No início do mês de dezembro continuam as anomalias positivas de precipitação sobre as regiões da Indonésia, oeste do Pacífico sudoeste, oeste da Amazônia, sudeste e nordeste do Brasil. Essas anomalias positivas mostram durante a evolução no tempo um aumento da precipitação em direção as regiões Norte, Nordeste e Centro-Oeste do

Brasil até meados de janeiro. A região de intensa precipitação sobre o continente mostra uma interação com a precipitação associada à ZCIT do Atlântico, no final de dezembro. Anomalias negativas, durante o mês de dezembro, aparecem sobre grande parte do Pacífico Equatorial Central, noroeste da AS e setor sul da AS, estendendo-se o Atlântico Sul. As anomalias positivas de precipitação sobre a AS, observadas no período de janeiro a fevereiro, apresentaram uma propagação para noroeste dessa precipitação, e mostram que esse padrão assemelha-se à retirada da monção sobre a AS (GAN et al., 2004; RAIÁ, 2008). As anomalias positivas sobre a região da Amazônia estendem-se em direção à ZCIT do Atlântico, no tempo em que anomalias negativas são observadas sobre o Pacífico central, sudeste do Brasil e oceano adjacente.

No mês de fevereiro as anomalias negativas de precipitação estão localizadas sobre o Pacífico equatorial, região da ZCIT do Pacífico, estendem-se desde o norte da Austrália até a costa oeste da AS. Na segunda quinzena de fevereiro surge sobre a costa do nordeste brasileiro uma região de intensa precipitação mostrando uma ligação da precipitação da ZCIT do Atlântico com a convecção tropical da AS. Nos subtrópicos e regiões próximas da Indonésia, sofrem a ação de chuvas intensas. Essa configuração é semelhante ao observado durante episódios de La Niña (GRIMM et al., 1998). No início do mês de março as anomalias positivas sobre o norte do Brasil enfraquecem e intensificam sobre as regiões centro-oeste e sudeste do Brasil, juntando com a precipitação sobre o Atlântico Sul, sobre a região da ZCAS. Outras anomalias positivas de precipitação podem ser vistas sobre litoral oeste da AS e porção sul deste continente, como também sobre o Atlântico equatorial na região próxima à costa nordestina em direção a costa oeste da África, região de atuação da ZCIT do Atlântico, na sua posição mais ao sul (HASTENRATH; HELLER, 1977; MOLION; BERNARDO, 2000; COELHO, 2002). No final da primeira quinzena de março notou-se que a ZCAS esteve associada à convecção sobre o continente e oceano Atlântico. A partir de meados de março observa-se um aumento de precipitação sobre o norte do nordeste do Brasil, que pode ser o início da estação chuvosa nessa região, considerando também que em anos de La Niña, normalmente chove mais nessa região (MOLION; BERNARDO, 2000; COELHO, 2002). E no final deste mês (Figura não mostrada) notou-se uma intensificação de anomalias positivas de precipitação sobre o extremo norte da AS. Já sobre a região do Atlântico equatorial observa-se uma redução da precipitação.

Enquanto ao sul do Brasil, região do Uruguai e parte da Argentina tem-se uma intensificação da precipitação.

Nesse modo de variabilidade da precipitação também é possível observar um padrão do tipo dipolo entre o Centro-Leste e o Sul da AS, durante o período de 18 a 27 de setembro, atuando com anomalias negativas em torno de 20°S e positivas entre 30°S e 40°S, sofrendo um enfraquecimento logo em seguida. Um novo dipolo é visto durante a segunda quinzena de novembro até o início de janeiro, mas aparece de maneira oposta. Esse dipolo sofre variações, e aparece na segunda quinzena de janeiro de forma invertida, semelhante ao observado durante o mês de setembro. Esse padrão de dipolo sofre variações, mas mantém sua característica até o final do mês de março. Nos estudos de Kousky e Cavalcanti (1988), Chaves e Cavalcanti (2001) e Casarin e Kousky (1986), Nogués Paegle e Mo (1997), este dipolo norte/sul sobre a AS, em associação com a presença da ZCAS, foi identificado. Essa configuração de dipolo norte-sul também foi verificada em anos com ENOS, tanto na fase positiva quanto na negativa (CAVALCANTI et al., 2001).

CSEOF02

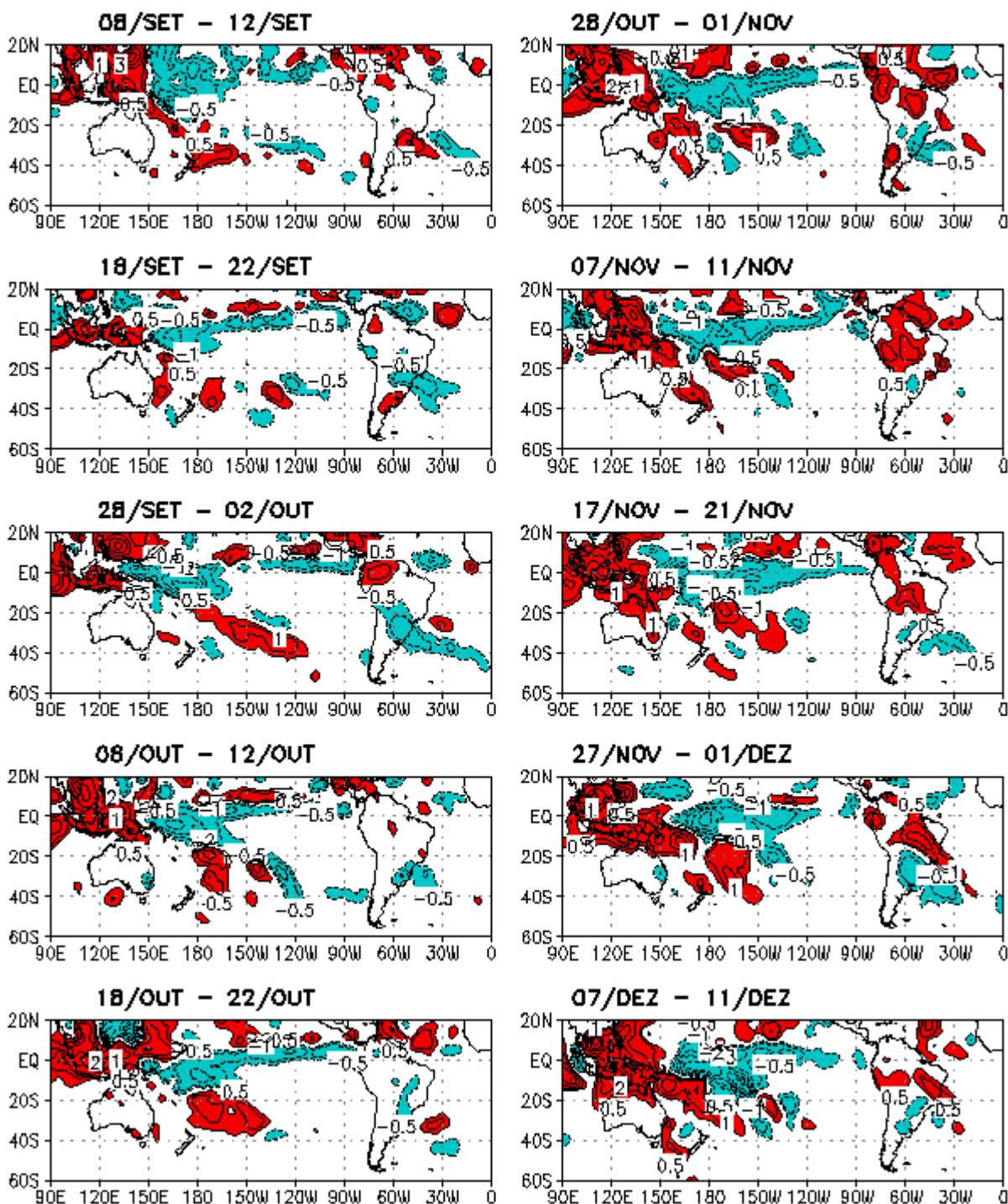


Figura 4.29 - Segundo modo da CSEOF das anomalias das pêntricas de precipitação (mm.d^{-1}) sobre a região de estudo. O período é de 42 pêntricas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 6,1 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF02

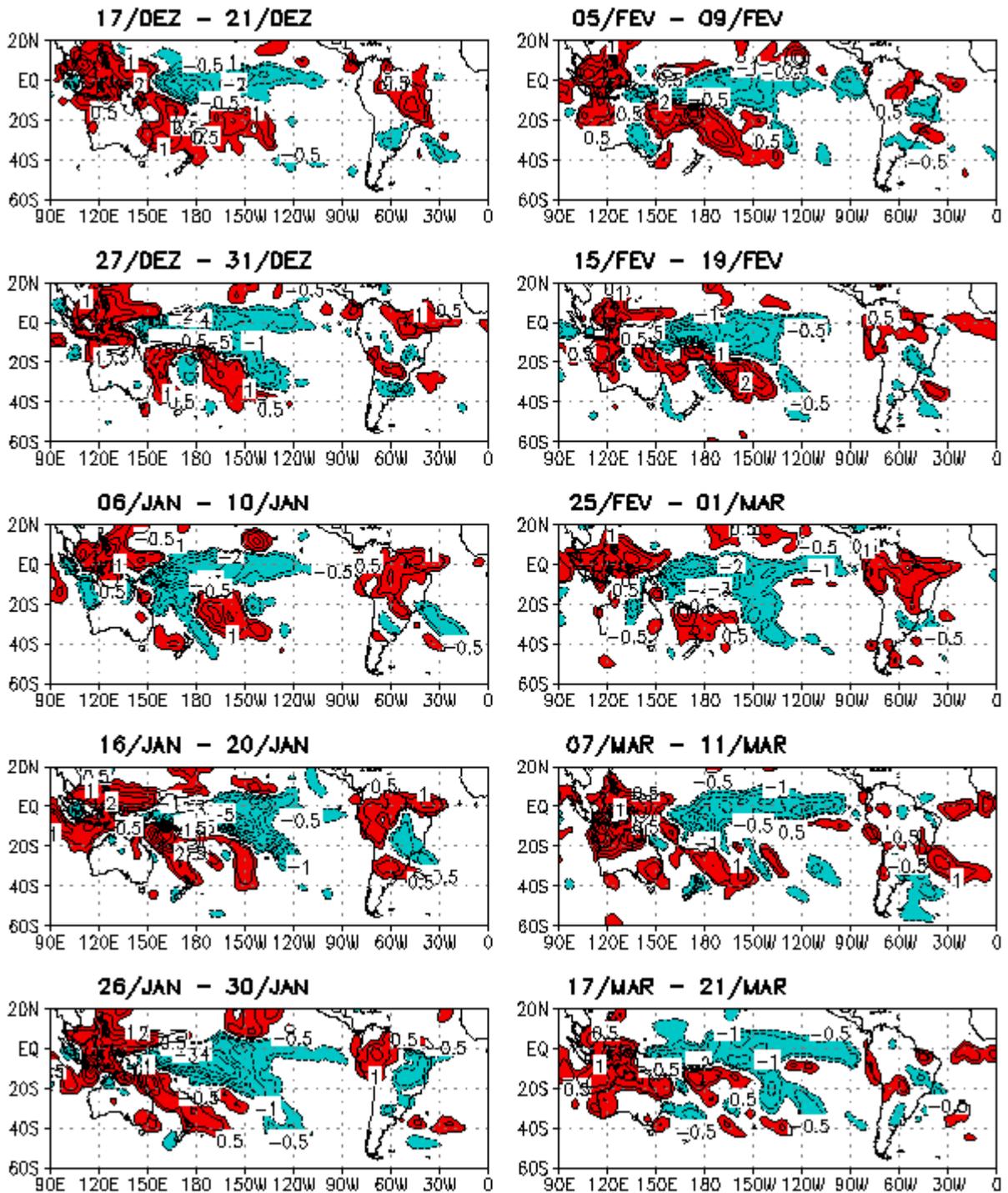


Figura 4.23 - Conclusão.

4.3.2.2 Temperatura em 1000 hPa

O segundo modo da CSEOF para as anomalias de temperatura em 1000 hPa (Figura 4.24), mostra anomalias negativas da temperatura sobre grande parte do Pacífico equatorial leste e central entre as latitudes de 20°N e 20°S, indicando o resfriamento sobre essas regiões durante todo período de estudo, desde o mês de setembro ao mês de março. Essas anomalias negativas de temperatura têm início sobre a costa oeste da AS e avançam sobre a região equatorial em direção a região da Indonésia, alcançando a longitude de 150°E. Durante o início do mês de setembro, anomalias positivas são vistas sobre o Pacífico oeste, Austrália, na AS sobre a região central e sudeste do Brasil. Essas anomalias positivas de temperatura se expandem para o sul da AS, e do final deste mês para início de outubro observa-se a desintensificação dessas anomalias positivas de temperatura sobre grande parte da AS, dando início a um aumento gradativo de temperaturas somente sobre o extremo sul deste continente. Essas configurações persistem até a primeira quinzena de outubro, quando na segunda quinzena deste mês têm-se um novo e rápido aumento das anomalias positivas de temperatura com expansão em direção ao norte da AS. Já no início de novembro volta a surgir em toda a AS anomalias negativas desde o Pacífico equatorial central, passando pela AS, até o Atlântico Sul, esta região de anomalias de temperatura mais intensas aparece acoplada a ZCPS. Esse padrão parece enfraquecer no início de novembro, voltando bastante intenso no final de novembro, porém somente sobre os oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul.

Analisando o centro de máxima anomalia positiva sobre a Austrália no início de setembro, observa-se que este se propagou para leste com uma velocidade de 1,7 m/s. No início do mês de dezembro, observa-se uma faixa de anomalias positivas de temperatura bastante intensa ligando à costa norte da AS a costa oeste da África podendo estar associada à ZCIT. Essas anomalias de altas temperaturas já não aparecem no final deste mês. Em janeiro a faixa de anomalias de temperatura sobre o Pacífico Sul, região da ZCPS já não aparece ligada as altas temperaturas sobre o sul da AS e Atlântico Sul. No final deste mês observa-se novamente a desintensificação da temperatura sobre estas regiões, voltando a intensificar no mês seguinte persistindo até meados de março.

Observa-se ainda que durante episódios de La Niña, anomalias na temperatura em 1000 hPa apresentam condições relativamente mais frias (anomalias negativas) em grande parte da AS. Essas mudanças na temperatura parecem estar associadas às mudanças nas anomalias de precipitação (Figura 4.23).

CSEOF02

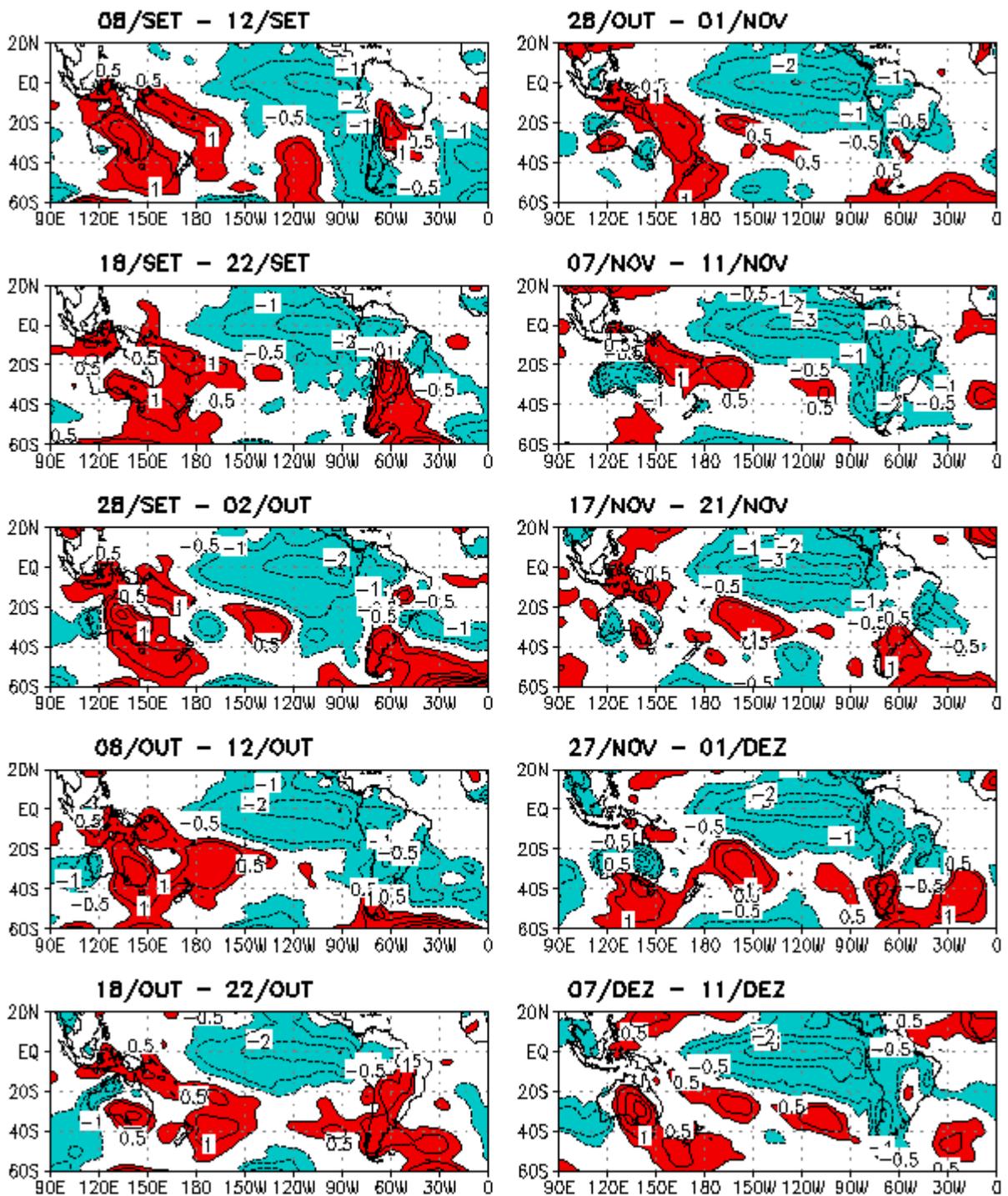


Figura 4.30 - Segundo modo da CSEOF das anomalias da temperatura do ar em 1000hPa (°C) sobre a região de estudo. O período é de 42 pênadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 3,3 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF02

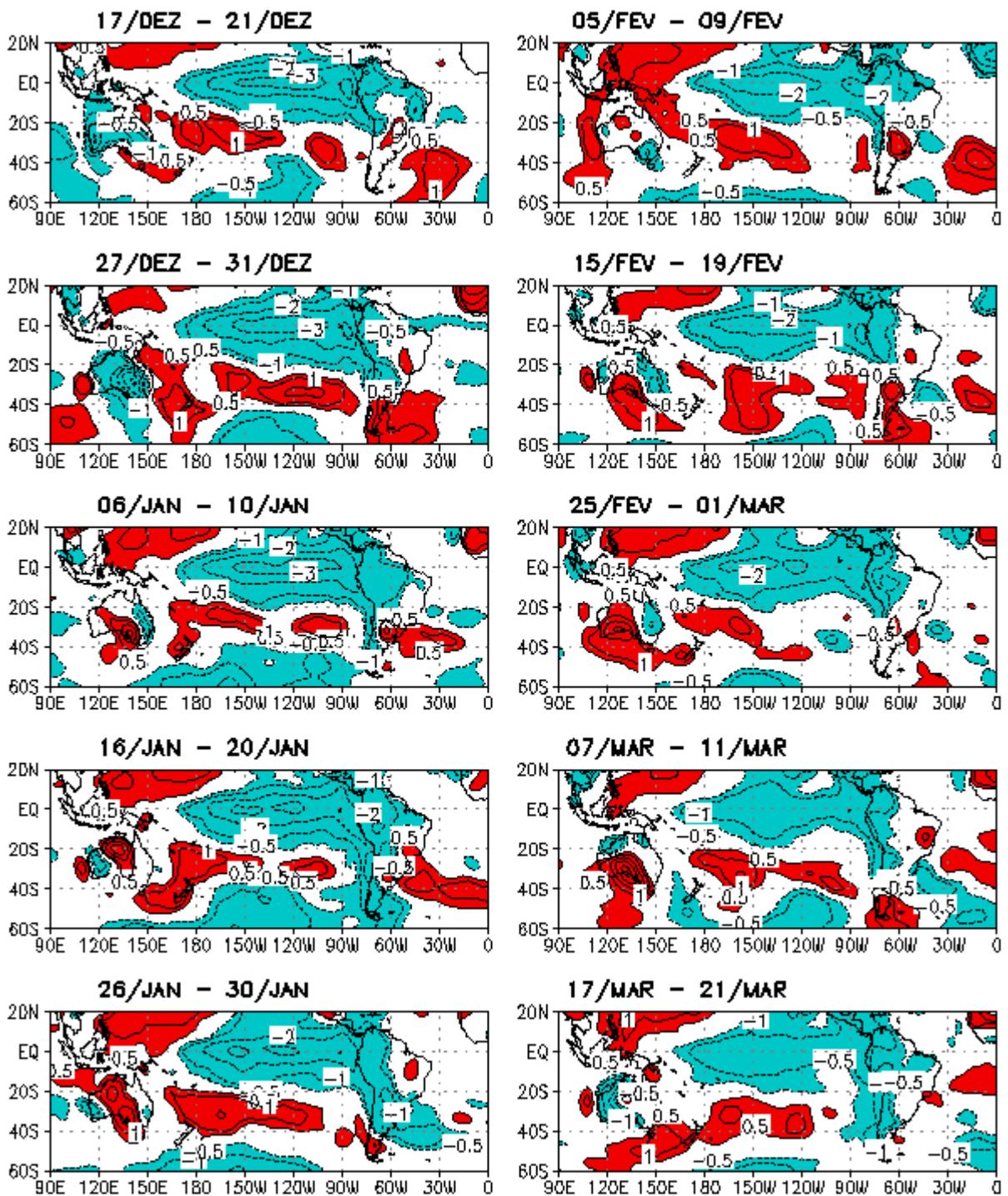


Figura 4.31 – Conclusão.

4.3.2.3 PNM

A evolução do segundo modo das anomalias de PNM é apresentada na Figura 4.25. No mês de setembro observa-se um padrão de trem de ondas, com anomalias de baixa pressão sobre a região da Austrália, seguindo pelo Pacífico Sul até o Atlântico Sul, apresentando uma estrutura de onda 3 ou 4, onde este padrão com alterações segue até o final do período estudado, isto é, março. No entanto, além da alta subtropical do Atlântico, pode-se ver também em alguns campos a alta subtropical do Pacífico mais intensa, e uma anomalia negativa (ciclônica) sobre o litoral sul do Brasil, estendendo-se sobre o Atlântico. Na primeira quinzena de outubro o ciclone anômalo está completamente sobre o oceano e deslocado para leste. Notou-se também em outubro uma região de anomalias negativas de pressão desde a Indonésia até o sul da AS, indicando que a ZCPS está mais intensa. Em novembro, sobre as latitudes médias do Pacífico Sul observa-se uma região de intensas anomalias positivas de PNM. Um núcleo de anomalias negativas encontra-se localizado sobre a AS, abrangendo as regiões sul e sudeste do Brasil, Uruguai, Paraguai e parte da Argentina, e apresentando extensão sobre o Atlântico Sul. No final deste mês nota-se a presença de novos núcleos de anomalias negativas e positivas com a atuação da alta subtropical do Pacífico e do Atlântico mais intensas.

Em dezembro, observa-se uma predominância das anomalias positivas de PNM sobre a costa do Pacífico leste indicando que a alta subtropical está mais intensa. Sobre o sul do Brasil e Atlântico Sul tem-se a propagação para leste dos centros anômalos de pressão. Máximos valores de anomalias positivas de PNM são observados sobre as regiões ao sul da Austrália e da ZCPS. Tem-se também uma região de baixa pressão com parte sobre o Pacífico leste e a outra sobre a região sul do Brasil com extensão sobre o Atlântico. No mês de janeiro observa-se a permanência do padrão do tipo trem de ondas ao sul de 20°S. Em fevereiro até início de março, observam-se valores negativos de PNM sobre o sul da AS, estendendo-se para o interior deste continente.

CSEOF02

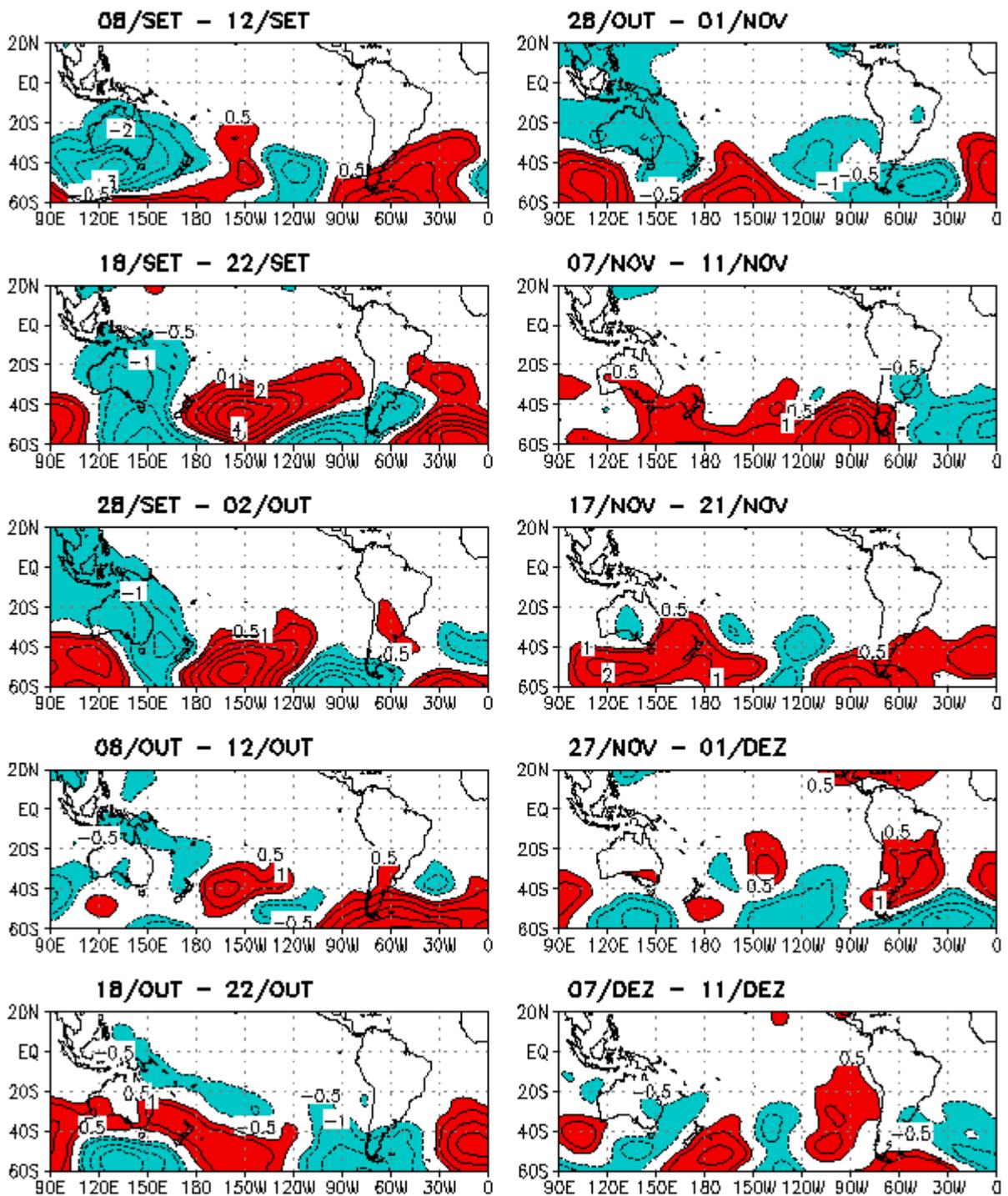


Figura 4.32 - Segundo modo da CSEOF das anomalias de PNM (hPa) sobre a região de estudo. O período é de 42 pênadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,7 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF02

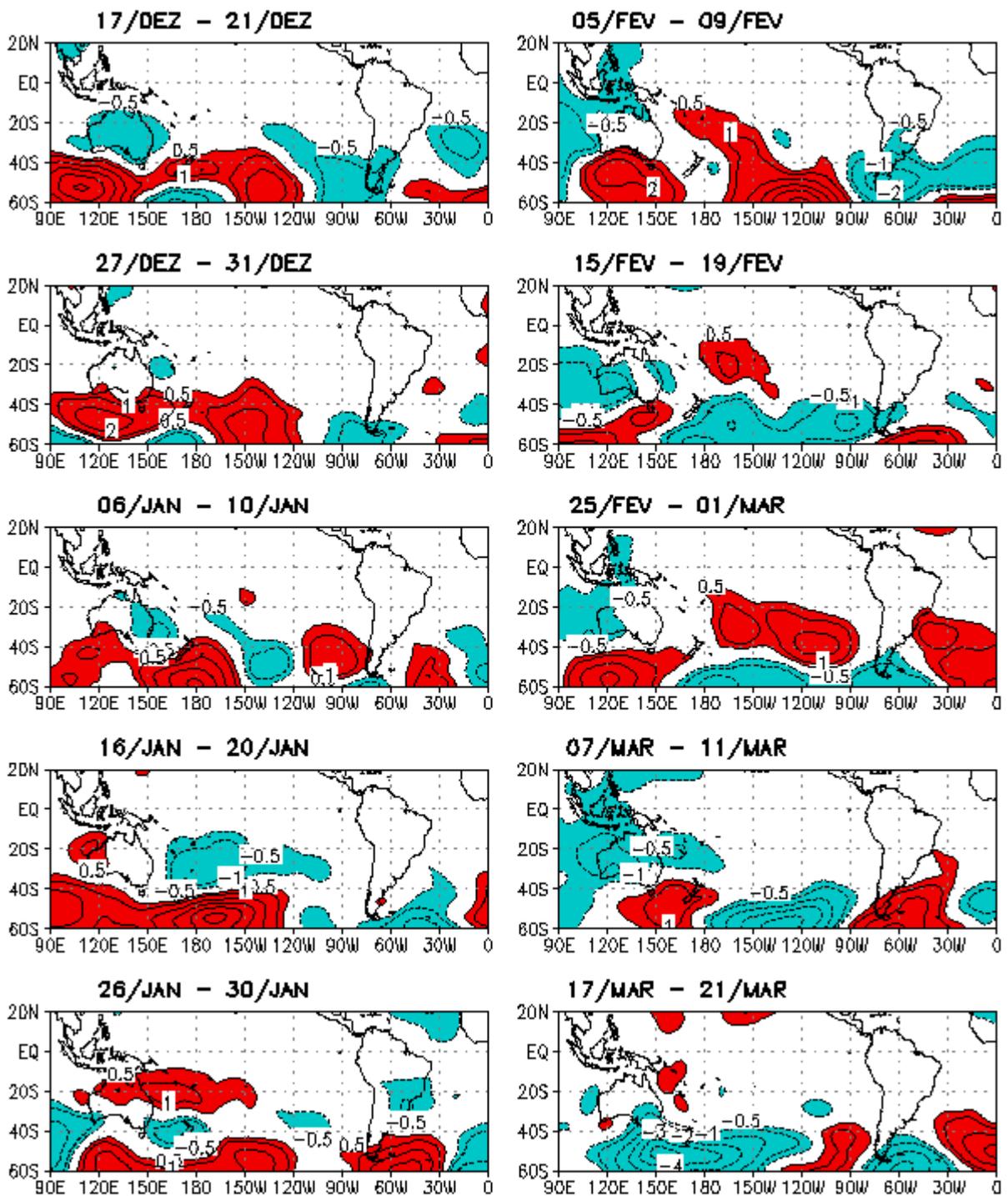


Figura 4.33 – Conclusão.

4.3.2.4 Vento meridional em 200 e 850 hPa

No segundo modo da CSEOF das anomalias do vento meridional em 200 hPa (Figura 4.26), o padrão de trem de ondas com comprimento de onda da ordem de 90° em longitude (onda 4), no início do mês de setembro, é observado a partir do Oceano Índico em direção a AS. Observa-se uma bifurcação desse trem de ondas em torno de 90°W , onde uma parte desse trem de ondas segue em direção a região central da AS, e a outra parte em direção ao Oceano Atlântico Sul. No final deste mês o trem de ondas sofre uma desintensificação. No mês de outubro o trem de ondas é observado a partir da costa leste da Austrália em duas direções, a primeira parte desse trem segue em direção ao equador, onde alcança a região equatorial do Oceano Pacífico, a segunda parte dele segue em direção ao litoral brasileiro. Já no final do mês de outubro notam-se dois trens de ondas, o primeiro parte da região leste da Austrália em direção à porção noroeste da AS. O segundo trem de ondas surge a partir do Oceano Índico Sul em direção ao Oceano Atlântico Sul. Em novembro esse trem de ondas aparece mais zonal mantendo essa característica até a segunda quinzena desse mês. Já no final de março têm-se dois trens de ondas apresentando uma inclinação nordeste/sudoeste. Ambos os trens de ondas iniciando abaixo de 40°S , o primeiro cruza o Pacífico central até alcançar a costa oeste da AS, e o segundo atuando sobre a costa do nordeste do Brasil. Ainda no final de novembro, pênitade de 27 de novembro a 01 de dezembro, o trem de ondas que atua sobre o litoral nordestino para influenciar na precipitação e no dipolo observado no campo das anomalias dessa variável (Figura 4.23). Esses trens de ondas podem estar associados com distúrbios baroclínicos.

Notou-se para o início do mês de dezembro, apenas um trem de ondas, que se formou na costa oeste da Austrália seguindo até o nordeste brasileiro. Esse trem de ondas parece persistir até a segunda quinzena desse mês, aparecendo de forma desorganizada no final de dezembro.

No início de janeiro o duplo trem de ondas está bem característico sendo ambos mais zonais, um deles localizado em torno de 20°S atuando sobre o nordeste do Brasil e o outro localizado ao sul de 40°S atingindo as regiões sul e sudeste da AS. No final de janeiro esse duplo trem de ondas de Rossby já não é observado tão nitidamente, e somente o trem de ondas mais ao sul pode ser visto. No final de fevereiro, o trem de

ondas não aparece bem configurado sobre o Atlântico. No início de março o trem de ondas volta a se organizar nas latitudes médias, mostrando um trem de ondas já organizado no final da primeira quinzena deste mês, voltando a se desconfigurar no final de março.

CSEOF02

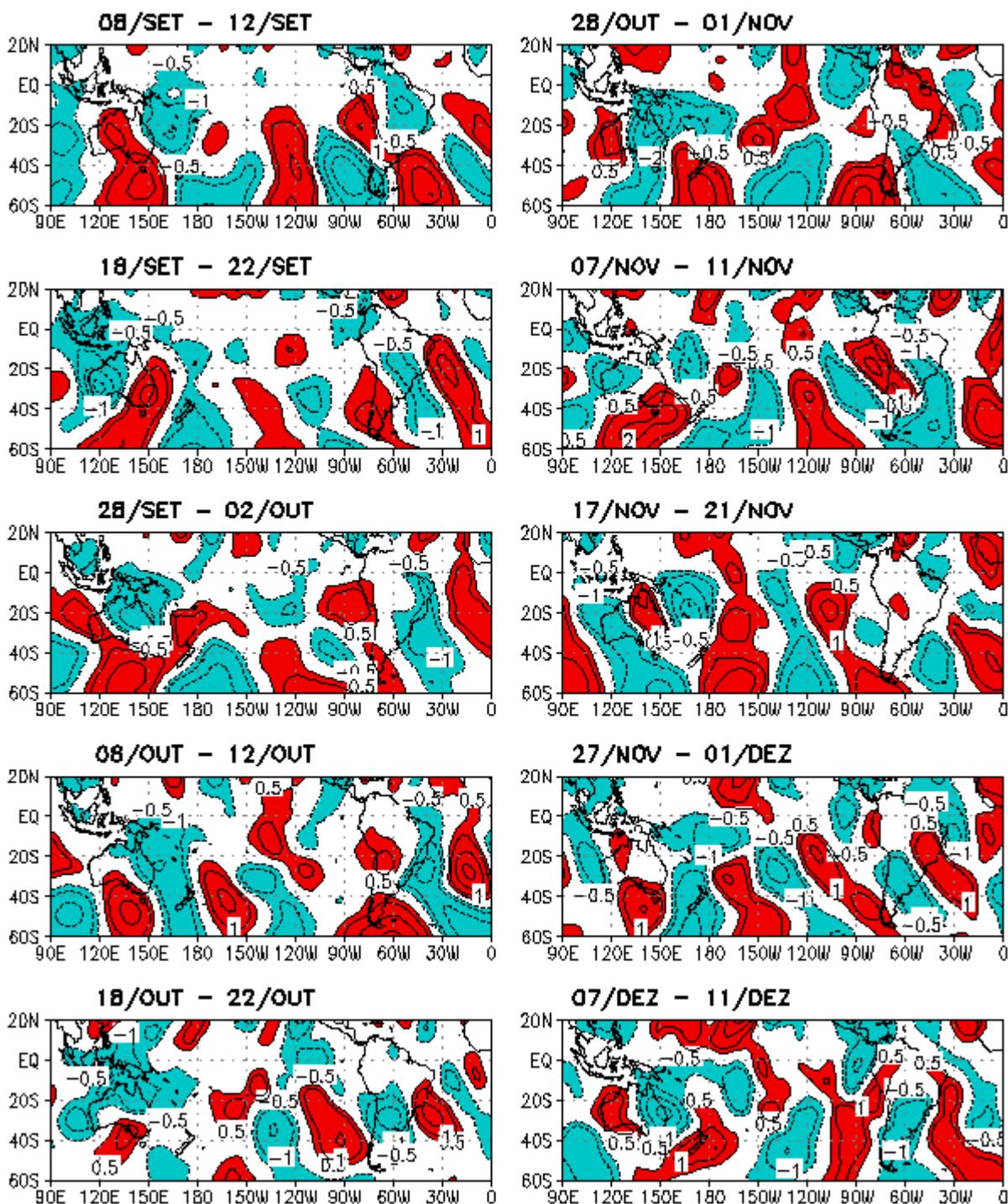


Figura 4.34 - Segundo modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,0 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF02

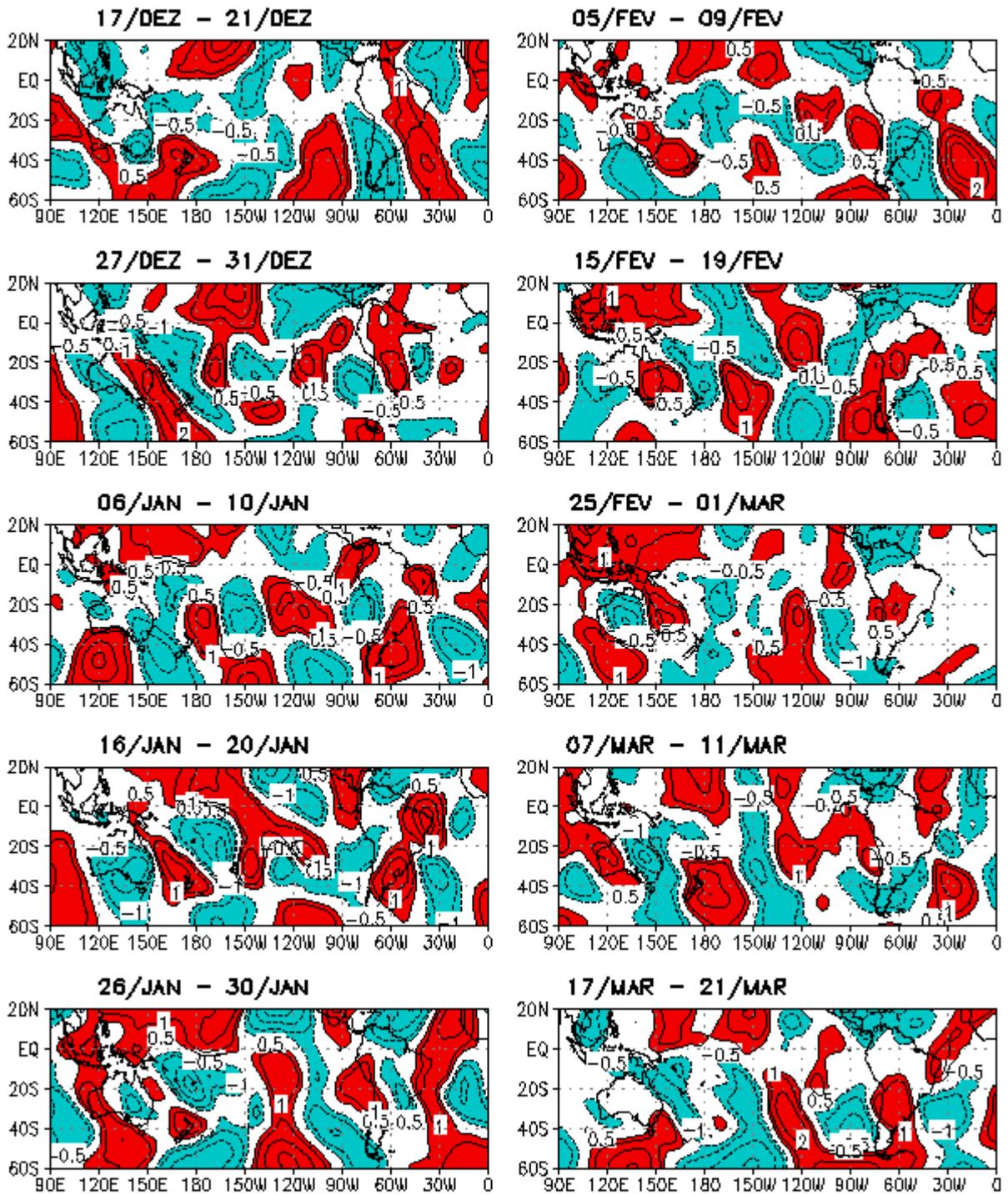


Figura 4.35 – Conclusão.

A Figura 4.27 apresenta os campos compostos das anomalias do vento meridional em baixos níveis para o segundo modo da CSEOF. Nota-se durante a evolução desta componente que o trem de ondas de Rossby apresenta uma orientação mais zonal, mostrando uma oscilação de seus centros localizados abaixo de 30°S. Os trens de ondas de Rossby observados em altos níveis (Figura 4.26) também podem ser observados no nível de 850 hPa, durante todo o período estudado, porém com sinal oposto, e algumas vezes aparece desorganizado. No geral, esses trens de ondas localizados mais ao sul surgem a partir da região leste do oceano Índico seguindo sua trajetória zonalmente até a costa oeste da AS, onde muda sua trajetória para nordeste em direção ao oceano Atlântico ao cruzar os Andes (GAN; RAO, 1994; FIGUEROA, 1999).

O padrão com duplo trem de ondas observado em alguns períodos nos altos níveis (Figura 4.26), também aparece no nível de 850 hPa. Porém o trem de ondas localizado mais ao norte aparece menos configurado e nem sempre foi identificado conforme visto no nível de 200 hPa, comparado ao trem de ondas mais ao sul, em que quase todo período aparece bem configurado em baixos níveis. O duplo trem de ondas que ocorreu na pênstada de 17 a 21 de novembro em 200 hPa, também pode ser visto no nível de 850 hPa, já no final do mês de novembro, onde aparece um duplo trem de ondas em altos níveis, o mesmo não é observado em baixos níveis. Esse padrão com duplo trem de ondas que foram vistos tanto no nível de 200 hPa quanto no de 850 hPa, também podem ser vistos na primeira quinzena de janeiro e na pênstada de 10 a 14 de fevereiro. Esse padrão com duplo trem de ondas foi identificado no estudo de Berbery et al., (1992), que investigaram as teleconexões extratropicais no Hemisfério Sul, utilizando diagnósticos baseados em observações e modelos simples, e baseado na teoria linear de propagação das ondas de Rossby e simulações feitas com modelos barotrópicos. As diferenças encontradas do inverno para o verão estão relacionadas a mudanças do padrão do gradiente latitudinal de vorticidade absoluta. Durante o verão este gradiente é bem mais fraco. Em virtude destas diferenças, durante o inverno, os trens de onda dividem-se na região da Austrália, dando origem a dois trens de onda. Já durante o verão, os padrões destes trens de onda tendem a apresentar uma maior componente meridional, de acordo com a ausência de gradientes latitudinais de vorticidade absoluta.

CSEOF02

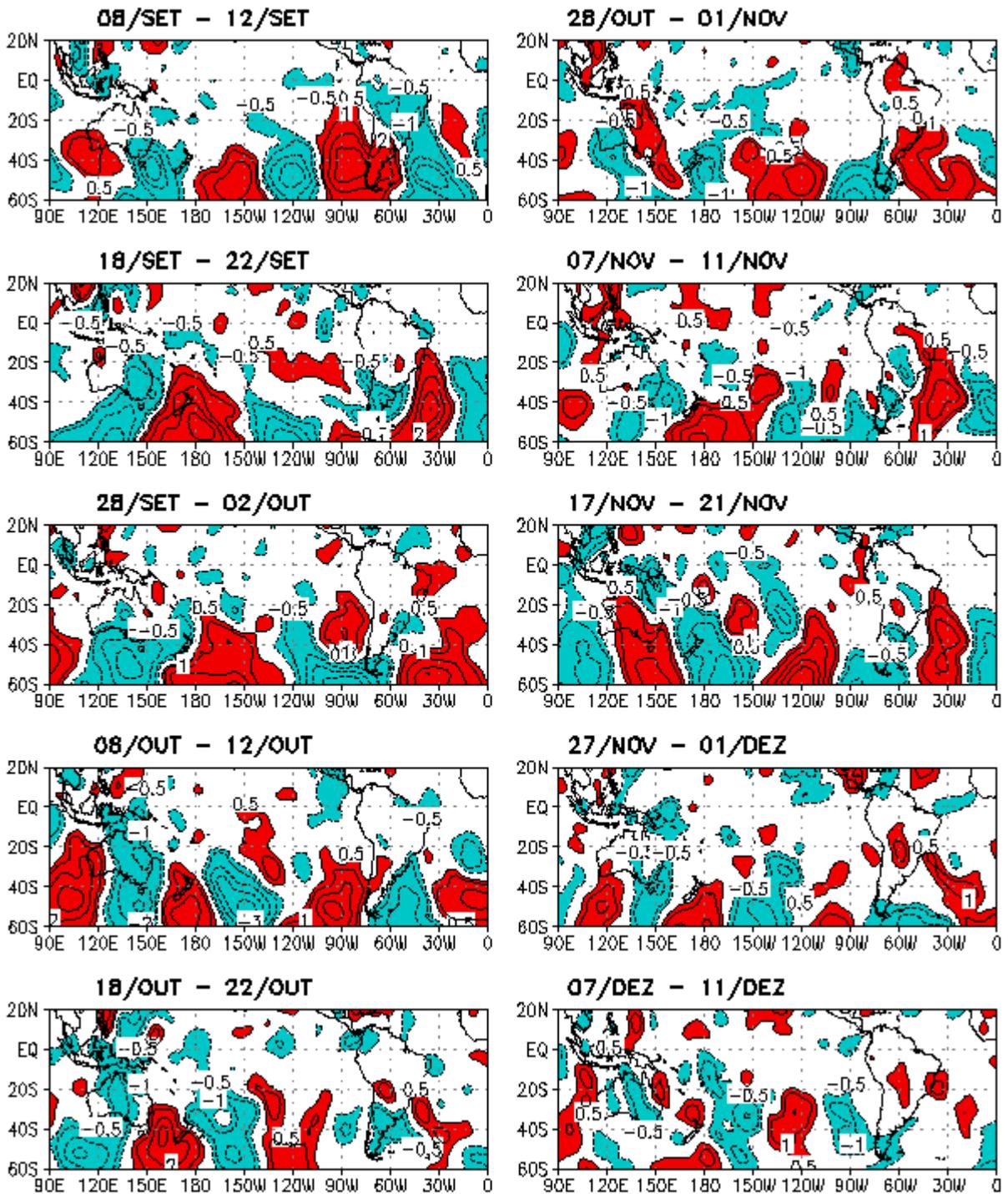


Figura 4.36 - Segundo modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pênadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,2 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF02

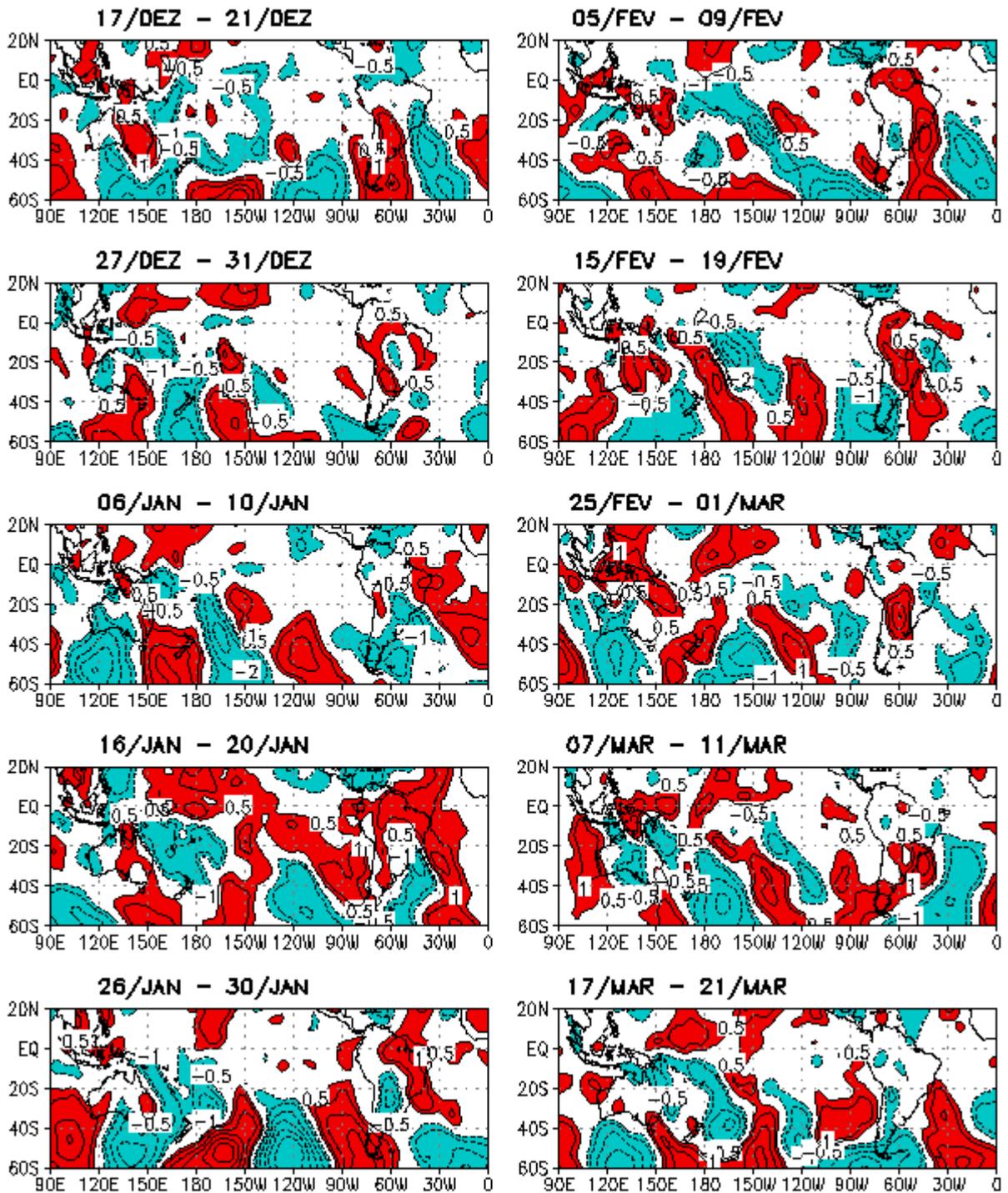


Figura 4.37 – Conclusão.

4.3.2.5 Vento zonal em 200 e 850 hPa

A Figura 4.28 apresenta a evolução do segundo modo da CSEOF para o vento zonal (u) em 200 hPa. No início de setembro surge uma área de anomalias positivas sobre os setores oeste e centro do Pacífico equatorial. Outra região de anomalias negativas encontra-se sobre o Pacífico equatorial leste, norte da América do Sul e Atlântico equatorial. Ao sul desses dois centros anômalos observam-se centros de sinais opostos propagando para o sul. Esse modo tem como característica geral uma área com intensas anomalias positivas na região de ventos de oeste, localizada sobre a faixa equatorial, apresentando uma extensão que vai da região próxima a Indonésia passando pelo Oceano Pacífico Central até a costa oeste da AS, pois nos centros mais para oeste pode-se ver que há condições de anomalia de circulação ciclônica e na América do Sul anticiclônica. Essa situação sobre o Pacífico oeste e central permanece com algumas flutuações durante todo o período estudado. Já na região da AS há alternância entre essa situação de centros anômalos de sinais alternados com períodos de apenas anomalias negativas. Isso mostra que há períodos em que a alta da Bolívia está mais intensa (centros de sinal alternados na direção norte e sul) e outros mais fracos (anomalias negativas).

Durante o período de final de setembro a meados de janeiro, observa-se sobre a região sul da AS, uma ampla área de anomalias negativas do vento zonal (anomalias de ventos de leste), que podem estar associadas à desintensificação do jato subtropical. A partir do final do mês de janeiro observa-se que as anomalias positivas na região de atuação do jato subtropical voltam a aparecer de forma mais intensa. Sobre as regiões sudeste e sul do Brasil, norte da Argentina, Chile, Paraguai e Uruguai, observa-se que o escoamento de oeste esteve bastante intenso e deslocado para sudeste, durante o mês de março. Essa região de ventos máximos mostra que o jato subtropical esteve mais intenso, em relação aos outros meses.

CSEOF02

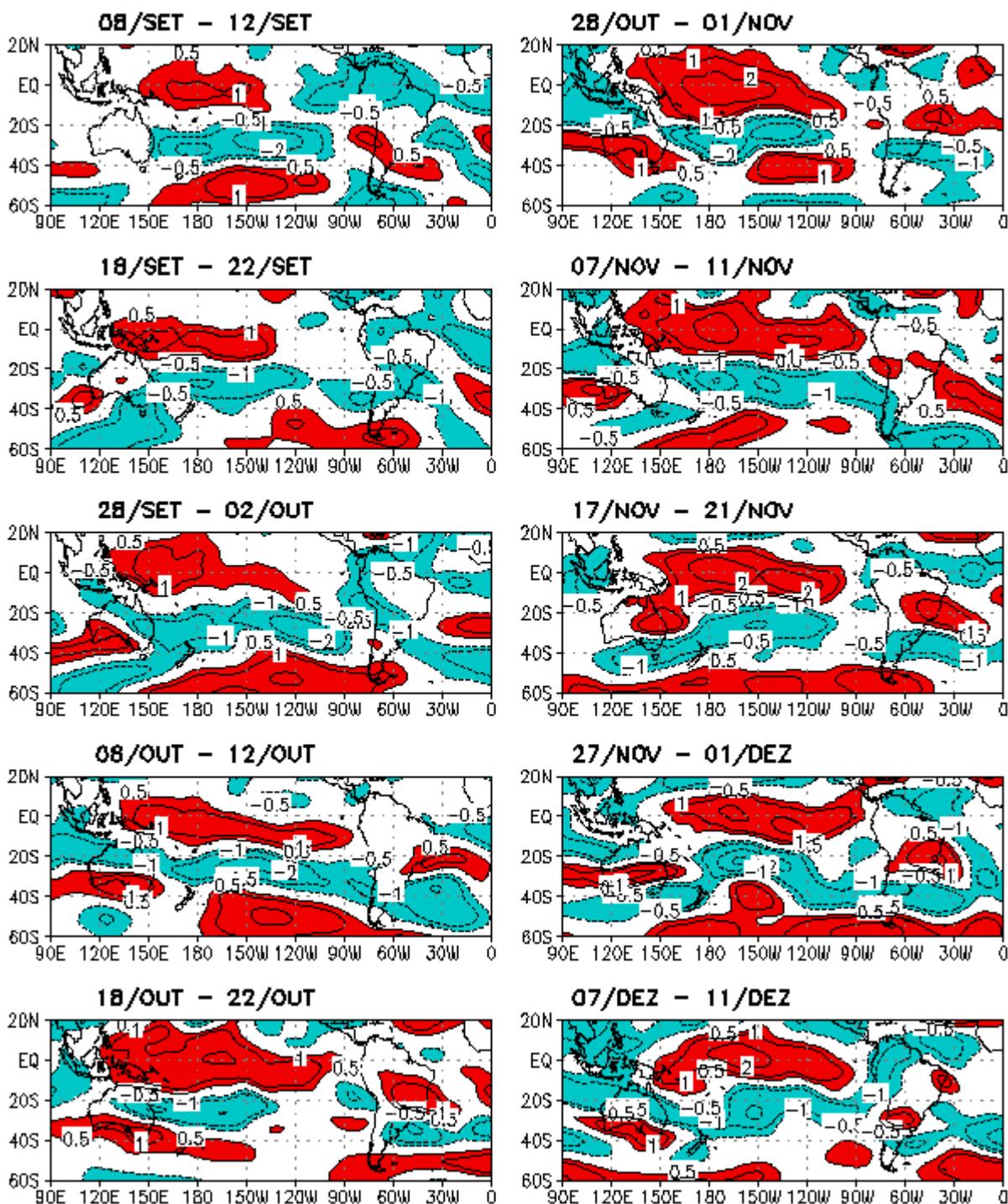


Figura 4.38 - Segundo modo da CSEOF das anomalias de $uwnd$ (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,8 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF02

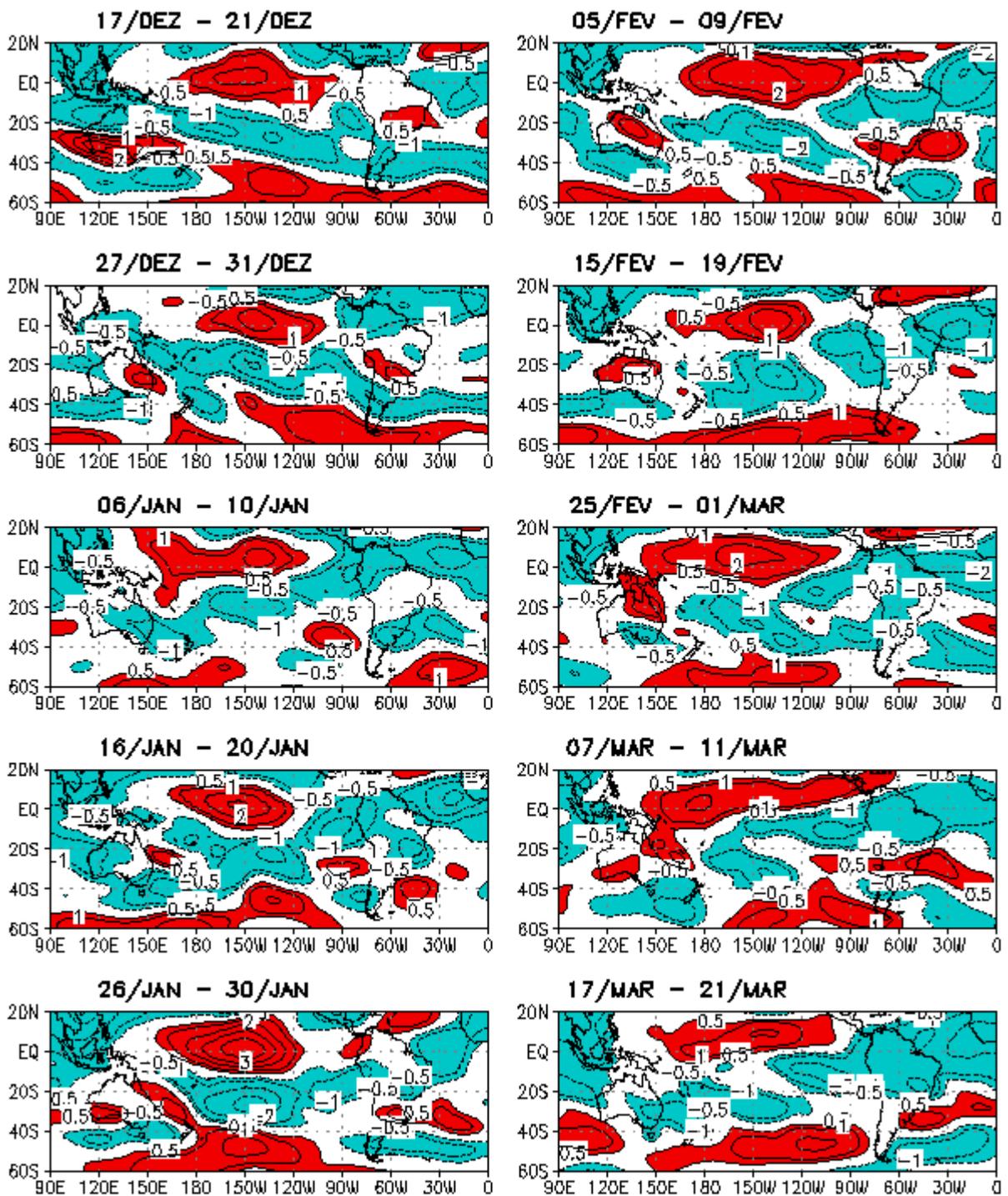


Figura 4.39 – Conclusão.

A evolução das anomalias do vento zonal em 850 hPa para o segundo modo da CSEOF (Figura 4.29), mostra a predominância de anomalias de ventos de leste sobre o Pacífico equatorial associadas à circulação zonal da célula de Walker, pois em 200 hPa há, nessa região, anomalias de vento de oeste (Figura 4.28) semelhante ao observado durante a fase fria do ENOS (KAROLY, 1989; AMBRIZZI et al.,2004). As anomalias negativas dos ventos de leste, localizadas sobre a faixa equatorial do Pacífico, também apresenta uma extensão da costa oeste da AS até a região próxima a Indonésia.

O regime das anomalias nos ventos de oeste em baixos níveis a partir da segunda quinzena de dezembro mostra uma predominância desse vento sobre a região do sistema de monção. Essas anomalias nos ventos de oeste estão associadas ao início da estação chuvosa (GAN et al. 2004) e a períodos ativos da monção (JONES; CARVALHO, 2002; GAN et al. 2004; FERREIRA; GAN, 2011). Houve também períodos de alternância entre anomalias negativas e positivas do vento zonal, indicando enfraquecimento dos ventos de oeste ou intensificação dos ventos de leste, apresentando padrões na circulação do vento em baixos níveis, porém em alguns casos não mostram claramente uma associação entre anomalias positivas (negativas) do vento zonal com períodos de intensificação (redução) da precipitação durante o regime de monções da AS.

CSEOF02

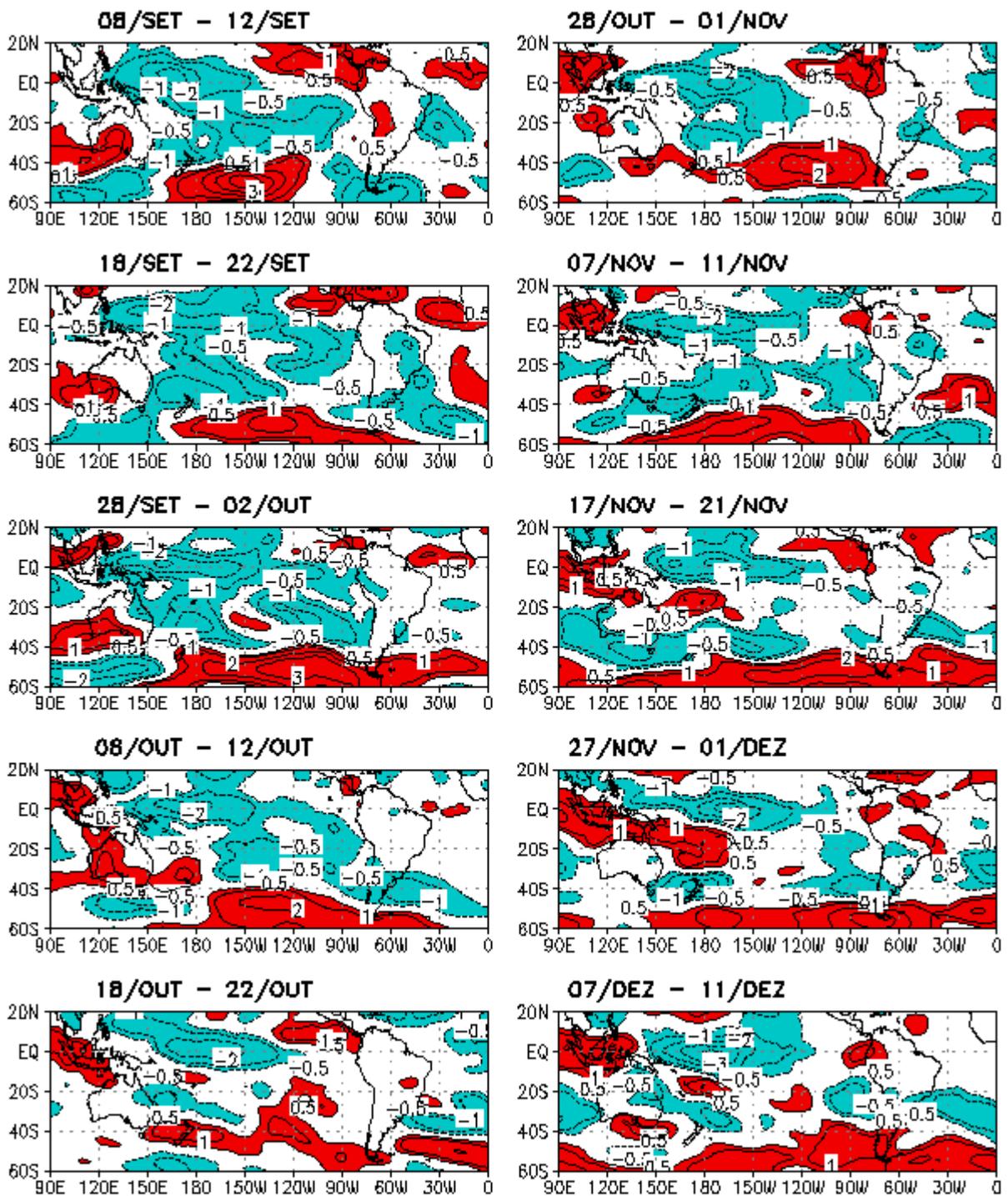


Figura 4.40 - Segundo modo da CSEOF das anomalias de $uwnd$ (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pênadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 6,2 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF02

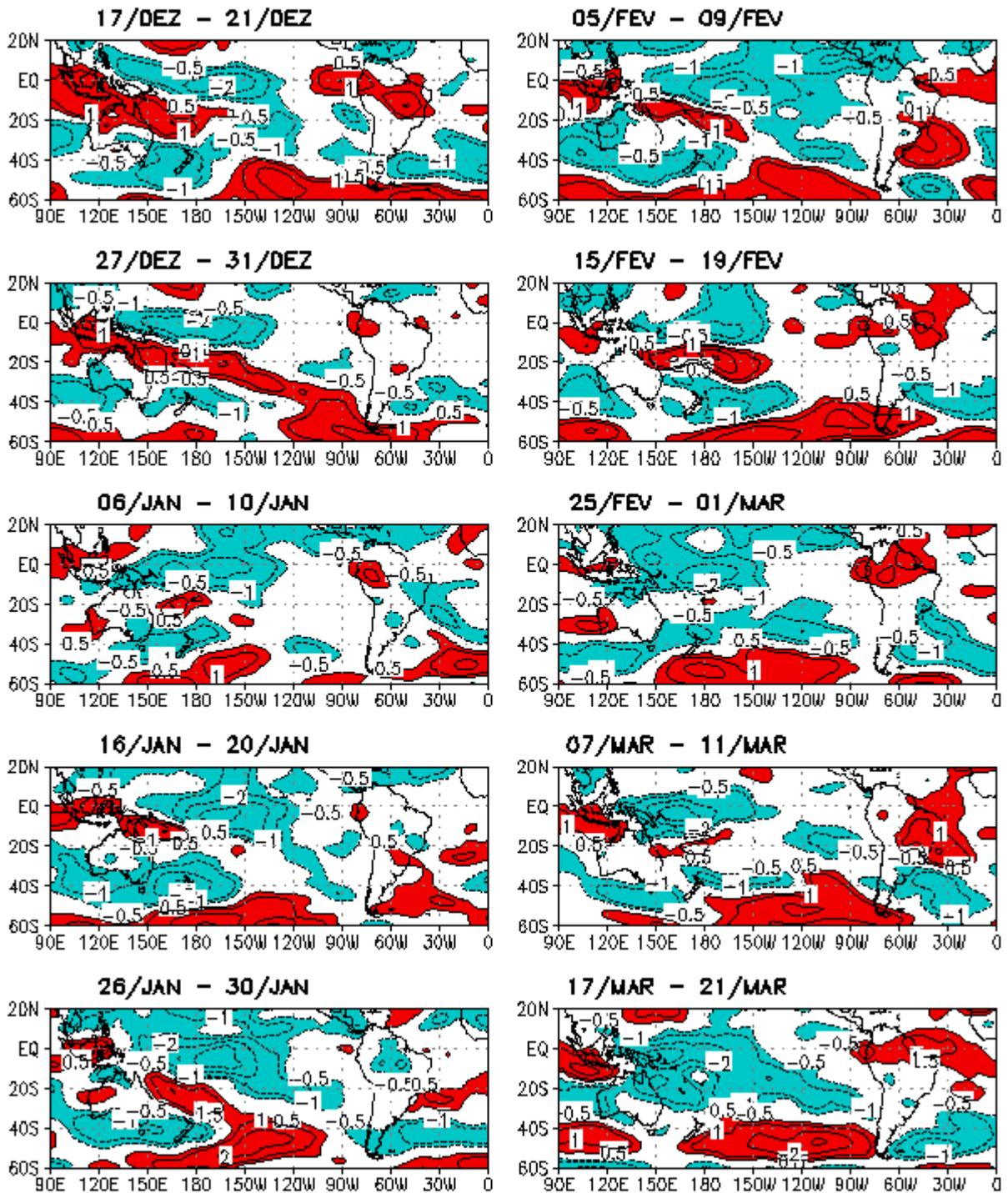


Figura 4.41 – Conclusão.

As análises da CSEOF mostram que o segundo modo apresenta características semelhantes ao padrão do ENOS, o qual descreve a fase fria do ENOS sobre o Oceano Pacífico Tropical. Para as diferentes variáveis, este modo explica um total em torno de 3,3% e 6,2% da variância (Tabela 4.1).

O segundo modo da CSEOF indica a presença da fase negativa do ENOS, onde os padrões nas anomalias de precipitação (Figura 4.23), temperatura do ar em 1000 hPa (Figura 4.24), PNM (Figura 4.25) entre outras variáveis, refletem condições típicas dessa fase do ENOS, ou seja, a La Niña. Esse modo apresenta uma influência significativa de anomalias positivas de precipitação sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil durante os meses de verão. Esses resultados sobre as regiões norte e nordeste do Brasil mostram uma consistência com os resultados verificados nos estudos de Molion e Bernardo, 2000; Coêlho, 2002. Enquanto, condições de seca sobre o Pacífico Central e regiões sul, sudeste e centro-oeste do Brasil, durante o mesmo período, típicos de um evento de La Niña. Resultados semelhantes foram encontrados por Grimm et al., (1998), onde mostram que no sul do Brasil durante anos de La Niña observa-se uma diminuição nos eventos extremos de precipitação, principalmente no mês de novembro.

Também foi observado que em alguns períodos quando a precipitação esteve menos (mais) ativa, houve uma diminuição (aumento) das anomalias de PNM. Resultados semelhantes foram encontrados nos estudos de Gan et al., (2004); Ferreira e Gan (2011), onde mostram além dessas características na precipitação e PNM, quando houve aumento (diminuição) da precipitação também foi observado anomalia ciclônica (anticiclônica) na circulação em baixos níveis e anomalias anticiclônica (ciclônica) na circulação em altos níveis.

4.3.3 Terceiro modo da CSEOF

4.3.3.1 Precipitação

A evolução temporal do terceiro modo da CSEOF das anomalias pentadais de precipitação é apresentada na Figura 4.30. Durante o mês de setembro verificou-se que em grande parte da AS, o regime de precipitação apresentou um comportamento semelhante ao do inverno, com ausência ou pequena quantidade de precipitação, incluindo a região do SMAS. Anomalias positivas de precipitação podem ser vistas sobre as regiões próximas ao litoral sul e extremo noroeste da AS, sobre os Oceanos Atlântico e oeste do Pacífico na região da Indonésia, Pacífico Central Sul e Pacífico Equatorial. As anomalias positivas associadas à precipitação da ZCIT do Atlântico e do Pacífico estão posicionadas mais ao norte e aparecem menos intensas na parte leste do Pacífico e oeste do Atlântico. Sobre a AS, para o início deste mês, anomalias negativas de precipitação atuam sobre a região sudeste e oceano Atlântico, e também sobre parte da Argentina e do Chile. Na pênstada de 18 a 22 de setembro, nota-se uma expansão dessas anomalias negativas de precipitação para nordeste atingindo também as regiões sul, sudeste, centro-oeste do Brasil e Paraguai. Interessante notar nessa pênstada, um padrão semelhante a um trem de ondas zonal, localizado entre as latitudes de 20°S e 40°S, oscilando com anomalias negativas partindo do Pacífico Oeste, próximo à costa leste da Austrália atravessando o Pacífico Sul, e atuando sobre a região sudeste da AS com anomalias negativas, e ao mesmo tempo formando um padrão de dipolo leste-oeste com anomalias positivas sobre o oceano, próximo à costa sudeste do continente sul americano. No final deste mês, nota-se uma redução dessas anomalias negativas de precipitação, que somente atuam sobre uma pequena porção do sudeste do Brasil e extremo norte da AS. Nesse período nota-se um aumento de precipitação anômala sobre a região centro-oeste da AS, e porções do nordeste e norte do continente sul americano. No mês de outubro surgem anomalias de precipitação sobre a AS, porém essa precipitação aparece mais concentrada sobre o extremo norte da AS e região sul do Brasil. As anomalias positivas da precipitação sobre a região equatorial parecem deslocar em direção a costa norte da AS provocando um aumento de precipitação sobre a porção norte da AS. Observa-se também uma diminuição da precipitação devido a um aumento das anomalias negativas sobre as regiões da Indonésia e Pacífico Oeste. No início desse mês nota-se um dipolo na costa leste do Atlântico, próximo as regiões

sudeste e sul do Brasil (KOUSKY; E CAVALCANTI, 1988; CASARIN; KOUSKY, 1986; NOGUÉS PAEGLE; MO, 1997).

No início do mês de novembro nota-se que as anomalias negativas sobre a AS estão posicionadas nas regiões sudeste do Brasil com extensão para o Atlântico Sul, Uruguai e Argentina, na primeira quinzena, e região Centro-Oeste na segunda quinzena. As anomalias positivas de precipitação podem estar associadas ao deslocamento de sistemas frontais para essas regiões produzindo um grande aumento de precipitação. No estudo de Vasconcellos (2008), utilizando dados de precipitação, identificou um padrão de configuração do tipo tripolo nordeste/sudeste/sul semelhante às características descritas acima, no entanto o resultado encontrado neste trabalho mostra que este tripolo esteve localizado mais ao sul e apresentou sinais opostos. Anomalias positivas também podem ser vistas sobre a região da Indonésia e Pacífico Equatorial Oeste. Já da segunda quinzena até o final de novembro, a precipitação associada à ZCIT do Pacífico aparece anormalmente menos intensa em relação ao início deste mês, e a ZCIT do Atlântico mais intensa com extensão desde a costa norte/nordeste do Brasil até a costa oeste da África. Nesse período sobre a região da ZCPS, as anomalias positivas de precipitação aparecem bastante intensas. Sobre as regiões da Indonésia e Pacífico Oeste houve uma diminuição da precipitação em comparação ao início desse mês.

No início do mês de dezembro, as anomalias positivas de precipitação localizadas ao norte parecem migrar para a região Central da AS. Outra região de anomalias positivas está localizada sobre o Pacífico Equatorial Oeste, parece estar interagindo com a região da ZCPS na segunda quinzena deste mês. Nesse mesmo período as anomalias positivas de precipitação se expandem sobre a região norte da AS, e também aparecem ligadas com a ZCIT do Atlântico e a ZCAS (MUZA; CARVALHO, 2004). Anomalias negativas de precipitação ainda podem ser vistas sobre a região da Indonésia, Costa Leste da Austrália, e algumas regiões do sudeste e sul da AS. No final deste mês a precipitação é intensificada e cobre grande parte do continente sul americano, principalmente sobre a faixa continental com inclinação noroeste-sudeste, desde a Amazônia até a região sudeste do Brasil estendendo sobre o Oceano Atlântico. Nota-se também que esta precipitação aparece ligada à ZCIT do Atlântico com extensão para a costa oeste da África e à ZCAS (MUZA; CARVALHO, 2004). Anomalias negativas de precipitação se estendem sobre o Pacífico Sul Central, Indonésia, norte da Austrália, sul

do Brasil, norte da Argentina e Uruguai. Observa-se ainda durante este período sobre a AS, um padrão do tipo dipolo positivo-negativo, orientado no sentido norte-sul. Esse padrão de dipolo sobre a AS tem sido associado à convecção acentuada na região da ZCAS (CASARIN; KOUSKY, 1986; KOUSKY; CAVALCANTI, 1988; NOGUÉS PAEGLE; MO, 1997).

Em janeiro a situação se inverte sobre a região da Indonésia, onde têm-se anomalias positivas indicando um aumento da precipitação sobre essa região, assim como na faixa sobre o Oceano Pacífico equatorial. O padrão de dipolo sobre o continente sul Americano parece ter sofrido uma desintensificação, mas continua ativo. Já, no final deste mês o padrão de tripolo aparece novamente, porém deslocado mais para norte em relação ao observado no mês de novembro, mostrando conformidade aos resultados de Vasconcellos (2008). A precipitação intensifica sobre a região da Indonésia, Pacífico Equatorial Oeste, costa norte e leste da Austrália e Centro-Oeste do Pacífico. Sinais de propagação e de inversão da precipitação sobre essas regiões ocorrem até o final do mês de março, e esses sinais apresentam uma propagação para leste, bem mais lenta do que sugere a evolução da OMJ, sobre as regiões em questão, com alternâncias positivas apresentando uma propagação em torno de 70° de longitude em 20 dias, e negativas em torno de 90° de longitude em 40 dias que durante os cinco meses em estudo propaga 350° de longitude em torno de 100 dias. Os sinais de propagação para leste sobre a região norte da Austrália parecem influenciar significativamente o aparecimento e evolução do sistema de monção sobre este continente.

CSEOF03

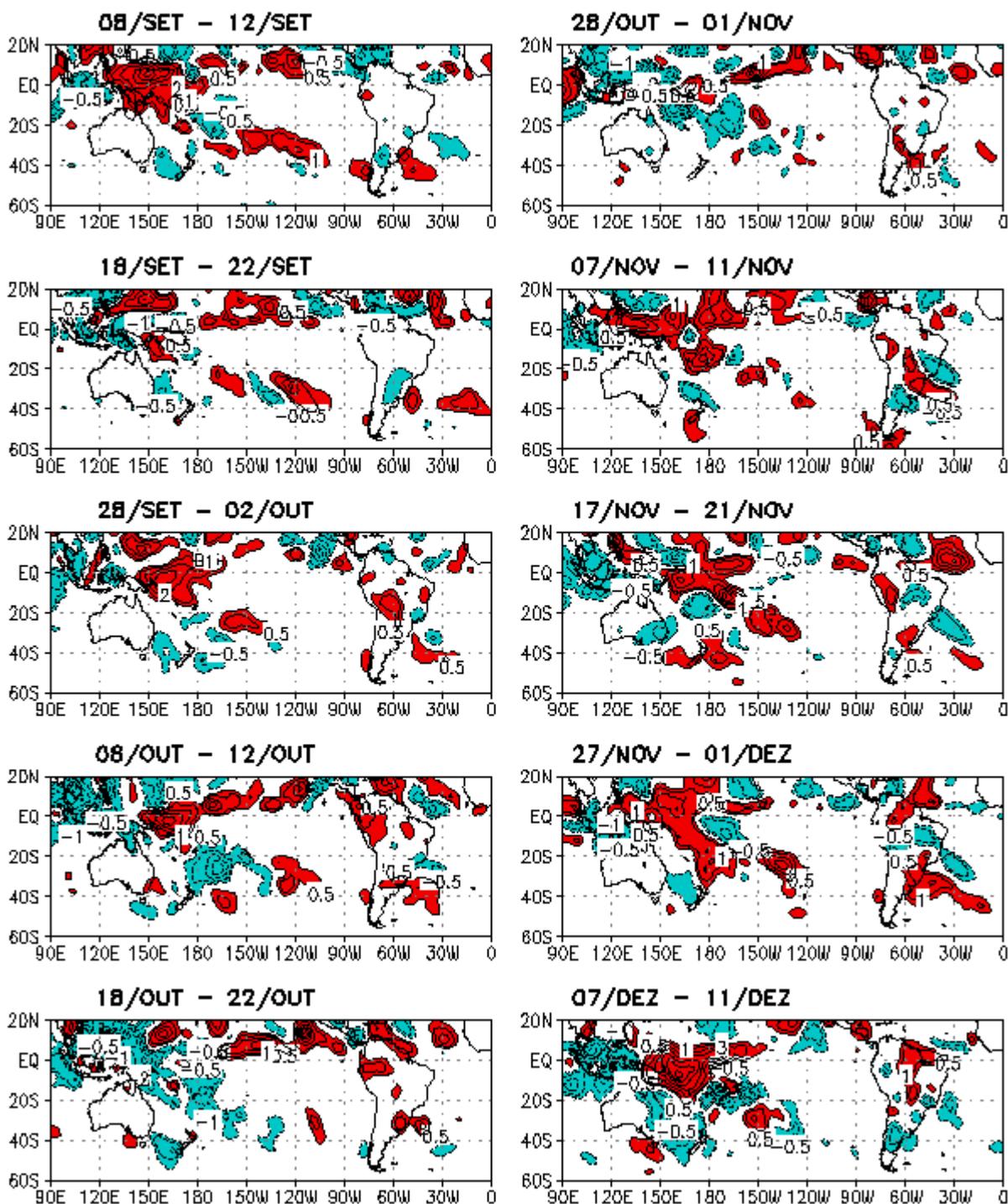


Figura 4.42 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias das pênadas de precipitação (mm.d^{-1}) sobre a região de estudo. O período é de 42 pênadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 4,7 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF03

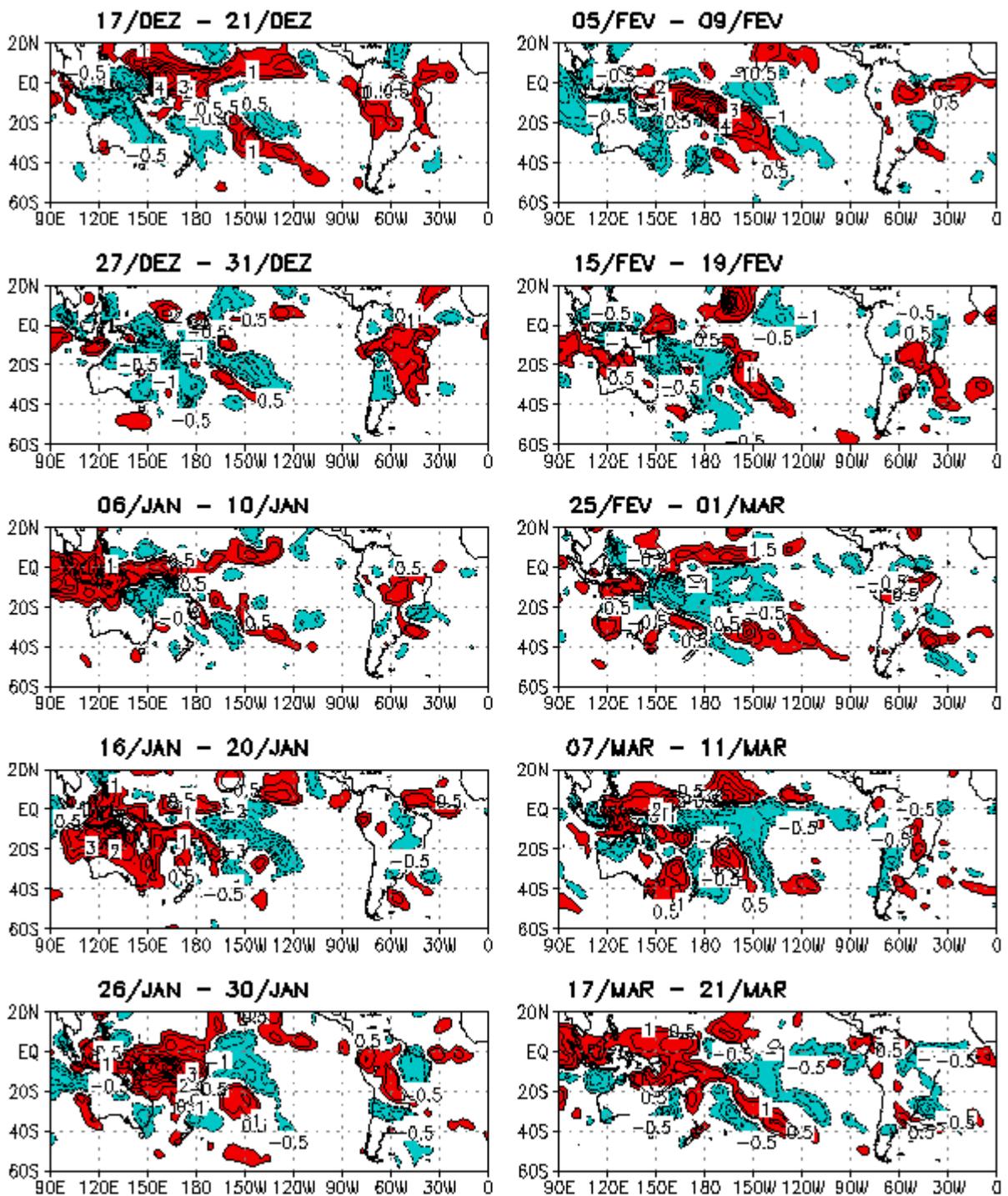


Figura 4.43 – Conclusão.

4.3.3.2 Temperatura em 1000 hPa

O terceiro modo da CSEOF para as anomalias de temperatura em 1000 hPa (Figura 4.31) mostra para o meses de setembro março a predominância de anomalias positivas de temperaturas sobre a faixa noroeste-sudeste da AS, estendendo até o Oceano Atlântico, regiões da Indonésia, Austrália e Pacífico Oeste e Central, região de atuação da ZCPS. Anomalias negativas da temperatura são vistas sobre a parte sul e costa oeste da AS, favorecendo as baixas temperaturas sobre essas regiões. No final do mês de setembro observa-se o enfraquecimento das anomalias positivas de temperatura sobre a região do Atlântico Sul próximo a costa sudeste da AS, dando início a um aumento gradativo das anomalias negativas de temperaturas sobre essa região. Já em outubro observa-se novamente um ligeiro aumento da temperatura desde a região norte da AS em direção ao Oceano Atlântico. Observa-se também uma faixa de temperaturas mais elevadas desde o oeste do Pacífico Sul até o Pacífico Central Sul, esta região de anomalias mais intensas de temperatura aparece associada à ZCPS. As anomalias negativas de temperatura permanecem sobre a costa oeste da AS, região sul da AS e litoral do nordeste do Brasil.

Durante o início de mês de novembro houve uma desintensificação nas anomalias positivas de temperatura na faixa que vai da Austrália à região da ZCPS. Sobre a América do Sul as anomalias positivas de temperatura diminuem gradativamente, atingindo a região central deste continente. Segundo Gan et al., (2004), as temperaturas atingem seu valor máximo na região Centro-Oeste antes do início da estação chuvosa e tem um ligeiro declínio quando ocorre o início dessa da estação. Anomalias positivas da temperatura são vistas na parte norte da AS ligada ao Atlântico Sul. No final deste mês, a região da faixa de anomalias positivas desde a Austrália a ZCPS está mais intensa. Observa-se ainda um aumento da temperatura sobre as regiões do Pacífico Equatorial Leste e Central. Sobre a AS, as temperatura mais intensas estão localizadas na parte nordeste deste continente.

Durante o mês de dezembro, observa-se um aumento das anomalias positivas de temperatura na faixa sobre o Oceano Pacífico Equatorial, já sobre a AS essas anomalias encontram concentradas na região nordeste estendendo até a costa oeste da África. Em janeiro anomalias negativas de temperaturas estão localizadas ao sul da AS e Atlântico

Sul, ao sul do Pacífico Leste e Oeste. Anomalias de temperatura mais elevadas ainda atuam na faixa sobre o Pacífico Sul e região da ZCPS, concordando com as anomalias positivas de precipitação (Figura 4.30). Pode-se observar ainda um aumento gradativo das dessas anomalias positivas sobre a AS, desde o nordeste em direção ao norte deste continente. Outro aumento gradativo da temperatura ocorre sobre a faixa do Pacífico Equatorial em direção as regiões da Indonésia e Austrália, como pode ser visto no final de fevereiro. No mês de fevereiro essa faixa de anomalias positivas está ligada à ZCIT do Pacífico e Atlântico, persistindo sobre essas regiões até o início de março. Ainda no mês de fevereiro têm-se também anomalias positivas da temperatura sobre o Pacífico Sul até o extremo sul da AS. Em meados de março a faixa de anomalias positivas de temperatura na faixa equatorial da ZCIT do Pacífico já não aparece ligada até a região da Indonésia, mas mantém uma ligação com a ZCIT do Atlântico. Observam-se também altas anomalias de temperatura em grande parte da AS, que estende até o Oceano Atlântico. Sobre a parte sul da AS, há uma persistência das anomalias negativas de temperatura até o final deste mês. Observa-se ainda no final do mês de março, que as anomalias positivas diminuem sobre a porção oeste da região Norte da AS, mas continuam intensas na faixa que liga a ZCIT do Pacífico a ZCIT do Atlântico, porém não estão mais ligada às anomalias positivas sobre o Atlântico Sul.

Verificou-se também, que durante todo período de estudo notou-se na região do Pacífico equatorial, entre as longitudes de 120°W e 150°W acima da latitude de 0°, uma região de anomalias negativas de temperatura, as quais estiveram associadas a quase todo o período às anomalias positivas de precipitação. A costa oeste da AS entre outras regiões ao sul deste continente, também abrangeram uma ampla região onde foi observado a persistência das anomalias negativas de temperatura, durante a maior parte do período estudado. Do contrário, tem-se a persistência de anomalias positivas de temperatura sobre as regiões norte e nordeste da AS durante o período analisado. Estas características de anomalias negativas de temperatura ao sul e anomalias positivas ao norte, marcam o padrão de dipolo norte/sul (CASARIN; KOUSKY, 1986; KOUSKY; CAVALCANTI, 1988; NOGUÉS PAEGLE; MO, 1997). Esse padrão de dipolo foi observado durante a maior parte do período analisado concordando com o comportamento das anomalias de precipitação (Figura 4.30). Kousky e Cavalcanti (1988), em seus estudos associaram o padrão de dipolo sobre a AS à convecção

acentuada na região da ZCAS. Notou-se ainda em alguns períodos, o padrão de tripolo nordeste/sudeste/sul (VASCONCELLOS, 2008).

CSEOF03

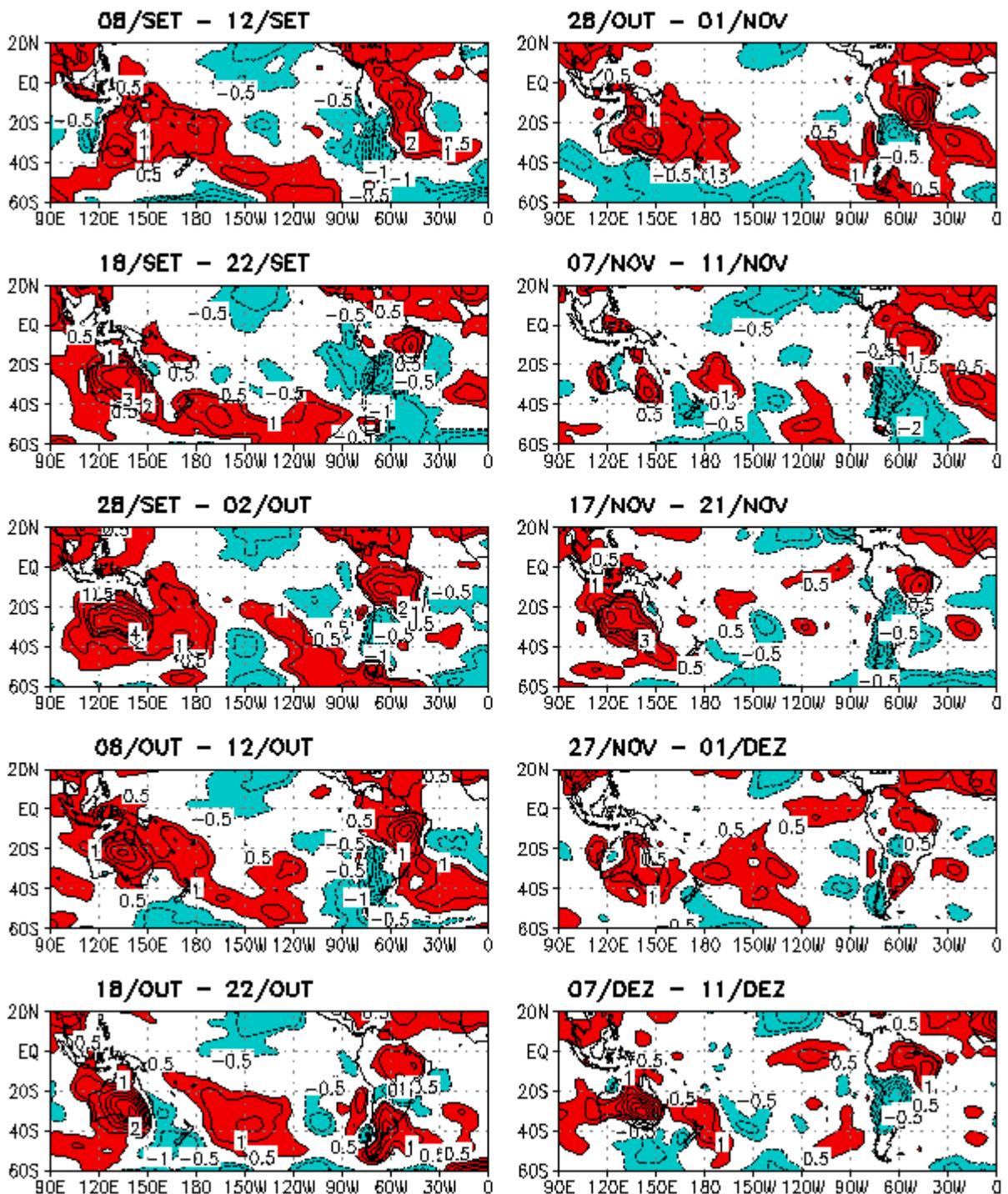


Figura 4.44 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias da temperatura do ar em 1000hPa (°C) sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 2,1 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

4.3.3.3 PNM

Analisando as anomalias de PNM para o terceiro modo da CSEOF apresentadas na Figura 4.32 para o início do mês de setembro, notaram-se anomalias negativas de PNM sobre toda a região da América do Sul e grande parte do Atlântico Sul e Tropical. Anomalias negativas também abrangem as regiões da Austrália e Indonésia, que persistem sobre essas regiões durante o mês de outubro, onde se observa uma expansão dessas anomalias ao sul da Austrália e sobre o oeste do Pacífico, no início deste mês, e no final de outubro tem-se uma redução dessas anomalias negativas de PNM sobre essas regiões. Já sobre a AS, as anomalias positivas ganham força sobre a região sul deste continente, e no final da primeira quinzena de outubro nota-se a presença de anomalias negativas de PNM sobre a região sul do Brasil e Uruguai. E na segunda quinzena deste mês anomalias negativas de PNM atuam sobre a região sul da AS e sobre o Atlântico próximo ao litoral do sudeste do Brasil. Sobre o Pacífico central sul, observa-se um anômalo sistema de baixa pressão com centro localizado na região entre as longitudes de 120°W-150°W, ao sul de 40°S. Nota-se que esse sistema vindo do Pacífico parece surgir na primeira quinzena de setembro se expande, apresentando um descolamento para leste passando ao sul da AS, pelo oceano até o início de outubro.

Anomalias positivas de PNM menos intensas, sobre o Atlântico Sul, aparecem deslocadas mais para leste no início de setembro. Já um anômalo centro de alta pressão mais intenso sobre o Pacífico leste próximo à costa oeste da AS parecendo estar conectado a outro centro anômalo de alta pressão sobre a costa leste da Austrália. Na segunda quinzena de setembro o anômalo centro de alta pressão do Pacífico leste parece atravessar os Andes sobre a AS e começa a atuar ao sul da costa leste deste continente, sobre o Atlântico Sul. No final deste mês as anomalias de baixa pressão não estão mais atuando sobre a AS, e somente podem ser vistas sobre as regiões norte e oeste da Austrália, Oceano Índico, e Pacífico oeste. Observa-se uma faixa de anomalias positivas de PNM com centros localizados sobre as regiões leste e oeste do Pacífico Sul e sobre a região sul da AS com extensão sobre o Atlântico Sul.

No início do mês de outubro tem-se dois centros anômalos de alta pressão bastante intensos, um atuando sobre o Atlântico Sul, que parece ligado à outro centro ao sul sobre o Pacífico oeste. Sobre o Sul do Brasil há uma região de anomalia negativa de

PNM, que também aparecem sobre a Austrália e oeste do Pacífico Sul. No final desse mês aparecem sobre a Austrália, apresentando uma diminuição das anomalias negativas de PNM, aparecendo somente sobre a região da Indonésia, extremo sul da Austrália e a oeste do Pacífico Sul. Anomalias positivas de PNM são vistas sobre o Pacífico Central e sobre o Oceano Atlântico, ao sul da AS.

No início de novembro, verificou-se sobre o Pacífico Sul uma região de intensas anomalias positivas de PNM, com extensão ao extremo sul da AS. Sobre o Atlântico Sul um anômalo centro de baixa pressão desloca-se para leste, e ao mesmo tempo outro ciclone anômalo sobre o Pacífico central sul, com centro localizado em 150°W e 60°S, desloca-se para leste e atravessa pelo oceano até o Atlântico Sul, na segunda quinzena deste mês. No final deste mês tem-se a atuação de dois centros anômalos de baixa pressão, um sobre a costa sul da Austrália e o outro no Pacífico centro-oeste com deslocamento para leste em direção ao sul da AS. Tem-se também uma grande área com anomalias de alta pressão sobre o Pacífico central leste conectada às anomalias de alta pressão sobre o sul da AS, com extensão sobre o Atlântico Sul. Nesse período nota-se uma pequena região de anomalias negativas de PNM localizada próxima a costa sudeste do Brasil.

Anomalias positivas de PNM ainda são vistas sobre a região sul da AS com extensão sobre o Pacífico leste e Atlântico oeste, como também sobre a região central do Pacífico, no início do mês de dezembro. Nesse período, anomalias negativas de PNM localizadas ao sul de 40°S, sobre o Pacífico central sul deslocam-se para leste em direção ao sul da AS. Durante esse mês até fevereiro pode-se observar a passagem de anticiclones e ciclones anômalos, com centros ao sul de 40°S, com propagação para leste, e as vezes formando um padrão de trem de ondas mais zonal. Nota-se também um ciclone anômalo atuando na costa do sudeste do Brasil estendendo-se sobre o Atlântico Sul, e outro vindo do oeste do Pacífico Sul em direção ao sul da AS, no final de fevereiro. Durante o mês de março observa-se o acoplamento dos anômalos anticiclones sobre o Pacífico Sul e Atlântico Sul que se encontram bastante intensos nessas regiões.

Anomalias negativas de PNM localizadas ao sul de 40°S podem estar associadas a sistemas transientes e ciclones extratropicais. Segundo Mendes (2006), sobre a região extratropical o escoamento é predominantemente de oeste e o mesmo está associado a

perturbações e a passagem de sistemas transientes de escala sinótica, como os ciclones e anticiclones extratropicais, que são os principais causadores de distúrbios meteorológicos nessas latitudes.

CSEOF03

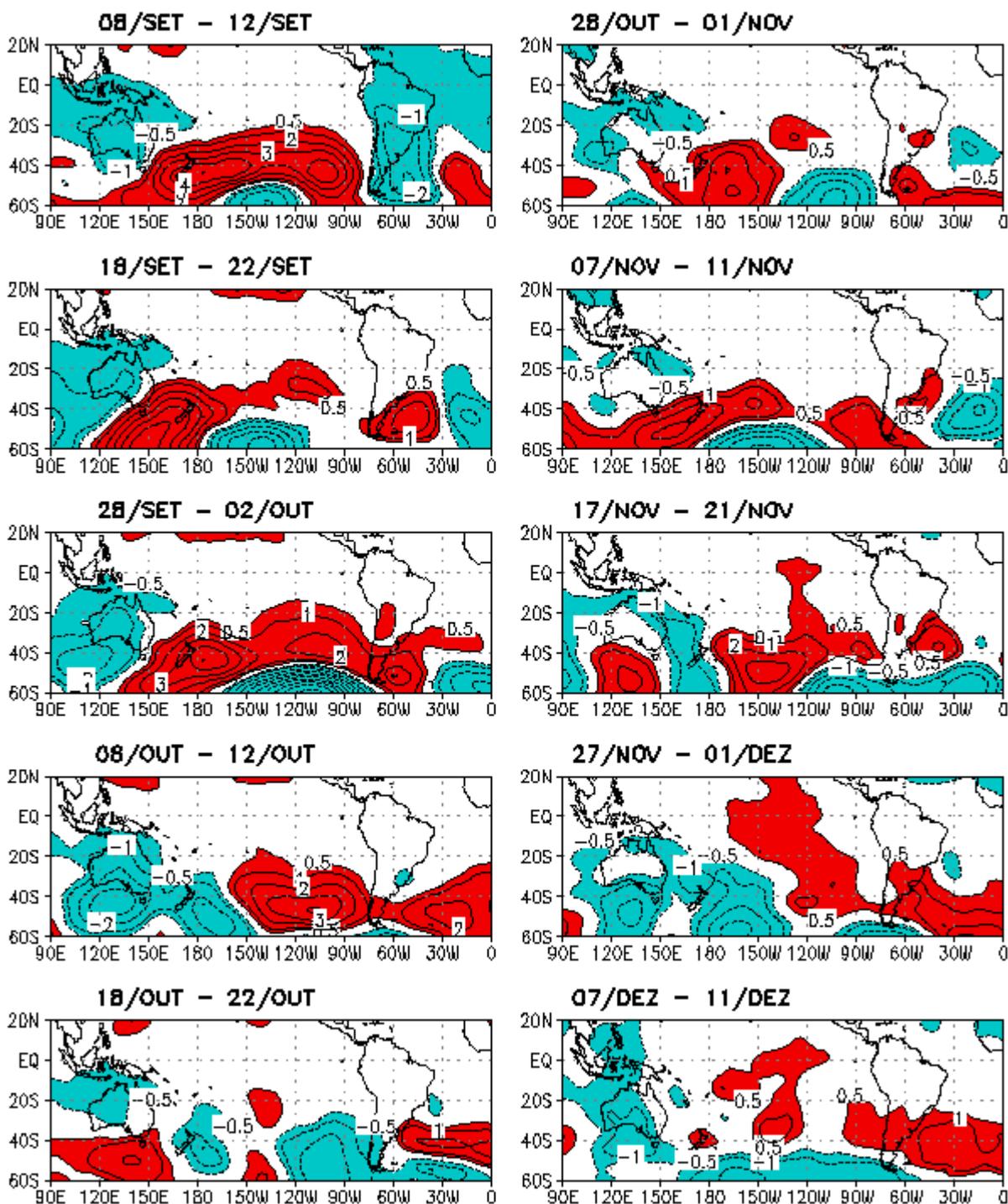


Figura 4.46 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias de PNM (hPa) sobre a região de estudo. O período é de 42 pênadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,4 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF03

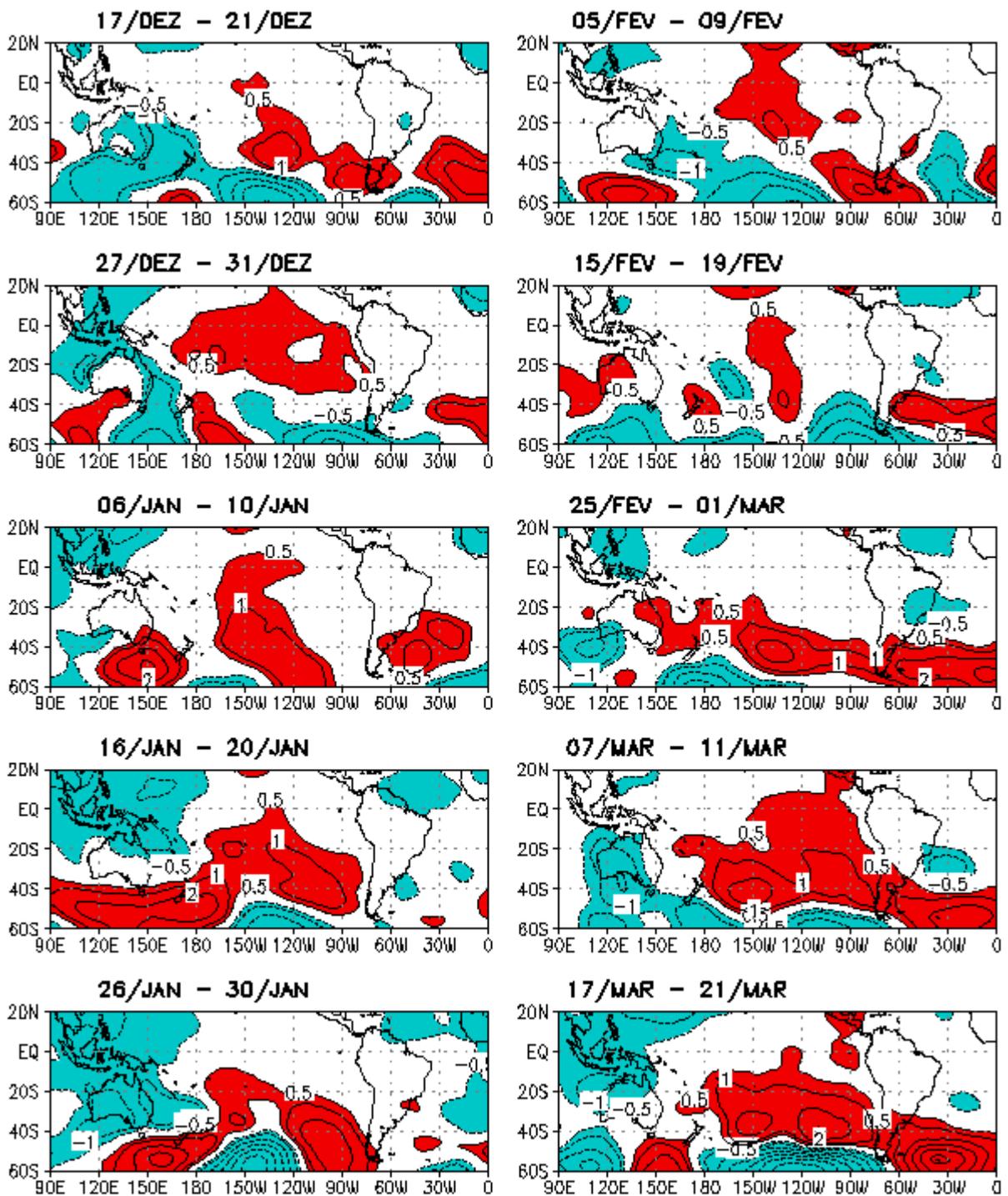


Figura 4.47 – Conclusão.

4.3.3.4 Vento meridional em 200 e 850 hPa

O terceiro modo da CSEOF para o vento meridional (v) em 200 hPa (Figura 4.33) mostra uma alternância nos sinais desta componente. Um padrão alternado de valores positivos e negativos desta variável indica a formação de um trem de ondas apresentando uma conexão entre regiões da Austrália e a América do Sul.

No início de setembro verificou-se o padrão semelhante a um trem de ondas que surge a partir do oeste da Austrália, atravessando todo o Oceano Pacífico Sul até alcançar as regiões sul e sudeste do Brasil. Esse trem de ondas apresenta comprimento de onda variando entre 90° e 60° , possui número de onda zonal entre 4 e 6, e exibe uma configuração em forma de arco semelhante a do PSA (MO; HIGGINS, 1998). Na segunda quinzena desse mês, notam-se dois trens de ondas, um mais zonal vindo do Oceano Índico, porém, ao cruzar o oceano Pacífico, localizado nas latitudes subtropicais mostra uma leve inclinação para norte em direção a AS. Essa configuração segue até o final deste mês. Em outubro, o padrão de trem de ondas aparece desorganizado e ainda mais zonal, porém durante a evolução deste mês mostra uma leve inclinação dessa componente para norte alcançando as regiões nordeste e sudeste do Brasil.

Durante o início de novembro, além desse padrão observado em outubro, nota-se a configuração de outro trem de ondas partindo da Austrália, cruzando o Pacífico Sul e atinge o extremo norte da AS. Verificou-se ainda que, a configuração desse trem de ondas parece influenciar no tripolo (VASCONCELLOS, 2008) observado sobre a AS no campo de precipitação (Figura 4.32). Na segunda quinzena de novembro, observa-se que o trem de ondas continua sofrendo a bifurcação em torno de 170°E , onde uma parte do trem de ondas é disparada em direção ao norte, região equatorial do Pacífico e costa oeste da AS, apresentando uma configuração de arco invertida, já a outra parte segue em direção a região central da América do Sul. No final deste mês, ainda nota-se a presença de dois trens de ondas, ambos com uma configuração mais zonal, um seguindo para a costa oeste da AS, e o outro atingindo a região nordeste da AS.

No início de dezembro novamente observa-se um trem de ondas bem configurado, apresentando uma inclinação para nordeste, iniciando na região oeste do oceano Índico, atravessando o Pacífico até a costa do nordeste da América do Sul. Na segunda quinzena de dezembro, notam-se dois trens de ondas ambos inclinados para norte, um

localizado mais ao norte atuando sobre o extremo norte da AS, e o segundo atuando sobre as regiões nordeste, sudeste e centro-oeste desse continente. No final deste mês nota-se que o trem de ondas que inicia sobre a região da Austrália, sofre uma bifurcação em torno de 150°E , com um trem de ondas mais zonal sobre o Pacífico Sul, e o outro inclinando para norte apresentando um deslocamento para o Hemisfério Norte. Nota-se ainda neste período um terceiro trem de ondas aparentemente zonal localizado próximo a latitude de 20°N e parece atuar sobre essa região até o mês de março.

Durante os meses de janeiro a março também foi verificado que o trem de ondas apresentou uma configuração mais zonal, e ao se deslocar para leste sofre uma bifurcação caracterizando um padrão de dois trens de ondas, um normalmente atuando abaixo de 40°S , onde sofre uma inclinação para norte atuando sobre as regiões nordeste e sudeste da AS, e o segundo trem de ondas dispara para norte em direção a região equatorial, vezes atuando sobre a costa oeste da AS e extremo norte deste continente.

Em geral verificou-se que um trem de ondas ao se formar entre os Oceanos Índico Sul e Pacífico Oeste, ao se propagar pode apresentar uma bifurcação próxima a Austrália e assim desenvolver dois trens de ondas distintos. Um desses trens de ondas tem sua propagação em direção a AS e pode apresentar configuração com curvatura voltada para sul ou apresentar-se mais zonal. O outro trem de ondas disparado para norte apresenta uma inclinação nessa direção e desloca-se para o Hemisfério Norte, outra consequência desse trem de ondas foi o mesmo apresentar uma curvatura voltada para sul e atuar sobre a costa oeste da AS. Verificou-se ainda durante a ocorrência de bifurcação que ambos trens de ondas tiveram inclinação para norte, um atuando sobre a costa norte da AS e o outro sobre o nordeste do Brasil. Nos estudos de Müller e Ambrizzi (2006) e Cavalcanti (1992), identificaram configurações desses trens de ondas com número de onda zonal 3 nas médias e altas latitudes. No presente estudo, observou-se que trens de ondas apresentando tanto número de onda 4 a 6 alcança a AS.

CSEOF03

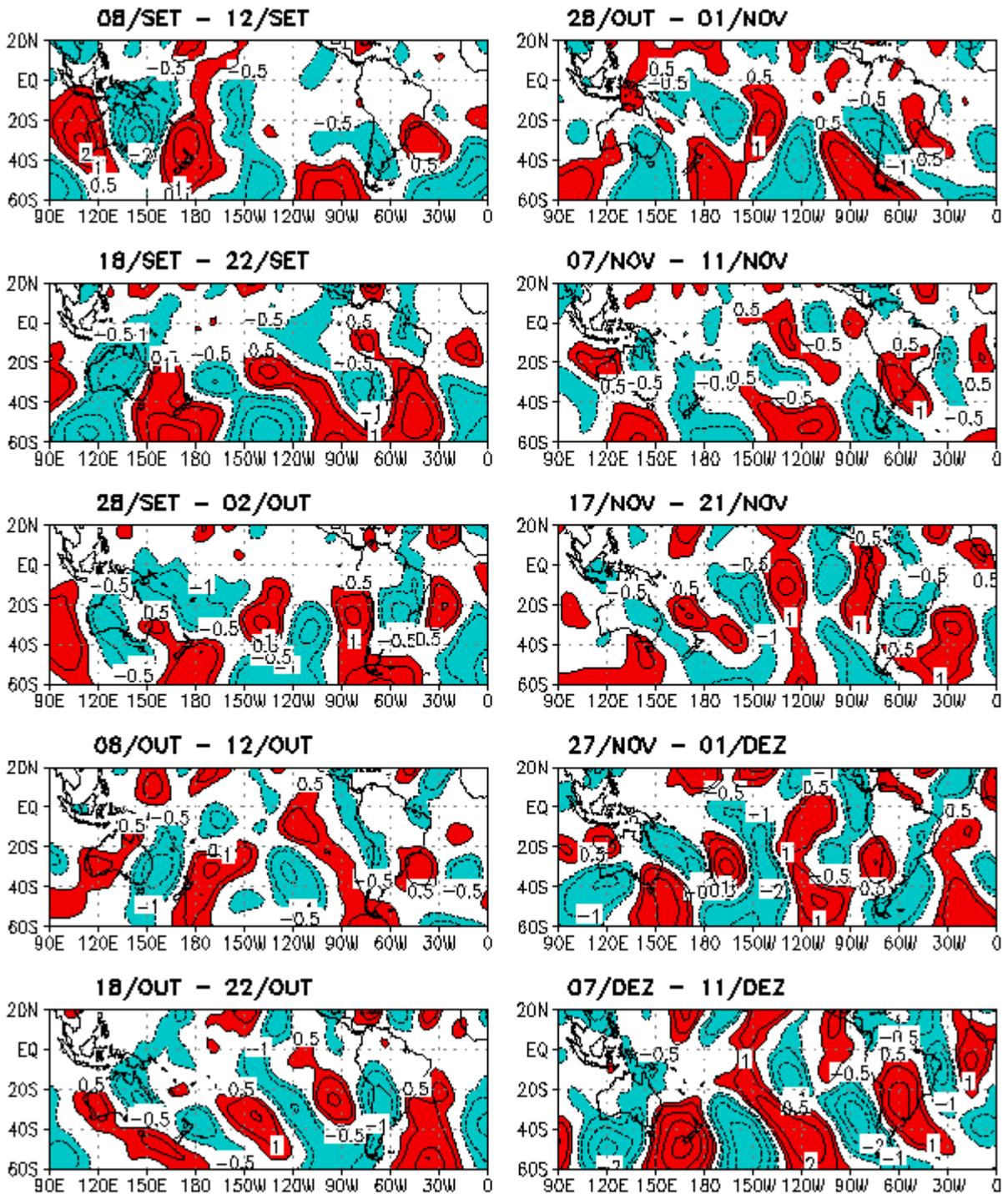


Figura 4.48 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,0 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF03

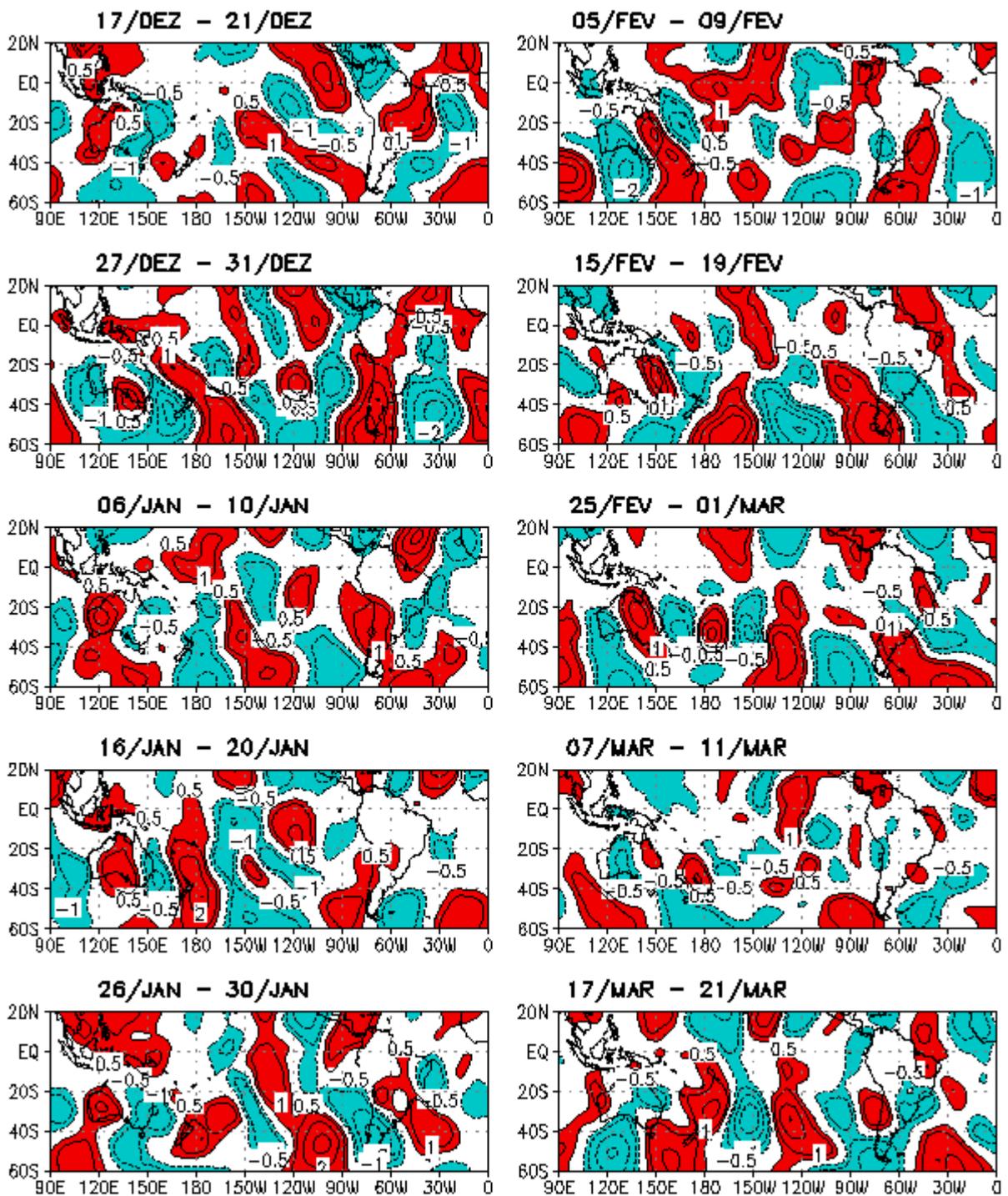


Figura 4.49 – Conclusão.

O padrão das anomalias do vento meridional em 850 hPa (Figura 4.34) mostra uma semelhança com a circulação dessa componente do vento em altos níveis, onde observa-se um padrão de trem de ondas nas latitudes médias, com a mesma fase daquela observada em 200 hPa, mostrando uma estrutura barotrópica equivalente.

Durante a evolução desta componente verificou-se que o padrão de trem de ondas de Rossby apresentou uma orientação mais zonal, em relação ao observado em altos níveis, e seus centros oscilando em torno das latitudes de 30°S e 60°S. É possível ver um padrão ondulatório desta componente, definido em alguns estágios, mas sempre presente, apresentando características de um trem de ondas iniciado sobre a região da Austrália ou oceano Índico, propagando-se em direção a AS. Esse trem de ondas apresentou uma orientação mais zonal, com oscilação entre as latitudes de 40°S e 50°S. Interessante ressaltar que os trens de ondas de Rossby observados no nível de 200 hPa (Figura 4.33), apresentando uma conexão a partir das regiões do Oceano Índico e Austrália até regiões da AS, podem ser observados também no nível de 850hPa, durante todo o período de análise. No entanto o trem de ondas formado a partir da bifurcação, mostrando deslocamento em direção a região equatorial, não aparece nesse nível de 850 hPa.

CSEOF03

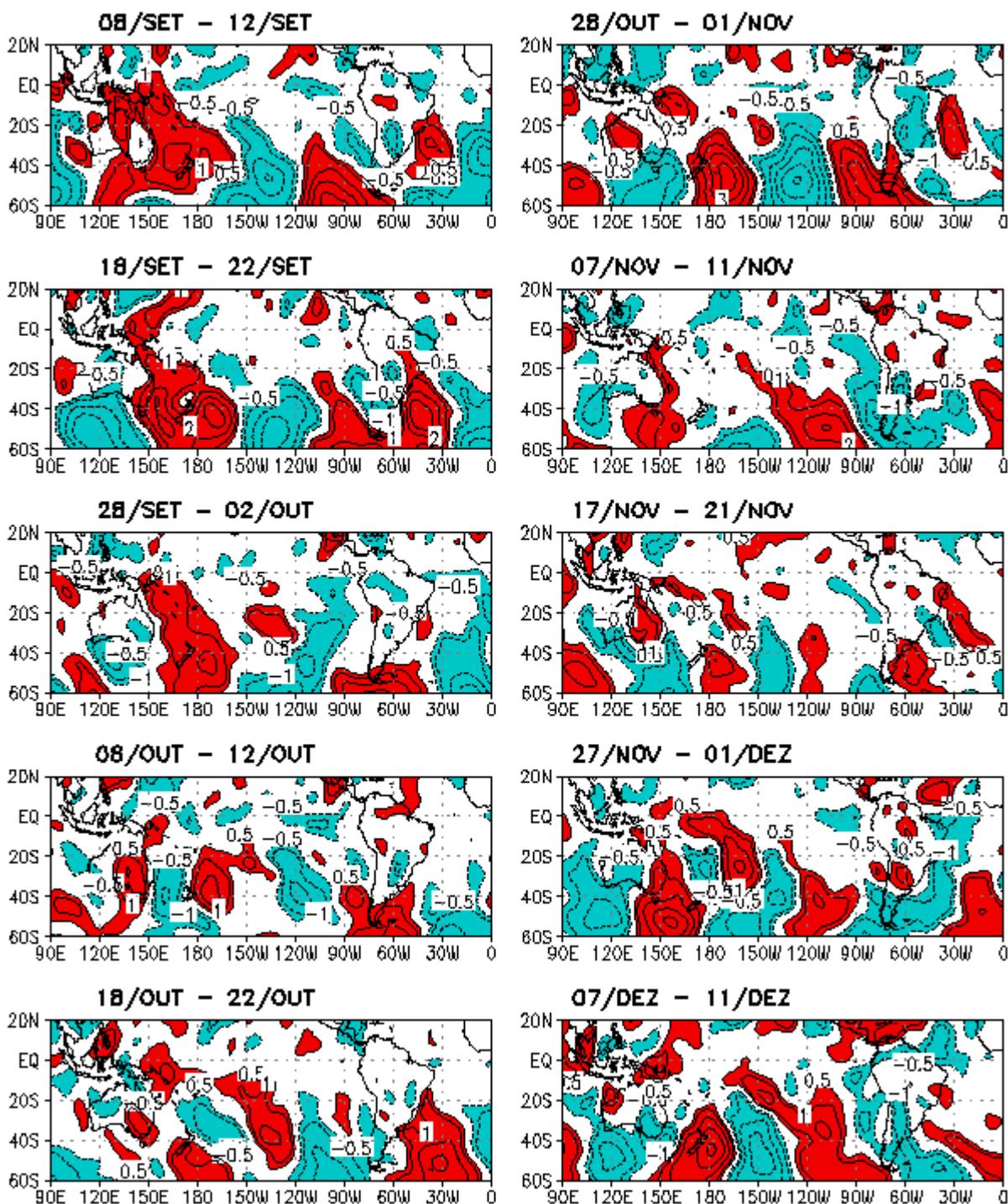


Figura 4.50 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias de vwnd (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pênadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 5,0 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF03

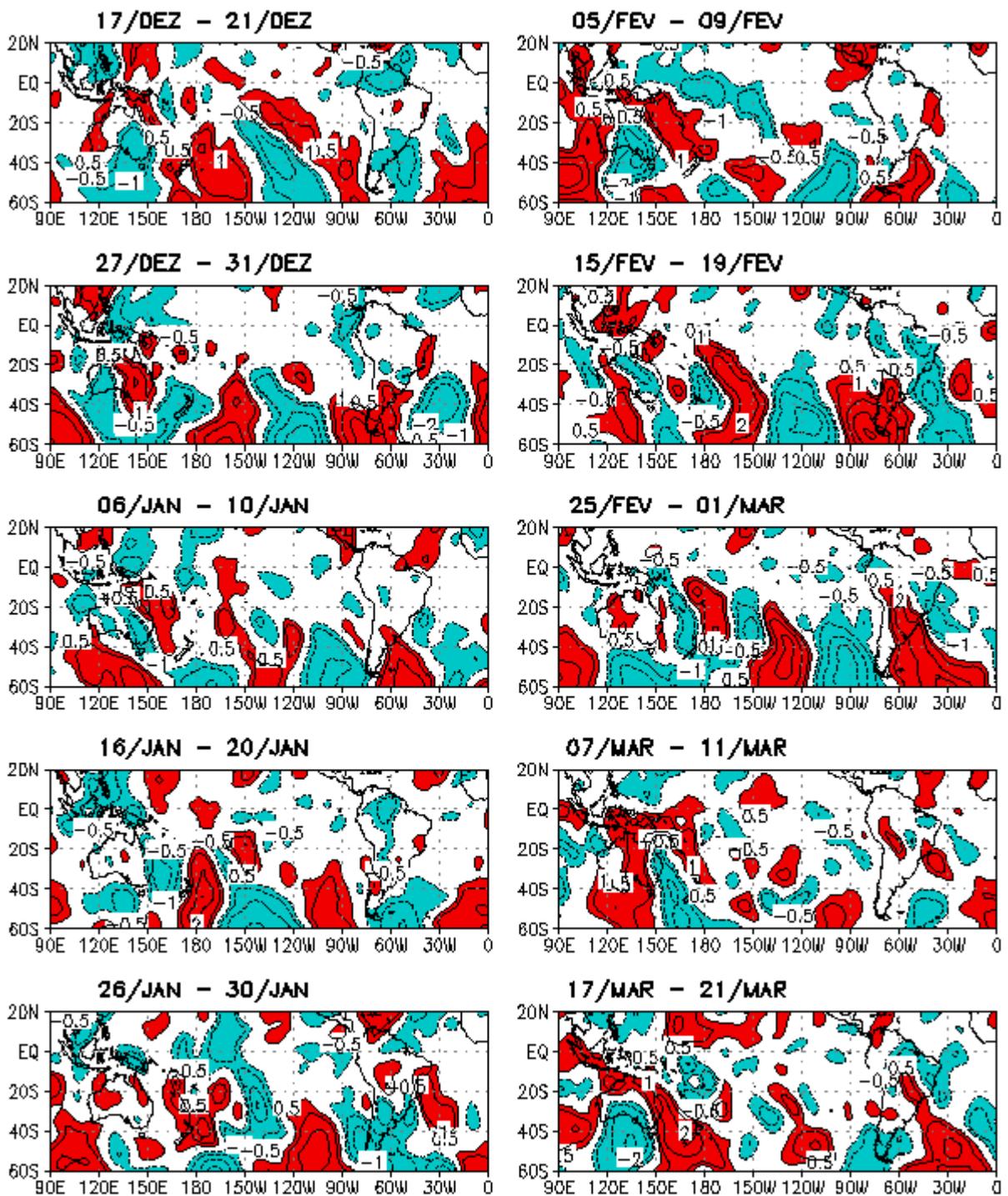


Figura 4.51 – Conclusão.

4.3.3.5 Vento zonal em 200 e 850 hPa

O terceiro modo da CSEOF para as anomalias do vento zonal em 200 hPa (Figura 4.35), durante mês de setembro sobre a América do Sul, mostra um padrão com configuração tipo tripolo com sentido nordeste/sudeste/sul, onde apresentou deslocamento para sudoeste semelhante a um trem de ondas, porém meridional. Este resultado foi semelhante ao encontrado nos estudos de Vasconcellos (2008) utilizando dados de precipitação onde identificou um padrão do tipo tripolo e neste caso indica mostra uma circulação ciclônica anômala sobre a região Centro-Oeste e uma anticiclônica sobre a Argentina. A configuração desse tripolo é observada até o início de outubro. Ainda no mês de setembro nota-se uma área de anomalias positivas desde o nordeste do Brasil até a costa oeste da África, região da ZCIT. Outra região de anomalias positivas encontra-se sobre o setor sul da AS até o Atlântico Sul. Nota-se também uma área de anomalias negativas, entre as duas regiões de anomalias positivas, desde o Pacífico leste passando pela região central da AS estendendo-se sobre o Atlântico Sul. Essas anomalias negativas indicam que o jato subtropical está menos intenso. A configuração semelhante ao tripolo norte-sul é observada no final de setembro sobre as regiões da Indonésia, Austrália e mais ao sul entre os oceanos Índico e Pacífico Sul, em fase oposta àquele observado sobre a AS. Outro enfoque nota-se que a partir de meados a final de setembro quando se observa a interação entre ventos anômalos de oeste e as ZCIT do Pacífico e Atlântico. No final deste mês, uma faixa de ventos anômalos de oeste ligando a costa leste da Austrália à região sul da AS está presente até o início de novembro quando sofre um rompimento, votando a ser observada essa faixa novamente em meados de janeiro.

Em dezembro sobre o continente sul americano nota-se novamente a configuração de um tripolo, porém com padrão inverso ao observado no mês de setembro e deslocado para leste. No final desse mês ainda é possível observar este tripolo, e é interessante notar que as anomalias dos ventos de oeste localizadas entre as anomalias de leste deste padrão, estão ligadas à faixa de ventos anômalos de oeste da ZCIT do Pacífico e Atlântico. Esse padrão de tripolo sofre uma desintensificação após este período, voltando a aparecer no final do mês de janeiro quando novamente sofre um enfraquecimento e reaparece de fase oposta no final de março. No início de março também é possível notar uma faixa de ventos anômalos de oeste ligando a ZCIT do

Pacífico à região de atuação da ZCAS, e em meados deste mês essa ligação avança até a costa oeste da África.

CSEOF03

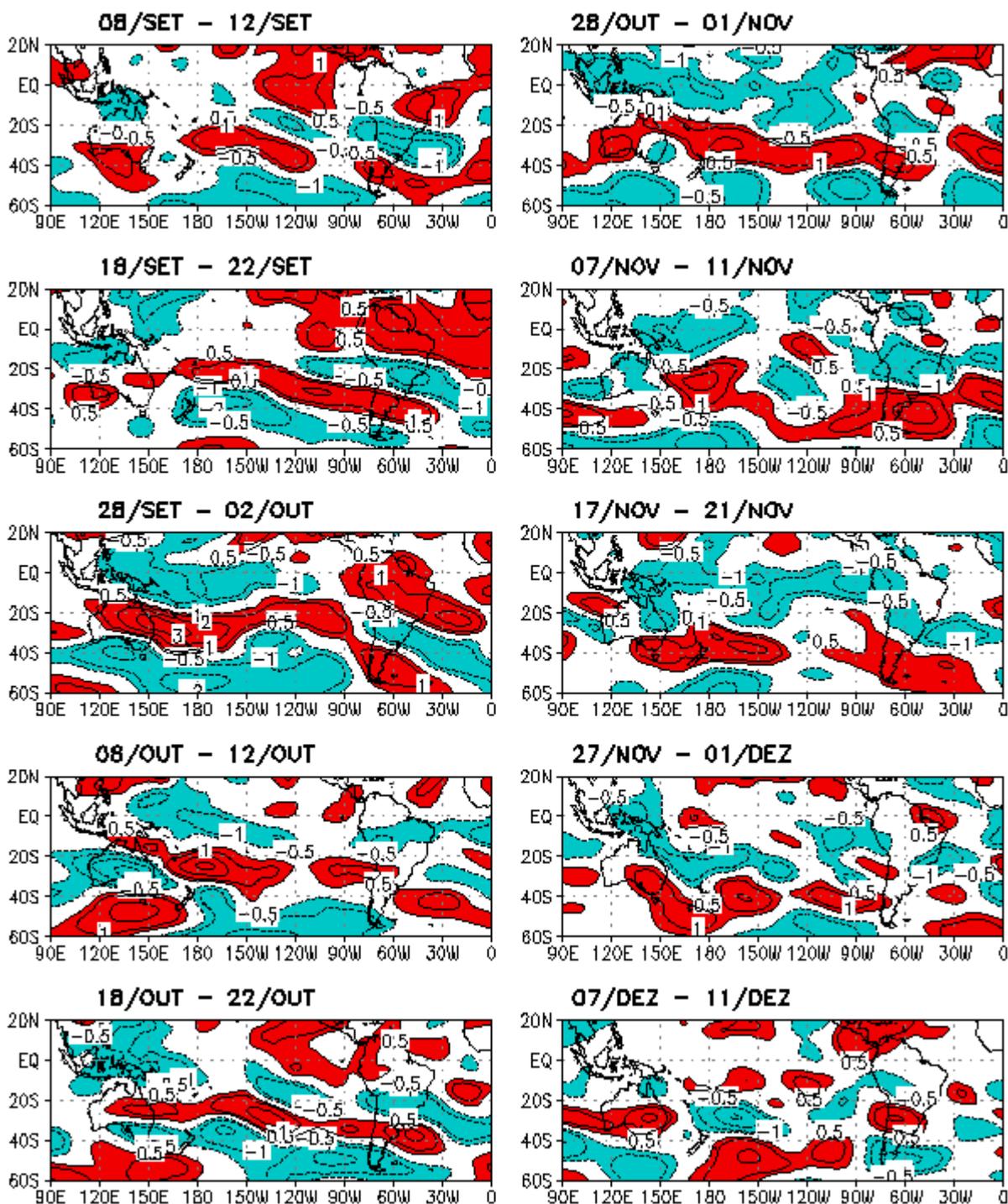


Figura 4.52 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias de $uwnd$ (m/s) em 200 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 3,7 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF03

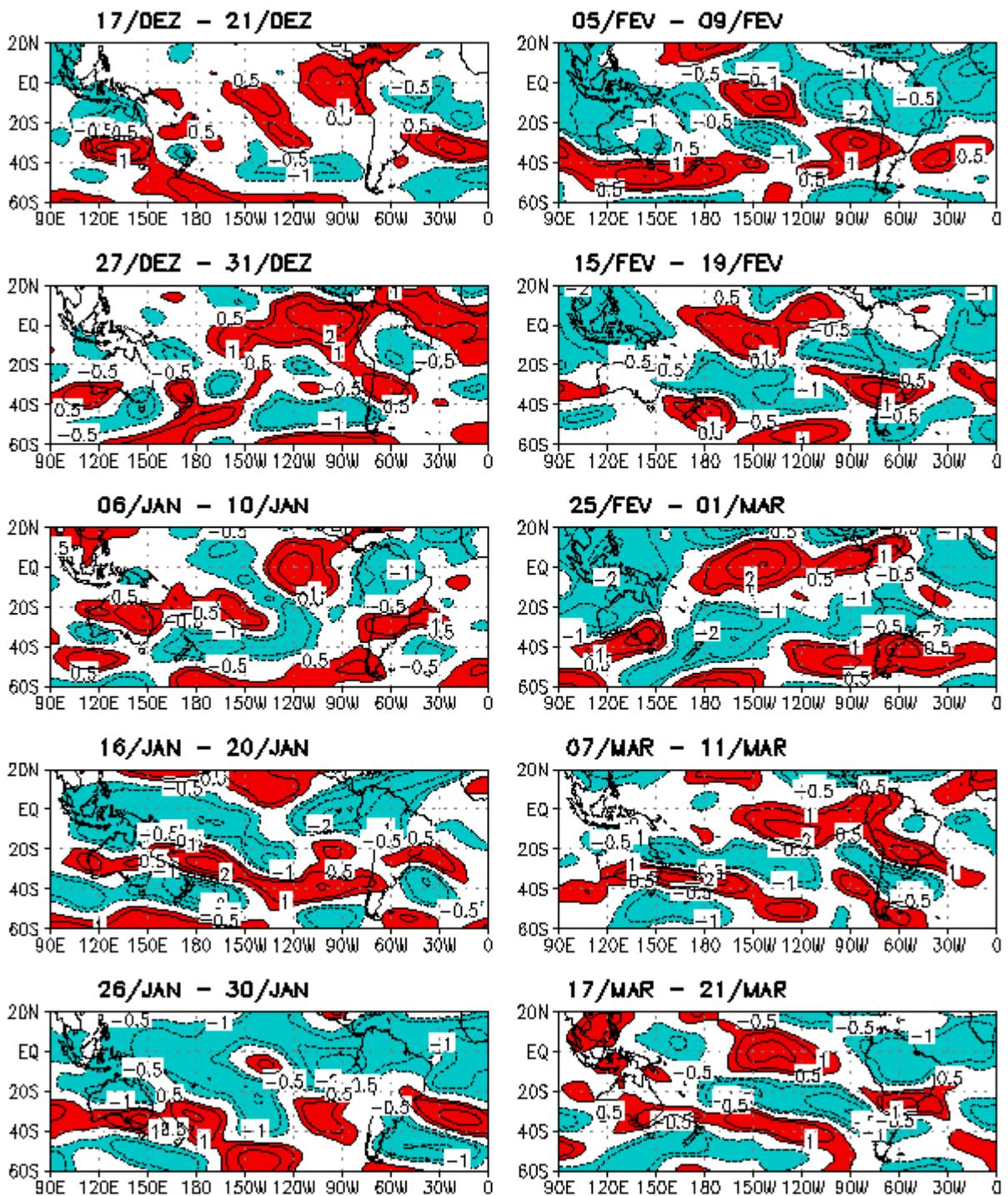


Figura 4.53– Conclusão.

O terceiro modo da CSEOF para o vento zonal em 850 hPa (Figura 4.36) mostra durante o mês de setembro a predominância das anomalias positivas de leste, sobre a região da Austrália, e alguns períodos deste mês sobre o sul da AS. Durante este mês as anomalias nos ventos de oeste sobre a AS aparecem com mais intensidade nas regiões nordeste, sudeste e sul do Brasil com extensão sobre o Oceano Atlântico Sul. Esses ventos anômalos de oeste atuam sobre a região da monção em meados a final deste mês quando sofre um enfraquecimento.

O regime das anomalias nos ventos de oeste em baixos níveis mostra uma intensificação em meados do mês de outubro quando volta a predominar sobre a região do sistema de monção até o final deste mês e volta a enfraquecer. No final do mês de novembro a início de dezembro observa-se a predominância deste vento anômalo sobre o SMAS quando enfraquece e logo se inverte, onde agora o vento predominante é de leste. Estes ventos anômalos de leste começam a atuar na região de monção em meados de dezembro e sofre enfraquecimento em alguns períodos, mas permanece sobre a região até início de fevereiro, onde volta a inverter para oeste. Esse padrão de ventos anômalos de oeste persiste até o mês de março. Como visto nos estudos de Jones e Carvalho (2002), Gan et al. (2004) e Ferreira e Gan (2011) anomalias nos ventos de oeste estão associadas a períodos ativos da monção. Houve também períodos de alternância entre anomalias negativas e positivas dessa componente do vento, indicando enfraquecimento (intensificação) nos ventos de oeste (leste) ou o padrão oposto. Em alguns casos não mostram claramente uma associação entre anomalias positivas (negativas) do vento zonal com períodos de intensificação (redução) da precipitação durante o regime de monções da AS na circulação do vento em baixos níveis.

CSEOF03

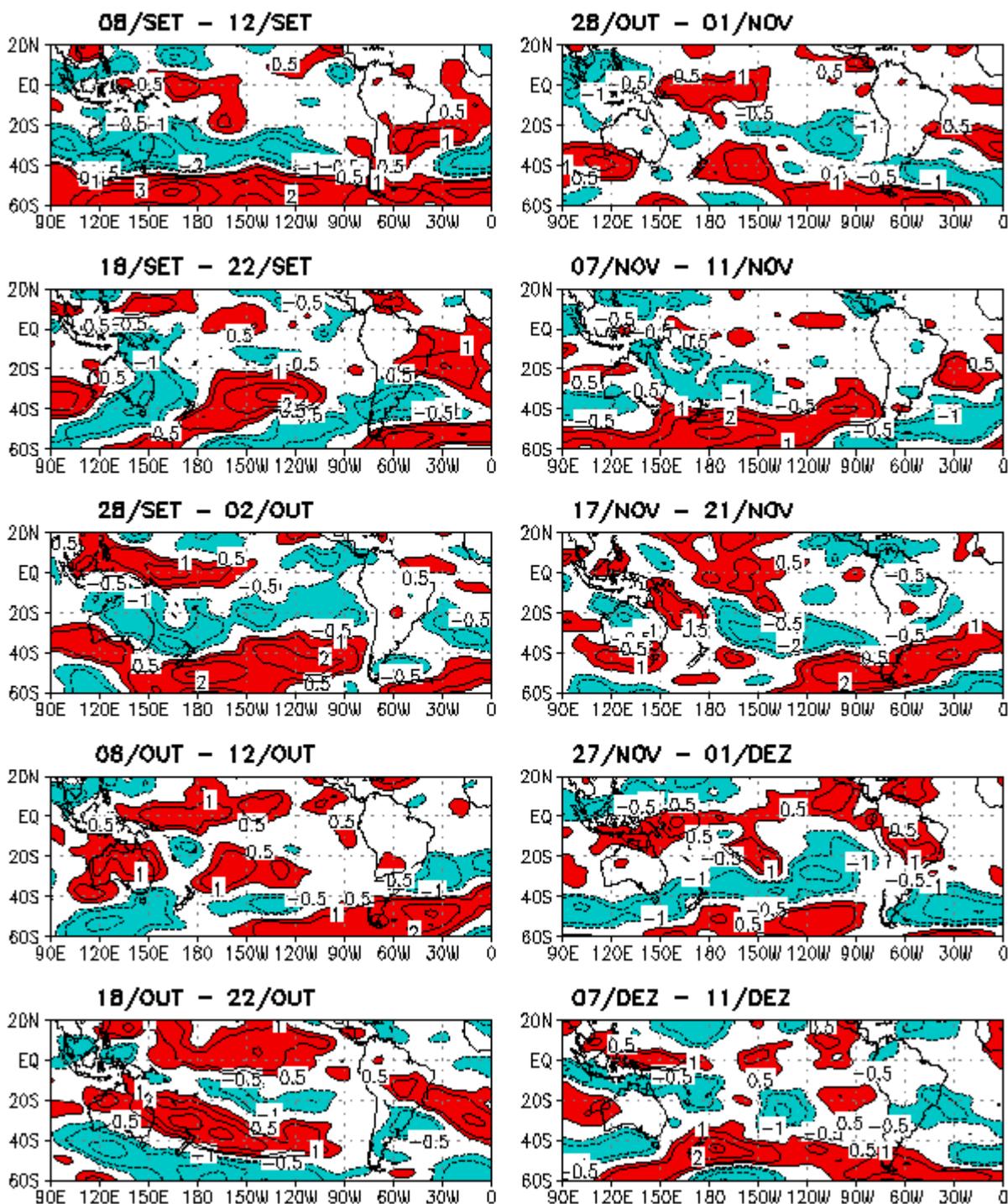


Figura 4.54 - Terceiro modo da CSEOF das anomalias de u_{wnd} (m/s) em 850 hPa sobre a região de estudo. O período é de 42 pântadas (210 dias) de 03 de setembro a 31 de março. Este modo explica 4,6 % da variabilidade total. Valores negativos estão em azul, e positivos em vermelho. (Continua)

CSEOF03

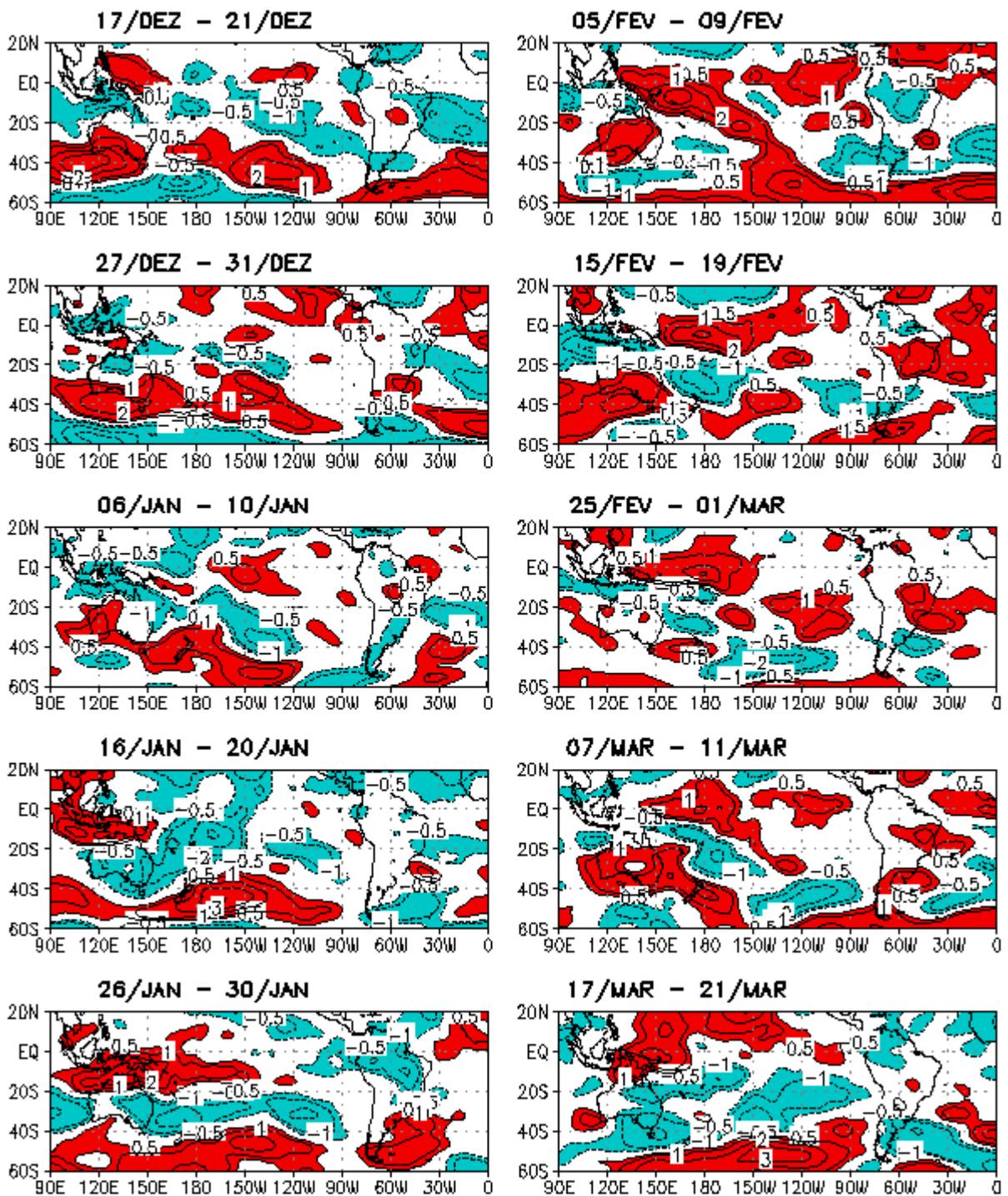


Figura 4.55– Conclusão.

Os resultados obtidos através das análises da CSEOF mostram que o terceiro modo explica um total de variabilidade entre 2,1% e 5,4% de diferentes variáveis (Tabela 4.1). Esse modo mostra um padrão de temperatura do ar com características semelhantes à fase de transição do ENOS, da fase fria (La Niña) para fase quente (El Niño), e também possível atuação da Oscilação de Madden Julian. No estudo de Lim (2004), utilizando análises da CSEOF da precipitação associada à monção de verão da Ásia, encontrou a oscilação intrassazonal de 40-50 dias, como padrão do terceiro modo.

O terceiro modo da CSEOF também indica uma possível atuação de sistemas transientes associados com a passagem de sistemas frontais nas regiões de atuação da ZCAS, sobre a AS, apresentaram uma influência nos padrões das anomalias de precipitação (Figura 4.30), temperatura em 1000 hPa (Figura 4.31), PNM (Figura 4.32), e outras variáveis. No estudo de Carvalho et al. (2004) sobre a estrutura espacial e temporal da ZCAS em associação com o comportamento intrassazonal da atmosfera, constataram que quando a atividade convectiva mais intensa aparece concentrada na região oceânica (continental) da ZCAS existe a manifestação intrassazonal de um trem de ondas de Rossby propagando pelas latitudes médias evidenciando a presença de um cavado (crista) anômalo atuando sobre a região da ZCAS em altos níveis. Segundo Figueroa (1999), a ZCAS inicialmente se estabelece através da incursão de um sistema frontal nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul, contribuindo para ativar a convecção sobre o Brasil central e organizar a faixa de nuvens estacionárias com extensão para o Atlântico Sul.

O padrão das anomalias do vento meridional em 200 hPa mostra ausência dessa variável próxima à região equatorial (pêntada de 08 a 12 de setembro – Figura 4.33), compreendida entre 10°N e 20°S, sobre o Pacífico equatorial leste e costa oeste da AS. Nessa mesma região e nível pode observar anomalias positivas de vento zonal (Figura 4.35). A ausência de anomalia da componente meridional e a existência de anomalias do vento zonal indica uma possível existência de uma onda de Kelvin atuando sobre essa região.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Este estudo apresenta uma análise da variabilidade da precipitação associada ao SMAS. Os períodos ativos e inativos foram identificados usando um índice de precipitação da monção com base nas anomalias diárias de precipitação. Aplicando esse índice, encontrou-se um total de 71 períodos inativos, dos quais 23 tinham uma duração de 5 dias. Estes casos ocorreram principalmente em dezembro e fevereiro. Ocorreram poucos períodos ativos, apenas 46 casos, dos quais 20 tiveram uma duração de 5 dias. Uma vez que a precipitação máxima normalmente ocorre em janeiro no centro-oeste do Brasil, este mês apresentou um número comparável de casos ativos e inativos. A variabilidade interanual não mostrou uma tendência significativa para períodos ativos ou inativos, nem uma clara relação de períodos ativos e inativos com o ENSO.

Os campos dos compostos para períodos ativos mostraram que, durante estes períodos, a precipitação foi associada com convergência do vento de noroeste em baixo nível, sobre o centro-oeste do Brasil, apresentando uma configuração semelhante a períodos em que a ZCAS é mais ativa (HERDIES et al., 2002). O composto do fluxo de umidade mostra uma região de convergência mais intensa sobre a bacia Amazônica e sobre a região Centro-Oeste. Essa convergência se estende até o Oceano Atlântico Sul adjacente, com uma característica semelhante à da ZCAS.

Durante o período inativo, os ventos de noroeste em 850 hPa associados ao jato de baixos níveis foram intensificados sobre a Bolívia e Paraguai. Sobre o centro-oeste do Brasil observou-se uma fraca convergência do fluxo de umidade. Estes resultados são consistentes com os resultados de Herdies et al. (2002) para eventos de não-ZCAS. Em seu estudo, Herdies e colaboradores mostraram que durante a ocorrência de ventos de oeste sobre a Amazônia central, uma ZCAS muito ativa estava presente, associada a divergência do fluxo de umidade sobre o sul do Brasil, norte da Argentina e do Paraguai, o que implica a ausência de jatos de baixo nível. No entanto, durante a ocorrência de ventos de leste sobre a Amazônia central, a ZCAS não foi observada, e a convergência do fluxo de umidade sobre os subtrópicos aumenta. Neste caso, a umidade foi transportada para o sudoeste da AS por um intenso jato de baixo nível.

Na comparação dos fluxos de umidade para os casos ativos e inativos, pode-se ver que mudanças importantes ocorrem na direção e intensidade do fluxo de umidade para noroeste e nordeste. Durante períodos inativos, o fluxo de umidade é de noroeste, e durante períodos ativos vai para o sudeste do Brasil, mudando sua direção para o sul deste país. Por outro lado, o fluxo de umidade de nordeste, apenas enfraquece.

A comparação dos campos dos compostos anômalos da circulação atmosférica para os eventos ativos e inativos do SMAS mostra padrões com características quase opostas. Resultados similares também foram obtidos por Gan et al. (2004), que encontraram anomalias negativas de SLP, uma circulação anômala ciclônica em 850 hPa e uma anomalia anticiclônica em 200 hPa para os períodos ativos de monções. A relação entre o vento de baixo nível e anomalias de precipitação também são consistentes com os resultados obtidos por Jones e Carvalho (2002). Utilizando o composto de radiação de onda longa para o estado de Rondônia, eles observaram que os períodos ativos das monções foram relacionados com anomalias de oeste e períodos inativos com anomalias de leste.

Um ponto importante a salientar é que a diferença das anomalias de circulação atmosférica durante períodos inativos e ativos observada neste estudo é semelhante à diferença entre a circulação seca e úmida, quando o ciclo anual é removido, tal como identificada por Zhou e Lau (1998). Estes resultados confirmam a importância do fluxo de noroeste no transporte de umidade da região amazônica e a modulação da convecção durante a estação chuvosa na região de monção da AS.

Verificaram-se também associações da direção e velocidade de propagação da convecção à presença ou não das ondas equatoriais e da oscilação Madden Julian, utilizando diagramas de Hovmöller nas pântadas de ROL, e anomalias de ROL não filtradas e filtradas com média latitudinal entre 0°-10°S. Durante os anos de 1982/1983 a convecção apresentou uma oscilação na ordem de 10 a 15 dias, a qual pode estar associada a uma variabilidade da intensidade do anticiclone boliviano (RAMIREZ et al., 1999). Este resultado é consistente com os encontrados por Obregon (1991) que observaram uma oscilação da convecção da ordem de 12 e 15 dias associadas à AB, e os resultados de Lima (1996) que observou oscilações com periodicidade menor do que 20 dias na região tropical da AS. Outra oscilação na convecção em torno da longitude de

45°W ocorreu no início do mês de fevereiro com baixos valores de ROL em torno de 180 Wm^{-2} e foi associada à presença de VCANs sobre o Nordeste do Brasil (KOUSKY; GAN, 1981; GAN, 1982).

As análises da convecção, para os anos 1982/1983, 1985/1986 e 1998/1999, mostram que na maioria dos casos em que a convecção propagou para leste, a mesma esteve associada às ondas de Kelvin. Já as atividades convectivas que apresentaram deslocamento para oeste estiveram associadas às ondas de Rossby. Durante esses anos de estudo, a velocidade de propagação das ondas de Kelvin variou entre $1,0 \text{ m.s}^{-1}$ e $8,5 \text{ m.s}^{-1}$, em que a velocidade de propagação da onda de Kelvin com valores menores que $3,0 \text{ m.s}^{-1}$ ocorreram para um total de 10 casos. Os resultados obtidos neste trabalho são consistentes com os encontrados por Coêlho (2002), que utilizou dados diários de ROL filtrados entre 10-20 dias, para estudar a estrutura vertical e horizontal da circulação atmosférica e da precipitação na região da ZCIT, e verificou propagações da convecção para leste com velocidade de propagação em torno de $7,6$ e $5,3 \text{ m.s}^{-1}$, caracterizando uma onda de Kelvin. Resultados semelhantes obtidos em alguns casos do presente trabalho também foram encontrados por Delcroix et al. (1991), através do cálculo de correlação utilizando dados do altímetro do satélite Geosat para propagações para leste da convecção, onde estimaram velocidade de propagação da onda de Kelvin ao longo do equador em torno de $2,26 \text{ m.s}^{-1}$.

Para a convecção com deslocamento para oeste associadas às ondas de Rossby equatoriais as velocidades de propagação variaram entre $-2,0 \text{ m.s}^{-1}$ e $-7,0 \text{ m.s}^{-1}$. Esses resultados não concordam com os encontrados por Chelton et al. (2003), que encontraram valores de velocidades de propagação da onda de Rossby estimados entre $-0,5$ e $-0,6 \text{ m.s}^{-1}$. Porém, os resultados de Coêlho (2002), mostram propagações da nebulosidade convectiva para oeste com velocidade de propagação de aproximadamente $7,8 \text{ m.s}^{-1}$, associada à onda de Rossby equatorial, que mostra uma consistência com os resultados encontrados neste trabalho.

A fase favorável à atuação das ondas de Kelvin apresentou-se como uma das principais responsáveis quando houve aumento da convecção mais intensa. Por outro lado, quando houve um aumento das ondas de Rossby não foi observada a intensificação da convecção. Resultados semelhantes foram encontrados por Wheeler e Kiladis (1999) e

Bonatti et al. (2008). Neste trabalho as ondas equatoriais estiveram relacionadas a uma intensificação ou diminuição da atividade convectiva, e o acoplamento das ondas equatoriais de Rossby e Kelvin com a convecção resultou na intensificação da atividade convectiva.

A fase favorável à convecção da OMJ interagiu com as ondas equatoriais de Kelvin e de Rossby e contribuíram para intensificar a convecção. Resultados semelhantes foram encontrados por Hendon e Salby (1994) que utilizaram campos de vento em 200 hPa e divergência horizontal do vento em 850hPa e 1000 hPa para analisar o ciclo de vida da OMJ associado à intensificação/ desintensificação da atividade convectiva. Estes autores também observaram uma interação da atividade convectiva associada à OMJ uma onda do tipo Rossby-Kelvin acoplada migrando para leste na direção da anomalia convectiva com uma velocidade aproximada de 5ms^{-1} no hemisfério leste e, uma onda de Kelvin, que se propaga para leste com uma velocidade de aproximadamente 10ms^{-1} no hemisfério oeste.

A técnica da CSEOF foi utilizada para a região entre 20°N - 60°S e 0° - 90°E , durante os meses de setembro a março dos anos de 1979 a 2008, para as anomalias das variáveis usadas neste trabalho, considerando as 30 primeiras CSEOFs. Porém, somente foram descritos os 3 primeiros modos, que explicam em conjunto um total entre 18 e 70 % da variância obtida nesses modos da CSEOF. Essas análises mostraram de grande relevância uma vez que a técnica da CSEOF não foi usada em trabalhos anteriores na literatura com enfoque na variabilidade intrassazonal do SMAS. Essa análise mostrou que o primeiro modo da CSEOF, representa a evolução temporal do padrão do ciclo sazonal, e que esse resultado está de acordo com os resultados de Lim (2004), que encontrou o padrão do ciclo sazonal para o primeiro modo da CSEOF sobre a precipitação associada à monção de verão da Ásia.

Os padrões espaciais para o primeiro modo da CSEOF mostraram um aumento gradativo da precipitação sobre a América do Sul que estiveram associados a um aumento gradativo tanto das anomalias de temperatura, quanto nas anomalias negativas de PNM sobre o continente sul americano. O padrão espacial para o início da estação chuvosa mostrou-se de forma diferente do observado nos estudos de Gan et al. (2004) e Kousky (1988), onde observaram que a estação chuvosa inicia primeiro no noroeste da

Amazônia associada à convecção da ZCIT do Pacífico, avançando para sudeste até atingir o leste da região sudeste e depois para norte. Já a evolução deste modo mostrou que as anomalias positivas de precipitação no início da estação seca propagam para noroeste, semelhante ao que ocorre no final da estação chuvosa com as anomalias negativas de precipitação. Assim como nos resultados de Jones e Carvalho (2002), Gan e Rao (2004) e Ferreira e Gan (2011), anomalias intrassazonais dos ventos de oeste, em baixos níveis sobre a AS, estiveram associadas a períodos de intensificação do regime de monções da AS. A precipitação anômala sobre a região de monção teve contribuição tanto da ZCIT quanto da ZCAS (GAN et al., 2004; MARENGO et al., 2001; FERREIRA; GAN, 2011). Esse modo também mostra uma oscilação da ordem de 16 pântadas ou 80 dias, onde a primeira fase parece começar no início de setembro e vai até final de novembro quando muda de sinal.

O segundo modo da CSEOF mostrou um padrão de temperatura com características semelhantes à fase fria do ENOS (La Niña). Os padrões espaciais das anomalias positivas de precipitação mostraram influências significativas sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil durante os meses de verão (MOLION; BERNARDO, 2000; COELHO, 2002), e condições de seca sobre o Pacífico Central e regiões Centro-Oeste, Sudeste e principalmente sobre o sul do Brasil (GRIMM et al., 1998). Um padrão de dipolo norte-sul configurado sobre a AS foi associado à ZCAS (KOUSKY; CAVALCANTI, 1988; CHAVES; CAVALCANTI, 2001; CASARIN; KOUSKY, 1986; NOGUÉS PAEGLE; MO, 1997). Esse padrão de dipolo também foi verificado por Cavalcanti et al. (2001), tanto na fase positiva quanto na fase negativa do ENOS.

Características semelhantes à fase de transição do ENOS, da fase fria (La Niña) para fase quente (El Niño), e também atuação da OMJ foram identificadas no terceiro modo da CSEOF. Os padrões espaciais das anomalias de precipitação e temperatura mostraram a configuração de um dipolo norte/sul sobre a AS em associação com a ZCAS (KOUSKY; CAVALCANTI, 1988). Um padrão de tripolo nordeste/sudeste/sul sobre a AS também foi identificado nos campos das anomalias de precipitação, temperatura e componente zonal do vento em altos níveis, mostrando consistência com os resultados encontrados por Vasconcellos (2008) para as anomalias de precipitação. No entanto, o tripolo encontrado neste trabalho mostra que este esteve localizado mais ao sul e apresentou sinais opostos. Um padrão de trem de ondas com configuração em

forma de arco semelhante a do PSA (MO; HIGGINS, 1998) nos campos das anomalias do vento meridional em 200 hPa, também foi identificado. Esse trem de ondas com número de onda zonal variando entre 4 e 6, parece mostrar influência sobre o tripolo localizado sobre a AS identificado nos campos de precipitação, temperatura do ar e vento zonal em altos níveis. O padrão no campo das anomalias do vento meridional e do vento zonal em 200 hPa mostrou uma estrutura semelhante as das ondas de Kelvin atuando sobre a região equatorial.

6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Aplicar a técnica dos períodos ativos e inativos do SMAS, utilizada no presente trabalho, para outras regiões de monção, e também analisar para outras variáveis que não foram utilizadas neste trabalho.

Analisar o comportamento das ondas de Kelvin e Rossby durante o SMAS, utilizando dados de ROL e componentes do vento. Assim como, utilizar outro método ou ferramenta, para a identificação dessas ondas equatoriais, como por exemplo, aplicar o filtro de Lanczos nos dados para reter apenas sinais dessas ondas equatoriais e assim aplicar a CSEOF nos dados filtrados.

Estudar sinais da OMJ utilizando os 10 índices da OMJ com base na análise EOF Estendidas da vorticidade potencial em 200 hPa, e o índice RMM (Real-time Multivariate MJO, em inglês) no estudo dessa oscilação.

Analisar a CSEOF durante o ciclo de vida do SMAS utilizando outras variáveis, tais como ROL, velocidade vertical, fluxo de umidade, etc.

Verificar se o modelo climático do CPTEC apresenta a evolução dos padrões apresentados nas Reanálises do NCEP.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMBRIZZI, T. ; SOUZA, E. B. ; PULWARTY, R. S . The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on the South American Seasonal Rainfall. In: HENRY F. DIAZ; RAYMOND S. BRADLEY. (Org.). **The hadley circulation: present, past and future**. 1 ed. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, v. 21, p. 203-235, 2004.
- BERBERY, E. H.; NOGUÉS-PAEGLE, J., HOREL, J. D. Wavelike Southern Hemisphere Extratropical Teleconnections. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.49, p.155-177, 1992.
- BONATTI, J. P.; RAUPP, C. F. M.; SILVA DIAS, P. L. **Evidência observacional de tripleto ressonante: um estudo de caso**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008, São Paulo. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2008. (INPE-15493-PRE/10221).
- CARVALHO, L. M. V., JONES, C. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in Tropical South América during the TRMM-LBA campaign. **Journal of Geophysical Research**, 29, 10.102/2001 JD000745, 2002.
- CARVALHO, L. M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: persistence, intensity, form, extreme precipitation and relationships with intraseasonal activity. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88-108, 2004.
- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Um estudo observacional sobre sistemas de bloqueio no Hemisfério Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2., 1982, Pelotas-RS. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet. 1982. v.2, p. 225-253,
- CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Precipitation anomalies in Southern Brazil and related changes in the atmospheric circulation. (In Portuguese). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, p. 83-90, 1986.
- CAVALCANTI, I. F. A. Teleconexões no Hemisfério Sul e suas influências na circulação da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1992, São Paulo - SP. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1992. papel. v. 1, p. 3-7.
- CAVALCANTI, I. F. A.; GRIMM, A.; BARROS, V. Variabilidade interanual da precipitação sobre a região sul/sudeste da América do Sul simulada pelo modelo de circulação global da atmosfera CPTEC/COLA. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA, 9., CONGRESSO ARGENTINO DE METEOROLOGIA, 8., 2001, Buenos Aires (AR). **Anales...** CD-Rom. (INPE-10602-PRE/6064), 2001.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. Climatology of South American cold fronts. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7., 2003, Wellington, New Zealand. **Proceedings...** Wellington, 2003.

CHAVES, R.R.; CAVALCANTI, I.F.A. Atmospheric features associated with rainfall variability over Southern Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, 129, 2614-2626, 2001.

CHELTON, D.B., SCHLAX, M.G., LYMAN, J.M., AND JOHNSON, G.C. Equatorially trapped Rossby waves in the presence of meridionally sheared baroclinic flow in the Pacific Ocean. **Progress in Oceanography**, v. 56, p. 323-380, 2003.

COELHO, M. S. **Estudo da estrutura vertical e horizontal da precipitação e da circulação atmosférica na região da ZCIT**. 158 p. (INPE-10287-TDI/906). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.

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

DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S., ANDRAE, U., BALMASEDA, M. A., BALSAMO, G., BAUER, P., BECHTOLD, P., BELJAARS, A. C. M., VAN DE BERG, L., BIDLOT, J., BORMANN, N., DELSOL, C., DRAGANI, R., FUENTES, M., GEER, A. J., HAIMBERGER, L., HEALY, S. B., HERSBACH, H., HÖLM, E. V., ISAKSEN, I., KÄLLBERG, P., KÖHLER, M., MATRICARDI, M., MCNALLY, A. P., MONGE-SANZ, B. M., MORCRETTE, J.-J., PARK, B.-K., PEUBEY, C., DE ROSNAY, P., TAVOLATO, C., THÉPAUT, J.-N. AND VITART, F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Q.J.R. Meteorol. Soc.**, 137: 553–597. doi: 10.1002/qj.828, 2011.

DELCROIX, T., PICAUT, J. AND ELDIN, G. Equatorial Kelvin and Rossby wave evidenced in the Pacific ocean through Geosat Sea level and surface current anomalies. **J. Geophys Res.**, 96, 3249–3262. 1991.

DRUMOND, A. R. M. **Anomalias de TSM no Hemisfério Sul e seu impacto na Monção Sul Americana**. Tese de Doutorado pelo IAG/USP, 94 p. 2005.

DUCHON, C. E. Lanczos filtering in one- and two dimensional. **Journal of Applied Meteorology**. v.18, pp.1016–1022, 1979.

DUNKERTON, T. J.; CRUM F. X. Eastward propagation ~ 2- to 15-day equatorial convection and its relation to the tropical intraseasonal oscillation. **J. Geophys. Res.**, 100, 25,781. 1995.

25,790, doi:10.1029/95JD02678.

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

FIGUEROA, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. (INPE-7121-TDI-672). 1999. Tese de Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 1999.

FIGUEROA, S.N.; SATYAMURTY, P.; E SILVA DIAS, P.L. Simulations of the Summer Circulation Over the South American Region with an ETA Coordinate Model. **J.A.S.**, 52, 1995.

- FREITAS, A. C. V. **Mudanças nas ondas quase-estacionárias em um cenário de aquecimento do clima.** 2011. 366 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/05.01.17.05-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.
- GAN, M.A. **Ciclogênese e ciclones sobre a América do Sul.** Tese (Doutorado em Meteorologia) - INPE, São José dos Campos, 1992. (INPE/5400-TDI/479).
- 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**, 17: 47–66, 2004.
- GAN, M. A., MOSCATI, M. C. L. Estação chuvosa de 2001/02 na região Centro-Oeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, n.2, p. 181-194. 2003.
- GAN, M. A. & RAO, V.B. The influence of the Andes Cordillera on Transient Disturbances. **Monthly Weather Review**, 122: 1141-1157. 1994.
- 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. 230 p. (sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/02.04.20.34-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010.
- GILL, A.E. Some simple solutions for heat induced tropical circulation. **Q. J. R. Met. Soc.**, 106: 447-462. 1980.
- GILLET, N. P.; KELL, T. D.; JONES, P. D. Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, Norwich, v. 33, p.1-4, L23704, DOI: 10.1029/2006GL027721. 2006.
- GRIMM, A. M., SIMONE E. T. FERRAZ, J. G. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **J. Climate**, 11, 2863–2880. 1998.
- GRIMM, A. M.; VERA, C.; MECHOSO, C.R. The South American monsoon system. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON MONSOON (IWM-III), 3., 2004, Hangzhou, China. **Proceedings...** Hangzhou, 2004. p. 111-129.
- HASTENRATH, S. **Climate and circulation of the tropics.** Atmospheric Sciences Library, Published by D. Reidel Publishing Company,. 455, 1985.
- HASTENRATH, S; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. **Quartely Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n.435, p. 77-92, 1977.
- HIGGINS, R. W.; SHI, W.; YAROSH, E.; JOYCE, R. **Improved united states precipitation quality control system and analysis.** Maryland: NCEP/Climate Prediction Center, 2000. 40 p. Atlas n. 7.
- HENDON, H.H.;SALBY, L. The life cycle of the Madden - Julian oscillation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, p. 2225- 2237, 1994.
- HERDIES, D.L.; SILVA, A.; SILVA DIAS, M.A.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 42/1-42/10, 2002.
- HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology.** 3. ed. San Diego: Academic Press, 1992.

- HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. 4. ed. San Diego: Academic Press, 2004.
- HUFFMAN, G. J. et al. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **J. Hydrometeor.**, v. 8, p. 38–55, 2007.
- JANOWIAK, J.; ARKIN, P. A.; MORRISSEY, M. An examination of the diurnal cycle in oceanic tropical rainfall using satellite and in situ data. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, p. 2296–2311, 1994.
- JONES, C.; CARVALHO, L. M.V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, p. 905–914, 2002.
- KALNAY, E., KANAMITSU, M., KISTLER, R. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 77, p. 437–471, 1996.
- KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J. S.; YANG, K.; HNILO, J. J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2), **Bull. American Meteorological Society**, v.83, p. 1631-1643, 2002.
- KAROLY, D. J. Southern hemisphere circulation features associated with El Niño – southern oscillation events. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1239-1252, 1989.
- KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Southern hemisphere blocking: A comparison between two indices. **Meteor. Atmos. Phys.**, v.42, p. 165-170, 1990.
- KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Sobre o monitoramento das oscilações intrasazonais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 7. P. 593-602, 1992.
- KAYANO, M. T.; KOUSKY, V.E. Intraseasonal (30-60 day) variability in the tropics: principal modes and their evolution. **Tellus**, v.51A, 373-386, 1999.
- KILADIS, G. N.; STRAUB, K. H.; HAERTEL, P. T. Zonal and vertical structure of the Madden–Julian oscillation. **J. Atmos. Sci.**, v. 62, p. 2790–2809, 2005.
- KILADIS, G. N.; WHEELER, M. Horizontal and vertical structure of observed tropospheric equatorial Rossby waves, **J. Geophys. Res.**, 100, 22,981–22,997, doi:10.1029/. 95JD02415. 1995.
- KILADIS, G. N., WHEELER, M. C., HAERTEL, P. T., STRAUB, K. H., ROUNDY, P. E. Convectively coupled equatorial waves. **Rev. Geophys.**, v. 47, RG2003, doi:10.1029/2008RG000266 , 2009.
- KIM, K.Y.; NORTH, G. R. EOFs of harmonizable cyclostationary processes, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 2416-2427, 1997.
- KIM, K.Y.; WU, O. A comparison study of EOF techniques: Analysis of nonstationary data with periodic statistics. **Journal of Climate. American Meteorological Society**. 1999.
- KISTLER, R., KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; DOOL, H.; JENNE, R.; FIORINO, M. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, n.02, p. 247-268, Feb 2001.

- KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, v. 70, p. 813–836, 1992.
- KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.3, p.217-231, 1988.
- KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I.F.A. Precipitation and atmospheric circulation anomaly patterns in the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 3, p.199-206, 1988.
- KOUSKY, V.E.; GAN, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, v. 33, p. 538-551, 1981.
- KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. Y. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. *Journal of Climate*, v. 7, p. 1131-1143, 1994.
- KRISHNAMURTHY, V.; SHUKLA, J. Intraseasonal and interannual variability of rainfall over India. *Journal of Climate*, v. 13, p. 4366–4377, 2000.
- KRISHNAMURTHY V.; SHUKLA, J. Intraseasonal and seasonally persisting patterns of Indian monsoon rainfall. *Journal of Climate*. V. 20, p. 3–20, 2007.
- KRISHNAMURTHY V.; SHUKLA, J. Seasonal persistence and propagation of intraseasonal patterns over the Indian monsoon region. *Climate Dynamics*, v. 30, n. 4p. 353, 2008.
- KULLGREN K. **An investigation on the physical mechanisms and variability of the australian summer monsoon**. Thesis for the degree Master of Meteorology. Florida State University. 2006 .
- LIEBMANN, B.; SMITH, C. A. Description of a complete (interpolated) outgoing long wave radiation dataset. *Bull. American Meteorological Society*, v. 77, p. 1275-1277, 1996.
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G.N.; MARENGO, J.A.; AMBRIZZI, T. Sub monthly convective variability over South America and South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, v. 12, p. 1877-1891, 1999.
- LIM, Y. K. **Diagnosis of the Asian summer monsoon variability and the climate prediction of monsoon precipitation via physical decomposition**. Dissertation for the degree Doctor of Meteorology. Florida State University. 2004.
- LIMA, M. C. **Manutenção da circulação atmosférica sobre a América do Sul**. Tese de Doutorado. INPE. 222 p. (INPE-6646-TDI/623). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Sao Jose dos Campos, 1996. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.29.05.53.57>>. Acesso em: 02 maio 2013.
- MADDEN, R. A. Seasonal variations of the 40-50 day oscillation in the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 43, p. 3138-3158, 1986.
- 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, 1971.

- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. 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, 1972.
- MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40–50-day tropical oscillation: A review. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 814–837, 1994.
- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, p. 833-852, 2001.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP/NCAR reanalyses. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2261-2280, 2004.
- MARSHALL, G. J. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, 16, 4134-4143. 2003.
- MARTON, E. **Oscilações intrasazonais associadas à Zona de Convergência do Atlântico Sul no Sudeste Brasileiro**. Tese de Doutorado em Meteorologia, IAG/USP, São Paulo(SP). 2000.
- MATSUNO, T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area, **J. Meteorol. Soc. Jpn.**, 44, 25–43. 1966.
- MECHOSO, C.R.; ROBERTSON, A. W.; ROPELEWSKI, C. F. GRIMM, A. M. The American Monsoon Systems. In: INTERNATIONAL WORKSHOP ON MONSOON (IWM-III), 3., 2004, Hangzhou, China. **Proceedings...** Hangzhou, 2004. p. 89-98, 2-6 Nov 2004.
- MENDES, D. **Regimes de circulação no Atlântico Sul e sua relação com a localização e intensidade de sistemas activos e com o balanço de vapor na região**. 155 p. Tese (Doutorado em Física) – Meteorologia. Universidade de Lisboa, Lisboa, 2006.
- MO, K. C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.44, p.877-901, 1987.
- MUZA, M. N.; CARVALHO, L. M. V. Variabilidade intrassazonal e interanual dos extremos de precipitação nos trópicos e subtropicais durante o verão austral.. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2004.
- MUZA, M. N., E CARVALHO, L. M. V. Variabilidade intrassazonal e interanual de extremos na precipitação sobre o centro-sul da Amazônia durante o verão austral. **Revista Brasileira de Meteorologia**. v.21. n.3a, p. 29-41, 2006.
- MO, K. C.; HIGGINS, R. W. The Pacific-South American Modes and Tropical Convection during the Southern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v.126, p.1581-1596, 1998.
- MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. **Meteorology: the atmosphere and the science of weather**. Minneapolis: Burgess Publishing, 1986. 502p.
- MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S.O. Dinâmica das chuvas no Nordeste Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., Rio de Janeiro, 2000. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2000. (CD-ROM).

- MÜLLER G.V., AMBRIZZI T. Rossby wave propagation and its relationship with severe frosts over South America. **Clivar Exchanges**. v11, n. 3, p. 18-20, 2006.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MECHOSO, C.R.; FU, R., BERBERY, E.H.; CHAO, W.C.; CHEN, T.; COOK, K.; DIAZ, A.F.; ENFIELD, D.; FERREIRA, R.; GRIMM, A.M.; KOUSKY, V.E.; LIEBMANN, B.; MARENGO, J.; MO, K.; NEELIN, J.D.; PAEGLE, J.; ROBERTSON, A.W.; SETH, A.; VERA, C.S.; ZHOU, J. Progress in pan american CLIVAR research: understanding the South American monsoon. **Meteorologica**, v. 27, p. 1-30, 2002.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during Summer, **Monthly Weather Review**, p. 125, p. 279-291, 1997.
- NORTH, G.R.; BELL, T.L.; CAHALAN, R.F.; MOENG, F.J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal function. **Monthly Weather Review**, v.110, pp. 699-706, 1982.
- OBREGON, G. O. P. **Teleconexoes no campo de vorticidade relativa durante o verao de 1979/80 do Hemisferio Sul**. 101 p. (INPE-5308-TDI/458). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1991.
- PAEGLE, J.N., BYERLE, L.A., MO, K. C. Intraseasonal modulation of south American summer precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 837-850, 2000.
- PANOFSKY, H. A.; BRIER, G. W. Some applications of statistics to meteorology. Penna: University Park, PA. 1968. 224p.
- POLO, I.; LAZAR A.; RODRIGUEZ-FONSECA, B.; ARNAULT S.. Oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability : 1. Kelvin wave characterization. **Journal of Geophysical Research - Oceans**, v. 113 n. C7, 2008. ISSN 0148-0227. RAIA, A. S. **Ciclo de vida do sistema de monção da América do Sul: observação e simulação**. 262 p. (INPE-16575-TDI/1567). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Raia, A.;
- RAIA, A. S.; CAVALCANTI, I.F.A. The Life Cycle of the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 21, p. 6227–6246, 2008.
- RAMAGE, C. S. **Monsoon Meteorology**. New York: Academic Press, 1971. 295p.
- RAMIREZ, M.C.V.; KAYANO, M.T.; FERREIRA, N.J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmosfera**, v.12, p.75-88, 1999.
- RAO, V.B.; CAVALCANTI, I.F.A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 23539-26551, 1996.
- ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and decadal cycles in river flows of Southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2570-2581, 1998.
- RUI, H.; E WANG, B. Development characteristics and dynamics structure of tropical intraseasonal convection anomalies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, p. 357- 379, 1990.

- SCHNEIDER, M. A **intrassazonalidade nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil durante os meses de inverno**. 150 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo. 2004.
- SCHRECK, C. J. III.; MOLINARI, J. Tropical cyclogenesis associated with Kelvin waves and the Madden-Julian Oscillation. **Mon. Wea. Rev.**, v.139, p. 2723-2734, 2011.
- SEO, K.H., E KIM, K.Y. Propagation and initiation mechanisms of the Madden-Julian oscillation. **Journal of Geophysical Research**, v.108, p. 4384, 2003.
- SILVA D. P.L.; CAPLAN, P.; KOUSKY, V.E. As chuvas intensas de fevereiro de 1988: circulação global e previsibilidade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 5., 2010, Florianópolis. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1988.
- SILVA, A. E.; CARVALHO. L. M. V. Large-scale index for South America Monsoon (LISAM). **Atmospheric Science Letters**, v. 8, p. 51–57, 2007. DOI: 10.1002/asl.150.
- SOUZA, E.B. **Variabilidade pluviométrica intrassazonal sobre a Amazônia e Nordeste brasileiro durante o outono austral**: mecanismos atmosféricos de baixa e alta frequência. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, São Paulo, 2003. 131p,
- SOUZA, E.B.; AMBRIZZI, T. Modulation of the Intraseasonal rainfall over Tropical Brazil by the Madden-Julian Oscillation. **International Journal of Climatology**, Inglaterra, v. 26, n. 11, p. 1759-1776, 2006.
- STRAUB, K. H., KILADIS, G. N., AND CIESIELSKI, P. E. The role of equatorial waves in the onset of the South China Sea summer monsoon and the demise of El Niño during 1998, **Dyn. Atmos. Oceans**, 42, 216–238, doi:10.1016/j.dynatmoce.2006.02.005, 2006.
- TAKAHASHI, H. et al. Signatures of ultra fast Kelvin waves in the equatorial middle atmosphere and ionosphere. **Geophysical Research Letters.**, v.37, p.L11108, 2007.
- TAKAYABU, Y. N., IGUCHI, T., KACHI M., SHIBATA, A. AND KANZAWA, H. Abrupt termination of the 1997–98 El Niño in response to a Madden-Julian oscillation, **Nature**, 402, 279–282, doi:10.1038/46254. 1999.
- TAPLEY, B. D., CHAMBER, D. P., SHUM, C. K., EANES, R. J., RIES, J. C.; STEWART, R. H. Accuracy assessment of the large-scale dynamic ocean topography from TOPEX/POSEIDON altimetry. **J. Geophys. Res.**, v. 99, p. 24605–24617, 1994.
- UVO, C. R. 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. 07, p. 34 – 40, 1989.
- VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; LETTENMAIER, D.D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C.R.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P.L.; ZHANG, C. A unified view of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate – Special Section**, v.19, p. 4977-5000, 2006.
- VASCONCELLOS, F. C. **Variabilidade atmosférica associada a casos extremos de precipitação na Região Sudeste do Brasil**. 141p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

- VENTRICE, M. J. **Convectively-coupled Kelvin waves over the tropical Atlantic and African regions and their influence on Atlantic tropical cyclogenesis**. Ph. D. Dissertation, University at Albany, Albany, New York, 2012.
- VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v.109, p. 599-610, 1981.
- WALLACE, J. M., E KOUSKY, V. E. Observational evidence of Kelvin waves in the Tropical stratosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 25, p. 900–907, 1968.
- WEBSTER, P. J. The elementary monsoon. In: FEIN, J. S.; STEPHENS, P.L. (eds).. **Monsoon**. Washington, DC: National Science Foundation, 1987. cap. 1, p. 3-32.
- WEBSTER, P.J.; MAGANA, V.O.; PALMER, T.N.; SHUKLA, J.; TOMAS, R.A.; YANAI, M.; YASUNARI, T. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C7, June 28, p. 14451-14510, 1998.
- WHEELER, M.; E KILADIS, G. N. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, p. 374–399, 1999.
- WHEELER, M.; KILADIS, G. N.; WEBSTER, P. J. Large-scale dynamical fields associated with convectively coupled equatorial waves, **J. Atmos. Sci.**, 57, 613–640, doi:10.1175/1520-0469(2000)057<0613:LSDFAW>2.0.CO;2. 2000.
- XIE, P.; ARKIN, P. A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. Bull. **American Meteorological Society**. V. 78, p. 2539-2558, 1997.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020–1040, 1998.

APÊNDICE A

DIAGRAMAS DAS ANOMALIAS DE ROL NÃO FILTRADAS E FILTRADAS

Na construção dos diagramas das anomalias de ROL não filtradas e filtradas para ondas de Kelvin, Rossby equatorial e a OMJ com média entre as latitudes 0°-10°S foram utilizados o conjunto de dados de Reanálises ERA-Interim do Centro Europeu de Previsão do Tempo a Médio Prazo (ECMWF, em inglês) para investigar as diferentes evoluções sinóticas nos casos de ciclogênese tropical e na análise dos compostos das ondas de Kelvin convectivamente acopladas (DEE et al. 2010). Este conjunto de dados abrange o período de 1989 até o presente, e apresenta 1.5° de resolução horizontal. Informações de chuva tropical foram fornecidas pelos dados de precipitação obtidos do satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission, em inglês). Este conjunto de dados está disponível a partir de 1998 até o presente, de 3 em 3 horas e com uma grade de 0,25 ° em latitude e longitude (SCHRECK et al. 2011; HUFFMAN et al. 2007). Maiores detalhes sobre os dados utilizados para o cálculo dos compostos dessas anomalias podem ser encontrados em Ventrice (2012).

Para os compostos das ondas de Kelvin convectivamente acopladas, foi aplicada a filtragem nos dados das médias diárias de ROL interpolados e com uma resolução de 2,5°lat x 2,5°lon para o período de 1989 a 2008 (LIEBMANN; SMITH, 1996), em número de onda e frequência conforme a metodologia de Wheeler e Kiladis (1999). A filtragem dessas ondas foi realizada no intervalo de 2,5-20 dias e para números de onda de 1-14 com propagação para leste. Esse filtro foi forçado pelas curvas de dispersão das ondas de Kelvin para profundidades equivalentes de 8-90 metros (Ver WHEELER; KILADIS (1999) para detalhes adicionais). Uma série temporal chamada de índice CCKW (ondas de Kelvin convectivamente acopladas, em inglês), foi desenvolvida com base no ponto de grade selecionado sobre o Atlântico tropical leste (10° N, 15° W). Este índice é composto por todos os dias em que a anomalia mínima negativa de ROL filtrada em Kelvin era menor do que -1,5 desvios-padrão em magnitude, durante os anos entre 1989-2009, sobre o ponto de grade selecionado sobre o Atlântico Tropical leste (10° N, 15° W).

Para reter apenas os sinais de propagação para oeste, relacionados as ondas de Rossby equatoriais, os dados de ROL foram filtrados no espaço-tempo seguindo a metodologia de Wheeler e Kiladis (1999), na onda de domínio frequência e número de onda para reter apenas os coeficientes espectrais dentro de um intervalo específico correspondendo aos picos espectrais associados com um determinado modo. No caso das ondas de Rossby equatoriais, os dados de ROL foram filtrados para os sinais de propagação para oeste, apresentando número de onda de 1 a 10 e para o intervalo de tempo de 10 a 48 dias. Esse filtro foi forçado pelas curvas de dispersão das ondas de Rossby equatoriais para profundidades equivalentes a 90 metros.

Para as análises da OMJ, um índice é obtido como a mesma metodologia utilizada para as ondas equatoriais de Kelvin e Rossby (WHEELER; KILADIS, 1999), filtrando os dados de ROL no espaço e no tempo para reter apenas sinais de propagação para leste, com números de onda de até 9 e com período entre 30 e 96 dias (Ventrice, 2012).

**ANEXO A - ARTIGO PUBLICADO NO PERIÓDICO *ATMOSPHERIC
SCIENCE LETTERS***

INTITULADO:

INTRASEASONAL VARIABILITY IN THE SOUTH AMERICAN MONSOON

Solange Aragão Ferreira

e

Manoel Alonso Gan

*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
São José dos Campos, São Paulo, Brasil*

Intraseasonal variability in the South American monsoon system

Solange Aragão Ferreira* and Manoel Alonso Gan

National Institute for Space Research (INPE), Center for Weather Forecast and Climate Studies (CPTEC), São José dos Campos, SP, Brazil

*Correspondence to:

Solange Aragão Ferreira,
National Institute for Space
Research - INPE, Meteorology,
Av. dos Astronautas, 1.758, Jd.
Granja, São José dos Campos,
São Paulo, 12227-010, Brazil.
E-mail: solange.af@gmail.com

Abstract

The active and break periods of the South America monsoon system (SAMS) were determined based on a monsoon rainfall index (MRI) for the three wettest months. The precipitation composite for active cases shows a pattern similar to the average summer rainfall. The wind circulation composite presents a strong northwesterly flow from the western Amazon to southeastern Brazil. During the active (break) periods, an intense (weak) moisture flux convergence occurs over the Amazon basin, southeastern and central-western Brazil. The intense moisture convergence over these regions during the active periods is a typical feature of the South Atlantic convergence zone (SACZ) system. Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

Keywords: intraseasonal variability; South America; precipitation; monsoon

Received: 5 August 2010
Revised: 20 December 2010
Accepted: 20 December 2010

1. Introduction

The annual precipitation cycle over most of South America (SA) shows a maximum during the summer months and a minimum during the winter months, characterizing the South America monsoon system (SAMS) (Zhou and Lau, 1998; Gan *et al.*, 2004). The SAMS onset occurs during the spring season (September), when convection increases over the northwestern Amazon. The convection propagates southeastward and reaches central-western and southeastern Brazil in mid-October (Marengo *et al.*, 2001; Zhou and Lau, 1998; Gan *et al.*, 2004). The precipitation maximum occurs during the summer months (December, January and February – DJF) and is associated with an increase of deep convection over most of tropical SA. The rainy season is associated with intraseasonal variability of periods of intense or weak precipitation, which are called active and break periods of the monsoon, respectively. This intraseasonal variability is, in some cases, strongly associated with the convective activity in the South Atlantic convergence zone (SACZ). This contributes to a prolonged active period over the region in which this system is acting (Herdies *et al.*, 2002). On the other hand, in periods when the SACZ is not present, rain shortages may occur, characterizing a break period (Herdies *et al.*, 2002). Enhanced precipitation over the SACZ region normally is accompanied by decreased rainfall in the subtropical latitudes of SA, while the opposite phase is associated with an increased southward moisture flux from the Amazon region and increased rainfall in the subtropical regions (Casarin and Kousky, 1986; Nogués-Paegle and Mo, 1997). This intraseasonal variability is caused by changes in the atmospheric circulation, mainly in the moisture transport from the

Amazon region to the monsoon region. Herdies *et al.* (2002) studied the moisture budget over several areas of tropical and subtropical SA during periods characterized by the presence of the SACZ and no-SACZ and verified that during the SACZ (no-SACZ) events, strong (weak) moisture convergence is observed over the Amazon basin, with divergence (convergence) over southwestern Brazil, northern Argentina and Paraguay. They also showed that during the active phase of the SACZ there is a confluence of moisture flux from the Atlantic Ocean with the northwesterly moisture flux coming from the Amazon region, forming a strong moisture convergence over the Amazon basin, central-eastern and southeastern Brazil.

Jones and Carvalho (2002) studied the intraseasonal variability of the low-level wind circulation during active and break periods of the SAMS. Their results showed that westerly wind anomalies in the low-level circulation were associated with active monsoon periods, while easterly wind anomalies were associated with break periods. An explanation for this result is that the easterly wind anomalies, observed in the rainy season, represent a reduction of moisture flux coming from the Amazon region, which feeds convection in the direction of southeastern Brazil. The opposite situation is observed when westerly wind anomalies are present (Herdies *et al.*, 2002; Jones and Carvalho, 2002; Gan *et al.*, 2004).

Gan *et al.* (2004) emphasized that the active (break) periods in central-western Brazil are also associated with negative (positive) sea level pressure anomalies, low-level cyclonic (anticyclonic) circulation anomalies and high-level anticyclonic (cyclonic) circulation anomalies.

The space–time characteristics of precipitation associated with the monsoon during the summer months

depend on the intraseasonal scale mechanisms, as was previously seen in several studies. As a result, these mechanisms can affect the precipitation distribution characteristics during monsoon active and break periods over central-western and southeastern Brazil. Therefore, the precipitation distribution over the SAMS region during active and break periods is an important issue to be understood, because it directly affects certain economic sectors, such as agriculture and hydrological resources management, mainly over southeastern Brazil, which is the region in Brazil with the highest population density. The aim of this study is to identify the break and active periods of the SAMS for 30 summers (1978–1979 to 2007–2008) using an index, and also to analyze the atmospheric conditions for these periods, because we intend to better understand how the atmospheric behavior associated with the intraseasonal variability affects the active and break periods of the SAMS.

2. Data and methodology

The datasets used in this study for the summers from 1978–1979 to 2007–2008 are as follows:

- Daily averaged fields of zonal and meridional wind components, sea level pressure and specific humidity on a 2.5° latitude \times 2.5° longitude grid from the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis (Kalnay *et al.*, 1996).
- Daily precipitation analysis for SA, obtained from the Climate Prediction Center (CPC) (Higgins *et al.*, 2000). The data are analyzed on a 1° latitude \times 1° longitude grid.

The domain of the study is 10°N – 40°S and 20°W – 120°W . This region is affected by atmospheric circulation patterns in the upper and lower troposphere on intraseasonal time scales and by transient

weather systems (Liebmann *et al.*, 1999; Gan *et al.*, 2004; Mechoso *et al.*, 2004).

The identification of active and break periods was made using an index based on daily precipitation anomalies. We calculated average precipitation (P) in the area between latitudes 10° – 20°S and longitudes 50° – 60°W (see Figure 1 from Gan *et al.*, 2004) for the wettest months, i.e. DJF, for the period from 1979 to 2008. This area was chosen because it is the core region of the SAMS (Gan *et al.*, 2004). The daily precipitation anomalies, defined as the monsoon rainfall index (MRI), were determined by removing the daily average precipitation climatology in the study area from P. The criterion used to identify the active (break) periods was the same used by Krishnamurthy and Shukla (2000, 2007, 2008) for the Indian region, and is defined as when the MRI index is one-half standard deviation above (below) the daily mean precipitation for at least 5 consecutive days. We used standard deviation instead of percentile, because we are working with daily precipitation anomalies instead of precipitation, and because the precipitation anomaly series is not skewed as the precipitation series. The threshold of 5 days was chosen in order to eliminate the high frequency variability associated with transient systems. Since the active and break periods are no longer than 30 days, intraseasonal variability is defined in this study as a variability of between 5 and 30 days.

Composites of precipitation, wind and sea level pressure anomalies and vertically integrated moisture flux and moisture flux divergence were computed for active and break periods with 5 days of duration. We decided to select only the 5-day duration cases for computing the composites because there are more cases and the numbers of active and break cases are similar. In addition, the long duration events can be associated with other atmospheric conditions. The aim of these composites is to identify the characteristics of precipitation and atmospheric circulation at low and

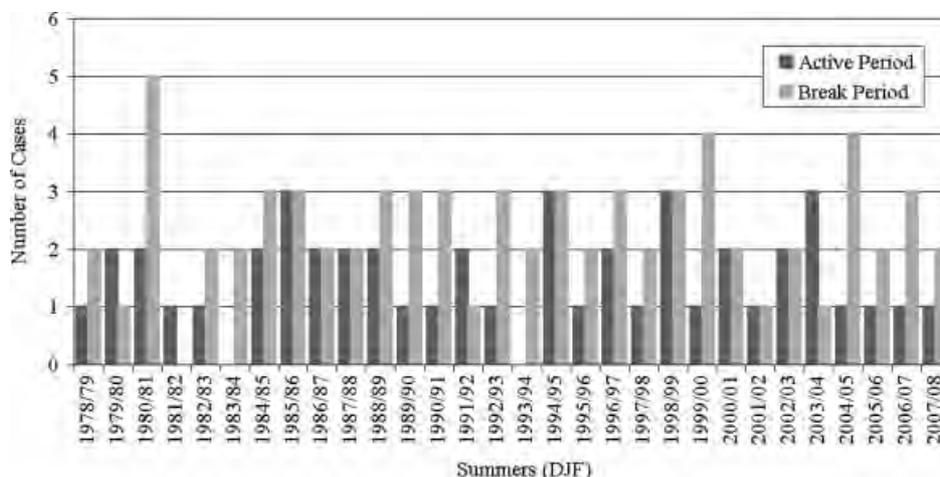


Figure 1. Number of monsoon active and break periods (10° – 20°S , 50° – 60°W) during DJF for the summers 1978–1979 to 2007–2008.

high levels which accompany the occurrence of these two periods.

Since the active and break periods are originated by convective or dynamic mechanisms, it is also possible to define them using indices based on other variables (refer Jones and Carvalho, 2002; Gan *et al.*, 2004). However, due to the nature of the propagation of intraseasonal variations, the active and break periods occur at different times in different locations over the larger monsoon region (Jones and Carvalho, 2002).

The statistical significances of the composites were determined to a 95% confidence level using the Student's *t*-test. More information about this test is found in Panofsky and Brier (1968).

3. Results

The number of cases identified for the SAMS active and break periods that occurred between the summers of 1978–1979 and 2007–2008 are shown in Figure 1. Active and break events of SAMS are present in most summers, except for the summers of 1983–1984 and 1993–1994 when there was not even one active episode, and during the summer of 1981–1982, when no break cases were observed. During the period of study (30 years), we identified more break (71) than active (46) cases, with a maximum of five break cases in the summer of 1980–1981. The highest number of active periods occurred in the summers of 1985–1986, 1994–1995, 1998–1999 and 2003–2004, with a total of three cases in each summer. Separated into periods of 10 years, it can be seen in Figure 1 that between 1978–1979 and 1987–1988 there were 22 break and 16 active cases, in the summers from 1988–1989 to 1997–1998, 25 break and 14 active cases, and from 1998–1999 to 2007–2008, 24 break and 16 active periods. This result does not show a significant trend in the occurrence of active or break periods in the 30 years studied.

Although the number of active and break cases is higher for break than active cases, in January two more active than break cases were observed. This is due to the rainfall maximum that normally occurs in January in the study region (Gan *et al.*, 2004).

The duration of active and break periods during the summer SAMS showed that among the 71 break cases identified, 23 (32%) lasted 5 days and 34 cases (48%) lasted between 6 and 7 days (figure not shown). Some cases persisted for a period longer than 10 days, with one case lasting 17 days. Although the active period has a higher percentage (43% of 46 cases) of events with a duration of 5 days, only 30% of the cases continued for 7–10 days and no case was observed with a duration of more than 10 days.

With regard to interannual variability, these results did not show a clear relationship between active and break periods and the El Niño Southern Oscillation (ENSO). For active events, up to four cases were observed in an ENSO-neutral year (maximum in 2004)

and a maximum of three cases during the 1986 El Niño and the 1985 La Niña. For break events, a maximum of five cases were observed in the ENSO-neutral year 1990 and during the 2000 La Niña. Analyzing the trends of break and active events, we did not see a significant trend for either.

Composite fields were constructed to identify the atmospheric circulation characteristics for active and break periods that occurred in central-western Brazil during the three wettest months of the rainy season (DJF). In this study, we found a total of 46 active cases during the 30-year period; we selected the 20 events that had a 5-day duration to build the composite fields. For break periods, we selected 23 cases with a 5-day duration. The Student's *t*-test was applied to each composite to evaluate the statistical significance. Only anomalies that were statistically significant at the 95% level are shaded.

The mean precipitation composite for the active monsoon period (figure not shown) shows a pattern similar to the summer mean precipitation, with a maximum over Mato Grosso State (central Brazil), which extends from southern Amazon to southeastern Brazil. These maximum values, exceeding 16 mm.d^{-1} over some areas of central-western Brazil, are associated with the SACZ (Kodama, 1992). Another precipitation maximum is observed over northern Amapá State and a minimum is seen over northeastern Brazil.

The sea level pressure (SLP) composite (figure not shown) shows a low pressure center (Chaco Low) over Paraguay, Bolivia and a trough extending to southeastern Brazil. In the 850 hPa wind composite (figure not shown), a cyclonic circulation centered on the border between Paraguay and Brazil and a strong northwesterly flow extending from the western Amazon to southeastern Brazil are present. In upper levels (figure not shown), there is an anticyclonic circulation centered over Bolivia (Bolivian High), intense subtropical westerly winds to the south of this center and a cyclonic circulation over the west of the South Atlantic Ocean. Similar results were found by Gan *et al.* (2004) for the 30 wettest days in January for the years from 1979 to 1987.

The mean rainfall composite for the SAMS break cases (figure not shown) also shows three maxima, one with values greater than 10 mm.d^{-1} over western Amazon, the second with values higher than 9 mm.d^{-1} in some parts of southern Brazil and northern Argentina and the last one in the northeastern Amazon. Over central-western Brazil, there is a minimum with values lower than 4 mm.d^{-1} . In the SLP composite, the Chaco Low is observed over Paraguay and northern Argentina slightly further south than in the active events and a trough is seen extending from the Chaco Low to the state of Rio Grande do Sul. A ridge over the Paraná and São Paulo states is also observed. The main difference in the 850-hPa wind circulation between active and break periods (figure not shown) is associated with the flow along the eastern slopes of the Andes. Differently from the active

periods, when it turns to central-western Brazil, in the break composite it propagates to northern Argentina. In the upper levels, the anticyclonic circulation appears over central SA, with a center over Bolivia, located south of the active cases. These results are consistent with those found in the Gan *et al.* (2004) study for the 30 driest days in January for the years from 1979 to 1987.

The composite fields for vertically integrated moisture flux and moisture flux divergence for active periods (Figure 2(a)) show an intense moisture flux from the Amazon region (often associated with the low-level jet) and another from the South Atlantic associated with the South Atlantic subtropical high. The confluence of these two fluxes contributes to form a moisture flux convergence over the Amazon basin and southeastern and central-western Brazil. This convergence extends to the adjacent South Atlantic Ocean, with typical SACZ features. A divergence region can be observed over northern Argentina and western Paraguay. The moisture convergence over southeastern and central-western Brazil and the divergence over northern Argentina are associated with an intense cyclonic circulation, known as the Chaco Low. Most of these regions have statistical significance.

Differently from the active composite, the break case composite (Figure 2(b)) is characterized by weak moisture fluxes from the Amazon region and South Atlantic Ocean. Consequently, less intense moisture flux convergence over the Amazon, southeastern and central-western Brazil is observed. In this case, the low-level jet moving toward northern Argentina is more intense and a weak anticyclonic circulation is observed over central SA.

Similar results were found by Herdies *et al.* (2002) when the atmospheric circulation characteristics during the SACZ (active periods) and no-SACZ (break periods) events were studied. According to these authors, the occurrence of westerly winds over the central Amazon is associated with a more active SACZ that presents divergence in southern Brazil, northern Argentina and Paraguay. This implies the absence of low-level jets. When easterly winds are dominant in

central Amazon, the SACZ is not present and there is an increase of moisture convergence over the subtropics. In this case, the low-level jet is more intense and moisture transport is toward southwestern SA.

The anomaly composites of active periods for precipitation and wind at 850 and 200 hPa are shown in Figure 3. Positive rainfall anomalies (Figure 3(a)) are found over large portions of Brazil, with values up to 7 mm.d^{-1} over central-western Brazil, showing that the study region is representative of a larger region. Negative SLP anomalies (figure not shown) and an anomalous low-level cyclonic circulation (Figure 3(b)) are observed over Mato Grosso do Sul and southern Mato Grosso states and part of eastern Bolivia. Meanwhile, a positive SLP anomaly is found over Espírito Santo and Rio de Janeiro states, the eastern sector of southern Brazil, Uruguay and most of Argentina, associated with the South Atlantic subtropical high. The anomalous SLP gradient between central-western Brazil and Argentina generates anomalous 850-hPa southeasterly winds over northeastern Argentina, northern Paraguay and Bolivia. Anomalous low-level northwesterly winds are also found from the western Amazon basin to central Brazil and anomalous northeasterly winds are seen over southeastern Brazil. In the upper levels (Figure 3(c)), an anomalous anticyclonic circulation, centered at $55^\circ\text{W}-10^\circ\text{S}$, dominates the tropical region of Brazil. Further south, we also see an anomalous cyclonic circulation over southern Brazil, northeastern Argentina and Paraguay, centered at $57^\circ\text{W}-27^\circ\text{S}$.

The anomaly composites for break periods (Figure 4) show almost opposite features from those described for active periods. Negative precipitation anomalies (Figure 4(a)) are found over central Brazil, with values lower than -5 mm.d^{-1} in this region. Positive SLP anomalies (figure not shown) and an anomalous 850-hPa anticyclonic circulation (Figure 4(b)) are found over southern, southeastern and central-western Brazil, while further south, negative SLP anomalies are observed over Argentina. The anomalous pressure

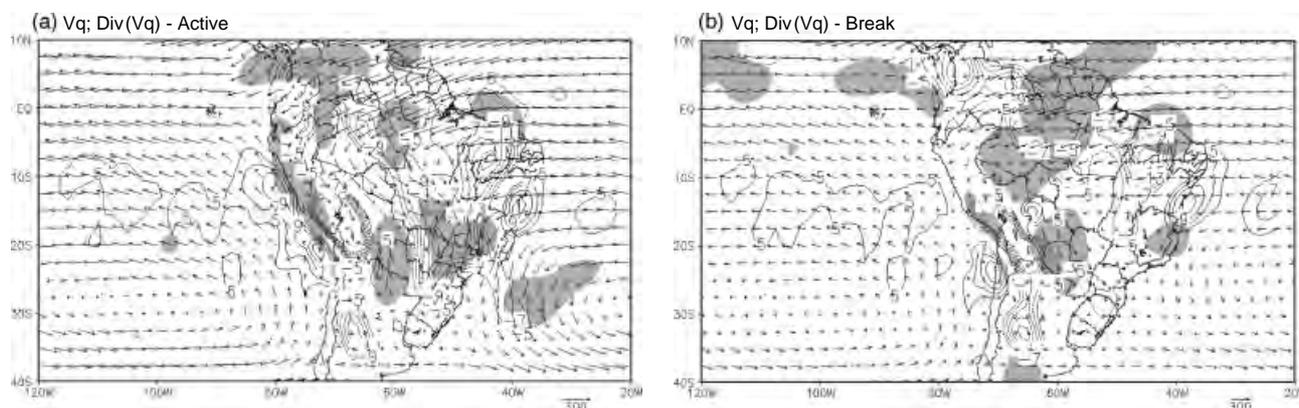


Figure 2. Composite mean of vertically integrated moisture flux (Vq) (vectors; $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$) and Vq divergence of Vq (shading; mm d^{-1}) for (a) active and (b) break cases.

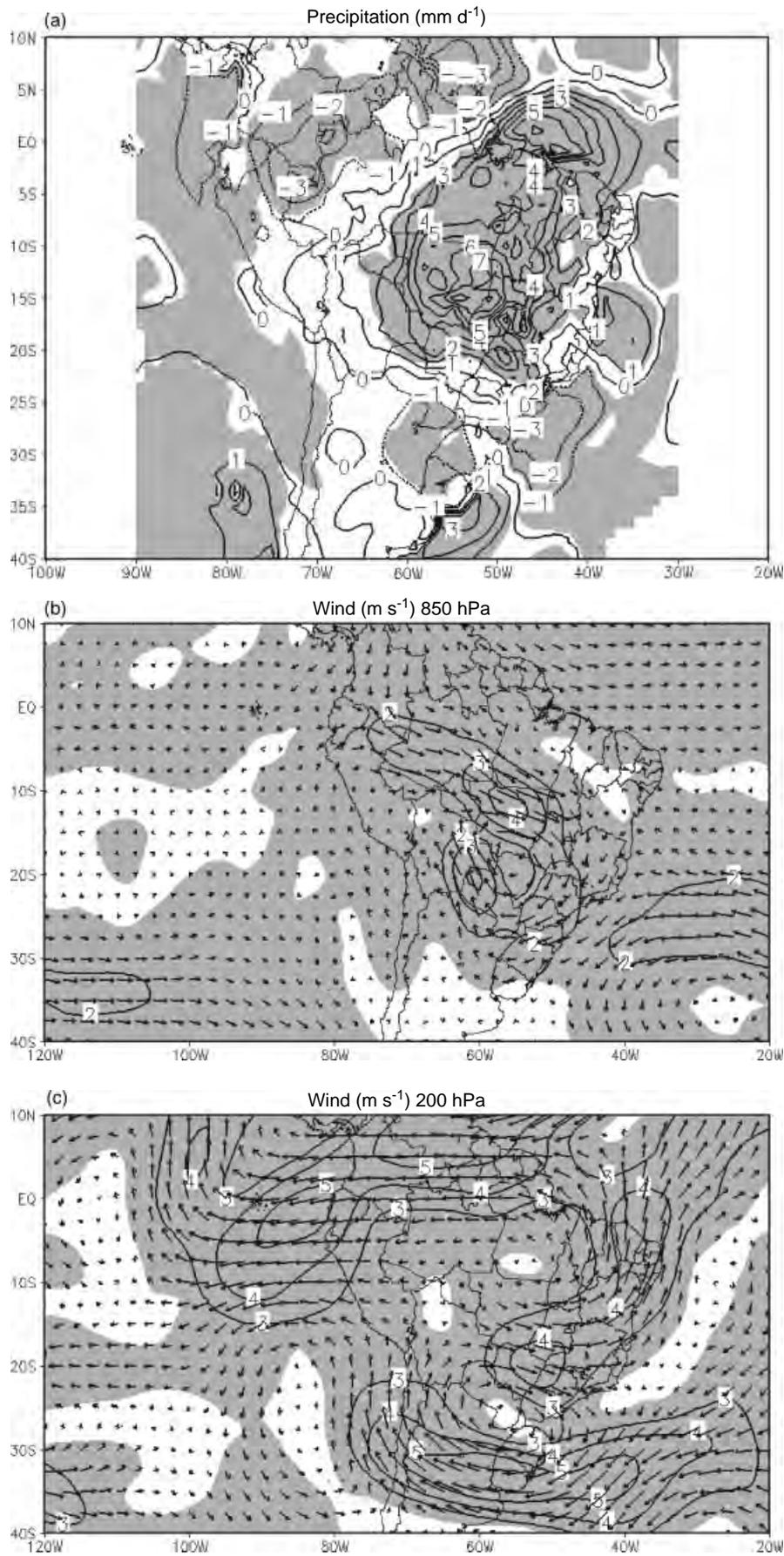


Figure 3. Composites of anomalous (a) precipitation (mm d^{-1}), wind vectors (m s^{-1}) and wind speeds (contour) at (b) 850 hPa and (c) 200 hPa for the active monsoon cases. Shading indicates statistical significance at the 95% confidence level.

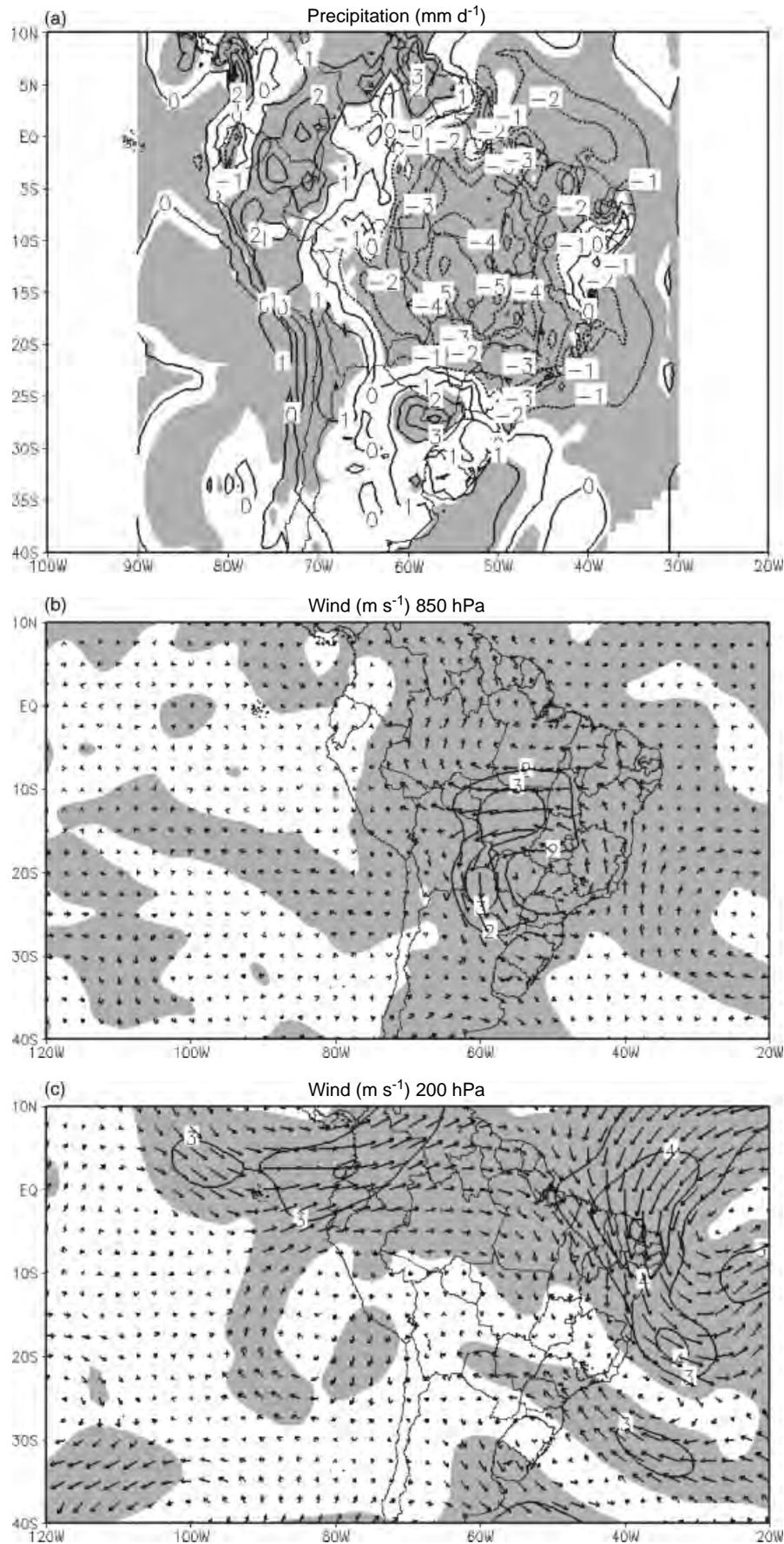


Figure 4. Composites of anomalous (a) precipitation (mm d^{-1}), vector wind (m s^{-1}) and wind speeds (contour) at (b) 850 hPa and (c) 200 hPa for the monsoon break cases. Shading indicates statistical significance at the 95% confidence level.

gradient between southern Brazil and Argentina intensifies the anomalous westerly and northwesterly winds at 850 hPa over northeastern Argentina, Paraguay, Uruguay and southern Brazil. These anomalies may be associated with anomalous low-level jets. Anomalous low-level easterly winds over central-western Brazil are present to the west of 45°W. In the upper levels (Figure 4(c)), an anomalous cyclonic circulation dominates the central region of SA. Further south, an anomalous anticyclonic circulation is visible over southern Brazil and northern Argentina. Similar results were observed by Gan *et al.* (2004) for the 30 drier days of January for the years from 1979 to 1987.

4. Conclusions

This study presents an analysis of the intraseasonal variability in the SAMS. The active and break periods were identified using an MRI based on daily precipitation anomalies. Applying this index, we found a total of 71 break periods, 23 of which had a duration of 5 days. These cases occurred mainly in December and February. Fewer active periods occurred, just 46 cases, 20 of which had a duration of 5 days. Since the maximum rainfall usually occurs in January in central-western Brazil, this month presented a comparable number of active and break cases. The interannual variability did not show a significant trend for either active or break periods, nor a clear relationship of active and break periods with the ENSO.

The composite fields for active periods showed that during these periods, the precipitation was associated with low-level northwesterly wind convergence over central-western Brazil, which showed a similar configuration for periods when the SACZ is more active (Herdies *et al.*, 2002). The moisture flux composite shows a more intense convergence region over the Amazon basin and southeastern and central Brazil. This convergence extends to the adjacent South Atlantic Ocean, with a feature similar to the SACZ. Moisture flux divergence observed over eastern Brazil, northern and northeastern Argentina and northern Paraguay may be associated with the weakening of the low-level jets.

During the break period, 850 hPa northwesterly winds associated with the low-level jet were intensified over Bolivia and Paraguay, whereas over central-western Brazil a weak moisture flux convergence was present. These results are consistent with the results of Herdies *et al.* (2002) for no-SACZ events. In his study, Herdies *et al.* showed that during the occurrence of westerly winds over the central Amazon, a very active SACZ is present, associated with moisture flux divergence over southern Brazil, northern Argentina and Paraguay, implying the absence of low-level jets. However, during the occurrence of easterly winds over central Amazon, the SACZ was not observed, and the moisture flux convergence over the subtropics

increases. In this case, the moisture was transported toward southwestern SA by an intense low-level jet.

In the comparison of the moisture fluxes for the active and break cases, we can see that important changes occur in the direction and intensity of northwesterly and northeasterly moisture flux. During break periods, the northwesterly moisture flux that during active periods goes to southeastern Brazil moves its direction to southern Brazil. On the other hand, the northeasterly moisture flux just weakens.

The comparison of the anomalous composite fields of the atmospheric circulation for the active and inactive events of SAMS shows patterns with almost opposite characteristics. Similar results were also obtained by Gan *et al.* (2004), who found negative SLP anomalies, an anomalous cyclonic circulation at 850 hPa and an anticyclonic anomaly at 200 hPa for active monsoon periods. The relationship between the low-level wind and precipitation anomalies is also consistent with results obtained by Jones and Carvalho (2002) for the state of Rondônia (a small region just West of central-western Brazil). In their study, using the composite of outgoing long-wave radiation, they observed that the active monsoon periods were related to westerly anomalies and break periods were associated with easterly anomalies.

An important point to highlight is that the difference in the atmospheric circulation anomalies during break and active periods observed in this study is similar to the difference between the dry and wet season circulation when the annual cycle is removed, as identified by Zhou and Lau (1998). These results confirm the importance of the northwesterly flow in transporting moisture from the Amazon region and modulating convection during the rainy season in the SA monsoon region.

Acknowledgements

We would like to thank the CNPq for granting scholarships to the first author and funding the project CNPq/Proces. 478715/2008-0.

References

- Casarin DP, Kousky VE. 1986. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. *Revista Brasileira de Meteorologia* **1**: 83–90.
- Gan MA, Kousky VE, Ropelewski CF. 2004. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. *Journal of Climate* **17**: 47–66.
- Herdies DL, Silva A, Silva Dias MA, Ferreira RN. 2002. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. *Journal of Geophysical Research* **107**: 42/1–42/10.
- Higgins RW, Shi W, Yarosh E, Joyce R. 2000. Improved United States precipitation quality control system and analysis. *NCEP/Climate Prediction Center Atlas* **7**: 40.
- Jones C, Carvalho LMV. 2002. Active and break phases in the South American monsoon system. *Journal of Climate* **15**: 905–914.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**: 437–471.

- Kodama YM. 1992. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. *Journal of the Meteorological Society of Japan* **70**: 813–836.
- Krishnamurthy V, Shukla J. 2000. Intraseasonal and interannual variability of rainfall over India. *Journal of Climate* **13**: 4366–4377.
- Krishnamurthy V, Shukla J. 2007. Intraseasonal and seasonally persisting patterns of Indian monsoon rainfall. *Journal of Climate* **20**: 3–20.
- Krishnamurthy V, Shukla J. 2008. Seasonal persistence and propagation of intraseasonal patterns over the Indian monsoon region. *Climate Dynamics* **30**(4): 353.
- Liebmann B, Kiladis GN, Marengo JA, Ambrizzi T. 1999. Sub monthly convective variability over South America and South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate* **12**: 1877–1891.
- Marengo JA, Liebmann B, Kousky VE, Filizola NP, Wainer IC. 2001. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate* **14**: 833–852.
- Mechoso CR, Robertson AW, Ropelewski CF, Grimm AM. The American monsoon systems. In *The 3rd International Workshop on Monsoon (IWM-III)*, Hangzhou, China, November 2–6, 2004. 89–98.
- Nogués-Paegle J, Mo K-C. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review* **125**: 279–291.
- Panofsky HA, Brier GW. 1968. *Some Applications of Statistics to Meteorology*. Pennsylvania State University Press, University Park, PA; 224.
- Zhou J, Lau KM. 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate* **11**: 1020–1040.