



Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza – CCMN
Instituto de Geociências – IGEO
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia – PPGM

**IMPACTO DO MODO ANULAR SUL E DA
TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR DOS
OCEANOS ATLÂNTICO E PACÍFICO NA
PRECIPITAÇÃO DA BACIA DO RIO GRANDE (SP/MG)**

Beatriz da Silva Bernardino

*Orientadoras: D. Sc. Ana Maria Bueno Nunes
e D. Sc. Fernanda Cerqueira Vasconcellos*

Rio de Janeiro (RJ)

Setembro/2016

**IMPACTO DO MODO ANULAR SUL E DA TEMPERATURA DA
SUPERFÍCIE DO MAR DOS OCEANOS ATLÂNTICO E PACÍFICO
NA PRECIPITAÇÃO DA BACIA DO RIO GRANDE (SP/MG)**

Beatriz da Silva Bernardino

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM – IGEO – CCMN – UFRJ), como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Ciências (Área: Meteorologia).

Orientadoras: *D. Sc. Ana Maria Bueno Nunes e
D. Sc. Fernanda Cerqueira Vasconcellos*

Rio de Janeiro (RJ)

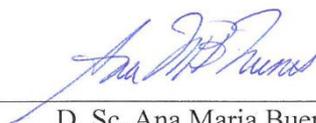
Setembro/2016

**IMPACTO DO MODO ANULAR SUL E DA TEMPERATURA DA
SUPERFÍCIE DO MAR DOS OCEANOS ATLÂNTICO E PACÍFICO NA
PRECIPITAÇÃO DA BACIA DO RIO GRANDE (SP/MG)**

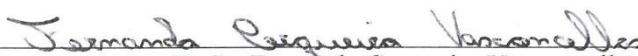
BEATRIZ DA SILVA BERNARDINO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM – IGEO – CCMN –
UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO
DO TÍTULO DE MESTRE EM CIÊNCIAS (ÁREA: METEOROLOGIA).

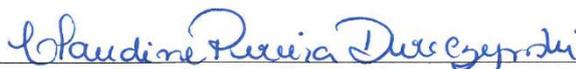
Examinada por:



D. Sc. Ana Maria Bueno Nunes (IGEO/UFRJ)



D. Sc. Fernanda Cerqueira Vasconcellos (IGEO/UFRJ)



D. Sc. Claudine Pereira Dereczynski (IGEO/UFRJ)



D. Sc. Wallace Figueiredo Menezes (IGEO/UFRJ)



D. Sc. Isimar de Azevedo Santos (UENF)

Rio de Janeiro (RJ)

Setembro/2016

Bernardino, Beatriz da Silva

Impacto do modo anular sul e da temperatura da superfície do mar dos oceanos Atlântico e Pacífico na precipitação da bacia do rio Grande (SP/MG)/ Beatriz da Silva Bernardino. – Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2016.

XXII, 64 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Ana Maria Bueno Nunes

Fernanda Cerqueira Vasconcellos

Dissertação (Mestrado) – UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN
Programa de Pós-graduação em Meteorologia, 2016.

Referências Bibliográficas: p. 54-64.

1. Modos de Baixa Frequência. 2. Bacia Hidrográfica do Rio Grande. 3. Precipitação. 4. Jato Subtropical. 5. Zona de Convergência do Atlântico Sul. I. Nunes, Ana M. B. *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN, Programa de Pós-graduação em Meteorologia. III. Título.

Dedico esta dissertação a minha querida mãe, Claudia Maria.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus por ter me dado saúde e força durante essa caminhada.

Agradeço à minha mãe, Claudia Maria, por estar sempre ao meu lado, pelas palavras estimulantes, por me ajudar em tudo, e por sempre ouvir minhas lamentações. Agradeço também ao meu pai, Pedro Bernardino, e ao meu irmão, Rafael Bernardino, por toda dedicação. Amo muito vocês! Obrigada por tudo!

Ao meu noivo, Carlos Corrêa, por sempre me incentivar a continuar no mestrado.

Às minhas orientadoras, Fernanda Vasconcellos e Ana Nunes, pela dedicação, pelo o auxílio na elaboração deste trabalho e do artigo, pela grande paciência que tiveram comigo, pelas críticas e ótimas sugestões.

Aos professores que aceitaram participar da minha banca de mestrado. Muito obrigada!

Obrigada aos demais professores do Departamento de Meteorologia da UFRJ pelos conhecimentos adquiridos durante a graduação e o mestrado.

Aos amigos Christiane Osório e Hélio Camargo pelo grande apoio e pelos bons conselhos.

Ao meu grande amigo Wanderson Luiz pelo grande apoio que sempre me deu.

Aos amigos Hugo Bernardo e Rogério Braga pelo auxílio com os dados da ANA.

Aos amigos Júlia Ribeiro e Rafael Maiochi pelo auxílio na formatação desta dissertação e pelo apoio.

Ao meu chefe Vinicius Forain pelo apoio. Muito obrigada!

Aos demais amigos Luciana Valadares, Patrícia, Paulinha, Beatriz Cotia, Fábio, Suzanna, Suzy Rios, Ian, Carlos, Mauro, Guilhon, Paulo Diniz, Ney, Ângela, Simone, Hadassiana e Ana Pimenta, Eduardo França. Obrigada por toda força que vocês me deram durante essa caminhada.

À ANA e ao ECMWF por disponibilizaram os seus dados na internet, facilitando a elaboração de pesquisas como esta. Obrigada!

RESUMO

Eventos climatológicos extremos, como secas severas, podem levar a problemas no abastecimento de água e na produção de energia elétrica na região em que ocorrem. Neste estudo, eventos extremos secos e chuvosos na bacia do rio Grande (SP/MG) são analisados durante os períodos de verão (dezembro a fevereiro), entre 1981 e 2010, através dos dados pluviométricos da Agência Nacional de Águas. A bacia do rio Grande está localizada na Região Sudeste do Brasil, sendo selecionada para este estudo devido a sua importância para o abastecimento de água e para a geração de energia elétrica através dos reservatórios de suas usinas hidrelétricas. A influência dos modos de variabilidade climática, El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e Modo Anular Sul (MAS), e da temperatura da superfície do mar (TSM) do oceano Atlântico Sul é avaliada através de compostos de variáveis meteorológicas, obtidas da reanálise global do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), para os anos de verões extremos secos e chuvosos, e também para as primaveras que antecedem esses verões. Além disso, o impacto desses modos na circulação de grande escala que afeta o regime de precipitação sobre a bacia hidrográfica é avaliado, utilizando os compostos oriundos do do ECMWF. Os resultados mostram que os verões extremos secos são caracterizados pela fase negativa do MAS. Já os extremos chuvosos foram relacionados com o El Niño nas regiões Niño 1+2, 3 e 3.4, assim como as primaveras que antecedem a esses verões, sendo ENOS o modo dominante em comparação ao MAS. Na troposfera superior, as primaveras que antecedem os verões extremos secos (chuvosos) são caracterizadas por trem de ondas que se propaga do Pacífico Central para o sul da América do Sul, induzindo à anomalias anticiclônicas (ciclônicas) sobre a bacia do rio Grande.

Palavras-chave: modos de baixa frequência; bacia hidrográfica do rio Grande; precipitação; jato subtropical; Zona de Convergência do Atlântico Sul.

IMPACT OF THE SOUTHERN ANNULAR MODE AND TEMPERATURE
SURFACE SEA ATLANTIC OCEAN AND PACIFIC PRECIPITATION IN
GRANDE RIVER BASIN (SP/MG)

ABSTRACT

Extreme climate events, such as severe droughts, might lead to problems in water supply and electricity production in the region in which they occur. In this study, extremely dry and rainy events in Grande river basin are analyzed during summertime (December to February), from 1981 through 2010, using rain gauge data from the *Agência Nacional de Águas* in Brazil. Grande river basin is located in the southeastern Brazil, and selected for this study due to its importance for water supply and electricity production through its hydroelectric plant reservoirs. The influence of the climate variability modes, El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the Southern Annular Mode (SAM), and temperature surface sea Atlantic ocean is evaluated through composites of atmospheric variables from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) global reanalyses, for the years of extreme dry and rainy summers, and their preceding springs. The impact of these modes on the large-scale circulations that affect the precipitation regime in the river basin is also evaluated, using the composites of the ECMWF. The results show that extreme dry summers in Grande river basin are characterized by negative phase of SAM. Extreme rainy summers, as well as the preceding springs, are associated with El Niño in all Niño regions, and ENSO is the dominant mode in comparison with SAM. In the upper troposphere, the preceding springs of extreme dry (rainy) summers are characterized by a wave train that propagates from the central Pacific to the southern South America, leading to anticyclonic (cyclonic) anomalies over Grande river basin.

Keywords: low-frequency modes; Grande river basin; precipitation; subtropical jet; South Atlantic Convergence Zone.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1* Bacia hidrográfica do rio Grande. Fonte:
Pág. 4 http://www.ons.org.br/operacao/pop/eta/eta_grande_01.aspx -
 acesso em 03/10/2016.
- Figura 2.1* Circulação atmosférica média em 200hPa para os meses de verão
Pág. 8 (a), de dezembro a fevereiro; de outono (b), de março a maio; de
 inverno (c), de junho a agosto; e de primavera (d), de setembro a
 outubro, do período de 1981 a 2010. O contorno em branco é da
 bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise ERA-Interim do
 ECMWF.
- Figura 2.2* Compostos de anomalia de altura geopotencial (metros) em 500 hPa
Pág. 14 (contorno: linha vermelha – valores positivos; linha azul – valores
 negativos). Lado esquerdo: quintil extremo positivo do MAS em
 janeiro (1980 a 2006). Lado direito: quintil extremo negativo do
 MAS em janeiro (1980 a 2006). Áreas com 90% de significância
 estão sombreadas (teste t-student). Contornos de 10m. Fonte:
 Vasconcellos (2012), figuras cedidas pela autora.
- Figura 4.1* Climatologia da precipitação (mm) da bacia do rio Grande do
Pág. 28 período base de 1981 a 2010. Fonte de dados: ANA.
- Figura 4.2* Precipitação média observada nas estações do ano na bacia do rio
Pág. 30 Grande. Período base: 1981 a 2010. Os meses de Dez-Jan-Fev
 correspondem ao verão, de Mar-Abr-Mai ao outono, de Jun-Jul-Ago
 ao inverno, e de Set-Out-Nov à primavera. Fonte de dados: ANA.
- Figura 4.3* Compostos de anomalia da temperatura da superfície (°C) da
Pág. 31 primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e chuvoso (c) e
 do verão extremo seco (b) e chuvoso (d). As regiões com nível de

confiança maior do que 90% estão demarcadas por linhas pretas (teste t-student). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Os retângulos pontilhados de cor cinza correspondem as regiões dos Niños 1+2 e Niño 3. O retângulo de linha contínua de cor cinza representa a região Niño 3+4. Fonte de dados: Reanálise Era-Interim do ECMWF.

Figura 4.4 Compostos de anomalia de altura geopotencial (m) em 500 hPa da primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e extremo chuvoso (c) e do verão extremo seco (b) e extremo chuvoso (d). As regiões com nível de confiança maior do que 90% estão com cor cinza (teste t-student). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Intervalo dos valores é de 10 metros. Fonte de dados: Reanálise ERA-Interim do ECMWF.

Pág. 34

Figura 4.5 Compostos de linhas de corrente e magnitude do vento (m/s) em 200 hPa da primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e extremo chuvoso (c) e do verão extremo seco (b) e extremo chuvoso (d). O contorno em branco é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise ERA-Interim do ECMWF.

Pág. 37

Figura 4.6 Compostos de anomalia de linhas de corrente em 200 hPa da primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e chuvoso (c) e do verão extremo seco (b) e chuvoso (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise ERA-Interim do ECMWF.

Pág. 39

Figura 4.7 Compostos de anomalia de linhas de corrente em 850 hPa (m/s) da primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e chuvoso (c) e do verão extremo seco (b) e chuvoso (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise ERA-Interim do ECMWF.

Pág. 42

Figura 4.8 Compostos de linhas de corrente e magnitude do vento (m/s) em 850 hPa da primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e chuvoso (c) e do verão extremo seco (b) e chuvoso (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise ERA-Interim do ECMWF.

Figura 4.9 Anomalia da temperatura da superfície (°C) da primavera que antecede ao verão extremo seco de 2014 (a) e ao verão extremo chuvoso de 1980 (c) e do verão extremo seco de 2014 (b) e do chuvoso de 1980 (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Os retângulos pontilhados de cor cinza correspondem as regiões dos Niños 1+2 e Niño 3. O retângulo de linha contínua de cor cinza representa a região Niño 3+4. Fonte de dados: Reanálise Era-Interim do ECMWF.

Figura 4.10 Anomalia de linhas de corrente em 200 hPa (m/s) da primavera que antecede ao verão extremo seco de 2014 (a) e ao verão extremo chuvoso de 1980 (c) e do verão extremo seco de 2014 (b) e do chuvoso de 1980 (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise Era-Interim do ECMWF.

Figura 4.11 Anomalia de linhas de corrente em 200 hPa (m/s) da primavera que antecede ao verão extremo seco de 2014 (a) e ao verão extremo chuvoso de 1980 (c) e do verão extremo seco de 2014 (b) e do chuvoso de 1980 (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise Era-Interim do ECMWF.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 Evolução da capacidade instalada (potência) e da participação na matriz energética por fonte de geração.
Pág. **5**

Tabela 3.1 Coordenadas geográficas dos 138 postos pluviométricos da ANA.
Pág. **17**

Tabela 3.2 Precipitação máxima em 24 horas (mm) observada nas estações meteorológicas do INMET na bacia do rio Grande – 1961 a 1990.
Pág. **25**

Tabela 3.3 Controle de qualidade dos dados de chuva da ANA.
Pág. **25**

Tabela 4.1 Classificação dos anos de verões extremos secos e chuvosos.
Pág. **29**

LISTA DE SIGLAS

AB – Alta da Bolívia

ANA – Agência Nacional de Águas

AS – América do Sul

ASAS – Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul

CPTEC – Centro de Previsão e Estudos Climáticos

EN – El Niño

ENOS – El Niño-Oscilação Sul

EPE – Empresa de Pesquisa Energética

ECMWF – *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

HS – Hemisfério Sul

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Especiais

JBN – Jato de Baixos Níveis

LN – La Niña

MAS – Modo Anular Sul

MCGAO – Modelo de Circulação Geral da Atmosfera e do Oceano

MG – Minas Gerais

NCAR – National Center for Atmospheric Research

NEB – Nordeste brasileiro

NCEP – National Centers for Environmental Prediction

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

ONI – Oceanic Niño Index

ONS – Operador Nacional do Sistema Elétrico

OS – Oscilação Sul

PSA – Pacífico-América do Sul

ROLE – Radiação de onda longa emergente

SEAS – Sudeste da América do Sul

SIN – Sistema Interligado Nacional

SP – São Paulo

SMAS – Sistema de Monção da América do Sul

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

UHE – Usina Hidrelétrica

VCAN – Vórtice Ciclônico de Altos Níveis

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO TEMÁTICO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	5
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
2.1 Circulação de verão na AS	7
2.2 Modos de variabilidade climática	10
2.2.1 El Niño-Oscilação Sul (ENOS).....	10
2.2.2 TSMs do Atlântico Sul	12
2.2.3 Modo Anular Sul (MAS)	13
3. MATERIAIS E MÉTODOS	16
3.1 Caracterização da área de estudo	16
3.2 Dados	17
3.2.1 Precipitação	17
3.2.1.1 Postos pluviométricos da Agência Nacional de Águas (ANA) 20	
3.2.1.2 Normais Climatológicas do INMET.....	21
3.2.2 Reanálises globais	22
3.2.2.1 ERA-Interim.....	22
3.3 Metodologia	22
3.3.1 Caracterização do regime de precipitação na bacia	22
3.3.2 Controle de qualidade dos dados da ANA	23
3.3.3 Definição dos eventos extremos de precipitação.....	26

3.3.4 Construção dos compostos	26
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	27
4.1 O regime de precipitação na bacia do rio Grande	27
4.2 Classificação dos anos de verões extremos secos e chuvosos	28
4.3 Análise dos modos de variabilidade climática	30
4.3.1 ENOS	30
4.3.2 TSMs do Atlântico Sul	32
4.3.3 Temperatura à superfície na bacia do rio Grande	33
4.3.4 MAS	33
4.4 Análise da circulação atmosférica	36
4.5 Análise dos verões de 1980 e de 2014	44
5. CONCLUSÕES	50
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	54

1 Introdução

A Região Sudeste do Brasil apresenta alta variabilidade da precipitação caracterizada por um período muito seco, o inverno, e outro extremo chuvoso, o verão (ZHOU e LAU, 1998; GAN *et al.*, 2004; e VERA *et al.*, 2006b; MARENGO *et al.*, 2012). A ocorrência de estiagens nos períodos chuvosos nessa região, como nos verões de 1953, 2001, 2014 e 2015, provocaram problemas de abastecimento de água aos principais centros urbanos do País e reduziu a capacidade de geração de energia elétrica pelas hidrelétricas (Boletim Fundação Getúlio Vargas Energia, 2015).

Em 2001, por exemplo, a baixa disponibilidade de água nos reservatórios das hidrelétricas da Região Sudeste fez com que os maiores centros populacionais brasileiros sofressem com a racionalização da energia elétrica. Nos verões de 2014 e 2015, a população de grandes cidades, principalmente São Paulo, sofreu com a falta de água, levando a companhia de abastecimento de água desse centro urbano (Companhia de Saneamento Básico do estado de São Paulo - SABESP) a iniciar um racionamento de água por rodízio de bairros.

Segundo Koster *et al.* (2000), e Nobre *et al.* (2005), a habilidade da previsão climática sazonal realizada pelos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGAs) é maior na Região Nordeste do Brasil (NEB) e menor na Região Sudeste, onde se encontra a área de estudo, o que mostra a dificuldade de prever a ocorrência de eventos climatológicos extremos, como secas severas, para o próximo verão para essa localidade, por exemplo. Esse contraste da previsibilidade climática sazonal entre as Regiões Nordeste e Sudeste indica que diferentes processos atmosféricos modulam as chuvas sazonais dessas áreas.

“A variabilidade climática sazonal tem duas componentes: 1) a componente da forçante externa (Temperatura da Superfície do Mar - TSM, gelo do mar, albedo, umidade do solo e cobertura de gelo) e da forçante radiativa (concentração de gases de efeito estufa e de aerossóis), e 2) a componente da forçante interna, na qual é a variabilidade atmosférica induzida pelas variações meteorológicas diárias e pelos fortes feedbacks da superfície terrestre” (NOBRE *et al.*, 2005, p. 5989). A variabilidade climática de uma região também pode ser influenciada por padrões de teleconexões, tais como El Niño-Oscilação Sul (ENOS), Modo Anular Sul (MAS) e Pacífico-América do Sul (PSA).

Os MCGAs simulam de forma satisfatória a variabilidade sazonal da precipitação sobre o NEB (NOBRE *et al.*, 2005). Isso acontece porque a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que influencia a variabilidade sazonal e interanual da precipitação na porção norte da Região Nordeste, é modulada pelo gradiente inter-hemisférico das anomalias de TSMs do Atlântico equatorial (WAGNER, 1996).

Ao contrário da ZCIT, os MCGAs apresentam dificuldade em simular a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que tem um forte impacto no regime de precipitação da Região Sudeste do Brasil e, conseqüentemente, na área de estudo, refletindo em uma baixa previsibilidade climática sazonal para essa localidade. A baixa previsibilidade da ZCAS, por exemplo, pode ser explicada pelo fato desse sistema ser modulado por diferentes processos atmosféricos, tais como as anomalias de TSMs do sudoeste do Atlântico e do oeste do Pacífico, e o teor de umidade da bacia Amazônica (NOBRE *et al.*, 2005; CHAVES e NOBRE, 2004; LIEBMANN *et al.*, 1999 e FIGUEROA *et al.*, 1995).

Nobre *et al.* (2005) apontaram dois grandes desafios para a previsão climática sazonal para a América do Sul (AS): 1) para as regiões em que o estado médio da atmosfera é modulada por uma forçante externa, como TSM, ferramentas de previsão eficazes são necessárias para prever o estado futuro dos oceanos e, 2) para fenômenos que não podem ser reproduzidas pelo paradigma "forçante oceano" da variabilidade climática, é necessário o desenvolvimento de modelos acoplados que incluem não só o oceano e a atmosfera, mas também feedbacks da superfície terrestre, que não são bem representadas na maior parte dos MCGAs utilizados em previsões climáticas sazonais.

Visto as conseqüências da ocorrência de verões com secas intensas na Região Sudeste do Brasil e a dificuldade da previsão climática sazonal através dos MCGAs para essa localidade, alguns pesquisadores buscam padrões atmosféricos dos eventos climatológicos extremos, analisando os modos de baixa frequência, como ENOS, MAS e as TSMs do oceano Atlântico Sul. Esses modos de variabilidade climática provocam diversos impactos na circulação atmosférica da AS, e conseqüentemente na precipitação. Alguns deles são: Cavalcanti e Kousky (2001); Chaves e Nobre (2004) e Vasconcellos e Cavalcanti (2010).

Cavalcanti e Kousky (2001) associaram a ocorrência da estiagem na Região Sudeste no verão e outono de 2001 às influências dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), que atuaram com maior frequência e de maneira anômala sobre o continente,

às influências de trens de onda associados ao padrão PSA, forçados pela intensa atividade convectiva na região da Indonésia, às Oscilações de Madden e Julian, e à condição de La Niña (LN) no Pacífico tropical.

Chaves e Nobre (2004) analisaram a relação entre a TSM do Atlântico Sul e a ocorrência da ZCAS, que influencia o regime de precipitação de verão da Região Sudeste do Brasil (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992; LENTERS e COOK, 1995).

Vasconcellos e Cavalcanti (2010) associaram a ocorrência de chuva abundante no centro-leste do Estado de São Paulo durante o verão de 1979 a 2006 (dezembro a fevereiro) à fase positiva do MAS e à um trem de ondas vinculado ao padrão PSA com forte centro ciclônico em 120°W perto da Antártica. Condições extremamente secas estão associadas à fase negativa do MAS e também a um padrão de tipo PSA, mas com um centro de significativa anomalia ciclônica próxima ao SEAS, nas latitudes médias, região de sinal do MAS.

No presente estudo também é verificada a influência do ENOS, do MAS e da TSM do Atlântico Sul nos eventos extremos climáticos de precipitação e de estiagens que ocorrem durante o verão, mas com foco na bacia do rio Grande (Figura 1.1). Essa bacia hidrográfica, localizada entre os Estados de São Paulo (SP) e Minas Gerais (MG), é uma sub-bacia do rio Paraná e foi selecionada nesta pesquisa por estar próxima aos principais centros urbanos do Brasil (São Paulo, Rio de Janeiro e Belo Horizonte) e pela sua relevância em âmbito nacional devido, entre outros aspectos, à geração de energia elétrica através de usinas hidrelétricas.

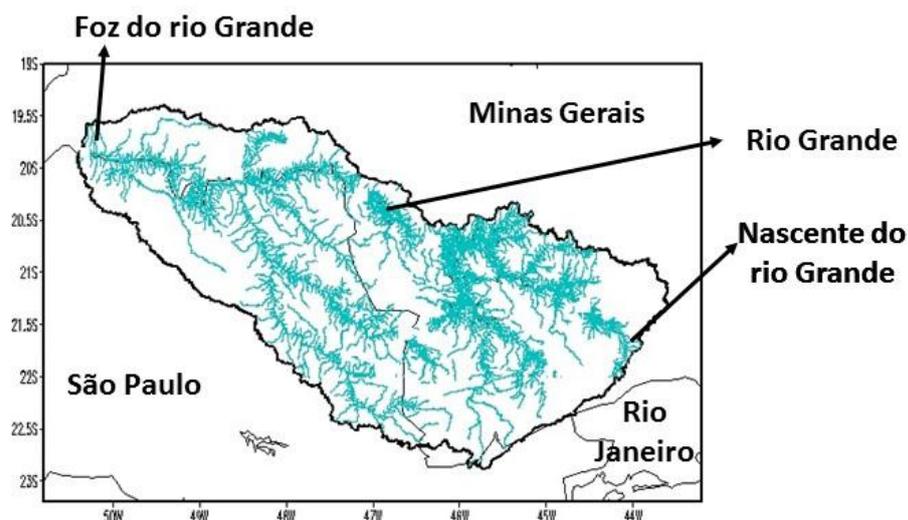


Figura 1.1 – Bacia hidrográfica do rio Grande. Fonte: http://www.ons.org.br/operacao/pop/eta/eta_grande_01.aspx - acesso em 03-10-2016.

A bacia do rio Grande tem sua importância no abastecimento de água para as populações, indústrias e atividades de agricultura e pecuária dos estados de São Paulo e de Minas Gerais e também na produção de energia elétrica. A capacidade de geração de energia, considerando todas as hidrelétricas da bacia do rio Grande (em operação, em outorga, paralisada e desativada) é de 7.797.362,76 kW. Esse total corresponde a 7,81% da capacidade instalada no Brasil, 36,21% da capacidade instalada em São Paulo e 42,86% da capacidade instalada em Minas Gerais (<http://www.grande.cbh.gov.br/Bacia.aspx> - acesso em 3/10/2016).

Além disso, a bacia do rio Grande possui seis usinas hidrelétricas que têm capacidade de regularizar a vazão, permitindo assim guardar água do período chuvoso e utilizá-la para geração no período seco. Esses reservatórios com capacidade de regularização têm papel essencial na segurança operativa do Sistema Interligado Nacional (SIN), especialmente nos períodos de pico de demanda de consumo de energia elétrica e em condições hidrológicas desfavoráveis (ONS – Operador Nacional do Sistema Elétrico, 2008).

Apesar da tendência de aumento de fontes renováveis de energia (tais como eólica e solar) indicada no recente Plano Decenal de Expansão de Energia, divulgado pela Empresa de Pesquisa Energética (EPE) para o período de 2015 a 2024 (Tabela 1.1), tudo indica que a energia hidráulica continuará sendo, pelos próximos 10 anos, a principal fonte geradora de energia elétrica do Brasil.

Tabela 1.1 - Evolução da capacidade instalada (potência) e da participação na matriz energética por fonte de geração

Fonte de geração	dez/14	dez/24
Hidráulica	90 GW - 67,6%	117 GW - 56,7%
Nuclear	2 GW - 1,5%	3 GW - 1,6%
Usinas Termétricas	20 GW - 14,8%	30 GW - 14,3%
Pequenas Centrais Hidrelétricas	5 GW - 4,1%	8 GW - 3,8%
Biomassa	11 GW - 8,3%	18 GW - 8,7%
Usinas Eólioelétricas	5 GW - 3,7%	24 GW - 11,6%
Solar	-	7 GW - 3,3%

Fonte: Plano Decenal de Expansão de Energia 2024 realizado pela EPE.

Assim, por conta da relevância da bacia do rio Grande, tanto pelo abastecimento de água quanto pela produção de energia elétrica, e da dificuldade da previsão climática sazonal através dos MCGAs em representar os fenômenos meteorológicos que ocorrem na Região Sudeste do Brasil (onde se encontra a bacia do rio Grande), torna-se necessário a realização de mais estudos que avaliem os padrões atmosféricos associados a eventos de secas severas e de chuvas prolongadas nessa localidade para servirem de auxílio para os meteorologistas e tomadores de decisão.

1.1 Objetivos

O objetivo geral desta dissertação é obter padrões climáticos associados a eventos climatológicos extremos (chuvosos ou de secas severas) que ocorrem durante o verão na bacia do rio Grande, e encontrar, na primavera, condições precursoras à ocorrência de verões muito secos e chuvosos.

Os objetivos específicos desse estudo são:

- 1) Analisar o comportamento da variabilidade mensal e sazonal da precipitação na bacia do rio Grande no período de 1981 a 2010 através dos dados pluviométricos da Agência Nacional de Águas (ANA);
- 2) Verificar a influência do ENOS, do MAS e das TSMs do Atlântico Sul nos eventos extremos chuvosos e secos que ocorreram na bacia do rio Grande durante os períodos de verão (dezembro a fevereiro) entre 1981 e 2010;
- 3) Analisar o possível impacto desses modos de variabilidade climática na circulação atmosférica da AS, que, conseqüentemente, afeta a precipitação na área de estudo;

- 4) Avaliar os padrões atmosféricos observados nas primaveras que antecedem aos verões muito secos e chuvosos.

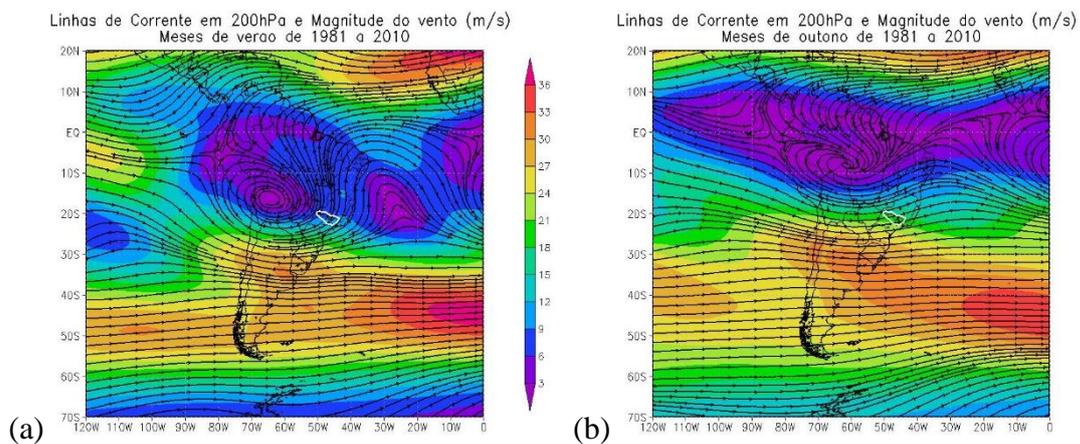
A revisão da literatura sobre os temas pertinentes a este estudo é abordada no Capítulo 2. Os dados utilizados nesta pesquisa e a metodologia empregada para análise de tais informações são apresentados no Capítulo 3. Os resultados e as discussões são encontrados no Capítulo 4, e as conclusões no Capítulo 5.

2 Revisão Bibliográfica

Neste Capítulo é apresentada uma revisão da literatura sobre os seguintes aspectos: circulação de verão da AS; os modos de variabilidade climática que são analisados neste trabalho (ENOS e MAS); e a influência da TSM do oceano Atlântico Sul na precipitação de verão da AS.

2.1 Circulação de verão na AS

A circulação de verão sobre a AS é caracterizada por uma circulação anticiclônica na troposfera superior sobre a Bolívia (Alta da Bolívia -AB) e um cavado sobre o Atlântico Sul tropical e subtropical, perto da costa do NEB, segundo Kousky e Gan (1981), Silva Dias *et al.* (1983), De Maria (1985), Satyamurty *et al.* (1990), Figueroa *et al.* (1995) e Zhou e Lau (1998), Gan *et al.* (2004), Marengo *et al.* (2012), e o Jato Subtropical nas latitudes médias (GALLEGO *et al.*, 2005). A AB, o cavado do NEB e o Jato Subtropical podem ser visualizados na Figura 2.1 – a.



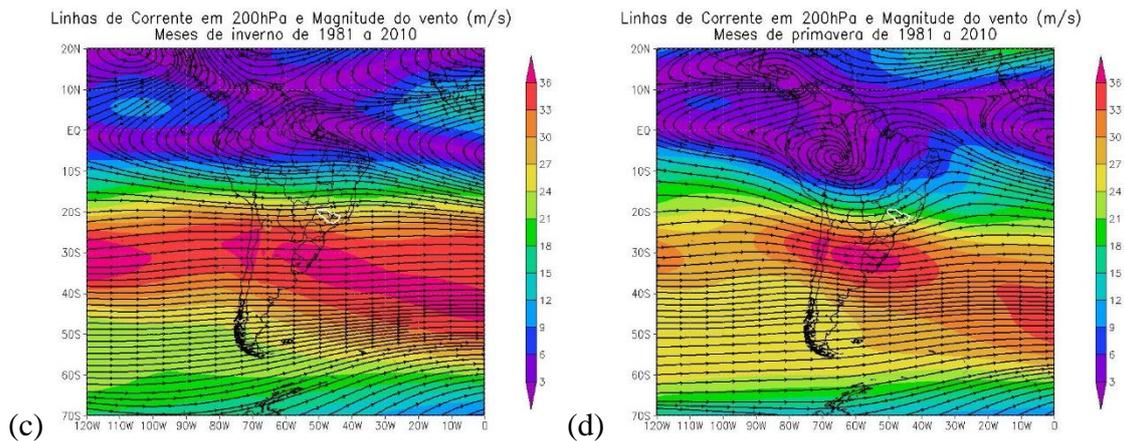


Figura 2.1 – Circulação atmosférica média em 200 hPa para os meses de verão (a), de dezembro a fevereiro; de outono (b), de março a maio; de inverno (c), de junho a agosto; e de primavera (d), de setembro a outubro, do período de 1981 a 2010. O contorno em branco é da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise ERA-Interim do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF).

Os sistemas em baixos níveis incluem: (1) a baixa térmica do Chaco centrada sobre o norte da Argentina (VIRJI, 1981; MADOX, 1983; DRUMOND *et al.*, 2008; DURÁN-QUESADA *et al.*, 2009); (2) A ZCAS (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992; LENTERS e COOK, 1995); e (3) o jato de baixo nível sul-americano (JBN) que percorre o leste dos Andes com máxima velocidade em torno de 2 km de altura e que se estende do sudoeste da Amazônia para o Sudeste da AS (SEAS) (NOGUÉS-PAEGLE e MO, 1997; MARENGO *et al.*, 2004), entre outros. Uma representação esquemática dos sistemas atmosféricos na baixa e alta troposfera atuantes na América do Sul é encontrada em Reboita *et al.* (2010), Figura 11, página 199.

No verão, o intenso aquecimento radiativo da superfície nas regiões Amazônica e Centro-Oeste do Brasil contribui para o desenvolvimento de atividade convectiva. Os movimentos convergentes associados à convecção promovem a ascensão do ar. A intensa atividade convectiva na região Amazônica, segundo Silva Dias *et al.* (1983), De Maria (1985) e Figueroa *et al.* (1995), é um fator importante para o desenvolvimento de um anticiclone em altos níveis, que é conhecido como AB. Essa explicação é suportada pela teoria da resposta da atmosfera tropical ao aquecimento diabático (WEBSTER, 1972).

Outra explicação para a formação da AB foi dada por Zhou e Lau (1998), que discutem que o seu desenvolvimento é primeiramente devido a um intenso aquecimento sobre o Altiplano Boliviano abaixo de 500 hPa, o qual resulta da intensa transferência de calor sensível da superfície para a atmosfera, devido à maior quantidade de radiação solar incidente no solo. Então, a precipitação se desenvolve sobre as Regiões Centro-Oeste e

Sudeste do Brasil e, assim, a liberação de calor latente associada à convecção profunda torna-se dominante, intensificando mais o anticiclone.

Segundo Virji (1981), o escoamento divergente na troposfera superior aliado com a convergência em baixos níveis associados à convecção gera movimentos ascendentes na bacia hidrográfica amazônica, e o movimento descendente é encontrado no NEB, o que está relacionado com o cavado sobre o Atlântico Sul tropical e subtropical próximo à costa do NEB. Observa-se na Figura 2.1 – a que o cavado do NEB é mais pronunciado durante o verão, tendo seu desenvolvimento inicial durante a primavera (Figura 2.1 – d).

Durante o verão austral, a principal zona de aquecimento radiativo da superfície migra para os subtrópicos, e isso permite o desenvolvimento de atividade convectiva e também a formação de um sistema de baixa pressão (baixas térmicas) sobre a região do Chaco, que está localizada no norte da Argentina, centro da AS (VIRJI, 1981; MADDOX, 1983; DRUMOND *et al.*, 2008; DURÁN-QUESADA *et al.*, 2009).

Também durante o verão austral, os ventos alísios de nordeste apresentam maior intensidade e transportam mais umidade do oceano Atlântico Tropical para a bacia Amazônica (DRUMOND *et al.*, 2008; DURÁN-QUESADA *et al.*, 2009). Uma parte da umidade da região Amazônica é transportada para os subtrópicos pelo JBN a leste dos Andes (MARENGO *et al.*, 2004; VERA *et al.*, 2006a). Outra parte é levada pelo vento de noroeste sobre o Centro-Oeste do Brasil, que pode convergir com o de norte induzido pela circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), resultando em uma banda de nebulosidade e de precipitação nessas regiões, caracterizando a ZCAS (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992).

A ZCAS é caracterizada por uma região de convergência com uma camada úmida, zonas baroclínicas e jato subtropical na troposfera superior e também está associada a massas de ar na troposfera inferior com forte gradiente de umidade (KODAMA, 1992).

De acordo com Kousky (1988), a ZCAS ocorre na primavera, verão e início do outono. Esse sistema se desloca para nordeste a partir de outubro a início de janeiro. Também há uma expansão gradual para leste da área de baixa radiação de onda longa emergente (ROLE) sobre a faixa equatorial do Brasil, de modo que em meados de dezembro toda a bacia Amazônica experimenta convecção profunda e significativa precipitação. À medida que a ZCAS se desloca para nordeste, o sul do Brasil observa um aumento da ROLE (diminuição das chuvas). No início de janeiro, a ZCAS se estende do "planalto" brasileiro para sudeste entre os estados de Minas Gerais, São Paulo, Rio de

Janeiro e do Espírito Santo e, em seguida, sobre o oeste do Atlântico Sul. A ZCAS apresenta sinais de enfraquecimento entre o final de fevereiro e início de março em que os valores de ROLE são inferiores a 240 Wm^{-2} em quase todo o Brasil. Ao final de março ou início de abril, os valores de ROLE começam a aumentar ao longo do sul e leste do Brasil com convecção mais intensa retida para o norte. A principal área de convecção rapidamente se desloca para o Hemisfério Norte durante abril e maio, enquanto a maior parte do Brasil entra na sua estação seca, o outono e o inverno.

A alta variabilidade sazonal da precipitação caracterizada por um período muito chuvoso (verão) e outro seco (inverno) da região localizada entre a Amazônia e o Sudeste do Brasil, onde se encontra a bacia do rio Grande, é uma característica do sistema de monção, segundo Zhou e Lau (1998), Gan *et al.* (2004), Vera *et al.*, 2006b; e Marengo *et al.* 2012. O sistema de monção da AS (SMAS) tem relação direta com a ZCAS (SILVA, 2009), e de acordo com Seabra (2010) é um dos grandes responsáveis por episódios de precipitação intensa na bacia do rio Grande, influenciando de maneira significativa os seus correspondentes regimes pluviométricos.

2.2 Modos de Variabilidade Climática

A circulação atmosférica de verão da AS tem influência de modos de variabilidade climática de várias escalas temporais, tanto de flutuações de alta frequência associadas a dia-dia como de variações de baixa frequência, como intrassazonais e interanuais. O objetivo do presente estudo é avaliar a possível relação entre padrões de teleconexões de escala interanual e a ocorrência de eventos climatológicos extremos (chuvas abundantes e prolongadas e secas severas) na bacia do rio Grande através da análise do ENOS, MAS e TSMs do Atlântico Sul.

2.2.1 El Niño-Oscilação Sul (ENOS)

O ENOS é um fenômeno de grande escala, que ocorre no oceano Pacífico Equatorial. O fenômeno mostra, de forma marcante, o forte acoplamento oceano-atmosfera, que se manifesta sobre a região. O fenômeno El Niño (EN) é indicado por um padrão de anomalias positivas da TSM no Pacífico equatorial. A componente atmosférica do EN é chamada de Oscilação Sul (OS) que é expressa por um padrão de anomalias da

pressão ao nível do mar opostas entre Darwin, na Austrália, e o Taiti. Assim, o EN corresponde a fase quente do ENOS, e a fase fria é chamada de LN consistindo no resfriamento do Pacífico tropical (BJERKNES, 1969, TRENBERTH, 1997 e BOIASKI, 2007).

Vários casos de anomalias de precipitação na AS estão ligados ao ENOS, o qual provoca sensíveis anomalias no escoamento atmosférico em escala global (KOUSKY *et al.*, 1984). Durante eventos de EN, observa-se um enfraquecimento dos ventos alísios sobre a costa do Peru, e um deslocamento da célula de Walker para leste. Nos períodos de LN ocorre o inverso, ou seja, uma intensificação dos alísios sobre a costa do Peru, e um deslocamento para oeste da célula de Walker (PHILANDER, 1990).

Segundo Aceituno (1988), Grimm *et al.* (1998), Grimm (2003) e Vera *et al.* (2004), durante a fase quente (fria) do ENOS, a precipitação é inferior (superior) a média no norte da AS, abrangendo a área do semi-árido do NEB, durante a estação chuvosa do verão, e é acima (abaixo) da média no SEAS que inclui a Região Sul do Brasil e o sul do Sudeste brasileiro. Esses impactos do ENOS na precipitação da AS são decorrentes da combinação de anomalias de circulação da célula de Walker e Hadley, e da atividade anômala da onda de Rossby.

Silva e Ambrizzi (2006), Hill *et al.* (2009 e 2011) e Tedeschi *et al.* (2012) estudaram os impactos diferenciados na circulação atmosférica de verão da AS ocasionados pela ocorrência de ENOS em diferentes regiões do Pacífico Tropical (oeste e leste) e seus resultados também revelaram que as condições opostas de precipitação observadas na região tropical são influenciadas pelo deslocamento da circulação anômala da célula de Walker, e na área dos subtropicais da AS são moduladas pelo um padrão de teleconexão que aparece como um trem de ondas (CAVALCANTI, 2000; CUNNINGHAM e CAVALCANTI, 2006).

Durante o EN são observadas, na alta troposfera, correntes de jatos mais intensas do que a normal nos subtropicais, durante o inverno no Hemisfério Norte e Sul (ARKIN, 1982). Kousky *et al.* (1984) concluíram que, durante o período de EN (fase quente) de 1982-1983, o jato subtropical mais intenso, juntamente com várias situações de bloqueios em latitudes médias próximo a AS e ao leste do Pacífico, favoreceram a manutenção de sistemas frontais no Sul do Brasil, os quais contribuíram para a ocorrência de precipitação excessiva nessa região do País.

Portanto, as anomalias de precipitação ocorridas na fase ativa do ENOS (quente ou fria) estão associadas a anomalias do escoamento atmosférico global. No caso do EN de 1982-1983, por exemplo, aconteceram cheias na Flórida, Equador, Peru, Bolívia, no sul do Brasil e secas no sul da África, sul da Índia, Filipinas, Indonésia, Austrália e NEB (HIRST e HASTENRATH, 1983).

No caso do norte da Região Sudeste, onde está localizada a bacia do rio Grande, e do Centro-Oeste do Brasil, os efeitos do EN na precipitação não são muito evidentes, pois variam de acordo com a intensidade, com o período e com a duração de cada evento. Entretanto, na maioria dos eventos de EN, observa-se um enfraquecimento da ASAS (CATALDI, 2008), o que geralmente está associado a um menor número de situações de bloqueio às frentes frias nessas regiões. Com menos situações de bloqueios atmosféricos, os sistemas frontais conseguem avançar pelas regiões Sudeste e Centro-Oeste, ocasionando chuva nessas localidades. Já os efeitos dos eventos LN na precipitação dessas regiões brasileiras são mais difíceis de serem observadas (MECHOSO e PEREZ-IRRIBAREN, 1992).

2.2.2 TSMs do Oceano Atlântico Sul

As anomalias de TSMs do Oceano Atlântico Sul ($40^{\circ}\text{S}-0^{\circ}$) também geram impactos na circulação de verão da AS e na intensidade e no posicionamento da ZCAS (KALNAY *et al.*, 1986; VENEGAS *et al.*, 1997; ROBERTSON e MECHOSO, 2000 e 2003; e CHAVES e NOBRE, 2004).

Venegas *et al.* (1997) e Robertson e Mechoso (2000) encontraram variações interanuais da intensidade e do posicionamento da ASAS relacionadas com as anomalias de TSM do oceano Atlântico Sul. O fortalecimento do anticiclone subtropical é verificado em anomalias negativas de TSM, enquanto o enfraquecimento é observado com TSMs do Atlântico Sul acima da média. O desenvolvimento da zona de convergência entre a Amazônia e o Sudeste do Brasil no formato de ZCAS está intimamente relacionado com o posicionamento e a intensidade da ASAS. Essa relação é estabelecida tanto pela compensação de movimentos ascendentes e descendentes de células termicamente diretas (GANDU e SILVA DIAS, 1998), como pela advecção de umidade da zona de convergência subtropical da AS para o lado oeste da ASAS (KODAMA 1992).

Nogués-Paegle e Mo (1997) documentaram um padrão tipo gangorra na ZCAS com duração aproximada de 8 dias em cada fase. Nesse estudo, encontraram que eventos com atividade convectiva forte (fraca) sobre a região da ZCAS foram associados com anomalia negativa (positiva) de precipitação na região subtropical, ao sul da ZCAS (Região Sul, por exemplo). Em adição, a variabilidade da gangorra convectiva é acompanhada por uma mudança na direção da circulação em baixos níveis nas latitudes continentais mais baixas, com o escoamento para leste (sudeste) em cerca de 20°S no caso de eventos de ZCAS fortes (fracas) e uma mudança para leste (oeste) da ASAS.

A relação entre a TSM do Atlântico Sul e a ocorrência da ZCAS também foi estudada por Chaves e Nobre (2004) através de experimentos numéricos com o Modelo Acoplado de Circulação Geral da Atmosfera e do Oceano (MCGAO). Os resultados de Chaves e Nobre (2004) mostram que anomalias positivas de TSM observadas no Atlântico Sul tendem a intensificar a ZCAS e deslocá-la para norte, enquanto anomalias negativas tendem a enfraquecer a ZCAS. Por outro lado, a intensificação da ZCAS contribui para o resfriamento do oceano devido à redução da incidência da radiação solar, consistindo em um *feedback* negativo entre nebulosidade, radiação de onda curta e TSM entre a atmosfera e o Atlântico sudoeste tropical.

2.2.3 Modo Anular Sul (MAS)

Segundo Gong e Wang (1999), Thompson e Wallace (2000) e Boiaski (2007), o MAS é o principal modo de variabilidade climática nas médias e altas latitudes do Hemisfério Sul (HS). Muitos estudos determinaram que o MAS é uma flutuação zonal de pressão e geopotencial entre latitudes médias e altas do HS (GONG e WANG, 1999; THOMPSON e WALLACE, 2000; CARVALHO *et al.*, 2005, entre outros). Gong e Wang (1999) se referem ao MAS como uma alternância de massa atmosférica de grande escala entre a pressão à superfície de médias e altas latitudes.

O padrão do MAS aparece durante todo o ano na troposfera, embora seja mais ativo na estratosfera durante a primavera austral. Nesse período, as anomalias do vento amplificam-se com a altura, com os ventos mais fortes na alta troposfera e baixa estratosfera. Essa amplificação com a altura leva a uma intensificação do escoamento zonal médio na alta troposfera e na baixa estratosfera (THOMPSON e WALLACE, 2000). Thompson e Wallace (2000) mostram ainda que, na estação ativa no HS

(primavera), o MAS parece modular a intensidade da circulação média na baixa estratosfera, a altura da coluna de ozônio e a altura da tropopausa sobre latitudes médias e altas.

A fase positiva do MAS é caracterizada por anomalias positivas de altura geopotencial em 500 hPa nas latitudes médias, e negativas em altas latitudes, conforme pode ser visualizado na Figura 2.2 – a. O inverso ocorre na fase negativa, que é caracterizada por anomalias negativas de altura geopotencial em 500 hPa nas latitudes médias, e positivas na região da Antártica (Figura 2.2 – b).

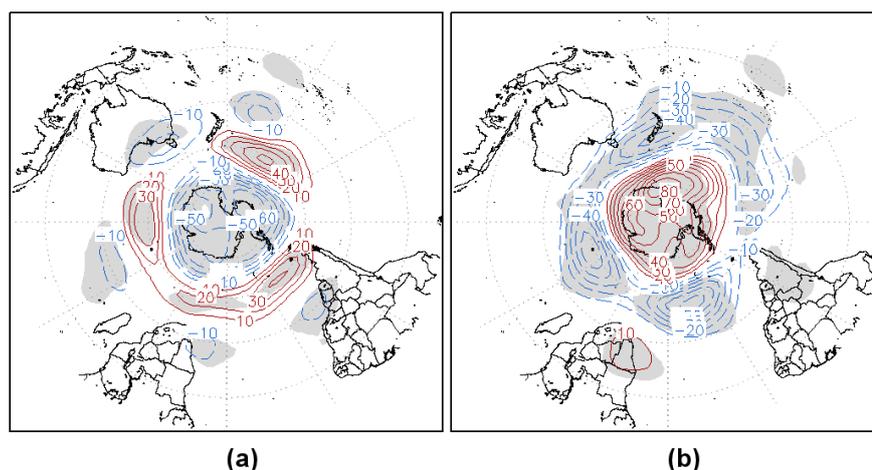


Figura 2.2 – Compostos de anomalia de altura geopotencial (metros) em 500 hPa (contorno: linha vermelha – valores positivos; linha azul – valores negativos). Lado esquerdo: quintil extremo positivo do MAS em janeiro (1980 a 2006). Lado direito: quintil extremo negativo do MAS em janeiro (1980 a 2006). Áreas com 90% de significância estão sombreadas (teste t-student). Contornos de 10m. Fonte: Vasconcellos (2012), figuras cedidas pela autora.

A relação entre o MAS e a precipitação no SEAS (região compreendida entre 40°S-10°S e 65°W-40°W que engloba o Uruguai, Paraguai, o Brasil e o norte da Argentina) é examinada no trabalho de Silvestre e Vera (2003), na qual encontraram que durante a primavera, a fase positiva (negativa) do MAS está associada com a intensificação de uma anomalia anticiclônica no nível superior da troposfera (anomalia ciclônica) no sul do Brasil, nordeste da Argentina e no Uruguai, enfraquecendo (fortalecendo) a convergência de umidade e diminuindo (aumentando) a precipitação ao longo do SEAS. A anomalia anticiclônica (ciclônica), relacionada com a fase positiva (negativa) do MAS, reduz (aumenta) o fluxo de umidade de norte para SEAS.

Carvalho *et al.* (2005) analisaram o padrão do MAS durante o verão austral de 1979 a 2000 e encontraram que a fase negativa do MAS promove o deslocamento do jato subtropical para latitudes mais baixas favorecendo o desenvolvimento de ciclones nessas latitudes, e na fase positiva ocorre um enfraquecimento do jato subtropical nos altos níveis

e um fortalecimento do jato polar. O trabalho de Carvalho *et al.* (2005) também indicou que fases negativas (positivas) do MAS são dominantes quando o padrão de anomalias de TSM do Pacífico Tropical, convecção e circulação assemelha-se ao EN (LN).

A influência combinada de ENOS e MAS na precipitação do SEAS também foi explorada no estudo de Silvestre e Vera (2003) e valores significativos de correlação entre ambas as oscilações são observados apenas durante a primavera. Como o modo anular tem uma forte associação com a circulação média na alta troposfera e na baixa estratosfera, e considerando a hipótese que a circulação extratropical pode ser amplificada devido ao transporte de transientes (O'SULLIVAN e SALBY, 1990), é possível que as fases do ENOS possam ter um papel importante na modulação das fases do MAS (THOMPSON e WALLACE, 2000; VASCONCELLOS, 2008).

Os efeitos da atuação do MAS não se restringem somente às latitudes médias e altas, influenciam também os trópicos e subtropicais. Thompson e Wallace (2000) mostraram que a fase positiva é caracterizada por um padrão de anomalias positivas de temperatura acima de 100 hPa, sugerindo uma depressão do nível da tropopausa tropical; anomalias de vento de leste na superfície que se aprofundam até os subtropicais; e uma intensificação dos ventos alísios em todos os oceanos.

Vasconcellos e Cavalcanti (2010) avaliando os padrões atmosféricos associados a eventos extremos de precipitação sobre o centro-leste do estado de São Paulo durante o verão de 1979 a 2006 (dezembro a fevereiro) concluíram que a chuva abundante ocorre na fase positiva do MAS e um trem de ondas vinculado ao padrão Pacífico-América do Sul (PSA) com forte centro ciclônico em 120°W perto da Antártica. Condições extremamente secas estão associadas a fase negativa do MAS e também a um padrão de tipo PSA, mas com um centro de significativa anomalia ciclônica próxima ao SEAS, nas latitudes médias, região de sinal do MAS.

3 Materiais e Métodos

Neste Capítulo, é feita uma breve descrição da área de estudo e apresentam-se os dados que foram utilizados para analisar o regime de precipitação da bacia do rio Grande e para construir os compostos dos campos atmosféricos dos anos de verões extremos secos e chuvosos e das respectivas primaveras antecedentes. Este Capítulo também apresenta a metodologia que foi empregada na análise de tais dados.

3.1 Caracterização da área de estudo

A bacia do rio Grande, localizada entre os estados de São Paulo e Minas Gerais (Figura 1.1), foi selecionada neste estudo pela sua importância no abastecimento de água para as populações, indústrias e atividades de agricultura e pecuária dos estados de SP e MG e na geração de energia elétrica através de usinas hidrelétricas.

Segundo o ONS (2008), a bacia do rio Grande contém uma série de reservatórios de acumulação (seis), cuja função essencialmente é armazenar água nos períodos de maiores afluências naturais de vazões e fornecer água nos períodos mais secos. Sendo assim, os reservatórios com capacidade de regularização têm papel essencial na segurança operativa do Sistema Interligado Nacional (SIN), especialmente nos períodos de pico de demanda de consumo de energia elétrica e em condições hidrológicas desfavoráveis.

A bacia do rio Grande é uma sub-bacia do rio Paraná e possui uma área total de 143.000 km², dos quais 86.400 km² localizam-se em território mineiro, o que equivale a 17,8% da área do Estado. O rio Grande nasce na Serra da Mantiqueira, no município de Bocaina de Minas (MG), a uma altitude aproximada de 1.980 metros. A partir das cabeceiras seu curso tem o sentido Sudoeste - Nordeste, até a divisa dos municípios de Bom Jardim de Minas e Lima Duarte, onde passa a escoar no sentido Sul - Norte até a altura de Piedade do Rio Grande. A partir daí seu curso tem sentido para Noroeste, sendo mantido até a divisa de Rifaina (SP) e Sacramento (MG), onde passa a correr no sentido Leste-Oeste até desaguar no rio Paraná, na divisa dos municípios de Santa Clara do Oeste, na vertente paulista, e Carneirinho, na vertente mineira (<http://www.grande.cbh.gov.br/Bacia.aspx>). Os principais afluentes do Grande pela margem direita são os rios das Mortes, Jacaré, Santana, Pouso Alegre, Uberaba e Verde

ou Feio; e na margem esquerda os rios Capivari, Verde, Sapucaí-Mirim, Sapucaí (mineiro), Pardo, Sapucaí (paulista), Mogi-Guaçu e Turvo.

3.2 Dados

3.2.1 Precipitação

3.2.1.1 Postos pluviométricos da Agência Nacional de Águas (ANA)

Para observar o comportamento da precipitação na bacia do rio Grande no período de 1981 a 2010 foram utilizados dados da ANA, obtidos através do sítio eletrônico <http://hidroweb.ana.gov.br/>. Utilizou-se 138 postos pluviométricos que são apresentados na Tabela 3.1 com as suas respectivas coordenadas geográficas. O 9999 que aparece na altitude de algumas estações na tabela abaixo indica indefinição desse parâmetro.

Tabela 3.1: Coordenadas geográficas dos 138 postos pluviométricos da ANA.

Código da Estação	UF	Nome da Estação	Latitude	Longitude	Altitude (metros)
01947032	MG	SE Uberaba	-19,72	-47,91	9999
01947033	SP	Uhe Igarapava	-19,99	-47,76	9999
01948001	MG	Conceição das Alagoas	-19,91	-48,39	575
01949010	MG	Rio Verde	-19,79	-49,65	411
02045004	MG	Santana do Jacaré	-20,90	-45,13	776
02045021	MG	Formiga	-20,46	-45,43	9999
02045028	MG	Guapé	-20,76	-45,92	9999
02046027	MG	Uhe Furnas	-20,68	-46,32	9999
02046028	MG	Carmo do Rio Claro	-20,96	-46,15	9999
02046031	MG	Itaú de Minas	-20,75	-46,74	9999
02046041	MG	Se Alpinópolis	-20,71	-46,61	9999
02047045	MG	Uhe Mascarenhas de Moraes	-20,28	-47,05	670
02047115	SP	Uhe Luis Carlos Barreto	-20,15	-47,28	740
02047116	SP	Usina Junqueira	-20,03	-47,73	9999
02047118	MG	Jaguara	-20,02	-47,43	9999
02047123	MG	Uhe Jaguara	-20,02	-47,43	9999
02048011	SP	Ponte Joaquim Justino	-20,45	-48,45	460
02048042	MG	Uhe Volta Grande	-20,03	-48,22	9999
02048096	MG	Uhe Porto Colombia	-20,12	-48,57	9999
02048101	SP	Fazenda Bela Vista	-20,92	-48,08	530

02048103	SP	Fazenda Capão Escuro	-20,25	-48,16	9999
02048105	MG	Uhe Volta Grande	-20,03	-48,22	9999
02049070	MG	Uhe Marimbondo	-20,29	-49,20	500
02049073	SP	Palestina	-20,39	-49,44	538
02143063	MG	SE Barbacena	-21,14	-43,44	9999
02144005	MG	Itumirim	-21,32	-44,87	807
02144023	MG	Ibituruna	-21,14	-44,74	799
02144031	MG	Uhe Itutinga	-21,27	-44,63	9999
02144039	MG	Se Itutinga	-21,30	-44,63	9999
02144043	MG	Uhe Camargos	-21,32	-44,62	9999
02144044	MG	Bom Jardim	-21,94	-44,19	9999
02144045	MG	Porto Tiradentes	-21,12	-44,23	9999
02144046	MG	Aiuropa	-21,98	-44,60	9999
02144047	MG	Ibituruna	-21,14	-44,74	9999
02144048	MG	Madre de Deus de Minas	-21,49	-44,33	9999
02144050	MG	Itumirim jusante	-21,32	-44,87	9999
02144063	MG	Fazenda Laranjeiras	-21,67	-44,35	9999
02145003	MG	Três Corações	-21,70	-45,25	9999
02145021	MG	Usina Nepomuceno	-21,26	-45,17	728
02145022	MG	Paraguaçu (Ponte Baguari)	-21,59	-45,67	780
02145023	MG	Porto dos Buenos	-21,61	-45,49	810
02145030	MG	Boa Esperança	-21,09	-45,57	9999
02145047	MG	Fama	-21,41	-45,83	9999
02145048	MG	Boa Esperança	-21,09	-45,57	9999
02145050	MG	Fazenda Moinho	-21,23	-45,17	780
02145051	MG	Ribeirão Vermelho	-21,18	-45,06	9999
02146027	MG	Juréia	-21,28	-46,36	859
02146074	MG	Abaixo Cascata das Antas	-21,73	-46,60	929
02146075	MG	Cachoeira do Carmo	-21,72	-46,44	981
02146082	MG	SE Poços de Caldas	-21,80	-46,61	9999
02147011	SP	Fazenda Corredeira	-21,32	-47,48	498
02147034	SP	Porto Ferreira	-21,85	-47,47	535
02148174	SP	Passagem	-21,02	-48,18	560
02245074	MG	Careaçu	-22,05	-45,70	800
02245196	MG	Carmo de Minas	-22,02	-45,08	9999
02245208	MG	SE Pouso Alegre	-22,21	-45,92	9999
02246143	MG	Pouso Alegre	-22,27	-46,13	9999
61811080	SP	Uhe Caconde	-21,58	-46,62	858
61817004	SP	São José do Rio Pardo	-21,57	-46,88	705
61818080	SP	Uhe Euclides da Cunha	-21,60	-46,95	715
61819080	SP	Uhe Armamdo Sales de Oliveira (Limoeiro)	-21,63	-47,01	575
61833000	SP	Ribeirão Preto	-21,10	-47,76	514
61874000	SP	Sítio Marangone	-22,32	-46,81	607

61880000	SP	Duas Pontes	-22,39	-46,79	637
61884080	SP	Uhe Mogi Guaçu	-22,38	-46,90	604
61998080	SP	Uhe Água Vermelha	-19,86	-50,35	354
02146094	SP	São José do Rio Pardo	-21,57	-46,88	705
02146079	SP	Uhe Euclides da Cunha Uhe Armamdo Sales de	-21,60	-46,95	715
02147167	SP	Oliveira (Limoeiro)	-21,63	-47,01	575
01950006	SP	Uhe Água Vermelha	-19,86	-50,35	354
02146114	SP	Pch São Joaquim Jusante	-21,87	-46,89	657
02146115	SP	Pch São José Montante	-21,94	-46,82	722
02146116	SP	Pch São José Jusante	-21,93	-46,82	694
02146117	SP	Uhe Caconde Barramento Uhe Euclides da Cunha	-21,58	-46,62	859
02146118	SP	Barramento	-21,60	-46,95	665,5
02147176	SP	Ribeirão Preto	-21,10	-47,76	514
02246189	MG	Andradas	-22,10	-46,57	848
02246191	SP	Sítio Maragoni	-22,32	-46,81	607
02246192	SP	Duas Pontes	-22,39	-46,80	637
02146119	SP	Bom Jesus	-21,53	-46,62	779
02246190	SP	Pch Mogi-Guaçu Barramento	-22,38	-46,90	602,5
02050051	SP	Vila Alves	-20,18	-50,03	392
2047029	SP	Batatais	-20,88	-47,61	860
2047008	SP	Buritizal	-20,18	-47,71	840
2047065	SP	Canindé	-20,16	-47,83	570
2043018	MG	Carandaí	-20,95	-43,80	1057
2047027	SP	Fazenda Conquista	-20,80	-47,76	750
2047018	SP	Fazenda Santa Cecília	-20,51	-47,96	590
2047009	SP	Fazenda Santa Jacinta	-20,21	-47,90	590
2047001	SP	Fazenda São Geraldo	-20,00	-47,83	585
2047017	SP	França	-20,51	-47,40	1020
2047068	SP	Guará	-20,41	-47,81	580
2047002	SP	Igarapava	-20,03	-47,45	560
2047067	SP	Ituverava	-20,33	-47,76	560
2047025	SP	Orlândia	-20,73	-47,88	680
2047010	SP	Pedregulho	-20,25	-47,48	1020
2047059	SP	Ribeirão Corrente	-20,46	-47,60	850
2047021	SP	Usinas Dourados (CPFL)	-20,65	-47,68	610
2047028	SP	Usina Esmeril	-20,83	-47,30	720
2048034	SP	Botafogo (CPEF)	-20,99	-48,55	560
2048021	SP	Colina	-20,73	-48,55	580
2048065	SP	Ibitiúva	-20,98	-48,33	610
2048019	SP	Jaborandi	-20,68	-48,41	500
2048032	SP	Monte Azul Paulista	-20,90	-48,63	600
2048029	SP	Monte Verde Paulista	-20,85	-48,80	600

2048023	SP	Morro Agudo	-20,73	-48,05	540
2048035	SP	Novais	-20,98	-48,91	540
2048047	SP	Olímpia	-20,73	-48,90	530
2048014	SP	Ribeiro dos Santos	-20,60	-48,98	550
2048022	SP	Tamanduá	-20,71	-48,93	490
2049012	SP	Altair	-20,51	-49,05	500
2049017	SP	Balsamo	-20,73	-49,58	530
2049014	SP	Castores	-20,63	-49,33	460
2049010	SP	Cosmorama	-20,48	-49,78	540
2049033	SP	Icem (Usina Marimbondo)	-20,33	-49,20	430
2049021	SP	Mirassol	-20,81	-49,51	550
2049013	SP	Onda Verde	-20,61	-49,30	520
2049024	SP	São José do rio Preto	-20,80	-49,38	470
2144004	MG	Baependi	-21,95	-44,87	880
2143006	MG	Barroso	-21,18	-43,98	881
2144001	MG	Bom Jardim de Minas	-21,94	-44,19	1075
2143005	MG	Campolide	-21,27	-43,82	997
2144003	MG	Caxambu	-21,98	-44,93	912
2143008	MG	Ibertioga	-21,42	-44,95	980
2144005	MG	Itumirim	-21,32	-44,87	807
2144006	MG	Luminárias	-21,50	-44,91	865
2144009	MG	Porto do Elvas	-21,17	-44,13	880
2143009	MG	Usina Barbacena	-21,27	-43,87	1030
2143007	MG	Vargem do Engenho	-21,19	-43,61	1120
2145001	MG	Conceição do Rio Verde	-21,88	-45,08	850
2145007	MG	Usina Couro do Cervo	-21,34	-45,17	813
2145009	MG	Usina do Chicão	-21,91	-45,47	892
2145017	MG	Monsenhor Paulo	-21,76	-45,53	810
2146002	MG	Tapiratiba	-21,46	-46,75	740
2146003	MG	Fazenda Açude	-21,43	-46,85	840
2146004	SP	Itaquara	-21,46	-46,81	820
2146007	SP	Caconde	-21,53	-46,63	880
2146009	SP	São José do Rio Pardo	-21,60	-46,90	660

Fonte: ANA.

3.2.1.2 Normais Climatológicas de 1961 a 1990 divulgadas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)

Os dados de precipitação acumulada máxima em 24 horas, divulgados pelo INMET através das normais climatológicas de 1961 a 1990, foram utilizados como referência no controle de qualidade das informações da ANA.

Primeiramente, foram detectadas as estações meteorológicas do INMET, localizadas na bacia do rio Grande, que contribuíram para as normais climatológicas do período de 1961 a 1990. Após esse processo, foram obtidos os dados de precipitação máxima observada em 24 horas nessas estações para servirem como referência no estabelecimento de limiares diários de chuva para cada estação do ano.

Assim, seguindo as informações do INMET, foram estabelecidos os limiares diários de chuva para cada estação do ano, que foram considerados no controle de qualidade dos dados pluviométricos da ANA. Quando valores iguais ou superiores a esses limiares eram encontrados na série da ANA, era realizada uma verificação dessa informação que será descrita na Seção 3.3.2.

3.2.2 Reanálise Global

A carência de observações meteorológicas, principalmente em regiões remotas e pouco habitadas do planeta, e séries históricas com falhas e dados inconsistentes levaram a diversos centros de previsão do tempo e clima a utilizarem a modelagem numérica para gerar séries históricas das variáveis atmosféricas, as reanálises.

Segundo Pinto *et al.* (2009), as séries históricas de reanálise, geradas a partir de modelos, são construídas com base em séries de variáveis meteorológicas disponíveis a partir de algum tipo observação. Portanto, as séries de reanálise podem ser originadas a partir da assimilação de dados meteorológicos observados em superfície (estações), aviões, navios, imagens de satélite, imagens de radar e radiossondagens. A técnica de reanálise atmosférica processa, simultaneamente, uma grande variedade de observações, usando as leis físicas contidas nos modelos de previsão do tempo. Sendo assim, o histórico do estado atmosférico pode ser reconstruído dinamicamente com a vantagem de possibilitar sua expansão para regiões mais remotas do globo, onde a observação convencional das variáveis meteorológicas é difícil de ser realizada.

Os campos atmosféricos (temperatura da superfície, componente zonal e meridional do vento em 850 e 200 hPa, e altura geopotencial em 500 hPa) utilizados na confecção dos compostos foram obtidos da Reanálise ERA-Interim do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). O objetivo de utilizar a reanálise é avaliar e entender o comportamento da atmosfera nos verões extremos (chuvosos e secos) da bacia do rio Grande e nas primaveras antecedentes a esses eventos.

3.2.2.1 ERA-Interim

O projeto ERA-Interim foi iniciado em 2006 pelo ECMWF com objetivo principal de melhorar alguns aspectos da reanálise anterior, ERA-40, tais como a representação do ciclo hidrológico e a qualidade da circulação na estratosfera (DEE *et al.*, 2011 e BERRISFORD *et al.*, 2011). A resolução espacial é aproximadamente 80 km, com 60 níveis na vertical, desde a superfície até 0,1 hPa. A ERA-Interim possui um amplo sistema de assimilação de dados de quarta dimensão variacional (4DVar) e um modelo de ondas que representa o impacto das ondas oceânicas no escoamento atmosférico via transferência de energia e momento.

Os dados disponibilizados pela ERA-Interim possuem cobertura espacial global, em pontos de grade de 1,5° latitude x 1,5° longitude, e cobertura temporal mensal ou diária de 1979 até o presente. Nesta etapa, foram utilizados campos atmosféricos mensais do período de 1981 a 2010.

3.3 Metodologia

3.3.1 Caracterização do regime de precipitação na bacia

Com a finalidade de avaliar o comportamento da precipitação na bacia do rio Grande, foram utilizados dados de chuva obtidos nos postos pluviométricos da ANA.

No presente trabalho, optou-se por utilizar o método da média aritmética das estações para calcular a precipitação na bacia. Segundo Seabra (2004), o método da média aritmética admite que todos os postos pluviométricos da bacia têm o mesmo peso. Esse método ignora as variações espaciais da precipitação.

A ANA divulga a precipitação acumulada em 24 horas dos seus postos pluviométricos e esses dados são colhidos diariamente sempre às 7 horas da manhã. Então, uma média diária na bacia foi calculada segundo a Equação 3.1.

$$\text{Pr}_{Dbacia} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \text{Pr}_{D_i} \quad (3.1)$$

Pr_{Dbacia} representa o valor diário da precipitação na área da bacia, o índice “D” indica um dia específico do mês considerado, N corresponde ao número de postos

pluviométricos da ANA na bacia e Pr_{Di} é o valor da precipitação diária do posto i , onde $i=1,\dots,N$.

O acumulado mensal de precipitação, Pr_{Mbacia} , foi calculado da seguinte forma:

$$Pr_{Mbacia,a} = \sum_{j=1}^M Pr_{Dbacia,j} \quad (3.2)$$

Onde M é o número de dias do mês, o índice “a” corresponde a um ano específico, o “j” está associado a um determinado dia do mês.

Também foi calculada a climatologia mensal de precipitação para o período de 1981 a 2010 de acordo com a Equação 3.3.

$$\overline{Pr_{Mbacia}} = \frac{1}{N_a} \sum_{k=1}^{N_a} Pr_{Mbacia,k} \quad (3.3)$$

A $\overline{Pr_{Mbacia}}$, neste caso, é a climatologia de um dado mês obtida a partir do período base de 1981 a 2010, em que N_a corresponde ao número total de anos, e “k” corresponde a um ano específico.

3.3.2 Controle de qualidade dos dados da ANA

O controle de qualidade, realizado nesta pesquisa nos dados pluviométricos da ANA, foi baseado na comparação com informações de estações adjacentes (técnica *buddy check* – DIMEGO, 1985 e KALNAY, 2003) e nos limites esperados de variáveis. A técnica *buddy check* é considerada simples e consiste na verificação de um valor suspeito (chuva acima de um limiar determinando sazonalmente, por exemplo) através da comparação com as informações observadas nas estações vizinhas, mais próximas. Se o valor suspeito estiver razoavelmente compatível com as observações da vizinhança, então ele não será mais considerado como suspeito, caso contrário ele é rejeitado da série (DIMEGO, 1985 e KALNAY, 2003). A seguir será relatada como a técnica *buddy check* foi utilizada neste estudo.

Seguindo a precipitação máxima observada em 24 horas nas estações meteorológicas do INMET na bacia do rio Grande no período de 1961 a 1990, foram estabelecidos limiares diários de chuva para cada estação do ano, que estão destacados por círculos de cor preta na Tabela 3.2: 76,1 mm no verão (dezembro a fevereiro); 58,1 mm no outono (março a maio); 33,3 mm no inverno (junho a agosto) e 54,2 mm na primavera (setembro a novembro).

Quando valores iguais ou superiores aos limiares mencionados acima eram encontrados na série da ANA, era realizada uma verificação nos postos próximos. Caso os acumulados de chuva das estações adjacentes fossem iguais a zero, o dado igual ou maior aos limiares estabelecidos era excluído. A Tabela 3.3 apresenta os dados diários que foram excluídos da série da ANA.

Tabela 3.2: Precipitação máxima em 24 horas (mm) observada nas estações meteorológicas do INMET na bacia do rio Grande - 1961 a 1990.

Código da estação	Nome da estação	UF	Janeiro	Fevereiro	Março	Abril	Mai	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro	Dezembro
83689	Barbacena	MG	112,3	107,9	75,4	71,8	66,6	85,0	33,3	34,7	54,2	62,7	118,2	102,3
83687	Lavras	MG	102,0	98,8	95,5	118,0	63,9	57,2	42,0	49,0	66,0	55,0	108,0	165,8
83683	Machado	MG	103,6	137,8	126,5	74,0	75,0	53,4	68,7	76,0	58,5	104,0	140,0	95,9
83736	São Lourenço	MG	113,9	111,9	102,6	105,2	58,1	46,0	76,9	45,3	57,6	136,8	111,1	92,6
83577	Uberaba	MG	131,4	76,1	86,0	126,6	98,3	47,8	33,6	34,6	59,8	106,0	83,0	97,0
83676	Catanduva	SP	100,6	171,5	82,4	130,3	70,1	58,6	46,4	37,0	90,1	108,3	78,0	149,5
83630	Franca	SP	89,6	107,4	107,7	85,0	82,0	81,6	56,8	40,0	74,2	101,2	71,9	127,1
83669	São Simão	SP	95,1	104,0	134,6	79,0	72,6	61,8	41,9	45,9	54,7	109,0	103,6	78,0

Fonte de dados: INMET - Normais Climatológicas de 1961 a 1990

Tabela 3.3: Controle de qualidade dos dados de chuva da ANA.

Dados excluídos (mm)	Data	Código da estação	Nome da estação	UF
218,4	11/12/1989	2047002	Igarapava	SP
360	22/09/2009	2048034	Botafogo (CPEF)	SP
279,7	28/09/1980	2049012	Altair	SP
220	01/02/1996	2148012	Estação Experimental	SP
238,4	10/01/2004	2148016	Monte Alto	SP
270	14/11/2008	2245065	Cristina - Montante	MG
251	13/11/2008	2245065	Cristina - Montante	MG
377	31/12/1983	2246017	Socorro	SP
230	29/10/1992	2246017	Socorro	SP

3.3.3 Definição dos eventos extremos de precipitação

Para identificar os anos de verões extremos secos e chuvosos, foi utilizada a classificação da precipitação relacionada às ordens quantílicas (ASSIS, 1996 *apud* VASCONCELLOS, 2008). Seguindo a metodologia utilizada em Vasconcellos (2008), destacam-se os anos do máximo quintil, ou seja, anos cujos valores de precipitação se encontram entre os 20% maiores valores observados na série (80º percentil), como muito chuvoso; anos do mínimo quintil, no caso com valores de precipitação entre os 20% menores (20º percentil), como muito seco.

A classificação em quintil foi aplicada aos acumulados de precipitação observados durante o verão - chuva acumulada entre os meses de dezembro, janeiro e fevereiro - na bacia do rio Grande (dados da ANA). Os anos do máximo quintil foram chamados de verões extremos chuvosos, e os anos do mínimo quintil de verões extremos secos.

3.3.4 Construção dos compostos

Os campos atmosféricos a serem analisados (temperatura da superfície, componente zonal e meridional do vento em 850 e 200 hPa, e altura geopotencial em 500 hPa) foram separados em cada categoria de anos (de verões extremos secos e chuvosos) obtidos através dos dados da ANA. Os compostos de média foram construídos através da média aritmética, para cada variável, dos anos considerados de uma mesma classificação, por exemplo, média da temperatura da superfície para todos os verões considerados extremos secos.

No caso dos compostos de anomalia, calcula-se a média de uma determinada variável para o período base de 1981 a 2010, após é calculada a anomalia dos dados dos anos de verões extremos secos e chuvosos e por fim é obtida a média da anomalia do campo para cada categoria.

Os compostos foram gerados a fim de verificar a influência do ENOS e do MAS nos verões extremos da bacia do rio Grande e de avaliar os padrões atmosféricos característicos dessas situações.

Os compostos também foram construídos para os meses das primaveras (setembro a novembro) que antecederam aos verões extremos secos e chuvosos na tentativa de

encontrar uma condição precursora para identificação de um verão extremo (seco ou chuvoso).

As variáveis temperatura da superfície, componente zonal e meridional do vento em 850 e em 200 hPa, e altura geopotencial em 500 hPa foram obtidas da Reanálise Era-Interim do ECMWF (DEE *et al.*, 2011 e BERRISFORD *et al.*, 2011) para a confecção dos compostos.

O teste t-student (WILKS, 2006) foi aplicado aos compostos de anomalia da temperatura da superfície e da altura geopotencial em 500hPa para visualizar as regiões com impactos significativos em cada categoria de anos, em relação a todo conjunto de anos. Seguindo a metodologia utilizada em Vasconcellos (2008), foi escolhido o nível de 90% de confiança para o teste t-student.

4 Resultados e Discussões

4.1 O regime de precipitação na bacia do rio Grande

A climatologia da precipitação na bacia do rio Grande é apresentada na Figura 4.1. Nota-se que os maiores valores de precipitação são registrados no verão. No outono, a precipitação começa a diminuir e o inverno é caracterizado como um período seco. Na primavera, a chuva começa a retornar na bacia do rio Grande. Essa alta variabilidade sazonal da precipitação, caracterizada por um período muito chuvoso e outro seco, é uma das características do sistema de monção, de acordo com Zhou e Lau (1998), Gan *et al.* (2004), Reboita *et al.* (2010) e Vera *et al.* (2006b).

Climatologia da Precipitação - Bacia do rio Grande - Período base: 1981 a 2010

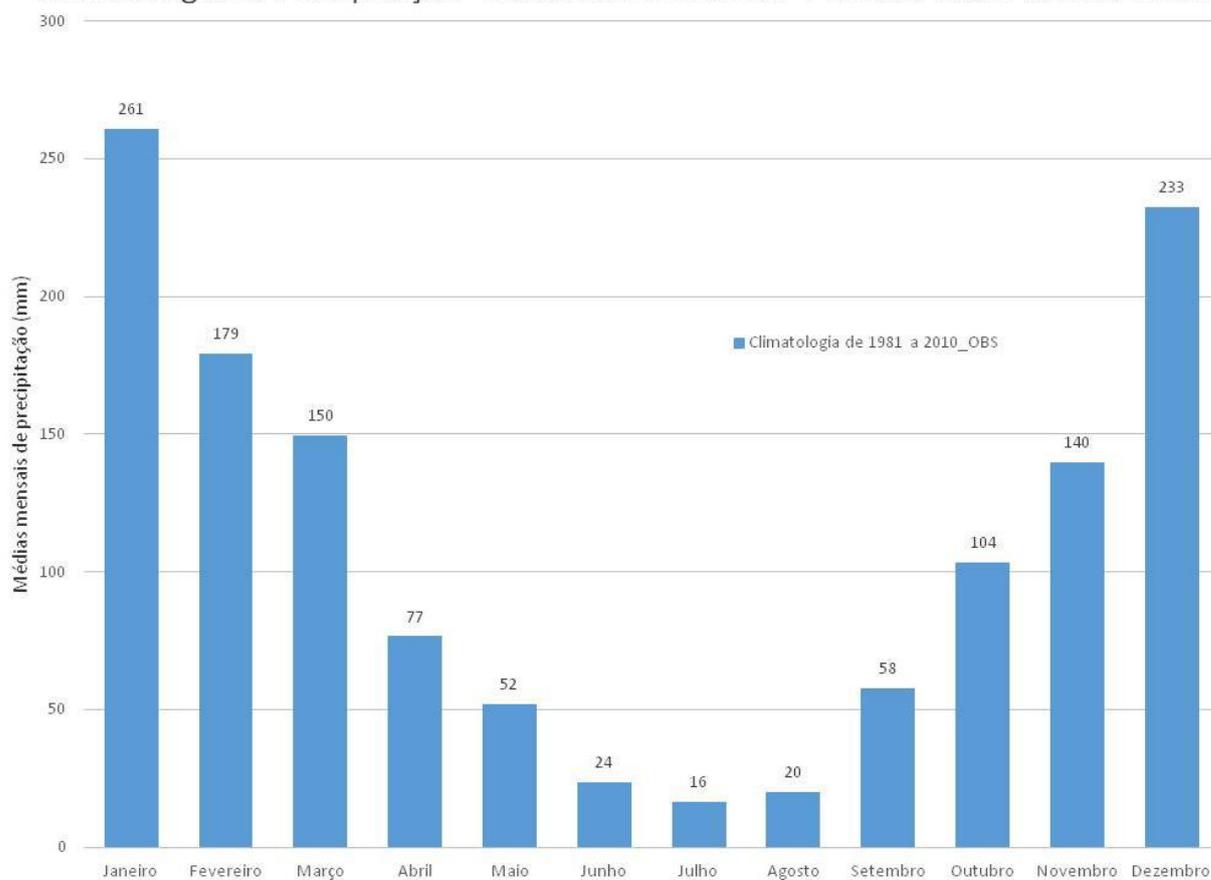


Figura 4.1 – Climatologia da precipitação (mm) da bacia do rio Grande do período base de 1981 a 2010. Fonte de dados: ANA.

4.2 Classificação dos anos de verões extremos secos e chuvosos

Analisando a classificação em quintil apresentada na Tabela 4.1, nota-se que os anos de verão mais seco e mais chuvoso foram 2001 e 2007, respectivamente. O total pluviométrico do verão de 2001 foi de 371 mm, enquanto o de 2007 foi de 960 mm, mais do que o dobro do observado no ano mais seco da série (2001).

Os eventos extremos de estiagem foram mais frequentes na década de 90 (1990, 1993 e 1998), enquanto os verões extremos chuvosos tiveram maior ocorrência nos anos 80 (1983, 1985 e 1987).

Tabela 4.1: Classificação dos anos de verões extremos secos e chuvosos e os respectivos totais pluviométricos no verão (mm)

Extremo seco		Extremo chuvoso	
Anos	Acumulados de precipitação (mm)	Anos	Acumulados de precipitação (mm)
2001	371	1995	808
1984	540	1985	816
1990	543	2009	850
1986	577	1987	890
1993	580	1983	902
1998	582	2007	960

A Figura 4.2 apresenta a chuva média observada nas estações do ano. O destaque da figura é a chuva média do verão (dezembro a fevereiro) da bacia do rio Grande que é de 673 mm, reforçando que a precipitação acumulada nos verões extremos secos (Tabela 4.1) está bem abaixo da média, e nos chuvosos, bem acima. Assim, pode-se dizer que verões com anomalias negativas, inferiores ou igual -91 mm, são classificados como extremos secos, neste estudo. Os verões com anomalias acima ou igual a 135 mm são considerados extremos chuvosos.

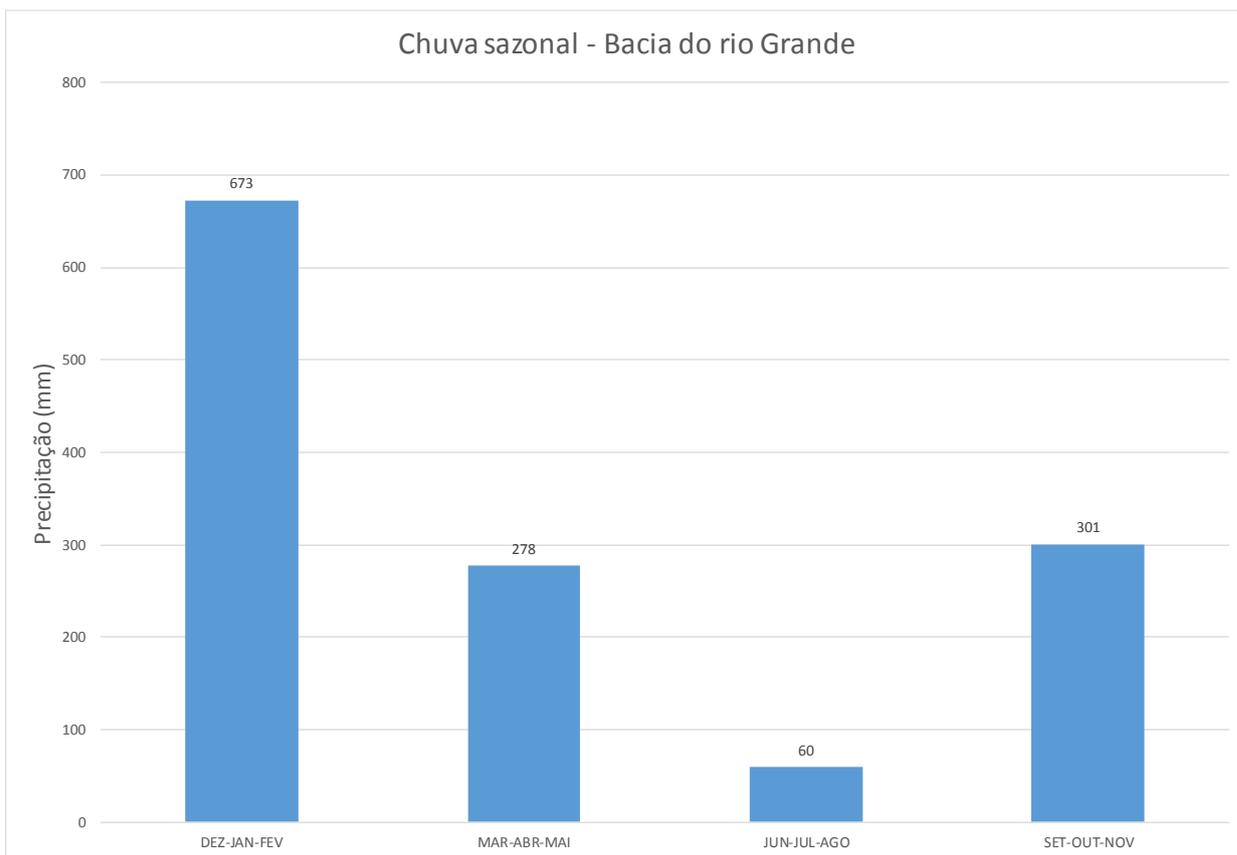


Figura 4.2 – Precipitação média observada nas estações do ano na bacia do rio Grande. Período base: 1981 a 2010. Os meses de Dez-Jan-Fev correspondem ao verão, de Mar-Abr-Mai ao outono, de Jun-Jul-Ago ao inverno, e de Set-Out-Nov à primavera. Fonte de dados: ANA.

4.3 Análise dos modos de variabilidade climática

4.3.1 ENOS

A Figura 4.3 apresenta os compostos de anomalia da temperatura da superfície (*Skin temperature*) das primaveras que antecedem aos verões extremos secos e chuvosos, lado esquerdo, e dos anos de verões extremos secos e chuvosos, lado direito. Esses compostos foram construídos com base nos anos de verões extremos secos e chuvosos obtidos através dos dados da ANA.

Analisando a região do Pacífico equatorial, nota-se anomalia positiva da temperatura da superfície, acima de $0,4^{\circ}\text{C}$, na região do Niño 1+2 na primavera que antecede ao verão extremo seco (Figura 4.3 – a), o que configura segundo Trenberth (1997) a fase quente do ENOS, EN. Essa configuração também é observada durante o verão extremo seco, porém com sinal mais fraco (Figura 4.3 – b).

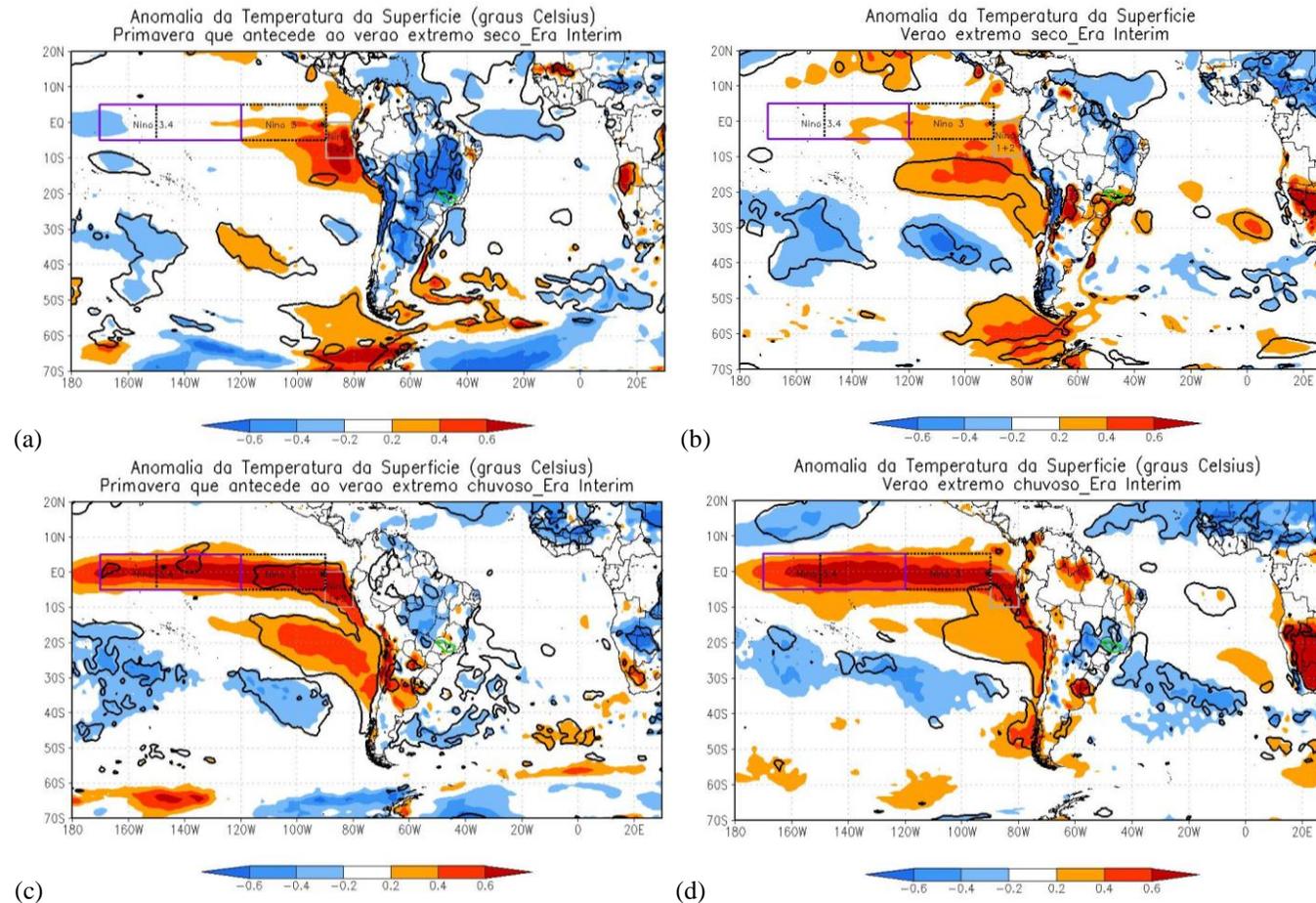


Figura 4.3 – Compostos de anomalia da temperatura da superfície ($^{\circ}\text{C}$) da primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e chuvoso (c) e do verão extremo seco (b) e chuvoso (d). As regiões com nível de confiança maior do que 90% estão demarcadas por linhas pretas (teste t-student). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. O retângulo de cor cinza corresponde a região do Niño 1+2. O retângulo de linha pontilhada de cor preta está associado à região Niño 3. O retângulo de linha roxa representa a região Niño 3.4. Fonte de dados: Reanálise Era-Interim do ECMWF.

Nas regiões Niños 3 e 3.4, as anomalias de TSM são menores do que $0,2^{\circ}\text{C}$ na primavera que antecede ao verão extremo seco e no verão (Figura 4.3 – a e b), o que segundo Trenberth (1997) correspondem à fase neutra do ENOS (valores de TSM entre $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$). Assim, os resultados sugerem que eventos extremos de estiagem na bacia do rio Grande estão relacionados à ocorrência de um EN fraco na região Niño 1 + 2.

No caso da primavera que antecede ao verão extremo chuvoso são observadas anomalias de TSM superiores a $0,4^{\circ}\text{C}$ nas regiões Niño 1+2, Niño 3 e 3.4, com nível de 90% de significância nas regiões Niños 1+2 e 3 (Figura 4.3 – c), o que corresponde à fase quente do ENOS (TRENBERTH, 1997). Essa característica persiste durante o verão extremo chuvoso, exceto a significância que durante esta estação permanece apenas na região Niño 1+2. Portanto, os resultados mostram que fase quente do ENOS (EN) está relacionada a eventos extremos de precipitação na bacia do rio Grande durante o verão.

4.3.2 TSMs do Atlântico Sul

Analisando as condições sobre o oceano Atlântico Sul, nota-se anomalia negativa de temperatura da superfície com 90% de significância próxima as Regiões Sul e Sudeste do Brasil na primavera que antecede ao verão extremo seco (Figura 4.3 – a), enquanto no verão da mesma categoria é observada anomalia positiva nessa região (Figura 4.3 – b). Na primavera que antecede ao verão extremo chuvoso (Figura 4.3 – c), encontra-se anomalia negativa de TSM perto da costa da Argentina, enquanto no verão da mesma classificação (extremo chuvoso) essa faixa de anomalia negativa de TSM se desloca para regiões próximas ao Sul e Sudeste do País, como pode ser visualizado na Figura 4.3 - d.

Os resultados encontrados neste trabalho estão coerentes com os de Chaves e Nobre (2004). A anomalia negativa de TSM observada próxima ao Sul e Sudeste do Brasil no composto da primavera que antecede ao verão extremo seco (Figura 4.3 - a) pode estar relacionada com maior quantidade de nebulosidade e de precipitação nessas regiões. Essa anomalia negativa de TSM tende a enfraquecer o desenvolvimento inicial da ZCAS de acordo com Chaves e Nobre (2004), e com menos nebulosidade, há maior incidência da radiação solar, o que favorece o aquecimento das águas do oceano, gerando anomalias positivas de TSM no Atlântico próximo à costa das Regiões Sul e Sudeste do Brasil no composto do verão extremo seco (Figura 4.3 – b). Já no composto do verão extremo chuvoso (Figura 4.3 – d), nota-se anomalia negativa de TSM próxima às Regiões Sul e

Sudeste do Brasil que, segundo Chaves e Nobre (2004), está relacionada à maior ocorrência de ZCAS ou ao fortalecimento desse sistema.

4.3.3 Temperatura da superfície na bacia do rio Grande

As anomalias de temperatura da superfície, observadas na região da bacia do rio Grande durante o verão, estão relacionadas à ocorrência de precipitação na área de estudo: temperatura acima da média nos anos de verões extremos secos e anomalia negativa de temperatura na categoria extremo chuvoso (Figura 4.3 – b e d).

4.3.4 MAS

A influência do MAS foi verificada através da avaliação dos compostos de anomalia de altura de geopotencial em 500 hPa (Figura 4.4). Segundo Thompson e Wallace (2000), o padrão do MAS aparece durante todo o ano na troposfera, embora seja mais ativo na estratosfera durante a primavera austral. Entretanto, nas primaveras antecedentes aos verões extremos secos e chuvosos (Figura 4.4 – a e c), o MAS não está configurado, pois as anomalias de altura de geopotencial em 500 hPa não são opostas entre a região polar e as latitudes medias, não caracterizando, portanto, a típica gangorra do MAS.

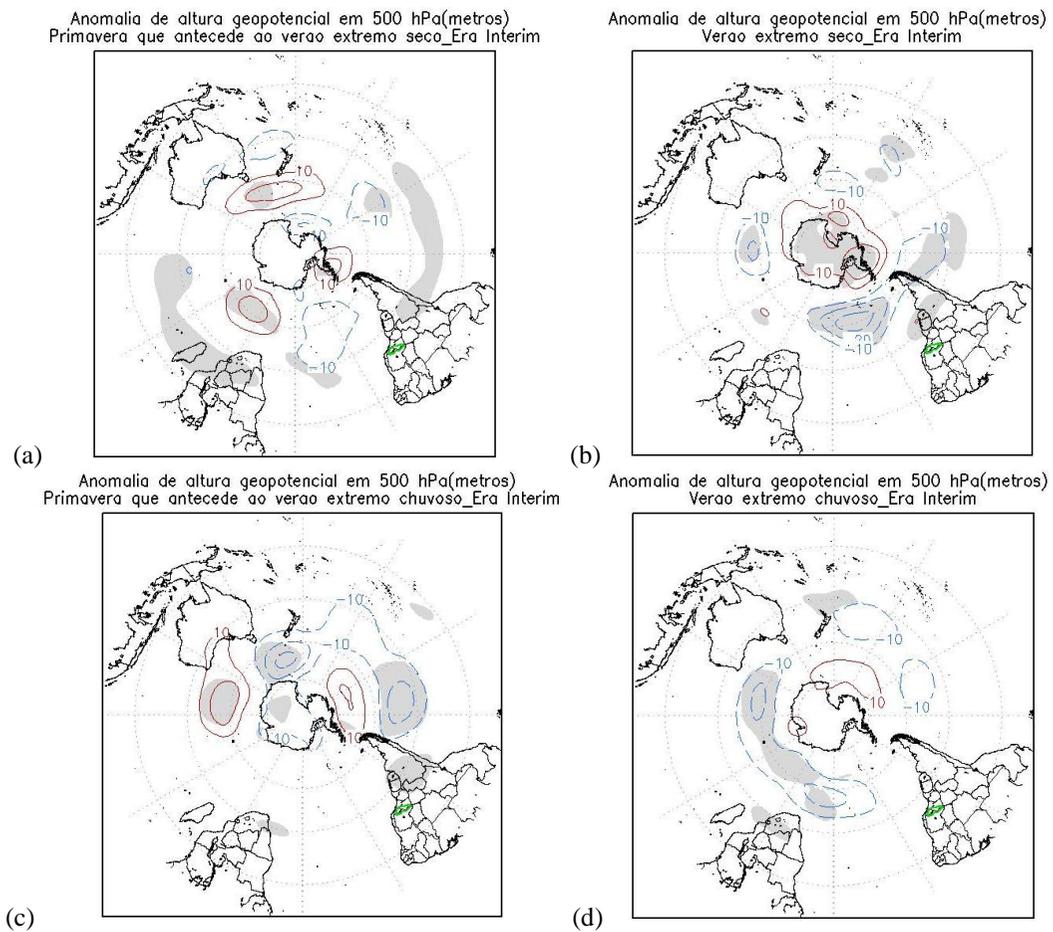


Figura 4.4 – Compostos de anomalia de altura geopotencial (m) em 500 hPa da primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e ao extremo chuvoso (c) e do verão extremo seco (b) e do extremo chuvoso (d). As regiões com nível de confiança maior do que 90% estão com cor cinza (teste t-student). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Intervalo dos valores é de 10 metros. Fonte de dados: Reanálise ERA-Interim do ECMWF.

Nos compostos de verões extremos secos (Figura 4.4 – b), o MAS apresenta uma configuração da fase negativa, caracterizada pela anomalia positiva de altura geopotencial na região da Antártica e negativa em latitudes médias. Ressalta-se que no sul da AS, a anomalia negativa apresenta um nível de 90% de significância. O resultado observado nos compostos de verões extremos secos é coerente ao encontrado por Vasconcellos e Cavalcanti (2010). Essas autoras também obtiveram condições extremamente secas sobre o centro-leste do estado de São Paulo, que engloba a região mais ao sul da bacia do rio Grande, durante o verão austral de 1979 a 2006 (utilizando os meses de dezembro a fevereiro) associadas à fase negativa do MAS.

Nos anos de verões extremos chuvosos (Figura 4.4 – d), o MAS não está tão bem configurado na AS quanto no composto de verão extremo seco, pois a isolinha de anomalia negativa de altura geopotencial não passa pela AS, mas apresenta um sinal fraco de uma fase negativa. Essa condição sugere que a classificação “verão extremo chuvoso” seja influenciada mais pela fase quente do ENOS, já que o MAS não está muito bem configurado na AS.

4.4 Análise da circulação atmosférica

A Figura 4.5 apresenta o escoamento médio em 200 hPa e a magnitude do vento para as primaveras que antecedem aos verões extremos secos e chuvosos (a e c, respectivamente) e para os anos de verões extremos secos e chuvosos da bacia do rio Grande (b e d, respectivamente).

Observa-se na Figura 4.5 que a intensidade do jato é similar nas duas primaveras antecedentes (tanto aos verões extremos secos quanto aos chuvosos), sendo o que o núcleo do jato sobre o continente nas primaveras que antecedem aos verões extremos chuvosos ocupa uma área maior do que nas primaveras antecedentes aos verões extremos secos. Nas primaveras antecedentes aos verões extremos chuvosos, o núcleo do jato sobre o continente abrange desde o centro do Chile ao Uruguai passando pelo centro norte da Argentina (Figura 4.5 – c), enquanto nas primaveras que antecedem aos verões extremos secos ocupa somente o nordeste da Argentina, o Uruguai e o estado do Rio Grande do Sul (Figura 4.5 – a).

Na Figura 4.5 – a e c também é observado que na primavera antecedente ao verão seco o jato está posicionado mais ao norte do que na primavera antecedente ao verão extremo chuvoso. Na primavera antecedente ao verão extremo seco, a velocidade mais intensa do jato, acima de 33 m/s (118,8 km/h), atinge o Rio Grande do Sul e Santa Catarina, e na bacia do rio Grande encontra-se a isotaca entre 24 e 27 m/s, principalmente na região de cabeceira (nascente). Enquanto, na primavera que antecede ao verão chuvoso nota-se um “recuo” para o sul do núcleo do jato, atingindo o norte da Argentina e o Uruguai. Além disso, a faixa de velocidade observada na região da bacia é de 21 a 24 m/s.

O oposto ocorre no verão. O jato está posicionado mais ao norte na categoria “extremo chuvoso” do que nos verões extremos secos, conforme pode ser visualizado na Figura 4.5 – b e d. Nos compostos dos verões extremos chuvosos, a velocidade de 18 m/s atinge o estado do Paraná e entre 9 e 12 m/s a região da bacia do rio Grande (Figura 4.5 – d), enquanto na categoria seca a isotaca de 18 m/s fica restrita à Santa Catarina e entre 6 e 9 m/s na área da bacia (Figura 4.5 – b).

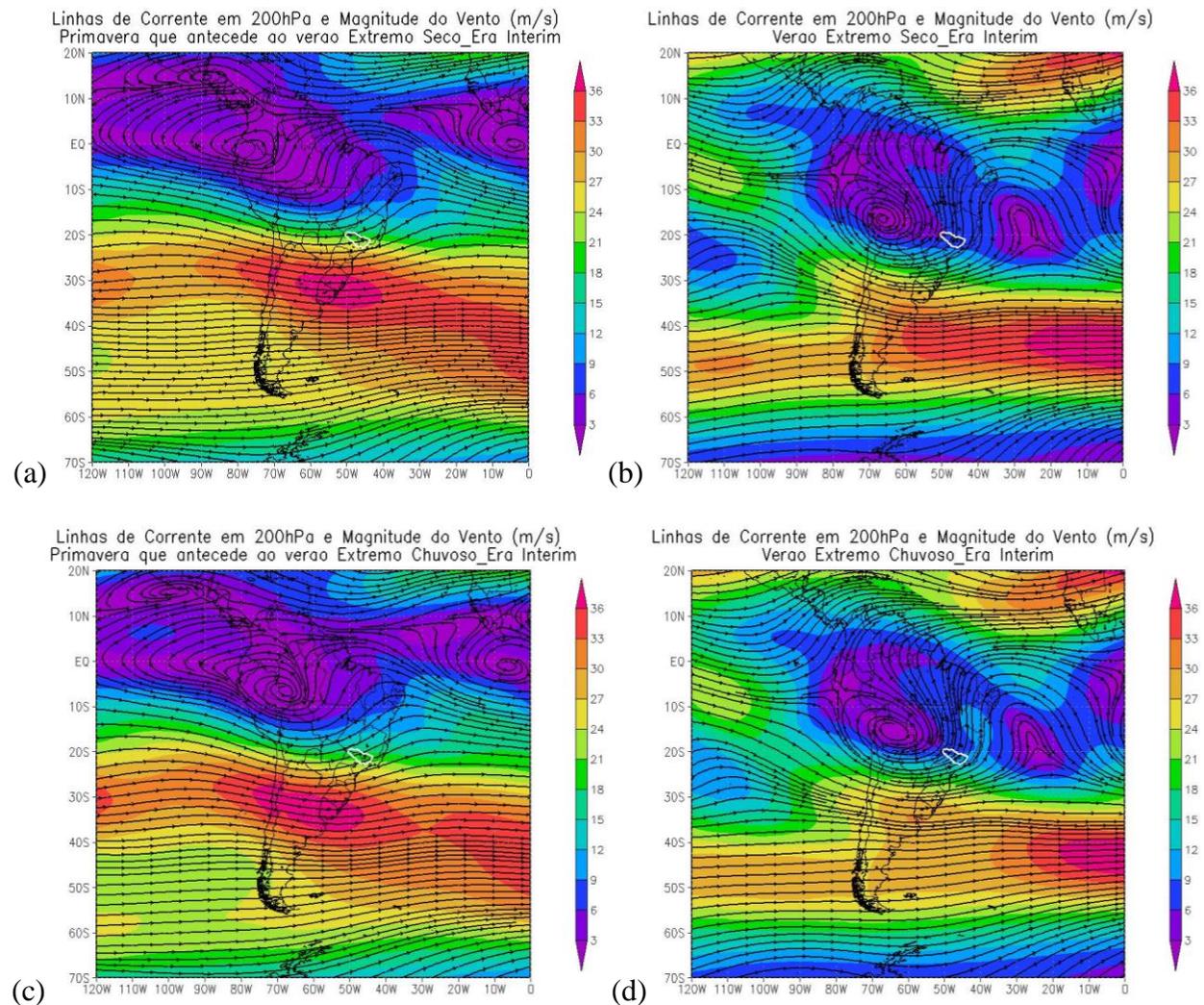


Figura 4.5 – Compostos de linhas de corrente e magnitude do vento (m/s) em 200 hPa da primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e ao extremo chuvoso (c) e do verão extremo seco (b) e do extremo chuvoso (d). O contorno em branco é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise ERA Interim do ECMWF.

O posicionamento mais ao norte do Jato Subtropical, encontrado nos verões extremos chuvosos, permite que os sistemas transientes avancem mais para o norte, segundo Browning (1985), atingindo a localidade de estudo. Já o posicionamento mais ao sul do jato, observado nos compostos dos anos de verões extremos secos, dificulta o deslocamento dos sistemas sinóticos transientes para o norte, o que pode explicar a ocorrência de chuva abaixo da média nesses períodos. Outra observação que pode ser feita é que a entrada equatorial do Jato Subtropical está localizada na área de estudo nos verões extremo chuvosos (Figura 4.5 – d), induzindo convergência em baixos níveis (BROWNING, 1985).

A Figura 4.5 – b também mostra que a faixa de velocidade do vento acima de 30 m/s da corrente de jato encontra-se na costa da Argentina no composto do verão extremo seco, o que não ocorre nos verões extremos chuvosos (Figura 4.5 – d). A intensificação do jato nas latitudes médias pode estar associada à fase negativa e à configuração do MAS durante os verões extremos secos, segundo Vasconcellos *et al.* (2010) e Carvalho *et al.* (2005).

Outra observação na Figura 4.5 é o posicionamento mais ao sul da AB na primavera que antecede ao verão extremo chuvoso em comparação a primavera antecedente ao verão seco. Na primavera antecedente ao verão extremo chuvoso (Figura 4.5 – c) o centro da AB está localizado na Amazônia, abrangendo o Peru e os estados brasileiros Acre e Rondônia, conforme a climatologia desta época o ano (Figura 2.1). Já na primavera que antecede ao verão extremo seco (Figura 4.5 – a), o centro da AB está localizado entre o Peru, Colômbia e Equador, ao norte da posição climatológica.

Analisando a circulação em altos níveis (Figura 4.5) em conjunto com o campo de anomalia em linhas de corrente em 200 hPa (Figura 4.6), nota-se nos compostos da primavera antecedente ao verão extremo seco (Figuras 4.6 – a): i) que o cavado do NEB está bem configurado e intenso devido à anomalia ciclônica observada no leste do NEB e na faixa do oceano Atlântico de 20°S-0° e de 30°W-5°E; ii) anomalia ciclônica no norte da Argentina, Paraguai, Bolívia, na região norte do Brasil e no estado do Mato Grosso, o que engloba a área de atuação da AB nesta época do ano, indicando que esse sistema está mais fraco e iii) anomalia anticiclônica na região da bacia do rio Grande.

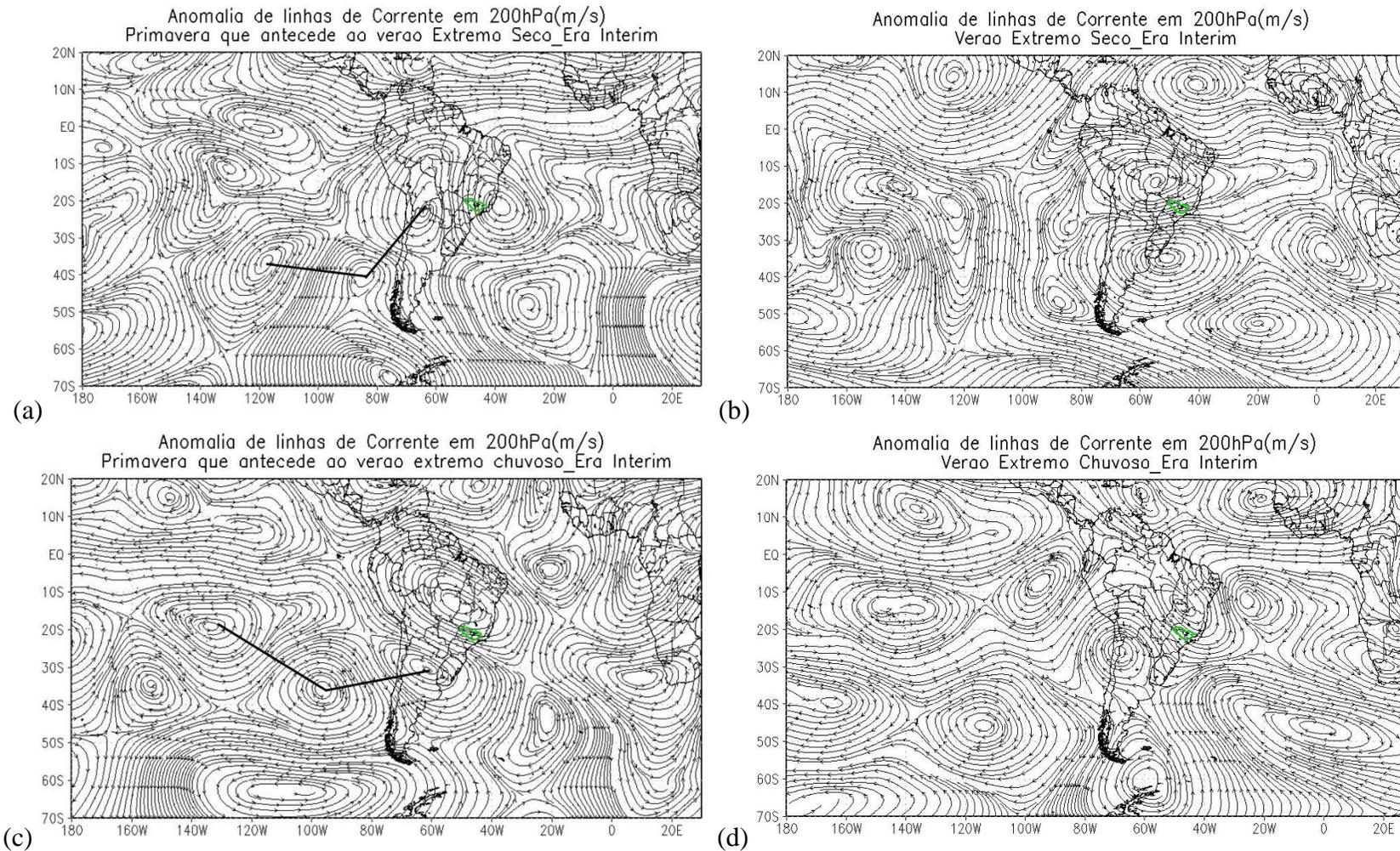


Figura 4.6 – Compostos de anomalia de linhas de corrente em 200 hPa da primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e ao chuvoso (c) e do verão extremo seco (b) e do chuvoso (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise ERA-Interim do ECMWF.

O destaque dos compostos da primavera antecedente ao verão extremo chuvoso (Figura 4.6 – c) é a circulação ciclônica observada nas regiões norte e nordeste do País, no Mato Grosso, e em Goiás, o que também significa que a AB está mais fraca e não está bem configurada nessa condição, enquanto o contrário ocorre no cavado do NEB que se encontra fortalecido.

Os compostos de verões extremos secos (Figura 4.6 – b) apresentam as mesmas condições comentadas acima para os compostos das primaveras antecedentes aos verões extremos chuvosos: anomalia ciclônica próxima a região da AB, no Centro-Oeste do Brasil e na área de atuação do cavado do NEB (inclusive na região do oceano Atlântico – 20°S-0° e de 40°W-5°E). O enfraquecimento da AB provoca menos convecção na área de estudo, o que pode explicar a ocorrência de eventos extremos de estiagem nessa época do ano.

Já no verão extremo chuvoso (Figura 4.6 – d), é observada anomalia anticiclônica nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. O cavado do NEB também aparece fortalecido e bem configurado na categoria “verão extremo chuvoso” devido à anomalia ciclônica observada na área de atuação deste sistema.

A configuração de anomalia anticiclônica nas baixas latitudes (entre 20°S-0° no continente da AS e no Oceano Pacífico) e de anomalia ciclônica nas latitudes médias, entre 50°S e 30°S observada nos compostos dos anos de verões extremos chuvosos (Figura 4.6 – d), também foi verificada por Karoly (1989) ao analisar as características da circulação atmosférica sobre a AS associadas a eventos de EN durante o verão austral do período de 1972 a 1983.

A circulação anômala na alta troposfera apresenta uma configuração de trem de ondas desde o Pacífico Central, em torno de 130°-140°W até o sul da AS, nas primaveras antecedentes aos verões extremos secos e chuvosos (destacado por linhas pretas na Figura 4.6 – a e c, respectivamente). Essa configuração induz uma circulação ciclônica anômala no norte da Argentina, na Bolívia, no Paraguai e na Região Norte do Brasil na primavera antecedente ao verão extremo seco, e uma anomalia anticiclônica na região da bacia do rio Grande. Na primavera que antecede ao verão extremo chuvoso, a configuração de trem de ondas induz uma anomalia anticiclônica na Argentina, na Região Sul do Brasil e no sul do estado de São Paulo, e uma anomalia ciclônica na área de estudo. O padrão de trem de ondas na troposfera superior não está muito bem configurado nos verões extremos secos (Figura 4.6 – b), e não é observado nos verões extremos chuvosos (Figura 4.6 – d).

No verão extremo seco, a anomalia anticiclônica em 200 hPa aparece sobre o norte da Argentina e nas Regiões Sul e Sudeste do País (Figura 4.6 – b). Essa configuração está reforçando a anomalia anticiclônica em baixos níveis (850 hPa) na bacia do rio Grande (destacado em retângulo de cor preta na Figura 4.7 – b), indicando o fortalecimento de um sistema de alta pressão, que ocasiona movimento descendente na área de estudo e inibe a formação de precipitação, ou o enfraquecimento de uma circulação ciclônica.

No verão extremo chuvoso, a anomalia ciclônica em 200 hPa aparece a sudoeste da região da bacia do rio Grande (Figura 4.6 – d), e está reforçando a anomalia ciclônica no nível de 850 hPa na área da bacia (Figura 4.7 – d). Essa configuração indica a intensificação de um sistema de baixa pressão na região de estudo que provoca movimentos ascendentes na troposfera e favorece a formação de precipitação, coincidindo com a entrada equatorial do jato em 200 hPa que gera convergência em baixos níveis (BROWNING, 1985), ou indica o enfraquecimento de um sistema de alta pressão nessa região.

A circulação anticiclônica anômala observada na troposfera inferior na bacia do rio Grande, no Mato Grosso do Sul, no Mato Grosso e na Região Sul do Brasil durante o verão extremo seco (Figura 4.7 – b) pode contribuir para o posicionamento mais meridional, de norte para o sul, do JBN, segundo Silva e Ambrizzi (2006), conforme pode ser visualizado na Figura 4.8 – b. Nota-se na Figura 4.8 – b, que as linhas de corrente estão orientadas de norte nas Regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. Essa configuração também ocorre nas primaveras que antecedem aos verões extremos secos e chuvosos (Figura 4.8 – a e c).

A orientação de norte/noroeste das linhas de corrente no Centro-Oeste do País verificada no verão extremo chuvoso (Figura 4.8– d) pode estar relacionada ao maior transporte de umidade da Amazônia para o Sudeste do Brasil, inclusive para a região da bacia. Esse resultado sugere que os verões extremos chuvosos na região da bacia do rio Grande sejam relacionados com a orientação de norte/noroeste do vento nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. A orientação de noroeste do vento nessa localidade pode convergir com o de norte induzido pela circulação da ASAS, resultando na ZCAS (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992; MARTON, 1994 e ROBERTSON e MECHOSO, 2000).

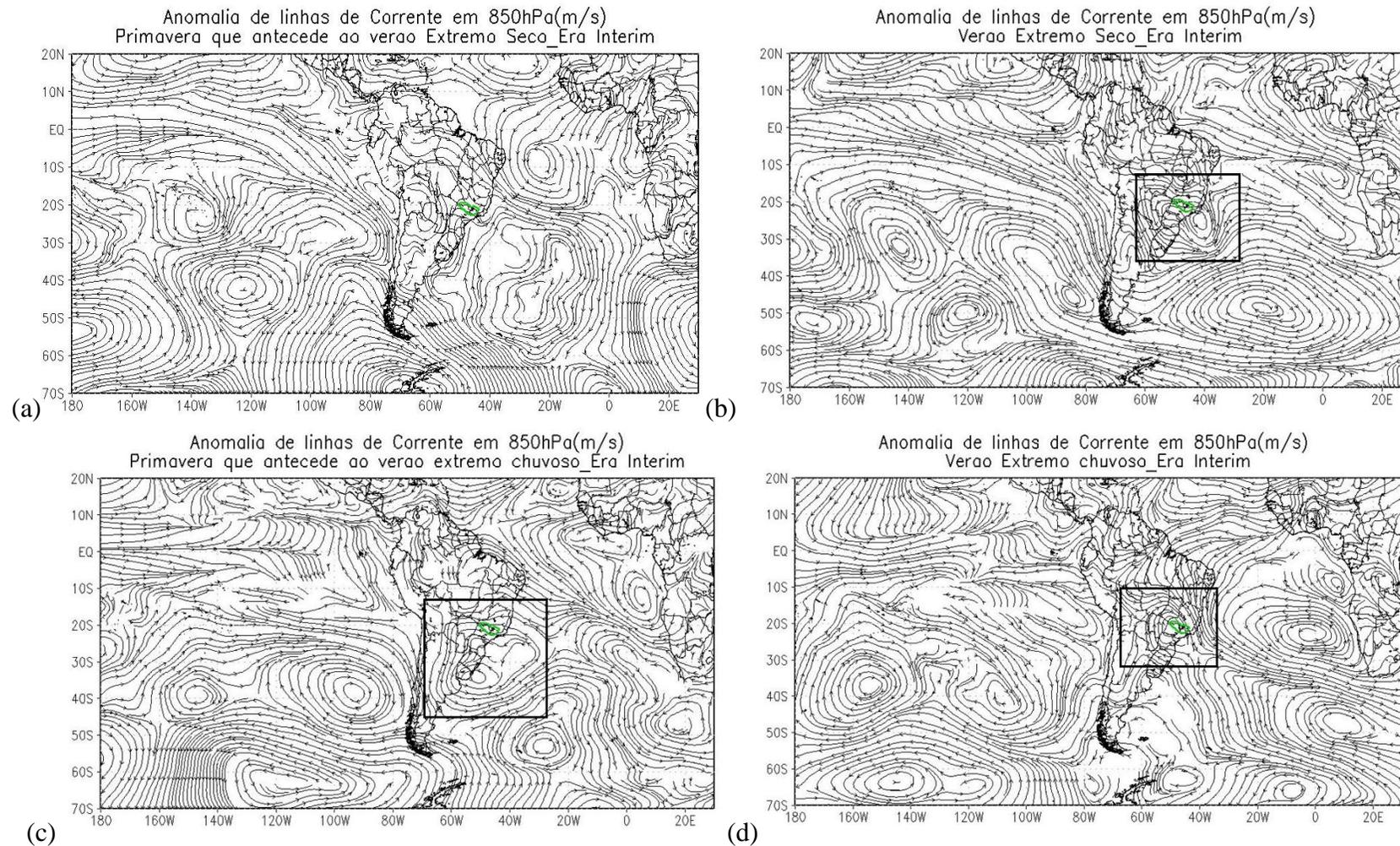


Figura 4.7 – Compostos de anomalia de linhas de corrente em 850hPa (m/s) da primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e ao chuvoso (c) e do verão extremo seco (b) e do chuvoso (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise ERA-Interim do ECMWF.

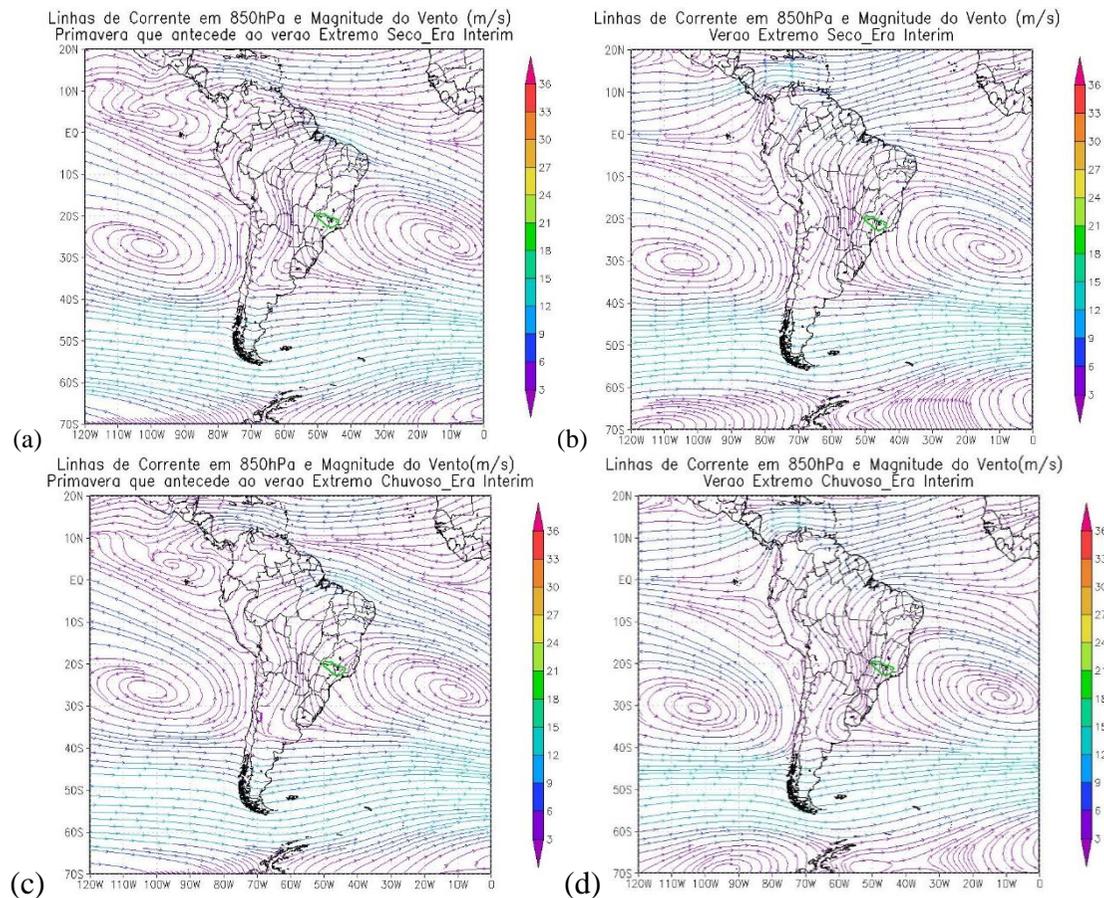


Figura 4.8 – Compostos de linhas de corrente e magnitude do vento (m/s) em 850hPa da primavera que antecede ao verão extremo seco (a) e ao extremo chuvoso (c) e do verão extremo seco (b) e do extremo chuvoso (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise ERA-Interim do ECMWF.

4.5 Análise dos verões de 1980 e de 2014

A finalidade desta Seção é verificar se os padrões atmosféricos observados nos verões extremos secos e chuvosos da bacia do rio Grande durante o período de 1981 a 2010 são encontrados em anos que não se encontram nesta série (de 1981 a 2010). Primeiramente, foram identificados os verões que entram na classificação extremo seco e chuvoso utilizada neste estudo. Ou seja, verões (dezembro a fevereiro) com acumulados de precipitação iguais ou superiores a 808 mm são classificados como extremo chuvoso, e verões com chuva acumulada igual ou inferior a 528 mm são considerados extremos secos. Assim, foram selecionados os verões de 1980 e 2014 que correspondem aos verões extremos chuvosos e secos, respectivamente.

O acumulado de chuva observado na bacia do rio Grande durante o verão de 1980 (dezembro de 1979 a fevereiro de 1980) foi de 831 mm, correspondendo à classificação “extremo chuvoso”. Já no verão de 2014 (dezembro de 2013 a fevereiro de 2014), a bacia do rio Grande apresentou 359 mm de chuva acumulada, o que é considerado verão extremo seco neste estudo.

Os anos de 1980 e 2014 não estão presentes nas análises anteriores porque um dos objetivos deste estudo era utilizar um intervalo de 30 anos, de 1981 a 2010, e obter a climatologia da chuva da bacia do rio Grande para esse período base.

A Figura 4.9 apresenta as anomalias da temperatura da superfície do verão extremo seco de 2014 e do extremo chuvoso de 1980 e das primaveras antecedentes. Nota-se na Figura 4.9 – a que a primavera antecedente ao verão de 2014 apresenta LN na região Niño 1+2, e que essas anomalias negativas de TSM, inferiores a $-0,4^{\circ}\text{C}$, se espalham para as demais regiões dos Niños (Niño 3 e 3.4) durante o verão, conforme pode visualizado na Figura 4.9 – b. Essa condição difere dos resultados encontrados nos compostos relacionados aos extremos secos do período de 1981 a 2010, que mostraram EN na região Niño 1+2, com sinal mais fraco durante a estação de verão.

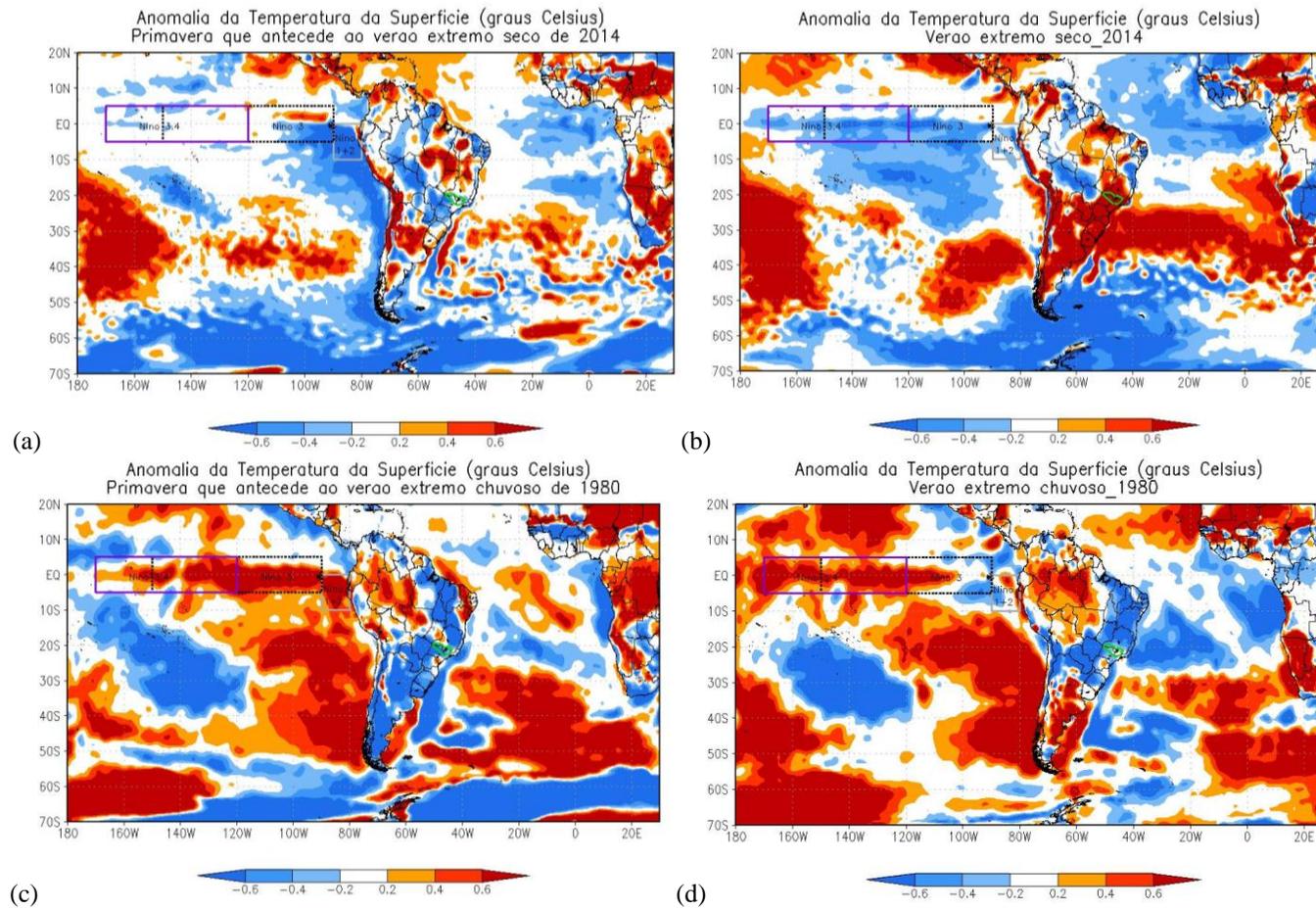


Figura 4.9 – Anomalia da temperatura da superfície (°C) da primavera que antecede ao verão extremo seco de 2014 (a) e ao verão extremo chuvoso de 1980 (c) e do verão extremo seco de 2014 (b) e do chuvoso de 1980 (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. O retângulo de cor cinza corresponde a região do Niño 1+2. O retângulo de linha pontilhada de cor preta está associado à região Niño 3. O retângulo de linha roxa representa a região Niño 3.4. Fonte de dados: Reanálise Era-Interim do ECMWF.

A anomalia positiva de TSM, observada no Atlântico Sul (na costa das Regiões Sul e Sudeste do Brasil) no verão extremo seco de 2014 (Figura 4.9 – b), está de acordo com as condições encontradas nessa região nos compostos de 1981 a 2010. Essa anomalia positiva de TSM no Atlântico Sul pode estar relacionada à menor ocorrência de ZCAS ou ao enfraquecimento desse sistema, segundo Chaves e Nobre (2004).

As condições observadas no ano de 1980 (Figura 4.9 – c e d) são semelhantes às encontradas nos compostos relacionados aos extremos chuvosos de 1981 a 2010, exceto pelo resfriamento das águas do Pacífico Tropical nas regiões Niño 1+2 e em parte do Niño 3 no verão (Figura 4.9 – d). A Figura 4.9 – c e d reforça que a ocorrência de EN nas regiões Niño 1+2, 3 e 3.4 na primavera é uma condição precursora a verões extremos chuvosos na bacia.

Avaliando o Atlântico Sul também é observada uma linha de anomalias negativas de TSMs próxima a costa da Região Sudeste do Brasil no verão de 1980 (Figura 4.9 – d), o que pode estar associado a maior ocorrência de ZCAS ou ao fortalecimento desse sistema (CHAVES e NOBRE, 2004). No verão extremo chuvoso de 1980 (Figura 4.9 – d) a linha de anomalias negativas de TSMs aparece mais ao norte no Atlântico Sul do que nos compostos de 1981 a 2010 (Figura 4.3 – d).

Em relação ao MAS, esse modo não está configurado nos verões de 2014 e de 1980 e nas primaveras antecedentes (não mostrado).

Analisando a circulação atmosférica, o jato subtropical também está posicionado mais ao norte no verão extremo chuvoso de 1980 do que no seco de 2014 (não mostrado). Segundo Browning (1985), o posicionamento mais ao norte do jato subtropical, encontrado em 1980, permite que os sistemas transientes avancem mais para o norte, atingindo a localidade de estudo.

Em 2014, também é observado uma intensificação do jato nas latitudes médias (não mostrado), conforme foi encontrado nos compostos de verões extremos secos de 1981 a 2010.

Também é verificado na troposfera superior que a AB está mais próxima da região da bacia do rio Grande no verão de 1980 do que em 2014 (não mostrado). No verão extremo chuvoso de 1980, a AB está posicionada entre a Bolívia e o estado do Mato Grosso, enquanto no verão extremo seco de 2014 a AB encontra-se na Bolívia. A configuração observada em 1980 promove maior convecção na área da bacia do que a observada em 2014.

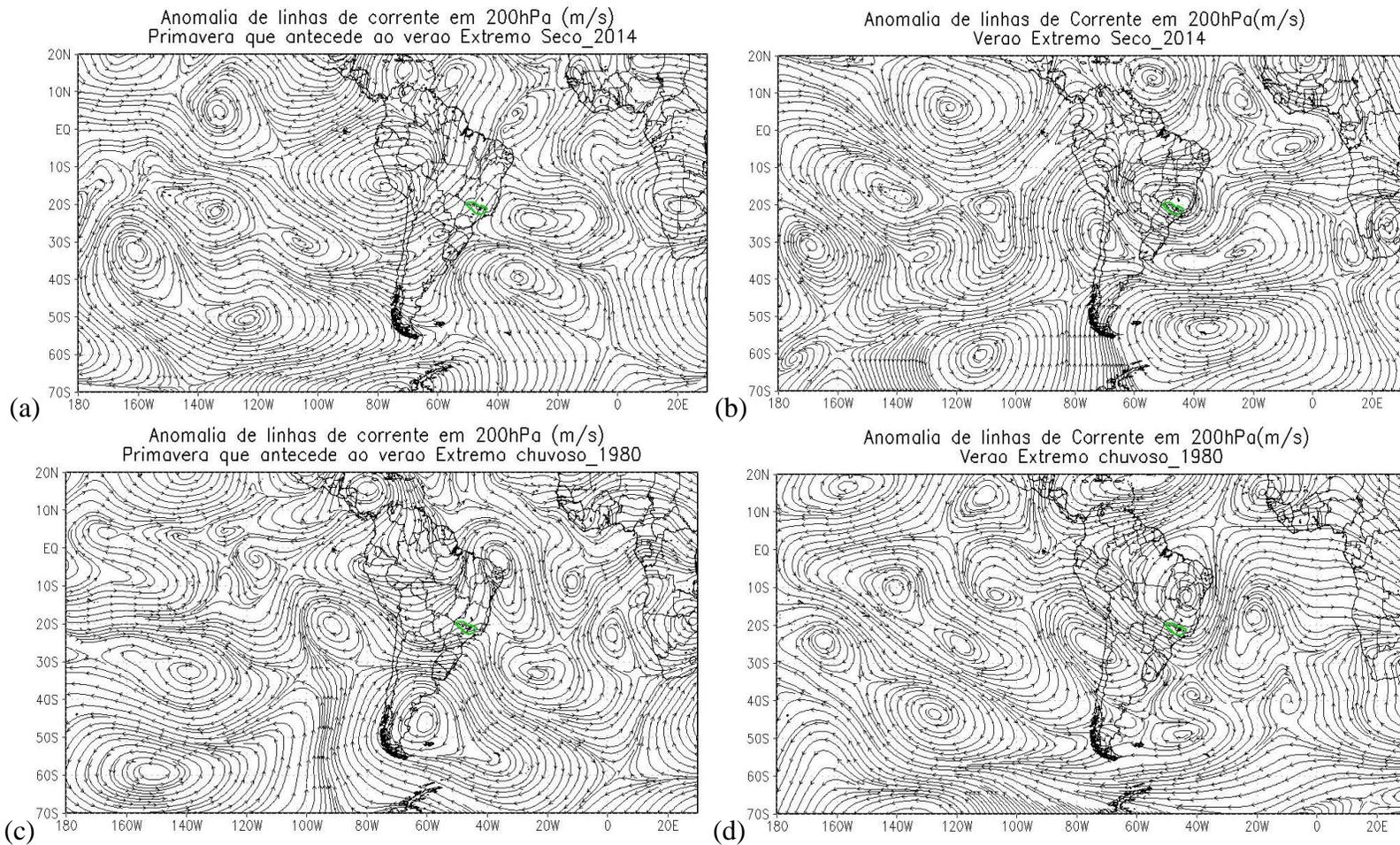


Figura 4.10 – Anomalia de linhas de corrente em 200 hPa (m/s) da primavera que antecede ao verão extremo seco de 2014 (a) e ao verão extremo chuvoso de 1980 (c) e do verão extremo seco de 2014 (b) e do chuvoso de 1980 (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise Era-Interim do ECMWF.

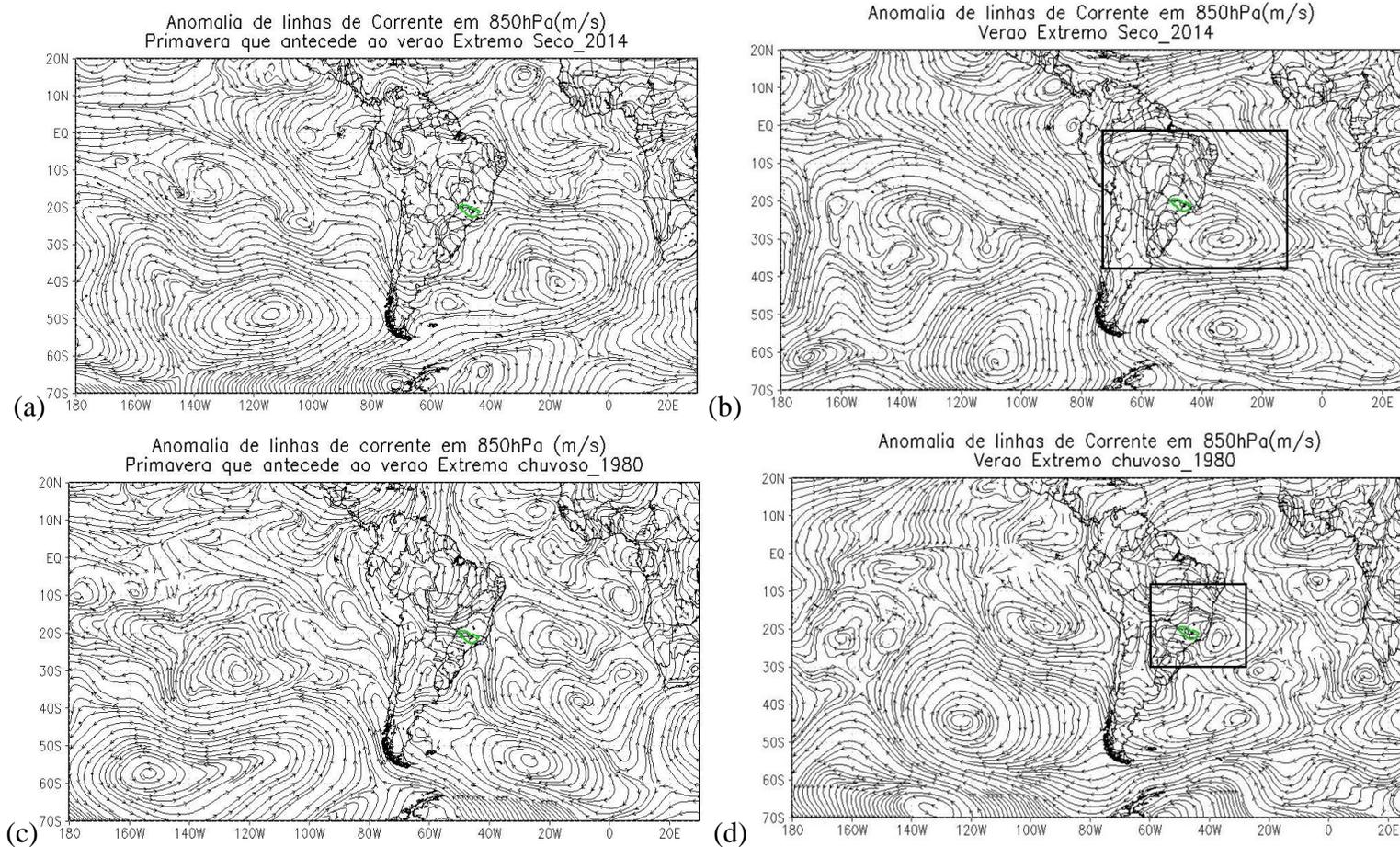


Figura 4.11 – Anomalia de linhas de corrente em 850 hPa (m/s) da primavera que antecede ao verão extremo seco de 2014 (a) e ao verão extremo chuvoso de 1980 (c) e do verão extremo seco de 2014 (b) e do chuvoso de 1980 (d). O contorno em verde é a representação da bacia do rio Grande. Fonte de dados: Reanálise Era-Interim do ECMWF.

No verão de 2014, a anomalia anticiclônica, observada em 200hPa na Argentina, no Chile, no Peru e no Acre (Figura 4,10 – b), reforça uma circulação anticiclônica anômala em baixos níveis sobre a região da bacia do rio Grande (destacado em retângulo de cor preta na Figura 4.11 – b), conforme foi encontrado nos compostos de verões extremos secos de 1981 a 2010.

A circulação anticiclônica anômala observada na troposfera inferior na bacia do rio Grande e na região Centro Oeste do Brasil durante o verão de 2014 (Figura 4.11 – b) também contribui para o posicionamento mais meridional das linhas de corrente nessa região (figura não mostrada). Essa condição indica o posicionamento mais meridional, de norte para o sul, do JBN, nessa região segundo Silva e Ambrizzi (2006).

A anomalia ciclônica observada a sudoeste da bacia do rio Grande na troposfera superior nos verões extremos chuvosos de 1981 a 2010 (Figura 4.6 – d) também é verificada no verão de 1980 (Figura 4.10 – d). Nos compostos de 1981 a 2010 e no verão de 1980, essa configuração em 200 hPa reforça a circulação ciclônica anômala na troposfera inferior na área da bacia (Figuras 4.7 e 4.11 – d).

5 Conclusões

O presente estudo teve como objetivo obter padrões climáticos associados a verões extremos secos e chuvosos que ocorreram na bacia do rio Grande no período de 1981 a 2010, e encontrar, na primavera, condições precursoras à ocorrência desses eventos climatológicos extremos, já que a previsão climática sazonal através dos MCGAs apresenta baixa habilidade para a Região Sudeste do Brasil, onde está localizada a área de estudo (KOSTER *et al.*, 2000 e NOBRE *et al.*, 2005)

A bacia do rio Grande foi selecionada devido à sua importância no abastecimento de água para as populações dos estados de São Paulo e de Minas Gerais e na geração de energia elétrica através de suas usinas hidrelétricas. O regime de precipitação da bacia hidrográfica apresenta características de sistema de monção por causa da ocorrência de um período muito chuvoso (verão) e outro seco (inverno).

Os verões extremos secos da bacia do rio Grande foram caracterizados pelo um EN fraco na região Niño 1+2 ($10^{\circ}\text{S}-0^{\circ}$ e $90^{\circ}\text{W}-80^{\circ}\text{W}$) e por uma configuração da fase negativa do MAS, apresentando anomalia negativa de altura geopotencial nos níveis médios da troposfera (500hPa) significativa no sul da AS, o que é similar com os resultados encontrados por Vasconcellos e Cavalcanti (2010). A anomalia anticiclônica observada no norte da Argentina e nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil na troposfera superior (200hPa) reforça uma circulação anticiclônica anômala em baixos níveis (850hPa) na bacia do rio Grande, indicando o fortalecimento de um sistema de alta pressão que ocasiona movimento descendente na área de estudo e inibe a formação de precipitação. Essa circulação anticiclônica anômala observada na troposfera inferior na bacia do rio Grande, no Mato Grosso do Sul, no Mato Grosso e na Região Sul do Brasil durante o verão extremo seco pode contribuir para o posicionamento mais meridional, de norte para o sul, do JBN, segundo Silva e Ambrizzi (2006), levando o ar quente e úmido da Amazônia para o sul do País. O posicionamento mais meridional do JBN, o enfraquecimento da AB e o jato subtropical posicionado mais ao sul (próximo ao estado de Santa Catarina, enquanto no verão extremo chuvoso encontra-se no Paraná) dificultam a ocorrência da ZCAS (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992; MARTON, 1994 e ROBERTSON e MECHOSO, 2000). Segundo Seabra (2010), a ZCAS é um dos grandes responsáveis por episódios de precipitação intensa na bacia do rio Grande, influenciando de maneira significativa os seus correspondentes regimes pluviométricos.

Os resultados mostraram que os verões extremos chuvosos da bacia do rio Grande estão relacionados com a fase quente do ENOS (EN) nas regiões os Niños 1+2, 3 e 3.4. Esse modo de variabilidade climática é dominante em comparação com o MAS na categoria “verão extremo chuvoso”, já que apesar do sinal negativo do MAS, este padrão não está bem configurado na AS. Segundo Karoly (1989), a circulação anômala na alta troposfera sobre AS em eventos de EN durante o verão é caracterizada por uma configuração de anomalia anticiclônica nas baixas latitudes (entre 20°S-0° no continente da AS e no Oceano Pacífico) e de anomalia ciclônica nas latitudes médias, entre 50°S e 30°S. Assim, os resultados observados nos campos de anomalia de linhas de corrente em 200 hPa nos anos de verões extremos chuvosos são influenciados pelo EN. O jato subtropical está posicionado mais ao norte em comparação aos eventos de estiagem, permitindo o avanço dos sistemas transientes mais para o norte e para a área de estudo, o que associado à configuração e ao fortalecimento do cavado do NEB, à orientação de norte/noroeste do escoamento em baixos níveis na Região Centro-Oeste do Brasil e à anomalia ciclônica na região da bacia do rio Grande em 850 hPa, funcionam como um gatilho para o início do sistema de monção da AS (LI e FU, 2004; RAIÁ e CAVALCANTI, 2008 e MARENGO *et al.*, 2012). Grimm (2003) analisando o impacto do EN na monção de verão do Brasil observou que a circulação anômala verificada no presente estudo nos baixos e altos níveis da troposfera para a categoria “verão extremo chuvoso” direciona o fluxo de umidade para o centro-leste do País, provocando convergência de umidade nessa região que engloba a área da bacia, que é reforçada pela entrada equatorial do Jato Subtropical na troposfera superior. Segundo Silva (2009), o sistema de monção da AS tem relação direta com a ZCAS. A condição descrita acima é reforçada pela anomalia negativa de TSM observada no Atlântico Sul próximo às Regiões Sul e Sudeste do Brasil nos verões extremos chuvosos que, segundo Chaves e Nobre, 2004, pode estar relacionada à maior ocorrência de ZCAS ou ao fortalecimento desse sistema.

Portanto, foi verificado neste estudo que a ocorrência de EN em diferentes regiões do Pacífico Tropical e a configuração do MAS acarretam em impactos diferenciados na circulação atmosférica da AS durante o verão, e conseqüentemente na precipitação, coincidindo com os resultados encontrados por Carvalho *et al.* (2005); Vasconcellos e Cavalcanti (2010); Hill *et al.* (2009 e 2011); e Tedeschi *et al.* (2012).

Avaliando as condições precursoras aos eventos extremos de verão, a primavera antecedente a categoria seca é caracterizada pelas seguintes condições: 1) EN na região Niño 1+2; MAS não configurado; padrão de trem de ondas desde o Pacífico Central a AS que induz uma circulação ciclônica anômala nos altos níveis da troposfera no norte da Argentina, na Bolívia, no Paraguai, na Região Norte do Brasil e na área de atuação da AB, dificultando o desenvolvimento inicial desse sistema; 2) anomalia anticiclônica em 200 hPa na região da bacia do rio Grande; 3) jato subtropical posicionado mais ao norte (velocidade mais alta do jato atinge o Rio Grande do Sul e Santa Catarina, enquanto nas primaveras antecedentes aos verões extremos chuvosos a isotaca mais intensa está localizada no Uruguai); 4) escoamento meridional das linhas de corrente em baixos níveis nas Regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil e no Paraguai e norte da Argentina, o que direciona o transporte de ar quente e úmido da região Amazônica para o sul do Brasil e norte da Argentina; 5) anomalia negativa de TSM observada no Atlântico Sul próxima ao Sul e Sudeste do País que tende a enfraquecer a ZCAS de acordo com Chaves e Nobre (2004), gerando anomalias positivas de TSM no Atlântico próximo à costa das Regiões Sul e Sudeste do Brasil no verão extremo seco.

As condições principais encontradas nas primaveras antecedentes aos verões extremo chuvosos são: 1) EN significativo em todas as regiões dos Niños; 2) MAS não tão bem configurado; 3) padrão de trem de ondas desde o Pacífico Central a AS na troposfera superior que induz uma circulação anticiclônica na Argentina, na Região Sul do Brasil e no sul do estado de São Paulo; e 4) circulação atmosférica nos altos e baixos níveis semelhante ao observado nos verões extremo secos.

Assim, destacam-se 3 principais condições precursoras a eventos climatológicos extremos na bacia do rio Grande: 1) configuração de trem de ondas que se propaga desde o Oceano Pacífico Central ao sul da AS na troposfera superior, induzindo a anomalias ciclônicas no sul da AS e anticiclônicas na bacia do rio Grande nas primaveras que antecedem aos verões extremos secos, e a anomalias anticiclônicas no sul da AS e ciclônicas na área de estudo nas primaveras antecedentes aos verões extremos chuvosos; 2) ocorrência de EN em diferentes regiões dos Niños (EN na região 1+2 nas primaveras que antecedem aos verões extremos secos e EN intenso e significativo nas regiões Niño 1+2, 3 e 3.4 nas primaveras antecedentes aos verões extremos chuvosos); e 3) anomalia negativa de TSM observada no Oceano Atlântico Sul próxima ao Sul e Sudeste do Brasil nos compostos das primaveras antecedentes aos verões extremos secos.

No estudo de caso de 1980, a ocorrência de EN nas regiões Niño 1+2, 3 e 3.4 na primavera reforça que essa é uma condição precursora a ocorrência de verões extremos chuvosos na bacia do rio Grande. Entretanto, as demais configurações encontradas nos compostos de 1981 a 2010 não foram verificadas nos estudos de casos de 2014 e 1980. Essa condição reforça a dificuldade no entendimento das causas da ocorrência de eventos climatológicos extremos na Região Sudeste do Brasil (onde está localizada a bacia do rio Grande) e, por consequência, na previsibilidade dessas anomalias climáticas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEITUNO, P. On the functioning of the southern oscillation in the South American sector. Part 1: Surface Climate. **Monthly Weather Review**, v.116, p. 505–524, 1988.
- ARKIN, P.A. The relationship between interannual variability in the 200mb tropical wind field and the southern oscillation. **Monthly Weather Review**, v.110, p. 1393–1404, 1982.
- BERRISFORD, P e co-autores. **The ERA-Interim archive Version 2.0**. Miscellaneous, v. 1, 2011.
- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Mon. Wea.Rev.**, v. 97, p. 163-172, 1969.
- BOIASKI, N.T. **Extremos Intra-Sazonais de Temperatura na Península Antártica e Mecanismos Atmosféricos Associados**. Tese (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.
- BOLETIM FGV ENERGIA**. Fundação Getúlio Vargas: Rio de Janeiro, Brasil. Abril 2015.
- BROWNING, K.A. Conceptual models of precipitation systems. **Meteorological Magazine, Bracknell. Eng.** 114(1359), p. 293-319, 1985.
- CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, p. 702–718, 2005.
- CATALDI, M. **Estudo numérico da influência das anomalias da TSM do Atlântico Sul extratropical e do Pacífico Equatorial no regime hidrometeorológico das regiões Sul e Sudeste do Brasil**. Tese (Doutor em Ciências em Engenharia

Civil) – COPPE/Engenharia Civil. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2008.

CAVALCANTI, I.F.A. Teleconnection patterns orographically induced in model results and from observational data in the austral winter Southern Hemisphere. **International Journal of Climatology**, v.20, p. 1191–1206, 2000.

CAVALCANTI, I.F.A.; KOUSKY, V.E. **Drought in Brazil during summer and fall 2001 and associated atmospheric circulation**, 2001 Disponível em: http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/cptec.inpe.br/walmeida/2004/12.07.14.17/doc/Cavalcanti_Drought%20in%20Brazil%20during.pdf – acesso em 23-08-2016.

CAVALCANTI, I.F.A; e co-autores. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v.15, p. 2965–2988, 2002.

CHAVES, R.R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. **Geophysical Research Letters**, v.31, p. 1-4, L03204, 2004. doi:10.1029/2003GL018647.

CUNNINGHAM, C.A.C.; CAVALCANTI, I.F.A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v.26, p.1165-1180, 2006. doi: 10.1002/joc.1309.

DEMARIA, M. Linear response of a stratified tropical atmosphere to convective forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.42, p. 1944–1959, 1985.

DEE, D P e coautores. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 553-597, 2011.

DIMEGO, GEOFFREY, PHOEBUS, P.A.; MCDONELL, J.E. **Data processing and quality control for optimum interpolation analyses at the National Meteorological Center**. Dept of Commerce, National Oceanic and Atmospheric

Administration, National Weather Service. Office Note 306. Washington, DC, US, 1985.

DRUMOND, A.; NIETO R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. A lagrangian identification of major sources of moisture over central Brazil and La Plata Basin. **Geophysical Research Letters**, v. 113, 2008. D14128, doi:[10.1029/2007JD009547](https://doi.org/10.1029/2007JD009547).

DURÁN-QUESADA, A.M.; REBOITA, M.S.; GIMENO, L.; Nieto, R. **The role of the tropics in the global water cycle: Precipitation and moisture transport in Tropical America**. In: ESA-ESRIN CONFERENCE: Earth Observation and Water Cycle Science: "towards a water cycle multi-mission strategy", Frascati, Itália, 2009.

FIGUEROA, S.N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P.L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.52, p. 1573-1584, 1995.

FURNAS CENTRAIS ELÉTRICAS S.A., 2004, disponível em <http://www.furnas.com.br>, acessada em 17 de julho de 2016.

GANDU, A.W.; SILVA DIAS, P.L. Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. **Journal of Geophysical Research**, v.103, n.6, p.6001-6015, 1998.

GAN, M.A.; KOUSKY, V.E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon Circulation and its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v.17, n.1, p.47-66, 2004.

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

- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863-2880, 1998.
- GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M.E. Climate variability in the Southern South America associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v. 13, p. 35-58, 2000.
- GRIMM, A.M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263-280, 2003. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0263:TENIOT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0263:TENIOT>2.0.CO;2).
- HILL, K.J.; TASCETTO, A.S.; ENGAND, M.H. Sensitivity of South American summer rainfall to tropical Pacific Ocean SST anomalies. **Geophysical Research Letters**, v. 38, 2011. L01701, doi:10.1029/2010GL045571.
- HILL, K.J.; TASCETTO, A.S.; ENGAND, M.H. South American rainfall impacts associated with inter-El Niño variations. **Geophysical Research Letters**, v. 36, 2009. L19702, doi:10.1029/2009GL040164.
- HILL, K.J.; TASCETTO, A.S.; ENGAND, M.H. South American rainfall impacts associated with inter-El Niño variations. **Geophysical Research Letters**, v. 13, 2009. L19702, doi:10.1029/2009GL040164.
- HIRST, A.C.; HASTENRATH, S. Atmosphere-ocean mechanisms of climate anomalies in the Angola-Tropical Atlantic Sector. **Journal of Physical Oceanography**, v. 36, p. 1146-1157, 1983.
- KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2003.
- KALNAY *et al.* The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437-470, 1996.

- KALNAY, E.; MO, KINGTSE.C.; PAEGLE, J. Large-amplitude, short-scale stationary rossby waves in the Southern Hemisphere: Observations and mechanistic experiments to determine their origin. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 43, n.3, p. 252-275, 1986.
- KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.K.; HNILO, J.J.; FIORINO, M.; POTTER, G.L. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1631-1643, 2002. doi: 10.1175/BAMS-83-11-1631.
- KAROLY, D.J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation Events. **Journal of Climate**, v.2, p. 1239-1252, 1989.
- KODAMA, Y. Large-scale common features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of Subtropical Frontal Zones. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813-835, 1992.
- KOSTER, R.; SUAREZ, M. J. e HEISTER, M. Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual timescales. **J. Hydrometeor**, v. 1, p. 26–46, 2000.
- KOUSKY, V.E.; KAYANO, M. T. e CAVALCANTI, I. F. A. A Review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, Huddersfield-UK, v. 36A, n. 5, p. 490-504, 1984.
- KOUSKY, V.E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217–231, 1988.
- KOUSKY, V.E, GAN, M.A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 36, p. 538–551, 1981.

- LENTERS, J.D, e COOK, K.H. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v. 8, p. 2988-3005, 1995.
- LIEBMANN, B; KILADIS, G. N; MARENGO, J.A; AMBRIZZI, T e GLICK, J.D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. **J. Climate**, v. 12, p. 1877–1891, 1999.
- LI, W, FU, R. Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to wet season over Amazonia as diagnosed by ECMWF reanalysis. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2637-2651, 2004. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2637:totlaa>2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2637:totlaa>2.0.co;2).
- MADDOX, R.A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes. *Mon. Weather Rev.*, v. 111, p. 1475-1493, 1983.
- MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A.; SELUCHI, M.; CUARTAS, A.; ALVES, L.; MENDIONDO, E.; OBREGON, G.; SAMPAIO, G. A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo. **Revista USP**, n. 106, p. 31-44, julho-agosto-setembro 2015.
- MARENGO, J.A e co-autores. Review recent developments on the South American Monsoon System. **International Journal of Climatology**, v. 32, 2012. doi: 10.1002.
- MARENGO, J.A.; SOARES, W.R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2261-2280, 2004.
- MARTON, E. **Efeito da resolução espacial nas simulações numéricas de fontes de calor na América do Sul. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto**

de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1994.

MECHOSO, C. E PEREZ IRIBARREN, G. Streamflow in Southeastern South America and the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, vol. 5, p. 1535-1539, 1992.

NOBRE P. e co-autores. Seasonal-to-decadal predictability and prediction of South American Climate. **Journal of Climate – Special Section**, v. 19, p. 5988-6004, 2005.

NOGUÉS-PAEGLE J.; MO K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 279-291, 1997. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<0279:awadco>2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<0279:awadco>2.0.co;2).

OLIVA, F.G. **Relações entre o Índice de Modo Anular Sule as vazões na bacia hidrográfica do rio Uruguai, região Sul do Brasil. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)** – Instituto de Geociências, Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2011.

ONS, 2008. **Plano da operação Energética 2013/2017**. Rio de Janeiro, disponível em http://www.ons.org.br/download/avaliacao_condicao/operacao_energetica/PEN%202013%20-%20Vol%201%20-%20Condi%C3%A7%C3%B5es%20de%20Atendimento.pdf, acessada em 28/04/2015.

O’SULLIVAN, D.; SALBY, M. Coupling of the quasi-biennial oscillation and the extratropical circulation in the stratosphere through planetary wave transport. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n.5, p. 650-673, 1990.

PHILANDER, G. S. **El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation**. Academic Press, 291 pp, 1990.

PINTO, L. C.; COSTA, M. H.; LIMA, F. Z.; DINIZ, L.F.; SEDIYAMA, G. C.; e PRUSKI, F. F. Comparação de Produtos de Precipitação para a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n.4, p. 461-472, 2009.

Plano Decenal de Expansão de Energia 2024 da Empresa de Pesquisa Energética - EPE. Disponível em: <<http://www.epe.gov.br/Estudos/Documents/PDE%202024.pdf>>. Acesso em: 23/07/2016.

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

RAIA, A.; CAVALCANTI, I. The life cycle of the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 21, p. 6227-6246, 2008. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2008jcli2249.1>.

RASMUSSON, E.M.; CARPENTER, T.H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 354-984, 1982.

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

ROBERTSON, A.W.; MECHOSO, C.R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2947-2957, 2000.

SATYAMURTY, P.; FERREIRA, C.C.; GAN, M.A. Cyclonic vortices over South America. **Tellus**, v. 42A, p. 194-201, 1990.

SEABRA, M.S. **Estudo sobre a influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul em bacias hidrográficas nas Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil) – COPPE/Engenharia Civil.** Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2004.

SILVA, A.E. **Variabilidade da circulação e umidade no regime de monção da América do Sul. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.** Disponível em http://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/d_ana_e_silva.pdf.

SILVA, G.A.M.; AMBRIZZI, T. Inter-El Niño variability and its impact on the South American low-level jet east of the Andes during austral summer – two case studies. **Advances in Geosciences**, v. 110, p. 284-287, 2006.

SILVA DIAS, P.L.; SCHUBERT, W.H.; DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.40, p. 2689-2707, 1983.

SILVESTRE, G.E, VERA, C.S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over Southeastern South America. **Geophysical Research Letters**, v. 30, 2003. doi:10.1029/2003GL018277.

TEDESCHI, R.G.; CAVALCANTI, I.F.A.; GRIMM, A.M. Influences of two types of ENSO on South American precipitation. **International Journal of Climatology**, v. 33, 2012. doi: 10.1002/joc.3519.

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

TRENBERTH, K.E. The Definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 2771-2777, 1997.

- VASCONCELLOS, F.C.; CAVALCANTI, I.F.A. Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. **Atmospheric Science Letters**, v. 11, p. 21-26, 2010. doi:10.1002/asl.247.
- VASCONCELLOS, F.C. **Variabilidade atmosférica associada a casos extremos de precipitação na Região Sudeste do Brasil. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)** – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos: São Paulo, 2008.
- VASCONCELLOS, F.C. **A oscilação antártica – mecanismos físicos e a relação com características atmosféricas sobre a América do Sul/oceanos adjacentes. Tese (Doutorado em Meteorologia)** – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos: São Paulo, 2012.
- VENEGAS, S.A.; MYSAK, L.A.; STRAUB, D.N. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, p. 2904-2920, 1997.
- VERA, C.; HIGGINS, W.; AMBRIZZI, T.; AMADOR, J.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE.; SILVA DIAS, P.L; ZHANG, C. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, v. 19, p.4977-5000, 2006b.
- VERA, C.; SILVESTRI, G.; BARROS, V.; CARRIL, A. Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1741-1753, 2004. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1741:dienro>2.0.co;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1741:dienro>2.0.co;2).
- VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 100, p. 599-610, 1981.
- WAGNER, R. G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **J. Climate**, v. 9, p. 2010–2019, 1996.

WEBSTER, P.J. Response of the tropical atmosphere to local, steady forcing. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 7, p. 518-541, 1972.

WILKS, D.S. **Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction**. Second edition. Academic Press: San Diego, United States, 2006.

ZHOU, J.; LAU, K.M. Does a Monsoon Climate Exist Over South America? **Journal of Climate**, v.11, p. 1020–1040, 1998.

ZHOU, J.; LAU, K.M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International Journal of Climatology**, v.21, p. 1623–1644, 2001.