

Universidade de São Paulo

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

Departamento de Ciências Atmosféricas

EDSON LUIZ SHOITCHI YATABE BARBOSA

**VARIABILIDADE CLIMÁTICA NAS REGIÕES SUDESTE E  
CENTRO-OESTE DO BRASIL: INFLUÊNCIA DOS OCEANOS  
ATLÂNTICO E PACÍFICO**

São Paulo

2017



EDSON LUIZ SHOITCHI YATABE BARBOSA

**VARIABILIDADE CLIMÁTICA NAS REGIÕES SUDESTE E  
CENTRO-OESTE DO BRASIL: INFLUÊNCIA DOS OCEANOS  
ATLÂNTICO E PACÍFICO**

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Ciências. Versão Corrigida. O original encontra-se na Unidade.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Ricardo de Camargo

São Paulo

2017



## **AGRADECIMENTOS**

À minha família, em especial aos meus pais, Lu e Domingos, e à minha tia Tilde, pelo apoio, motivação, dedicação, exemplo e confiança que depositam em mim.

À minha noiva, Paola Bueno, por todo o incentivo, amor imensurável ao longo dos últimos anos e sua enorme paciência comigo. Sem a sua amizade, ajuda, companheirismo e apoio, tanto na faculdade como no restante da vida, certamente não me tornaria essa melhor pessoa que sou hoje.

À Célia Bueno e Rubens Bueno, pela amizade e por estarem mais próximos de mim nesses últimos meses.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Ricardo de Camargo, pela oportunidade, confiança, orientação, paciência e sua amizade desde os momentos de iniciação científica na graduação.

A todos os professores do departamento de Ciências Atmosféricas do IAG, pela formação a mim passada, mas em especial aos professores Dr. Pedro Leite da Silva Dias e Dr. Tércio Ambrizzi pelas sugestões e contribuições durante a qualificação.

Aos amigos da turma de pós-graduação que fiz durante o mestrado e aos queridos amigos que conheci durante a minha graduação no IAG e que fizeram os momentos passados mais divertidos e menos estressantes.

Aos meus amigos de longa data, “Imortais”, pelos momentos fora da faculdade, em que pude e sei que poderei contar nos próximos anos, com o companheirismo e amizade deles.

Ao Laboratório MASTER pela infraestrutura, ajuda e conhecimento que pude adquirir ao longo dos anos em que pude fazer parte desta equipe. E agradecimento especial ao Bruno Biazeto, Enzo Todesco e, principalmente, ao Jean Peres pelas diversos papos e conhecimentos compartilhados.

À CAPES e ao IAG pelo auxílio financeiro.



## RESUMO

A influência dos oceanos globais nos regimes de precipitação na América do Sul, assim como nos padrões climáticos e seus prognósticos, tem ganhado cada vez mais importância nas últimas décadas. Desse modo, o objetivo geral deste trabalho é fazer um estudo da previsibilidade de precipitação para as Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil e estabelecer relações diagnósticas e prognósticas, a partir de um modelo estocástico de previsão, entre a precipitação, os índices climáticos e as anomalias de temperatura de superfície do mar (TSM). O primeiro passo consistiu na identificação de sub-regiões com comportamentos pluviométricos semelhantes através de análise de agrupamento; em seguida, a técnica de decomposição em valores singulares foi utilizada para determinar os padrões de precipitação sobre o Sudeste e Centro-Oeste associados aos padrões de TSM nos Oceanos Atlântico e Pacífico. Para cada sub-região homogênea, o modelo estocástico regressivo utiliza as séries temporais de diferentes índices climáticos como preditores. As séries observadas de precipitação do CHIRPS (*Climate Hazards Group Infra Red Precipitation with Stations*) para o período 1981-2010 foram consideradas neste estudo, sendo os 24 primeiros anos usados para o ajuste e os cinco anos seguintes (2005 a 2009) para a validação. O modelo estocástico foi ajustado para estimar a precipitação por um período de até quatro meses após o último mês do período de diagnóstico. Esta validação se mostrou bastante eficaz na representação da chuva mensal quando aplicada aos diferentes preditores, sendo capaz de capturar o padrão do ciclo anual de cada sub-região. Para investigar com detalhes a sensibilidade do modelo estocástico e determinar a importância de cada preditor em diferentes defasagens de tempo, a técnica foi aplicada a diferentes eventos de anomalias positivas e negativas de precipitação. Estes experimentos revelaram que, por se tratarem de eventos anômalos (janeiro a março dos anos de 1991 e 2014), o modelo não foi capaz de prever com maior robustez a precipitação mensal observada. Apesar disso, o presente trabalho contribuiu para o entendimento da variabilidade da precipitação nas regiões Sudeste e Centro-Oeste e seus aspectos de previsibilidade estatística.

**Palavras-chave:** Regimes de precipitação; Sudeste e Centro-Oeste do Brasil; Modelo estocástico; Índices climáticos.



## ABSTRACT

The influence of global oceans on precipitation regimes in South America, as well as on climate patterns and their forecasts, has gained increasing importance in recent decades. Thus, the general objective of this work is to study precipitation predictability for the Southeastern and Central-Western Regions of Brazil and to establish diagnostic and prognostic relationships based on a stochastic prediction model between precipitation, climatic indexes and sea surface temperature (SST) anomalies. The first step consisted in the identification of sub-regions with similar precipitation behaviors through cluster analysis; then the singular value decomposition technique was used to determine precipitation patterns in the Southeast and Central-Western associated with SST patterns in the Atlantic and Pacific Oceans. For each homogeneous sub-region, the regressive stochastic model uses the time series of different climatic indices as predictors. The observed series of CHIRPS precipitation for the period 1981-2010 were considered in this study, with the first 24 years being used for the adjustment and the following five years (2005 to 2009) for the validation. The stochastic model was adjusted to estimate precipitation for up to four months after the last month of the diagnostic period. This validation proved to be quite effective in the representation of monthly rain when applied to different predictors, being able to capture the pattern of the annual cycle of each sub-region. To investigate in details the sensitivity of the stochastic model and to determine the importance of each predictor in different time lags, the technique was applied to different events of positive and negative precipitation anomalies. These experiments revealed that, being them anomalous cases, the model was not able to predict more robustly the monthly precipitation observed. In spite of this, the present work contributed to the understanding of the precipitation variability in the Southeast and Central-West regions and its aspects of statistical predictability.

**Keywords:** Precipitation regimes; Southeast and Central-West of Brazil; Stochastic model; Climatic indexes.



## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1. CLIMATOLOGIA ANUAL DE PRECIPITAÇÃO EM MM/ANO COM BASE NOS DADOS CHIRPS PARA O PERÍODO 1981-2014 NAS REGIÕES CENTRO-OESTE (A) E SUDESTE (B). .....	19
FIGURA 2. CLIMATOLOGIA SAZONAL DE PRECIPITAÇÃO EM MM/TRIMESTRE COM BASE NOS DADOS CHIRPS PARA O PERÍODO 1981-2014 NAS REGIÕES CENTRO-OESTE E SUDESTE. DEZEMBRO, JANEIRO E FEVEREIRO -DJF (A), MARÇO, ABRIL E MAIO - MAM (B), JUNHO, JULHO E AGOSTO - JJA (C) E SETEMBRO, OUTUBRO E NOVEMBRO - SON (D). .....	46
FIGURA 3. À ESQUERDA: MAPAS COM AS REGIÕES PLUVIOMÉTRICAS HOMOGÊNEAS DETERMINADAS ATRAVÉS DA ANÁLISE DE CLUSTER. À DIREITA: DISTÂNCIA EUCLIDIANA PELO NÚMERO DE ESTÁGIOS DA ANÁLISE, AS SETAS INDICAM AS QUEBRAS NO GRÁFICO. SUDESTE (A); CENTRO-OESTE (B).....	48
FIGURA 4. VALORES DA PRECIPITAÇÃO MENSAL E ACUMULADO ANUAL PARA CADA SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA: SUDESTE (A); CENTRO-OESTE (B).....	49
FIGURA 5. VARIÂNCIA EXPLICADA PELOS 20 PRIMEIROS MODOS DA SVD PARA O PERÍODO SECO E O ERRO AMOSTRAL CALCULADO PELO MÉTODO DE NORTH <i>ET AL.</i> (1982) PARA AS REGIÕES SE E CO COM O OCEANO ATLÂNTICO. ....	50
FIGURA 6. PRIMEIRO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO ATLÂNTICO PARA O PERÍODO SECO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A); MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 37,4%.....	51
FIGURA 7. SEGUNDO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO ATLÂNTICO PARA O PERÍODO SECO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A); MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 16%.....	52
FIGURA 8. TERCEIRO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO ATLÂNTICO PARA O PERÍODO SECO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A); MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 8,3%.....	53
FIGURA 9. VARIÂNCIA EXPLICADA PELOS 20 PRIMEIROS MODOS DA SVD PARA O PERÍODO SECO E O ERRO AMOSTRAL CALCULADO PELO MÉTODO DE NORTH <i>ET AL.</i> (1982) PARA AS REGIÕES SE E CO COM O OCEANO PACÍFICO. ....	53
FIGURA 10. PRIMEIRO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO PACÍFICO PARA O PERÍODO SECO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A); MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 32,7%.....	55

FIGURA 11. SEGUNDO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO PACÍFICO PARA O PERÍODO SECO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A); MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 14,2%.....	56
FIGURA 12. TERCEIRO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO PACÍFICO PARA O PERÍODO SECO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A); MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 7,7%.....	57
FIGURA 13. VARIÂNCIA EXPLICADA PELOS 20 PRIMEIROS MODOS DA SVD PARA O PERÍODO CHUVOSO E O ERRO AMOSTRAL CALCULADO PELO MÉTODO DE NORTH <i>ET AL.</i> (1982) PARA AS REGIÕES SE E CO COM O OCEANO ATLÂNTICO. ....	58
FIGURA 14. PRIMEIRO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO ATLÂNTICO PARA O PERÍODO CHUVOSO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A); MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 41,1%.....	60
FIGURA 15. SEGUNDO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO ATLÂNTICO PARA O PERÍODO CHUVOSO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A); MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 14,1%.....	61
FIGURA 16. TERCEIRO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO ATLÂNTICO PARA O PERÍODO CHUVOSO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A); MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 7,5%.....	62
FIGURA 17. VARIÂNCIA EXPLICADA PELOS 20 PRIMEIROS MODOS DA SVD PARA O PERÍODO CHUVOSO E O ERRO AMOSTRAL CALCULADO PELO MÉTODO DE NORTH <i>ET AL.</i> (1982) PARA AS REGIÕES SE E CO COM O OCEANO PACÍFICO. ....	62
FIGURA 18. PRIMEIRO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO PACÍFICO PARA O PERÍODO CHUVOSO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A); MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 39,4%.....	63
FIGURA 19. SEGUNDO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO PACÍFICO PARA O PERÍODO CHUVOSO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A); MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 13,6%.....	64
FIGURA 20. TERCEIRO MODO DE SVD PARA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO E TSM DO PACÍFICO PARA O PERÍODO CHUVOSO: MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE PRECIPITAÇÃO (A);	

MAPA DE CORRELAÇÃO HETEROGÊNEA DE TSM (B) E SÉRIES TEMPORAIS DOS COEFICIENTES DE EXPANSÃO DE CADA VARIÁVEL (C). COVARIÂNCIA EXPLICADA: 7,2%.....	65
FIGURA 21. CORRELAÇÃO ENTRE AS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO E AS SÉRIES TEMPORAIS DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS. (A) SOI, (B) NINO3.4, (C) AAO, (D) TSA, (E) PSA1 E (F) PSA2.....	68
FIGURA 22. CONTINUAÇÃO DA CORRELAÇÃO ENTRE AS ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO E AS SÉRIES TEMPORAIS DOS ÍNDICES CLIMÁTICOS. (G) QBO, (H) NAO, (I) PDO, (J) WP. ....	69
FIGURA 23. COMPARAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA (LINHA PRETA CONTÍNUA) COM A PREVISTA (LINHAS TRACEJADAS) PELO MODELO ESTOCÁSTICO, PARA AS REGIÕES PLUVIOMÉTRICAS HOMOGÊNEAS DO SUDESTE. PREVISÕES REALIZADAS COM UM (DEF. 1), DOIS (DEF. 2), TRÊS (DEF. 3) E QUATRO (DEF. 4) MESES DE DEFASAGEM. ....	70
FIGURA 24. COMPARAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO OBSERVADA (LINHA PRETA CONTÍNUA) COM A PREVISTA (LINHAS TRACEJADAS) PELO MODELO ESTOCÁSTICO, PARA AS REGIÕES PLUVIOMÉTRICAS HOMOGÊNEAS DO CENTRO-OESTE. PREVISÕES REALIZADAS COM UM (DEF. 1), DOIS (DEF. 2), TRÊS (DEF. 3) E QUATRO (DEF. 4) MESES DE DEFASAGEM. ....	73
FIGURA 25. PORCENTAGEM DOS ÍNDICES UTILIZADOS NAS REGRESSÕES LINEARES DA PREVISÃO DO PERÍODO DE DIAGNÓSTICO PARA A MACRORREGIÃO SUDESTE (A) E CENTRO-OESTE (B). ....	75
FIGURA 26. ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA O TRIMESTRE DE JANEIRO, FEVEREIRO E MARÇO NO PERÍODO DE 1981 A 2014 PARA AS REGIÕES CENTRO-OESTE (A) E SUDESTE (B).....	77
FIGURA 27. CAMPO ESPACIAL DE ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO PARA OS MESES DE JANEIRO (A), FEVEREIRO (B) E MARÇO (C) E PARA ESSES TRÊS MESES EM CONJUNTO (D) PARA O ANO DE 2014.....	78
FIGURA 28. CAMPO ESPACIAL DA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO DA PREVISÃO PARA O MÊS DE JANEIRO DE 2014 PARA AS SUB-REGIÕES DO SUDESTE (A) E CENTRO-OESTE (B).....	79
FIGURA 29. CAMPO ESPACIAL DA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO DA PREVISÃO PARA O MÊS DE FEVEREIRO DE 2014 PARA AS SUB-REGIÕES DO SUDESTE (A) E CENTRO-OESTE (B). ....	80
FIGURA 30. CAMPO ESPACIAL DA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO DA PREVISÃO PARA O MÊS DE MARÇO DE 2014 PARA AS SUB-REGIÕES DO SUDESTE (A) E CENTRO-OESTE (B). ....	80
FIGURA 31. CAMPO ESPACIAL DE ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO PARA OS MESES DE JANEIRO (A), FEVEREIRO (B) E MARÇO E PARA ESSES TRÊS MESES EM CONJUNTO (C) PARA O ANO DE 1991. ....	82
FIGURA 32. CAMPO ESPACIAL DA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO DA PREVISÃO PARA O MÊS DE JANEIRO DE 1991 PARA AS SUB-REGIÕES DO SUDESTE (A) E CENTRO-OESTE (B).....	82
FIGURA 33. CAMPO ESPACIAL DA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO DA PREVISÃO PARA O MÊS DE FEVEREIRO DE 1991 PARA AS SUB-REGIÕES DO SUDESTE (A) E CENTRO-OESTE (B). ....	82

FIGURA 34. CAMPO ESPACIAL DA ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO DA PREVISÃO PARA O MÊS DE MARÇO DE 1991 PARA AS SUB-REGIÕES DO SUDESTE (A) E CENTRO-OESTE (B). ..... 83

## LISTA DE TABELAS

<b>TABELA 1:</b> CORRELAÇÃO, VIÉS E RMSE ENTRE A SÉRIE OBSERVADA E AS PREVISÕES DEFASADAS PARA A SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA 1 DO SE. ....	72
<b>TABELA 2:</b> CORRELAÇÃO, VIÉS E RMSE ENTRE A SÉRIE OBSERVADA E AS PREVISÕES DEFASADAS PARA A SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA 2 DO SE. ....	72
<b>TABELA 3:</b> CORRELAÇÃO, VIÉS E RMSE ENTRE A SÉRIE OBSERVADA E AS PREVISÕES DEFASADAS PARA A SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA 3 DO SE. ....	72
<b>TABELA 4:</b> CORRELAÇÃO, VIÉS E RMSE ENTRE A SÉRIE OBSERVADA E AS PREVISÕES DEFASADAS PARA A SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA 4 DO SE. ....	72
<b>TABELA 5:</b> CORRELAÇÃO, VIÉS E RMSE ENTRE A SÉRIE OBSERVADA E AS PREVISÕES DEFASADAS PARA A SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA 5 DO SE. ....	72
<b>TABELA 6:</b> CORRELAÇÃO, VIÉS E RMSE ENTRE A SÉRIE OBSERVADA E AS PREVISÕES DEFASADAS PARA A SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA 6 DO SE. ....	72
<b>TABELA 7:</b> CORRELAÇÃO, VIÉS E RMSE ENTRE A SÉRIE OBSERVADA E AS PREVISÕES DEFASADAS PARA A SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA 1 DO CO.....	74
<b>TABELA 8:</b> CORRELAÇÃO, VIÉS E RMSE ENTRE A SÉRIE OBSERVADA E AS PREVISÕES DEFASADAS PARA A SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA 2 DO CO.....	74
<b>TABELA 9:</b> CORRELAÇÃO, VIÉS E RMSE ENTRE A SÉRIE OBSERVADA E AS PREVISÕES DEFASADAS PARA A SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA 3 DO CO.....	74
<b>TABELA 10:</b> CORRELAÇÃO, VIÉS E RMSE ENTRE A SÉRIE OBSERVADA E AS PREVISÕES DEFASADAS PARA A SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA 4 DO CO.....	74

## LISTA DE ABREVIATURAS

AAO	Oscilação Antártica
AMJ	Abril/Maio/Junho
ANOM	Anomalia de Precipitação
ASAN	Alta Subtropical do Atlântico Norte
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
AVHRR	<i>Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CDAS I	<i>Climate Data Assimilation System I</i>
CFSv2	<i>Climate Forecast System Version 2</i>
CHIRPS	<i>Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations</i>
CHPClim	<i>Climate Hazards Precipitation Climatology</i>
CO	Região Centro-Oeste do Brasil
CPC	<i>Climate Prediction Center</i>
DJF	Dezembro/Janeiro/Fevereiro
DP	Desvio Padrão
ENOS	El Niño Oscilação Sul
EOF	Funções Ortogonais Empíricas
GPT-CPTEC	Grupo de Previsão de Tempo-Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
HS	Hemisfério Sul
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IR	<i>Infrared</i> ; Infravermelho
JAS	Julho/Agosto/Setembro
JBN	Jatos de Baixos Níveis
JFM	Janeiro/Fevereiro/Março
JJA	Junho/Julho/Agosto
MAM	Março/Abril/Maio
NAO	Oscilação do Atlântico Norte
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCDC	<i>National Climatic Data Center</i>
NIÑO 3.4	Área do Pacífico Central Tropical onde são monitoradas as anomalias de TSM
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OISST	<i>Optimum Interpolation Sea Surface Temperature</i>
OND	Outubro/Novembro/Dezembro
PDO	Oscilação Decadal do Pacífico
PIB	Produto Interno Bruto
PSA	Padrão Atmosférico Pacífico – América do Sul

QBO	<i>Quase-biennial oscillation</i> ; Oscilação Quase-Bienal
RMSE	Raiz do Erro Médio Quadrático
RPCA	Análise Rotacionada de Componentes Principais
SE	Região Sudeste do Brasil
SOI	Índice Oscilação Sul
SON	Setembro/Outubro/Novembro
SSE	Soma do Quadrado dos Erros
SVD	<i>Singular Value Decomposition</i>
TRMM 3B42	<i>The Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TSA	Índice do Atlântico Tropical Sul
TSM	Temperatura de Superfície do Mar
UCSB	Universidade da Califórnia, Santa Barbara
USAID	Agência de Desenvolvimento Internacional dos Estados Unidos
USGS	Centro de Pesquisa Geológica dos Estados Unidos
WP	<i>Western Pacific</i> ; Índice do Pacífico Ocidental
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCOU	Zona de Convergência de Umidade
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul

# SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1</b> .....	<b>14</b>
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>14</b>
1.1 OBJETIVOS .....	16
<b>CAPÍTULO 2</b> .....	<b>18</b>
<b>2.REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> .....	<b>18</b>
2.1 REGIÃO DE ESTUDO.....	18
2.2 SISTEMAS METEOROLÓGICOS ATUANTES.....	19
2.2.1 FRENTES FRIAS .....	19
2.2.2 ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL .....	21
2.2.3 ALTA SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL.....	23
2.2.4 COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA .....	24
2.2.5 LINHAS DE INSTABILIDADE.....	26
2.2.6 BRISA MARÍTIMA .....	27
2.3 PADRÕES DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA.....	28
2.3.1 ÍNDICES CLIMÁTICOS.....	29
2.3.2.1 OSCILAÇÃO DO ATLÂNTICO NORTE.....	29
2.3.2.2 PADRÃO ATMOSFÉRICO PACÍFICO - AMÉRICA DO SUL .....	30
2.3.2.3 ÍNDICE DO PACÍFICO OCIDENTAL.....	31
2.3.2.4 ÍNDICE DO ATLÂNTICO TROPICAL SUL .....	31
2.3.2.5 OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO .....	31
2.3.2.6 ANOMALIAS DE TSM DO LESTE DO PACÍFICO CENTRAL TROPICAL .....	32
2.3.2.7 ÍNDICE OSCILAÇÃO SUL .....	33
2.3.2.8 OSCILAÇÃO ANTÁRTICA .....	33

2.3.2.9 OSCILAÇÃO QUASE-BIENAL .....	34
2.4 MODELOS EMPÍRICOS DE PREVISÃO DE PRECIPITAÇÃO.....	34
<b>CAPÍTULO 3 .....</b>	<b>36</b>
<b>3. DADOS E METODOLOGIA .....</b>	<b>36</b>
3.1 DADOS.....	36
3.2 ANÁLISE DE AGRUPAMENTO .....	38
3.4 ÍNDICES CLIMÁTICOS .....	37
3.4 CORRELAÇÃO .....	39
3.3 DECOMPOSIÇÃO EM VALORES SINGULARES .....	40
3.4 MODELO DE PREVISÃO EMPÍRICA .....	41
3.4.1 ESTUDO DE CASO .....	43
<b>CAPÍTULO 4 .....</b>	<b>45</b>
<b>4. APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS .....</b>	<b>45</b>
4.1 CICLO SAZONAL DE PRECIPITAÇÃO .....	45
4.2 ANÁLISE DE CLUSTER.....	47
4.3 DECOMPOSIÇÃO EM VALORES SINGULARES .....	49
4.3.1 PERÍODO SECO.....	50
4.3.2 PERÍODO CHUVOSO.....	57
4.4 MODELO ESTOCÁSTICO DE PRECIPITAÇÃO.....	65
4.4.1 CORRELAÇÃO PREDITORES x PRECIPITAÇÃO.....	66
4.4.2 DIAGNÓSTICO DO MODELO .....	67
4.4.3 ESTUDOS DE CASO .....	76
<b>CAPÍTULO 5 .....</b>	<b>84</b>
<b>5. CONCLUSÕES .....</b>	<b>84</b>
4.4.3 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS .....	86
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>88</b>

## CAPÍTULO 1

### 1. INTRODUÇÃO

As regiões Sudeste (SE) e Centro-Oeste (CO) abrangem grande parte do território brasileiro, com uma área de aproximadamente 925 mil km<sup>2</sup> e 1,6 milhões de km<sup>2</sup> (IBGE, 2017), respectivamente, somando uma área de 2,5 milhões de km<sup>2</sup>, que representa 30% do território brasileiro. Por estarem situadas em uma extensa faixa de latitudes, entre 8°S e 25°S, se encontram tanto em uma região subtropical quanto em uma região tropical e, portanto, seus climas são classificados como tropical e extratropical.

Em se tratando das duas regiões com o maior produto interno bruto per capita (PIB) do Brasil, SE com US\$ 15534 e CO com US\$ 15249 (UOL, 2017), ambas têm grande importância econômica devido à grande atividade industrial e principalmente agropecuária. Esses dois setores são altamente dependentes do regime de chuvas da região, principalmente o setor agropecuário e de energia, pois como constatado recentemente no episódio de seca no verão de 2013/2014, ambos sofreram grandes impactos econômicos devido à escassez de precipitação (UOL, 2017). Além dos setores de economia que sofrem com as alterações no regime de precipitação, a população em geral é afetada diretamente. Considerando a grande concentração populacional, principalmente no SE com 42,6% do total da população do país, IBGE (2017), pode-se afirmar que a compreensão do regime de chuvas dessas regiões e a possibilidade de estimar os acumulados de precipitação com antecedência são de suma importância, tanto para evitar riscos à economia quanto para alertar a população sobre possíveis desastres naturais.

As regiões CO e SE apresentam um clima bem definido, com grandes contrastes entre o período de verão e inverno, com um inverno seco e um verão quente e chuvoso, sofrendo influência tanto de sistemas de características tropicais quanto de sistemas típicos de latitudes médias. Além da distribuição temporal, essas regiões também apresentam uma significativa heterogeneidade espacial em relação a distribuição de precipitação. Por isso, é interessante dividi-las em sub-regiões com

características semelhantes de precipitação e assim, compreender as anomalias para cada sub-região e sua relação com os padrões de variabilidade climática.

Alguns estudos mostram um aumento na frequência de eventos extremos de precipitação no Brasil nos últimos anos. Marengo *et al.* (2007) observaram que tanto no CO quanto no SE há uma tendência de aumento dos episódios de chuva intensa. Posteriormente, Silva Dias *et al.*, (2013) determinaram que, a partir de um estudo de índices climáticos, durante a estação chuvosa há um aumento na frequência de extremos de precipitação diária na cidade de São Paulo.

Os sistemas atmosféricos que atuam no SE e no CO são influenciados por outros mecanismos que afetam os padrões de precipitação, os quais podem ser inibidos ou intensificados. Esses mecanismos são denominados como teleconexões atmosféricas, termo que se refere a anomalias de uma determinada variável com um padrão recorrente que cobrem uma grande área geográfica e afetam o clima e o tempo em regiões distantes (Cavalcanti e Ambrizzi, 2009). De acordo com Glantz (1996), o meteorologista sueco Anders Angstrom utilizou este termo pela primeira vez em um estudo climático no ano de 1935. Segundo Alexandre (2012), o uso de variáveis climáticas para o desenvolvimento da previsão de tempo de médio a longo prazo diminui as incertezas devido aos seus altos níveis de correlação com variáveis hidrológicas. Portanto, explorar as séries temporais desses padrões em modelos empíricos pode aprimorar as estimativas de precipitação, inclusive para as regiões SE e CO do Brasil.

Estudos investigaram a utilização de séries temporais de padrões de teleconexões em previsões de precipitação e observaram que em modelos empíricos quanto modelos empíricos combinados com modelos dinâmicos, o desempenho da previsão foi aprimorado (Pezzi *et al.*, 2000, Grimm *et al.*, 2004, Pinto *et al.*, 2006b). O estudo de Cardoso e Silva Dias (2004) investigou a relação de anomalias de TSM no Pacífico e Atlântico com eventos extremos de precipitação nas regiões sul e sudeste do Brasil e em um trabalho seguinte, Cardoso (2005) mostra que para previsão de precipitação no SE é relevante analisar essas anomalias com até quatro meses de antecedência.

As previsões de longo prazo têm sido muito importantes para monitorar os possíveis acontecimentos de eventos secos e chuvosos nessas regiões, e conseqüentemente os estudos para compreender e prever eventos extremos vêm ganhando maior enfoque no Brasil. Logo, para melhorar o prognóstico climático é necessário compreender melhor os sistemas meteorológicos que afetam diretamente o SE e o CO e aprofundar o conhecimento da interação oceano-atmosfera e das teleconexões atmosféricas que impactam a precipitação.

## 1.1 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é fazer um estudo da previsibilidade de precipitação para as Regiões SE e CO do Brasil e estabelecer relações diagnósticas e prognósticas, a partir de um modelo estocástico de previsão, entre a precipitação, os índices climáticos e as anomalias de temperatura de superfície do mar (TSM). Para atingir esta meta, os seguintes objetivos específicos podem ser listados:

— Estudo da distribuição espacial e temporal da precipitação na região de interesse, por meio do uso de técnicas de agrupamento, para identificação de sub-regiões homogêneas com respeito às anomalias de precipitação;

— Busca pelo entendimento do acoplamento entre a precipitação e as anomalias de TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico e entre os índices climáticos, por meio de determinações estatísticas que quantifiquem esta relação;

— Cálculo das estimativas de precipitação para sub-regiões homogêneas através de um modelo de regressão múltipla, utilizando diferentes conjuntos de preditores.

Este trabalho está organizado em cinco capítulos. O capítulo 1 apresenta a motivação e os objetivos deste trabalho, além de um aspecto geral sobre a região de estudo e trabalhos similares feitos anteriormente. O capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica com menção aos sistemas de tempo atuantes na área de estudo, enquanto que o Capítulo 3 traz um detalhamento dos dados e da metodologia empregada no estudo. No Capítulo 4 são apresentados os resultados da sub-divisão em regiões homogêneas bem como da implementação do modelo estocástico de previsão. O Capítulo 5 traz as discussões e conclusões do trabalho

como um todo, bem como sua correspondência com trabalhos nesta mesma linha, suas limitações e sugestões para trabalhos futuros.

## CAPÍTULO 2

### 2.REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

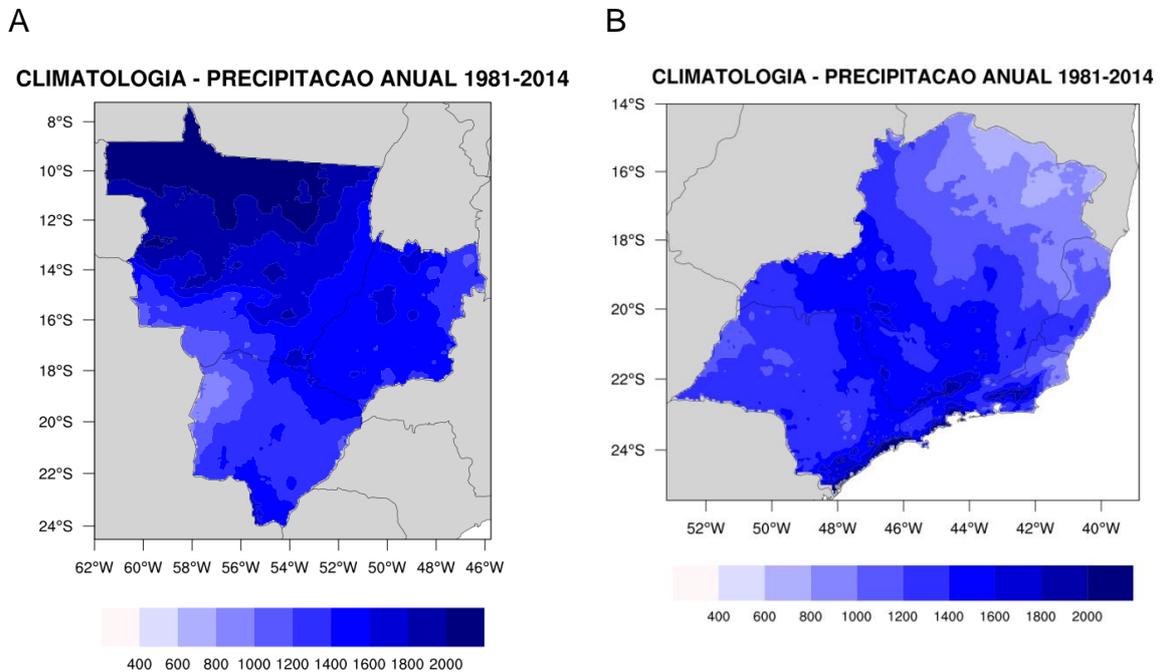
#### 2.1 REGIÃO DE ESTUDO

As regiões SE e CO abrangem uma grande extensão territorial do Brasil, se estendendo desde latitudes subtropicais até os trópicos, e desde o interior do continente Sul Americano até a borda com oceano Atlântico. Além disso, ambas as regiões apresentam uma ampla variedade de ecossistemas e relevos. A região CO, localizada no Planalto Central do Brasil, abriga a maior área alagada do mundo, o Pantanal, e nas regiões de planalto é predominante a vegetação de cerrado (Alves, 2009). A região SE também apresenta características geográficas distintas por estar situada em um setor de altos relevos, como a Serra da Mantiqueira, da Canastra, do Espinhaço e a Serra do Mar, localizada na borda leste da região, o que faz que haja um importante gradiente de relevos que rege os padrões de temperatura e precipitação na região (Nunes *et al.*,2009).

Em relação ao regime de precipitação, a região CO possui uma média pluviométrica de aproximadamente 1500 mm/ano (Figura 1a). No norte da região, norte do estado do Mato Grosso, a precipitação acumulada anual é superior a 1900 mm/ano, isso devido a influências de sistemas oriundos da Amazônia. Já o setor sul apresenta acumulados anuais menores e este é influenciado por sistemas extratropicais, como as frentes frias (Alves, 2009). Cerca de 70% do total anual de precipitação da região CO ocorre durante os meses de verão e outono, fazendo com que os meses de inverno sejam extremamente secos (Alves, 2009).

Por se localizar na divisa entre trópico e subtropical, possuir uma extensa faixa litorânea e estar inserida em um setor de altos relevos, a região SE possui um regime de precipitação irregular, com a parte sul com maiores acumulados e a porção norte com os menores (Nunes *et al.*, 2009). O núcleo máximo de precipitação encontra-se no litoral, devido à proximidade do oceano Atlântico e disposição da Serra do Mar, atingindo máximos entorno de 1500 a 2000 mm/ano (Figura 1b). Já a

parte norte da região, norte do estado de Minas Gerais, apresenta a menor pluviosidade, com valores abaixo de 1000 mm/ano, tendo características climáticas muito semelhantes ao nordeste brasileiro.



**Figura 1.** Climatologia anual de precipitação em mm/ano com base nos dados CHIRPS para o período 1981-2014 nas Regiões Centro-Oeste (A) e Sudeste (B).

## 2.2 SISTEMAS METEOROLÓGICOS ATUANTES

Há diferentes sistemas meteorológicos que contribuem para a ocorrência a precipitação nas regiões SE e CO do Brasil, tanto de escala sinótica quanto de mesoescala, os quais estão brevemente descritos a seguir.

### 2.2.1 FRENTES FRIAS

As frentes frias são sistemas transientes que atuam sobre o Brasil durante todo o ano e são os que mais alteram a dinâmica da atmosfera (Reboita *et al.*, 2010). Em geral são acompanhadas por uma faixa de nebulosidade, por se situarem na zona de transição entre uma massa de ar fria e uma massa de ar quente, normalmente configuradas na direção noroeste-sudeste e com uma trajetória de sudoeste para nordeste, na América do Sul (Cavalcanti e Kousky, 2009).

Em uma climatologia feita a partir de dados de reanálise, de 1979 a 2005 para a América do Sul, Cavalcanti e Kousky (2009) identificaram que as frentes frias ocorrem em maior número e durante todo o ano na faixa de latitude entre 25°S e 30°S, sendo mais frequentes nos meses entre maio e outubro. Ao norte da latitude de 20°S o número de ocorrências de frente frias diminui e, em relação a sazonalidade, são mais frequentes nos meses de inverno austral e menos nos meses de verão austral.

Durante o inverno estes sistemas conseguem avançar pelo continente, atingindo as regiões sul, sudeste, central e até norte do Brasil, e sendo responsáveis pela a entrada de massas de ar polares, que acabam gerando eventos de geadas e friagens nas regiões CO e SE. Durante esse período, apesar de frequente a ocorrência de entrada de frentes frias, a atividade convectiva associada a este sistema é pequena (Oliveira, 1986; Justi da Silva e Silva Dias, 2002); mas, de qualquer forma, acaba sendo o principal sistema responsável pela precipitação da região SE nos meses de inverno (Pampuch, 2014).

Já no verão estes sistemas são menos frequentes nas regiões SE e CO, sendo mais frequentes na região Sul e litoral do SE (Andrade e Cavalcanti, 2004). Quando estacionam no litoral do SE e interagem com o ar úmido e quente vindo da região tropical, organizam o escoamento e auxiliam no estabelecimento de uma zona convectiva de precipitação, principalmente sobre a região SE e CO do Brasil, denominada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) ou Zona de Convergência de Umidade (ZCOU), que pode durar três dias ou mais e ocasionar grandes acumulados de chuva nessas regiões.

Em relação à variabilidade interanual dos sistemas frontais na América do Sul, Andrade (2005) analisou a ocorrência de frentes frias nas regiões sul, sudeste e centro-oeste da América do Sul entre os anos de 1980 e 2002 e verificou que para áreas da região sudeste do Brasil não havia muita diferença entre o número de ocorrências de sistemas frontais em anos de El Niño e La Niña, entretanto, para uma área do centro-oeste, mais frentes frias foram identificadas em um ano de El Niño. Em outro estudo de Fedorova *et al.* (2002), analisando a frequência de sistemas frontais ocorridos em um ano de El Niño (1997/98) e La Niña (1996/97), foi

observado que a ocorrência de sistemas frontais entre as latitudes de 40°S e 20°S aumentava em anos de El Niño, comparado aos anos de La Niña, e que estes sistemas eram mais frequentes principalmente na região sul da América do Sul.

### **2.2.2 ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL**

A ZCAS é um dos principais elementos do Sistema de Monção da América do Sul, que rege o regime de chuvas principalmente durante os meses de verão austral (dezembro, janeiro e fevereiro), os quais apresentam maior atividade convectiva em grande parte do Brasil (Quadro e Abreu, 1999).

A ZCAS é definida como uma banda de nebulosidade e precipitação alongada desde a bacia Amazônica até a região sudeste do Brasil ou a porção do oceano Atlântico adjacente à região SE (Kodama 1992,1933; Carvalho *et al.*, 2004). Kodama (1992) notou que associado a esse sistema há uma atmosfera baroclínica sobre o oceano Atlântico, divergência dos ventos em altitude e convergência dos ventos na baixa e média troposfera. A convergência de vento e umidade que acontece sob a área de formação da ZCAS é o que faz a manutenção do sistema (Kodama, 1993). Esta convergência ocorre entre o escoamento de noroeste do Jato de Baixos Níveis que transporta a umidade da Amazônia para as regiões Sul e SE do Brasil, e o escoamento de nordeste induzido pela Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (Reboita *et al.*, 2010).

Em alguns casos, mesmo com o sistema apresentando uma faixa de convergência de umidade, ele pode exibir algumas diferenças no padrão de escoamento em baixos e médios níveis, desfavorecendo a persistência e a organização da nebulosidade e da precipitação. Assim, o GPT-CPTEC (Grupo de Previsão de Tempo-Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos) introduziu o conceito de ZCOU), que se assemelha a ZCAS por terem as zonas de convergência de umidade com intensa nebulosidade e precipitação, mas a duração do sistema é de 3 dias com a observação de que se persistir por mais dias o sistema é classificado como ZCAS.

Como a principal característica da ZCAS é a persistência de uma banda de nebulosidade e precipitação que persiste por alguns dias, variações espaciais e

temporais desse sistema acabam sendo responsáveis pela ocorrência de eventos severos nas regiões CO e SE, como alagamentos e deslizamentos de terra, devido aos grandes acumulados de precipitação. De acordo com um estudo de Carvalho *et al.* (2002), onde foram analisados os eventos extremos ocorridos no estado de São Paulo entre 1979 e 1996, os eventos extremos de precipitação em São Paulo são mais suscetíveis de ocorrer em episódios de ZCAS intensas, cerca de 65% desses eventos ocorreram em episódios de extensas e intensas ZCAS.

Assim como intensos eventos de ZCAS estão associados com a ocorrência de eventos extremos, no caso dos grandes acumulados de precipitação, a não ocorrência de ZCAS também está associada a eventos extremos, no caso o déficit de precipitação nas regiões CO e SE. Um exemplo recente foi o ocorrido no verão de 2013/14, onde uma fonte de calor localizada no oeste do Oceano Pacífico equatorial foi responsável pela geração de uma teleconexão tropical-extratropical na forma de um padrão de ondas estacionárias que fez com que um centro de alta pressão anômalo permanecesse sobre o oceano Atlântico Sudoeste, avançando sobre o SE brasileiro. Esse centro de alta pressão anômalo e intenso atuando sobre a região sudeste transportou ar mais seco do Atlântico para esta região, inibindo a formação das ZCAS durante o verão, gerando condições de seca extrema em parte do CO e SE do Brasil (Coelho *et al.*, 2016; Espinoza *et al.*, 2014).

Este evento ocorrido em 2014 evidencia a influência que padrões de teleconexões e anomalias de TSM têm sobre a formação, intensidade e posicionamento da ZCAS. Um estudo feito por Chaves e Nobre (2004) mostra, através de simulações numéricas, que anomalias de TSM quentes sobre o oceano Atlântico Sul tendem a intensificar e mover mais para norte a ZCAS, enquanto que anomalias frias tendem a enfraquecer a ZCAS. Barros *et al.* (2000) mostraram que anomalias quentes (frias) de TSM na região entre 20°S – 40°S e a oeste de 30°O estão associadas a um deslocamento para sul (norte) da ZCAS. Em relação ao El Niño – Oscilação Sul (ENSO, da sigla em inglês), a associação desse padrão e a formação da ZCAS ainda não é claramente estabelecida, entretanto já existem estudos e observações que mostram que fases quentes do ENSO tendem a favorecer a persistência da ZCAS no oceano (Carvalho e Jones, 2009). Ferreira *et al.* (2004), através de uma análise de composições de eventos de ZCAS ocorridos em

episódios de El Niño e La Niña, observaram que durante eventos de El Niño a atividade convectiva associada a ZCAS sobre o continente é menos intensa, sendo mais intensa no oceano, e é deslocada ligeiramente para oeste, enquanto que em episódios de La Niña a atividade convectiva é mais intensa sobre o continente, aspecto este evidenciado com a convecção mais intensa que o normal sobre parte do estado do Mato Grosso.

### **2.2.3 ALTA SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL**

A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) é um centro de alta pressão que atua durante todo o ano no oceano Atlântico Sul, influenciando o clima na América do Sul, e principalmente nas regiões Nordeste e SE do Brasil (Reboita *et al.*, 2010).

Machel *et al.* (1998) realizaram um estudo sobre as variabilidades espaciais e temporais dos principais centros de pressão que atuam no oceano Atlântico, entre eles a ASAS. Neste estudo foi verificado que a variação sazonal da ASAS é caracterizada pela sua oscilação leste – oeste, com sua posição mais a leste ocorrendo entre outubro e abril e sua posição mais oeste entre julho e agosto. Em relação à variação latitudinal, a ASAS atinge sua posição mais a sul em março (cerca de 32,5°S) e mais a norte em agosto (cerca de 28,7°S), acompanhando o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Durante os meses de inverno, como o continente está mais frio que o oceano, a ASAS se expande sobre o continente, se estendendo sobre a região SE e CO do Brasil, o que pode desfavorecer a entrada de frentes frias na região e, além disso, os movimentos subsidentes associados a ela causam inversão térmica e um aumento da concentração de poluentes atmosféricos nas grandes cidades (Bastos e Ferreira, 2000; Reboita *et al.*, 2010). No verão a ASAS se afasta do continente e seus ventos em superfície se enfraquecem à medida que se aproximam do continente sul-americano; dessa forma, os ventos ao longo da costa da região SE são predominantemente de nordeste, o que favorece o transporte de umidade vindo do oceano Atlântico tropical para o ramo oceânico da ZCAS (Bastos e Ferreira, 2000).

Além da variabilidade sazonal, a ASAS também é influenciada por padrões de teleconexões de diferentes escalas de tempo. Um exemplo é o Dipolo do Atlântico Tropical, que é caracterizado pela ocorrência simultânea de anomalias de TSM opostas entre o Atlântico Tropical Norte e Atlântico Tropical Sul, criando um padrão de anomalia inter-hemisférico meridional. Esse padrão possui duas fases, a fase positiva é caracterizada pela presença de anomalias quentes no Atlântico Tropical Norte e frias no Atlântico Tropical Sul, enquanto na fase negativa temos o padrão inverso. De acordo com Souza e Nobrega (1998) quando se tem a fase negativa atuando durante os meses de verão e outono austral, as anomalias frias do Atlântico Tropical Norte estão associadas a anomalias positivas de pressão, o que intensifica da Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN), fazendo com que haja um fortalecimento dos ventos alísios de nordeste, enquanto que as anomalias quentes do Atlântico Tropical Sul estão associadas a anomalias negativas de pressão, o que enfraquece a ASAS e conseqüentemente enfraquece os ventos alísios de sudeste. Já na fase positiva, de acordo com o padrão de anomalias de TSM, há um fortalecimento da ASAS, e conseqüentemente dos ventos alísios de sudeste, e um enfraquecimento da ASAN.

#### **2.2.4 COMPLEXOS CONVECTIVOS DE MESOESCALA**

Segundo Fritsch e Forbes (2001), os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) são fenômenos atmosféricos que ocorrem sobre o continente, localizados próximos a uma cadeia de montanhas com orientação norte-sul. Atuam na escala meso- $\beta$  com duração típica entre 10 e 20 horas e área de 100.000 km<sup>2</sup> (Fujita, 1981).

Alguns estudos mostram que na América do Sul estes sistemas são maiores que os que ocorrem na América do Norte, cerca de 60%, e em média possuem uma área de 190 mil km<sup>2</sup> e um ciclo de vida em torno de 16 horas (Velasco e Fritsch, 1987; Conforte, 1997). A maior parte dos CCMs se formam na faixa de latitude entre 15°S e 30°S, a leste da cordilheira dos Andes e nos vales dos rios Paraguai e Paraná (Silva Dias *et al.*, 2009; Climanálise, 1996). E um estudo feito por Figueiredo e Scola (1996), que observaram 25 casos de CCM, mostrou que 70% dos sistemas apresentaram um deslocamento para leste e sudeste e o restante para

nordeste e norte, atingindo o SE do Brasil. Assim como Guedes *et al.* (1994), que notaram que para sistemas com tempo de vida superior a 6 h, para o mês de janeiro, apresentam uma trajetória de sudoeste para nordeste.

Geralmente os CCM formam-se devido à presença do Jato de Baixos Níveis (JBN), que transporta ar quente e úmido proveniente da região amazônica a leste dos Andes (Silva Dias *et al.*, 2009). Salio *et al.* (2007) identificaram que os CCMs se desenvolvem com maior frequência durante eventos de JBN no verão, e que para o período de 2000 a 2003, cerca de 41% dos CCMs detectados ocorreram em dias com a presença do JBN, enquanto que somente 12% ocorreram em dias sem o JBN. A presença do JBN juntamente com o Jato de Altos Níveis também é uma condição importante para iniciar a convecção, no qual o ar quente e úmido advectado pelo JBN interage com a circulação a noroeste do núcleo de corrente do Jato de Altos Níveis (Uccellini e Johnson, 1979). Em relação aos elementos de grande escala, a Alta da Bolívia e a Baixa do Chaco geram condições que estimulam a convecção na região do Paraguai, através do aquecimento em baixos níveis, convergência dos ventos e movimentos ascendentes, o que favorece o disparo da convecção naquela região (Silva Dias *et al.*, 2009).

A gênese desses sistemas costuma ocorrer no final da tarde e início da noite, devido aos efeitos locais, como a topografia e fontes localizadas de calor. O estágio de maturação, período em que o sistema atinge sua maior área, ocorre durante a madrugada, coincidindo com o período de máxima intensidade do JBN. A dissipação ocorre por volta das 12:00UTC, período em que o fluxo de calor e umidade é reduzido e os processos turbulentos acabam desconfigurando o escoamento de baixos níveis que alimenta o sistema (Silva Dias *et al.*, 2009, Salio *et al.*, 2007)

O período de maior frequência de CCMs subtropicais na América do Sul é nos meses de primavera e verão, quando o fluxo de calor e umidade vindo da Amazônia é mais intenso. Conforte (1997), em uma análise da distribuição anual dos casos estudados, verificou que o maior número de casos ocorreu na primavera (39%), em seguida no outono (27%), verão (22%) e inverno (12%).

Além da variabilidade diária e sazonal dos CCMs, estes também apresentam grande variabilidade intrassazonal e interanual, isso porque o JBN exibe grande variabilidade nessas escalas de tempo. Além disso, a atividade convectiva que dispara os CCMs está correlacionada negativamente com a convecção associada à ZCAS, pois quando há ZCAS o JBN é redirecionado, se dirigindo para a região SE do Brasil e inibindo assim a formação dos CCMs, e, como dito anteriormente, a ZCAS por sua vez apresenta grande variabilidade intrassazonal e interanual (Silva Dias *et al.*, 2009).

### **2.2.5 LINHAS DE INSTABILIDADE**

As Linhas de Instabilidade são células convectivas organizadas em forma de linha, que podem ser contínuas ou não, que se formam sucessivamente e geram uma zona de precipitação. De acordo com Fritsch e Forbes (2001), ao contrário dos CCM, as linhas assumem formas diversas e podem ou não ser simétricas.

De acordo com o estudo de Newton (1950), as Linhas de Instabilidade se propagam devido à convergência em baixos níveis. Além disso, o ar mais denso do sistema gera correntes descendentes, chamado de “frente de rajada”, que ao atingir a superfície relativamente com ar mais quente deixa o ambiente condicionalmente instável. Assim, novas células podem se formar à frente do sistema ou próximo de onde há o levantamento forçado. Já na retaguarda do sistema, há uma região de chuva estratiforme, composta pela bigorna das células convectivas que formam a linha (Wallace e Hobbs, 2006).

Em latitudes médias, as frentes frias podem interagir e auxiliar na formação das linhas de instabilidade (Bluestein, 1993), podendo aparecer no setor quente ou frio, paralelas ou perpendiculares à frente fria. Em um estudo feito por Cram *et al.* (1992), a partir de uma análise observacional e numérica de um estudo de caso de linha de instabilidade no Hemisfério Norte, eles verificaram que essa interação ocorreu na dianteira de um sistema frontal, se desenvolvendo devido à convergência de massa em superfície e se propagando na dianteira da frente fria (Cram *et al.*, 1992). Isso também é observado nas regiões sul e sudeste do Brasil, onde os sistemas frontais frios fornecem condições para a formação de linhas de

instabilidade pré-frontais, que surgem no setor quente, cerca de 200 a 300km adiante do sistema (Reboita *et al.*, 2010; Browning, 1986)

Além das Linhas de Instabilidade formadas em latitudes médias, no litoral das regiões norte e nordeste do Brasil também é comum a formação de Linhas de Instabilidades Tropicais, que podem se propagar em direção ao continente. Esses sistemas têm uma escala temporal associado à variabilidade diurna e mostram maior atividade convectiva no final da tarde, por estar associado a convergência gerada pela circulação brisa marítima (Cohen *et al.*, 2009). Quando o escoamento médio é favorável, essas linhas podem de propagar até o oeste da bacia amazônica, com algumas linhas chegando a ter um ciclo de vida de até 48 horas (Molion, 1987). Em sua maturação atingem uma largura entre 100 e 300km e comprimentos de cerca de 1000 a 2000 km (Greco *et al.*, 1994), atuando em grande parte da região norte e parte da região centro-oeste do Brasil, principalmente no estado do Mato Grosso.

#### **2.2.6 BRISA MARÍTIMA**

A brisa marítima influencia na circulação atmosférica de mesoescala, principalmente na região sudeste, e como consequência na precipitação. De acordo com Teixeira e Satyamurty (2006), a brisa marítima interage com a topografia, com a ilha de calor das grandes cidades na ocorrência de eventos chuvosos e, além disso, também intensifica a precipitação causada por sistemas sinóticos.

A circulação de brisa marítima é formada a partir do contraste térmico entre o oceano e o continente. Durante o dia o continente é mais quente do que o oceano e a noite o oceano é mais quente, pois a terra se resfria mais rápido devido a sua capacidade térmica. Sobre o corpo mais quente forma-se uma região de baixa pressão, o que gera a convergência dos ventos em superfície e movimentos ascendentes. Na região mais fria haverá movimentos descendentes, essa configuração define a estrutura vertical da circulação de brisa (Silva Dias *et al.*, 2004). Dessa forma, durante o dia, o ar sobre a superfície se move em direção ao continente, levando umidade oriunda do oceano, auxiliando a formação e intensificação de convecção e de noite essa circulação se inverte em direção ao oceano.

De acordo com Oliveira e Silva Dias (1982), a frente de brisa (deslocamento da circulação entre continente e oceano) adentra São Paulo entre as 13 e 14 horas no horário local. A entrada da brisa favorece a instabilidade atmosférica em São Paulo, podendo propiciar chuviscos e eventos de precipitação intensa quando interage com outros sistemas atmosféricos. O estudo feito Rodriguez *et al.* (2010) mostra que grandes tempestades na cidade de São Paulo podem ser resultado da combinação do escoamento de noroeste, associado a uma pré-frontal, e a penetração da brisa marítima, devido a convergência desses dois escoamentos no período da tarde.

### **2.3 PADRÕES DE VARIABILIDADE CLIMÁTICA**

Além dos sistemas transientes que atuam na América do Sul, as chuvas no SE e CO também são influenciadas por outros sistemas. Estes ocorrem em uma escala de tempo de mais baixa frequência e apresentam uma escala espacial maior que os sinóticos, como: as anomalias de TSM do Atlântico e Pacífico e os padrões de variabilidade representados por índices climáticos.

Grande parte dessa variabilidade climática está associada com as anomalias de TSM dos oceanos globais. Como no caso do Oceano Atlântico Sul, que influencia o clima do SE a partir de suas anomalias de TSM que modulam a temperatura e a precipitação da região (Diaz e Studzinski, 1994; Diaz *et al.*, 1998).

Ao analisar a correlação entre a precipitação de regiões homogêneas das regiões Sul e Sudeste do Brasil e as anomalias de TSM no Atlântico e Pacífico, Cardoso e Silva Dias (2004) observaram que o Pacífico mostra maior influência nos extremos de precipitação para todas as estações do ano, com exceção do verão, no qual o Atlântico se torna mais relevante.

Além disso, Drumond e Ambrizzi (2005) obtiveram indícios de que anomalias de TSM no Pacífico Sul e Equatorial podem ter sido os principais responsáveis por alterar a circulação atmosférica sobre a América do Sul, no período de janeiro a março de 2001, período no qual ocorreu um déficit de precipitação no Nordeste, sudeste e região central do Brasil.

Regiões oceânicas que contribuem e influenciam a precipitação associada às monções das regiões SE e CO do Brasil foram investigadas por Veiga *et al.* (2002), que encontraram a existência de áreas sobre os oceanos Atlântico Sul, Pacífico Tropical e Equatorial.

A principal fonte da variabilidade interanual da precipitação no Brasil é o ENSO (Grimm *et al.*, 2009). Este é um fenômeno de interação oceano-atmosfera associado a anomalias da TSM e dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial (Oliveira, 1999) e possui duas fases opostas o El Niño e a La Niña. A componente oceânica é chamada de El Niño e a componente atmosférica de Oscilação Sul (Philander, 1985). O El Niño está associado com anomalias de TSM positivas no Pacífico Equatorial e enfraquecimento dos ventos alísios, a célula de Walker se divide e conseqüentemente há um deslocamento zonal da convecção. A La Niña é o oposto do El Niño, os ventos alísios se intensificam e a pressão atmosférica em superfície aumenta na região leste do Pacífico Equatorial.

As regiões SE e CO se localizam em uma região de transição entre os impactos do ENSO, dessa forma não apresentam impactos tão bem definidos como as outras regiões do Brasil, mas há evidências de que no inverno o SE atinge temperaturas mais amenas durante a ocorrência de El Niño (Coelho *et al.*, 2002).

### **2.3.1 ÍNDICES CLIMÁTICOS**

Uma breve revisão bibliográfica dos índices climáticos utilizados neste trabalho está descrita a seguir. Os índices climáticos representam uma quantidade diagnóstica simples para caracterizar um padrão climático da atmosfera. Para derivar estes índices, há diversos métodos que podem ser utilizados, como: dados extraídos de estações meteorológicas, média de alguma região de interesse e/ou a utilização de Funções Ortogonais Empíricas.

#### **2.3.2.1 OSCILAÇÃO DO ATLÂNTICO NORTE**

A Oscilação do Atlântico Norte (NAO, sigla em inglês) é definida como a diferença de pressão atmosférica ao nível médio do mar entre uma estação na Islândia e outra nos Açores (Walker e Bliss, 1932). Esta oscilação constitui-se de

uma interação entre o oceano e a atmosfera, relacionada com a alternância dos centros de altas e baixas pressões e apresenta variabilidade sazonal e interanual (Hurrell, 2003). Além disso, possui duas fases distintas, negativa e positiva. Na fase negativa (positiva) as pressões mais altas (baixas) se localizam próximas à Islândia e mais baixas (altas) sobre os Açores (Hurrell, 2003).

O índice climático NAO é obtido através da Análise Rotacionada de Componentes Principais (RPCA, sigla em inglês usada por Barnston e Livezey, 1987) aplicando às anomalias da altura geopotencial em 500 hPa somente para o Hemisfério Norte e é definido como o primeiro modo desta análise.

De acordo com Siqueira e Molion (2015), a NAO se associa ao ENSO e pode estar relacionada com as chuvas na região centro-leste do Brasil. Além disso, Severo (2008) observou que a NAO apresenta correlação positiva com a precipitação do sul do Brasil.

### **2.3.2.2 PADRÃO ATMOSFÉRICO PACÍFICO - AMÉRICA DO SUL**

O padrão atmosférico Pacífico-América do Sul (PSA, sigla em inglês) é um padrão de variabilidade de baixa frequência, caracterizado por trens de onda que conectam a Indonésia, o Pacífico tropical e a América do Sul atuando entre médias e altas latitudes (Mo e Ghil, 1987). É representado por dois modos de variabilidade atmosférica no Hemisfério Sul (PSA1 e PSA2) e aparecem através da EOF da anomalia da altura geopotencial em 500 hPa ou da função de corrente em 200 hPa.

Mo e Higgins (1998) aplicaram a EOF para a função de corrente diária em 200 hPa e encontraram dois modos referentes ao PSA durante o inverno no Hemisfério Sul, o PSA1 e o PSA2. Eles sugeriram que estes padrões apresentam períodos entre 16 e 40 dias e que estão em quadratura entre si.

O PSA1 responde às alterações nas anomalias de TSM do Pacífico Central, pois está associado à escala interanual do ENSO (Mo, 2000). De acordo com Mo e Peagle (2001), este padrão no verão está associado a déficits de precipitação no nordeste brasileiro e maior precipitação no sudeste da América do Sul, correlato ao ENSO. Já o PSA2 está conectado a componente quase-bienal do

ENSO e está associado a um padrão de dipolo de precipitação entre a posição da ZCAS que se estende da América Central para o Atlântico Sul e a região subtropical da América do Sul centrada em 35°S.

### **2.3.2.3 ÍNDICE DO PACÍFICO OCIDENTAL**

O padrão de teleconexão do Pacífico Ocidental (WP, sigla em inglês) foi definido por Wallace e Gutzler (1981) como um modo de variabilidade de baixa frequência sobre o Pacífico Norte. É constituído por um dipolo norte-sul de geopotencial sobre a bacia do Pacífico centro-oeste no Hemisfério Norte (Baxter e Nigam, 2015).

O índice climático WP é obtido utilizando o mesmo método e o mesmo conjunto de dados do índice NAO, a diferença é que este é definido como o quarto modo da RPCA.

### **2.3.2.4 ÍNDICE DO ATLÂNTICO TROPICAL SUL**

O índice do Atlântico Tropical Sul (TSA, sigla em inglês) consiste nas anomalias de TSM média mensal com relação à climatologia de 1971-2000 para a região de 20°S-0° e 30°W-10°E (Enfield *et al.*, 1999). As anomalias positivas (negativas) indicam que o oceano na faixa da TSA se aquece (resfria).

Estudos indicam que a TSA implica na variabilidade de precipitação no Brasil, como em Andreoli e Kayano (2007) que observaram a importância da TSM no Atlântico Tropical Sul no nordeste do Brasil. Além disso, Chaves (2011) verificou que as anomalias positivas no TSA podem influenciar no comportamento da ZCAS, intensificando e aumentando as chuvas no SE e CO do Brasil.

### **2.3.2.5 OSCILAÇÃO DECADAL DO PACÍFICO**

A Oscilação Decadal do Pacífico (PDO, sigla em inglês) ocorre em uma escala de tempo interdecadal, período de 20 a 30 anos, e é definida como sendo variações na TSM no Oceano Pacífico, apresentando duas fases. A fase negativa ou

fria apresenta anomalias negativas de TSM no Pacífico Tropical e, ao mesmo tempo, anomalias de TSM positivas no Pacífico Extratropical em ambos os hemisférios. Já a fase positiva ou quente é caracterizada por anomalias de TSM positivas no Pacífico Tropical e negativas no Pacífico Extratropical (Mantua *et al.*, 1997).

O índice PDO (Mantua *et al.*, 1997) pode ser extraído do coeficiente de expansão normalizada da primeira componente principal da EOF das anomalias mensais de TSM no Pacífico Norte, entre as latitudes 20°N e 90°N. O padrão desta componente foi comparado com o padrão associado ao ciclo do ENSO, onde os padrões de TSM, pressão ao nível do mar e estresse do vento de superfície no Pacífico estão quase simétricos em torno do equador no Pacífico Leste, mas não tão confinados (Mantua *et al.*, 1997; Mestas-Nuñez e Enfield, 2001). Além disso, Kayano *et al.* (2009) observaram que a PDO pode intensificar construtivamente o ENSO quando ambos estão na mesma fase.

Alguns estudos investigaram a influência da PDO na América do Sul e também no Brasil. Sousa *et al.* (2010) observaram que na fase quente (fria) da PDO há um aumento (redução) do total anual de precipitação e frequência de dias com precipitação no estado de Goiás. Molion (2008) observou uma alta correlação entre a PDO e acumulados mensais de precipitação do Centro-Oeste.

### **2.3.2.6 ANOMALIAS DE TSM DO LESTE DO PACÍFICO CENTRAL TROPICAL**

As anomalias de TSM do Leste do Pacífico Central Tropical, conhecidas como NIÑO 3.4, são utilizadas para monitorar o Pacífico central tropical e definir os eventos de El Niño e La Niña, localizadas na região de 5°N – 5°S e 170°W – 120°W (Rasmusson *et al.*, 1982).

As anomalias nesta região são bons indicadores para as mudanças no padrão da circulação atmosférica e da convecção tropical. Quando a anomalia de TSM excede a  $\pm 0.4^{\circ}\text{C}$  e perdura por mais de 5 meses, a ocorrência do El Niño e La Niña são determinados (Trenberth, 1997).

### 2.3.2.7 ÍNDICE OSCILAÇÃO SUL

A Oscilação Sul está associada a mudanças nas teleconexões que ligam a circulação no Pacífico às outras regiões tropicais e latitudes mais altas nos dois hemisférios. Ela também está relacionada a mudanças na ZCIT e na Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) sobre o Oceano Pacífico (Trenberth, 1984). Para monitorar essa oscilação utiliza-se o Índice Oscilação Sul (SOI, sigla em inglês), que é uma série temporal da diferença dos dados mensais de pressão ao nível do mar da estação localizada no Taiti e da estação em Darwin (metodologia melhor explicada em: <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/Readme.index.shtml#SOICALC>).

O SOI está ligado à variabilidade de larga escala da TSM tropical e se refere à resposta da atmosfera do fenômeno ENSO (Trenberth e Caron, 2000). Além disso, é representado por uma fase positiva e negativa, onde períodos prolongados de SOI negativo (positivo) correspondem aos eventos de El Niño (La Niña), assinalados por TSM quentes (frias) no Pacífico oriental e central tropical.

### 2.3.2.8 OSCILAÇÃO ANTÁRTICA

A Oscilação Antártica (AAO, sigla em inglês) é definida como o primeiro modo da análise da EOF aplicada para o Hemisfério Sul, para as anomalias de geopotencial em 700hPa em relação a climatologia de 1979 a 2000 (CPC/NOAA), o qual descreve cerca de 30% da variabilidade climática do Hemisfério Sul. De acordo com Gong e Wang (1999), o índice AAO mostra o deslocamento de massa na atmosfera entre as médias e altas latitudes do Hemisfério Sul e apresenta uma fase negativa (positiva) quando há uma grande diferença de pressão entre as latitudes altas e médias do Hemisfério Sul onde há uma alta (baixa) pressão nas latitudes altas e baixa (alta) pressão nas latitudes médias. Além disso, na fase positiva (negativa) o índice corresponde a ventos de oeste (jato subtropical) mais fortes (fracos) do que a média na faixa de latitude de 50°S-70°S (30°S-50°S) (Marshall, 2003; Carvalho *et al.*, 2005).

Nas escalas de tempo mensais e interanuais, o AAO é o principal modo de variabilidade da circulação atmosférica do Hemisfério Sul (Thompson *et al.*, 2011),

por isso é um padrão que deve ser analisado em relação à sua influência na América do Sul.

Ao analisar os extremos de precipitação média no SE do Brasil, Vasconcellos e Cavalcanti (2010) observaram que os verões mais chuvosos (mais secos) estão associados à intensificação da sequência de ondas do padrão PSA pela fase negativa (positiva) da AAO.

### **2.3.2.9 OSCILAÇÃO QUASE-BIENAL**

A Oscilação Quase-Bienal (QBO, sigla em inglês) foi inicialmente reportada por Reed (1960), que observou que a estratosfera não apresenta um estado estacionário. Segundo Plumb (1984), a QBO é mais bem observada em campos de anomalia média mensal do vento zonal acima da camada de 100 hPa e se manifesta com maior destaque na estratosfera equatorial como uma reversão periódica do vento zonal com um período médio de 28 meses.

No estudo de Gray *et al.* (1992), tentou-se aproximar a variabilidade do ENSO com a da QBO e foi observado que há uma relação entre a fase fria (quente) da baixa estratosfera da QBO e o início dos eventos de El Niño (La Niña).

O índice utilizado neste trabalho, retirado do CPC/NOAA, é calculado a partir da média zonal do vento zonal em 30 hPa na linha do Equador.

## **2.4 MODELOS EMPÍRICOS DE PREVISÃO DE PRECIPITAÇÃO**

O desenvolvimento da previsão de precipitação é um trabalho árduo e de grande importância, visto que a precipitação possui uma grande variabilidade espacial e temporal e também, é uma variável que sofre a influência de processos de diferentes escalas. Nos últimos anos, os modelos estatísticos de previsão de clima, que em geral são equações de regressão múltipla, estão cada vez mais precisos, devido ao aprimoramento das bases de dados utilizadas e dos avanços no conhecimento da variabilidade de precipitação (McBride e Ebert, 2000).

Grimm *et al.* (2004) usaram como preditores de um modelo estocástico as TSM e as suas tendências de diversas áreas dos oceanos globais, para realizar a

previsão de precipitação anual na Bacia do Rio Paranaíba. Eles concluíram que a previsão dinâmica desta região pode ser melhorada utilizando um modelo estatístico linear.

Pezzi *et al.* (2000) testou um modelo estatístico para realizar previsões sazonais de anomalias de precipitação para a região sul do Brasil. Utilizaram como preditores as médias mensais de TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical e concluíram que o Oceano Atlântico influencia no bom desempenho do modelo a medida que a previsão se afastava do mês preditor. O Pacífico melhora o modelo nos primeiros seis meses de previsão. E quando os preditores são usados em conjunto, de uma maneira geral, tende a melhorar o desempenho das previsões.

Um modelo de combinação linear de previsões que utiliza índices climáticos foi aplicado para prever a precipitação na bacia do Alto São Francisco (Pinto *et al.*, 2006b). Eles evidenciaram a importância da utilização dos índices climáticos para manter os bons resultados.

Este trabalho utilizou um modelo estocástico de precipitação baseado em uma equação de regressão múltipla, onde a precipitação é a variável dependente e as variáveis independentes são os índices climáticos. Detalhes sobre este procedimento serão explicados na próxima seção.

## CAPÍTULO 3

### 3. DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1 DADOS

Neste trabalho foram utilizados dados diários de precipitação do CHIRPS, com resolução espacial de 0,05°, e as anomalias diárias de temperatura de superfície do mar oriundos do NOAA *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature* (OISST), com resolução espacial de 0,25°, ambos para o período de dezembro de 1981 a novembro de 2014.

O CHIRPS é um produto de estimativa de precipitação quase global (Funk *et al.*, 2014) desenvolvido pelos pesquisadores do Centro de Pesquisa Geológica dos Estados Unidos (USGS) e da Universidade da Califórnia, Santa Barbara (UCSB), apoiados pela Agência de Desenvolvimento Internacional dos Estados Unidos (USAID), a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e a *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). As principais bases de dados utilizadas para a sua criação foram: climatologia mensal de precipitação do CHPClim (*Climate Hazards Precipitation Climatology*); satélite geoestacionário quase-global no canal do infravermelho (IR), de duas fontes da NOAA, CPC (*Climate Prediction Center*) e NCDC (*National Centers for Environmental Information*); produto TRMM 3B42 (*The Tropical Rainfall Measuring Mission*) da NASA disponível a partir de 1998; campos de precipitação do modelo CFSv2 (*Climate Forecast System Version 2*); e dados de precipitação oriundos de estações de superfície de serviços regionais e nacionais de meteorologia. Os dados do CHIRPS estão disponíveis desde 1981 até o presente próximo no site <ftp://ftp.chg.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0/>.

O OISST é um produto de alta resolução desenvolvido através de uma interpolação entre dados de satélite, no canal infravermelho do *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR), e dados *in situ* a partir de navios e boias (Reynolds *et al.*, 2002). Além disso, para corrigir possíveis dados enviesados, é feito um ajuste entre os desvios dos dados do satélite e os dados de superfície. Os dados

do OISST estão disponíveis desde 1981 até o presente próximo em <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>.

### 3.1.1 ÍNDICES CLIMÁTICOS

Como preditores do modelo estatístico utilizado foram usados alguns índices climáticos como: *North Atlantic Oscillation* (NAO – Oscilação do Atlântico Norte), *Pacific South American Index 1 e 2* (PSA1 e PSA2 – Padrão atmosférico Pacífico-América do Sul), *Western Pacific Index* (WP – Índice do Pacífico Ocidental), *Tropical Southern Atlantic Index* (TSA – Índice do Atlântico Sul Tropical), *Pacific Decadal Oscillation* (PDO – Oscilação Decadal do Pacífico), *East Central Tropical Pacific SST* (NINO3.4 – Anomalias de TSM do Leste do Pacífico Central Tropical), *Southern Oscillation Index* (SOI – Índice Oscilação Sul), *Antartic Oscillation* (AAO – Oscilação Antártica) e *Quasi-Biennial Oscillation* (QBO – Oscilação Quase-Bienal). As séries temporais destes índices abrangem o período de 1981 a 2014 e, com exceção da PSA1 e PSA2, estão disponíveis em <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>.

O PSA1 e o PSA2 foram calculados de acordo com a metodologia empregada por Mo (2000), que aplica a anomalia mensal de geopotencial no nível de 500hPa (série filtrada para manter períodos menores do que 60 meses) nas funções ortogonais empíricas (EOF), executada somente para o hemisfério sul (HS) (90°S-equador). Como resultado, o segundo e terceiro modo da EOF representam o padrão de teleconexão PSA (PSA1 e PSA2, respectivamente), onde os coeficientes de expansão normalizados destes modos são às séries temporais dos índices. A anomalia de geopotencial utilizada na EOF foi feita a partir dos dados da reanálise do CDAS-1 (Kalnay *et al.*, 1996) (*Climate Data Assimilation System I; NCEP-NCAR Reanalysis Project*), utilizando a própria climatologia no período de 1981 a 2014. Estes dados de geopotencial se encontram disponíveis em <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/>.

### 3.2 ANÁLISE DE AGRUPAMENTO

Por não apresentarem, em sua climatologia, ampla homogeneidade espacial de precipitação, as Regiões CO e SE do Brasil foram subdivididas, através da técnica de Análise de Agrupamento (*Clusters Analysis*), em sub-regiões que apresentaram características semelhantes entre si.

Esta análise é uma ferramenta útil na identificação de grupos homogêneos em relação a uma variável (Wilks, 2011). No presente trabalho foram utilizados a precipitação mensal de 1981 a 2014 para as regiões SE e CO, separadamente. Diversos estudos utilizaram esta técnica para identificar áreas homogêneas de precipitação, como: Barbosa (2006) que identificou áreas homogêneas no estado de São Paulo; Oliveira (2014) que caracterizou as regiões no nordeste brasileiro utilizando dados quantilizados de precipitação; e Pampuch *et al.*, (2016) que regionalizou o sudeste brasileiro para determinação dos eventos extremos secos em cada uma das regiões definidas.

O conceito principal do agrupamento dos pontos de dados é a “distância” entre esses pontos, que fornece a similaridade entre diferentes grupos: quanto menor a distância entre dois pontos, mais próximos eles se apresentam dentro do mesmo grupo. A medida de distância utilizada neste trabalho foi a distância euclidiana (Equação 1), que calcula a distância  $d_{ij}$  entre dois pontos  $x_i$  e  $x_j$ .

$$d_{ij} = |x_i - x_j| = [\sum_{k=1}^K (x_{i,k} - x_{j,k})^2]^{1/2} \quad (\text{Eq. 1})$$

onde K é o número de tempos.

Após o cálculo da distância, é necessário fixar um critério para definir a distância dentro de cada grupo e separar os membros com relação às suas semelhanças ou diferenças. O critério utilizado foi o “*Average-linkage*”, um método hierárquico em que é possível visualizar os níveis dessa divisão, onde se define a distância entre dois grupos ( $G_1$  e  $G_2$ ) como a média da distância euclidiana entre todos os outros possíveis pares de pontos nos dois grupos, onde  $n_1$  e  $n_2$  são os pontos de cada grupo,  $G_1$  e  $G_2$ , respectivamente (Equação 2).

$$d_{G_1G_2} = \frac{1}{n_1 n_2} \sum_{i=1}^{n_1} \sum_{j=1}^{n_2} d_{ij} \quad (\text{Eq. 2})$$

A análise de agrupamento necessita da informação de quando se deve parar na divisão dos grupos e assim decidir o número adequado de *clusters*. Portanto, utilizou-se a técnica proposta por Wilks (2011), que sugere uma análise subjetiva no gráfico de números de estágios da divisão pela distância euclidiana. Quando o processo alcança um nível com poucos *clusters*, os pontos do gráfico se distanciam cada vez mais. Dessa forma, no ponto onde se encontra uma alteração evidente na distância entre os grupos (pontos do gráfico), pode-se considerar como a primeira quebra do gráfico. O número de quebras nesse gráfico representa a escolha do número de *clusters*, por exemplo: se há 4 quebras no gráfico, são determinados 4 grupos homogêneos na análise.

Após a determinação desses grupos homogêneos de precipitação, que são os grupos encontrados através desta metodologia, foram extraídas as séries mensais de precipitação para todo o período de dados de cada grupo (denominado como sub-região homogênea, a partir deste ponto) do SE e CO.

### 3.3 CORRELAÇÃO

A fim de investigar a relação entre a precipitação e os índices climáticos, foi aplicada uma correlação linear entre as anomalias mensais de precipitação para cada ponto de grade e as séries temporais dos índices climáticos (período 1981 a 2014), ambas suavizadas por meio da aplicação de uma média móvel de 12 meses (Silva *et al.*, 2016).

A correlação linear é representada pelo coeficiente de correlação linear de Pearson (Equação 3), que pode ser calculado através da razão entre a covariância entre duas variáveis  $x$  e  $y$  e o produto de seus respectivos desvios padrão.

$$r_{xy} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sqrt{\left\{ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})^2] \right\}} \sqrt{\left\{ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(y_i - \bar{y})^2] \right\}}} \quad (\text{Eq. 3})$$

onde as  $\bar{x}$  e  $\bar{y}$  barra são os valores médios para as  $n$  observações destas variáveis. A correlação de Pearson possui valores entre (-1,+1), se  $r_{xy}=+1$  ( $r_{xy}=-1$ ) há uma perfeita associação linear positiva (negativa) entre  $x$  e  $y$ .

O teste de significância estatística aplicado aos mapas de correlação é o teste *t-Student*, que se baseia na função *t* de densidade de probabilidade. Caso o valor de correlação se encontre dentro do intervalo do domínio correspondente ao nível de 95% ( $t_c$  menor que  $t$ ), ele é considerado significativo a este nível. Caso contrário, não há significância estatística (Wilks, 2011). A estatística do teste é calculada da seguinte forma:

$$t_c = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (\text{Eq. 4})$$

onde  $n$  são os graus de liberdade,  $r$  é o valor do coeficiente de correlação.

### 3.4 DECOMPOSIÇÃO EM VALORES SINGULARES

A técnica da decomposição em valores singulares (SVD – *Singular Value Decomposition*) procura identificar pares de padrões espaciais acoplados de dois campos e analisar a sua variação no tempo (Bjornsson e Venegas, 1997). O detalhamento da técnica também pode ser encontrado em Bretherton *et al.* (1992) e Wallace *et al.* (1992).

Este método foi utilizado para determinar os padrões de precipitação sobre o CO e SE do Brasil associados aos padrões de TSM nos Oceanos Atlântico e Pacífico. A SVD foi aplicada às anomalias mensais de precipitação (obtidas através da remoção do ciclo anual) e TSM dos oceanos para todos os verões (dezembro, janeiro, fevereiro), de toda a série de dados, tornando assim possível a identificação de padrões que maximizam a covariância explicada por esses dados.

Para avaliar como os modos oscilam no tempo, a partir da análise SVD são determinados os coeficientes de expansão, que são calculados para cada variável através da projeção do vetor singular do modo no campo original da variável correspondente em cada tempo da série (Bjornsson e Venegas, 1997). Portanto, para cada modo da análise, é gerado um par de vetores.

Os mapas de correlação heterogênea são definidos como o vetor de correlação entre o coeficiente de expansão do modo de um campo e os pontos de grade de outro campo e indicam o quão bem os valores de ponto de grade do

segundo campo podem ser previstos pelo entendimento do coeficiente de expansão do primeiro campo (Bjornsson e Venegas, 1997).

Segundo Coelho (2001), os mapas de correlação da SVD devem ser interpretados de maneira conjunta à análise entre as séries temporais dos coeficientes de expansão. Se a correlação linear entre estas duas séries é positiva, regiões com coeficientes de correlação de mesmo sinal nos mapas de correlação covariam da mesma forma. Por exemplo, valores positivos (negativos) de correlação entre os coeficientes de expansão, indicam que anomalias positivas (negativas) no campo espacial de uma variável estão associadas a anomalias negativas (positivas) na outra variável.

Os padrões espaciais e temporais capturados por cada modo são ortogonais entre si, mas em alguns casos não são completamente independentes. Isto pode ser avaliado pelo teste proposto por North *et al.* (1982) conforme a Equação 5, que verifica a independência entre os modos baseados no cálculo do erro amostral do autovalor ( $\delta\lambda$ ),

$$\delta\lambda = \lambda \left(\frac{2}{N}\right)^{1/2} \quad (\text{Eq. 5})$$

sendo  $\lambda$  o autovalor do modo correspondente e N o número de graus de liberdade.

### 3.5 MODELO DE PREVISÃO EMPÍRICA

O modelo utilizado nesta pesquisa é semelhante ao desenvolvido por Cardoso (2005), sendo a maior diferença encontrada no conjunto de preditores utilizados. No modelo de Cardoso (2005) são utilizados somente os modos rotacionados da TSM como preditores, ao passo que este trabalho utilizou as séries temporais mensais dos índices climáticos citados anteriormente.

A regressão linear múltipla é a base conceitual deste modelo estocástico. Ela possui diferentes variáveis independentes, que são chamadas de preditores e uma única variável dependente, que é a média mensal de precipitação das regiões homogêneas. Cada uma das variáveis predictoras tem seu próprio coeficiente. A equação de regressão é a seguinte:

$$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_3 + b_4x_4 + \dots + b_ix_i + R \quad (\text{Eq. 6})$$

onde:  $y$  é a precipitação média;  $x_i$  são as variáveis independentes (índices climáticos);  $b_0$  é o intercepto de  $y$ ;  $b_i$  são os coeficientes angulares;  $i$  é o número de variáveis independentes e  $R$  é o termo de resíduo.

O modelo de previsão aplicado sobre as regiões homogêneas mensais do CO e SE utiliza a regressão do tipo *stepwise*, que seleciona quais preditores serão utilizados em cada regressão por grau de contribuição. Este método é aplicado na série diagnóstica, período dos dados que se utiliza para encontrar a contribuição de cada preditor na equação de regressão. Supondo que há  $N$  preditores, na primeira etapa da *stepwise* é montada uma regressão linear simples para cada preditor, para selecionar dentre os preditores aquele que gera o menor valor da soma do quadrado dos erros (SSE), dentre as  $N$  previsões realizadas. Nas outras etapas é realizada uma regressão linear múltipla  $N-m$  vezes, sendo  $m$  o número da etapa. Assim, a cada nova etapa um novo preditor é escolhido, o qual juntamente com os preditores anteriormente selecionados, gera o menor valor de SSE. Dessa forma, haverá  $N$  grupos de preditores, sendo que o primeiro grupo contém apenas um preditor, o segundo dois preditores e assim sucessivamente. Após isso, novos valores de SSE são calculados e, na maior parte dos casos, o valor de SSE diminui com o aumento do número de preditores. Contudo isto nem sempre ocorre, e nesta circunstância, aplica-se o teste  $F$ , que seleciona o número de preditores mais adequado. Este teste de hipótese calcula o  $p$ -valor, que neste caso é a probabilidade de significância da equação de regressão múltipla ser um bom ajuste no nível de significância de 0,10, e dos dois melhores grupos com menor SSE, o modelo de regressão múltipla cujo  $p$ -valor for menor que o nível de significância será o modelo selecionado.

Uma característica deste modelo é que ele não é estático, ou seja, a série usada para diagnóstico em cada iteração preditiva é atualizada com o evento recente. Além disso, ele pode ser ajustado exclusivamente para um determinado preditando e para diferentes defasagens.

As séries de precipitação possuem 34 anos de observação, de 1981 a 2014, e o modelo foi validado para cinco anos da série (2005 a 2009). Além disso, o

modelo foi aplicado para alguns estudos de caso específicos, descritos na seção 3.4.1.

Para estimar a destreza do modelo no período de 2005 a 2010, foi necessário calcular alguns parâmetros estatísticos, onde 'P' são os valores da previsão e 'O' os valores da série observada (CHIRPS):

- Raiz do erro médio quadrático (RMSE):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{N}} \quad (\text{Eq. 7})$$

- Erro médio (Viés):

$$\text{Viés} = \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)}{N} \quad (\text{Eq. 8})$$

- Coeficiente de Correlação:

$$CC = \frac{\left[\frac{1}{N-1}\right] \sum_{i=1}^N [(O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})]}{\left\{\left[\frac{1}{N-1}\right] \sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2\right\}^{1/2} \left\{\left[\frac{1}{N-1}\right] \sum_{i=1}^N (P_i - \bar{P})^2\right\}^{1/2}} \quad (\text{Eq. 9})$$

### 3.5.1 ESTUDO DE CASO

O modelo estocástico descrito anteriormente foi aplicado para quatro períodos específicos, para assim investigar com clareza a sensibilidade do modelo em até 4 defasagens de tempo. Os períodos escolhidos foram eventos de anomalias positivas e negativas mensais nas regiões SE e CO.

Os períodos estudados foram determinados em relação às anomalias do trimestre de JFM (Janeiro, Fevereiro e Março), o qual é o período caracterizado pelo máximo de precipitação na região SE e CO (Grimm, 2003). Portanto, é interessante aplicar o modelo nesse trimestre, pois do ponto de vista climatológico se trata de um período em que há elevados acumulados de precipitação. Assim, estimativas antecipadas de como os próximos meses serão afetados são de grande interesse, visto que estas duas regiões concentram grande parte da produção e consumo do total de eletricidade produzida com usinas hidroelétricas no Brasil e também por

apresentarem grande parte da produção agrícola, setores extremamente dependentes da disponibilidade de água (Coelho *et al.*, 2016).

Ao contrário do período de diagnóstico, os resultados do modelo nos estudos de caso foram comparados em relação aos valores estimados pelo CHIRPS mais um intervalo de confiança (desvio padrão). Ou seja, considera-se que a precipitação mensal calculada pelo modelo pode oscilar no intervalo limitado pela precipitação do CHIRPS mais ou menos o desvio padrão da série do CHIRPS para aquele mês previsto. Assim, somente os valores acima ou abaixo desse intervalo são considerados trimestres ou meses de anomalia. Essa metodologia é a mesma aplicada por Sousa *et al.*, (2015).

Estes valores acima ou abaixo do intervalo foram chamados de desvio em relação à precipitação (AP) e foram calculadas através das equações 10 e 11:

$$AP = P_{modelo} - (P_{chirps} + DP), se P_{modelo} > P_{chirps} + DP \quad (\text{Eq. 10})$$

$$AP = -1 * ((P_{chirps} - DP) - P_{modelo}), se P_{modelo} < P_{chirps} - DP \quad (\text{Eq. 11})$$

onde a equação 10 (11) é a condição para anomalia positiva (negativa);  $P_{modelo}$  é a precipitação calculada pelo modelo estocástico;  $P_{chirps}$  é a precipitação estimada pelo CHIRPS e DP é o desvio padrão do período (mensal ou trimestral). De acordo com Sousa *et al.*, 2015, a anomalia de precipitação positiva (negativa) é definida quando a precipitação do modelo é maior (menor) que a precipitação do CHIRPS mais (menos) o desvio padrão do período.

## CAPÍTULO 4

### 4. APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

#### 4.1 CICLO SAZONAL DE PRECIPITAÇÃO

A climatologia de precipitação no SE quanto no CO é marcada pela variação inter e intra-anual (Cavalcanti, 2009), devido à sua diversidade na topografia e por sofrerem influências de fenômenos de grande e mesoescala.

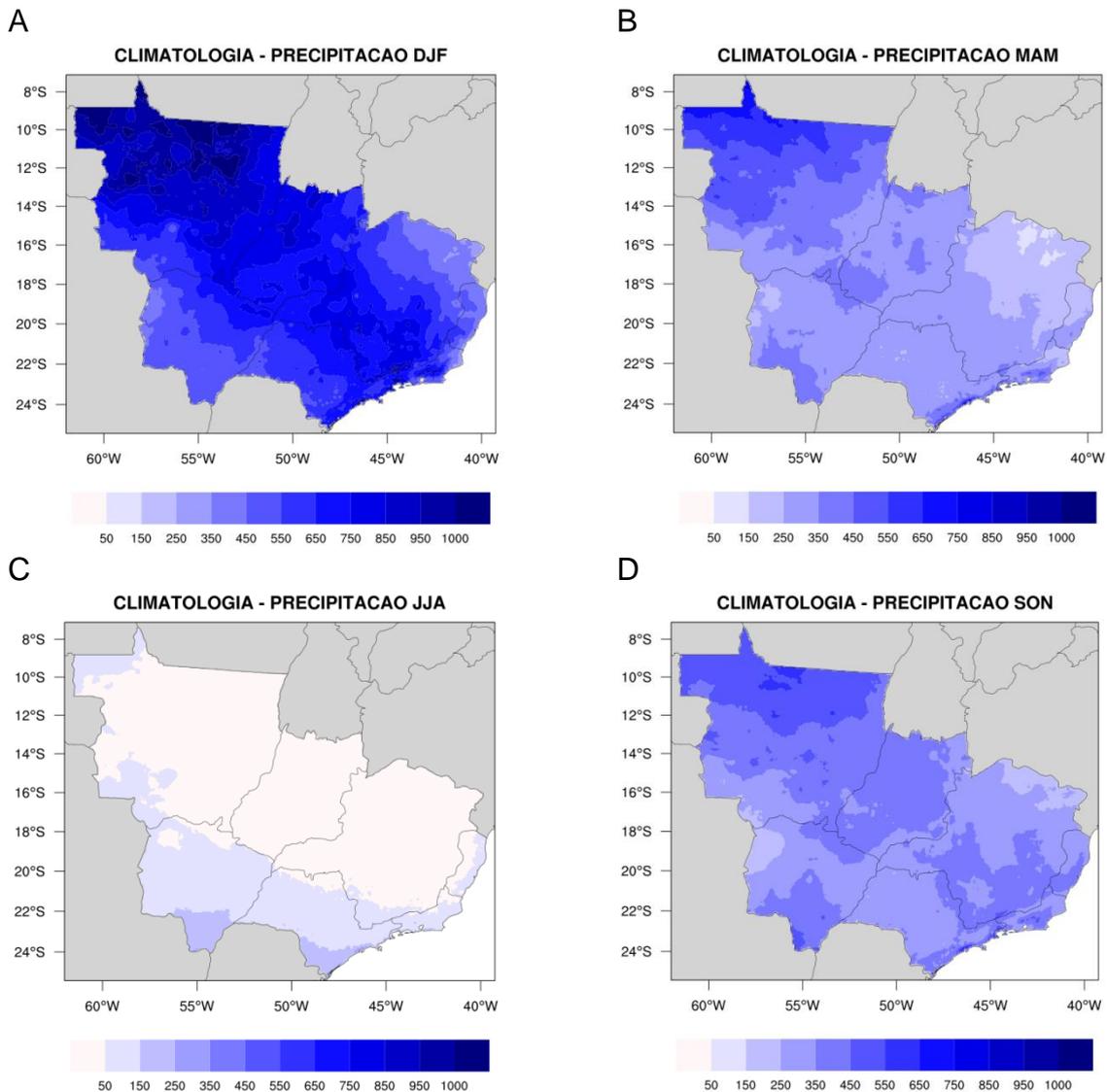
Para analisar a climatologia de precipitação estimada pelo CHIRPS, foram calculadas a climatologia para os acumulados trimestrais para as quatro estações do ano (DJF – dezembro, janeiro e fevereiro); MAM – março, abril e maio; JJA – junho, julho e agosto; SON – setembro, outubro e novembro).

Através da Figura 2 observa-se que os dados do CHIRPS representam bem as diferentes distribuições espaciais de precipitação, que também ocorrem irregularmente nas diferentes estações. No trimestre de DJF (Figura 2A) são registrados os maiores acumulados e em JJA (Figura 2C) o menor acumulado de precipitação. Dessa forma, o regime de precipitação, em ambas as regiões, apresenta um ciclo anual bem definido (Figura 2A-D), mas a distribuição espacial não é regular, semelhante ao encontrado por Nunes *et al.* (2009).

Climatologicamente verifica-se que a porção norte do CO e SE é a que apresenta menores acumulados no trimestre JJA, ficando abaixo de 50 mm. A parte norte dos estados de Minas Gerais e Espírito Santo apresentam os menores acumulados nos quatro trimestres, sendo que no inverno não ultrapassa os 50 mm enquanto que no outono o acumulado é de cerca de 150 mm. Neste trimestre grande parte da precipitação se encontra nos estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e em parte do Rio de Janeiro, onde os maiores núcleos se encontram no sul de Mato Grosso do Sul e sul de São Paulo, atingindo aproximadamente 150 mm.

As regiões que compreendem a porção noroeste do Mato Grosso e o litoral dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro apresentam os acumulados

trimestrais mais elevados durante todos os trimestres. Estes acumulados do litoral são favorecidos pela umidade fornecida pelo Oceano Atlântico para o continente e também pela atuação de frentes frias (Nunes *et al.*, 2009). Os maiores valores das duas regiões ocorrem no verão, estação chuvosa, atingindo 900 mm no litoral e ultrapassando 1000mm no noroeste do Mato Grosso.



**Figura 2.** Climatologia sazonal de precipitação em mm/trimestre com base nos dados CHIRPS para o período 1981-2014 nas Regiões Centro-Oeste e Sudeste. Dezembro, Janeiro e Fevereiro - DJF (A), Março, Abril e Maio -MAM (B), Junho, Julho e Agosto -JJA (C) e Setembro, Outubro e Novembro- SON (D).

A estação chuvosa se inicia na primavera e continua ao longo do verão, com chuvas mais intensas e maiores acumulados de precipitação. Segundo Alves *et al.* (2005), este aumento da precipitação está associado a padrões de circulação de

mesoescala, a atuação de sistemas frontais e principalmente da ZCAS. Esses sistemas também influenciam diretamente o SE e CO.

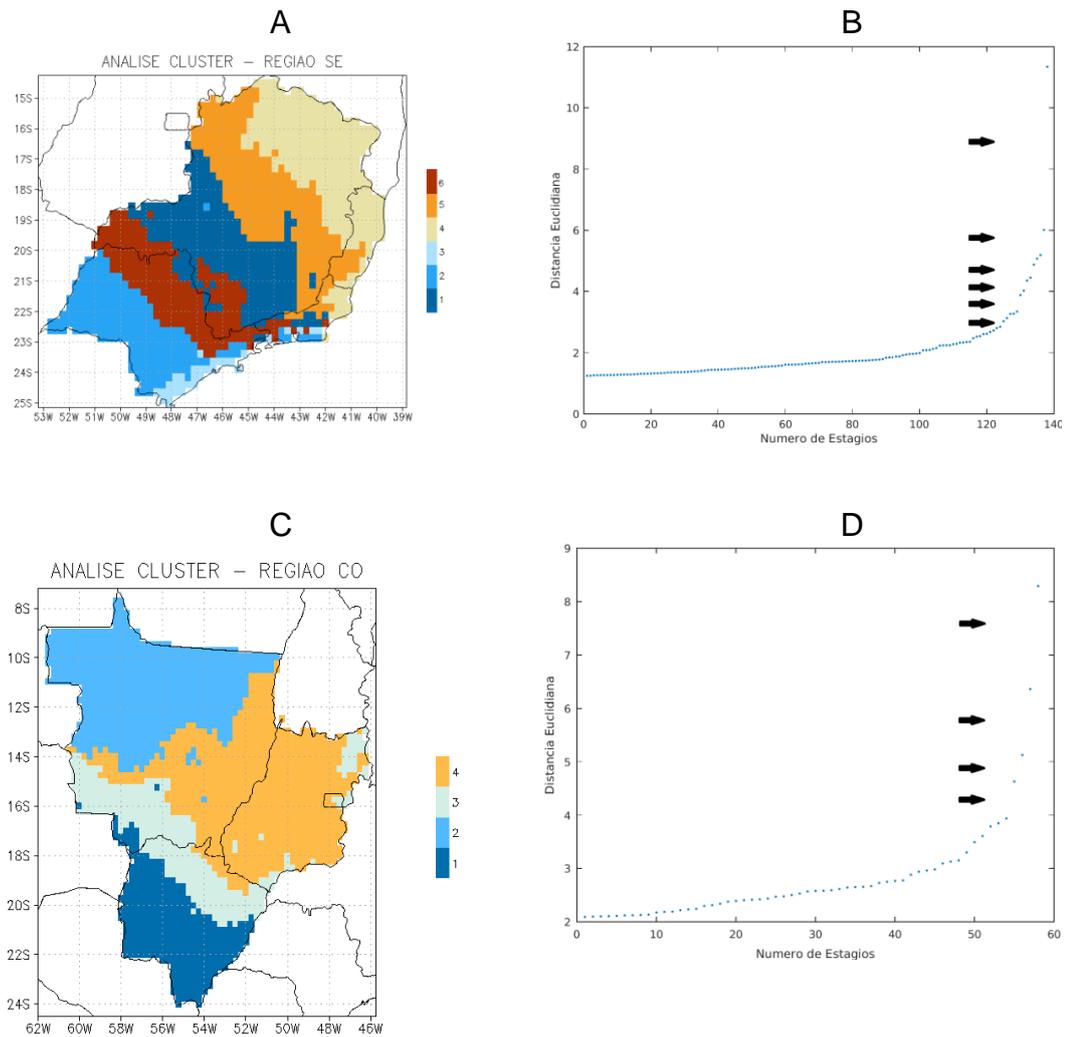
## 4.2 ANÁLISE DE CLUSTER

Como descrito na seção 3.2, esta técnica foi utilizada na determinação das regiões homogêneas em relação à precipitação sobre o Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Para atingir o objetivo desta análise foi utilizada toda a série mensal de dados, pois utilizar somente a climatologia mensal (12 tempos) poderia não ser útil para perceber as variações sazonais dos dados de precipitação.

As Figuras 3A e 3B mostram a distância euclidiana em cada um dos estágios da análise de divisão dos grupos. As setas pretas indicam o número de quebras no gráfico (maiores espaçamentos entre os pontos) e representam o número de regiões homogêneas encontradas; a partir deste gráfico foi possível aplicar o critério da escolha do número de clusters, de modo que foram determinadas quatro regiões homogêneas em relação a precipitação no CO, mostrados na Figura 3C, e seis regiões homogêneas no SE, que podem ser vistos na Figura 3A.

No Sudeste, com exceção da sub-região 3, todas as sub-regiões compreendem espacialmente faixas que se estendem com direção nordeste-sudeste. A sub-região 3 compreende a faixa litorânea de São Paulo, porção onde se encontra a Serra da Cantareira e é a que mais sofre diretamente com a influência da brisa marítima, com a topografia e, portanto, possui altos acumulados de precipitação durante todo o ano.

No Centro-Oeste, a sub-região 1 compreende a porção sul da região e grande parte do território do Mato Grosso do Sul. A sub-região 2 ocupa a região norte e noroeste do Mato Grosso, porção onde ocorrem os maiores acumulados de chuva do CO durante o ano. A sub-região 3 compreende o sudoeste do Mato Grosso passando por quase todo o norte do Mato Grosso do Sul, além de ocupar uma pequena parte do noroeste de Goiás. Por fim, a sub-região 4 ocupa grande parte do território de Goiás, uma pequena porção do Mato Grosso do Sul e uma faixa do leste do Mato Grosso.



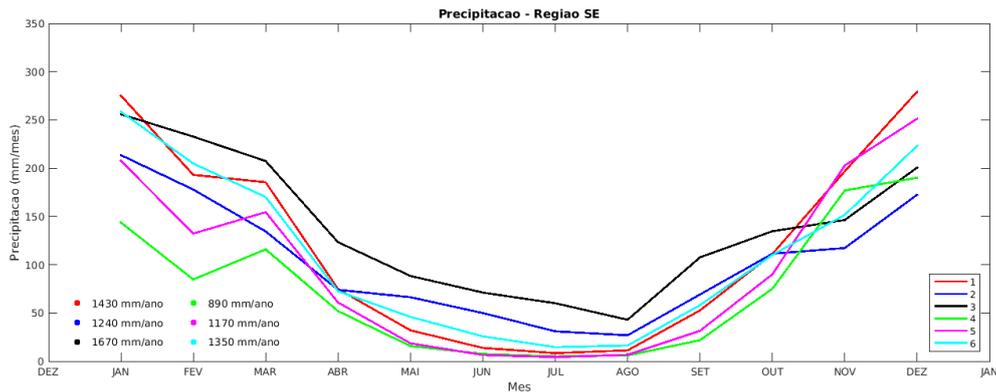
**Figura 3.** À esquerda: Mapas com as regiões pluviométricas homogêneas determinadas através da Análise de Cluster. À direita: Distância Euclidiana pelo número de estágios da análise, as setas indicam as quebras no gráfico. Sudeste (A); Centro-Oeste (B).

Nas Figuras 4A-B, SE e CO respectivamente, observa-se as climatologias mensais para cada sub-região homogênea, calculadas através da média aritmética para cada ponto de grade que compõe a sub-região. Os totais mensais de precipitação possuem um ciclo anual bem definido, característico das regiões SE e CO do Brasil, com valores mais baixos no inverno e mais elevados no verão. No SE (Figura 4A), os valores mais elevados no início das séries são observados nas regiões 1,3 e 6; já no final das séries destacam-se as regiões 2 e 4.

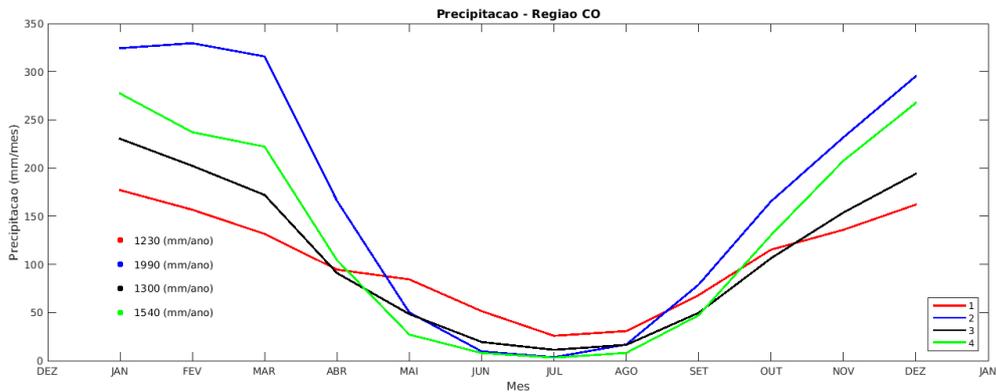
Na Figura 4B, a sub-região 2, com exceção nos meses de inverno austral, possui os maiores valores de precipitação, tendo seu pico no mês de fevereiro. Além

da sub-região 1 ser uma das porções mais secas na média anual, ela possui o maior mínimo de precipitação em relação as outras séries (no mês de julho). Climatologicamente, as chuvas mais significativas dessas regiões têm início a partir de outubro e se estendem até março (Alves *et al.*, 2005).

A



B



**Figura 4.** Valores da precipitação mensal e acumulado anual para cada sub-região homogênea: Sudeste (A); Centro-Oeste (B).

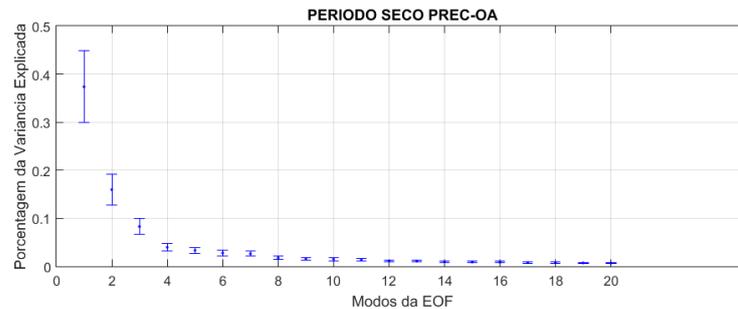
### 4.3 DECOMPOSIÇÃO EM VALORES SINGULARES

O método SVD (descrito em 3.3) foi aplicado às anomalias mensais da precipitação sobre o SE e CO do Brasil e de TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico. O domínio utilizado para os dados de TSM foi de 40°S a 30°N e 60°O a 20°O para o Atlântico, e para o Pacífico a área estende-se de 40°S a 30°N e 170°L a 85°O. As

análises foram feitas para as regiões SE e CO em conjunto para o período seco e chuvoso dessas regiões, de abril a setembro e de outubro a março, respectivamente. Esta análise identifica apenas os modos de comportamento nos quais as variações da precipitação e da TSM são fortemente acopladas.

### 4.3.1 PERÍODO SECO

A análise de SVD aplicada para o período de abril a setembro entre as anomalias de precipitação no continente e a as anomalias de TSM do Oceano Atlântico mostra que os três primeiros modos não possuem dependência entre os componentes principais da SVD, pois, de acordo com North *et. al.* (1982), não há intersecção entre os erros amostrais das variâncias explicadas (Figura 5).

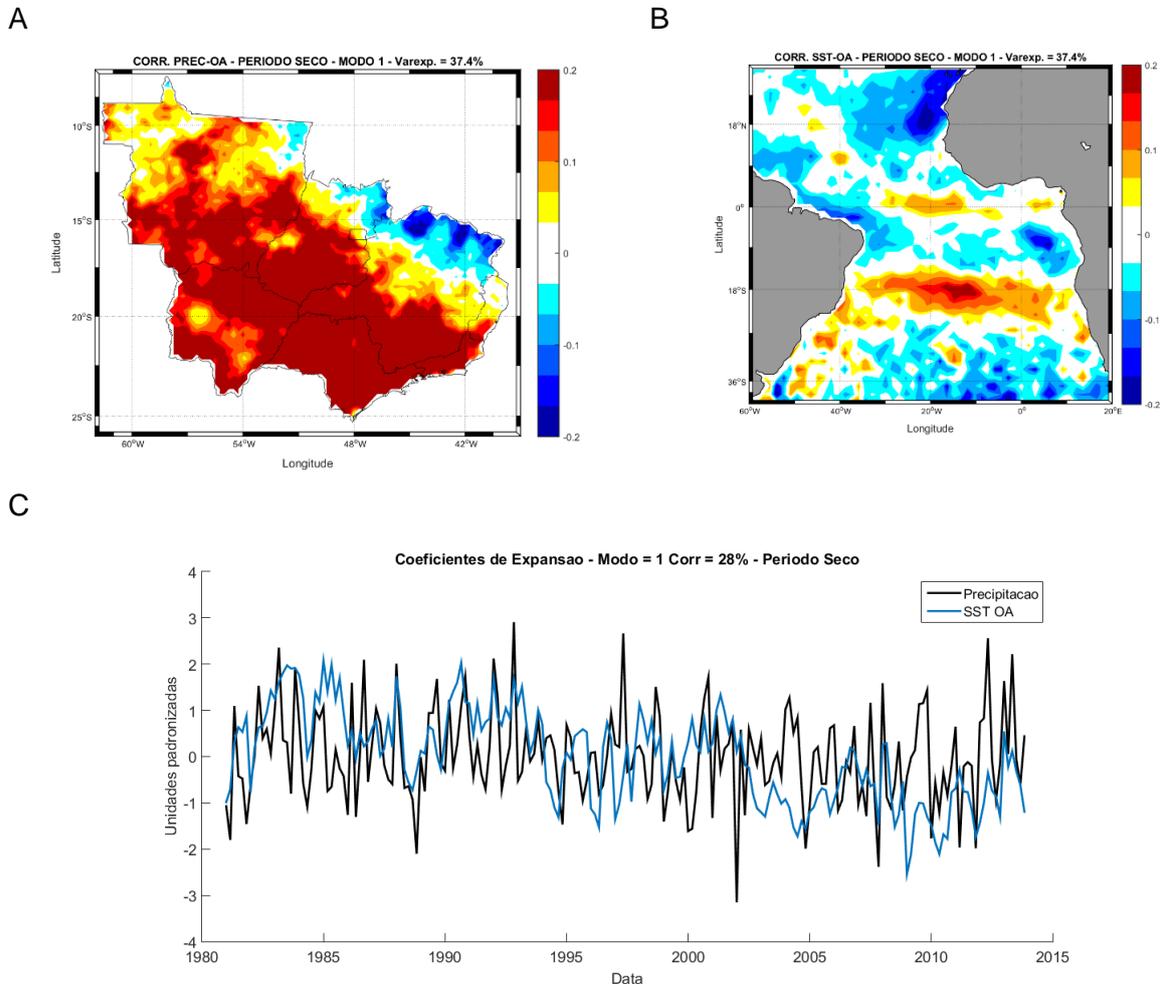


**Figura 5.** Variância explicada pelos 20 primeiros modos da SVD para o período seco e o erro amostral calculado pelo método de North *et al.* (1982) para as regiões SE e CO com o Oceano Atlântico.

O padrão espacial do primeiro modo da SVD mostra valores positivos de correlação heterogênea na porção sudoeste do Atlântico (Figura 6), próximas a costa da América do Sul e também na faixa latitudinal de 20°S, com maiores valores de correlação em 15°O. Já no restante do oceano, destaque para valores negativos de correlação, indicando que este padrão e anomalias mais quentes de TSM próximas a costa estão associadas a anomalias positivas em grande parte das regiões SE e CO. Este modo apresentou 37,4% da covariância explicada, com coeficientes de correlação de 28% entre os coeficientes de expansão.

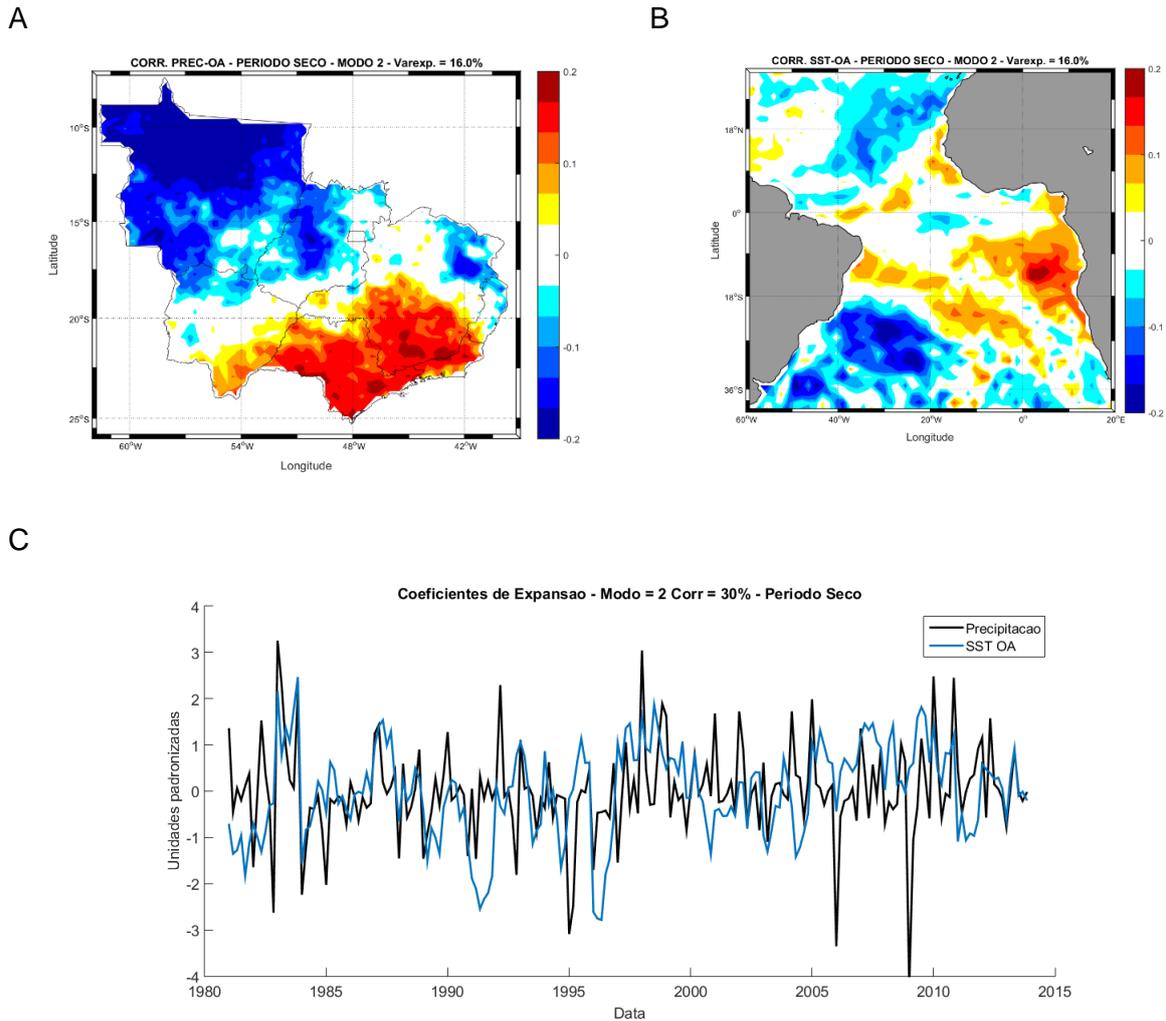
O segundo modo do SVD (Figura 7) explica 16% da covariância entre os campos, com valor de correlação entre os coeficientes de expansão de 30%. Diferentemente do primeiro modo, o padrão de precipitação está mais distribuído,

com valores positivos de correlação na porção sul/sudeste e valores negativos na porção noroeste. Estas anomalias de precipitação estão associadas a anomalias negativas de TSM no Atlântico Sudoeste e no Atlântico Tropical Norte, e com anomalias positivas no Atlântico Tropical Sul.



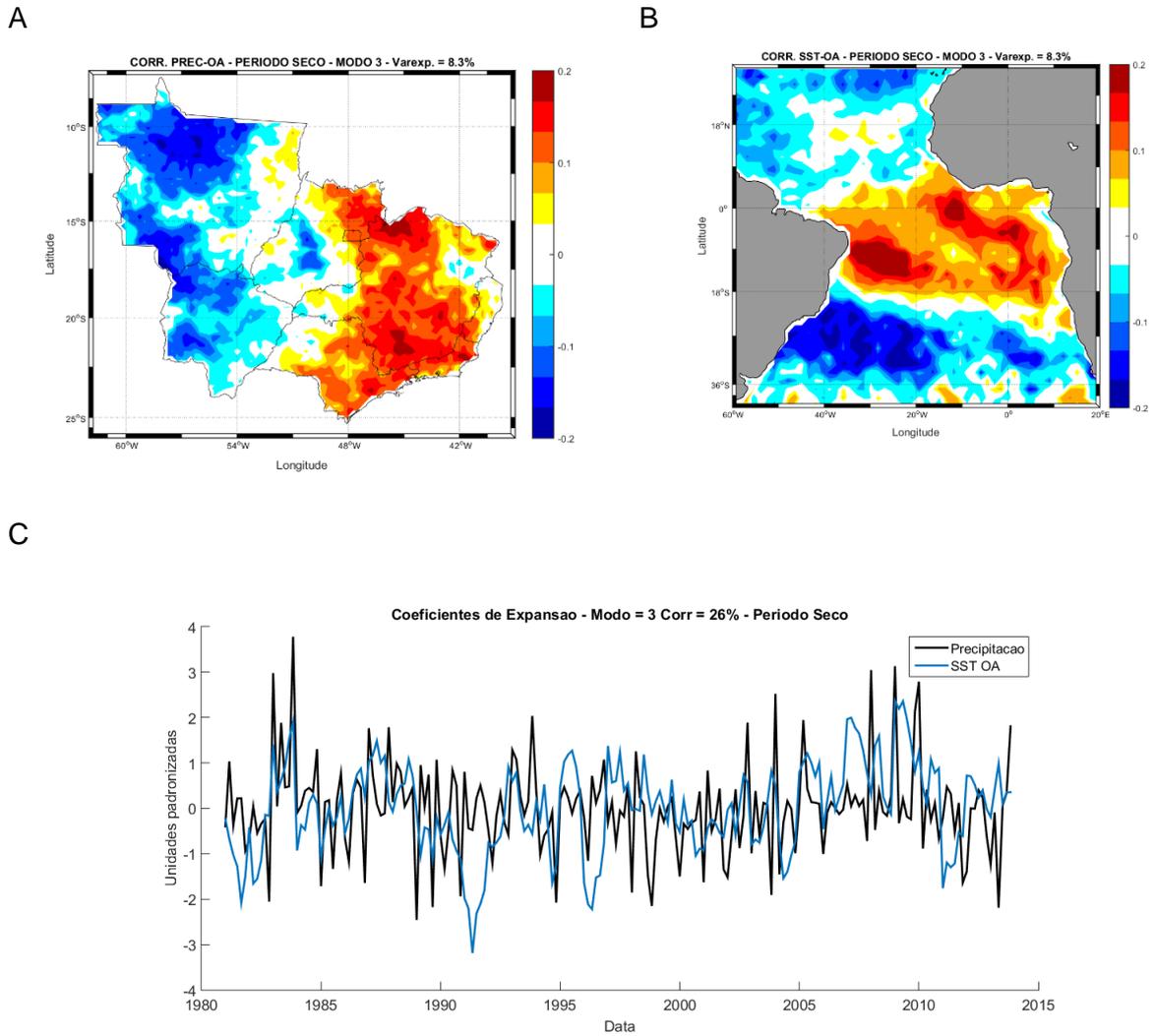
**Figura 6.** Primeiro modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Atlântico para o período seco: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 37,4%.

A Figura 8, terceiro modo da análise, apresenta um padrão de tripolo no campo espacial de TSM, com anomalias negativas ao sul de 18°S e acima da linha do equador e anomalias positivas entre a linha do equador e 18°S. Este padrão está associado a um dipolo de precipitação, com anomalias positivas (negativas) no leste (oeste) da região e juntos explicam 8,3% da variância com um coeficiente de correlação entre os coeficientes de expansão de 26%.

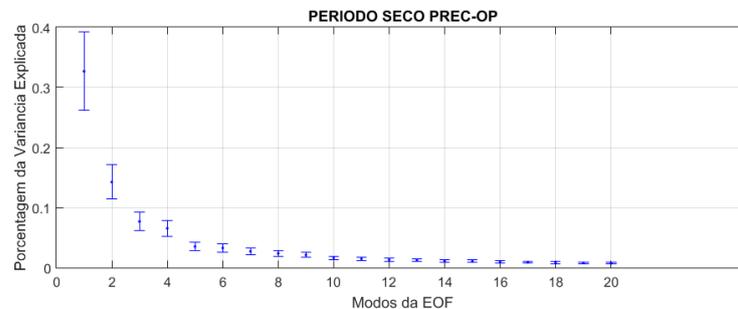


**Figura 7.** Segundo modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Atlântico para o período seco: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 16%.

Os dois primeiros modos obtidos da análise SVD com o Oceano Pacífico explicam 46,9% da covariância dos dados e de acordo com a Figura 9, eles são totalmente independentes. O terceiro modo, não é independente entre si, pois a sua variância explicada faz intersecção com a variância do quarto modo. O primeiro modo, apresentado na Figura 10 é responsável por 32,7% da covariância explicada, exhibe valores negativos de correlação heterogênea na faixa equatorial central e também em praticamente toda a faixa ao sul de 18°S no Oceano Pacífico, indicando que anomalias negativas de TSM nessas regiões estariam associadas a anomalias positivas de precipitação em quase toda a região SE e CO do Brasil.



**Figura 8.** Terceiro modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Atlântico para o período seco: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 8,3%.

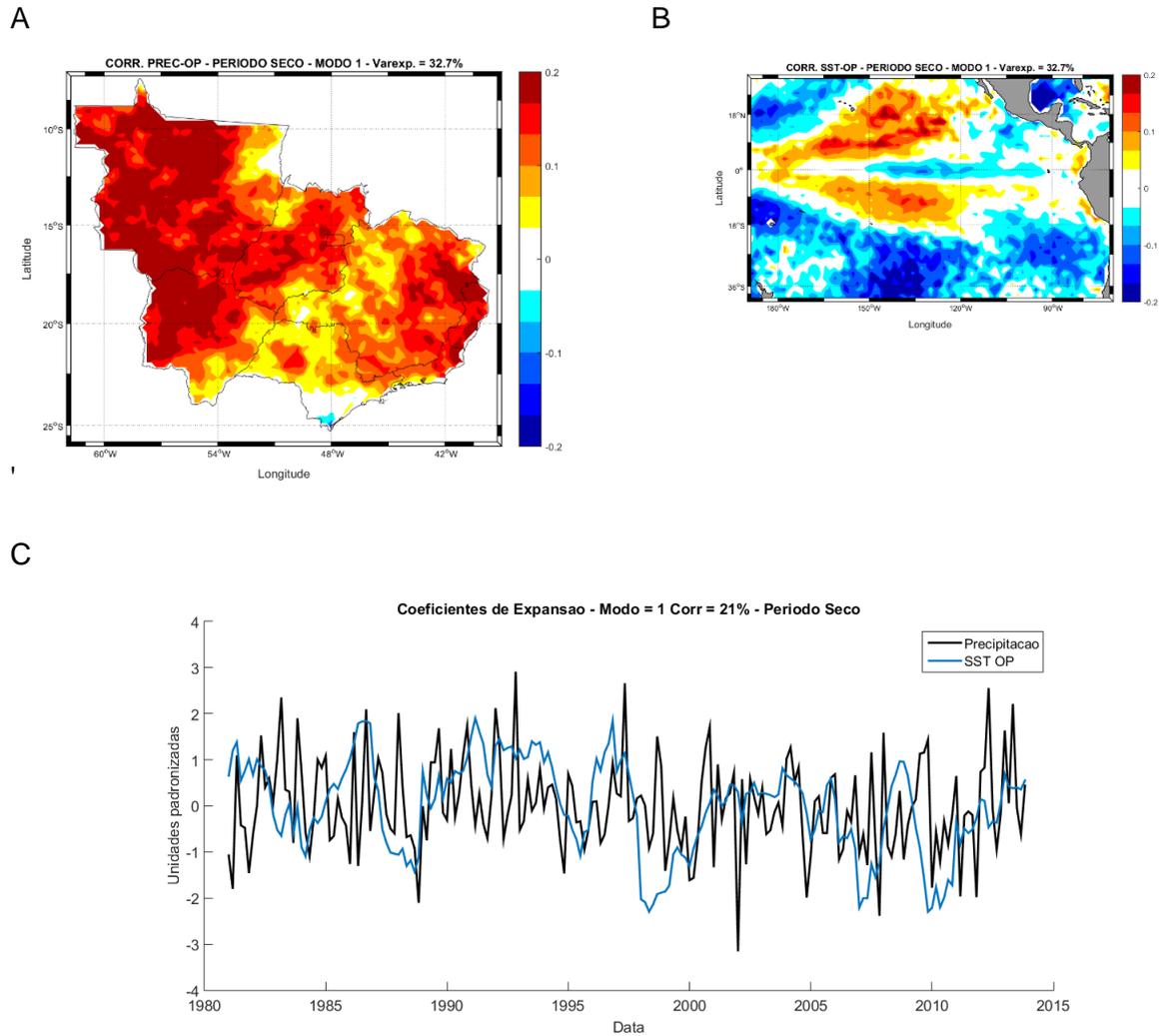


**Figura 9.** Variância explicada pelos 20 primeiros modos da SVD para o período seco e o erro amostral calculado pelo método de North *et al.* (1982) para as regiões SE e CO com o Oceano Pacífico.

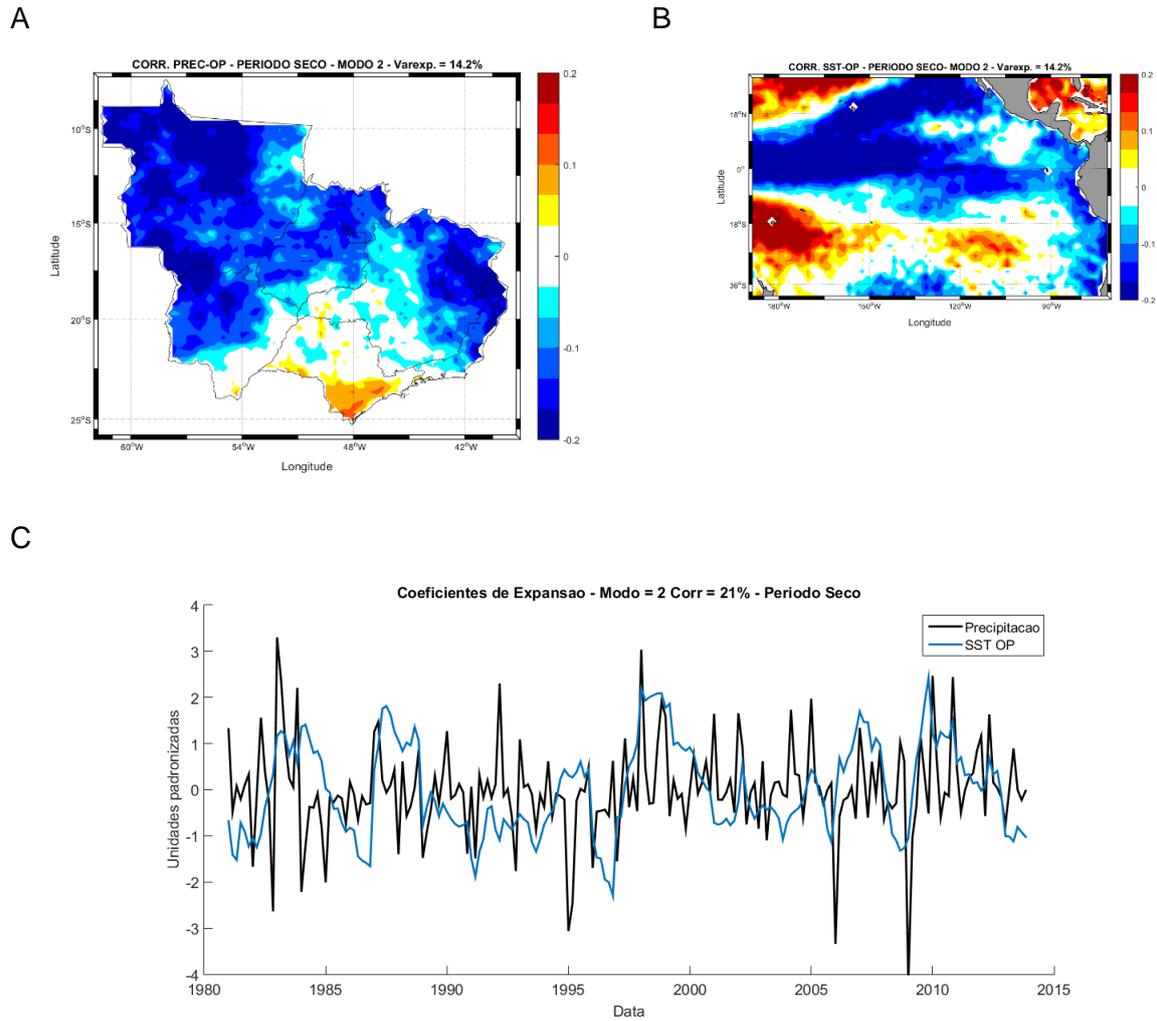
O segundo modo (Figura 11) explica 14,2% da covariância e correlação de 21% entre os coeficientes de expansão e mostra que anomalias positivas de TSM no pacífico tropical oeste estão associadas a anomalias negativas de precipitação no CO e norte/nordeste do SE. Além disso, anomalias negativas de TSM na faixa equatorial e também na porção oeste do pacífico norte também poderiam estar relacionadas a essas anomalias negativas de precipitação.

Na Figura 12 é apresentado o terceiro modo acoplado entre as TSM do Pacífico e a precipitação no SE e CO, que explica 7,7% da covariância e correlação positiva entre seus respectivos coeficientes de expansão. O campo de correlação heterogênea de TSM (Figura 12B) exhibe novamente valores negativos na faixa equatorial e positivos em partes do Pacífico Tropical Sul, enquanto que o campo de precipitação apresenta correlação negativa em grande parte do CO e nordeste do SE. Este padrão indica que as anomalias de TSM negativas no equador em conjunto com anomalias positivas no Pacífico Norte e no Pacífico Tropical estão relacionadas com anomalias positivas de precipitação no centro-sul do SE e no restante da região com anomalias negativas de precipitação.

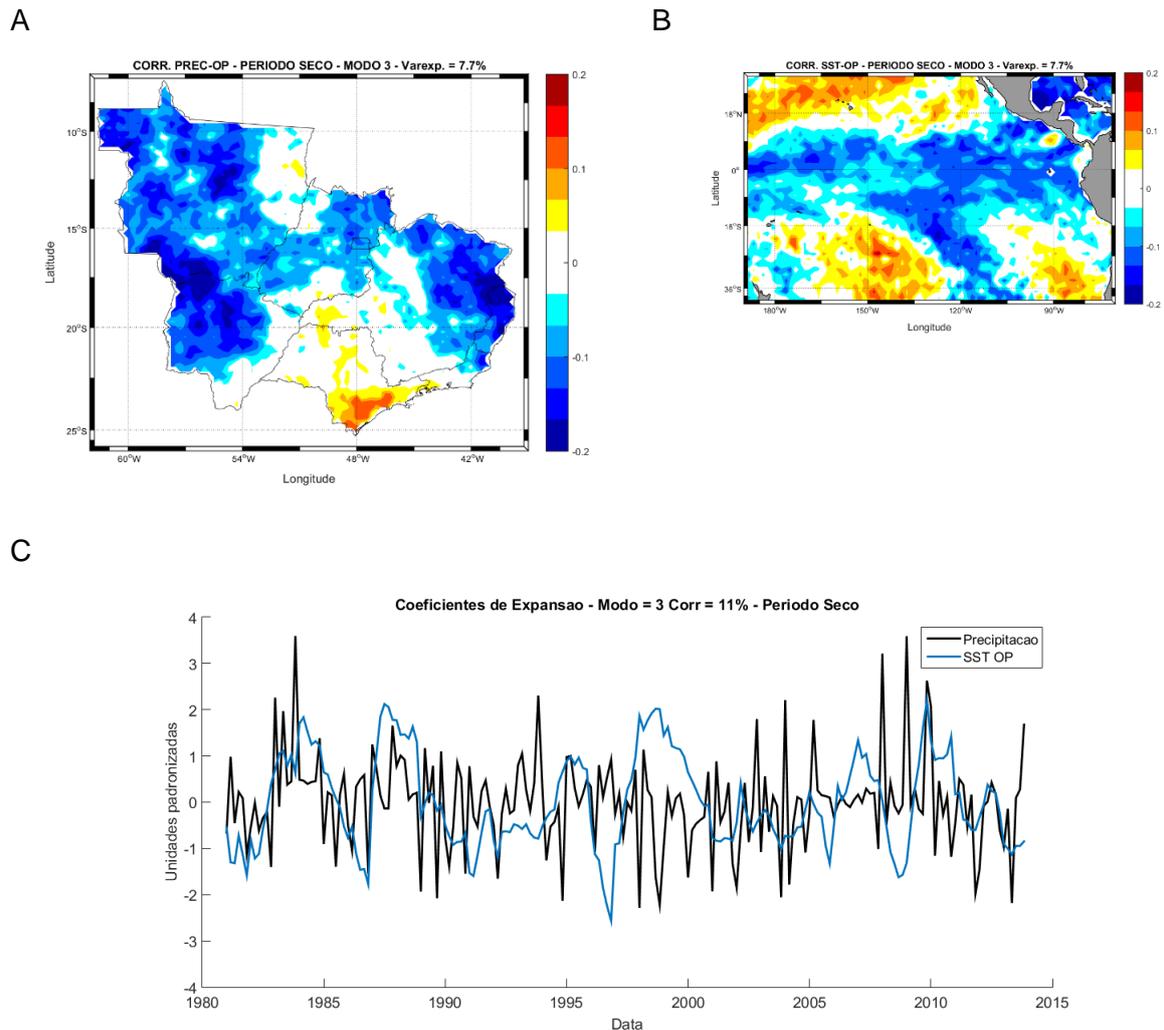
Apesar dos três primeiros modos apresentarem correlação negativa de TSM na faixa equatorial do oceano Pacífico, o primeiro modo mostra menores valores em relação aos outros dois modos e o padrão acoplado de precipitação é bem diferente, indicando que nessa base de dados utilizada, anomalias negativas de TSM no pacífico equatorial, que podem dar indício de um padrão de La Niña, atuam em um padrão diferente de precipitação no SE e CO, mostrando que estes dois modos parecem ser independentes do ENSO.



**Figura 10.**Primeiro modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Pacífico para o período seco: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 32,7%.



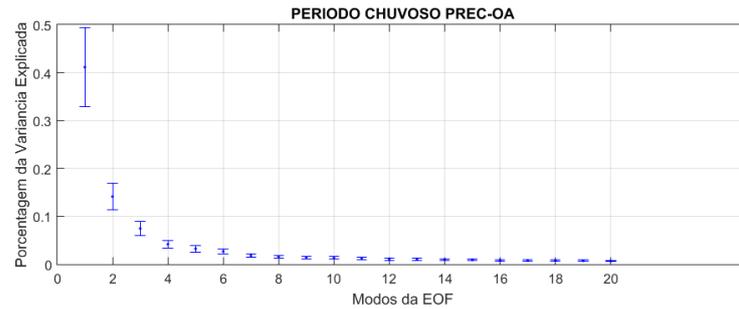
**Figura 11.** Segundo modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Pacífico para o período seco: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 14,2%.



**Figura 12.** Terceiro modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Pacífico para o período seco: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 7,7%.

#### 4.3.2 PERÍODO CHUVOSO

Na análise de SVD para as regiões SE e CO com o Oceano Atlântico para o período chuvoso, os números de modos novamente se repetiram segundo a metodologia utilizada, sendo três modos principais (Figura 13).



**Figura 13.** Variância explicada pelos 20 primeiros modos da SVD para o período chuvoso e o erro amostral calculado pelo método de North *et al.* (1982) para as regiões SE e CO com o Oceano Atlântico.

Na análise de SVD para o período chuvoso, os padrões espaciais do 1º modo de covariância entre as anomalias de precipitação e TSM do oceano Atlântico (Figura 14) mostra um padrão de dipolo sobre o SE e CO, com anomalias negativas na porção que se estende desde a porção noroeste até o sudeste da região, e anomalias positivas no restante da região. O padrão para o mapa espacial da TSM mostra um padrão de tripolo, com anomalias negativas na porção centro-sul do Atlântico e no Atlântico Norte, e entre essas duas porções é encontrado um padrão de anomalias positivas que se estendem desde a costa do continente Africano até a costa sul/sudeste do Brasil. Este modo representa 41,1% da covariância do sistema, com coeficiente de correlação entre os coeficientes de expansão de 23% (Figura 14C). As figuras (Figuras 14A-B) indicam que os padrões encontrados para as anomalias positivas (negativas) de TSM estão associados a configurações de anomalias negativas (positivas) de precipitação.

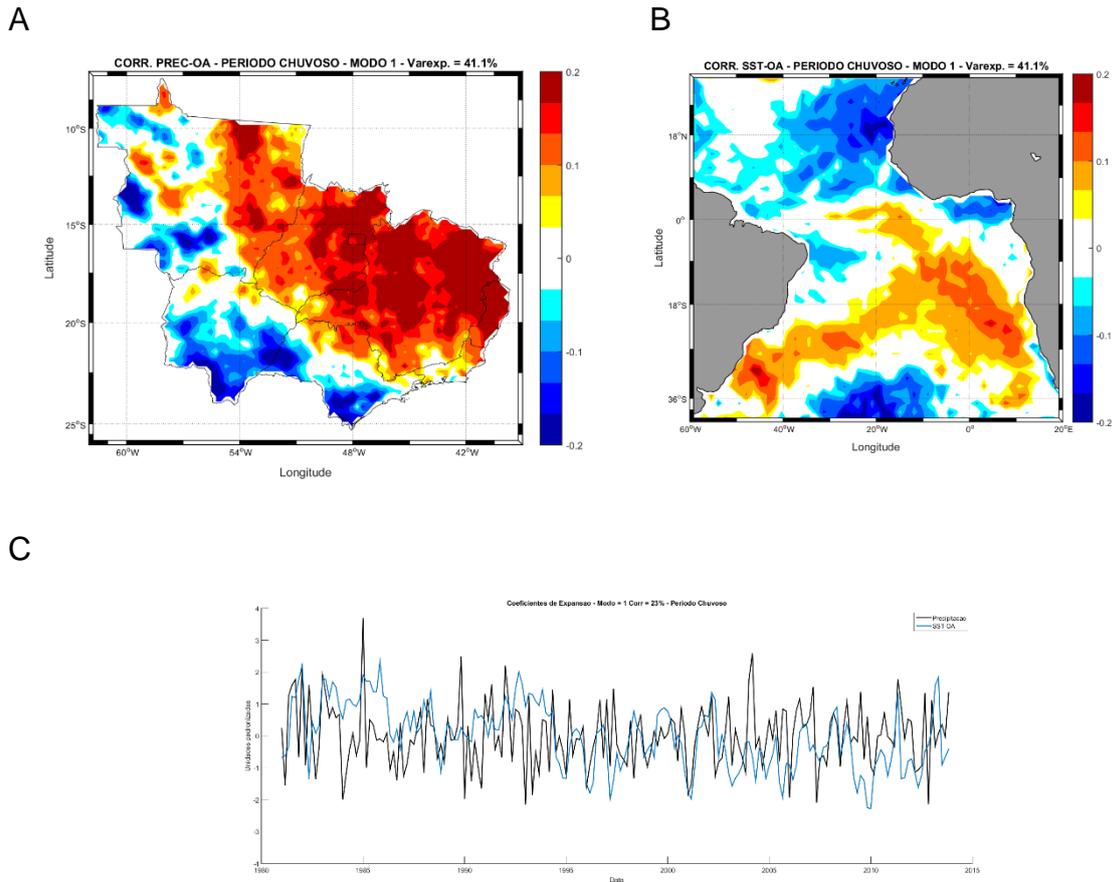
O segundo modo da SVD (Figura 15) representa 14,1% da covariância do sistema e correlação entre os coeficientes de expansão de 22%. Para a região SE e CO, encontra-se um padrão inverso ao visto no primeiro modo, valores negativos de correlação heterogênea na maior parte da região e valores positivos na faixa que se estende desde o Espírito Santo até o nordeste do Mato Grosso. A TSM, como no primeiro modo, apresenta valores negativos de correlação em grande parte do Atlântico Norte, mas com anomalias negativas a oeste de 20ºO e a sul de 20ºS, com um núcleo de anomalias positivas próximas a costa sul/sudeste do Brasil.

A Figura 16 mostra o terceiro modo da análise de SVD, indicando um padrão de tripolo de TSM no Atlântico, positivo-negativo-positivo, sendo a porção de anomalias negativas ficando entre as latitudes de 30°S até a faixa equatorial. A correlação entre os coeficientes de expansão foi de 29%, auxilia na interpretação de que anomalias negativas de precipitação sobre o estado de Goiás, Minas Gerais, Espírito Santo e a parte norte do Rio de Janeiro estão diretamente associadas as anomalias positivas do padrão tripolo. Além disso, as anomalias positivas nas regiões sul de São Paulo, oeste de Mato Grosso e grande parte do Mato Grosso do Sul, estão associadas as anomalias negativas de TSM do Atlântico Sul.

Como observa-se que os três primeiros modos não sofrem influências de outros modos da análise (Figura 13), a partir da análise desses três primeiros, anomalias positivas (negativas) de TSM próximas a costa sudoeste do Brasil e anomalias negativas (positivas) de TSM no Atlântico Norte mostram significativa relação com anomalias negativas (positivas) de precipitação na porção sul e oeste da área do SE e CO em conjunto e com anomalias positivas (negativas) de precipitação na porção restante da região.

Na análise de SVD para o período chuvoso das anomalias de precipitação com as anomalias de TSM do Pacífico, novamente os três primeiros modos são fisicamente independentes (Figura 17) e juntos explicam 60,2% da variância dos dados.

O primeiro modo (Figura 18) explica 39,4% e o campo de TSM exibe valores positivos de correlação heterogênea na faixa equatorial, padrão semelhante ao de anos de El Niño. Como a correlação entre os coeficientes de expansão é positiva (14%), pode-se associar que este padrão de anomalias quentes de TSM no Pacífico Equatorial está associado a anomalias negativas de precipitação na região sul do SE e CO e a anomalias positivas na faixa nordeste/noroeste da região.

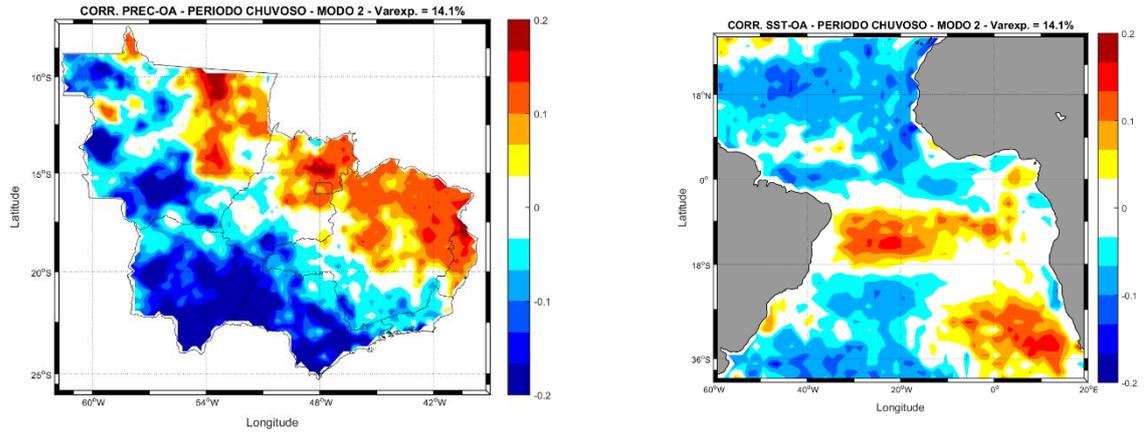


**Figura 14.** Primeiro modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Atlântico para o período chuvoso: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 41,1%.

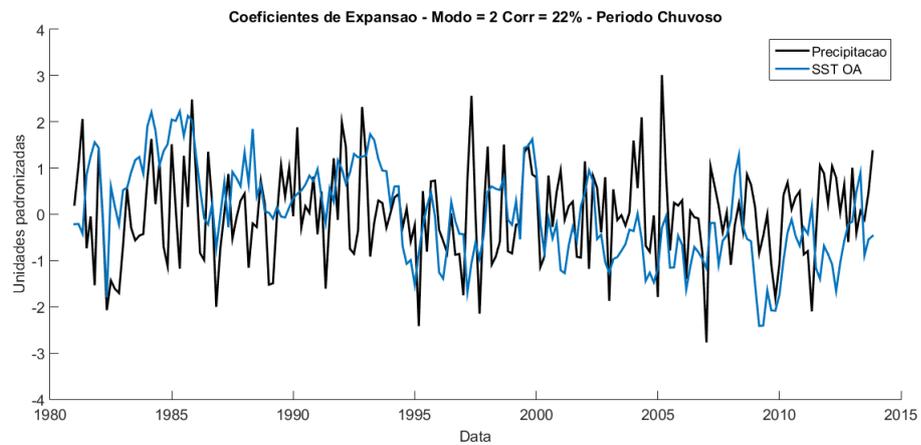
O segundo modo (Figura 19) representa 13,6% da variância explicada dos dados, com valores negativos de correlação no Pacífico Equatorial Leste e positivos no Pacífico Norte e equatorial Oeste. Este padrão no equador pode estar associado ao padrão de teleconexão La Niña costeiro. Entretanto, o campo de precipitação apresenta um padrão semelhante ao primeiro modo, o que mostra que anomalias mais neutras no Pacífico Tropical Sul e anomalias positivas de TSM no Pacífico Norte implicam também este modo.

A

B

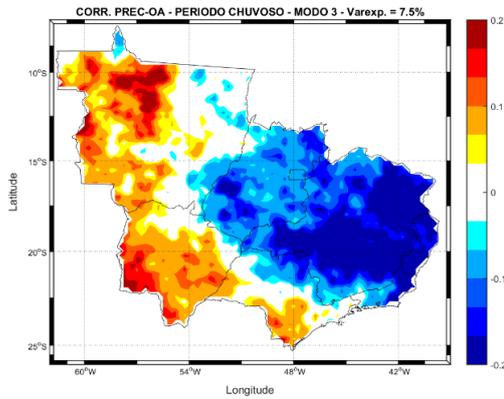


C

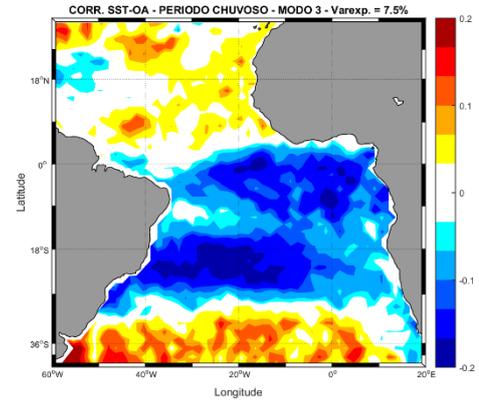


**Figura 15.** Segundo modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Atlântico para o período chuvoso: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 14,1%.

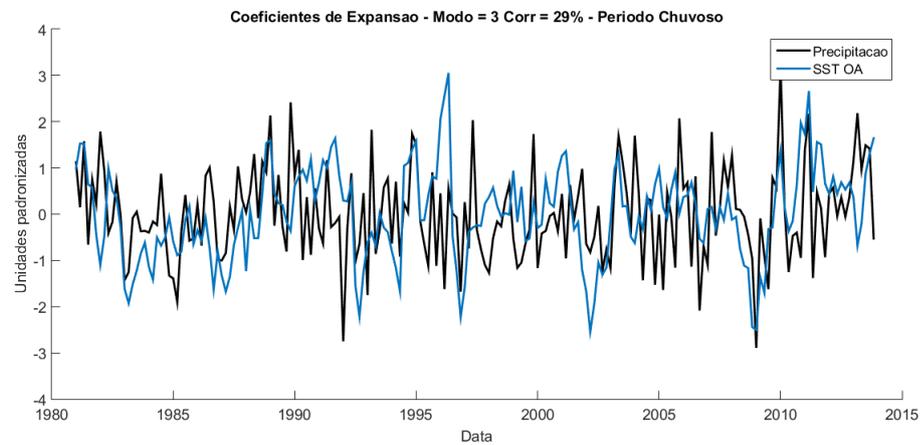
A



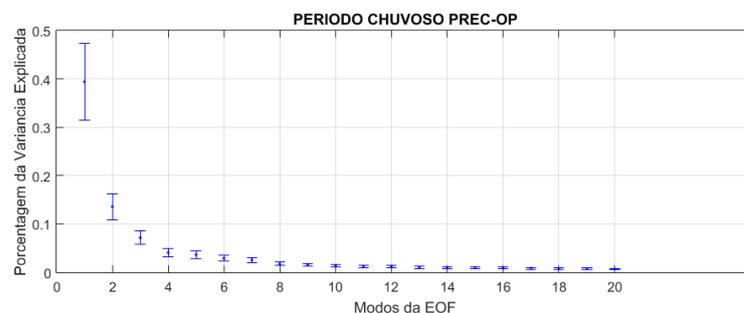
B



C

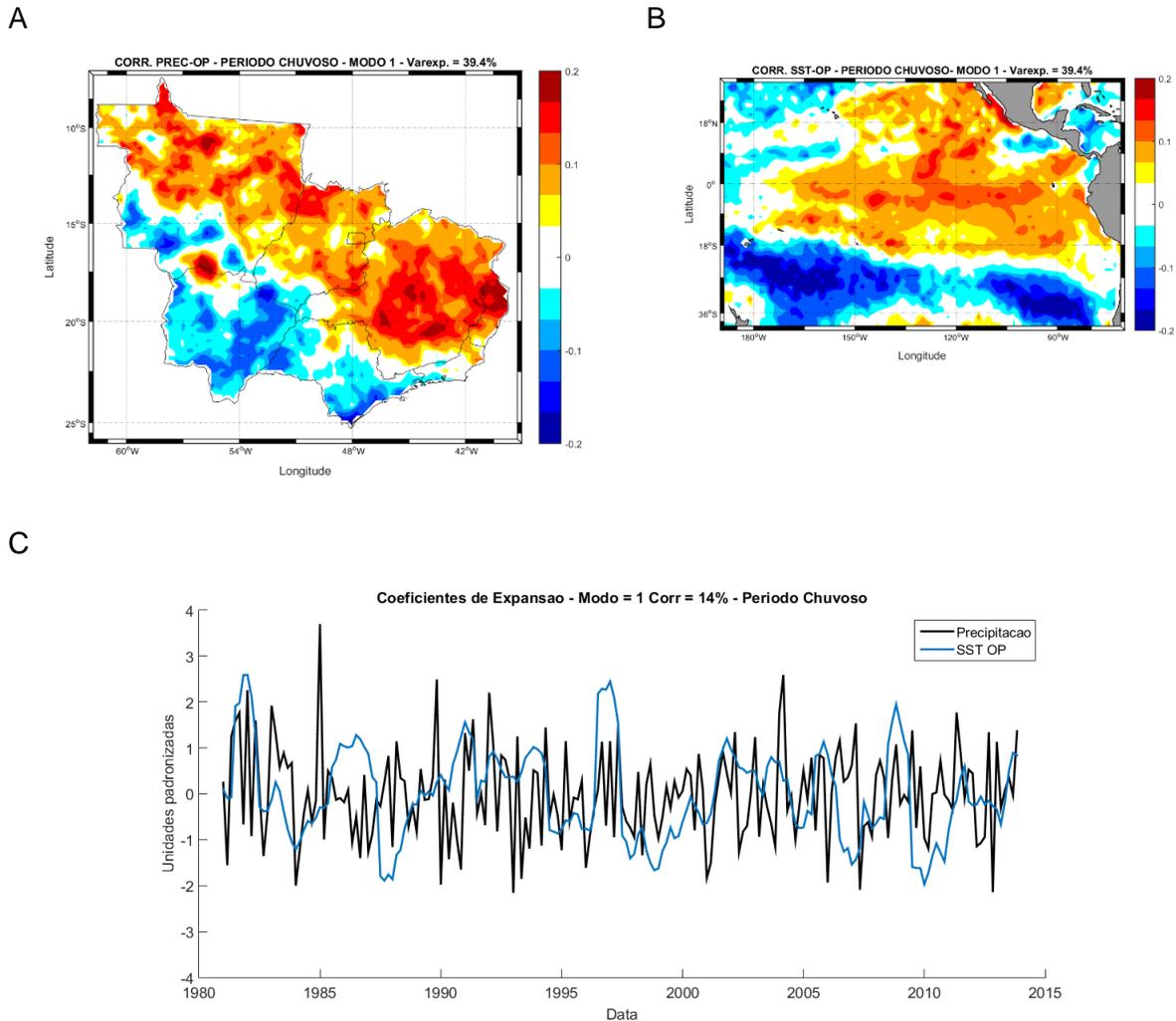


**Figura 16.** Terceiro modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Atlântico para o período chuvoso: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 7,5%.

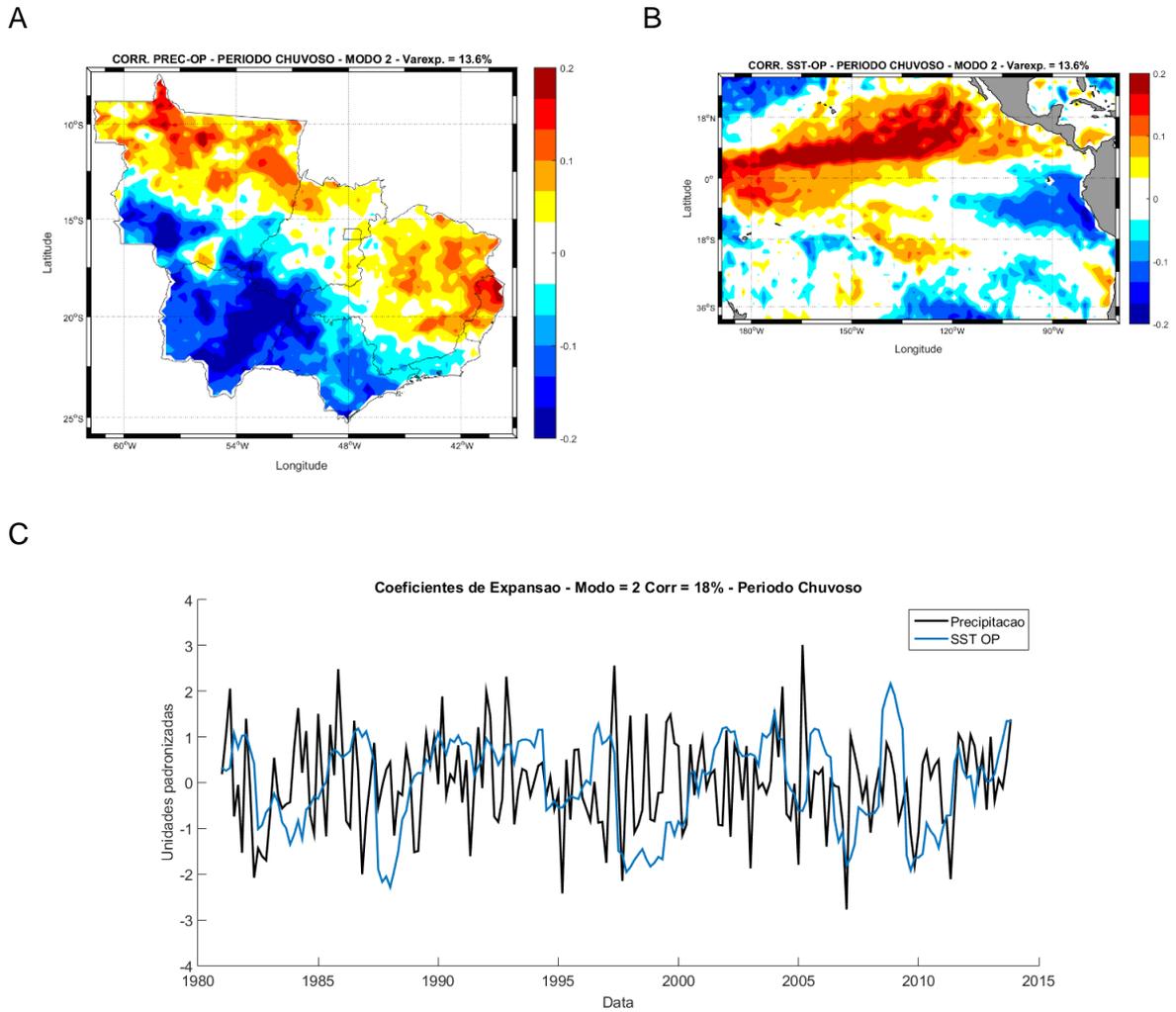


**Figura 17.** Variância explicada pelos 20 primeiros modos da SVD para o período chuvoso e o erro amostral calculado pelo método de North *et al.* (1982) para as regiões SE e CO com o Oceano Pacífico.

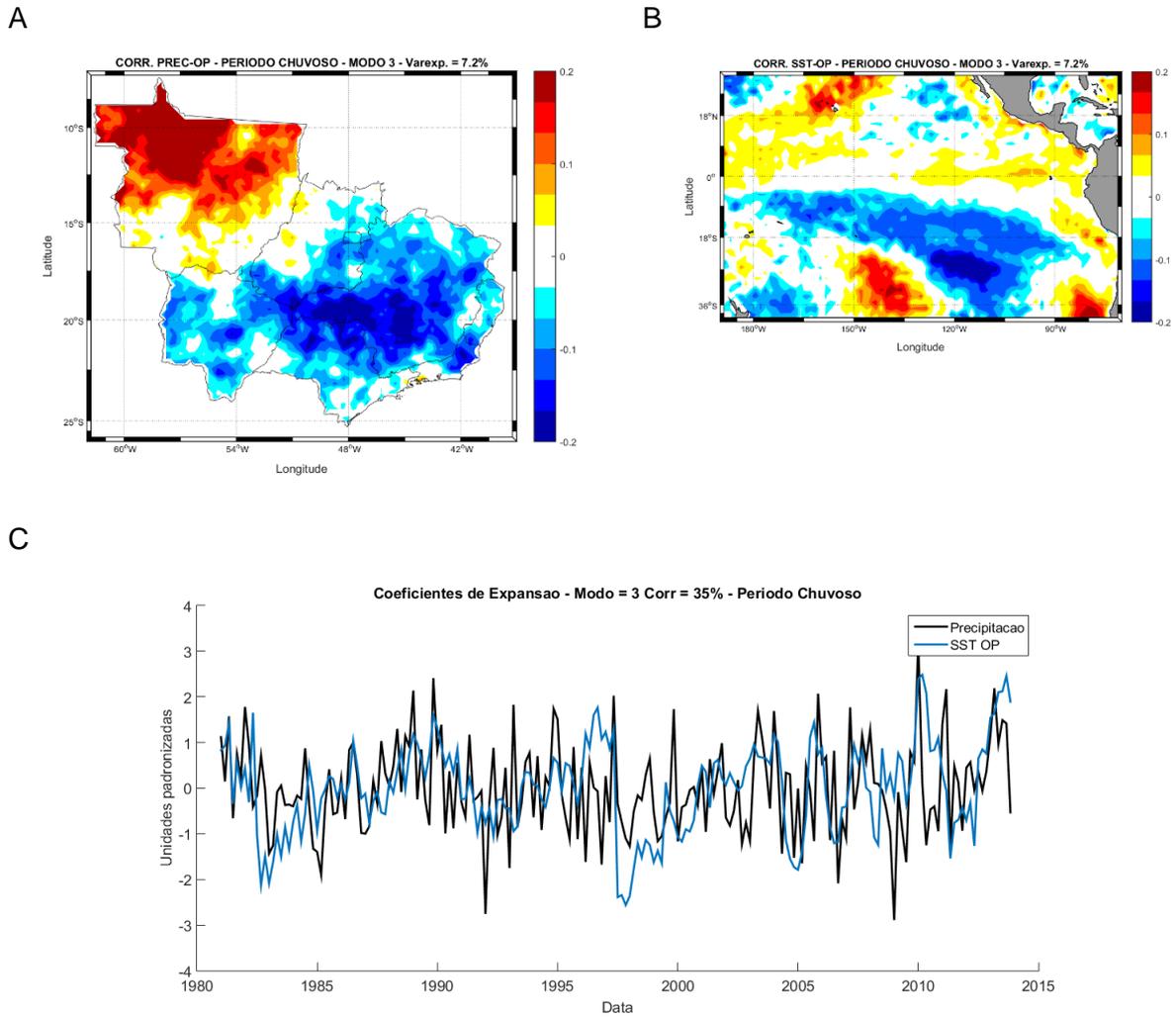
A Figura 20 exibe o padrão do terceiro modo da SVD, que representa 7,2% da variância explicada, com correlação positiva de 35%. Desta forma, indica que anomalias negativas de precipitação em quase todo o SE e parte do Mato Grosso do Sul e Goiás possam estar associadas a anomalias entre neutralidade a positivas no Pacífico Equatorial e Norte. Além de anomalias negativas em grande parte do Pacífico Tropical Sul.



**Figura 18.**Primeiro modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Pacífico para o período chuvoso: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 39,4%.



**Figura 19.** Segundo modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Pacífico para o período chuvoso: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 13,6%.



**Figura 20.** Terceiro modo de SVD para anomalia de precipitação e TSM do Pacífico para o período chuvoso: mapa de correlação heterogênea de precipitação (A); mapa de correlação heterogênea de TSM (B) e séries temporais dos coeficientes de expansão de cada variável (C). Covariância explicada: 7,2%.

#### 4.4 MODELO ESTOCÁSTICO DE PRECIPITAÇÃO

Nesta parte do trabalho serão apresentados e discutidos os resultados obtidos do modelo de regressão linear múltipla aplicado para o período de diagnóstico (2005 a 2010) e para os estudos de caso específicos. Além disso, uma análise da relação entre os preditores utilizados no modelo e a climatologia mensal de precipitação do CHIRPS.

#### 4.4.1 CORRELAÇÃO PREDITORES x PRECIPITAÇÃO

Tendo como objetivo verificar a relação entre a precipitação na região de estudo e os índices climáticos descritos na seção 3.4, foi aplicada uma análise de correlação linear entre o mapa espacial e as séries destes índices para o período que compreende desde 1981 a 2014.

Os mapas das Figuras 21A e B são interessantes de se analisar em conjunto, visto que são índices climáticos que utilizam diferentes bases de dados, mas que podem monitorar o mesmo fenômeno, o ENSO. A correlação entre a precipitação e estes índices mostrou maior correlação nas regiões do estado de São Paulo, sul do Mato Grosso do Sul e de Goiás e porção sudoeste de Minas Gerais; sendo negativa para o IOS e positiva para o NINO3.4. Essa mudança no sinal de correlação acontece pois enquanto as anomalias de TSM na região do NINO3.4 estão positivas, a diferença de pressão ao nível do mar da estação no Taiti e em Darwin está negativa; entretanto os efeitos na precipitação nesta região estão bem correlacionados para os dois índices, indicando que a ocorrência do fenômeno El Niño (La Niña) pode estar relacionada com as anomalias positivas (negativas) de precipitação.

A Figura 21D mostra grande parte do SE e CO do Brasil com valores negativos de correlação, ou seja, que uma TSM mais quente no oceano Atlântico Tropical Sul implica em anomalias negativas de precipitação nesta região.

Os mapas de correlação entre a precipitação e a AAO e o PSA2 (Figura 21C e F) apresentaram, em grande parte, valores negativos, indicando que anomalias positivas de precipitação estão correlatas com as fases negativas destes índices. O índice da PDO indica correlações negativas e mais altas na porção nordeste de Goiás e na região do estado do Mato Grosso; e valores positivos em São Paulo e Mato Grosso do Sul.

O PSA1 apresenta um padrão de correlações (Figura 21E) semelhante ao dos índices correspondentes ao ENSO em relação aos maiores valores de correlação, onde sua fase positiva (negativa) está relacionada com anomalias

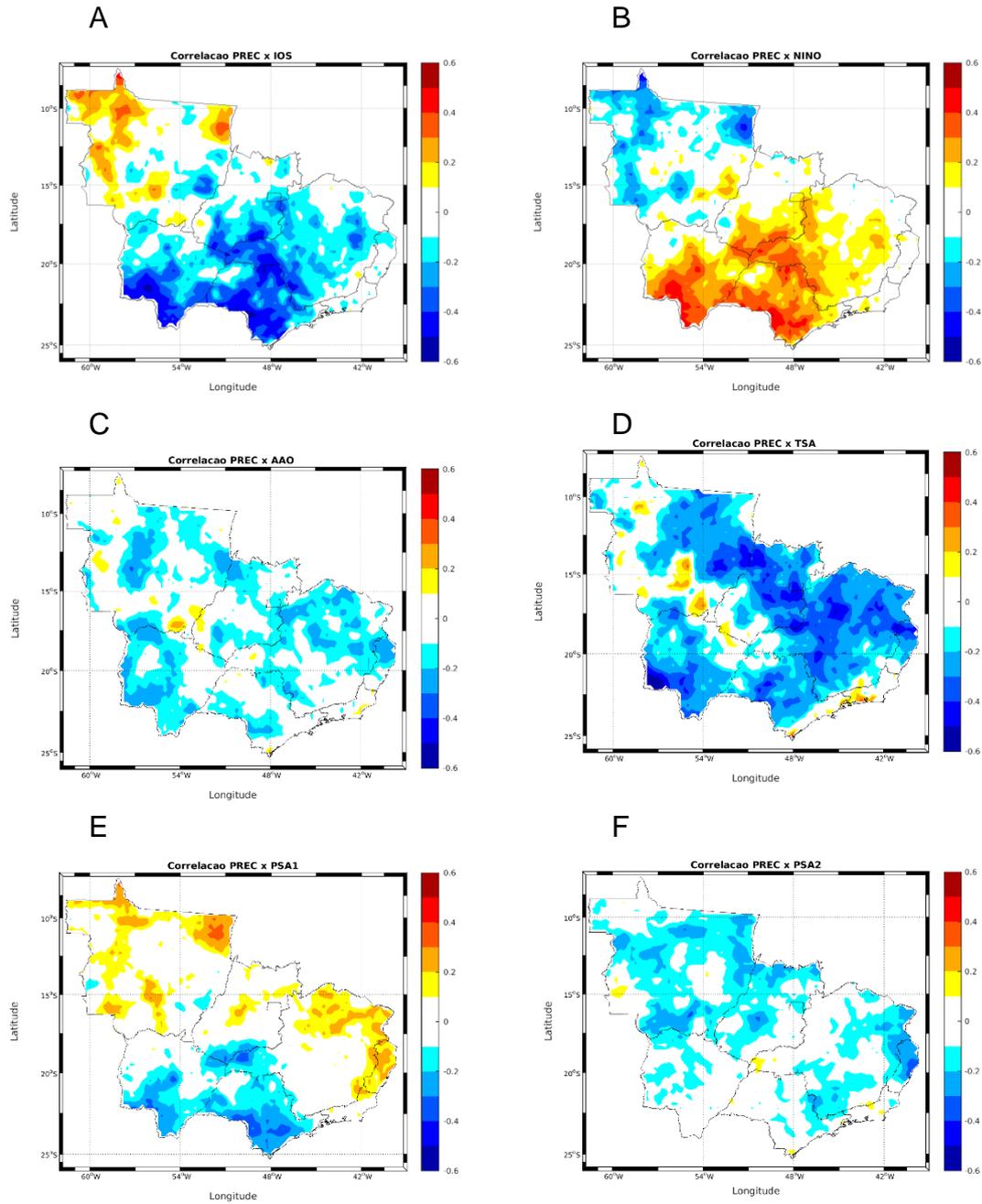
negativas (positiva) na porção sul do SE e CO e anomalias positivas (negativas) no Norte destas regiões.

Os índices WP e PDO (Figuras 22J e I) apresentam correlação positiva em parte do Mato Grosso do Sul e o estado de São Paulo e negativa em grande parte do Mato Grosso. Por sua vez, a QBO e a NAO não apresentam um padrão muito específico em relação à precipitação (não mostrado). Esta análise da correlação linear entre os índices e a precipitação, pode deixar de forma mais clara a atuação destes preditores na previsão da precipitação mensal para as regiões homogêneas apresentadas e analisadas na seção a seguir.

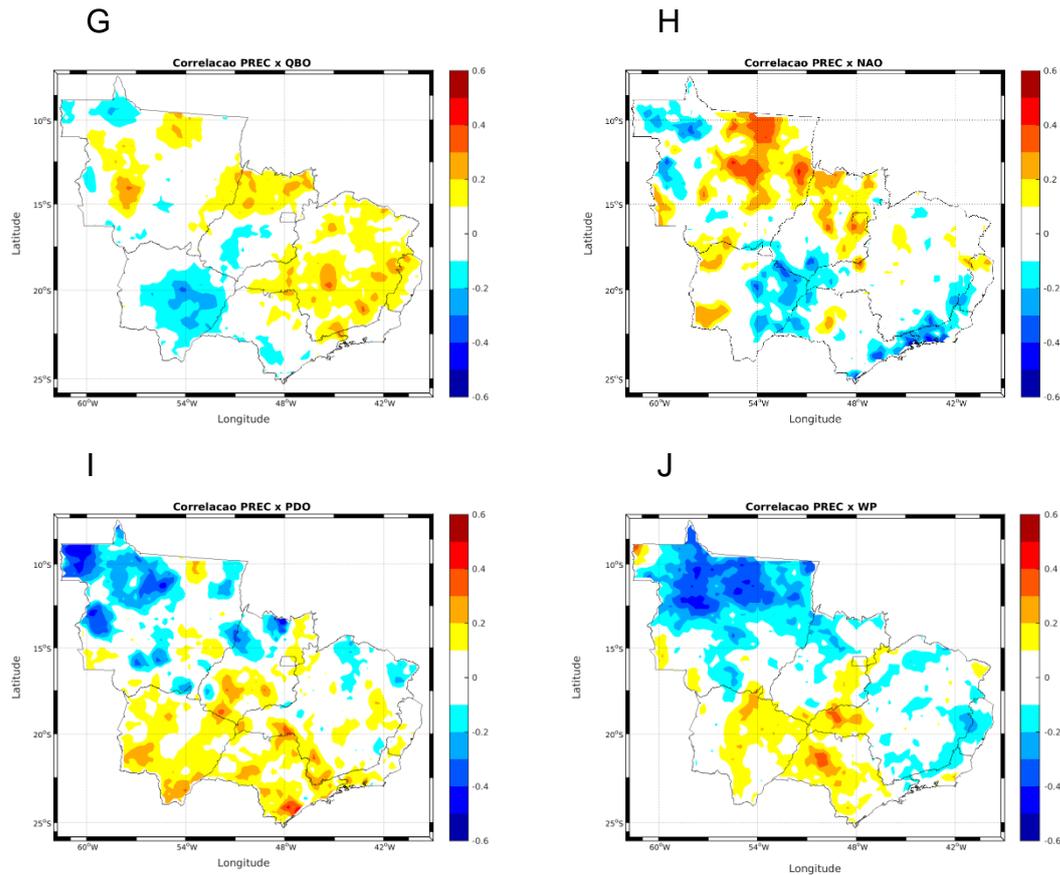
#### **4.4.2 DIAGNÓSTICO DO MODELO**

O modelo empírico de previsão de precipitação foi implementado para o período de fevereiro de 2005 a dezembro de 2009 em todas as sub-regiões homogêneas encontradas através da análise de agrupamento.

Para simular um modelo de previsão em tempo real, foi utilizado um esquema de validação iterativa mês a mês. Assim, a série climatológica de precipitação é atualizada a cada nova previsão. Além disso, o modelo foi ajustado para que se fizesse a previsão para até quatro meses após o último mês do período de diagnóstico.

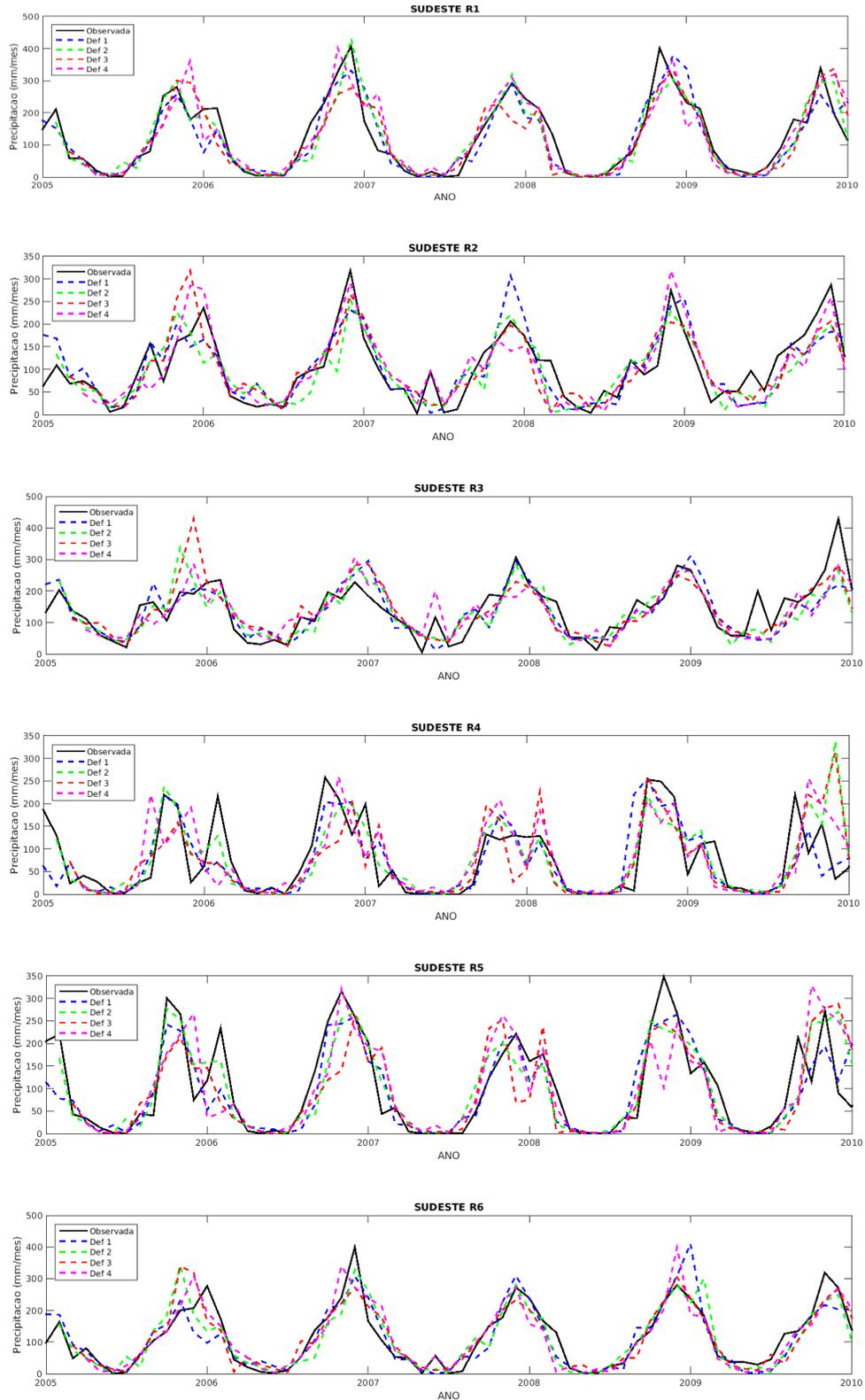


**Figura 21.** Correlação entre as anomalias de precipitação e as séries temporais dos índices climáticos. (A) SOI, (B) NINO3.4, (C) AAO, (D) TSA, (E) PSA1 e (F) PSA2.



**Figura 22.**Continuação da correlação entre as anomalias de precipitação e as séries temporais dos índices climáticos. (G) QBO, (H) NAO, (I) PDO, (J) WP.

As tabelas 1 a 6 apresentam os valores dos parâmetros calculados para auxiliar a análise da destreza do modelo: Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), Viés e Coeficiente de Correlação para as 6 sub-regiões do SE nas defasagens de 1 a 4 meses. Para todas as sub-regiões homogêneas foram encontrados parâmetros de correlação positivos e, com exceção de algumas defasagens, valores negativos de viés, o que mostra que por grande parte do período de diagnóstico o modelo subestimou a precipitação estimada pelo CHIRPS.



**Figura 23.** Comparação da precipitação observada (linha preta contínua) com a prevista (linhas tracejadas) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas do Sudeste. Previsões realizadas com um (Def. 1), dois (Def. 2), três (Def. 3) e quatro (Def. 4) meses de defasagem.

Comparando diretamente as sub-regiões do SE, a de número 4 localizada na porção norte de Minas Gerais é a que apresenta as previsões mais defasadas em relação a observada, com os mais baixos valores de correlação (abaixo de 0,65) e altos valores de RMSE (acima de 67 mm), principalmente para as defasagens de 3 e 4 meses. Já a região de melhor destreza é a 1, faixa que se estende de noroeste a sudeste na porção sul de Minas Gerais, com valores de correlação acima de 0,87, no qual destaca-se a defasagem de 2 meses com uma correlação de 0,924, viés de -5,19mm e RMSE de 42,94 mm.

Os resultados da aplicação do modelo estocástico de previsão para a região CO são apresentados na Figura 24. Em relação aos resultados do SE, as séries de precipitação calculadas através do modelo mostraram melhores resultados para todas as sub-regiões, com exceção da sub-região 1, a qual possui mais variações dentro do seu ciclo anual de modo que o modelo não conseguiu reproduzir estas alternâncias nos valores observados. Entretanto, e conforme esperado, nas quatro sub-regiões, o modelo conseguiu identificar o período seco e o período úmido em todos os anos testados, mesmo que em alguns casos superestimando ou subestimando os valores do CHIRPS.

Na análise dos parâmetros, o CO mostra valores de correlação positivos em todas as defasagens das quatro sub-regiões e viés positivos na maioria delas e é notável que em todas as defasagens de 1 mês o modelo subestimou, na média, os valores de precipitação observada. Com base nos parâmetros, também é possível observar que as sub-regiões 2, 3 e 4 obtiveram altos valores de correlação, sendo próximos ou acima de 0,9. E entre as 4 sub-regiões, a de número 2, localizada na região norte e noroeste do Mato Grosso, foi a que o modelo obteve melhores resultados com valores de correlação acima de 0,93, RMSE entre 39 e 46 mm e viés negativo (positivo) para as defasagens 1 e 3 (2 e 4).

**Tabela 1:** Correlação, viés e RMSE entre a série observada e as previsões defasadas para a sub-região homogênea 1 do SE.

SE - Região 1			
Def.	Correlação	Viés	RMSE
1	0,909	-7,79	46,94
2	0,924	-5,19	42,94
3	0,872	-6,37	54,67
4	0,872	-1,84	55,07

**Tabela 3:** Correlação, viés e RMSE entre a série observada e as previsões defasadas para a sub-região homogênea 3 do SE.

SE - Região 3			
Def.	Correlação	Viés	RMSE
1	0,774	-4,67	53,98
2	0,795	-6,12	51,50
3	0,758	-0,30	56,05
4	0,726	-3,12	57,95

**Tabela 5:** Correlação, viés e RMSE entre a série observada e as previsões defasadas para a sub-região homogênea 5 do SE.

SE - Região 5			
Def.	Correlação	Viés	RMSE
1	0,860	-11,58	53,17
2	0,871	-2,05	49,83
3	0,745	-7,89	69,19
4	0,737	-3,24	70,80

**Tabela 2:** Correlação, viés e RMSE entre a série observada e as previsões defasadas para a sub-região homogênea 2 do SE.

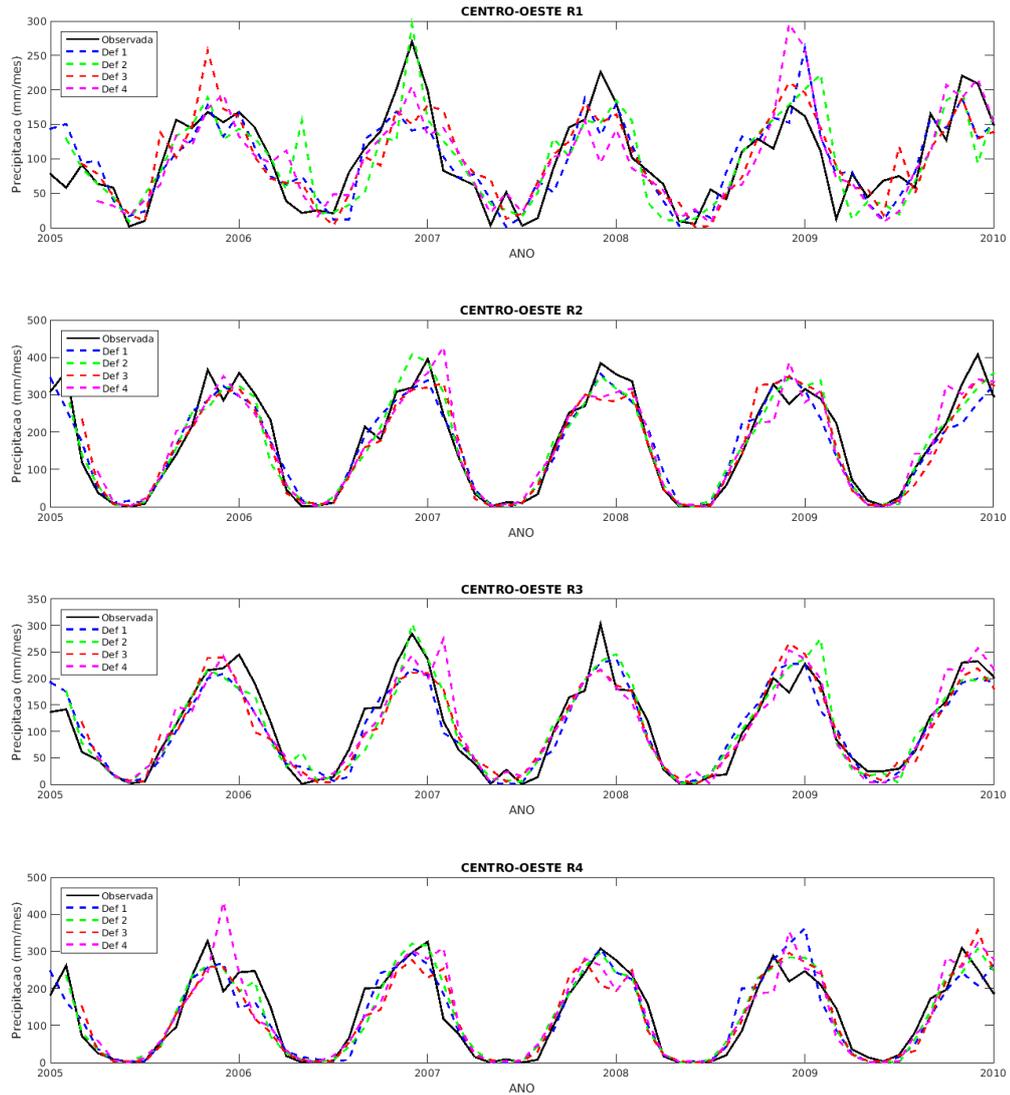
SE - Região 2			
Def.	Correlação	Viés	RMSE
1	0,813	2,88	44,01
2	0,795	-4,51	44,67
3	0,818	0,68	42,65
4	0,831	2,38	42,85

**Tabela 4:** Correlação, viés e RMSE entre a série observada e as previsões defasadas para a sub-região homogênea 4 do SE.

SE - Região 4			
Def.	Correlação	Viés	RMSE
1	0,744	-7,39	56,64
2	0,751	1,34	56,00
3	0,647	-3,36	67,20
4	0,636	-0,54	66,02

**Tabela 6:** Correlação, viés e RMSE entre a série observada e as previsões defasadas para a sub-região homogênea 6 do SE.

SE - Região 6			
Def.	Correlação	Viés	RMSE
1	0,863	-0,32	48,75
2	0,885	-2,52	44,26
3	0,880	-0,17	44,71
4	0,869	1,57	47,44



**Figura 24.** Comparação da precipitação observada (linha preta contínua) com a prevista (linhas tracejadas) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas do Centro-Oeste. Previsões realizadas com um (Def. 1), dois (Def. 2), três (Def. 3) e quatro (Def. 4) meses de defasagem.

**Tabela 7:** Correlação, viés e RMSE entre a série observada e as previsões defasadas para a sub-região homogênea 1 do CO.

CO - Região 1			
Def.	Correlação	Viés	RMSE
1	0,781	-0,16	40,22
2	0,750	2,65	44,44
3	0,774	1,11	41,10
4	0,763	1,15	43,11

**Tabela 9:** Correlação, viés e RMSE entre a série observada e as previsões defasadas para a sub-região homogênea 3 do CO.

CO - Região 3			
Def.	Correlação	Viés	RMSE
1	0,934	-1,44	30,07
2	0,930	3,54	31,30
3	0,921	-0,52	32,62
4	0,904	3,02	36,09

**Tabela 8:** Correlação, viés e RMSE entre a série observada e as previsões defasadas para a sub-região homogênea 2 do CO.

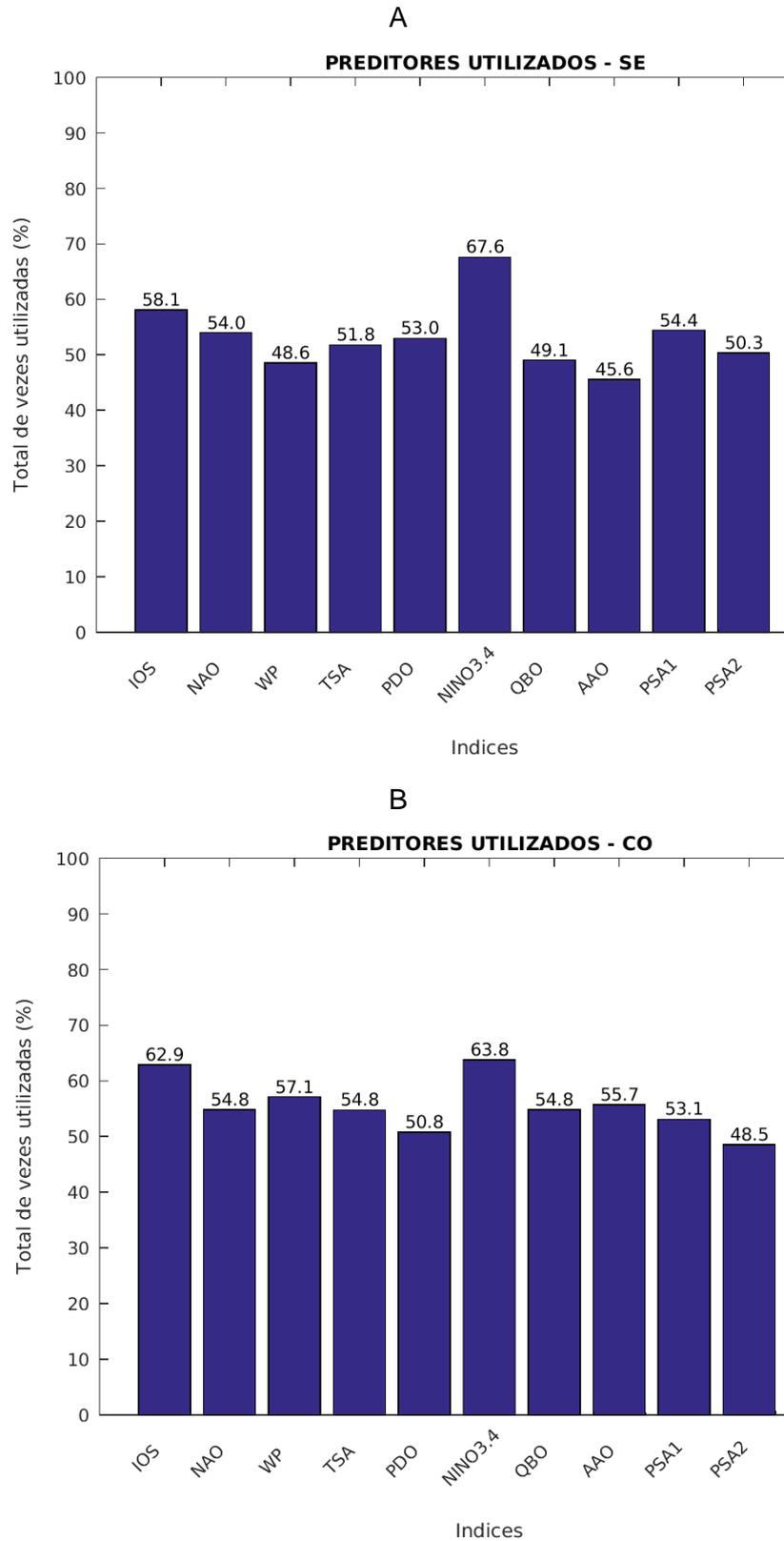
CO - Região 2			
Def.	Correlação	Viés	RMSE
1	0,951	-2,36	42,11
2	0,954	1,87	39,48
3	0,952	-1,92	39,80
4	0,936	2,46	45,94

**Tabela 10:** Correlação, viés e RMSE entre a série observada e as previsões defasadas para a sub-região homogênea 4 do CO.

CO - Região 4			
Def.	Correlação	Viés	RMSE
1	0,915	-1,88	44,50
2	0,946	3,35	35,94
3	0,904	-0,81	46,57
4	0,869	4,57	56,46

Neste período de diagnóstico do modelo, o método *stepwise* foi aplicado para selecionar quais preditores possuem maior grau de contribuição em cada regressão múltipla e com o teste F, foi possível determinar quais desses preditores entrariam nesta regressão. Dessa forma, em todas as previsões feitas pelo modelo estocástico com até 4 meses de defasagem, colecionou-se os preditores utilizados e o seu número total foi dividido pelo número total de previsões feitas, resultando em uma porcentagem.

Esta análise foi feita para regiões SE e CO separadamente, pois foi visto que os índices climáticos não são correlacionados da mesma forma nestas duas regiões. Portanto, a Figura 25A apresenta o resultado para o SE, indicando que os índices NINO 3.4, SOI e PSA1 foram os mais utilizados nas previsões. E os três menos utilizados foram o AAO, WP e QBO.



**Figura 25.** Porcentagem dos índices utilizados nas regressões lineares da previsão do período de diagnóstico para a macrorregião Sudeste (A) e Centro-Oeste (B).

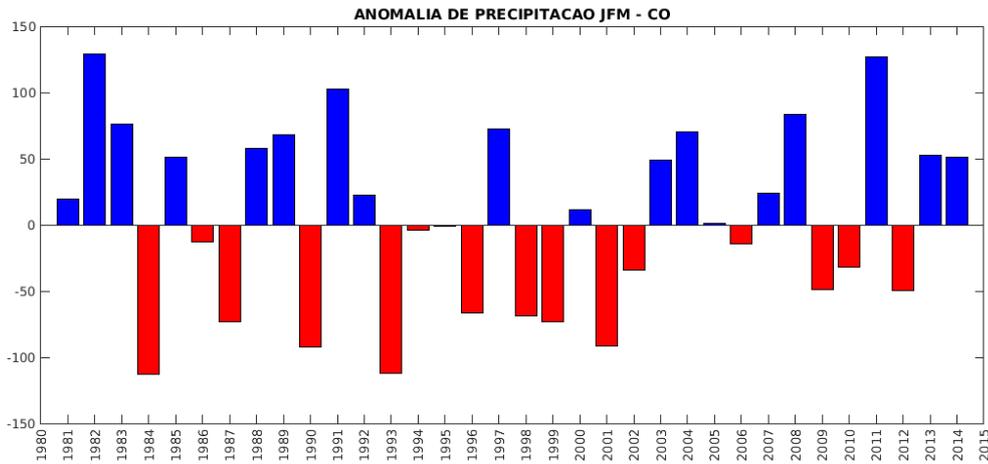
Para o CO, a Figura 25B mostra que os preditores mais utilizados foram NINO 3.4, SOI e WP e os três menos utilizados foram PSA1, PDO e PSA 2. A metodologia *stepwise* mostrou que o CO, apesar de possuir regiões vizinhas, no geral não teve como ordem de preditores os mesmos que o SE, com exceção do SOI e NINO 3.4. Por serem regiões adjacentes, sofrem influências em muitos casos da mesma circulação atmosférica, mas em relação a topografia e também pela influência de teleconexões, não são totalmente iguais, mostradas anteriormente pela análise de correlação e por aqui através do Teste F e do método *stepwise*.

#### **4.4.3 ESTUDOS DE CASO**

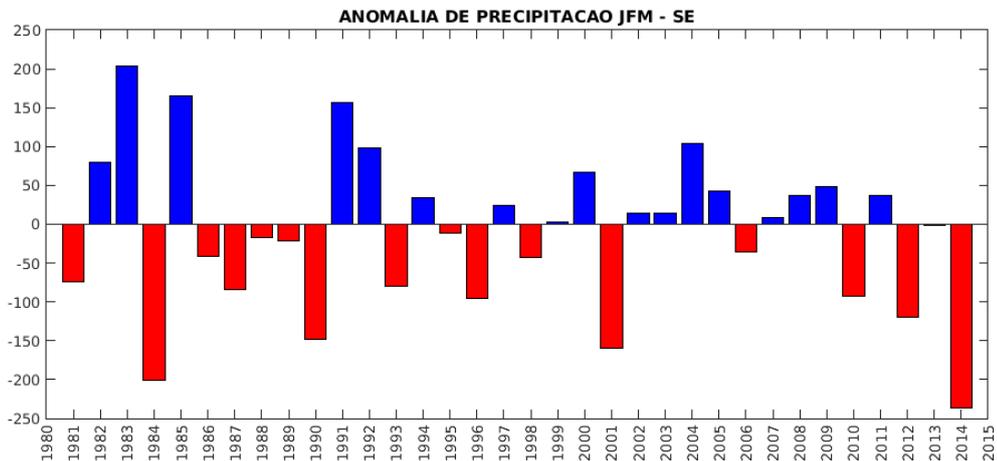
Após a aplicação do modelo estocástico para o período de 2005 a 2009, ele foi testado para estudos de casos específicos anômalos em relação à precipitação do CHIRPS, identificados a partir das anomalias de precipitação para o trimestre de Janeiro, Fevereiro e Março para as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil.

Com base na Figura26, que apresenta as anomalias de precipitação desde 1981 a 2014 do trimestre JFM, foram selecionados para aplicação e análise mais detalhada os anos de 1991 e 2014. O primeiro caso, de anomalia positiva, ocorreu em um período de ENSO positivo e de acordo com <http://ggweather.com/enso/oni.htm>, foi um El Niño de intensidade forte. O segundo caso, com valores de anomalia negativa (positiva) no SE (CO), passava por um período de neutralidade em relação ao El Niño, mas, principalmente a região SE do Brasil, foi afetada pelos baixos acumulados de chuva no período chuvoso da região, ocasionando em uma crise hídrica.

A

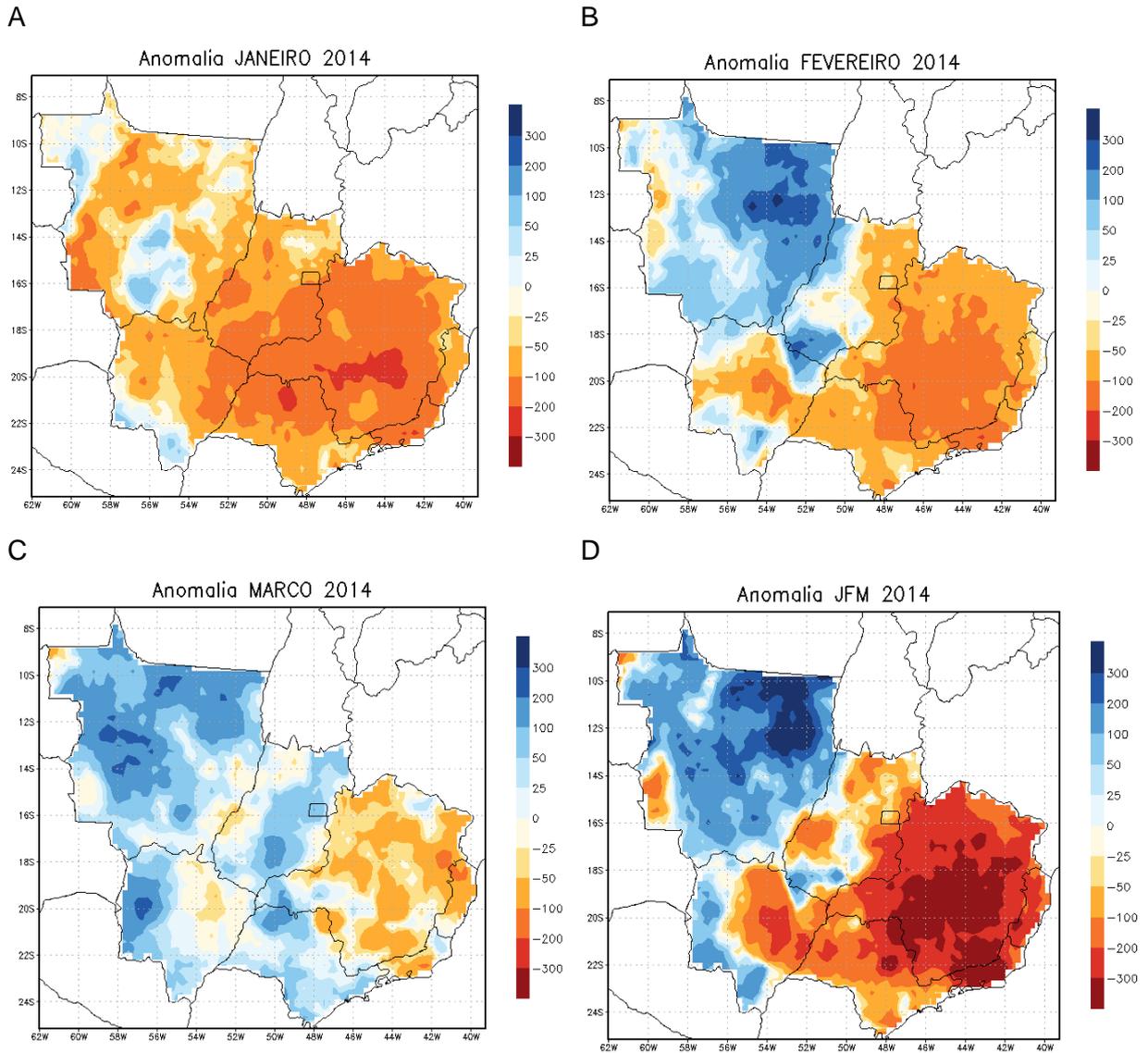


B



**Figura 26.** Anomalias de precipitação para o trimestre de janeiro, fevereiro e março no período de 1981 a 2014 para as regiões Centro-Oeste (A) e Sudeste (B).

O campo espacial de anomalia para o trimestre de 2014 (Figura 27D) mostra que este período foi anormalmente negativo para todo o SE, entretanto para o CO, somente o mês de janeiro (Figura 27A) foi menos chuvoso em relação à climatologia. Esta anomalia negativa de precipitação, principalmente no SE, esteve associada a uma circulação anticiclônica anômala sobre a maior parte da porção subtropical da América do Sul e como dito anteriormente, também associada a anomalias positivas de TSM no oceano Atlântico Sudoeste e na região do Pacífico Oeste, o que dificultou a formação da ZCAS (Coelho *et al.*, 2016; Espinoza *et al.*, 2014) no verão desse ano.

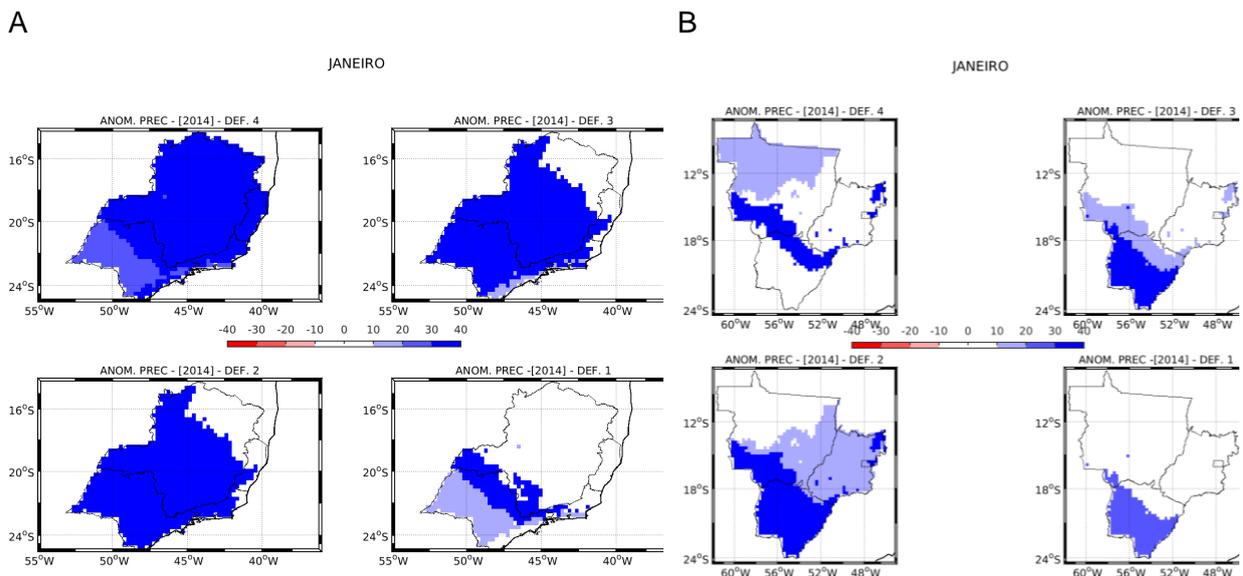


**Figura 27.** Campo espacial de anomalia de precipitação para os meses de janeiro (A), fevereiro (B) e março (C) e para esses três meses em conjunto (D) para o ano de 2014.

A previsão mensal com o modelo estocástico para os meses de janeiro, fevereiro e março são apresentados nas figuras 28, 29 e 30, respectivamente, feita com até 4 meses de antecedência em relação ao mês previsto. Para janeiro (Figura 28), o SE e CO apresenta anomalias positivas em todas as defasagens em pelo menos uma parte das regiões, ou seja, o modelo superestima a chuva observada pelo CHIRPS. Também é possível observar que a previsão com a menor defasagem de tempo é melhor para as duas regiões, principalmente para o CO, visto que com a defasagem de um mês somente a porção centro-sul do MS mostrou anomalias

positivas. Além disso, as porções centro-norte, tanto do SE e CO, apresentaram a previsão dentro do intervalo de desvio padrão.

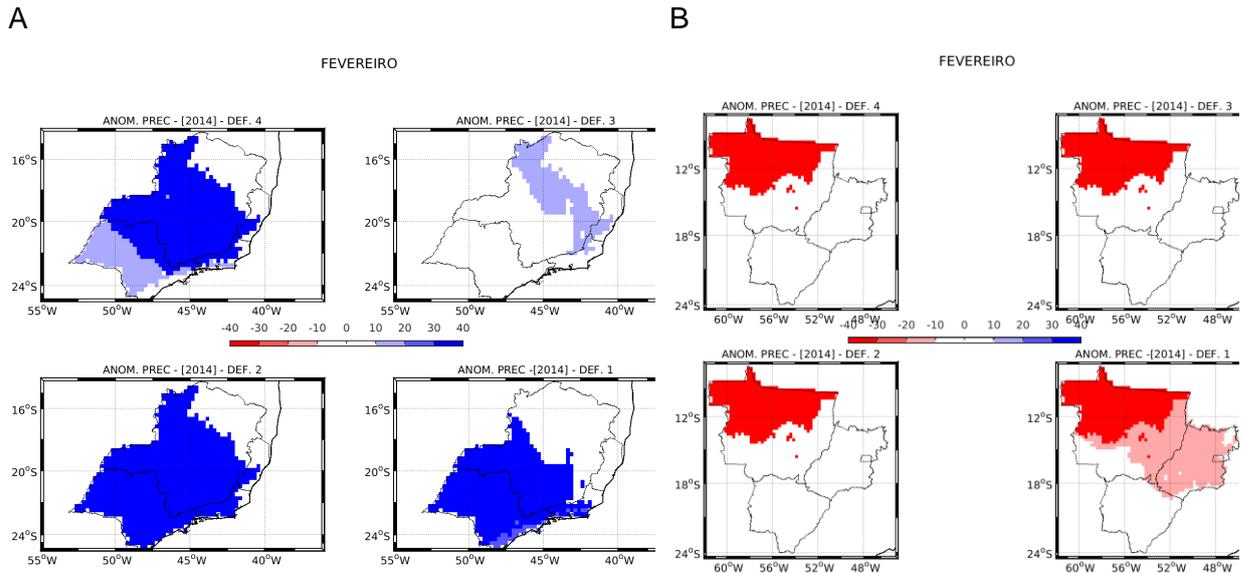
Para o mês de fevereiro (Figura 29), diferente do mês de janeiro, a melhor previsão do SE não foi a apresentada com 1 mês de defasagem e sim com 3 meses, onde somente a área da sub-região 5 apresentou anomalia positiva entre 10 e 20mm e o restante dentro da faixa de -10 a 10mm. Novamente para o SE, o modelo superestimou as chuvas observada pelo CHIRPS. No CO, as anomalias apresentadas para fevereiro foram positivas, com destaque para a defasagem de número 1, que mostra maior área em relação às outras defasagens. Além disso, a área que cobre a sub-região 2 do CO subestima a chuva do CHIRPS em 30mm ou mais.



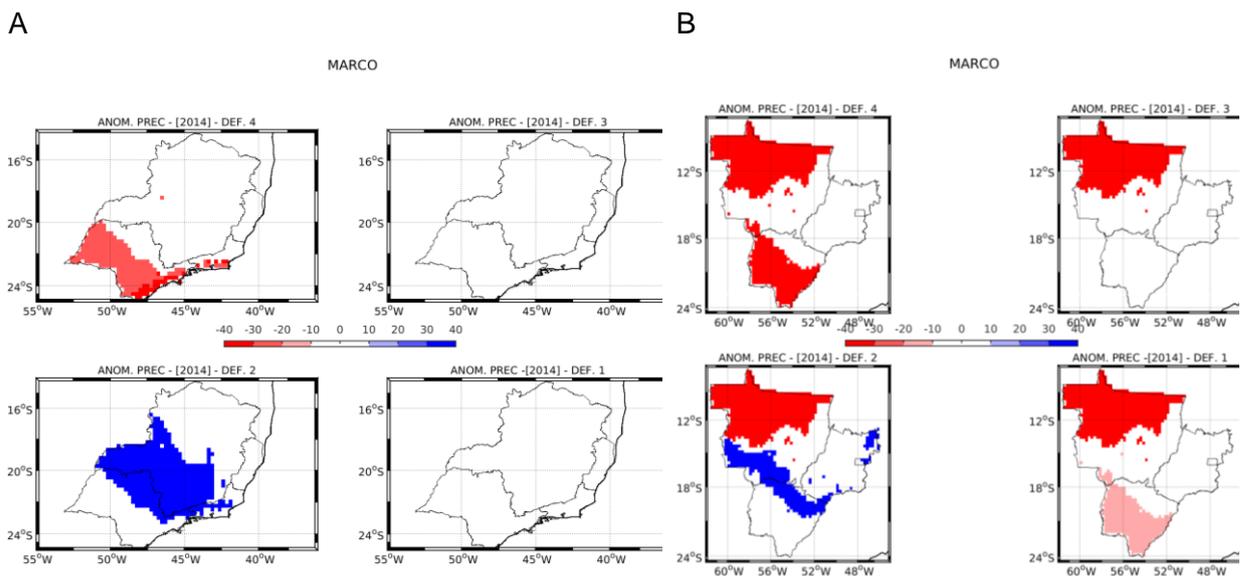
**Figura 28.** Campo espacial da anomalia de precipitação da previsão para o mês de janeiro de 2014 para as sub-regiões do Sudeste (A) e Centro-Oeste (B).

A Figura 30, mostra as previsões para o mês de março de 2014 e a área que cobre a sub-região 2 do CO apresentou anomalias negativas nas 4 defasagens de tempo de previsão. Mesmo esta sub-região apresentando os melhores resultados de previsão para o período de diagnóstico (2005 a 2010), para este específico mês não obteve o mesmo êxito, mas também deve-se considerar que este período foi um evento anômalo de chuva e fazer esse tipo de estimativa com um modelo estatístico é um desafio. Novamente a melhor previsão não foi encontrada com 1 mês de

defasagem, e sim com 3 meses. Para o SE, a melhor previsão foi determinada na defasagem de 1 e 3 meses, onde toda a região apresentou previsões entre -10 e 10mm entorno do desvio padrão deste mês. Na previsão com 4 meses de antecedência a março, a porção sul e litoral do estado de São Paulo e o litoral do Rio de Janeiro subestimou a previsão do mês. Na defasagem de 2 meses, a porção central do SE superestimou a chuva observa pelo CHIRPS.



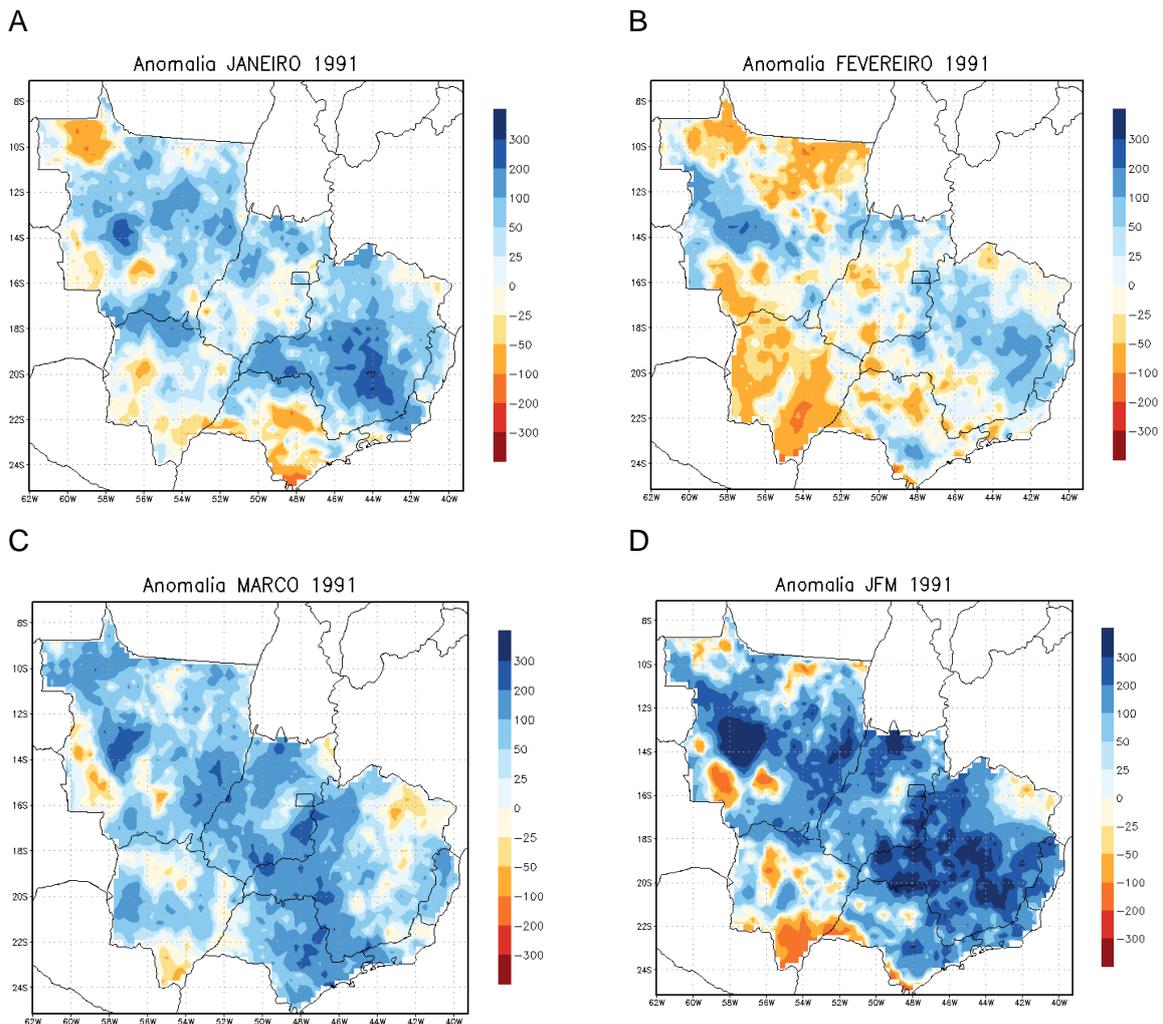
**Figura 29.** Campo espacial da anomalia de precipitação da previsão para o mês de fevereiro de 2014 para as sub-regiões do Sudeste (A) e Centro-Oeste (B).



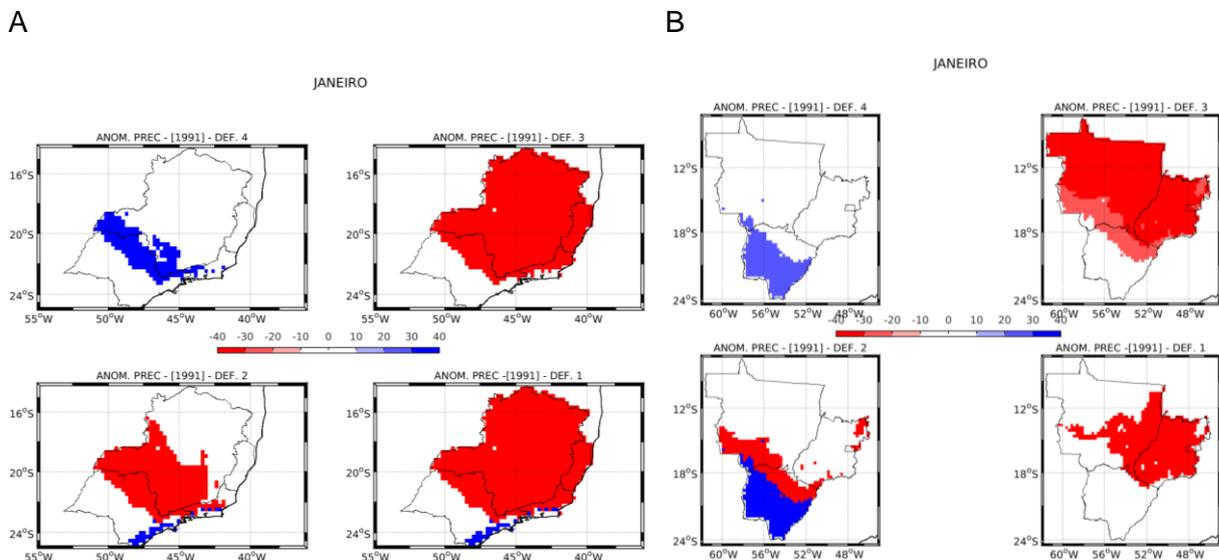
**Figura 30.** Campo espacial da anomalia de precipitação da previsão para o mês de março de 2014 para as sub-regiões do Sudeste (A) e Centro-Oeste (B).

O segundo caso em que foi aplicado o modelo foi um trimestre de janeiro, fevereiro e março de 1991 que mostrou anomalias positivas em grande parte da região do SE e CO brasileiro (Figura 31D), ficando 100mm acima da climatologia do trimestre, com destaque para os meses de janeiro e março. Diferentemente dos outros dois meses, fevereiro foi o mês que apresentou déficit de precipitação, com destaque para a região do Mato Grosso do Sul e norte/nordeste do Mato Grosso.

A previsão para o mês de janeiro (Figura 32) foi melhor representada com 4 meses de defasagem tanto no SE como no CO, com anomalias em somente uma sub-região, neste caso ambas positivas. A previsão com um mês de defasagem para o CO também apresenta uma única sub-região com anomalia significativa, só que mais intensa que a de defasagem 4. Também é válido destacar que no SE as 4 previsões defasadas para a sub-região de número 6 ficaram acima ou abaixo do limiar de  $\pm 10\text{mm}$ .

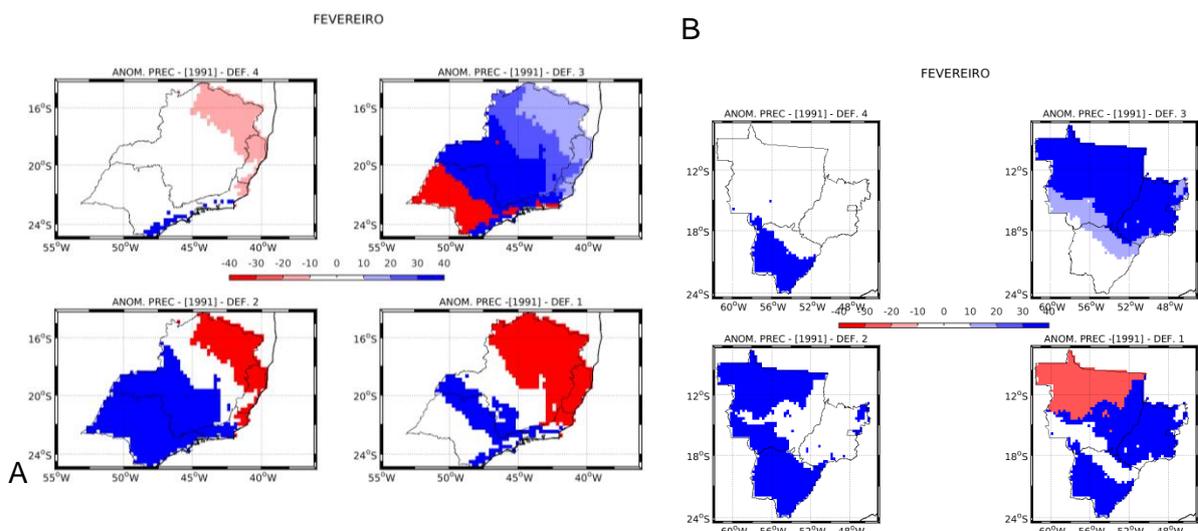


**Figura 31.** Campo espacial de anomalia de precipitação para os meses de janeiro (A), fevereiro (B) e março e para esses três meses em conjunto (C) para o ano de 1991.



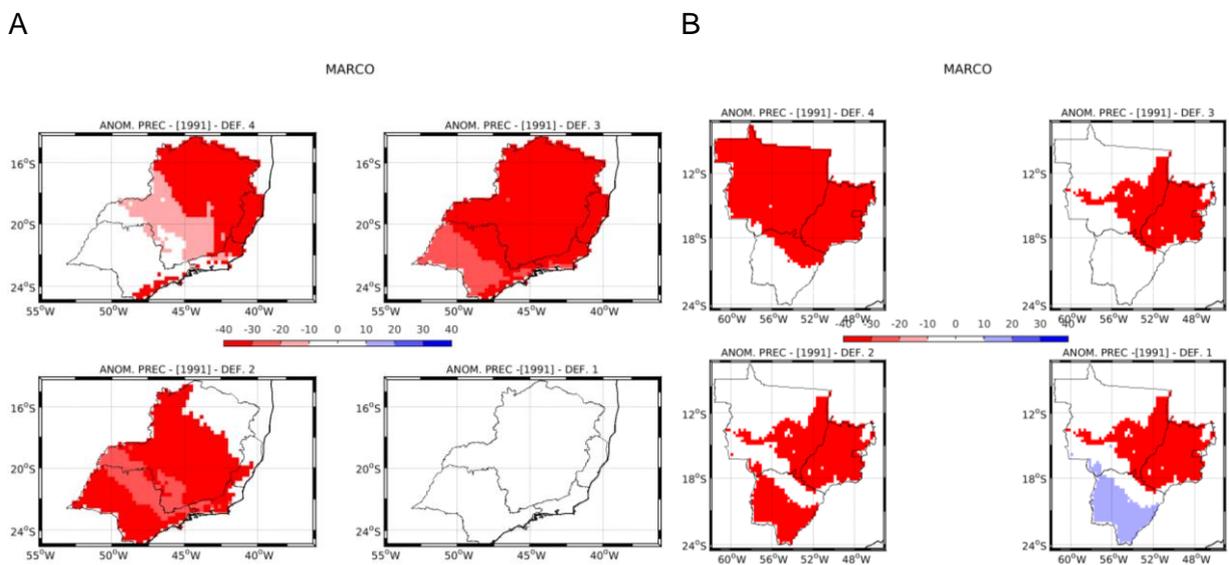
**Figura 32.** Campo espacial da anomalia de precipitação da previsão para o mês de janeiro de 1991 para as sub-regiões do Sudeste (A) e Centro-Oeste (B).

A Figura 33 mostra a previsão para o mês de fevereiro e novamente a previsão com 4 meses de antecedência foi a que melhor representou os acumulados mensais do CHIRPS no SE e CO, apresentando valores de anomalia relevantes na costa de São Paulo e Rio de Janeiro, nordeste de Minas Gerais, norte do Espírito Santo e centro-sul do Mato Grosso do Sul. No geral, o modelo superestimou o mês de fevereiro tanto no SE como CO.



**Figura 33.** Campo espacial da anomalia de precipitação da previsão para o mês de fevereiro de 1991 para as sub-regiões do Sudeste (A) e Centro-Oeste (B).

De maneira oposta ao mês de fevereiro, as anomalias que o modelo estimou para março (Figura 34) foram negativas, ou seja, estimando acumulados abaixo dos valores do CHIRPS mais o seu desvio padrão. No SE, a melhor previsão foi determinada com 1 mês de antecedência, sendo que todas as sub-regiões ficaram no limiar de  $\pm 10$ mm, o que é uma previsão satisfatória, pois foi um mês com altos acumulados de chuva. Já a região CO mostra uma melhor previsão do modelo com 3 meses de antecedência, onde a sub-região 4 superestima com acumulados acima do desvio padrão de 30 a 40 mm.



**Figura 34.** Campo espacial da anomalia de precipitação da previsão para o mês de março de 1991 para as sub-regiões do Sudeste (A) e Centro-Oeste (B).

Os dois estudos de caso apresentados mostram que há uma complexidade ao aplicar um modelo estatístico para períodos anômalos, pois o modelo tende a estimar valores de precipitação próximos a climatologia de cada sub-região. Em um evento de El Niño, as chuvas sobre o SE e CO não apresentam um padrão muito bem definido como as regiões sul e norte do Brasil, por se localizar em uma região de transição e por ventura, esse evento não auxilia de fato nas previsões.

No geral, o modelo se mostra efetivo dentro da metodologia apresentada nos estudos de caso e não necessariamente a previsão realizada mais próxima ao mês de interesse é a mais adequada, pois o modelo considera diferentes preditores que possuem diferentes escalas de tempo e que afetam o SE e CO de formas distintas.

## CAPÍTULO 5

### 5. CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objetivo estudar a previsibilidade de precipitação para as regiões SE e CO do Brasil, com comportamento pluviométrico homogêneo, e estabelecer relações diagnósticas e prognósticas, a partir de um modelo estocástico de previsão, entre diversos índices climáticos, as anomalias de TSM e a precipitação.

Inicialmente, comprovou-se a viabilidade de uso de dados do CHIRPS para estudar a variabilidade de precipitação, que foi capaz de representar o regime de precipitação de ambas regiões, com um ciclo anual bem definido, com um verão predominantemente úmido e um inverno com menores acumulados de chuva.

A partir disso, confirmou-se que a região de estudo não mostrou homogeneidade em relação à precipitação e por isso a região foi dividida em sub-regiões que apresentassem as mesmas características, a partir da técnica de análise de *Cluster*. Foram determinadas 6 sub-regiões homogêneas para o SE e 4 sub-regiões para o CO. A separação em sub-regiões homogêneas via análise de cluster identificou claramente as áreas em que a atuação combinada de distintos sistemas meteorológicos e fatores locais produzem grande diversidade de regimes, os quais foram descritos em termos dos totais anuais e suas médias mensais de longo termo.

A fim de verificar o padrão das anomalias de TSM e caracterizar o comportamento da TSM tanto no Oceano Pacífico quanto no Oceano Atlântico, foi utilizada a técnica de SVD, separadas para o período seco (abril a setembro) e período chuvoso (outubro a março), entre as anomalias mensais de TSM de ambos os oceanos e de precipitação para o SE e CO. As análises indicam, apesar das baixas correlações, que há significativas mudanças nos padrões de variabilidade entre os modos encontrados entre o período seco e o período úmido. Como nos padrões do primeiro modo da SVD com as TSM do Atlântico se mostraram semelhantes, com valores de correlação negativa no Atlântico Norte e uma extensa faixa de valores positivos de correlação que se estende desde a costa da África até

a costa sul da América do Sul, os padrões relacionados de precipitação para cada período são diferentes, sendo que para o período seco estão associadas a anomalias positivas em grande parte das regiões SE e CO e para o período chuvoso estão associadas a anomalias positivas na porção norte do continente e anomalias negativas na porção sul.

Uma análise de correlação linear foi aplicada para verificar a correspondência entre a precipitação nas regiões SE e CO e as séries dos índices climáticos. Observou-se que os índices NINO 3.4 e SOI mostraram um padrão semelhante de correlações pela região de estudo, pois são índices que monitoram o mesmo fenômeno, o ENSO. Além disso, se destaca a correlação com o índice TSA, que mostra grande parte da região de estudo com valores de correlação negativa, o que indica que uma configuração de TSA positiva está correlacionada com anomalias negativas de precipitação, corroborando com Pezzi e Cavalcanti (2001), que indicaram que anomalias positivas na região TSA promovem movimento ascendente anômalo na região norte e nordeste do Brasil e, conseqüentemente, movimento descendente na região sul e sudeste, o que não auxilia na convecção.

No cálculo das estimativas mensais de precipitação para cada sub-região homogênea, foram utilizados diferentes conjuntos de preditores, o que permitiu a obtenção de modelos de regressão independentes para cada instante de tempo da previsão. Esta configuração permite que o modelo não se limite a somente uma equação de regressão múltipla, ou seja, que se adeque aos melhores conjuntos de preditores para determinado período e sub-região.

Os resultados obtidos pelo modelo no período de diagnóstico (2005 a 2009) para a previsão mensal de precipitação mostraram um desempenho satisfatório quando comparados com a precipitação observada pelo CHIRPS. Com valores razoáveis de correlação entre as séries, tanto para as sub-regiões do SE e CO, mas com um destaque para a região CO, que obteve melhores resultados. Entretanto, quando observamos todas as séries de previsão para as diferentes defasagens de tempo, podemos observar que os ciclos anuais das séries foram bem representados, mas há sinais (ou picos) na série observada que o modelo não consegue representar, o que pode se tratar de oscilações intrassazonais, que são

fenômenos mais difíceis de serem representadas pelo modelo. Com o método *stepwise*, aplicado nestas previsões, identificou-se que os índices NINO 3.4, SOI e PSA1 foram os mais utilizados nas previsões do SE. Já na região CO, os índices NINO 3.4 e SOI também foram os mais utilizados como preditores das regressões, mas o terceiro índice mais utilizado foi o WP.

Após testar o modelo estocástico para o período de diagnóstico, esse foi aplicado para estudos de casos específicos com características anômalas em relação a precipitação do CHIRPS. A previsão foi feita com até quatro meses de antecedência ao mês de interesse e foi possível notar que os resultados, para os dois estudos de caso analisados, não obtiveram um resultado razoável em relação à chuva observada. Pode-se concluir que, por se tratarem de períodos anômalos, o modelo acaba subestimando ou superestimando as precipitações mensais na maioria das defasagens. Além disso, vale destacar que não necessariamente a previsão feita com menor antecedência ao mês previsto é a previsão mais adequada, ou seja, a que mais se aproximou da chuva observada.

De um modo geral, o melhor entendimento da variabilidade climática de precipitação e suas relações com outros tipos de forçantes climáticas é necessário para poder prever seu comportamento futuro. Os resultados desta pesquisa apresentam a importância da combinação de índices climáticos e dos padrões de TSM do Oceano Atlântico e Pacífico como possíveis preditores de modelos de regressão múltipla para estimar a precipitação mensal em diferentes sub-regiões dentro da região aqui estudada.

#### **4.4.3 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS**

Desta forma, sugere-se para trabalhos futuros avaliar as previsões com maiores defasagens de tempo em relação ao mês previsto e aplicar o modelo em sub-regiões homogêneas de precipitação que englobem as regiões SE e CO em conjunto, já que com as análises aqui mostradas há regiões em comum que possuem comportamentos de precipitação semelhantes. Também é válido testar outros preditores, como as próprias séries dos coeficientes de expansão das anomalias de TSM da análise da SVD ou ainda, outros índices que englobem outros

tipos de escala de tempo, para uma possível melhora nas previsões intrassazonais. Além disso, seria de grande importância comparar o desempenho do modelo empírico com modelos dinâmicos ou com outro modelo estatístico, por exemplo.

## REFERÊNCIAS

- ANDREOLI, RITA VALÉRIA; KAYANO, MARY TOSHIE. A importância relativa do atlântico tropical sul e pacífico leste na variabilidade de precipitação do Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 22, n. 1, p. 63-74, 2007.
- ALEXANDRE, A. M. B. Previsão de vazões mensais para o sistema interligado nacional utilizando informações climáticas. 2012. 293 f. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2012.
- ALVES, Lincoln Muniz *et al.* Início da estação chuvosa na região Sudeste do Brasil: Parte 1-Estudos observacionais. 2005.
- ALVES, L. M. "Clima da Região Centro-Oeste do Brasil". *Tempo e Clima no Brasil*. Editores: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. Oficina de Textos (2009): 235-241.
- ANDRADE, Kelen Martins; CAVALCANTI, Iracema FA. Climatologia dos sistemas frontais e padrões de comportamento para o verão na América do Sul. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza: SBMET, 2004.
- ANDRADE, K. M. Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul. 185págs. 2005. Tese de Doutorado. Dissertação de Mestrado (mestrado em meteorologia). 2005. INPE, São José dos Campos.
- BARBOSA, João Paulo Macieira. Utilização de método de interpolação para análise e espacialização de dados climáticos: o SIG como ferramenta. *Caminhos da Geografia (UFU)*, v. 9, n. 17, p. 85-96, 2006.
- BARNSTON, Anthony G.; LIVEZEY, Robert E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly weather review*, v. 115, n. 6, p. 1083-1126, 1987.
- BARROS, Vicente *et al.* Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic Sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in Southeastern South America. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 67, n. 3, p. 123-133, 2000.
- BASTOS, CAMILLA C.; FERREIRA, NELSON J. Análise climatológica da alta subtropical do Atlântico Sul. *CEP*, v. 12220, p. 110, 2000.
- BAXTER, Stephen; NIGAM, Sumant. Key role of the North Pacific Oscillation–West Pacific pattern in generating the extreme 2013/14 North American winter. *Journal of Climate*, v. 28, n. 20, p. 8109-8117, 2015.
- BJORNSSON, H.; VENEGAS, S. A.A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. *CCGCR Report*, v. 97, n. 1, p. 112-134, 1997.
- BLUESTEIN, Howard B. Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Volume II. Observations and theory of weather systems. 1993.

- BRETHERTON, Christopher S.; SMITH, Catherine; WALLACE, John M. An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of climate*, v. 5, n. 6, p. 541-560, 1992.
- BROWNING, K. A. Conceptual models for precipitation systems. *Weather and Forecasting*, v. 1, p. 23-41, 1986.
- CARDOSO, Andrea O.; SILVA DIAS, P. L. Identificação de trimestres extremos no regime pluviométrico do Sul e Sudeste do Brasil e relação com anomalias da TSM. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19, n. 2, p. 149-162, 2004.
- CARDOSO, Andrea O. Relações entre a TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico e as condições climáticas nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil. 192 págs. Tese de Doutorado (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2005.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, v. 15, p. 2377-2394, 2002.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, Boston, v. 17, p. 88-108, jan. 2004.
- CARVALHO, Leila MV; JONES, Charles; AMBRIZZI, Tércio. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. *Journal of climate*, v. 18, n. 5, p. 702-718, 2005.
- CARVALHO, LMV de; JONES, C. Zona de convergência do atlântico sul. *Tempo e Clima no Brasil. Oficina de Textos*, São Paulo, p. 95-109, 2009.
- CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. "Teleconexões e suas influências no Brasil". *Tempo e Clima no Brasil*. Editores: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. *Oficina de Textos* (2009): 317-335.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. "Frentes Frias sobre o Brasil". *Tempo e Clima no Brasil*. Editores: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. *Oficina de Textos* (2009): 133-147.
- CAVALCANTI, Iracema FA. *Tempo e clima no Brasil. Oficina de textos*, 2009.
- CHAVES, Rosane Rodrigues. Conexões entre a TSM do Atlântico Sul e a convecção de verão sobre a América do Sul: análise observacional. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 29, n. 1, p. 5-20, 2011.
- CHAVES, Rosane Rodrigues; NOBRE, Paulo. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. *Geophysical Research Letters*, v. 31, n. 3, 2004.
- COELHO, Caio S. Anomalias de precipitação sobre a América do Sul e sua relação com a temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico

- durante períodos de extremos de El Niño Oscilação Sul. 254 págs. Dissertação de Mestrado (Mestrado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 71, n. 3-4, p. 185-197, 2002.
- COELHO, C. A. S., OLIVEIRA, C. P., AMBRIZZI, T., REBOITA, M. S., CARPENEDO, C. B., CAMPOS, J. L. P. S., TOMAZIELLO, A. C. N., PAMPUCH, L. A., CUSTÓDIO, M. S., DUTRA, L. M. M., ROCHA, R. P., REHBEIN, A. 2016. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. *Climate Dynamics*, v. 46, p. 3737-3752.
- COHEN, J.; CAVALCANTI, I. F. A.; BRAGA, R. H. M.; NETO, L. S. “Linhas de instabilidade na costa N-NE da América do Sul”. *Tempo e Clima no Brasil*. Editores: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. Oficina de Textos (2009): 75-93.
- CONFORTE, J. C. Um estudo de complexos convectivos de mesoescala sobre a América do Sul. *INPE*, v. 112, p. 24013, 1997.
- CRAM, Jennifer M.; PIELKE, Roger A.; COTTON, William R. Numerical simulation and analysis of a prefrontal squall line. Part I: Observations and basic simulation results. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 49, n. 3, p. 189-208, 1992.
- DIAZ, Alvaro; STUDZINSKI, C. D. Rainfall anomalies in the Uruguay-Southern Brazil region related to SST in Pacific and Atlantic oceans using canonical correlation analysis. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*. 1994. p. 42-45.
- DIAZ, Alvaro F.; STUDZINSKI, Caarem D.; MECHOSO, Carlos R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. *Journal of Climate*, v. 11, n. 2, p. 251-271, 1998.
- DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. The role of SST on the South American atmospheric circulation observed during the 2000/2001 Austral Summer. *Climate Dynamics*, v. 24, p. 781-791, 2005.
- ENFIELD, David B. *et al.* How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *Journal of Geophysical Research: Oceans*, v. 104, n. C4, p. 7841-7848, 1999.
- ESPINOZA, Jhan Carlo *et al.* The extreme 2014 flood in South-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. *Environmental Research Letters*, v. 9, n. 12, p. 124007, 2014.
- FEDOROVA, Natalia; CARVALHO, M. H.; LEVI, V. Estudo preliminar sobre a relação entre a precipitação e os sistemas sinóticos na cidade de Pelotas em anos de La Niña e El Niño-Parte1: Os sistemas e processos sinóticos e suas

- precipitações associadas em anos de El Niño e de La Niña. In: XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Anais... Foz de Iguaçu-PR. 2002.
- FERREIRA, N. J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da zona de convergência do atlântico sul em períodos de El Niño e La Niña. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19, n.1m p. 89-98, 2004.
- FIGUEIREDO, J. C.; SCOLAR, J. Estudo da trajetória dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul. In:VII Congresso Latino-Americano e Iberico de Meteorologia, Buenos Aires, Anais. 1996. p. 165-166.
- FRITSCH, J. M.; FORBES, G. S. Mesoscale convective systems. In: Severe convective storms. American Meteorological Society, 2001. p. 323-357.
- FUJITA, T. Theodore. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 38, n. 8, p. 1511-1534, 1981.
- FUNK, Chris C. *et al.* A quasi-global precipitation time series for drought monitoring. US Geological Survey Data Series, v. 832, n. 4, 2014.
- GLANTZ, M. H. Currents of change: El Niño's impact on climate and society. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1996.
- GRAY, William M.; SHEAFFER, John D.; KNAFF, John A. Influence of the stratospheric QBO on ENSO variability. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II, v. 70, n. 5, p. 975-995, 1992.
- GRECO, Steven *et al.* Amazon coastal squall lines. Part II: Heat and moisture transports. *Monthly weather review*, v. 122, n. 4, p. 623-635, 1994.
- GRIMM, Alice M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. *Journal of Climate*, v. 16, n. 2, p. 263-280, 2003.
- GRIMM, Alice Marlene; LEITE, A. E.; SAHAI, Atul Kumar. Previsão de precipitação sazonal para a Bacia do Rio Paranaíba utilizando um modelo linear. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. 2004.
- GRIMM, Alice M.; TEDESCHI, Renata G. ENSO and extreme rainfall events in South America. *Journal of Climate*, v. 22, n. 7, p. 1589-1609, 2009.
- GUEDES, R. L. *et al.* Trajetórias dos sistemas convectivos sobre o continente americano. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais. p. 77-80. 1994.
- HURRELL, J. *et al.* The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact. AGU. Geophysical Monograph Series, v. 134, 2003.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). "Aspectos Demográficos". Disponível em:<  
<http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/condicaoodevida/indicadores-minimos/tabela1.shtm>>. Acessado em janeiro de 2017
- JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. A frequência de fenômenos meteorológicos na América do Sul: uma climatologia. CONGRESSO

- BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. Anais... Foz do Iguaçu: SBMET, v. 1, 2002.
- KALNAY, Eugenia *et al.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, v. 77, n. 3, p. 437-471, 1996.
- KAYANO, Mary Toshie; DE OLIVEIRA, Cristiano Prestrelo; ANDREOLI, Rita Valéria. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. *International Journal of Climatology*, v. 29, n. 10, p. 1439-1448, 2009.
- KODAMA, Yasu-Masa. Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: conditions of the circulations for generating the STCZs. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, v. 70, n. 5, p. 813-836, 1992a
- KODAMA, Yasu-Masa. Large-scale common features of sub-tropical convergence zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part II: conditions of the circulations for generating the STCZs. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, v. 71, n. 5, p. 581-610, 1993.
- MACHEL, H., A. KAPALA e H. FLOHN. Behavior of the centers of action above the Atlantic since 1881: Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability. *Int. J. Climatol.*, 18, 1-22, 1998.
- MANTUA, Nathan J. *et al.* A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 6, p. 1069-1079, 1997.
- MARENCO, José A. Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. 2ª Ed. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2007. v.1. p. 214
- Marshall GJ. 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16: 4134–4143.
- MCBRIDE, John L.; EBERT, Elizabeth E. Verification of quantitative precipitation forecasts from operational numerical weather prediction models over Australia. *Weather and Forecasting*, v. 15, n. 1, p. 103-121, 2000.
- MESTAS-NUNEZ, Alberto M.; ENFIELD, David B. Eastern equatorial Pacific SST variability: ENSO and non-ENSO components and their climatic associations. *Journal of Climate*, v. 14, n. 3, p. 391-402, 2001.
- MO, Kingtse C.; GHIL, Michael. Statistics and dynamics of persistent anomalies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 44, n. 5, p. 877-902, 1987.
- MO, Kingtse C.; HIGGINS, R. Wayne. The Pacific–South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, v. 126, n. 6, p. 1581-1596, 1998.
- MO, Kingtse C. Relationships between low-frequency variability in the Southern Hemisphere and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, v. 13, n. 20, p. 3599-3610, 2000.

- MO, Kingtse C.; PAEGLE, Julia N. The Pacific–South American modes and their downstream effects. *International Journal of Climatology*, v. 21, n. 10, p. 1211-1229, 2001.
- MOLION, L. C. B. "Climatologia Dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação." *Revista Brasileira de Meteorologia* “. 2.1 (1987): 107-11.
- MOLION, Luiz Carlos Baldicero. Perspectivas climáticas para os próximos 20 anos. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 3, 2008.
- NEWTON, Chester W. Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *Journal of meteorology*, v. 7, n. 3, p. 210-222, 1950.
- NORTH, Gerald R. *et al.* Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, v. 110, n. 7, p. 699-706, 1982.
- NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. “Clima da região Sudeste do Brasil”. *Tempo e Clima no Brasil*. Editores: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. *Oficina de Textos* (2009): 243-258
- OLIVEIRA, A. P.; SILVA DIAS, L. Aspectos observacionais da Brisa Marítima em São Paulo, *Anais II Congr. Bras. Meteor*, v. 2, p. 18-22, 1982.
- OLIVEIRA, Alda Santos. Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia. 1986. Tese de Doutorado. INPE.
- OLIVEIRA, Gilvan Sampaio de. Niño e você: o fenômeno climático. In: Niño e você: o fenômeno climático. Transtec, 1999.
- OLIVEIRA, Priscilla Teles de. Estudo estatístico sobre eventos de precipitação intensa no nordeste do Brasil. 2014.
- PAMPUCH, L. A. Características Sinóticas e Dinâmicas de Períodos Extremos Secos sobre o Sudeste do Brasil e sua Relação com a TSM do Atlântico Sul. 192 págs. Tese de Doutorado (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.
- PAMPUCH, L. A. *et al.* Anomalous patterns of SST and moisture sources in the South Atlantic Ocean associated with dry events in southeastern Brazil. *International Journal of Climatology*, v. 36, n. 15, p. 4913-4928, 2016.
- PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. *Climate Dynamics*, v. 17, n. 2, p. 205-212, 2001.
- PEZZI, L. P.; UBARANA, V.; REPELLI, C. Desempenho e previsões de um modelo regional estatístico para a Região Sul do Brasil. *Brazilian Journal of Geophysics*, v. 18, n. 2, p. 129-146, 2000.
- PHILANDER, S. G. H. El Niño and La Niña. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 42, n. 23, p. 2652-2662, 1985.

- PINTO, E. J. A.; NAGHETTINI, M.; ABREU, M. L., Utilização de indicadores climáticos na previsão probabilística de precipitações e vazões na Bacia do Alto São Francisco. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 11, n. 4, p. 121-135, 2006b.
- PLUMB, R. Alan. Zonally symmetric Hough modes and meridional circulations in the middle atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 39, n. 5, p. 983-991, 1982.
- QUADRO, M. F. L.; ABREU, M. L. Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul. *Revista Brasileira de Geofísica (Impresso)*, v. 17, p. 210, 1999.
- RASMUSSEN, Eugene M.; CARPENTER, Thomas H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, v. 110, n. 5, p. 354-384, 1982.
- REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, 185-20, 2010.
- REED, R. J. The structure and dynamics of the 26-month oscillation. In: *Proceedings of the International Symposium on the Dynamics of Large-Scale Processes in the Atmosphere*. 1960. p. 376-387.
- REYNOLDS, Richard W. *et al.* An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of climate*, v. 15, n. 13, p. 1609-1625, 2002.
- ROBERTSON, Andrew W.; MECHOSO, Carlos R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic convergence zone. *Monthly weather review*, v. 128, n. 8, p. 2947-2957, 2000.
- RODRIGUEZ, Carlos A. Morales; DA ROCHA, Rosmeri P.; BOMBARDI, Rodrigo. On the development of summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean meteorological characteristics and pollution effect. *Atmospheric Research*, v. 96, n. 2, p. 477-488, 2010.
- SALIO, Paola; NICOLINI, Matilde; ZIPSER, Edward J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. *Monthly Weather Review*, v. 135, n. 4, p. 1290-1309, 2007.
- SANCHEZ-CCOYOLLO, O. R.; DIAS, P. L. S. Estudo observacional e numérico da brisa marítima em São Paulo. In: *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais*. 2000. p. 1609-1617.
- SATYAMURTY, Prakki; DA CONCEIÇÃO FERREIRA, Celeste; ALONSO GAN, Manoel. Cyclonic vortices over South America. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, v. 42, n. 1, p. 194-201, 1990.
- SCOLAR, J.; SILVA DIAS, M. A. F. Linhas de instabilidade pré-frontais e sua dependência de condições sinóticas. In: *II Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais*. 1982. p. 88-102.

- SEVERO, Dirceu Luís. Padrões de circulação anômala associados a episódios úmidos e secos no sul do Brasil. 227 páginas. Tese de doutorado – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Ministério da Ciência e Tecnologia, São José dos Campos, SP. 2008.
- SILVA, Carlos Batista; SILVA, Maria Elisa Siqueira; AMBRIZZI, Tércio. Climatic variability of river outflow in the Pantanal region and the influence of sea surface temperature. *Theoretical and Applied Climatology*, p. 1-13, 2016.
- SILVA DIAS, M. A. F. Complexos convectivos de mesoescala sobre a região sul do Brasil. *Climanálise Especial*, v. 1, p. 12, 1996.
- SILVA DIAS, M. A. F.; ROZANTE, J. R.; MACHADO, L. A. T. "Complexos convectivos de mesoescala na América do Sul". *Tempo e Clima no Brasil*. Editores: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. *Oficina de Textos* (2009): 181-194.
- SILVA DIAS, M. A. F.; J. ; SILVA DIAS, P. L. ; FREITAS, E. D. ; CARVALHO, L. M. V. . Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. *Climatic Change*, v. 116, p. 3, 2013.
- SIQUEIRA, A. H. B.; MOLION, L. C. B. Análises Climáticas: O filtro Hodrick-Prescott aplicado aos índices atmosféricos da Oscilação Sul e da Oscilação do Atlântico Norte. *Revista Brasileira de Meteorologia*, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 307-318, jul./set. 2015.
- SOUSA, A. J. S. *et al.* Oscilação Decadal do Pacífico e sua influência na precipitação de Goiânia – GO. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 16., 2010, Belém. Anais... Rio de Janeiro: SBMET, 2010.
- SOUSA, Adriano Marlison *et al.* Variabilidade Espaço-Temporal da Precipitação na Amazônia durante Eventos ENOS (Spatio-temporal Variability of Precipitation in the Amazon during ENOS Events). *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 8, n. 1, p. 013-024, 2015.
- SOUZA, EB de; NOBREGA, P. Uma revisão sobre o padrão de dipolo no Atlântico Tropical. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 13, n. 3, p. 1-44, 1998.
- TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. Eventos extremos de precipitação na região da Serra do Mar PARTE II: condições meteorológicas de grande escala. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. 2006.
- TRENBERTH, Kevin E. Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 112, n. 2, p. 326-332, 1984.
- TRENBERTH, Kevin E. The definition of el nino. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, 1997.
- Trenberth, Kevin E., Julie M. Caron, 2000: The Southern Oscillation Revisited: Sea Level Pressures, Surface Temperatures, and Precipitation. *J. Climate*, 13, 4358–4365.
- Thompson DWJ, *et al.* 2011. Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change. *Nature Geoscience*, 4: 741–749.

- UCCELLINI, Louis W.; JOHNSON, Donald R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Monthly Weather Review*, v. 107, n. 6, p. 682-703, 1979.
- Universo Online (UOL). "PIB per Capita do Brasil". Disponível em: <<http://economia.uol.com.br/album/2013/12/16/pib-per-capita-do-brasil-por-estado.htm>>. Acessado em janeiro de 2017
- Universo Online (UOL). "Seca no Sudeste atinge 133 cidades". Disponível em: <<http://www1.folha.uol.com.br/cotidiano/2014/11/1541915-seca-no-sudeste-atinge-133-cidades-e-ja-afeta-economia.shtml>>. Acessado em janeiro de 2017
- VASCONCELLOS, Fernanda Cerqueira; CAVALCANTI, Iracema FA. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. *Atmospheric Science Letters*, v. 11, n. 1, p. 21-26, 2010.
- VELASCO, Ines; FRITSCH, J. Michael. Mesoscale convective complexes in the Americas. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.
- VEIGA, J. A. P.; MARENGO, J. A.; RAO, V. B. A influência das anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 17, n. 2, p. 181-194, 2002.
- WALKER, Gilbert T.; BLISS, E. W. World weather. V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, v.4, p. 53-84, 1932.
- WALLACE, John M.; GUTZLER, David S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, v. 109, n. 4, p. 784-812, 1981.
- WALLACE, John M.; SMITH, Catherine; BRETHERTON, Christopher S. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. *Journal of Climate*, v. 5, n. 6, p. 561-576, 1992.
- WALLACE, John M.; HOBBS, Peter V. *Atmospheric science: an introductory survey*. Academic Press, 2006.
- WILKS, Daniel S. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, 2011.