



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

# **CARACTERÍSTICAS DINÂMICAS DA MONÇÃO DE VERÃO DA AMÉRICA DO SUL**

Fellipe Romão Sousa Correia

ORIENTADORES:     D.Sc. Edilson Marton  
                           D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes

Rio de Janeiro, RJ

Maio, 2016

# CARACTERÍSTICAS DINÂMICAS DA MONÇÃO DE VERÃO DA AMÉRICA DO SUL

Fellipe Romão Sousa Correia

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 à obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

Orientadores

D.Sc. Edilson Marton

D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes

Rio de Janeiro

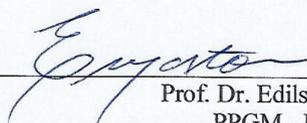
Maio de 2016

Características Dinâmicas da Monção de Verão da América do Sul

FELLIPE ROMÃO SOUSA CORREIA

Dissertação de mestrado submetida ao corpo docente como requisito do título de mestre em meteorologia.

Avaliada por:



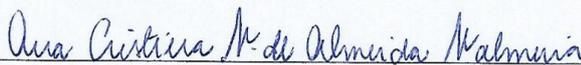
---

Prof. Dr. Edilson Marton  
PPGM - UFRJ  
Orientador



---

Prof. Dr. Wallace Figueiredo Menezes  
PPGM - UFRJ  
Orientador



---

Prof. Dra. Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira  
PPGM - UFRJ



---

Prof. Dr. Marcio Cataldi  
Universidade Federal Fluminense

Rio de Janeiro, RJ  
Maio, 2016

Correia, Fellipe Romão Sousa

R756c

Características Dinâmicas da Monção de Verão da América do Sul / Fellipe Romão Sousa Correia. – Rio de Janeiro, 2016.

99 f.

Orientadores: Edilson Marton e Wallace Figueiredo Menezes.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Meteorologia, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, 2016.

1. Monção na América do Sul. 2. Fluxos de Umidade. 3. Períodos Ativos. 4. Períodos Inativos. 5. ZCAS. I. Marton, Edilson. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. III. Título.

## AGRADECIMENTOS

Antes de tudo, a Nzambi e Tatetu Lembá pelas bênçãos de sempre.

Aos meus pais, Lourdes Correia e Luiz Antônio Romão, por serem os primeiros a acreditarem em mim e por sempre me motivarem a ir mais além.

Aos meus amigos Ariane Campani, Camila Brasiliense, Alice Sayão, Jéssica Panisset, Caio Pereira, Rodrigo Carvalho e Luiz Felipe Neris, contemporâneos de faculdade, amigos incansáveis, companheiros eternos, pessoas para se levar por toda a vida. Em especial ao Rodrigo Carvalho, pela ajuda inicial no tratamento de dados.

Aos professores Edilson Marton e Wallace Menezes, pela inspiração e motivação. Ao Prof. Edilson, em especial, minhas sinceras desculpas pelos atrasos e prazos não cumpridos e um muito obrigado por me fazer seguir adiante mesmo nos momentos mais difíceis. A Professora Maria Gertrudes Justi, primeira a me incentivar a ingressar no Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da UFRJ.

A todo o pessoal da Divisão de Previsões Meteoceanográficas, do Centro de Hidrografia da Marinha; em especial ao Capitão-Tenente Rodrigo Barreto, pela inspiração profissional, a Primeiro-Tenente Vanessa Bach, amiga inesperada, por sempre me apoiar e me ajudar a ser uma pessoa melhor e ao Capitão de Fragata Diogo Silva, pela compreensão e apoio fundamental na etapa final desta pesquisa.

Existem pessoas que com um sorriso são capazes de melhorar um dia inteiro. Agradeço ao Raphael Dutra, por ser quem já é por segurar minha mão nos momentos que mais preciso.

## RESUMO

# CARACTERÍSTICAS DINÂMICAS DA MONÇÃO DE VERÃO NA AMÉRICA DO SUL

Fellipe Romão Sousa Correia

ORIENTADORES: D.Sc. Edilson Marton

D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes

Maio/2016

O presente trabalho apresentou algumas características dinâmicas da monção de verão na América do Sul, avaliando os fluxos de umidade na escala sinótica e estabelecendo os padrões atmosféricos da circulação em baixos e altos níveis da troposfera, de umidade específica em baixos níveis e da precipitação durante períodos ativos (PA) e inativos (PI) da monção. Também se quantificou o percentual de episódios de ZCAS que ocorreram dentro dos períodos ativos e inativos. Foram utilizados dados do CFSR (0,5°x0,5°) e dados de precipitação do CPC (0,5°x0,5°), entre os meses de verão de 1980 a 2010. Utilizou-se a metodologia de Krishnamurty e Shukla (2000, 2007 e 2008) para o cálculo do *Monsoon Regional Index* (MRI) que define a classificação de PA/PI. A formulação do fluxo de umidade integrado verticalmente foi baseada em Satyamurty *et al.* (2013). Contabilizou-se um total de 84 PA e 86 PI. Períodos de curta duração (5 dias) foram representativos de mais de 20% do total, mostrando que os sistemas atmosféricos de escala sinótica contribuem fortemente para os padrões climatológicos. Já períodos longos (entre 9 a 14 dias) apresentaram reforço parcial nos campos climatológicos. O núcleo da monção (parte do Centro-Oeste brasileiro) foi sensível ao ciclo diurno dos fluxos de umidade. Não houve associação direta entre padrão PA/PI e ocorrência de ZCAS. A presença da ZCAS não foi suficiente para condicionar um período ativo ou inativo.

Palavras Chaves: Monção na América do Sul, Fluxos de Umidade, Períodos Ativos, Períodos Inativos, ZCAS.

## ABSTRACT

# DYNAMIC CHARACTERISTICS OF THE SOUTH AMERICA SUMMER MONSOON

Fellipe Romão Sousa Correia

ADVISERS: D.Sc. Edilson Marton

D.Sc. Wallace Figueiredo Menezes

May/2016

This study shows some dynamic characteristics of the summer monsoon in South America, assessing the moisture flux in the synoptic scale and establishing the atmospheric patterns of circulation at low and high levels of the troposphere, the specific humidity at low levels and precipitation during active (PA) and break (PI) periods of monsoon. The percentage of SACZ episodes that occurred within the active and break periods was also quantified. CFSR data ( $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ) and CPC precipitation data ( $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ) were used between the summer months from 1980 to 2010. It was used methodology of Krishnamurty and Shukla (2000, 2007 and 2008) for calculating the Index Regional Monsoon (MRI) that defines classification of PA/PI. The formulation of the vertically integrated moisture flux was based on Satyamurty *et al.* (2013). It accounted for a total of 84 PA and 86 PI. Short periods (5 days) were representative of more than 20% of the total, showing that atmospheric systems of synoptic scale contribute greatly to the climatological patterns. Furthermore, long periods (between 9 to 14 days) showed partial reinforcement at climatological fields. The core of the monsoon (the Brazilian Midwest) was sensitive to the diurnal cycle of moisture flows. There was no direct association between standard PA/PI and SACZ occurrence. The phenomena SACZ was not enough to condition an active or break period.

Key words: South America Monsoon, Moisture Flux, Active Period, Break Period, SACZ.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 2.1:</b>	Esquema ilustrativo da monção clássica na região da Índia. A figura da esquerda mostra a monção de inverno (entre dezembro e janeiro) e a da direita, a de verão (entre julho e agosto). Fonte: <a href="http://www.coladaweb.com/geografia/continentes/asia-de-moncoes">http://www.coladaweb.com/geografia/continentes/asia-de-moncoes</a> .....	6
<b>Figura 2.2:</b>	Anomalia do vento em 900 hPa para o mês de (a) janeiro e (b) julho. Fonte: adaptado de Zhou e Lau (1998). .....	8
<b>Figura 2.3:</b>	Fluxograma da variabilidade climática nas diversas escalas temporais do SMAS.....	9
<b>Figura 2.4:</b>	Composição de anomalias do vento (850 hPa) e chuva na escala intrassazonal (10 a 70 dias) para: (a) regime de vento de oeste, indicando períodos ativos, e (b) regime ventos de leste, indicando períodos inativos. Em ambas as figuras, o sinal positivo (negativo) indica precipitação acima (abaixo) da média. Fonte: adaptada de Jones e Carvalho (2002). .....	10
<b>Figura 2.5:</b>	Fluxo de umidade integrado verticalmente (linhas de corrente) e divergência do fluxo (sombreado) para períodos de (a) ZCAS e (b) NZCAS. A unidade do fluxo é de kg/(m.s) e da divergência é mm/dia . Fonte: Herdies <i>et al.</i> (2002).....	18
<b>Figura 2.6:</b>	Diagrama conceitual dos diferentes caminhos percorridos pelo fluxo de umidade documentados em períodos de (a) ZCAS e (b) NZCAS. Fonte: Herdies <i>et al.</i> (2002). .....	19
<b>Figura 3.1:</b>	Delimitação das áreas onde foram realizados os cálculos dos fluxos de fronteiras. A área 5 é definida por Gan <i>et al.</i> , 2004 como núcleo do sistema de monção da América do Sul (NSMAS).....	28
<b>Figura 3.2:</b>	Esquema básico de classificação dos dados de precipitação com base no critério MRI. .....	30
<b>Figura 3.3:</b>	Fluxograma da análise dos resultados com destaque para os períodos curtos e longos e composições de ZCAS.....	31
<b>Figura 4.1:</b>	Frequência anual de períodos ativos (azul) e períodos inativos (laranja) durante os meses de verão (DJF) entre 1980 e 2010. ....	35
<b>Figura 4.2:</b>	Duração em dias dos períodos ativos (azul) e períodos inativos (laranja) durante os meses de verão (DJF) entre 1980 e 2010. Considerou-se como períodos curtos aqueles que duraram apenas 5 dias e como períodos longos, aqueles que duraram entre 9 e 14 dias.....	36
<b>Figura 4.3:</b>	Comparação entre os resultados de Ferreira e Gan (2011) e o presente trabalho em relação a frequência de períodos (a) ativos e (b) inativos entre o verão de 1980/1981 e 2007/2008.....	38
<b>Figura 4.4:</b>	Períodos (a) curtos e (b) longos para os meses de DJF entre 1980 e 2010. Períodos ativos curtos (PA <sub>C</sub> ) e longos (PA <sub>L</sub> ) representados na cor azul e períodos inativos curtos (PI <sub>C</sub> ) e longos (PI <sub>L</sub> ), na cor vermelha.....	39
<b>Figura 4.5:</b>	Climatologia de linhas de corrente do vento em 850 hPa para os meses de verão (DJF) .....	40

	entre 1980 a 2010.....	
<b>Figura 4.6:</b>	Linhas de corrente do vento (m/s) em 850 hPa para (a) períodos ativos, (b) anomalia de períodos ativos, (c) períodos inativos e (d) anomalia de períodos inativos.....	42
<b>Figura 4.7:</b>	Linhas de corrente do vento (m/s) em 850 hPa para (a) períodos ativos curtos, (b) anomalia de períodos ativos curtos, (c) períodos ativos longos e (d) anomalia de períodos ativos longos.....	43
<b>Figura 4.8:</b>	Linhas de corrente do vento (m/s) em 850 hPa para (a) períodos inativos curtos, (b) anomalia de períodos inativos curtos, (c) períodos inativos longos e (d) anomalia de períodos inativos longos.....	44
<b>Figura 4.9:</b>	Climatologia de linhas de corrente do vento (m/s) em 250 hPa para os meses de verão (DJF) entre 1980 a 2010.....	45
<b>Figura 4.10:</b>	Linhas de corrente do vento (m/s) em 250 hPa para (a) períodos ativos, (b) anomalia de períodos ativos, (c) períodos inativos e (d) anomalia de períodos inativos. Em (a) e (c) foram calculadas as médias dos respectivos períodos e em (b) e (d) obteve-se a anomalia com base na climatologia.....	46
<b>Figura 4.11:</b>	Vento em 250 hPa para (a) períodos ativos curtos, (b) anomalia de períodos ativos curtos, (c) períodos ativos longos e (d) anomalia de períodos ativos longos.....	48
<b>Figura 4.12:</b>	Vento em 250 hPa para (a) períodos inativos curtos, (b) anomalia de períodos inativos curtos, (c) períodos inativos longos e (d) anomalia de períodos inativos longos.....	49
<b>Figura 4.13:</b>	Climatologia da umidade específica (g/kg) no nível de 1000 hPa para os meses de verão entre 1980 a 2010. Foi utilizado intervalo de 0,5 g/kg entre 16 g/kg e 18 g/kg de modo a melhor representar a distribuição espacial da variável no NSMAS.....	50
<b>Figura 4.14:</b>	Umidade específica (g/kg) em 1000 hPa em (a) PA, (b) anomalia de PA, (c) PI, (d) anomalia de PI.....	51
<b>Figura 4.15:</b>	Umidade específica (g/kg) em 1000 hPa em (a) P <sub>AC</sub> , (b) anomalia de P <sub>AC</sub> , (c) P <sub>AL</sub> , (d) anomalia de P <sub>AL</sub> .....	52
<b>Figura 4.16:</b>	Umidade específica (g/kg) em 1000 hPa em (a) P <sub>IC</sub> , (b) anomalia de P <sub>IC</sub> , (c) P <sub>IL</sub> , (d) anomalia de P <sub>IL</sub> .....	54
<b>Figura 4.17:</b>	Perfil vertical de umidade específica (a) e sua anomalia (b) no NSMAS. Valores médios climatológicos estão representados em cinza, períodos ativos em azul e períodos inativos em laranja.....	55
<b>Figura 4.18:</b>	Climatologia da precipitação (mm/dia) para os meses de verão (DJF) entre 1980 a 2010.....	56
<b>Figura 4.19:</b>	Precipitação (mm/dia) para (a) PA, (b) anomalia de PA, (c) PI, (d) anomalia de PI.....	57
<b>Figura 4.20:</b>	Precipitação (mm/dia) para (a) P <sub>AC</sub> , (b) anomalia de P <sub>AC</sub> , (c) P <sub>AL</sub> , (d) anomalia de	58

	PA <sub>L</sub> .....	
<b>Figura 4.21:</b>	Precipitação (mm/dia) para (a) PI <sub>C</sub> , (b) anomalia de PI <sub>C</sub> , (c) PI <sub>L</sub> , (d) anomalia de PI <sub>L</sub> .	59
<b>Figura 4.22:</b>	Climatologia do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetor) e divergência do fluxo (sombreado) para os meses de verão (DJF) entre 1980 a 2010. A unidade de FUIV é 10 <sup>2</sup> .kg.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> e a da divergência de FUIV é 10 <sup>-5</sup> .kg.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> .....	61
<b>Figura 4.23:</b>	FUIV (10 <sup>2</sup> .kg.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> ) e divergência de FUIV (sombreado) (10 <sup>-5</sup> .kg.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> ) para (a) PA, (b) anomalia de PA, (c) PI e (d) anomalia de PI. ....	62
<b>Figura 4.24:</b>	FUIV (10 <sup>2</sup> .kg.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> ) e divergência de FUIV (sombreado) (10 <sup>-5</sup> .kg.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> ) para (a) PA <sub>C</sub> , (b) anomalia de PA <sub>C</sub> , (c) PA <sub>L</sub> e (d) anomalia de PA <sub>L</sub> . ....	63
<b>Figura 4.25:</b>	FUIV (10 <sup>2</sup> .kg.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> ) e divergência de FUIV (sombreado) (10 <sup>-5</sup> .kg.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> ) para (a) PI <sub>C</sub> , (b) anomalia de PI <sub>C</sub> , (c) PI <sub>L</sub> e (d) anomalia de PI <sub>L</sub> . ....	65
<b>Figura 4.26:</b>	Climatologia do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetor) e divergência do fluxo (sombreado) para os meses de verão (DJF) entre 1980 a 2010 nos horário de (a) 00Z, (b) 06Z, (c) 12Z e (d) 18Z. A unidade de FUIV é 10 <sup>2</sup> .kg.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> e a da divergência de FUIV é 10 <sup>-5</sup> .kg.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> .....	67
<b>Figura 4.27:</b>	Climatologia do FUIV (10 <sup>7</sup> .kg.s <sup>-1</sup> ) integrado nas fronteiras e saldo do fluxo de umidade no interior de cada área. As setas indicam a direção do fluxo que cruza a fronteira e a magnitude é dada pelo valor próximo a seta. O SFU está representado no interior de cada área, sendo a soma vetorial da contribuição de todas as fronteiras.	69
<b>Figura 4.28:</b>	FUIV (10 <sup>7</sup> .kg.s <sup>-1</sup> ) integrado nas fronteiras e saldo do fluxo de umidade no interior de cada área para (a) PA, (b) anomalia de PA, (c) PI e (d) anomalia de PI. Valores de SFU em preto (vermelho) indicam saldo positivo (negativo) de convergência do fluxo de umidade na área.....	70
<b>Figura 4.29:</b>	Compilação dos episódios de ZCAS quanto a (a) duração (em dias) e (b) ocorrência anual para os meses de DJF entre os anos de 1995 e 2010. Fonte: Boletim Climanálise (CPTEC/INPE).....	73
<b>Figura 4.30</b>	FUIV (10 <sup>2</sup> .kg.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup> ) e divergência de FUIV (sombreado) (10 <sup>-5</sup> .kg.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup> ) para (a) ZCAS <sub>PA</sub> , (b) anomalia de ZCAS <sub>PA</sub> , (c) ZCAS <sub>PI</sub> e (d) anomalia de ZCAS <sub>PI</sub> .....	75
<b>Figura 4.31</b>	Precipitação (mm/dia) para (a) ZCAS <sub>PA</sub> , (b) anomalia de ZCAS <sub>PA</sub> , (c) ZCAS <sub>PI</sub> e (d) anomalia de ZCAS <sub>PI</sub> .....	76

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 3.1</b>	Algumas fontes de dados de precipitação na América do Sul.....	24
<b>Tabela 3.2</b>	Formulação do fluxo de umidade com base em Satyamurty <i>et al.</i> (2013).....	27
<b>Tabela 3.3</b>	Latitude e longitude das áreas predefinidas na Figura 3.1.....	29
<b>Tabela 3.4</b>	Relação entre o fluxo de umidade e a precipitação climatológica com base em Satyamurty <i>et al.</i> (2013). ....	29
<b>Tabela 4.1</b>	Períodos ativos, com persistência mínima de 5 dias, entre 01/12/1980 e 28/02/2010.....	33
<b>Tabela 4.2</b>	Períodos inativos (persistência mínima de 5 dias) entre 01/12/1980 e 28/02/2010.....	34
<b>Tabela 4.3</b>	Valores do FUIV integrado nas fronteiras ( $10^7 \text{ kg.s}^{-1}$ ) para cada área da Figura 3.1 e saldo do fluxo de umidade dentro da região para os meses de verão (DJF) entre os anos de 1980 e 2010. Valores negativos foram realçados com a cor vermelha.....	68
<b>Tabela 4.4</b>	Relação entre o fluxo de umidade (dados do CFSR) e a precipitação climatológica (dados do CPC) para cada subárea da Figura 3.1. São apresentados o saldo do fluxo de umidade (SFU), a precipitação devido a convergência de umidade ( $P_U$ ), a precipitação climatológica ( $P$ ) e os percentuais de contribuição da convergência do fluxo de umidade ( $P_W$ ) e da evapotranspiração local ( $P_E$ ) para a precipitação climatológica, sendo $P_E$ obtido por resíduo do cálculo. Foi utilizado o valor de $1^\circ = 110,772 \text{ km}$ para as áreas 1, 2 e 3 (correspondente a latitude de $5^\circ$ ), de $1^\circ = 107,406 \text{ km}$ para as áreas 4, 5 e 6 (correspondente a latitude de $15^\circ$ ) e de $1^\circ = 100,777 \text{ km}$ para as áreas 7, 8 e 9 (correspondente a latitude de $25^\circ$ ).....	71
<b>Tabela 4.5</b>	Ocorrência de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) entre 1995 e 2010. Fonte: Climanálise (CPTEC/INPE).....	72

## LISTA DE ABREVIATURAS

AB - Alta da Bolívia  
AS - América do Sul  
ASAN - Alta Subtropical do Atlântico Norte  
ASAS - Alta Subtropical do Atlântico Sul  
CFSR - Climate Forecast System Reanalysis  
CMAP - Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation  
CNEB - Cavado do Nordeste Brasileiro  
CPC - Climate Prediction Center  
CPC-uni - Climate Prediction Center unified gauge  
DJF – Dezembro, Janeiro e Fevereiro  
ENOS - El Niño Oscilação Sul  
FUIV – Fluxo de Umidade Integrado Verticalmente  
GLDAS - Global Land Data Assimilation System  
GPCP - Global Precipitation Climatology Project  
JBN - Jato de Baixos Níveis  
JJA – Junho, Julho e Agosto  
MERRA - Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications  
MRI - Monsoon Regional Index  
NCEP - National Centers for Environmental Prediction  
NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration  
NSMAS - Núcleo do Sistema de Monção na América do Sul  
NW/SE - Noroeste/Sudeste  
NZCAS - Regimes sem ZCAS  
PSD - Physical Sciences Division, Earth System Research Laboratory (PSD)  
ROLE - Radiação de Onda Longa Emitida  
SALDAS - South America Land Data Assimilation System  
SMAS - Sistema de Monção da América do SUL  
TRMM - Tropical Rainfall Measuring Mission  
TRMM/LBA - Tropical Rainfall Measuring Mission/Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia.  
ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul  
ZCIT - Zona de Convergência Intertropical  
ZCOU - Zona de Convergência de Umidade  
ZCST - Zona de Convergência Subtropical

## SUMÁRIO

	<b>Página</b>
<b>AGRADECIMENTOS</b>	v
<b>RESUMO</b>	vi
<b>ABSTRACT</b>	vii
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	viii
<b>LISTA DE TABELAS</b>	xi
<b>LISTA DE ABREVIATURAS</b>	xii
<b>CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO</b>	1
<b>CAPÍTULO II - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	5
2.1 - Climatologia de precipitação na América do Sul	5
2.2 - Monção: definição clássica	6
2.3 - Sistema de Monção na América do Sul (SMAS)	7
2.4 - Variabilidade climática	8
2.4.1 - Variabilidade diurna	9
2.4.2 - Variabilidade intrassazonal: períodos ativos e inativos	9
2.4.3 - Ciclo anual	11
2.4.4 - Variabilidade interanual	15
2.5 - Transporte de umidade em grande escala	15
<b>CAPÍTULO III - DADOS E METODOLOGIA</b>	23
3.1 - Dados utilizados	23
3.1.1 - Dados de precipitação na América do Sul	23
3.1.2 - Dados do CPC	25
3.1.3 - Dados do CFSR	26
3.2 - Metodologia	27
3.2.1 - Cálculo do fluxo de umidade	27
3.2.2 - Períodos ativos e inativos	29
3.3 - Organização dos Resultados	30
<b>CAPÍTULO IV - RESULTADOS</b>	33
4.1 - Identificação de períodos ativos e inativos	33
4.2 - Análise das variáveis atmosféricas	39

4.2.1 - Escoamento na baixa troposfera	40
4.2.2 - Escoamento na alta troposfera	45
4.2.3 - Umidade específica em baixos níveis	49
4.2.4 - Precipitação	55
4.3 - Fluxos de umidade	60
4.3.1 - Fluxo de umidade integrado verticalmente	60
4.3.2 - Variabilidade diurna dos fluxos de umidade	66
4.3.3 - Relação entre fluxo de umidade e precipitação climatológica	67
4.4 – ZCAS nos períodos ativos e inativos	71
4.4.1 - Identificação dos períodos de ZCAS	71
4.4.2 - Análise das variáveis atmosféricas para eventos combinados	74
<b>CAPÍTULO V - CONCLUSÕES</b>	<b>77</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>80</b>

# CAPÍTULO I

## INTRODUÇÃO

O Sistema de Monção na América do Sul (SMAS) pode ser visto como fator principal na variabilidade climática da região tropical e subtropical do continente (Carvalho *et al.*, 2011). A reversão sazonal da atividade convectiva, bem como a alternância entre as estações chuvosa e seca, atua no sentido de modular o clima, principalmente no Brasil, onde as condições atmosféricas são afetadas por fenômenos de diferentes escalas espaciais e temporais. O ciclo de vida do SMAS exerce importante papel na distribuição e duração da estação chuvosa principalmente sobre o sudoeste da Amazônia e regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, afetando a economia através de impactos nos setores agrícolas e de recursos hídricos (Raia e Cavalcanti, 2008).

A monção na América do Sul (AS) tem particularidades que a diferem da clássica monção indiana, uma vez que a reversão sazonal daquela é vista apenas no campo de anomalia do vento (Zhou e Lau, 1998). A característica marcante do SMAS é a alternância do sinal da atividade convectiva e da precipitação. Tais características são evidentes principalmente no núcleo do SMAS (NSMAS), situado na Região Centro-Oeste brasileira, onde se verifica reversão do sinal da anomalia do vento zonal e mudanças nos fluxos de umidade característicos da transição entre a estação chuvosa e a estação seca (Gan *et al.*, 2004).

A chuva que ocorre na monção de verão é uma resposta direta aos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera. Um dos principais fatores é a disponibilidade de umidade atmosférica, que revela aspectos chave sobre a precipitação, a exemplo da média climatológica que está intimamente relacionada à convergência de umidade integrada verticalmente (Satyamurty *et al.*, 1998).

De maneira geral, pode-se observar que os sistemas precipitantes de grande escala dependem dos fluxos de umidade na região de formação da convecção. Sabe-se, por exemplo, que as regiões tropicais possuem alto teor de vapor d'água na troposfera inferior e que esta umidade apresenta sua distribuição espacial em função da circulação geral da atmosfera. O regime de monção possui papel importante para o transporte de umidade do Oceano Atlântico para a região Central da América do Sul e para a configuração da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Grimm, 2011).

A ZCAS é caracterizada como uma das Zonas de Convergência Subtropicais (ZCST) apresentadas nos estudos de Kodama (1992, 1993), sendo um dos principais sistemas que surgem na América do Sul em função do transporte de umidade. A convecção amazônica se une a convecção da própria zona de convergência, dando origem a uma banda de nebulosidade que se estende do sul da Amazônia até a região sudeste do Brasil e oceano vizinho, caracterizando a ocorrência da ZCAS, principalmente no verão da AS (dezembro a fevereiro) (Kodama, 1992, 1993; Quadro, 1994).

Ferreira e Gan (2011) ressaltaram que a estação chuvosa da monção na América do Sul está associada com uma variabilidade intrassazonal de períodos de intensa e fraca precipitação, comumente chamados de períodos ativos e inativos da monção, respectivamente. A variabilidade intrassazonal, por sua vez, está fortemente associada com a atividade convectiva da ZCAS. Herdies *et al.* (2002) mostraram através de cálculos de balanço de umidade que a presença da ZCAS torna mais efetivo o transporte de umidade dos trópicos para os extratropicais do que períodos onde o fenômeno não está presente.

Os padrões atmosféricos para os períodos ativos e inativos do SMAS apresentados em diversos trabalhos (Herdies *et al.*, 2002; Jones e Carvalho, 2002) são, respectivamente, similares aos padrões dos períodos com e sem atuação de ZCAS. Nesse sentido, cabe o seguinte questionamento: períodos ativos da monção de verão indicam necessariamente a presença de ZCAS? Uma vez a ZCAS estabelecida, ela sempre se forma durante um período ativo? Responder a tais perguntas significa entender melhor como a convecção é alimentada na América do Sul durante o verão.

Embora a variabilidade da precipitação no SMAS tenha sido intensivamente investigada ao longo dos anos, os pesquisadores ainda possuem dificuldade de encontrar conjuntos de dados com resoluções espacial e temporal suficientes para abranger os diversos sistemas meteorológicos que estão inseridos na monção (Carvalho *et al.*, 2012).

Uma abordagem comum da circulação atmosférica no estudo do SMAS é a utilização de dados de reanálise. As reanálises fornecem produtos de boa qualidade como, por exemplo, a umidade específica, onde embora os dados observacionais influenciem diretamente o valor da variável, o modelo exerce forte influência na análise (Kalnay *et al.*, 1996).

No caso da precipitação, reanálises mais recentes, tais como a *Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications* (MERRA) (Rienecker *et al.*, 2011) e o *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (Saha *et al.*, 2010), conseguem reproduzir

os aspectos espaciais de grande escala associado ao SMAS (Quadro *et al.*, 2012). Entretanto, os estudos mostram que a qualidade da variável chuva das reanálises é inferior quando comparados a produtos de satélites e/ou pluviômetros em superfície (Quadro *et al.*, 2012; Carvalho *et al.*, 2012). A variabilidade de chuva na região tropical da América do Sul foi bem reproduzida ao utilizar-se conjuntos de dados baseados em informações de estações em superfície e/ou de sensores a bordo de satélites, dentre os quais pode-se destacar o *Climate Prediction Center* (CPC) (Xie e Zhu, 2010), que utiliza dados de estações meteorológicas interpolados na grade horizontal para gerar mapas diários de chuva, sendo utilizado como referência em diversos estudos (Ferreira e Gan, 2011; Quadro *et al.*, 2012; Carvalho *et al.*, 2012; Silva e Kousky, 2012).

Tendo em vista a alternância do sinal de chuva da monção de verão, caracterizada por períodos úmidos e períodos secos, e com o intuito de melhor entender a variabilidade climática das chuvas no continente sul-americano, o objetivo deste trabalho é avaliar os fluxos de umidade na escala sinótica durante a estação chuvosa do SMAS, estabelecendo padrões atmosféricos durante períodos ativos e inativos da monção.

Especificamente, são avaliados os fluxos de umidade do ponto de vista médio na estação chuvosa e seu ciclo diurno. Além disso, procurar-se-á quantificar o percentual de episódios de ZCAS que ocorrem dentro dos períodos ativos e inativos, no intuito de avaliar a correspondência entre esses períodos e a presença de ZCAS durante a monção de verão.

São utilizados neste estudo os dados do CFSR e do CPC para os meses de DJF no período entre 1980 a 2010, totalizando trinta verões. A identificação dos períodos ativos e inativos será baseada no cálculo do Índice Regional da Monção (*Monsoon Regional Index* - MRI), como adaptação da metodologia utilizada em Krishnamurty e Shukla (2000, 2007 e 2008). A formulação do fluxo de umidade integrado verticalmente será tal qual apresentada em Satyamurty *et al.* (2013).

No segundo capítulo, apresenta-se uma revisão bibliográfica sobre os temas pertinentes à pesquisa, onde são apresentados o ciclo anual e a variabilidade climática intrassazonal associada ao SMAS, caracterizando os períodos ativos e inativos da monção, e, por fim, o fluxo de umidade em grande escala na América do Sul, descrevendo os principais caminhos percorridos pelo conteúdo de vapor d'água. O terceiro capítulo mostra os tipos de dados utilizados, explicitando as suas características principais (fonte e resoluções espacial e temporal), e com a metodologia empregada para análise dos dados, tais como o método de identificação dos períodos ativos e inativos e a formulação do fluxo

de umidade. No quarto capítulo constam os resultados produzidos durante a pesquisa, dividido em quatro tópicos principais, sendo o primeiro relativo a identificação (ocorrência) dos períodos ativos e inativos; o segundo, a análise do comportamento das variáveis atmosféricas; o terceiro, a avaliação do fluxo de umidade e sua relação com a precipitação climatológica e; o quarto, associação da variabilidade intrassazonal da monção na América do Sul com a ocorrência de ZCAS. O quinto capítulo reúne as conclusões que puderam ser obtidas através da análise dos resultados. Por fim, o sexto capítulo mostra as referências bibliográficas desta pesquisa.

## CAPÍTULO II

### REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 2.1 - Climatologia de precipitação na América do Sul

O padrão dos ventos ao redor do planeta é resultado do aquecimento latitudinal diferenciado, da distribuição assimétrica dos oceanos e continentes e das características da superfície, como topografia, tipo de superfície (água, gelo ou terra) e vegetação, tendo como resposta a circulação geral da atmosfera.

A América do Sul apresenta características diversas, com regimes climáticos variando entre o tropical, subtropical e o extratropical. O continente é banhado pelos Oceanos Pacífico e Atlântico, que são responsáveis pela regulação do clima. O relevo apresenta variações diversas, onde é possível destacar a presença da Cordilheira dos Andes, uma cadeia montanhosa que se estende meridionalmente sobre a costa ocidental da América do Sul, com influência direta na distribuição das massas de ar. Outro fator determinante do clima é a floresta tropical amazônica, que reutiliza a umidade atmosférica proveniente dos oceanos adjacentes e ocasiona elevados totais pluviométricos na região. Os regimes pluviométricos variam significativamente de uma região para outra, indo desde áreas desérticas, como os arredores do deserto do Atacama no Chile, até partes onde os totais pluviométricos são regularmente distribuídos durante todo o ano, como a Região Sul do Brasil.

Reboita *et al.* (2010) mostraram que a não homogeneidade climática do continente sul-americano é função de sua grande extensão latitudinal e das variadas formas de relevo que favorecem o desenvolvimento e a atuação de diferentes sistemas atmosféricos. Através da análise visual de histogramas de precipitação, os autores compilaram um total de oito regiões distintas quanto ao ciclo anual das chuvas, atribuindo a estas regiões os processos atmosféricos responsáveis pelos acumulados pluviométricos. Os autores mostraram que a região mais chuvosa da AS é o noroeste do Brasil, onde está inserida grande parte da Bacia Amazônica, cuja precipitação em média é superior a 2450 mm/ano. As áreas mais secas do continente estão na região central da costa oeste da AS (Chile e Peru) e o sul da Argentina com precipitação inferior a 350 mm/ano. O nordeste do Brasil também é uma região relativamente seca com precipitação média anual inferior a 700 mm. O máximo de precipitação migra da Região Centro-Oeste do Brasil (próximo de 15° S), durante o verão,

para o norte do equador ( $\sim 5^\circ$  N) durante o inverno austral, e a área com maior total de precipitação decresce bastante durante a transição do verão para o inverno. A região que se estende do noroeste ao sudeste do Brasil incluindo ainda o Equador e norte do Peru, apresenta variabilidade sazonal da precipitação caracterizada por um período muito chuvoso e outro muito seco, com totais pluviométricos máximos no verão e mínimos no inverno. Tal alternância na escala anual entre um regime chuvoso e outro seco é característico de um sistema monçônico.

## 2.2 - Monção: definição clássica

Um sistema de monção pode ser definido pela inversão sazonal do vento nos baixos níveis da troposfera, ocasionando verões chuvosos e invernos secos, em função do aquecimento diferenciado entre continente e oceano devido a diferente capacidade de retenção de calor entre ambos (Moran e Morgan, 1986). Sua ocorrência está confinada nas regiões tropicais e subtropicais do planeta, onde é possível destacar a região da Índia e da África subsaariana. A Figura 2.1 ilustra a circulação em baixos níveis para a região sul-asiática dado o aquecimento diferenciado entre mar e terra.

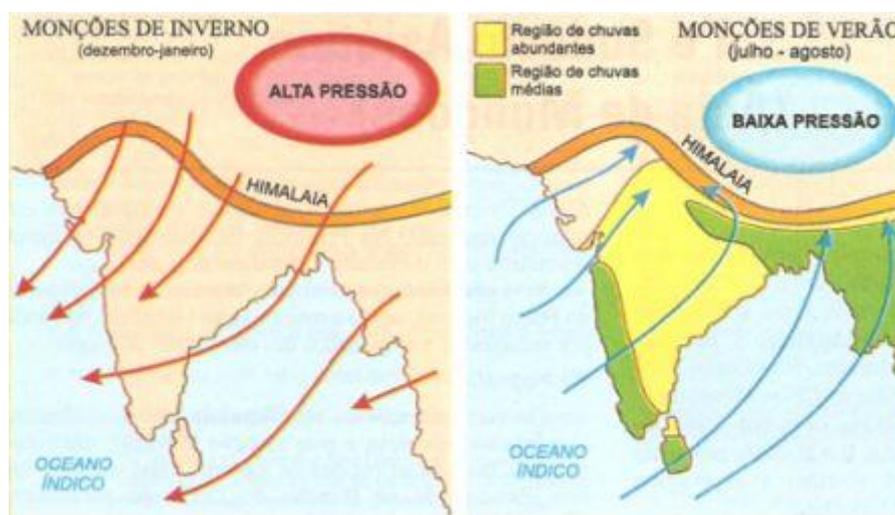


Figura 2.1 – Esquema ilustrativo da monção clássica na região da Índia. A figura da esquerda mostra a monção de inverno (entre dezembro e janeiro) e a da direita, a de verão (entre julho e agosto). Fonte: <http://www.coladaweb.com/geografia/continentes/asia-de-moncoes>.

Moran e Morgan (1986) apresentaram um modelo conceitual no qual durante os meses mais quentes do ano, um sistema de baixa pressão forma-se sobre o continente e

gera um gradiente horizontal de pressão, fazendo com que o ar úmido proveniente do oceano aqueça e ascenda sobre o continente. Em seguida, o ar se resfria em um processo adiabático e ocorre a condensação do vapor d'água, formando nuvens e, por conseguinte, precipitação. Em níveis superiores, o ar diverge e descende sobre o oceano em uma superfície relativamente fria, fechando a circulação zonal da monção. Tal descrição assemelha a monção de verão (inverno) a uma circulação de brisa marítima (terrestre) em grande escala.

### **2.3 - Sistema de Monção da América do Sul (SMAS)**

A existência de um regime climático de monção na América do Sul foi deveras questionada em função da circulação atmosférica de baixos níveis não apresentar mudança significativa na direção dos ventos entre as estações seca e chuvosa. Ramage (1971) atribuiu tal ausência ao estreitamento da América do Sul em sua parte extratropical, que limitaria a área onde as altas polares estacionárias ou os ciclones térmicos poderiam se formar, e a persistência da ressurgência ao longo da costa oeste do continente, que manteria a temperatura da superfície do mar mais baixa que a temperatura do ar do continente durante o ano todo.

Posteriormente, Zhou e Lau (1998) afirmaram que a região central da América do Sul possui grande parte das características de uma circulação de monção, uma vez que durante o verão é possível identificar a circulação de grande escala associada à monção. Os mesmos autores mostraram, através do estudo da evolução sazonal de variáveis atmosféricas, que tal reversão dos ventos somente é vista quando a média anual é removida, caracterizando assim o regime monçônico associado ao forte aquecimento diabático centrado no Altiplano Boliviano. Na Figura 2.2 ilustra-se a reversão do sinal sazonal do escoamento na baixa troposfera, representado pelo nível de 900 hPa. A Figura 2.2a indica regime de ventos com componente norte que fluem ao longo da cordilheira dos Andes. Já a Figura 2.2b, há um escoamento predominantemente de sul para a mesma região, ressaltando o contraste entre as duas estações do ano (inverno seco e verão chuvoso).

Mechoso *et al.* (2005) também confirmaram tal resultado, indicando que a massa continental, a orografia e a temperatura da superfície do oceano definem as características da monção na América do Sul.

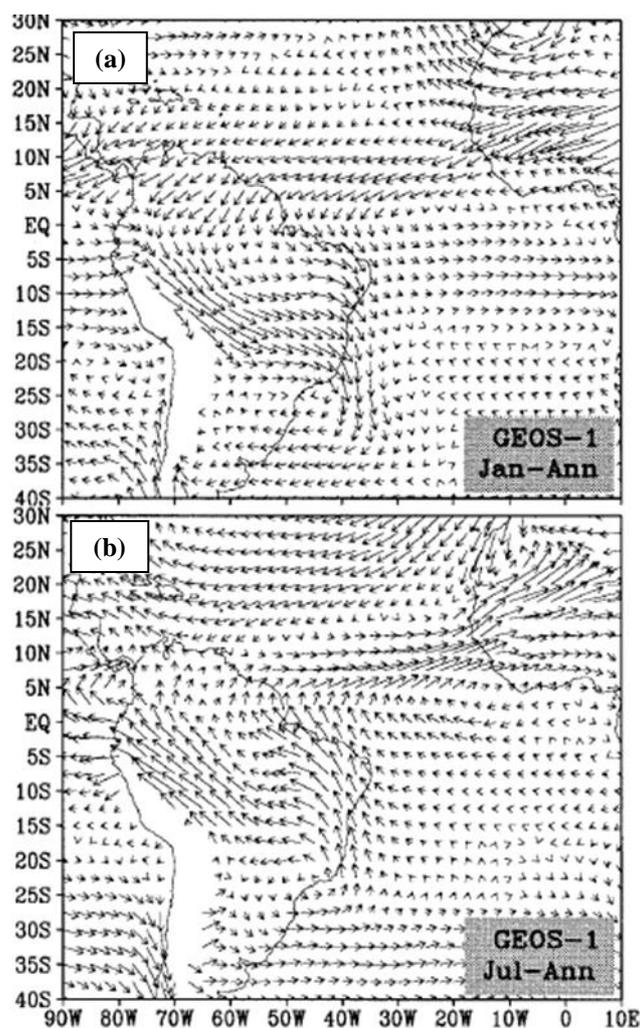


Figura 2.2 – Anomalia do vento em 900 hPa para o mês de (a) janeiro e (b) julho. Fonte: adaptado de Zhou e Lau (1998).

## 2.4 – Variabilidade climática

Ferreira (2013) mostra que a região do SMAS sofre influência de uma variedade de fenômenos de diferentes escalas de tempo e contribui para uma elevada variabilidade da precipitação sobre a região. De maneira ampla, o SMAS apresenta variabilidade climática em diversas escalas temporais, como ilustrado no fluxograma da Figura 2.3, onde foram reunidos alguns dos autores que contribuíram para o estudo da monção na América do Sul.

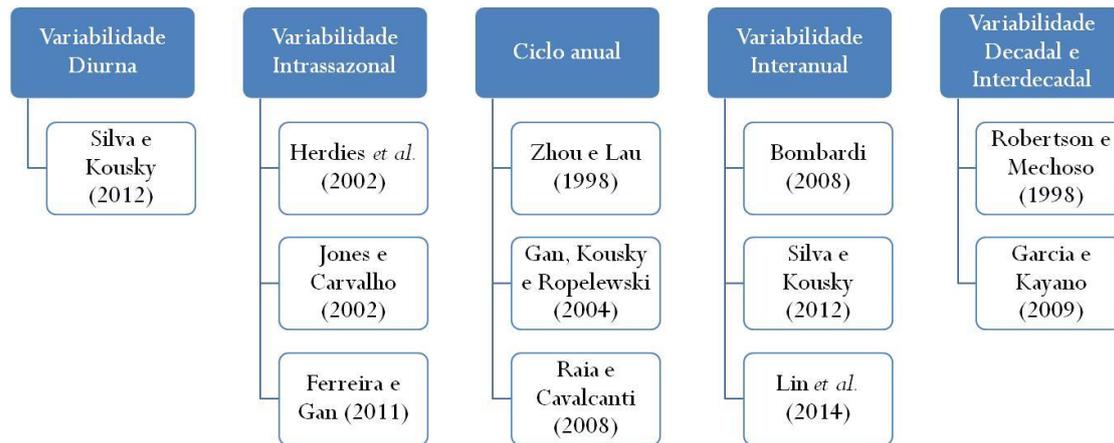


Figura 2.3 - Fluxograma da variabilidade climática nas diversas escalas temporais do SMAS.

### 2.4.1 - Variabilidade diurna

Silva e Kousky (2012), ao revisarem diversos aspectos do SMAS, apresentaram as características do ciclo diurno da atividade convectiva durante o verão na AS, com base em dados de precipitação. Os autores puderam identificar um máximo entre o final da tarde e o início da noite (entre 1800 e 2100Z) na chuva sobre os Andes e no planalto central e leste brasileiro; um máximo no final da madrugada (entre 0600 e 0900Z) sobre as áreas a leste dos Andes (oeste da Argentina, Bolívia central e oeste do Paraguai); e um máximo durante a manhã (entre 1200 e 1500Z) no Oceano Atlântico nas vizinhanças da posição climatológica da ZCAS.

### 2.4.2 - Variabilidade intrassazonal: períodos ativos e inativos

O SMAS pode ser considerado como o maior fenômeno responsável pela variabilidade anual da chuva na América do Sul, em função da alternância entre os meses mais secos, estendendo-se de abril a setembro, com os meses mais chuvosos, de outubro a março. Contudo, o período chuvoso também apresenta alternância no sinal da chuva (Herdies *et al.*, 2002; Jones e Carvalho, 2002; Carvalho *et al.*, 2002; Arraut e Satyamurty, 2009; Gan *et al.*, 2009; Ferreira e Gan, 2011; Carvalho *et al.*, 2011), sendo composto por uma sequência de períodos ativos e inativos, cuja intensidade e frequência variam de ano para ano.

Dados observacionais de vento em baixos níveis evidenciam a variabilidade intrassazonal da atividade convectiva na América do Sul tropical, estando a ocorrência de períodos ativos e inativos da convecção, dentro da estação chuvosa, bem correlacionados com a reversão sazonal dos ventos na baixa troposfera (Carvalho *et al.*, 2002; Jones e Carvalho, 2002).

Jones e Carvalho (2002) examinaram as variações intrassazonais na circulação de ventos em baixos níveis na Amazônia e seus efeitos nas fases ativas e inativas do SMAS. Os autores utilizaram médias diárias de radiação de onda longa emergente (ROLE), dados da reanálise do NCEP/NCAR e dados em grade de precipitação provenientes de estações no Brasil no período de 01/11 a 28/02 para os anos de 1980 a 1999. A anomalia de direção do vento, referente à banda temporal de 10 - 70 dias, no estado de Rondônia, foi utilizada como critério para classificar períodos nos quais o regime de ventos em baixos níveis era de oeste (W) e leste (E).

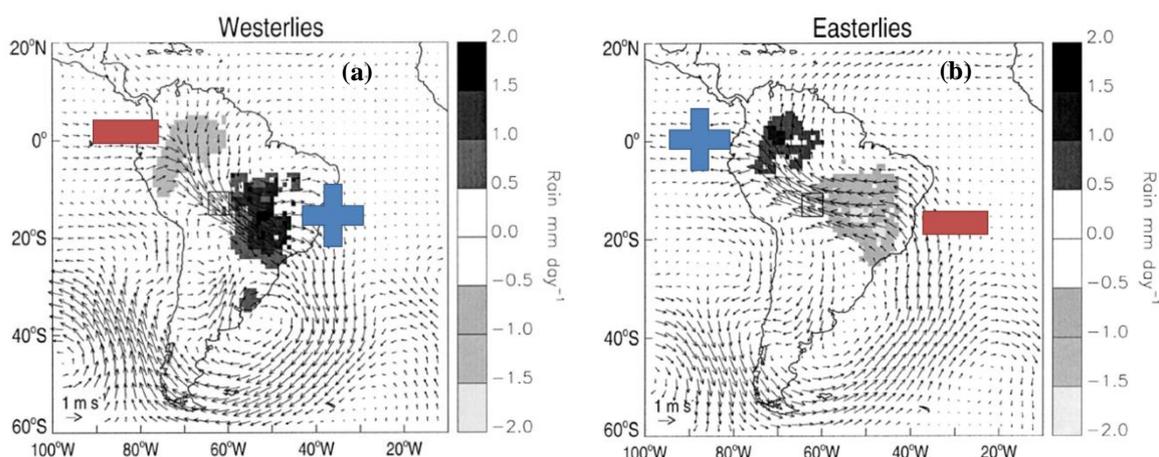


Figura 2.4 - Composição de anomalias do vento (850 hPa) e chuva na escala intrassazonal (10 a 70 dias) para: (a) regime de vento de oeste, indicando períodos ativos, e (b) regime ventos de leste, indicando períodos inativos. Em ambas as figuras, o sinal positivo (negativo) indica precipitação acima (abaixo) da média. Fonte: adaptada de Jones e Carvalho (2002).

A Figura 2.4 ilustra a composição das anomalias de vento no nível de 850 hPa e chuva na escala intrassazonal (10 a 70 dias) para regime de vento de oeste (Figura 2.4a), indicando períodos ativos, e regime ventos de leste (Figura 2.4b), indicando períodos inativos. As composições do vento de oeste mostraram que anomalias de vento em baixos níveis cruzavam o equador na direção sul e fechavam em uma circulação ciclônica anômala na costa da Argentina e Uruguai. Áreas de intensa convecção e chuva foram

observadas nas porções central e sudeste do Brasil. Convecção inibida é observada sobre o Altiplano Boliviano e norte da América do Sul. Em contrapartida, no regime dos ventos de leste, padrões opostos são observados na circulação de baixos níveis, convecção e anomalias de chuva. A duração dos períodos ativos (regimes W) e períodos inativos (regimes E) são similares, com valores medianos de 4 a 5 dias respectivamente.

Gan *et al.* (2004) mostraram que a Região Centro-Oeste experimenta períodos secos e úmidos dentro da estação chuvosa. Os períodos úmidos estão associados com escoamento de noroeste e oeste a leste dos Andes em baixos níveis que converge na região do Centro-Oeste. Por outro lado, períodos secos estão associados com intensificação do escoamento de noroeste sobre o Paraguai e norte da Argentina, e anomalias de ventos de leste sobre o Brasil central.

Gan *et al.* (2009) identificaram que períodos chuvosos (secos) estão associados a ventos zonais de oeste (leste) em baixos níveis. Os autores também atribuíram a ocorrência de períodos secos no Brasil Central a intensificação do Jato de Baixos Níveis (JBN) a leste dos Andes, que transporta a umidade para o norte da Argentina e Paraguai.

Ferreira e Gan (2011) determinaram os períodos ativos e inativos do SMAS a partir do cálculo do *Monsoon Rainfall Index* (MRI) durante os três meses mais úmidos do ano (DJF) para um período de 30 anos (1978/1979 - 2007/2008). A ocorrência das fases ativas e inativas foi maior em períodos mais curtos (5 dias). Os autores mostraram através da análise de composições de precipitação para os casos ativos que o padrão é similar a média de chuva do verão. No caso da circulação dos ventos, foi encontrado um escoamento de noroeste vindo do oeste da Amazônia até o sudeste do Brasil. Também se observou que durante a fase ativa (inativa), há uma intensa (fraca) convergência do fluxo de umidade sobre a Bacia Amazônica, a Região Sudeste e o Centro-Oeste do Brasil. A intensa convergência do fluxo de umidade sobre essas regiões durante os períodos ativos se apresenta como uma configuração típica da ZCAS.

### **2.4.3 - Ciclo anual**

A existência de duas estações bem definidas, uma seca (inverno) e outra chuvosa (verão), que caracteriza o regime climático de monção na AS, pode ser observada nos estudos de Gan *et al.* (2004) e Silva e Kousky (2012).

Gan *et al.* (2004) identificaram a existência de duas estações, uma úmida e outra seca, com 7 e 5 meses de duração respectivamente, onde os autores mostraram que aproximadamente 90% do total anual da chuva estava compreendido entre os meses de outubro a abril, sendo os meses de verão (DJF) os de taxas maiores que 8 mm/dia.

Silva e Kousky (2012), ao realizarem uma análise sazonal da precipitação no período 1979-2006, confirmaram a existência de duas estações bem definidas entre o equador e 25°S: uma seca no inverno (JJA) e outra úmida no verão (DJF). Os resultados mostraram como as partes leste e central do território brasileiro e dos Andes (12°S – 32°S) recebem mais de 50% do total anual de precipitação durante o verão, ao passo que as mesmas regiões recebem menos de 5% durante o inverno.

Diversos autores contribuíram com a descrição da circulação atmosférica durante as diferentes fases da monção na América do Sul.

Zhou e Lau (1988) caracterizaram o ciclo anual da monção através do escoamento atmosférico durante o período do verão e inverno austrais. Durante o verão, o escoamento de nordeste em baixos níveis, associado à Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN), penetra na região tropical da América do Sul, e o vento em baixos níveis passa de nordeste para noroeste, devido a conservação de vorticidade absoluta e ao efeito topográfico da Cordilheira dos Andes. Assim, o escoamento converge na região central da América do Sul, onde se encontra a baixa térmica do Chaco. No inverno austral, o escoamento em baixos níveis torna-se oposto. Ainda existe a contribuição de um segundo fluxo de umidade, proveniente da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), apresentado por Kodama (1992, 1993), que será discutido mais adiante.

De maneira geral, a monção é função do gradiente de temperatura apenas no início da estação chuvosa (Lain e Evans, 2011). Gan *et al.* (2004), utilizando pântadas (médias de cinco dias) de precipitação e dados de circulação atmosférica da reanálise do NCEP/NCAR, mostraram que o aquecimento durante o período que antecede a estação chuvosa atua para desestabilizar a atmosfera e criar uma reversão no gradiente térmico nas baixas latitudes, que por sua vez gera mudança no sinal do cisalhamento vertical do vento zonal. Uma análise da estrutura vertical do vento zonal médio sobre a região núcleo da monção (região central do Brasil) revela que antes do início da estação chuvosa os ventos de leste prevalecem na baixa troposfera (até 600 hPa) e ventos de oeste prevalecem em altos níveis com velocidade máxima na camada entre 200 e 150 hPa. Durante a estação chuvosa, a estrutura vertical do vento zonal é oposta aos meses de inverno (JJA). Há um

rápido aumento da chuva no período da primavera (SON) e um rápido decréscimo em abril, representando o início e o final da estação úmida.

Raia e Cavalcanti (2008) analisaram algumas características da circulação atmosférica durante o início e o fim da estação chuvosa. No início da primavera, a ASAS está deslocada para leste, o que pode ser visto na redução de pressão sobre o continente e na intensidade e direção do escoamento zonal sobre as regiões tropicais e subtropicais. O fluxo de umidade de norte a leste dos Andes passa a noroeste, trazendo umidade para as regiões central e sudeste do Brasil. Neste período, a Alta da Bolívia, em altos níveis, se estabelece e um intenso movimento ascendente é observado na direção NW/SE sobre o continente. Em meados do outono, ocorre um aumento da pressão atmosférica sobre o continente, onde um intenso fluxo de umidade de leste é direcionado para a região Amazônica. Há uma redução no escoamento de norte/noroeste sobre o extremo norte da América do Sul/leste dos Andes e o movimento ascendente gradualmente diminui sobre as regiões central e sudeste do Brasil.

Gan *et al.* (2009) indicaram que o desenvolvimento do SMAS começa durante a primavera, com o aumento da convecção sobre o noroeste da Bacia Amazônica em meados de setembro, quando avança para o Sudeste até atingir a longitude de 048°W em novembro. A precipitação máxima ocorre durante o verão (dezembro a fevereiro) com o desenvolvimento de convecção profunda sobre a maior parte da região tropical da América do Sul. A fase de decaimento da monção começa no final do verão, quando a convecção se desloca gradualmente para o equador.

Silva e Kousky (2012) também apresentaram extensa descrição sobre o SMAS, discutindo aspectos do regime de precipitação que ocorre na região tropical e subtropical do continente sul-americano. Ao descreverem o ciclo anual da convecção entre 30°N e 30°S através de dados de radiação de onda longa emergente (ROLE), os autores observaram que a convecção profunda aumentava sobre o oeste da Bacia Amazônica em setembro e expandia-se para sul e sudeste atingindo a parte central do Brasil em outubro e a Região Sudeste no mês de novembro. A intensidade máxima da convecção sobre a região central do Brasil foi vista durante o período de dezembro a março. Essas características moviam-se para o norte e enfraqueciam durante os meses de abril e maio, na medida em que a monção de verão perdia força, marcando assim a transição para condições mais secas sobre a América do Sul subtropical.

A duração da monção de verão foi discutida extensivamente em estudos prévios, onde a variação sazonal do SMAS foi avaliada através das datas de início, de fim e da duração total da estação chuvosa.

Gan *et al.* (2004) notaram que, em um período de 21 anos de dados, o início, o fim e a duração de cada estação chuvosa na região central da América do Sul apresentava forte variabilidade interanual, similar a outras regiões monçônicas. Os autores mostraram que a estação chuvosa se inicia na Região Centro-Oeste do Brasil seguindo o período em que a temperatura está em seu máximo sazonal, não iniciando antes da pênstada centrada em 15 de setembro e nem depois da pênstada de 14 de novembro. O término não ocorre antes da pênstada centrada em 3 de abril e nem depois da pênstada centrada em 3 de maio, totalizando uma duração de, no mínimo, 30 pênstadas (150 dias) e, no máximo, 44 pênstadas (220 dias). Em média, o início ocorre na pênstada centrada em 15 de outubro, termina em 18 de março e a duração é de 38 pênstadas (190 dias). Também foi observado que o início da estação chuvosa possuía uma maior variabilidade do que seu fim, atribuindo tal fato aos sistemas dinâmicos de escala sinótica, tais como os sistemas frontais.

Resultados similares foram encontrados nas análises climatológicas de Raia e Cavalcanti (2008), onde o final do mês de outubro e o final do mês de março correspondiam ao início e fim da estação chuvosa da monção na América do Sul, respectivamente. Os autores mostraram que os sistemas frontais contribuem para o abaixamento da pressão, mudança na direção dos ventos e aumento da umidade do solo antes do início da fase úmida da monção. Também mostraram que cavados de baixa frequência estabelecem condições favoráveis ao início da monção de verão, enquanto que a incursão de cristas de baixa frequência indica um início tardio das chuvas.

Carvalho *et al.* (2012) mostraram que o período médio de início da estação chuvosa ocorre entre últimos dez dias de outubro quando representado pelos dados de estações pluviométricas e de satélite, ao passo que, quando representadas pelas reanálises, a estação chuvosa tem seu início a partir da segunda semana de novembro. A duração média do SMAS (cerca de 180 dias) concorda razoavelmente entre os dados de satélite e de pluviômetros, sendo mais curta e mais variável nas reanálises. Os dados foram avaliados em suas resoluções originais e interpolados para uma grade de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ , entretanto os resultados indicam que a diferença na resolução do dado não explica as discrepâncias na evolução anual do SMAS encontrada em outras avaliações do mesmo estudo, especialmente entre as reanálises e os outros conjuntos de dados.

#### **2.4.4 - Variabilidade interanual**

Quanto à variabilidade interanual das chuvas na América do Sul, alguns autores estabeleceram a relação da monção de verão com as fases positiva (El Niño) e negativa (La Niña) do fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS).

Bombardi (2008) verificou que os eventos de El Niño (La Niña) tendem a atrasar (adiantar) o início das monções de verão sobre o norte e oeste da Amazônia e sobre o centro-sudeste do Brasil.

Silva e Kousky (2012) mostraram que o padrão espacial de anomalia de precipitação na composição dos eventos de El Niño indicou chuva abaixo da média nas partes central e leste da Amazônia e sobre o nordeste brasileiro e excesso de chuva na Região Sul do Brasil. Por outro lado, os episódios de La Niña apontaram chuvas acima da média sobre o norte do Brasil e seca na Região Sul.

Um estudo mais recente de Lin *et al.* (2014) revelou, através de dados de reanálise, que a precipitação da monção global apresentou uma tendência de aumento durante o período de 1979 a 2011 juntamente com uma forte variabilidade interanual. Sobre a duração da monção na AS, Rao *et al.* (1996) mostraram que há um aumento de 7 dias por década na duração da estação chuvosa da monção.

#### **2.5 - Transporte de umidade em grande escala**

Sabe-se que o clima de determinada região depende, dentre outros fatores, do ciclo hidrológico presente no local. A quantidade de vapor d'água (umidade) que origina a precipitação local é proveniente de duas fontes: transporte de vapor de água oriundo de outras regiões e o vapor de água que é produzido pela evaporação na superfície na própria região.

O transporte de umidade (primeiro fator) diz respeito às variações de umidade por meio de movimentos horizontais de massas de ar, dado pela circulação de ventos. Já o segundo fator, é o resultado dos processos hidrológicos locais, principalmente associados à disponibilidade de umidade no solo e da capacidade de evaporação através das plantas (evapotranspiração). No caso de uma superfície continental, a evaporação ocorre no solo,

em corpos d'água (por ex., rios e lagos) e por meio da evapotranspiração (perda de água da planta por transpiração).

A reciclagem de precipitação se define como porcentagem da água da chuva numa determinada região que provém da evaporação/evapotranspiração na mesma região. A estimativa da reciclagem de precipitação, isto é, da parcela da precipitação numa determinada região proveniente da água evaporada localmente, fornece uma medida do potencial para interações entre a superfície continental e a atmosfera regional.

A disponibilidade de vapor d'água na atmosfera é essencial para determinar as condições atmosféricas de determinada região. Durante o verão austral, a porção tropical do continente sul-americano recebe umidade dos Oceanos Atlântico Norte e Sul para alimentar os sistemas convectivos que ocorrem na Bacia Amazônica e eventualmente se propagam para latitudes mais altas (Satyamurty *et al.*, 2013).

O SMAS é composto por diversos sistemas precipitantes, tais como a ZCIT e a ZCAS, que contribuem para a variabilidade climática das chuvas em grande escala observada no continente. A ZCAS está inserida na definição de Zonas de Convergências Subtropicais (ZCST), de acordo com Kodama (1992). As ZCST são regiões de intensa precipitação, quase estacionárias, que se formam ao longo de jatos subtropicais em altos níveis e a leste de cavados semi-estacionários em altos e médios níveis. O estudo revelou que a taxa de evaporação ao longo da zona de convergência é muito menor que a taxa de precipitação, concluindo que a manutenção das chuvas é feita pelo transporte de umidade através dos ventos da baixa troposfera. Para a formação de tais regiões, é necessário que haja convergência de dois fluxos principais de umidade: o primeiro é proveniente da borda oriental dos sistemas de alta pressão em superfície que contorna as ZCST, enquanto o segundo flui ao longo da própria ZCST.

No caso da América do Sul, o primeiro fluxo de umidade citado em Kodama (1992) corresponde ao Oceano Atlântico e serve de fonte principal de umidade para a ZCAS, pois a evaporação local é insuficiente para fornecer toda umidade para o total de precipitação gerada na região da ZCAS (Satyamurty *et al.*, 1998; Quadro *et al.*, 2012). Já para o segundo fluxo de umidade, é necessário entender como o mesmo viaja através do continente sul-americano através dos rios voadores.

Satyamurty *et al.* (2013) define o termo “rio voador” como a confluência do escoamento de fluxo de umidade integrado verticalmente que conecta uma região fonte-sumidouro de umidade atmosférica. No caso da AS, há um rio voador climatológico que

transporta a umidade proveniente do Oceano Atlântico tropical em direção a bacia Amazônica, alimentando a convecção nesta.

Estima-se que a quantidade de vapor de água que é fornecida pela floresta amazônica pode ser igual ou maior que a ordem de grandeza da vazão do rio Amazonas ( $2 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$ ), em função da grande quantidade de vegetação (Projeto Rios Voadores - <http://riosvoadores.com.br>).

O ciclo da umidade tem início na floresta amazônica, que absorve o conteúdo de vapor d'água evaporado pelo Oceano Atlântico e que foi transportado pelos ventos alísios. Em seguida, a umidade é convertida em precipitação sobre a bacia Amazônica e, por evapotranspiração, é mandada de volta para a atmosfera.

Esse ciclo é conhecido como reciclagem do vapor d'água e persiste até o fluxo de umidade encontrar a barreira natural formada pela Cordilheira dos Andes, no lado oeste do continente. Dado o encontro, ocorre a precipitação de parte do conteúdo de vapor d'água nas encostas leste da cadeia de montanhas, formando as cabeceiras dos rios amazônicos. Como não há possibilidade da umidade atravessar a cordilheira, o fluxo é defletido rumo às regiões do Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil e aos países vizinhos. É justamente esse o segundo fluxo mencionado por Kodama (1992), no âmbito climatológico, que é responsável pela formação e manutenção das ZCST.

Rao *et al.* (1996) e Herdies *et al.* (2002) mostraram que há uma associação entre vento zonal e transporte meridional de umidade do Oceano Atlântico, passando pela região amazônica, até a região de convecção.

O balanço do fluxo de umidade integrado verticalmente foi examinado por Herdies *et al.* (2002), durante o experimento TRMM/LBA, onde o transporte de umidade dos trópicos para os extratropicos da América do Sul era mais eficiente durante o regime da ZCAS do que durante períodos de não atividade do fenômeno. Os autores estudaram a precipitação na América do Sul durante os meses de janeiro e fevereiro de 1999, encontrando dois regimes distintos nos ventos troposféricos de baixos níveis (de oeste e de leste) no estado de Rondônia durante um experimento de campo. Anomalias de ventos de oeste (leste) estavam associados com forte (fraca) atividade convectiva sobre a região de atuação da ZCAS. O período de estudo foi dividido em regimes de ZCAS e regimes sem ZCAS (NZCAS). Os fluxos de umidade integrados verticalmente sobre a América do Sul, obtidos com dados da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), mostraram que, durante o período de ZCAS (NZCAS), forte (fraca) convergência ocorria sobre a

Bacia Amazônica com divergência (convergência) sobre o sudoeste brasileiro, norte da Argentina e Paraguai (Figura 2.5).

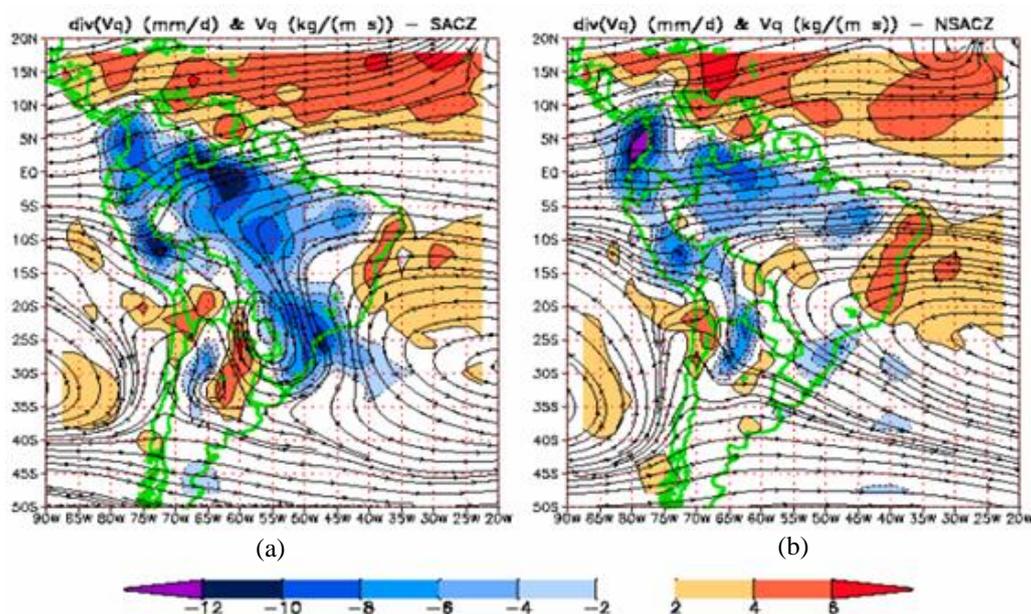


Figura 2.5 - Fluxo de umidade integrado verticalmente (linhas de corrente) e divergência do fluxo (sombreado) para períodos de (a) ZCAS e (b) NZCAS. A unidade do fluxo é de kg/(m.s) e da divergência é mm/dia . Fonte: Herdies *et al.* (2002).

A forte convergência nos casos de ZCAS poderia ser explicada tanto pela presença de ventos de sul na região norte da Argentina e Paraguai, associados à circulação ciclônica observada nessa região durante eventos ZCAS, quanto pela forte componente de norte dos ventos observada na região central da Amazônia. Já no caso dos eventos sem ZCAS, observou-se que o vento zonal na Região Sul da Amazônia poderia indicar o transporte meridional de umidade para a região monçônica.

A Figura 2.6 ilustra dois diagramas conceituais dos diferentes caminhos percorridos pelo fluxo de umidade em períodos de regimes de ZCAS e NZCAS. Durante o regime ZCAS (Figura 2.6a), intenso fluxo de umidade do Oceano Atlântico penetra na América do Sul e é canalizado numa corrente estreita e intensa em direção ao sudeste do Brasil e Oceano Atlântico. Forte convergência ocorre na Bacia Amazônica e no centro-oeste e sudeste brasileiros. Por outro lado, durante o regime NZCAS (Figura 2.6b), existem dois caminhos principais do transporte de umidade sobre a AS. O primeiro envolve o transporte para oeste da umidade proveniente do Oceano Atlântico equatorial, passando pela Bacia Amazônica, em direção ao Peru e ao Oceano Pacífico leste equatorial. Já o segundo, o

influxo de umidade que vem do Oceano Atlântico para o Brasil central e, em seguida, um intenso fluxo para o sul em direção ao sul e sudeste do Brasil. Este segundo fluxo é diretamente responsável por alimentar os sistemas convectivos de mesoescala no Paraguai e norte da Argentina.

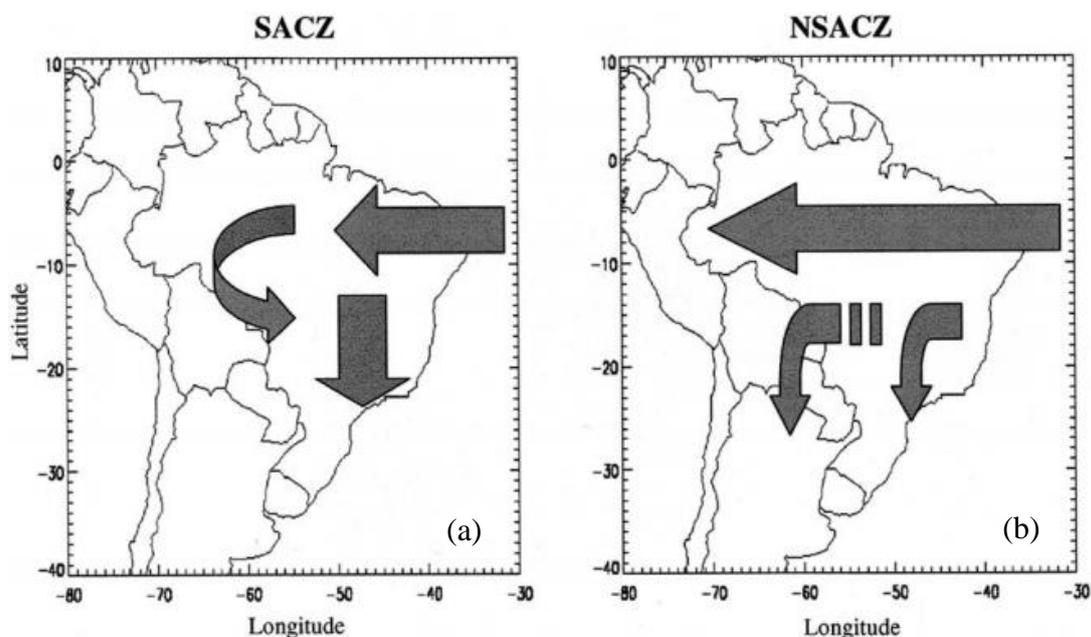


Figura 2.6 – Diagrama conceitual dos diferentes caminhos percorridos pelo fluxo de umidade documentados em períodos de (a) ZCAS e (b) NZCAS. Fonte: Herdies *et al.* (2002).

Mechoso *et al.* (2005), através da análise da circulação atmosférica associada a monção na América, mostraram que o jato de baixos níveis a leste dos Andes desempenha um papel importante no transporte de umidade da região amazônica (proveniente do Oceano Atlântico e reciclada na floresta) até a parte central da América do Sul que, por conseguinte, aumenta a convergência do fluxo de umidade e a precipitação na região da baixa térmica do Chaco. Soares e Marengo (2006) apontam que o JBN afeta o tempo e o clima nas regiões Sul e Sudeste do Brasil e no norte da Argentina, uma vez que este escoamento alimenta com umidade os sistemas convectivos de mesoescala típicos desta região.

Arraut (2008) apresentou as características e causas das chuvas nos subtropicais da América do Sul (AS) e do padrão continental de transporte de umidade no verão. Sob um ponto de vista climatológico, pela extensão da costa norte da AS até a região norte do Brasil, ingressa umidade vinda principalmente do Atlântico tropical norte. Por outro lado, a

maior parte da umidade que deixa aquela região oceânica dirige-se ao interior da AS, entrando por esta faixa da costa. Também foi observado que nos subtrópicos e extratropicais, a distribuição espacial do desvio padrão diário climatológico da componente meridional do transporte de umidade é notoriamente semelhante à do próprio módulo desta componente; ela é também semelhante ao padrão climatológico de chuvas, indicando que tanto o transporte de umidade quanto as chuvas recebem importante contribuição dos sistemas transientes, tais como as frentes frias.

Arraut e Satyamurty (2009) analisaram campos climatológicos de precipitação no período de dezembro a fevereiro e transporte de umidade integrado verticalmente para encontrar os principais caminhos no qual a umidade contribui para alimentar as regiões com grandes acumulados de chuva no Hemisfério Sul para essa época do ano. Os trópicos no Hemisfério Sul (20°S - 0°S) apresentaram grandes volumes de chuva e recebem ampla umidade dos alísios de norte, exceto no Pacífico Leste e no Oceano Atlântico. O escoamento que cruza o equador se mostrou particularmente importante para a chuva na Amazônia, estabelecendo o Atlântico Norte como a principal fonte de umidade para a floresta durante a estação chuvosa, como visto em outros estudos. Nos subtrópicos, a distribuição da precipitação se apresenta de forma bastante heterogênea. A média meridional de precipitação entre 35°S - 25°S é modulada pelo transporte de vapor d'água meridional através do círculo de latitude de 25°S, sendo maior onde transporte é de norte e menor onde é de sul. Na América do Sul, a leste dos Andes, a umidade que alimenta a precipitação entre 20°S e 30°S é proveniente da porção tropical dos Oceanos Atlântico Norte e Sul, enquanto que entre 30°S e 40°S a principal fonte é o Atlântico Norte depois de passar sobre a Floresta Amazônica. A curva do transporte meridional (através de 25°S) exibiu um duplo pico sobre a América do Sul e no oceano adjacente, que é também reproduzida pela curva de precipitação média. Tal fato corresponde aos dois máximos locais no campo bidimensional de transporte meridional: o corredor de umidade da Amazônia que se estende até as latitudes subtropicais do continente e o escoamento de umidade do Oceano Atlântico Sul tropical na porção subtropical da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Esses dois caminhos de intenso fluxo de umidade são os conhecidos rios voadores. Suas posições longitudinais são bem definidas. Os desvios anuais da climatologia para o escoamento de umidade e precipitação são bem correlacionados (0,75) para o pico continental, mas não para o pico oceânico (0,23). A estrutura dos dois máximos é produzida pelo efeito dos transientes na escala de tempo de dias.

Gan *et al.* (2009) mostraram que o transporte de umidade do Oceano Atlântico, associado a sua reciclagem sobre a floresta tropical, mantém a precipitação máxima sobre o Brasil central, favorecendo a formação da ZCAS durante os meses de verão. Durante o outono, o transporte de umidade em baixos níveis, proveniente do oeste da Amazônia, se enfraquece devido às frequentes incursões de ar seco e frio proveniente das latitudes médias sobre o interior da região subtropical da América do Sul. Os autores ainda indicaram a importância na mudança do fluxo de umidade verticalmente integrado na Região Centro-Oeste, que durante a estação seca é perpendicular a Cordilheira dos Andes (norte de 10°S) e, em torno de duas pântadas antes do início da estação chuvosa, começa a girar para sudoeste, favorecendo o transporte de umidade da Amazônia para o Centro-Oeste.

Carvalho *et al.* (2011) verificaram o transporte de umidade em escala de tempo intrassazonal sobre o continente e sobre a ZCAS durante a monção de verão da América do Sul. Os autores utilizaram a técnica de Funções Ortogonais Empíricas Combinadas (EOF<sub>c</sub>) para analisar dados de chuva do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP) e variáveis meteorológicas da reanálise do NCEP/NCAR, para identificar a variabilidade de grande escala associada a monção na América do Sul e a ZCAS. A primeira componente da EOF<sub>c</sub> foi utilizada como índice de grande escala para a monção na América do Sul (LISAM), ao passo que a segunda componente caracterizou a ZCAS (SACZ). O índice LISAM (SACZ) mostrou variância espectral na banda de 30 - 90 (15 - 20) dias e na banda maior de 10 a 100 dias. Anomalias úmidas intrassazonais foram definidas quando as anomalias dos índices LISAM e SACZ estavam acima do 75º percentil de suas respectivas distribuições. Os eventos úmidos de LISAM foram observados com amplificação de atividade da onda no Hemisfério Norte e intensificação do transporte de umidade de noroeste que cruza o equador sobre a porção tropical do continente sul-americano. Eventos intensos de ZCAS foram observados com transporte de umidade dos extratropicais do Hemisfério Sul. Ambos eventos úmidos de LISAM e SACZ estiveram associados com o transporte de umidade que cruza o equador em conjunção com o transporte de umidade do Atlântico Subtropical.

Morales e Yamasaki (2012) realizaram simulações numéricas para simular um evento de Zona de Convergência de Umidade (ZCOU), terminologia utilizada no ambiente operacional para alguns eventos de zona de convergência (Neto *et al.*, 2009), e encontraram correlações espaciais positivas entre os máximos de chuva e a convergência

do fluxo de umidade integrado verticalmente. Já Vieira *et al.* (2012), através da análise de 28 episódios de ZCAS ocorridos entre os verões de 1999 e 2010, mostraram que a convergência de umidade era cerca de 35% mais intensa do que a climatologia, na área de atuação.

## **CAPÍTULO III**

### **DADOS E METODOLOGIA**

#### **3.1 – Dados utilizados**

O estudo de fluxos de umidade na América do Sul requer uma definição dos conjuntos de dados de precipitação e de outras variáveis que possam caracterizar a circulação atmosférica. A seguir, é feita uma apresentação de alguns conjuntos de dados, procurando estabelecer aqueles que são mais adequados ao presente estudo.

##### **3.1.1 - Dados de precipitação na América do Sul**

As pesquisas que envolvem o estudo de fenômenos atmosféricos são dependentes da disponibilidade de dados que caracterizem e representem tais fenômenos de maneira realística. De maneira geral, a precipitação de determinada região é estudada com base em três tipos de dados: (1) radiômetros a bordo de satélites; (2) pluviômetros e (3) reanálises. A Tabela 3.1 resume alguns dos principais conjuntos de dados utilizados no estudo da variabilidade de precipitação na América do Sul.

Observa-se na Tabela 3.1 que os estudos climatológicos contam com dados de diversas resoluções temporais, indo desde médias mensais até valores diários de chuva. A resolução espacial também apresenta variação significativa entre os conjuntos de dados, indo de resoluções mais baixas de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  (como visto em Carvalho *et al.*, 2011) até resoluções mais altas de  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  (como visto em Vieira *et al.*, 2012). É válido ressaltar que a Tabela 3.1 não encerra os estudos sobre a variabilidade de precipitação no continente sul-americano, servindo apenas de ilustração para a presente pesquisa.

Tabela 3.1 – Algumas fontes de dados de precipitação na América do Sul.

<b>Artigo</b>	<b>Fonte</b>	<b>Resolução temporal</b>	<b>Resolução espacial</b>	<b>Período</b>
<b>Jones e carvalho (2002)</b>	ANEEL (Pluviômetros)	Diário	1,0° x 1,0°	17 verões (01/11 a 28/02) de 1980 a 1997
<b>Carvalho et al. (2004)</b>	ANEEL (Pluviômetros)	Diário	2,0° x 2,0°	16 anos (1979 – 1998) <sup>1</sup>
<b>Gan et al. (2004)</b>	ANEEL/CPC (Pluviômetros)	Diário	1,0° x 1,0°	19 anos (1979 – 1997)
<b>Arraut e Satyamurty (2009)</b>	GPCP (Satélite + Pluviômetros)	Média mensal	1,0° x 1,0°	21 verões (1981/82 – 2001/02)
<b>Carvalho et al. (2011)</b>	GPCP (Satélite + Pluviômetros)	Pêntada	2,5° x 2,5°	29 anos (1979 – 2007)
<b>Ferreira e Gan (2011)</b>	CPC (Pluviômetros)	Diário	1,0° x 1,0°	30 verões (1978/79 – 2007/08)
<b>Vieira et al. (2012)</b>	TRMM (Satélite)	Diário	0,25° x 0,25°	10 anos (1999 – 2010)
<b>Satyamurty et al. (2013)</b>	GPCC (Satélite + Pluviômetros)	Média mensal	NM <sup>2</sup>	25 anos (1986 – 2010)

<sup>1</sup> Maior período de amostragem.

<sup>2</sup> Não mencionado.

Alguns estudos mais recentes (Silva e Kousky, 2012; Carvalho *et al.*, 2012 e Quadro *et al.*, 2012) contribuíram no sentido de diferenciar os conjuntos de dados de precipitação disponíveis, apontando suas características, vantagens e desvantagens na utilização dos mesmos (Silva e Kousky, 2012; Carvalho *et al.*, 2012; Quadro *et al.*, 2012).

Silva e Kousky (2012) avaliaram os dados de chuva provenientes de reanálises, apresentando uma climatologia (1979 a 2000) da precipitação nos meses de verão (DJF), comparando cinco conjuntos de reanálises (CFSR, R1, R2, ERA40 e MERRA) com dados observacionais interpolados. O padrão espacial da precipitação obtido com o CFSR foi o que mais se assemelhou aos dados observacionais, indicando máximos de chuva estendendo-se do sul da região Amazônica até o Oceano Atlântico Sul (correspondente à posição climatológica da ZCAS) e não indicando um máximo errôneo sobre a Região Nordeste, como encontrado nas outras reanálises.

Carvalho *et al.* (2012) analisaram a variabilidade de precipitação durante o período característico da estação chuvosa do SMAS entre 1998 e 2008 com base em seis conjuntos

de dados provenientes de diversas fontes. Os dados de superfície foram representados pelo PSD ( $1,0^\circ \times 2,5^\circ$ ) e pelo CPC-uni ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ). Os dados de satélite eram provenientes do GPCP ( $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ ) e do TRMM ( $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ ). Por fim, o CFSR ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ) e MERRA ( $0,5^\circ \times 0,3^\circ$ ) perfaziam os produtos de reanálises. Os dados foram analisados tanto em suas resoluções originais, quanto numa grade comum de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ . Os resultados mostraram que todos os produtos representaram satisfatoriamente os padrões de grande escala do SMAS, com anomalias positivas de precipitação no Brasil Central (núcleo do SMAS) e negativas sobre o norte da América do Sul durante a estação chuvosa. No entanto, o início, o final e a duração da estação chuvosa foram consistentes apenas entre os produtos de satélite e de estações de superfície.

Quadro *et al.* (2012) realizaram uma análise climatológica da precipitação na região da ZCAS comparando cinco conjuntos de produtos de precipitação observada (SALDAS, CPC, CMAP, GPCP e GLDAS) com seis conjuntos de reanálises (MERRA, Era-Interim, Era 40, NCEP 1, NCEP 2 e CFSR) no período de 1979 a 2007. Todos os conjuntos de dados foram analisados na grade espacial de  $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ . A escolha por mais de um produto de precipitação observada se deu em função do fato do Brasil Central (núcleo do SMAS) possuir poucos registros históricos de dados pluviométricos, o que poderia prejudicar o processo de interpolação dos dados. Os resultados principais indicaram que os produtos de precipitação estiveram bem correlacionados com o conjunto de referência (*Climate Prediction Center - CPC*) e somente o CFSR possuía correlações próximas aos produtos de precipitação.

### **3.1.2 – Dados do *Climate Prediction Center* (CPC)**

O CPC é um dos centros nacionais para previsões ambientais dos EUA, estando vinculado a Serviço Meteorológico Nacional da NOAA. De maneira geral, os produtos disponibilizados por este órgão estão relacionados ao monitoramento do clima em escala global e previsões operacionais da variabilidade climática.

No caso da chuva, os campos horizontais de chuva são baseados em dados diários gerados por uma rede de pluviômetros sobre regiões continentais do planeta. O controle de qualidade é realizado por meio de comparações com registros históricos e informações independentes a partir de medições em estações próximas, observações de radar/satélite simultâneos, bem como as previsões de modelos numéricos. Após o controle de qualidade,

as observações das estações são interpoladas para criar campos de precipitação diária. A análise diária é construída sobre uma grade de  $0,125^\circ \times 0,125^\circ$  (latitude/longitude) sobre o continente e projetado em uma grade de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  (latitude/longitude) sobre o domínio global para um período de 1979 até o presente (Xie e Zhu, 2010). Este conjunto de dados tem dois componentes: a "versão retrospectiva", que utiliza cerca de 30 mil estações e se estende de 1979 a 2005 e a "versão em tempo real", que utiliza 17 mil estações e se estende de 2006 até hoje. A qualidade da informação varia de acordo com a análise da densidade da rede de pluviômetros (de baixa qualidade sobre a África tropical e a Antártica). A definição do tempo de término para o acúmulo diário difere de país para país, podendo haver descontinuidade nos campos analisados através das fronteiras nacionais.

Em função da grande quantidade de autores na literatura (Gan *et al.*, 2004; Ferreira e Gan, 2011; Quadro *et al.*, 2012 e Carvalho *et al.*, 2012) já utilizarem o conjunto de dados do CPC como referência em dados de precipitação, optou-se por também utilizá-lo como fonte de dados para o presente estudo. O período dos dados utilizados vai de 1981 a 2010, englobando apenas os meses de verão (DJF). Os valores médios de precipitação são diários e a resolução horizontal dos dados é de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  (latitude por longitude).

### **3.1.3 – Dados do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR)**

O CFSR (Saha *et al.*, 2010) é a terceira geração de reanálises produzida pelo NCEP/NOAA e foi desenvolvido para fornecer a melhor estimativa do estado do sistema integrado atmosfera-oceano-terra superfície-mar gelo. Esta reanálise se destaca em relação aos produtos anteriores por possuir maior resolução vertical e horizontal, realizar simulações em um sistema acoplado e assimilar dados históricos das radiâncias de satélites (Higgins *et al.* 2010; Saha *et al.* 2010; Silva *et al.*; 2011).

A circulação atmosférica (escoamento em 850 hPa/200 hPa e fluxo de umidade verticalmente integrado) foi analisada utilizando-se os dados do CFSR por ser a reanálise com melhor representatividade da atmosfera (Carvalho *et al.*, 2012; Quadro *et al.*, 2012; Silva e Kousky, 2012). Os campos atmosféricos aqui representados utilizam as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento horizontal e a umidade específica (q)<sup>1</sup>. O período utilizado é o mesmo para os dados de precipitação (1980 a 2010) nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro. Foi verificado uma falha nos dados de umidade específica entre 04/02/2016 a 16/02/2016. Este período foi removido dos cálculos.

## 3.2 – Metodologia

### 3.2.1 – Cálculo do fluxo de umidade

Uma série de definições foi apresentada nos estudos de Satyamurty *et al.* (2013) para o cálculo do fluxo de umidade e suas componentes. O presente trabalho faz uso dessas expressões matemáticas, constando na Tabela 3.2 as definições de cada termo que será utilizado nos cálculos.

Tabela 3.2 – Formulação do fluxo de umidade com base em Satyamurty *et al.* (2013).

	EXPRESSÃO	DESCRIÇÃO	UNIDADE
3.1	$\overline{FU} = (QU, QV)$	Fluxo de umidade integrado verticalmente (FUIV)	kg.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup>
3.2a	$QV = \frac{1}{g} \int_{1000}^{300} q \cdot v \cdot dp$	Componente meridional do FUIV	kg.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup>
3.2b	$QU = \frac{1}{g} \int_{1000}^{300} q \cdot u \cdot dp$	Componente zonal do FUIV	kg.m <sup>-1</sup> .s <sup>-1</sup>
3.3	$\text{div}(FU) = \frac{d}{dx}(QU) + \frac{d}{dy}(QV)$	Divergência do FUIV	kg.m <sup>-2</sup> .s <sup>-1</sup>
3.4a	$FN = - \int_{lon_1}^{lon_2} QV \cdot dy$	Fronteira norte da integração da componente meridional do FUIV	kg.s <sup>-1</sup>
3.4b	$FE = - \int_{lat_1}^{lat_2} QU \cdot dx$	Fronteira leste da integração da componente zonal do FUIV	kg.s <sup>-1</sup>
3.4c	$FS = \int_{lon_1}^{lon_2} QV \cdot dy$	Fronteira sul da integração da componente meridional do FUIV	kg.s <sup>-1</sup>
3.4d	$FW = \int_{lat_1}^{lat_2} QU \cdot dx$	Fronteira oeste da integração da componente zonal do FUIV	kg.s <sup>-1</sup>

Com base na Tabela 3.2, o fluxo de umidade integrado verticalmente é apresentado em 3.1 e suas componentes meridional e zonal são apresentadas nas expressões 3.2a e 3.2b, respectivamente. As componentes meridional (v) e zonal (u) do vento estão em m.s<sup>-1</sup>, a pressão atmosférica (p) em hPa e considerou-se a aceleração da gravidade (g) com o valor de 9,81m.s<sup>-2</sup>. A integração foi feita entre os níveis isobáricos de 1000hPa e 300hPa uma vez que o conteúdo de vapor d'água acima deste nível é irrisório e sujeito a grandes erros instrumentais (Satyamurty *et al.*, 2013). Em 3.3, valores negativos indicam convergência

do fluxo de umidade (sumidouro), enquanto que valores positivos indicam divergência do fluxo de umidade (fonte). Tal associação é feita devido ao vapor d'água que deixa as regiões de divergência de umidade (fonte) e é transportado pelo vento em direção as regiões onde esse vapor d'água é converge (sumidouro) e pode ser convertido em precipitação. É interessante observar que a divergência do fluxo de umidade possui a mesma unidade de taxa de (precipitação). O conjunto de expressões 4a, 4b, 4c e 4d representa a integração de 2a e 2b na latitude e longitude respectiva das fronteiras das subáreas de interesse que podem ser vistas na Figura 3.1. As latitudes (longitudes) de índice 1 indicam o valor mais a sul (oeste) e o de índice 2 mais a norte (leste). Os limites de integração indicados por  $lat_1$ ,  $lat_2$ ,  $lon_1$  e  $lon_2$  indicam, respectivamente, as coordenadas de cada subárea da Figura 3.1.

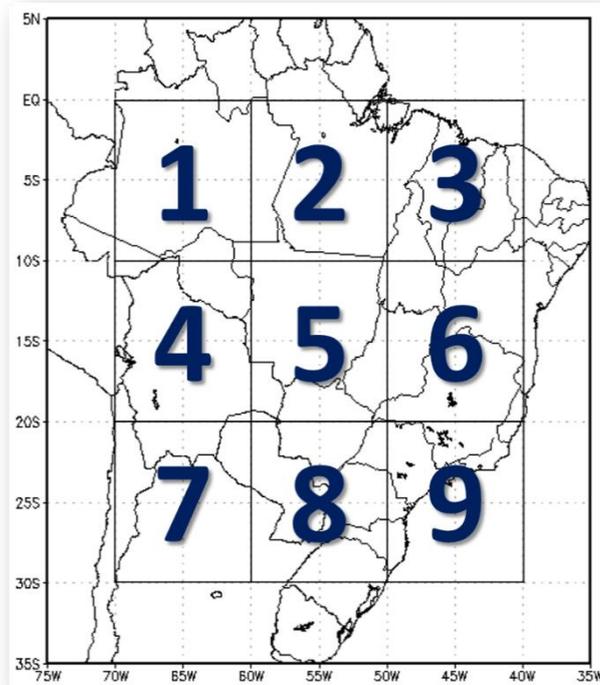


Figura 3.1 – Delimitação das áreas onde foram realizados os cálculos dos fluxos de fronteiras. A área 5 é definida por Gan *et al.*, 2004 como núcleo do sistema de monção da América do Sul (NSMAS).

A Tabela 3.3 detalha os limites latitudinais e longitudinais para cada região que posteriormente servirão para os cálculos de fluxos na fronteira. Aqui cabe o destaque para a área 5 que é conhecida como de núcleo de monção da América do Sul (NSMAS) de acordo com Gan *et al.* (2004).

Tabela 3.3 – Latitude e longitude das áreas predefinidas na Figura 3.1.

ÁREA	ABRANGÊNCIA	LAT <sub>1</sub>	LAT <sub>2</sub>	LON <sub>1</sub>	LON <sub>2</sub>
Área 1	Amazônia	10°S	00°S	70°W	60°W
Área 2	Pará	10°S	00°S	60°W	50°W
Área 3	Nordeste	10°S	00°S	50°W	40°W
Área 4	Bolívia	20°S	10°S	70°W	60°W
Área 5	Centro-Oeste (NSMAS)	20°S	10°S	60°W	50°W
Área 6	Leste do Brasil	20°S	10°S	50°W	40°W
Área 7	Norte argentino	30°S	20°S	70°W	60°W
Área 8	Região Sul e Paraguai	30°S	20°S	60°W	50°W
Área 9	Litoral Sul-Sudeste	30°S	20°S	50°W	40°W

A relação entre o fluxo de umidade a precipitação climatológica é apresentada através das expressões da Tabela 3.4. Na expressão 3.5, tem-se o saldo do fluxo de umidade dentro da região de estudo, onde valores positivos (negativos) indicam acúmulo (perda) de vapor d'água na região. A precipitação gerada devido a convergência do fluxo de umidade ( $P_U$ ) é vista em 3.6, onde  $A$  é a área ( $m^2$ ) da região, assumindo-se que todo vapor d'água sofre o processo de condensação, transformando-se em gota de chuva. O percentual de contribuição para a precipitação climatológica devido a convergência do fluxo de umidade é visto em 3.7. A contribuição da evapotranspiração local, comumente chamada como reciclagem de umidade, é obtida como resíduo do cálculo (e não por métodos de estimativa da evapotranspiração) e apresentado na expressão 3.8.

Tabela 3.4 – Relação entre o fluxo de umidade e a precipitação climatológica com base em Satyamurty *et al.* (2013).

	EXPRESSÃO	DESCRIÇÃO	UNIDADE
3.5	$SFU = FE + FW + FS + FN$	Saldo do fluxo de umidade	$kg.s^{-1}$
3.6	$P_U = \frac{SFU}{A}$ ,	Precipitação devido à convergência do fluxo de umidade	$mm.dia^{-1}$
3.7	$P_W = \frac{P_U}{P} \cdot 100$	Contribuição da convergência do FUIV para a precipitação climatológica	%
3.8	$P_E = \frac{P - P_U}{P} \cdot 100$	Contribuição da evapotranspiração para a precipitação climatológica	%

### 3.2.2 – Períodos ativos e inativos

A identificação dos períodos ativos e inativos é realizada através do cálculo do índice regional da monção (*Monsoon Regional Index - MRI*), com base na metodologia utilizada por Krishnamurty e Shukla (2000, 2007 e 2008). Os passos a seguir descrevem como a metodologia do MRI foi aplicada aos dados de precipitação do CPC.

1. Calcula-se a média na área relativa ao núcleo do SMAS (área 5 da Figura 3.1) da precipitação para os meses típicos do verão (DJF), gerando assim a série temporal de precipitação (P);
2. Aplica-se média móvel de 5 dias em P, gerando nova série de precipitação R;  
*OBS.: O limiar de 5 dias é utilizado no intuito de eliminar a variabilidade de alta frequência associada com sistemas transientes.*
3. Obtém-se a média climatológica diária de precipitação ( $R_C$ );  
*OBS.:  $\{R_C\}$  = 91 valores, correspondentes aos 31 dias de dezembro, 31 dias de janeiro e 28 dias de fevereiro (29 em anos bissextos).*
4. Calcula-se a anomalia diária de precipitação,  $R - R_C$ , gerando a série de dados  $R'$ ;
5. Obtém-se a média sazonal das anomalias ( $R_S'$ ) para cada verão a partir de  $R'$ ;  
*OBS.:  $\{R_S'\}$  = 30 valores, correspondentes aos 30 verões entre dezembro de 1980 e fevereiro de 2010.*
6. Calcula-se  $R' - R_S'$ , gerando a nova série de dados  $R''$ , que é denominada MRI.
7. Calcula-se o desvio padrão ( $\sigma$ ) de MRI, atribuindo-se a classificação dos períodos ativos e inativo, da seguinte forma: um período é considerado ativo (inativo) quando a o MRI se mantém por pelo menos 5 dias acima (abaixo) do valor de metade do seu desvio padrão, conforme ilustrado na Figura 3.2.

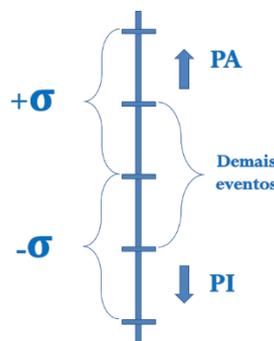


Figura 3.2 - Esquema básico de classificação dos dados de precipitação com base no critério MRI.

### 3.3 – Organização dos resultados

Os resultados do presente estudo foram iniciados com a contabilização dos casos de períodos ativos (PA), períodos inativos (PI). É importante ressaltar que a soma dos casos de períodos ativos e inativos não corresponde a série total, uma vez que existem dias que não apresentam as características de ambos os critérios, conforme ilustrado na Figura 3.2.

A partir da identificação dos períodos ativos e inativos, uma nova subdivisão foi feita considerando-se períodos longos e curtos. Para eventos durando apenas 5 dias, atribuiu-se a classificação de período curto. Em contrapartida, eventos com duração entre 9 e 14 dias foram considerados como períodos longos.

O fluxograma da Figura 3.3 ilustra a divisão dos critérios mencionados, sendo  $PA_C$  (períodos ativos curtos),  $PA_L$  (períodos ativos longos),  $PI_C$  (períodos inativos curtos) e  $PI_L$  (períodos inativos longos),  $ZCAS_{PA}$  (dias de ZCAS em períodos ativos) e  $ZCAS_{PI}$  (dias de ZCAS em períodos inativos).

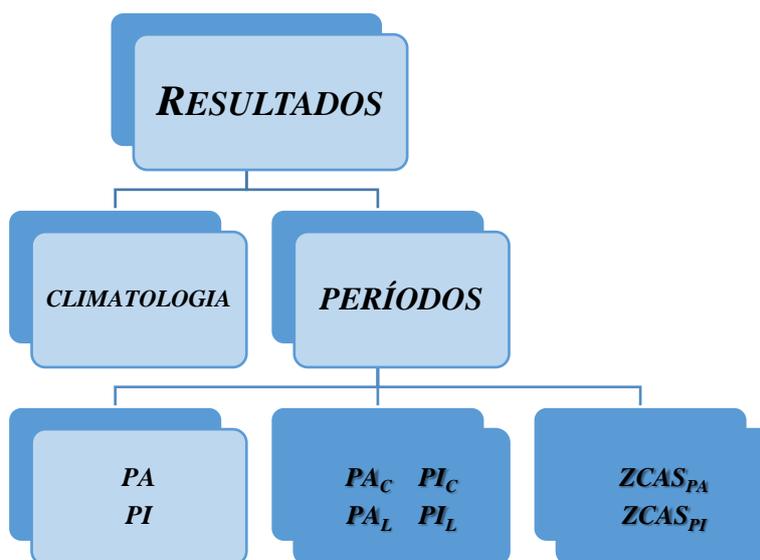


Figura 3.3 - Fluxograma da análise dos resultados com destaque para os períodos curtos e longos e composições de ZCAS.

Em seguida, foram realizadas composições dos campos de circulação dos ventos nos níveis isobáricos de 850 hPa e 200 hPa, representativos da baixa e da alta troposfera, respectivamente; dos fluxos de umidade integrados verticalmente; da umidade específica em 1000 hPa; e da precipitação.

Na última etapa da pesquisa, contabilizaram-se os eventos de ZCAS, tendo como base as datas divulgadas pelo Boletim Climanálise. Este boletim é uma publicação mensal do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos, vinculado ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), que reúne os principais aspectos climáticos e sinóticos no Brasil, estando disponíveis desde 1995. A partir desta data foi feita a identificação do percentual da participação da ZCAS em dias de períodos ativos e inativos.

## CAPÍTULO IV

### RESULTADOS

#### 4.1 – Identificação de períodos ativos e inativos

Tendo como base os dados do CPC, aplicou-se a metodologia descrita na seção 3.3 (capítulo 3), para identificar os períodos ativos e inativos. As datas para ambos os critérios foram compiladas nas Tabelas 4.1 e 4.2, ou seja, os dias nos quais o MRI permaneceu meio desvio padrão acima (PA) e abaixo (PI) durante no mínimo 5 dias consecutivos.

Tabela 4.1 – Períodos ativos, com persistência mínima de 5 dias, entre 01/12/1980 e 28/02/2010.

Início	Fim	Duração	Início	Fim	Duração	Início	Fim	Duração
17/12/1980	22/12/1980	6	22/12/1989	26/12/1989	5	15/02/2000	19/02/2000	5
12/01/1981	17/01/1981	6	09/02/1990	14/02/1990	6	24/02/2000	02/03/2000	8
21/01/1981	25/01/1981	5	18/02/1990	22/02/1990	5	31/01/2001	06/02/2001	7
08/01/1982	12/01/1982	5	27/12/1990	31/12/1990	5	17/02/2001	28/02/2001	12
20/01/1982	26/01/1982	7	02/01/1991	11/01/1991	10	03/12/2001	14/12/2001	12
29/01/1982	04/02/1982	7	25/01/1991	02/02/1991	9	21/12/2001	28/12/2001	8
11/01/1983	18/01/1983	8	22/02/1991	28/02/1991	7	18/01/2002	25/01/2002	8
24/01/1983	03/02/1983	11	04/01/1992	17/01/1992	14	27/12/2002	13/01/2003	18
07/02/1983	14/02/1983	8	03/02/1992	10/02/1992	8	20/02/2003	28/02/2003	9
10/12/1983	15/12/1983	6	27/01/1993	14/02/1993	19	02/01/2004	06/01/2004	5
05/12/1984	09/12/1984	5	04/12/1993	16/12/1993	13	12/01/2004	25/01/2004	14
04/01/1985	08/01/1985	5	15/02/1994	24/02/1994	10	29/01/2004	04/02/2004	7
13/01/1985	28/01/1985	16	10/12/1994	31/12/1994	22	01/12/2004	08/12/2004	8
20/12/1985	25/12/1985	6	21/01/1995	10/02/1995	21	10/01/2005	14/01/2005	5
02/01/1986	07/01/1986	6	01/12/1995	05/12/1995	5	20/02/2005	24/02/2005	5
12/01/1986	19/01/1986	8	19/12/1995	24/12/1995	6	10/12/2005	21/12/2005	12
31/01/1986	04/02/1986	5	01/01/1996	05/01/1996	5	18/01/2006	24/01/2006	7
15/02/1986	20/02/1986	6	18/02/1996	27/02/1996	10	22/02/2006	27/02/2006	6
21/12/1986	27/12/1986	7	16/12/1996	23/12/1996	8	07/12/2006	15/12/2006	9
18/01/1987	30/01/1987	13	06/01/1997	11/01/1997	6	03/01/2007	17/01/2007	15
04/01/1988	09/01/1988	6	15/01/1997	20/01/1997	6	22/01/2007	29/01/2007	8
03/02/1988	08/02/1988	6	01/12/1997	05/12/1997	5	28/12/2007	13/01/2008	17
14/02/1988	19/02/1988	6	05/02/1998	18/02/1998	14	14/01/2009	25/01/2009	12
22/02/1988	28/02/1988	7	06/12/1998	10/12/1998	5	13/02/2009	17/02/2009	5
17/12/1988	21/12/1988	5	18/12/1998	25/12/1998	8	03/12/2009	09/12/2009	7
30/12/1988	06/01/1989	8	08/02/1999	23/02/1999	16	15/12/2009	20/12/2009	6
03/02/1989	11/02/1989	9	16/12/1999	20/12/1999	5	15/01/2010	22/01/2010	8
01/12/1989	08/12/1989	8	22/01/2000	31/01/2000	10	01/02/2010	05/02/2010	5

Tabela 4.2 – Períodos inativos (persistência mínima de 5 dias) entre 01/12/1980 e 28/02/2010.

<b>Início</b>	<b>Fim</b>	<b>Duração</b>	<b>Início</b>	<b>Fim</b>	<b>Duração</b>	<b>Início</b>	<b>Fim</b>	<b>Duração</b>
06/12/1980	11/12/1980	6	15/02/1991	19/02/1991	5	16/01/2001	27/01/2001	12
05/01/1981	10/01/1981	6	12/12/1991	23/12/1991	12	01/01/2002	16/01/2002	16
28/01/1981	08/02/1981	12	25/12/1991	02/01/1992	9	13/02/2002	04/03/2002	20
23/02/1981	28/02/1981	6	24/12/1992	30/12/1992	7	01/12/2002	08/12/2002	8
19/12/1981	27/12/1981	9	06/01/1993	12/01/1993	7	21/12/2002	25/12/2002	5
09/02/1982	14/02/1982	6	18/01/1993	25/01/1993	8	17/01/2003	25/01/2003	9
18/02/1982	22/02/1982	5	04/01/1994	14/01/1994	11	05/02/2003	11/02/2003	7
16/02/1983	28/02/1983	13	21/01/1994	27/01/1994	7	14/02/2003	18/02/2003	5
14/01/1984	18/01/1984	5	01/02/1994	12/02/1994	12	01/12/2003	05/12/2003	5
29/01/1984	05/02/1984	8	26/02/1994	04/03/1994	7	07/02/2004	14/02/2004	8
17/12/1984	29/12/1984	13	01/12/1994	07/12/1994	7	17/02/2004	25/02/2004	9
04/02/1985	11/02/1985	8	02/01/1995	16/01/1995	15	17/12/2004	23/12/2004	7
13/02/1985	23/02/1985	11	13/02/1995	25/02/1995	13	16/01/2005	05/02/2005	21
01/12/1985	12/12/1985	12	08/12/1995	17/12/1995	10	24/12/2005	08/01/2006	16
21/01/1986	28/01/1986	8	10/01/1996	22/01/1996	13	01/12/2006	05/12/2006	5
22/02/1986	27/02/1986	6	29/01/1996	08/02/1996	11	18/12/2006	22/12/2006	5
03/12/1986	08/12/1986	6	01/12/1996	12/12/1996	12	27/12/2006	31/12/2006	5
31/12/1986	15/01/1987	16	25/12/1996	31/12/1996	7	31/01/2007	06/02/2007	7
02/02/1987	06/02/1987	5	25/01/1997	03/02/1997	10	08/02/2007	21/02/2007	14
20/02/1987	24/02/1987	5	09/02/1997	13/02/1997	5	01/12/2007	10/12/2007	10
19/12/1987	24/12/1987	6	07/12/1997	27/12/1997	21	15/01/2008	30/01/2008	16
11/01/1988	30/01/1988	20	21/01/1998	26/01/1998	6	24/02/2008	29/02/2008	6
23/12/1988	28/12/1988	6	04/01/1999	15/01/1999	12	15/12/2008	22/12/2008	8
14/01/1989	19/01/1989	6	21/01/1999	06/02/1999	17	07/01/2009	11/01/2009	5
23/02/1989	27/02/1989	5	22/12/1999	08/01/2000	18	04/02/2009	09/02/2009	6
16/12/1989	20/12/1989	5	15/01/2000	20/01/2000	6	08/01/2010	13/01/2010	6
09/01/1990	24/01/1990	16	08/02/2000	12/02/2000	5	26/01/2010	30/01/2010	5
08/12/1990	24/12/1990	17	08/12/2000	14/12/2000	7	08/02/2010	24/02/2010	17
13/01/1991	21/01/1991	9	31/12/2000	06/01/2001	7	-	-	-

Foram contabilizados 84 períodos ativos e 86 períodos inativos. Os períodos ativos duraram entre 5 e 22 dias e os inativos, entre 5 e 21 dias. Também pode-se observar que dos 2706 dias de verão existentes entre dezembro de 1980 e fevereiro de 2010, 712 (26,3%) foram caracterizados como PA e 806 (30,0%) foram caracterizados como PI. Os demais eventos, que não atingiram a condição estabelecida para o MRI, somam 1518 dias sem PA/PI. A proximidade entre o número de períodos ativos e inativos difere significativamente do preconizado por Ferreira e Gan (2011), que encontraram 71 períodos inativos contra 46 períodos ativos no período entre 1978-1979 e 2007-2008.

Na Figura 4.1 está representada a ocorrência anual de períodos ativos (indicados pela cor azul) e de períodos inativos (indicados pela cor laranja) durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro entre 1980 e 2010. Foram contabilizados 84 períodos ativos e 86 períodos inativos, com média de 2,8 e 2,9 períodos por ano, respectivamente. Em relação aos extremos, o verão de 1985/1986 foi o com maior número de PA, onde foram contabilizados 5 eventos; para PI, o máximo ocorreu no verão de 2002/2003, onde houve 6 eventos. Apenas no verão de 1982/1983 teve a não ocorrência de um PI, sendo os outros anos tendo no mínimo um evento de cada categoria. De todos os verões, em 8 o número de períodos ativos foi igual ao de períodos inativos, em 11 o número de PA foi maior que o de PI, restando também 11 verões com eventos de PI mais frequentes que os de PA, com a metodologia aqui empregada. Não foi possível identificar quaisquer tendências de aumento de frequência interanual de períodos ativos ou inativos.

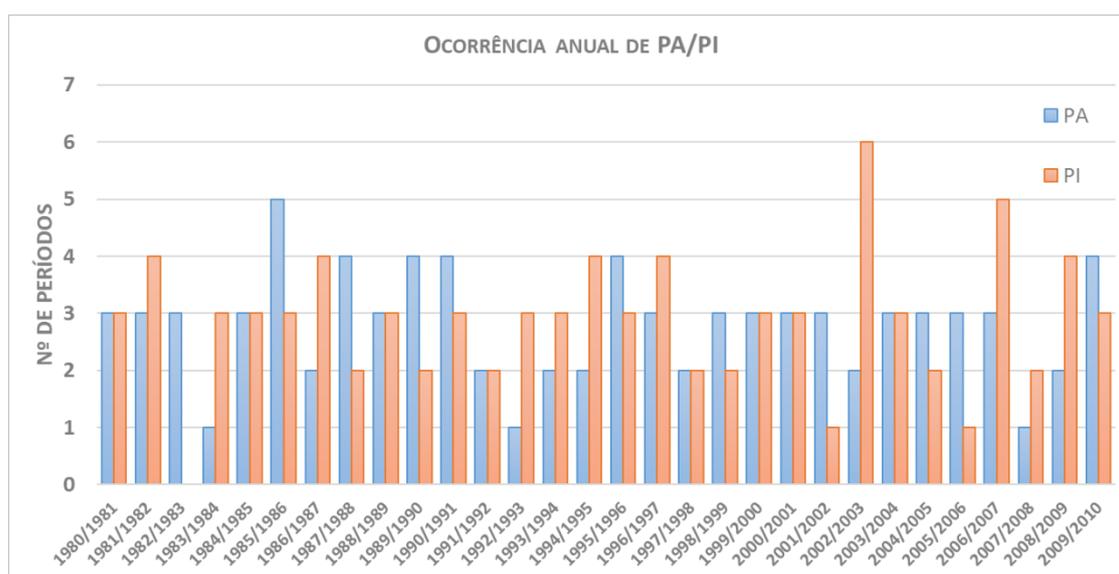


Figura 4.1 – Frequência anual de períodos ativos (azul) e períodos inativos (laranja) durante os meses de verão (DJF) entre 1980 e 2010.

A duração (em dias) dos períodos ativos (barras azuis) e inativos (barras laranjas) é mostrada na Figura 4.2. A maior parte dos eventos ficou concentrada nas primeiras categorias, ou seja, existe maior frequência de períodos ativos e inativos mais curtos, do que períodos longos. Para períodos curtos, definiu-se apenas os eventos que tinham duração máxima de 5 dias. Do total, ocorreram 20 períodos com duração de 5 dias em PA,

e 17 em PI. Para os longos, que variam entre 9 e 14 dias, foram contabilizados 18 eventos em PA e 23 em PI. Os períodos mais persistentes duraram 22 dias (PA) e 21 dias (PI).

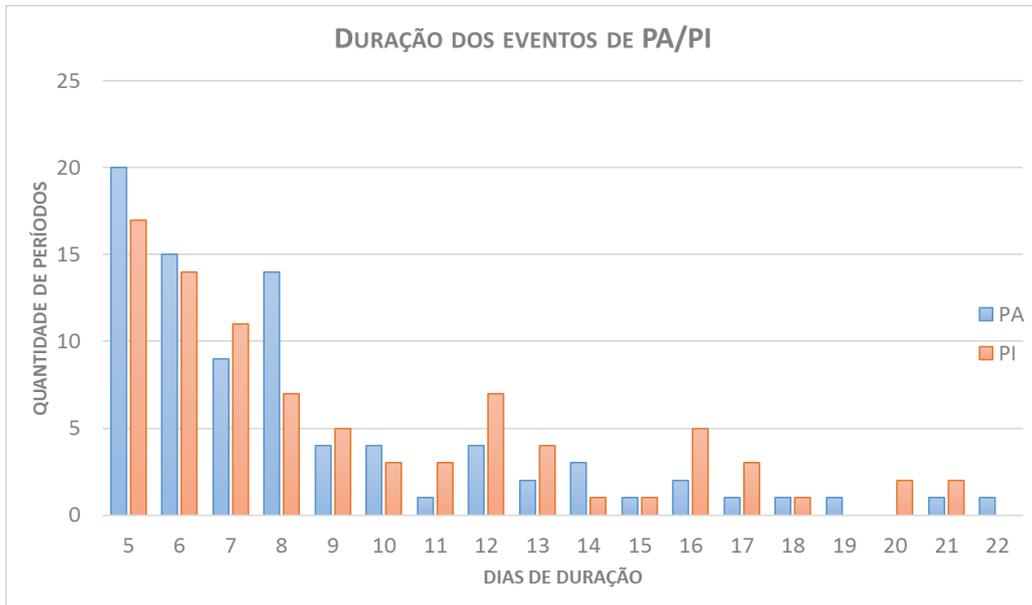


Figura 4.2 – Duração em dias dos períodos ativos (azul) e períodos inativos (laranja) durante os meses de verão (DJF) entre 1980 e 2010. Considerou-se como períodos curtos aqueles que duraram apenas 5 dias e como períodos longos, aqueles que duraram entre 9 e 14 dias.

A Figura 4.3 compara os resultados obtidos no estudo de Ferreira e Gan (2011) com a presente pesquisa em relação a ocorrência anual dos períodos. Os autores avaliaram períodos ativos e inativos com a seguinte metodologia:

1. Calculou-se a precipitação média ( $P$ ) na área relativa ao núcleo do SMAS (Gan *et al.*, 2004), delimitado por  $10^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}/50^{\circ}\text{W} - 60^{\circ}\text{W}$  (Figura 3.1), para os meses típicos do verão (DJF), no período entre 1978/1979 a 2007/2008.
2. Removeu-se da precipitação diária ( $p$ ) o valor de  $P$  para a obtenção de uma série temporal de anomalias de precipitação, que é a própria série temporal do MRI, dado por  $\text{MRI} = p - P$ .
3. Um período é considerado ativo (inativo) quando a anomalia de precipitação (MRI) se mantém por pelo menos 5 dias acima (abaixo) do valor de metade do desvio padrão da série climatológica de precipitação média diária.

Da mesma forma que em Ferreira e Gan (2011), o desvio padrão é utilizado, ao invés de percentil, em função dos dados serem anomalias (e não precipitação propriamente

dita) e o limiar de 5 dias de duração mínima dos períodos foi estabelecido com o intuito de eliminar a variabilidade de alta frequência associada com sistemas transientes. Contudo, os autores não levaram em consideração as médias diárias e sazonais no cálculo do MRI e nem a média móvel de 5 dias aplicada inicialmente na série de dados, como feito em Krishnamurty e Shukla (2000, 2007 e 2008).

Analisando a Figura 4.3a, comparou-se a ocorrência dos períodos ativos, sendo as barras azuis correspondentes ao presente estudo e as barras cinzas, os resultados de Ferreira e Gan (2011). Houve concordância em apenas 7 dos verões avaliados, sendo eles: 1986/1987, 1991/1992, 1992/1993, 1998/1999, 2002/2003, 2003/2004 e 2007/2008. De maneira análoga, na Figura 4.3b, comparou-se os períodos inativos, onde as barras de cor laranja indicam os resultados do presente estudo e as de cor amarela, o estudo anterior. Houve maior concordância para períodos inativos, onde 9 verões apresentaram valores iguais para ambas os estudos, sendo eles: 1984/1985, 1985/1986, 1987/1988, 1988/1989, 1990/1991, 1992/1993, 1997/1998, 2001/2002 e 2007/2008. Tomando os períodos como um todo, em apenas 2 verões (1992/1993 e 2007/2008) as duas metodologias apresentaram valores idênticos de PA e PI.

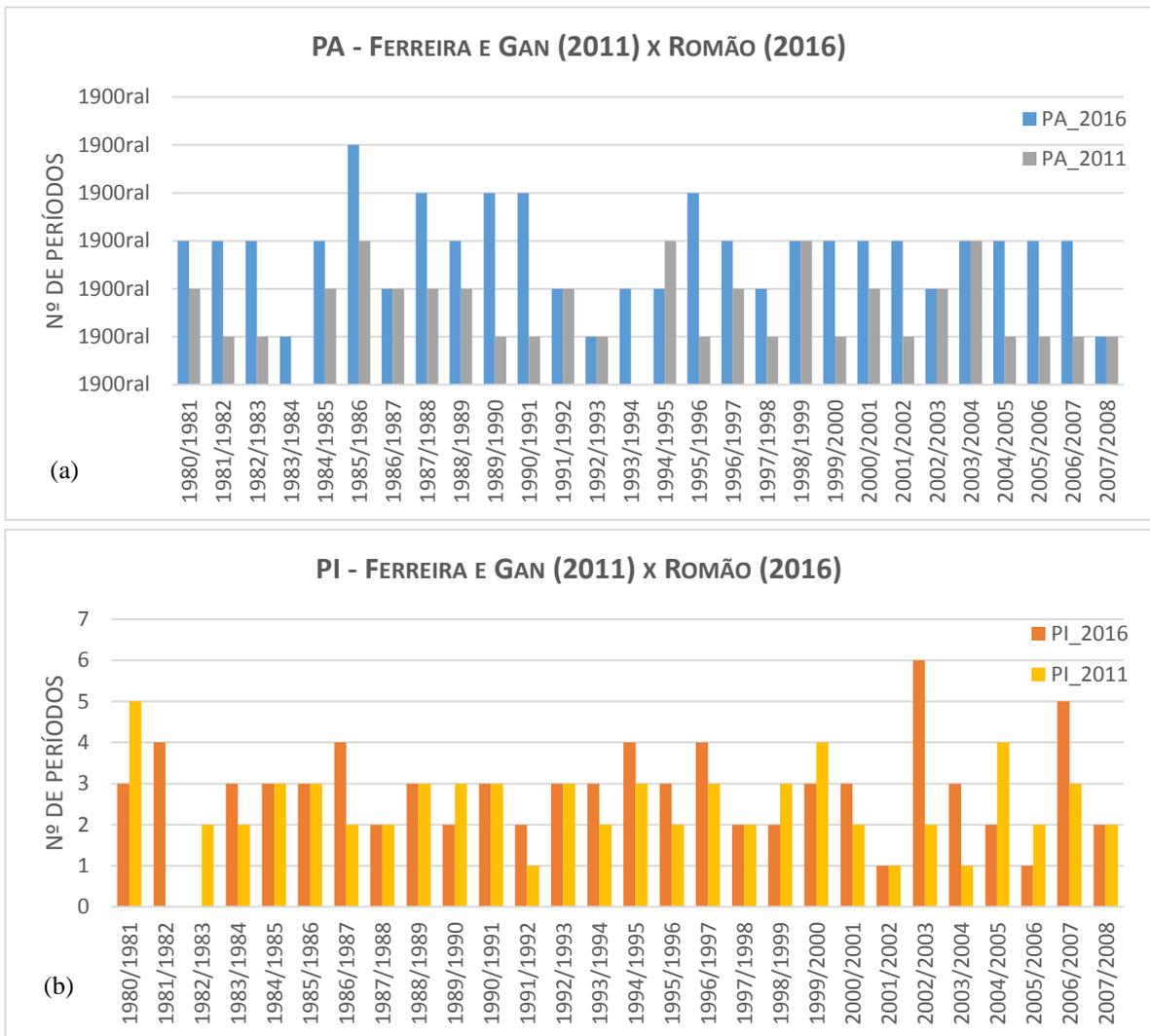


Figura 4.3 – Comparação entre os resultados de Ferreira e Gan (2011) e o presente trabalho em relação a frequência de períodos (a) ativos e (b) inativos entre o verão de 1980/1981 e 2007/2008.

O conjunto das Figuras 4.4 é representativo da ocorrência de períodos curtos e longos. Para períodos curtos (Figura 4.4a), foram contabilizados 17 períodos inativos (PIc) contra 20 períodos ativos (PAc). O verão de 2006/2007 foi o de maior número de eventos curtos, sendo contabilizados 3 períodos inativos. No gráfico da Figura 4.4b, nota-se que há um maior número de períodos inativos longos (23) do que ativos (18). O máximo da série dos períodos longos é visto no verão de 1995/1996, onde ocorreram 3 períodos inativos. Pode-se observar que os verões de 1987/1988 e 1992/1993 não apresentaram períodos curtos nem longos.

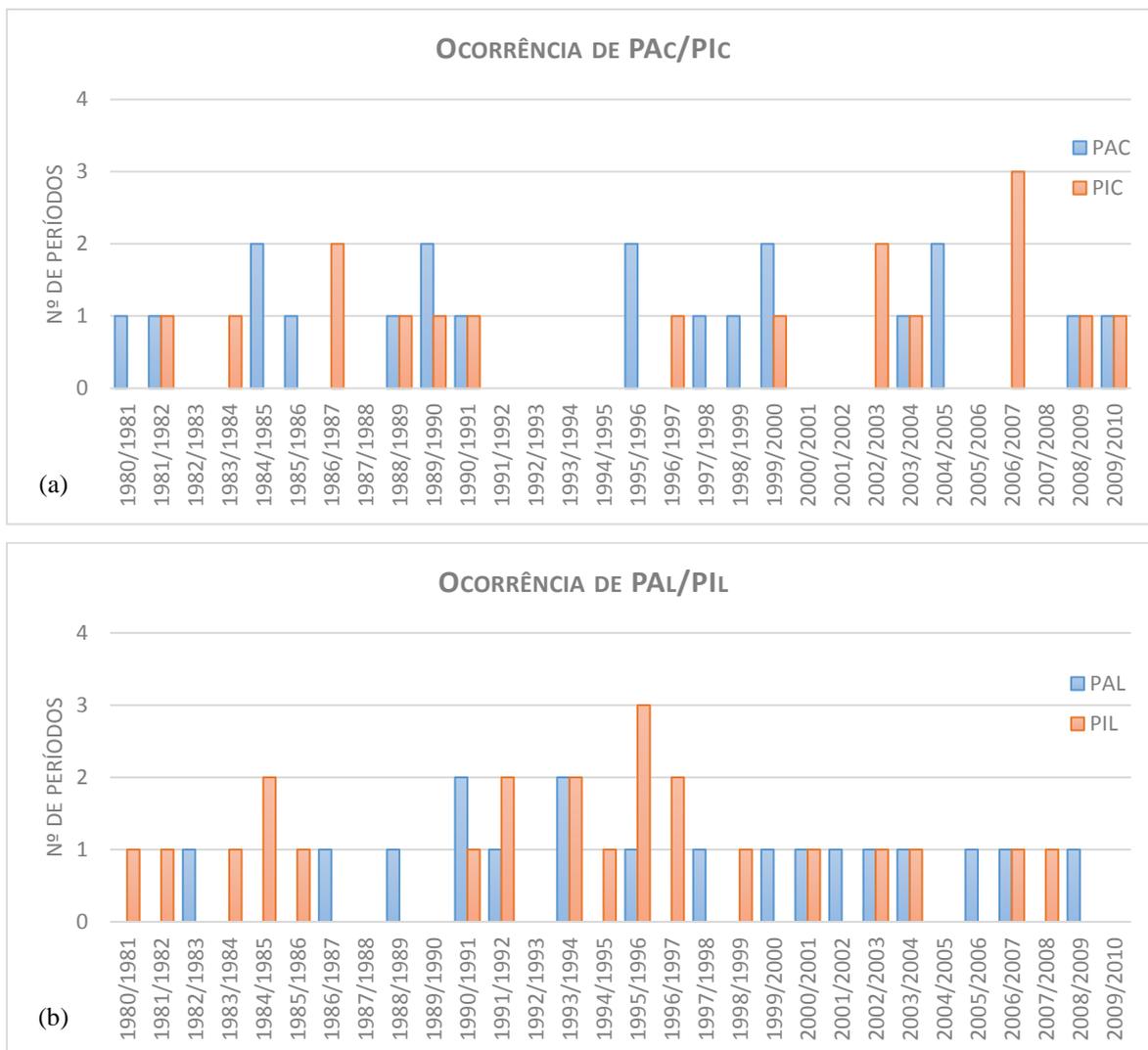


Figura 4.4 – Períodos (a) curtos e (b) longos para os meses de DJF entre 1980 e 2010. Períodos ativos curtos (PAC) e longos (PAL) representados na cor azul e períodos inativos curtos (PIC) e longos (PIL), na cor vermelha.

## 4.2 – Análise das variáveis atmosféricas

Antes de dar início a análise das variáveis atmosférica, algumas considerações devem ser feitas, como se segue: convencionou-se para este trabalho que nos campos de anomalia, as cores quentes (frias) são representativas das anomalias positivas (negativas) das variáveis umidade específica em baixos níveis, precipitação e divergência do fluxo de umidade; na maior parte das figuras, optou-se por deixar representada a área 5 (retângulo de contorno preto), que é o próprio NSMAS, para melhor avaliação dos resultados;

procurou-se comparar disponibilizar cada campo com sua anomalia respectiva à direita, com exceção dos campos médios climatológicos que seguem sem anomalia.

De maneira geral, a estrutura do texto é comparar PA/PI com a média climatológica, compará-los entre si com suas anomalias, estender o domínio de comparação para períodos curtos e longos e, por fim, as análises referentes a ZCAS.

#### 4.2.1 – escoamento na baixa troposfera

A climatologia de linhas de corrente do vento na baixa troposfera é vista na Figura 4.5, onde é possível identificar um escoamento de leste, com origem no giro anticiclônico subtropical, que adentra na região amazônica e sofre deflexão para sul. Tal escoamento adquire componente exclusivamente meridional no NSMAS, proveniente de norte, ao passo que flui um escoamento a leste dos Andes. É ainda possível notar um pequeno anticiclone formado a oeste do Uruguai e leste da Argentina

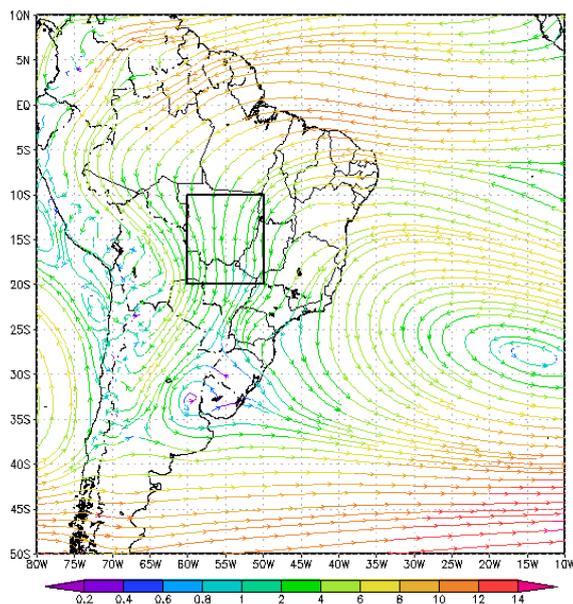


Figura 4.5 – Climatologia de linhas de corrente do vento em 850 hPa para os meses de verão (DJF) entre 1980 a 2010.

Os períodos ativos e inativos são comparados na Figura 4.6. Na Figura 4.6a, o escoamento para períodos ativos apresenta similaridade com a climatologia, tendo um ligeiro desvio para leste no NSMAS. Já na Figura 4.6c, a média de períodos inativos mostra que o escoamento meridional permanece no núcleo da monção e o anticiclone que

aparecia na média climatológica, a oeste do Uruguai, é representado apenas por uma curvatura anticiclônica. No campo de anomalias (Figura 4.6b), em períodos ativos, um ciclone surge em aproximadamente 27S035W alimentando o escoamento de sul para o Brasil central. Tal escoamento encontra outro fluxo de norte, proveniente da região equatorial, fazendo com que haja confluências das linhas de corrente no Brasil Central, com maior intensidade sobre o estado de Goiás. O NSMAS apresenta forte componente zonal de oeste e uma de menor magnitude do sul, justificando o confinamento do escoamento desde o sul da Amazônia, passando pela região Centro-Oeste e aportando no oceano Atlântico Sul (região climatológica da ZCAS). Nota-se que a leste dos Andes, a componente meridional de sul da anomalia sugere que o escoamento climatológico desta região é enfraquecido. Este fato reforça a ideia de que quando a convecção está ativa na posição climatológica da ZCAS, o escoamento a leste dos Andes está enfraquecido. Em períodos inativos (Figura 4.6d), surge um anticiclone na posição 26S039W. A circulação anticiclônica na região típica da ZCAS sugere que há enfraquecimento do escoamento médio. Nota-se que o escoamento a leste dos Andes encontra-se intensificado, dado o padrão de ventos de norte. Este fato corrobora os acumulados de precipitação no norte da Argentina e Paraguai, típicos de sistemas convectivos de mesoescala. No NSMAS, o escoamento de leste é defletido para sul, revelando assim desintensificação do escoamento médio.

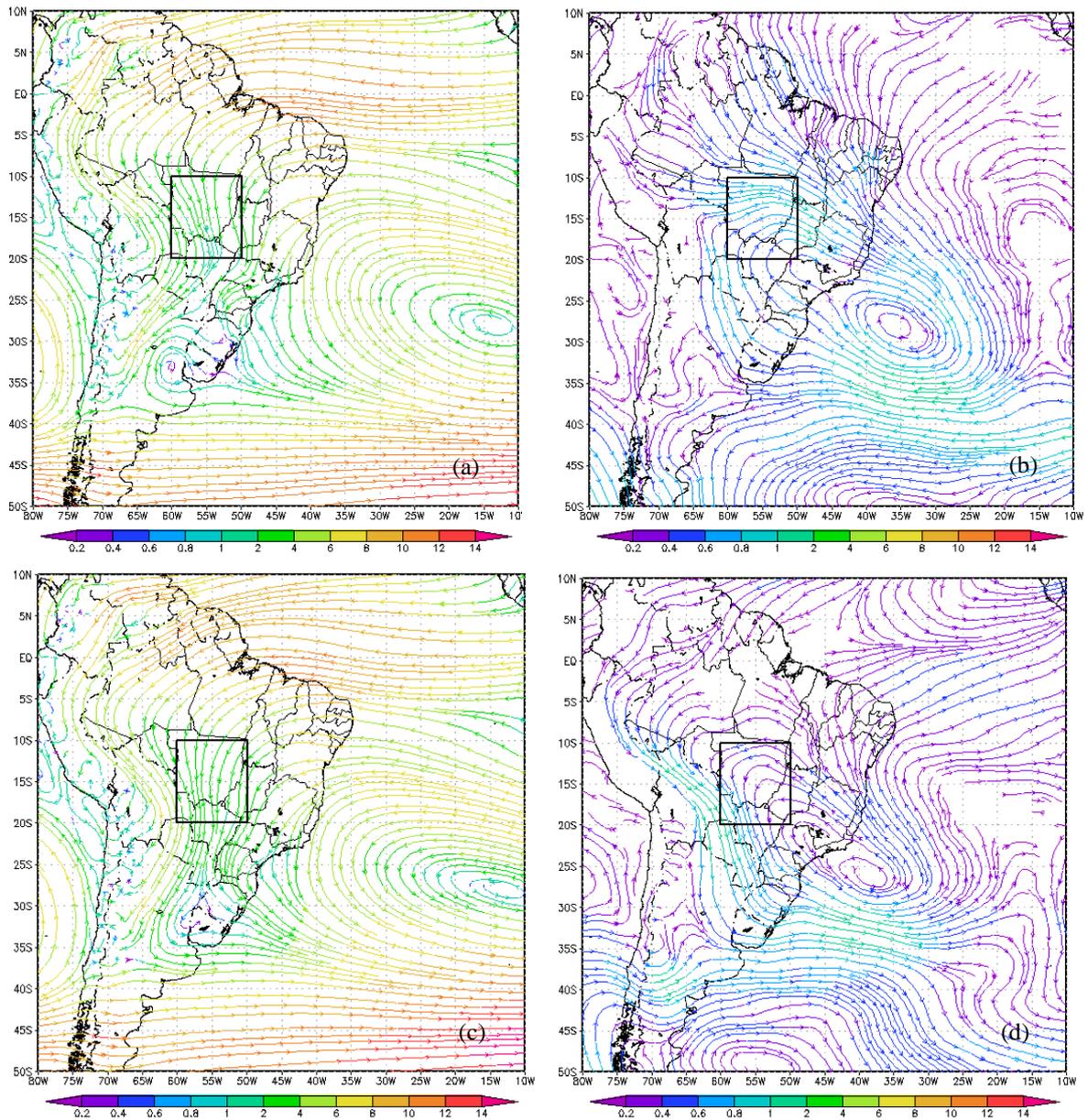


Figura 4.6 - Linhas de corrente do vento (m/s) em 850 hPa para (a) períodos ativos, (b) anomalia de períodos ativos, (c) períodos inativos e (d) anomalia de períodos inativos.

A análise da circulação em 850hPa para períodos curtos e longos é vista nas Figuras 4.7 e 4.8.

Para períodos ativos curtos (Figura 4.7a), nota-se no NSMAS que o escoamento é preferencialmente de norte e, em períodos ativos longos (Figura 4.7c), o mesmo escoamento está defletido para leste. Nos campos de anomalia (Figuras 4.7b e 4.7d), um ciclone está presente no oceano Atlântico Sul, no litoral da região Sul em ambos os casos

(longo e curto). No NSMAS, o escoamento tem forte componente zonal de oeste para períodos longos, sendo que nos curtos está defletido para nordeste.

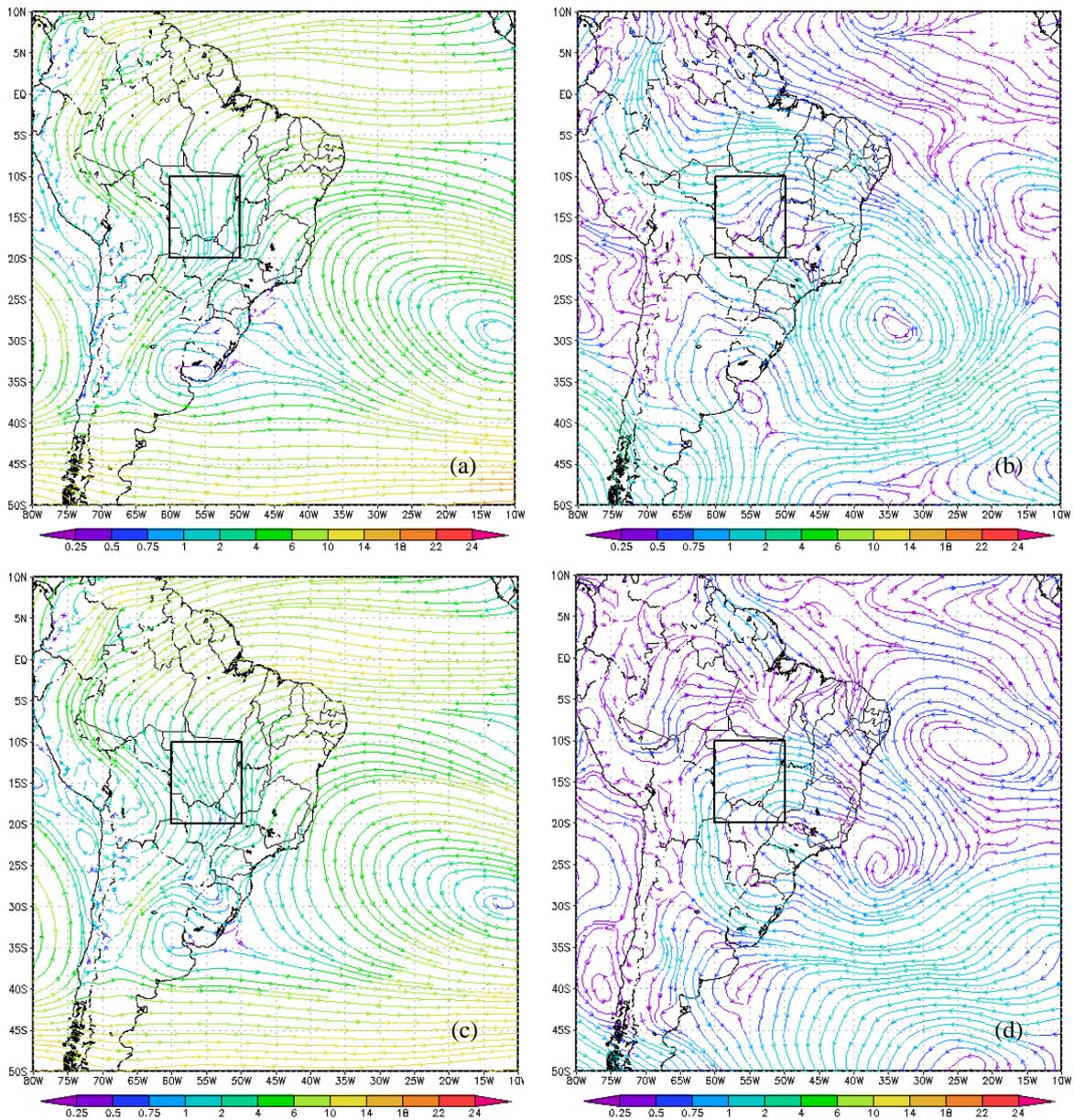


Figura 4.7 - Linhas de corrente do vento (m/s) em 850 hPa para (a) períodos ativos curtos, (b) anomalia de períodos ativos curtos, (c) períodos ativos longos e (d) anomalia de períodos ativos longos.

Em períodos inativos curtos e longos, não é vista diferença substancial no padrão do escoamento entre ambos (Figuras 4.8a e 4.8c), exceto pela região a oeste do Uruguai, que apresenta curvatura anticiclônica em períodos curtos e um anticiclone em períodos longos. Analisando a Figura 4.8b, observa-se que o escoamento anômalo de sul enfraquece

o padrão de ventos no NSMAS (que é de norte), principalmente no sul da área. A anomalia de períodos inativos longos (Figura 4.8d) não contribui de maneira significativa para o NSMAS. Em ambos os campos anômalos é possível observar a circulação anticiclônica no litoral sul/sudeste do Brasil.

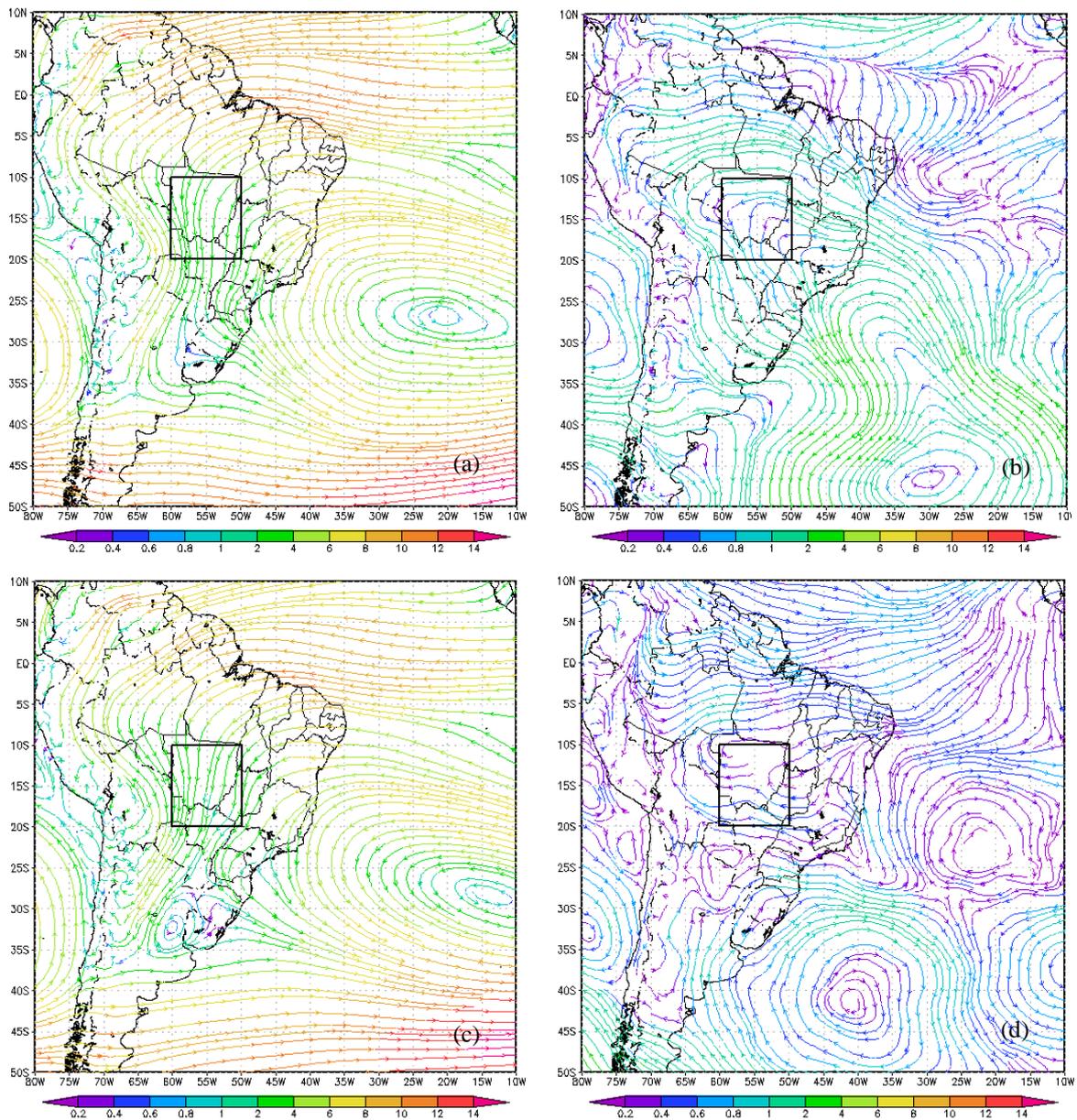


Figura 4.8 - Linhas de corrente do vento (m/s) em 850 hPa para (a) períodos inativos curtos, (b) anomalia de períodos inativos curtos, (c) períodos inativos longos e (d) anomalia de períodos inativos longos.

#### 4.2.2 – escoamento na alta troposfera

O padrão climatológico da circulação dos ventos em altos níveis para o período do verão é visto na Figura 4.9. Nota-se a presença do anticiclone a leste dos Andes conhecido como Alta da Bolívia e uma região de circulação ciclônica a leste do Nordeste, como eixo em torno de 30°W, conhecido como cavado do Nordeste. No NSMAS, o escoamento possui forte componente meridional, sendo de sudoeste ao sul da área e de sudeste, no norte da área.

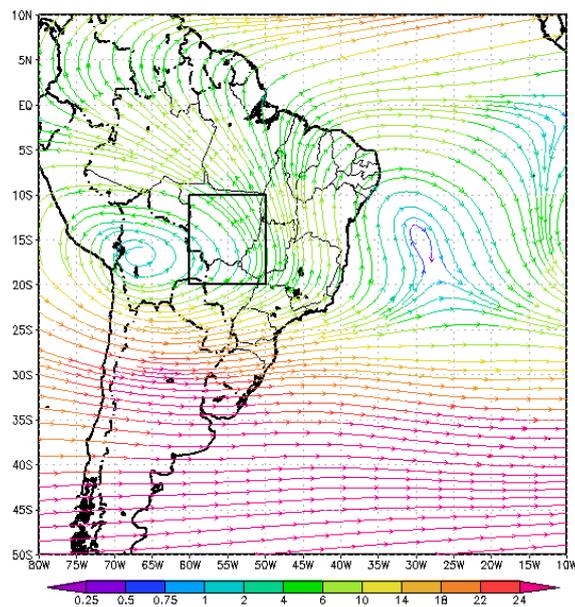


Figura 4.9 – Climatologia de linhas de corrente do vento (m/s) em 250 hPa para os meses de verão (DJF) entre 1980 a 2010.

A Figura 4.10 apresenta o escoamento em eventos de períodos ativos e inativos, onde na média de ambos (Figuras 4.10a e 4.10c) não se nota diferença significativa em relação a climatologia, com exceção de um vórtice ciclônico no litoral do Nordeste para períodos inativos. Já nos campos de anomalia, nos períodos ativos (Figura 4.10b) ainda há a circulação anticiclônica sobre a Bolívia, ligeiramente deslocada para leste, mas ainda assim reforçando o sinal climatológico, bem como o cavado no Nordeste brasileiro. Para anomalia de períodos inativos (Figura 4.10d), intensifica-se um escoamento de leste sobre o Brasil central, indicando enfraquecimento do padrão climatológico, que apresenta escoamento de oeste, fluindo da AB para o CNEB. Há também curvatura anticiclônica sobre o litoral do Nordeste, sugerindo que em PI o CNEB é desintensificado. Em latitudes

médias, a anomalia de PA (PI) mostra que o escoamento de oeste é enfraquecido, dada a anomalia de vento de leste (oeste) na região.

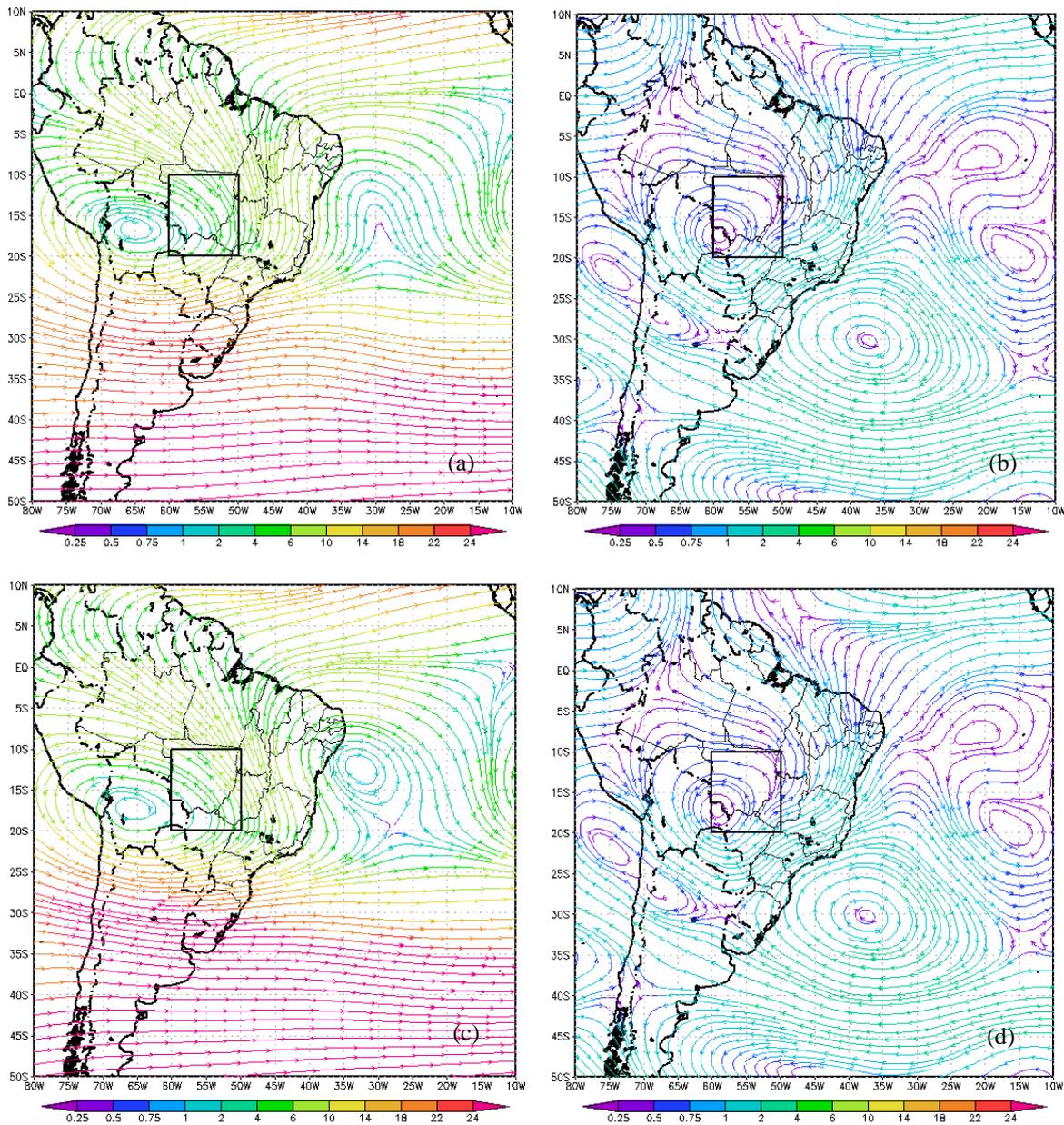


Figura 4.10 - Linhas de corrente do vento (m/s) em 250 hPa para (a) períodos ativos, (b) anomalia de períodos ativos, (c) períodos inativos e (d) anomalia de períodos inativos. Em (a) e (c) foram calculadas as médias dos respectivos períodos e em (b) e (d) obteve-se a anomalia com base na climatologia.

A análise de períodos ativos curtos e longos é feita no conjunto de Figuras 4.11. O padrão do escoamento tanto nos períodos ativos curtos e longos (Figuras 4.11a e 4.11c) não apresenta variação significativa entre si na região do SMAS. Ainda nessas figuras, o

cavado do Nordeste aparece mais intenso nos períodos ativos longos do que nos curtos. Para as anomalias (Figuras 4.11b e 4.11d), o anticiclone que aparece na anomalia total de PA sobre a Bolívia sobre move-se para sul, sendo sua posição mais austral em períodos longos. Este fato implica em mudança da componente do escoamento que flui no NSMAS, passando de sudoeste nos curtos para sudeste nos longos. Há um ciclone anômalo no oceano Atlântico em ambos os casos, sendo que o escoamento de leste ao sul de 35S associado a esta circulação possui maior sinal em períodos longos. Esta maior intensificação nos períodos longos tende a contribuir mais efetivamente para enfraquecer o vento médio das latitudes médias nos PAL.

O conjunto de Figuras 4.12 representa os períodos inativos curtos e longos (Figuras 4.12a e 4.12c) e suas respectivas anomalias (Figuras 4.12b e 4.12d). Novamente o padrão do escoamento médio tanto nos períodos inativos curtos e longos não apresenta variação significativa. Todavia, os campos de anomalia realçam as diferenças entre as duas categorias. Nos períodos inativos curtos (Figura 4.12b), a circulação da AB está reforçada dada anomalia anticiclônica próximo a posição climatológica. Há também um escoamento de sudeste no Brasil central que fortalece o padrão climatológico observado. A anomalia dos períodos inativos longos (Figura 4.12d) mostra a circulação anticiclônica deslocada para o Paraná e também é possível notar um escoamento anticiclônico sobre a região do CNEB.

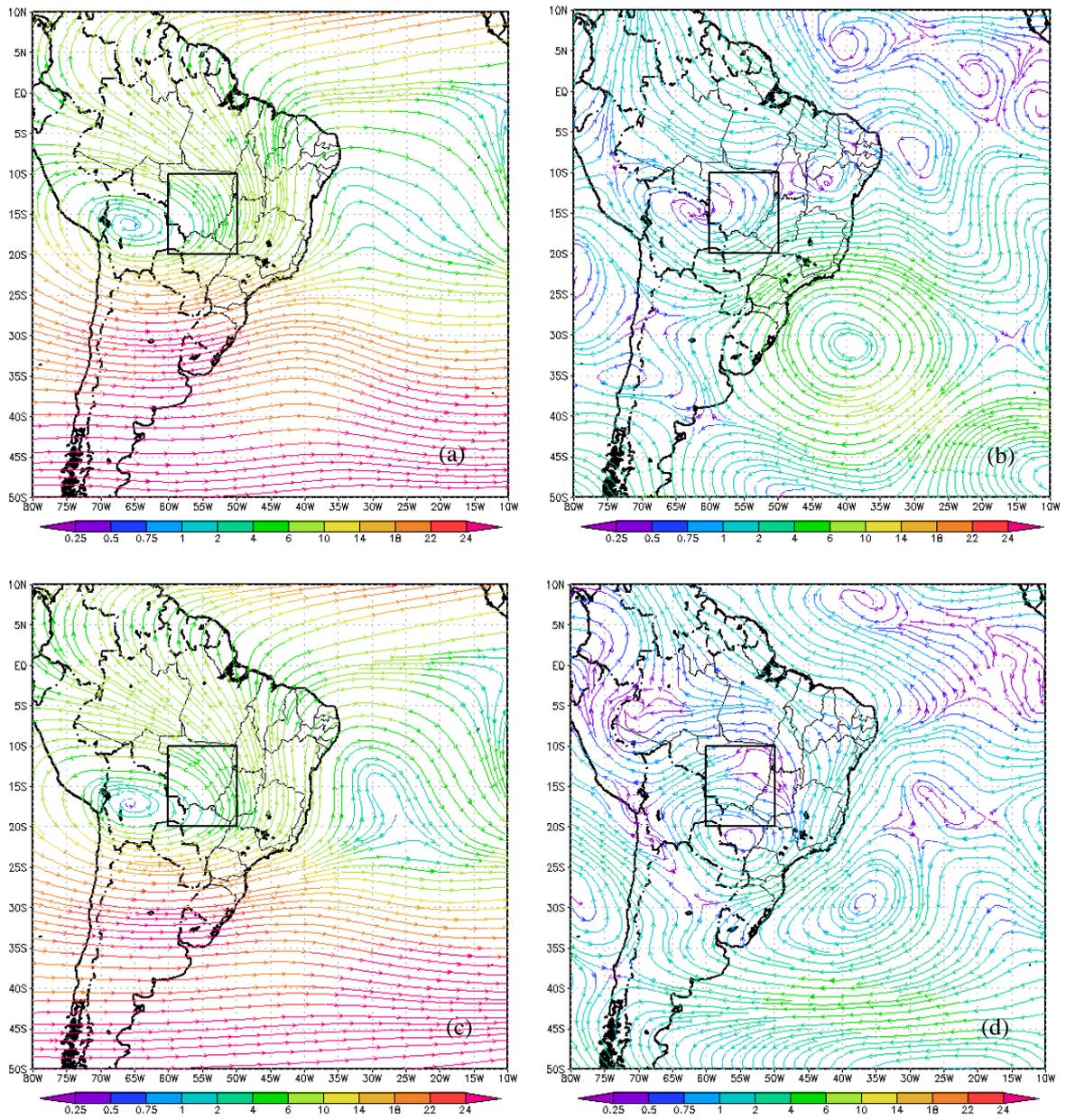


Figura 4.11 –Vento em 250 hPa para (a) períodos ativos curtos, (b) anomalia de períodos ativos curtos, (c) períodos ativos longos e (d) anomalia de períodos ativos longos.

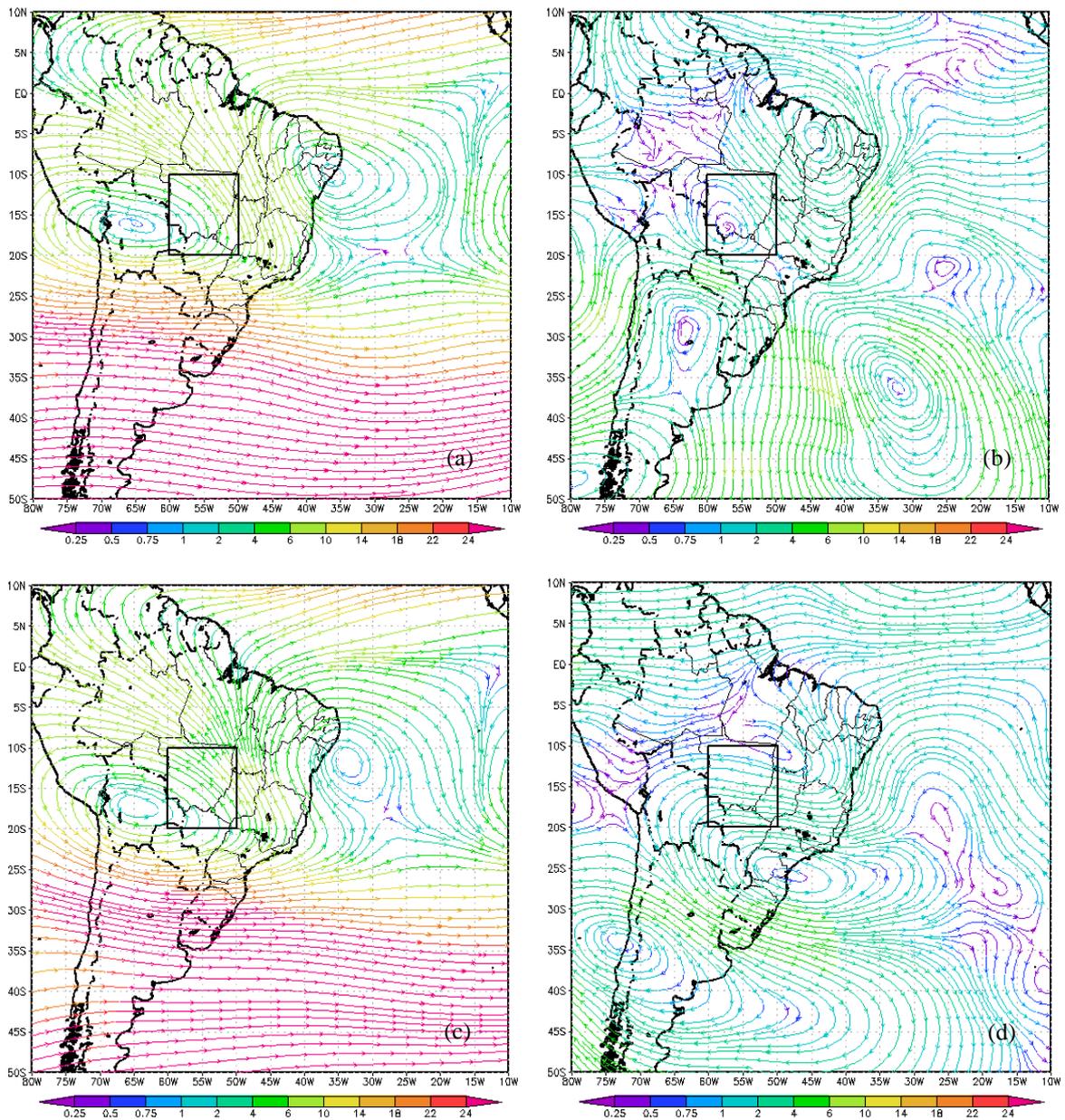


Figura 4.12 –Vento em 250 hPa para (a) períodos inativos curtos, (b) anomalia de períodos inativos curtos, (c) períodos inativos longos e (d) anomalia de períodos inativos longos.

### 4.2.3 – Umidade específica em baixos níveis

Como complemento a análise dos campos atmosféricos, optou-se por avaliar o conteúdo de umidade atmosférica em baixos níveis nas diferentes categorias de períodos ativos e inativos. Um dos motivos que reforça a necessidade dessa avaliação é o fato da umidade específica em baixos níveis ser a de maior contribuição para o cálculo do fluxo de umidade integrado verticalmente, em comparação a outros níveis.

A média climatológica da umidade específica é vista na Figura 4.13, onde nota-se valores acima de 17,5 g/kg estendendo-se do sul da bacia amazônica, passando por Mato Grosso, Goiás e parte dos estados da região Sudeste. O NSMAS também aparece parcialmente inserido nesta região de máximos relativos de umidade específica, apresentando valores de até 19g/kg. Nota-se um mínimo relativo sobre a região Nordeste, com valores entre 12 e 14 g/kg.

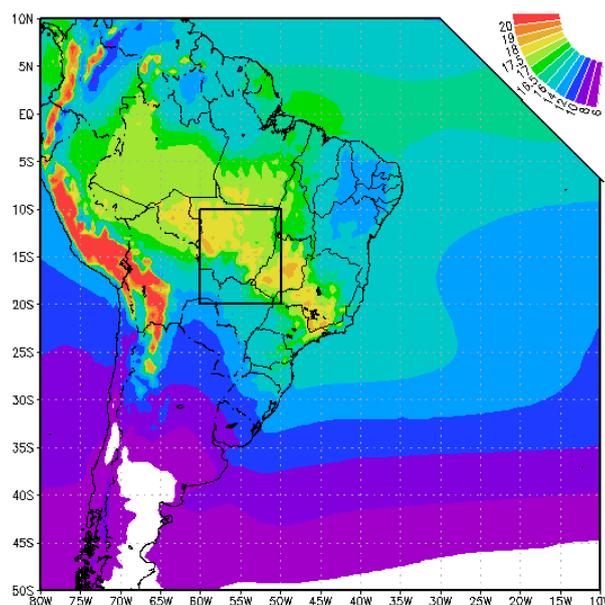


Figura 4.13 – Climatologia da umidade específica (g/kg) no nível de 1000 hPa para os meses de verão entre 1980 a 2010. Foi utilizado intervalo de 0,5 g/kg entre 16 g/kg e 18 g/kg de modo a melhor representar a distribuição espacial da variável no NSMAS.

Estendendo a análise a períodos ativos e inativos e suas respectivas anomalias (Figuras 4.14), pode-se perceber que períodos ativos (Figura 4.14a) apresentam maior conteúdo de vapor d'água atmosférico e em uma área mais extensa sobre o Brasil central, ao passo que períodos inativos (Figura 4.14c) são similares a média climatológica. A região de maiores valores de umidade específica, em ambos os eventos é o estado de Goiás, seguido por parte do estado de Minas Gerais. Avaliando as respectivas anomalias (Figuras 4.14b e 4.14d), percebe-se uma extensa região de valores positivos ao norte do paralelo de 20°S. Essas anomalias indicam reforço de umidade durante períodos ativos. Por outro lado, o Paraguai, norte da Argentina, região Sul e seu litoral estão com valores negativos, indicando déficit de vapor d'água nessas regiões durante PA, ao passo que em PI, a região está com anomalias positivas. A presença de umidade nesta região é um fator

fortemente contribuinte para a formação de sistemas convectivos de mesoescala. Desta forma, o ambiente encontra-se mais favorável à ocorrência destes fenômenos durante PI do que durante PA. Este resultado está de acordo com o escoamento em 850 hPa que intensifica o vento nesta região, contribuindo para o aporte de umidade. Parte do Atlântico Sul também apresenta valores acima da média. No NSMAS, observou-se anomalias positivas de umidade em PA, ao passo que em PI os há anomalias neutras e negativas no norte da área e valores positivos no sul.

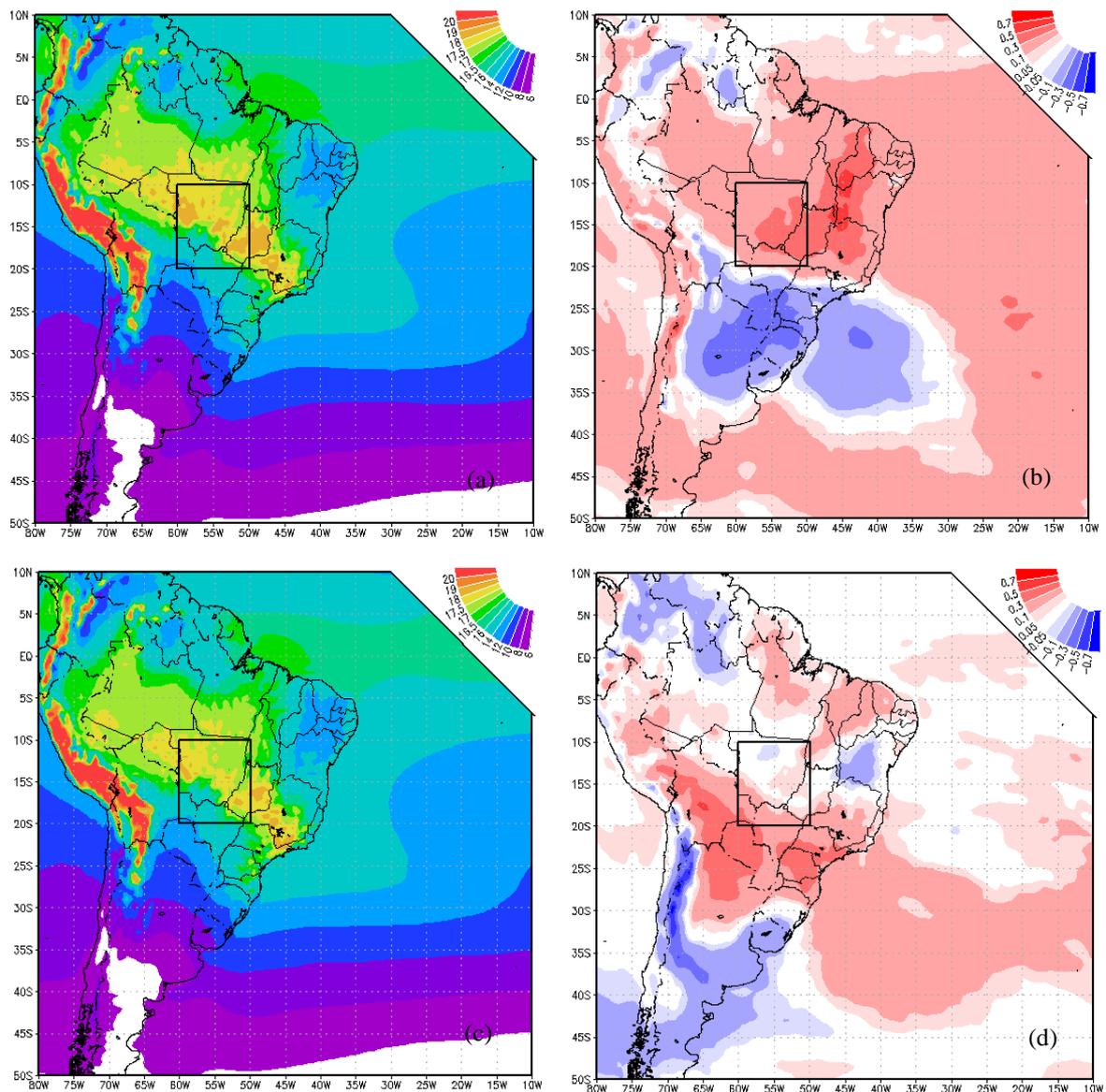


Figura 4.14 – Umidade específica (g/kg) em 1000 hPa em (a) PA, (b) anomalia de PA, (c) PI, (d) anomalia de PI.

As Figuras 4.15 perfazem o conjunto de períodos ativos curtos e longos, onde a média de ambos apresentou padrão espacial similar entre si, com máximos relativos de umidade específica ao longo do eixo noroeste-sudeste no Brasil central. Quanto as anomalias, nota-se que estas contribuem para o campo total de umidade específica em períodos longos, dado os valores positivos se estendem até o paralelo de 30°S. Há um forte dipolo de umidade nos períodos curtos, entre o sul do Brasil e os estados ao norte de 20°S. Este mesmo dipolo, além de deslocado meridionalmente para sul, é menos significativo em períodos ativos longos.

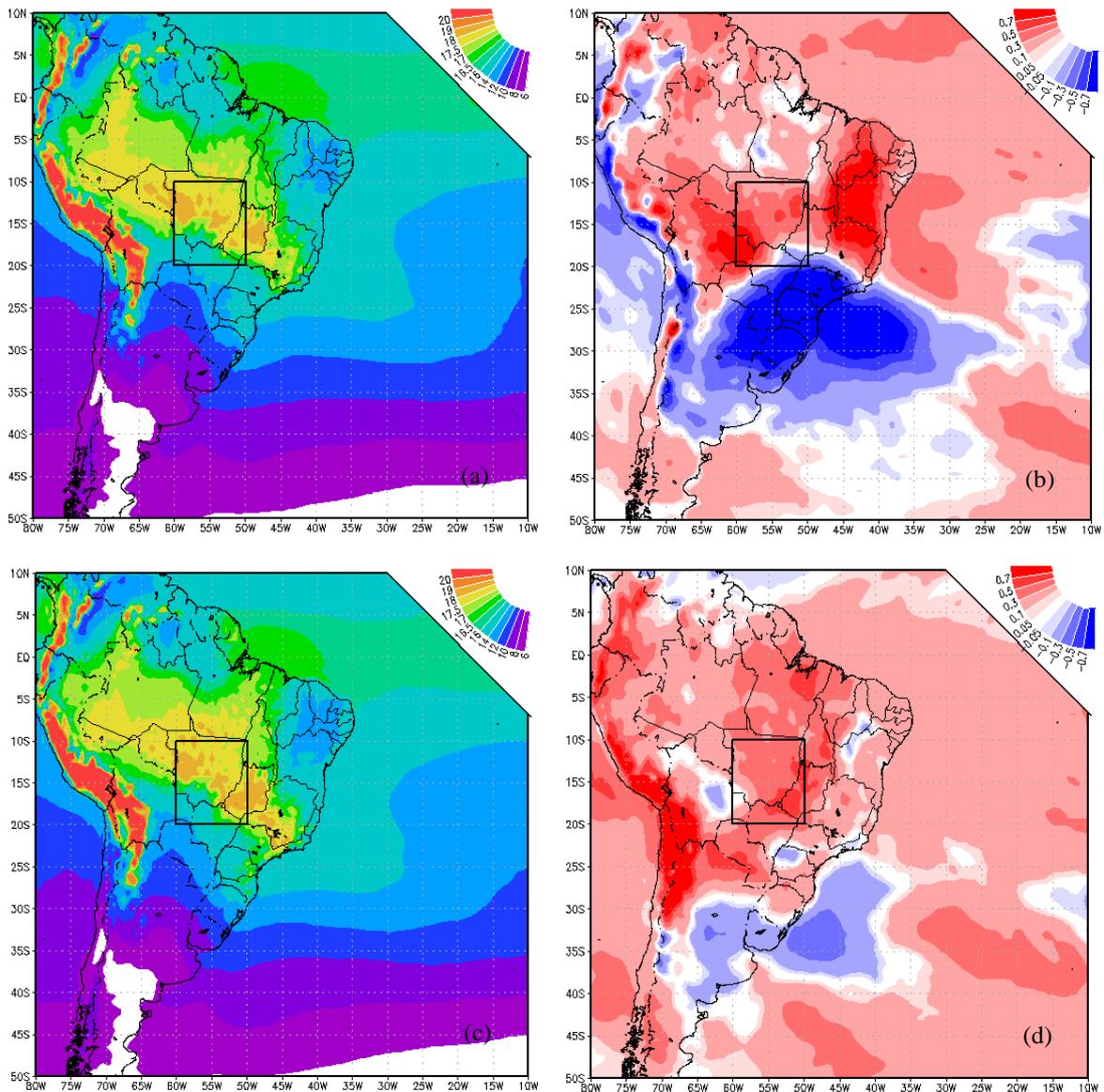


Figura 4.15 – Umidade específica (g/kg) em 1000 hPa em (a) PAC, (b) anomalia de PAC, (c) PAL, (d) anomalia de PAL.

Os períodos inativos curtos e longos são mostrados nas Figuras 4.16. Surge para períodos inativos curtos (Figura 4.16a) maiores valores de umidade na região amazônica ocidental, sendo reforçados por valores positivos de anomalia de umidade (Figura 4.16b), estendendo-se desde a Colômbia até o estado de São Paulo e litoral Sul. Há um mínimo relativo de umidade específica sobre parte do estado da Bahia, cujo sinal é acentuado por anomalias negativas em períodos curtos. O Paraguai e o norte da Argentina estão com valores positivos de anomalia em  $PI_C$ , contribuindo para a formação das tempestades convectivas de mesoescala. Contudo, o cenário se reverte quando são apresentados os campos de períodos inativos longos, conforme visto nas Figuras 4.16c e 4.16d. Toda a região típica de formação destes fenômenos de mesoescala, no oeste do continente sul-americano, está com valores negativos de umidade específica, inibindo a formação de tempestades. Parte do Nordeste apresenta valores positivos da anomalia de umidade específica, reduzindo o mínimo relativo no campo médio. A maior magnitude das anomalias de  $PI_C$  contribui para a similaridade com o campo de anomalia total de PI.

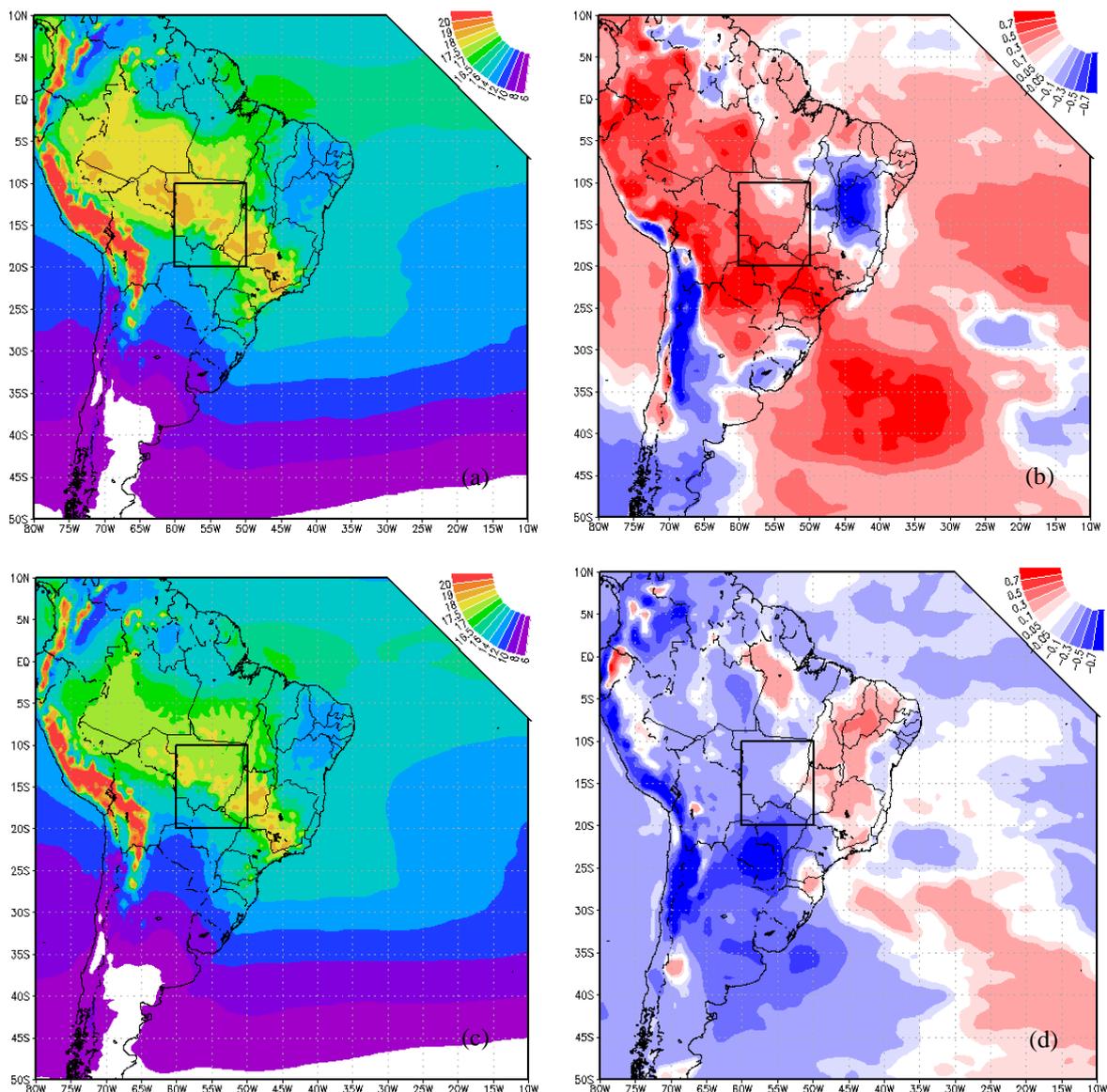


Figura 4.16 – Umidade específica (g/kg) em 1000 hPa em (a)  $PI_c$ , (b) anomalia de  $PI_c$ , (c)  $PI_L$ , (d) anomalia de  $PI_L$ .

Com o intuito de avaliar o conteúdo de umidade específica na camada atmosférica, obteve-se o perfil vertical médio, em fases ativas e fases inativas da monção de verão na AS. Os gráficos da Figura 4.17 são representativos do perfil vertical do conteúdo de vapor d'água médio na área do NSMAS. Nota-se pela Figura 4.17a que os valores médios, de PA e de PI estão bastante próximos, com valores maiores a superfície e decrescendo com a altura. Contudo, na média troposfera é possível observar que há maior umidade em PA. O perfil das anomalias é visto na Figura 4.17b, sendo que PA possui um máximo relativo em superfície e outro na média troposfera, o que indica que a camada de umidade não está

apenas confinada na troposfera inferior. Entretanto, os valores de anomalia são duas ordens de grandeza abaixo do valor total, indicando variação irrisória do conteúdo de vapor d'água.

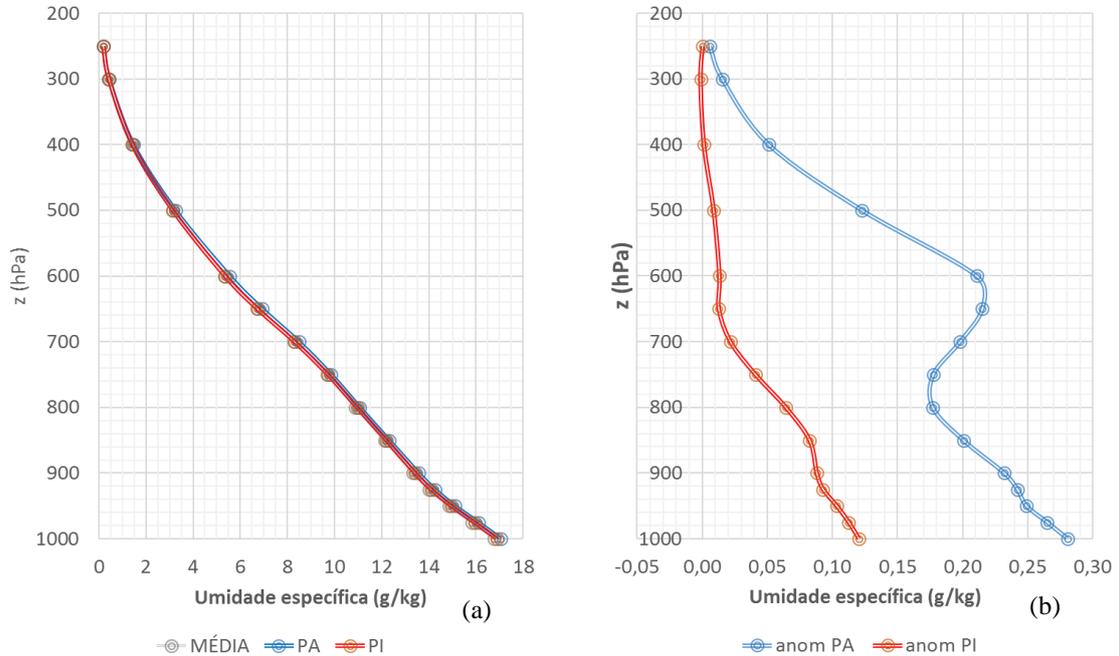


Figura 4.17– Perfil vertical de umidade específica (a) e sua anomalia (b) no NSMAS. Valor médios climatológicos estão representados em cinza, períodos ativos em azul e períodos inativos em laranja.

#### 4.2.4 – Precipitação

A análise do campo de precipitação inicia-se na Figura 4.18, onde a média climatológica da variável é apresentada. Valores significativos aparecem em toda a região Amazônica, no NSMAS e parte de Minas Gerais. Um máximo relativo pode ser observado também no estado do Amapá e Guiana Francesa associado a presença da Zona de Convergência Intertropical.

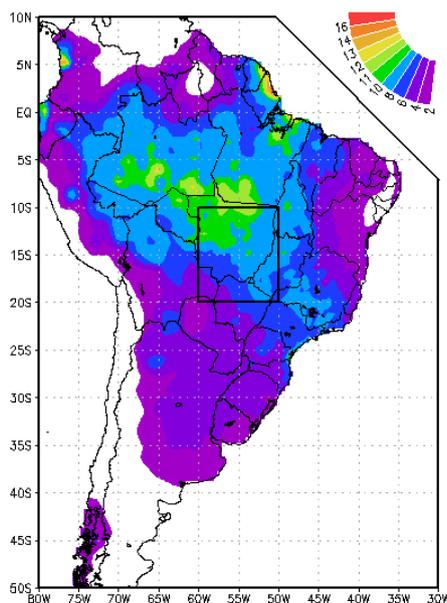


Figura 4.18 – Climatologia da precipitação (mm/dia) para os meses de verão (DJF) entre 1980 a 2010.

Estão apresentados na Figura 4.19 os padrões espaciais de precipitação em PA e PI e suas respectivas anomalias. O padrão climatológico aparece em PA (Figura 4.19a), entretanto de maior magnitude, destacando-se o NSMAS que apresenta taxas de precipitação maiores que 16 mm/dia. Nota-se também um máximo relativo entre o sul da Bolívia e o norte da Argentina, evidenciando a formação de convecção nessa região por conta do escoamento a leste dos Andes. Para PI (Figura 4.19c), há uma quebra do padrão espacial de precipitação, surgindo um máximo relativo no noroeste da região amazônica, com valores máximos entre 12 e 14 mm/dia e outro na região Sul do Brasil. O máximo relativo sobre a região Sul pode ser explicado pelos transientes baroclínicos e também pela formação dos sistemas de mesoescala. É interessante notar que o máximo do norte da Argentina permanece presente, o que permite concluir que o escoamento a leste dos Andes é eficiente em produzir precipitação nessa região em função do aporte de umidade na região, não sendo sensível a oscilação intrassazonal da monção de verão. A anomalia de ambos os campos revela que em períodos ativos (Figura 4.19b) ocorre precipitação acima do esperado para todo o Brasil central, incluindo o NSMAS, estados da região Sudeste e parte do Norte e Nordeste, com valores superiores a 4mm/dia. Mínimos relativos aparecem na região Sul e no norte e nordeste do continente sul-americano, indicando chuvas reduzidas para estas localidades (inibição de sistemas convectivos de mesoescala). Em períodos inativos (Figura 4.19d), o padrão de anomalias se reverte, surgindo valores

negativos de chuva no Brasil central e no Sudeste e chuvas acima da média no norte da AS e no Sul do Brasil e leste da Argentina.

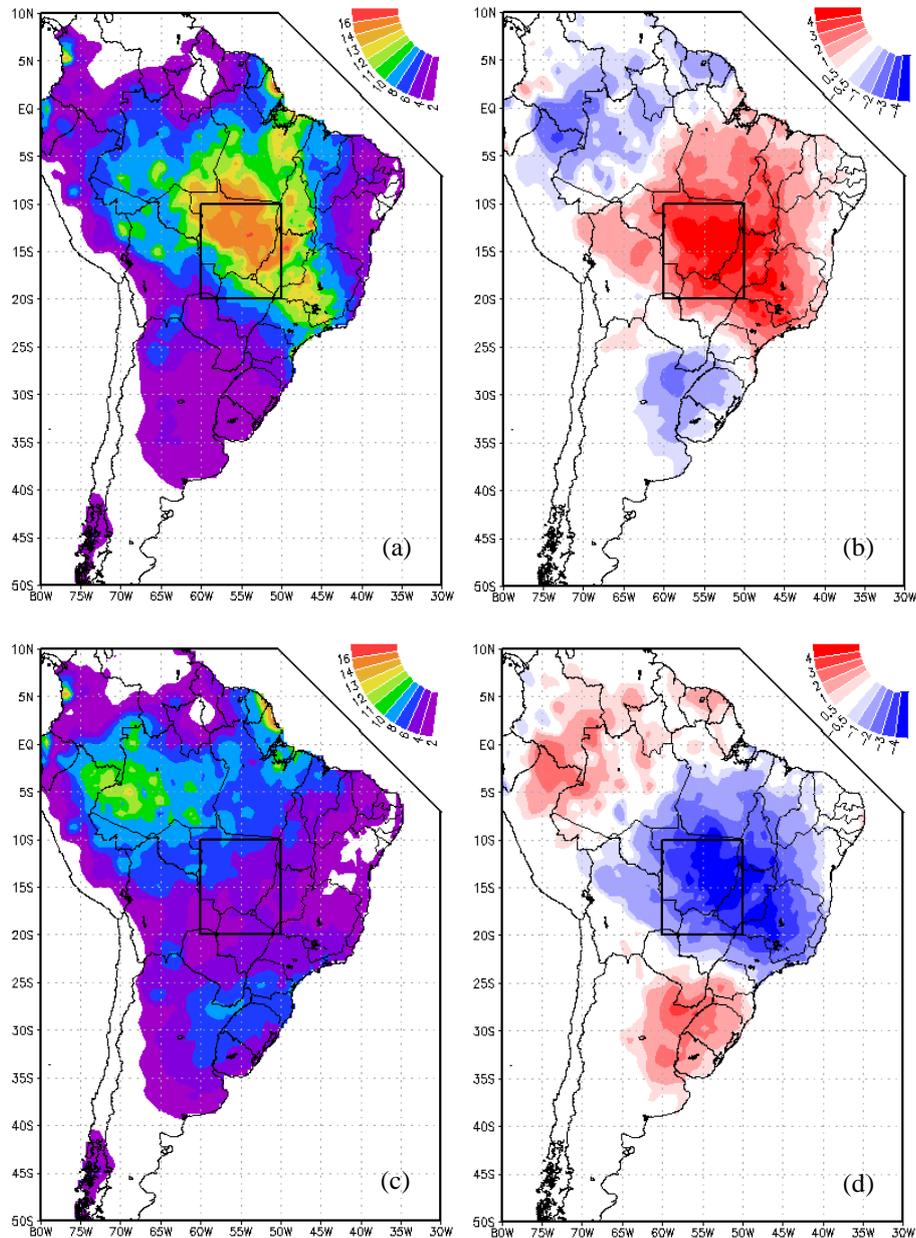


Figura 4.19 – Precipitação (mm/dia) para (a) PA, (b) anomalia de PA, (c) PI, (d) anomalia de PI.

Períodos ativos curtos e longos seguem a mesma distribuição espacial dos períodos ativos totais (Figuras 4.20). No NSMAS, nota-se que os máximos de chuva que estavam mais espalhados no campo total de PA, aparecem mais próximos espacialmente (Figuras 4.20a e 4.20c). As anomalias relativas a  $PA_C$  e  $PA_L$  (Figuras 4.20b e 4.20d) também segue os mesmos padrões espaciais da anomalia total, estando os máximos e mínimos locais

menos diluídos. O déficit de precipitação na região Sul do Brasil é mais nítido em períodos ativos longos (Figura 4.20d).

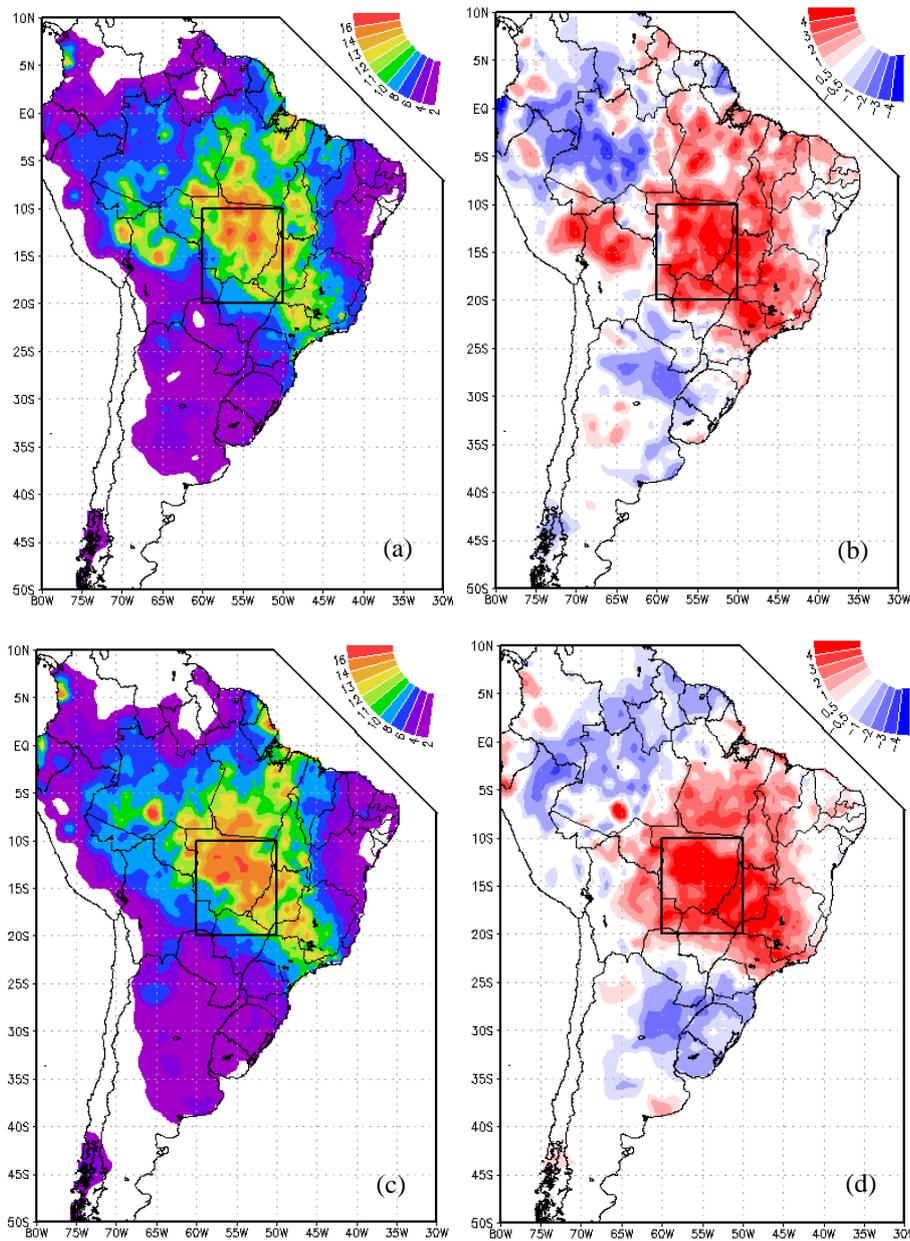


Figura 4.20 – Precipitação (mm/dia) para (a) PAC, (b) anomalia de PAC, (c) PAL, (d) anomalia de PAL.

Períodos inativos curtos e longos também são semelhantes entre si e ao campo médio de PI, conforme mostrado na Figura 4.21. Contudo, períodos inativos longos (Figura 4.21c) parecem ser mais chuvosos no NSMAS do que períodos curtos (Figura 4.21a). O máximo relativo entre o norte argentino e o sul da Bolívia aparece reforçado com valores de anomalia positiva em períodos curtos (Figura 4.21b) mais significativos do que em

períodos longos (Figura 4.21d). Períodos inativos curtos parecem contribuir para a convecção que se forma na saída do escoamento de baixos níveis a leste dos Andes. Isto sugere que a chuva que se forma devido a presença de sistemas convectivos de mesoescala nesta região se conecta a passagem dos transientes baroclínicos sobre a região Sul do Brasil.

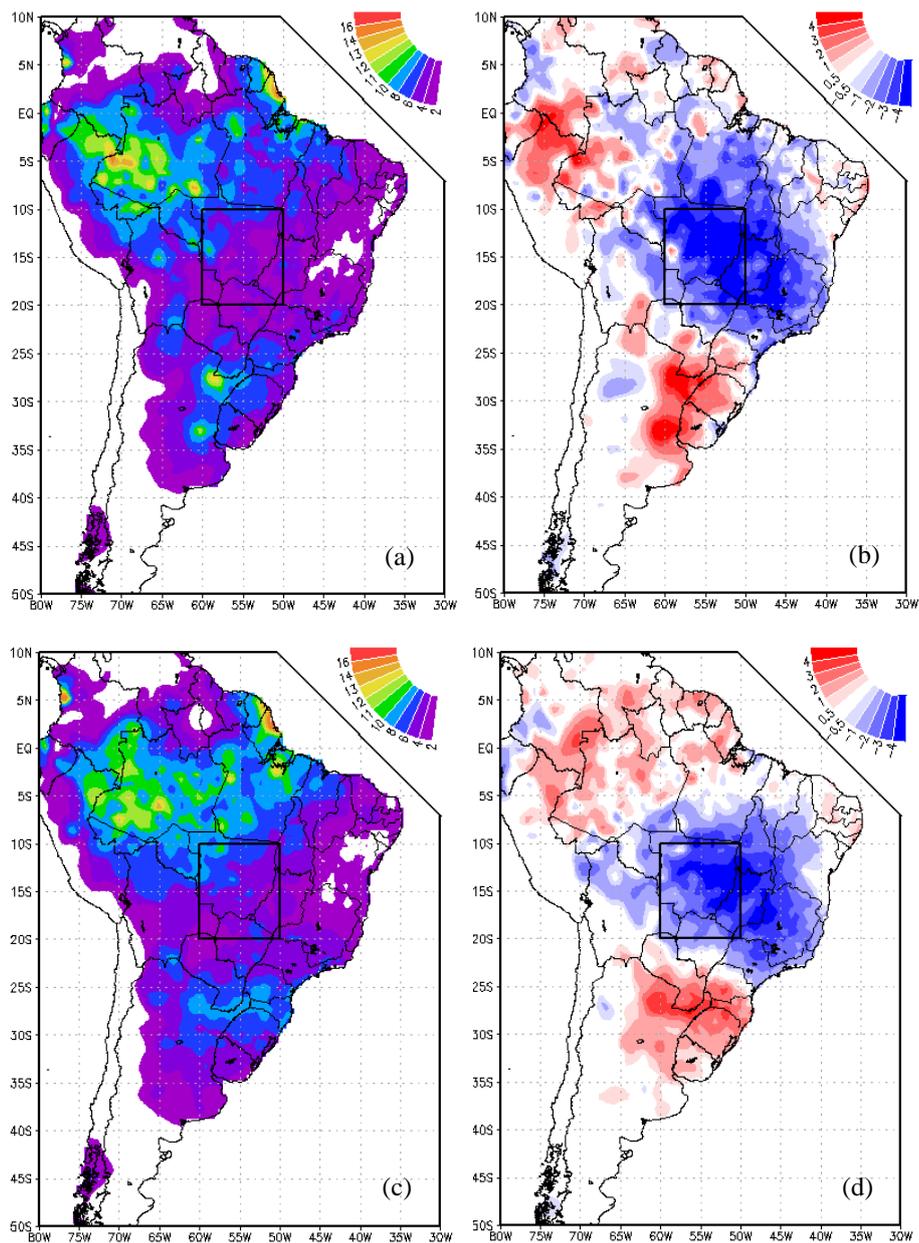


Figura 4.21 – Precipitação (mm/dia) para (a) PIC, (b) anomalia de PIC, (c) PIL, (d) anomalia de PIL.

### **4.3 – Fluxos de umidade**

A divergência do fluxo de umidade que será apresentada nas figuras a seguir, juntamente com o fluxo de umidade integrado verticalmente, será indicada em tons de vermelho associados a divergência deste fluxo ao passo que valores em azul indicam convergência do fluxo de umidade. Faz-se uma ressalva quanto a análise destas variáveis na região da Cordilheira dos Andes, onde tais valores estão sendo considerados como espúrios devido à má representação da variável em função da altitude.

#### **4.3.1 – Fluxo de umidade integrado verticalmente**

A climatologia do FUIV é apresentada na Figura 4.22, onde duas grandes regiões podem ser destacadas, a saber: o oceano Atlântico em sua faixa equatorial, com valores de divergência positiva do fluxo, e a região Amazônica, com valores negativos da divergência (caracterizando convergência). Desta maneira, reitera-se o fato do oceano Atlântico ser a principal fonte de vapor d'água para a atmosfera no continente da América do Sul, conforme já demonstrado por Satyamurty *et al.* (2013). Observa-se também que a região do Atlântico equatorial (entre 03N e 05N aproximadamente) é um sumidouro de umidade. Esta região está no encontro de dois grandes anticiclones que são fontes de umidade, um no Atlântico Norte e outro no Atlântico Sul. Pode-se observar que o escoamento se inicia de sudeste/leste, contornando o anticiclone sobre o Atlântico Sul por sua borda mais ao norte e sendo carregado pelos ventos alísios na região equatorial. O fluxo de umidade ronda de sudeste para nordeste quando penetra na região amazônica. Quando o escoamento encontra a barreira dos Andes, é defletido para sul, sudoeste, caracterizando o escoamento que flui junto a encosta oriental da Cordilheira dos Andes. O escoamento permanece de norte sobre o eixo do continente e novamente é defletido para sudeste, retornando pelo litoral sul e sudeste para o oceano.

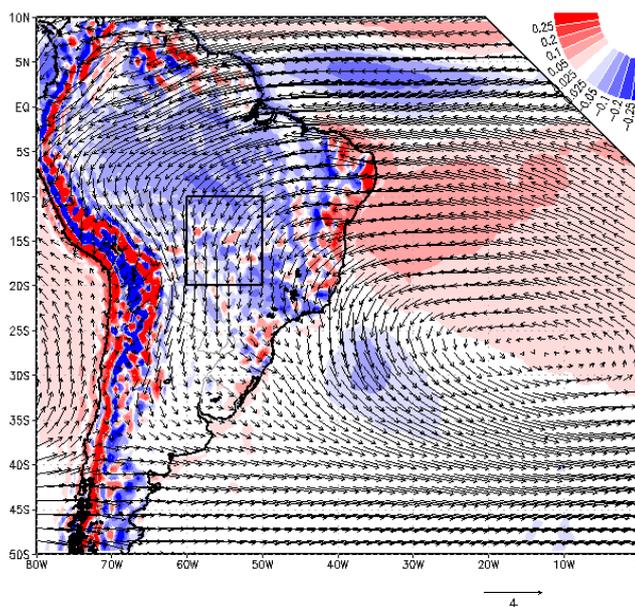


Figura 4.22 – Climatologia do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetor) e divergência do fluxo (sombreado) para os meses de verão (DJF) entre 1980 a 2010. A unidade de FUIV é  $10^2 \text{ kg.m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  e a da divergência de FUIV é  $10^{-5} \text{ kg.m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ .

As composições PA/PI são apresentadas na Figura 4.23. Em PA (Figura 4.23a), nota-se ampla área de convergência do fluxo sobre a posição climatológica da ZCAS e parte do oceano Atlântico. Esta região também apresenta sinal negativo na anomalia (Figura 4.23b), indicando reforço da convergência de umidade. O fluxo de umidade apresenta componente de norte em quase todo o Brasil central, incluindo o NSMAS. Já na anomalia, o NSMAS está inserido dentro da circulação ciclônica entre 10S e 30S, que contribui no sentido de reter o conteúdo de vapor d'água no NSMAS. Já em períodos inativos (Figura 4.23d), o ciclo é invertido, surgindo uma circulação anti-horária no centro-sul do Brasil. Anomalmente, valores positivos de divergência do fluxo ocorrem nessa região, enfraquecendo assim o fluxo de umidade. A região Sul mostra bastante escoamento de norte, com convergência do fluxo de umidade.

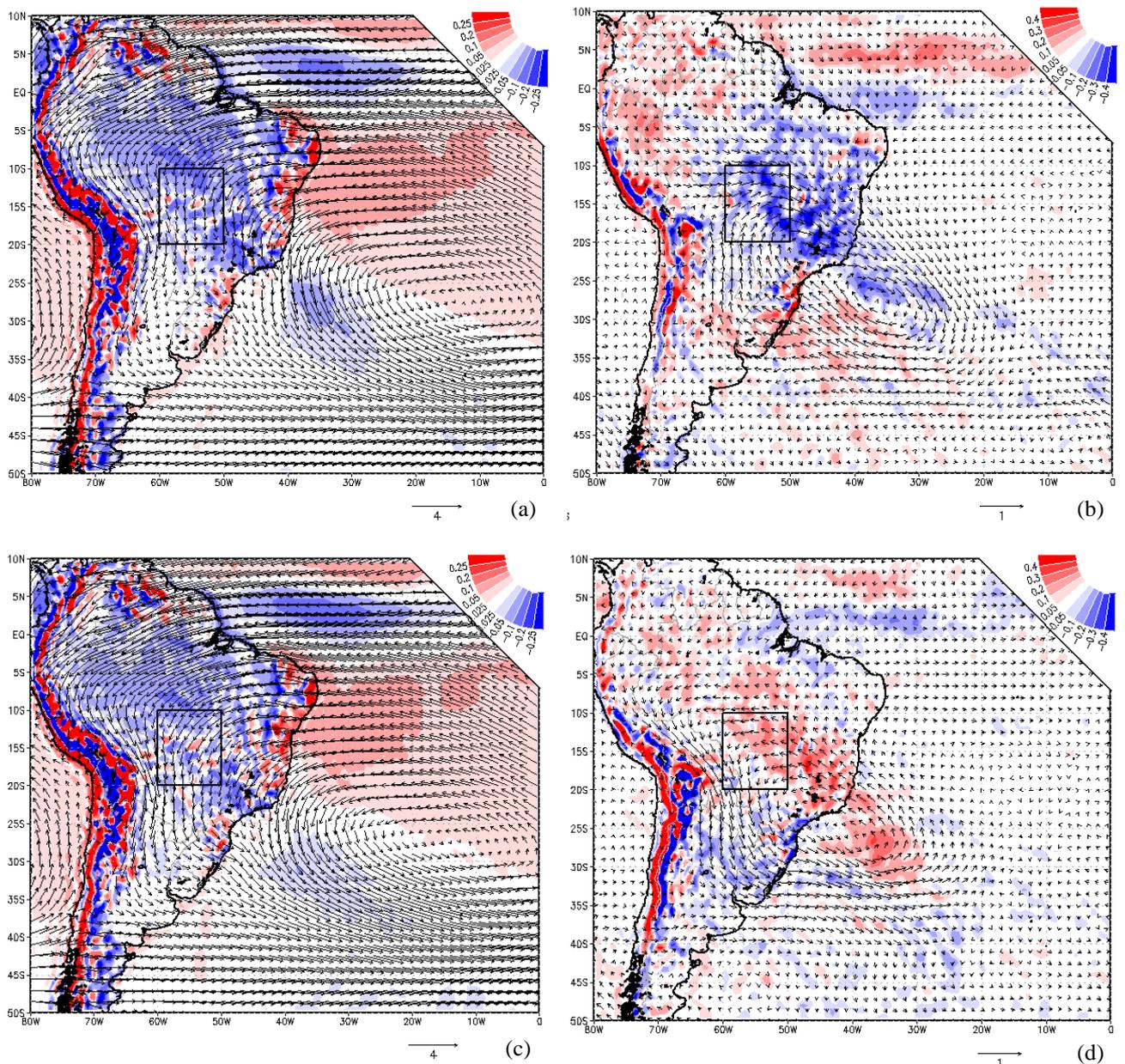


Figura 4.23 – FUIV ( $10^2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) e divergência de FUIV (sombreado) ( $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ) para (a) PA, (b) anomalia de PA, (c) PI e (d) anomalia de PI.

Apresenta-se na Figura 4.24 os campos de períodos ativos curtos e longos e suas respectivas anomalias. Nota-se que há convergência do fluxo de umidade sobre todo Brasil Central, inclusive no NSMAS, tanto em  $PA_C$  (Figura 4.24a) quanto em  $PA_L$  (Figura 4.24c), em concordância com o campo total de PA da Figura 4.23a. Também se nota forte componente norte no FUIV dentro do NSMAS. Os campos de anomalia mostram que a circulação ciclônica está melhor definida e mais intensa em períodos curtos (Figura 4.24b) do que em períodos longos (Figura 4.24d). Há regiões de convergência mais intensas

também no NSMAS em períodos curtos, indicando maior contribuição destes períodos para a anomalia total.

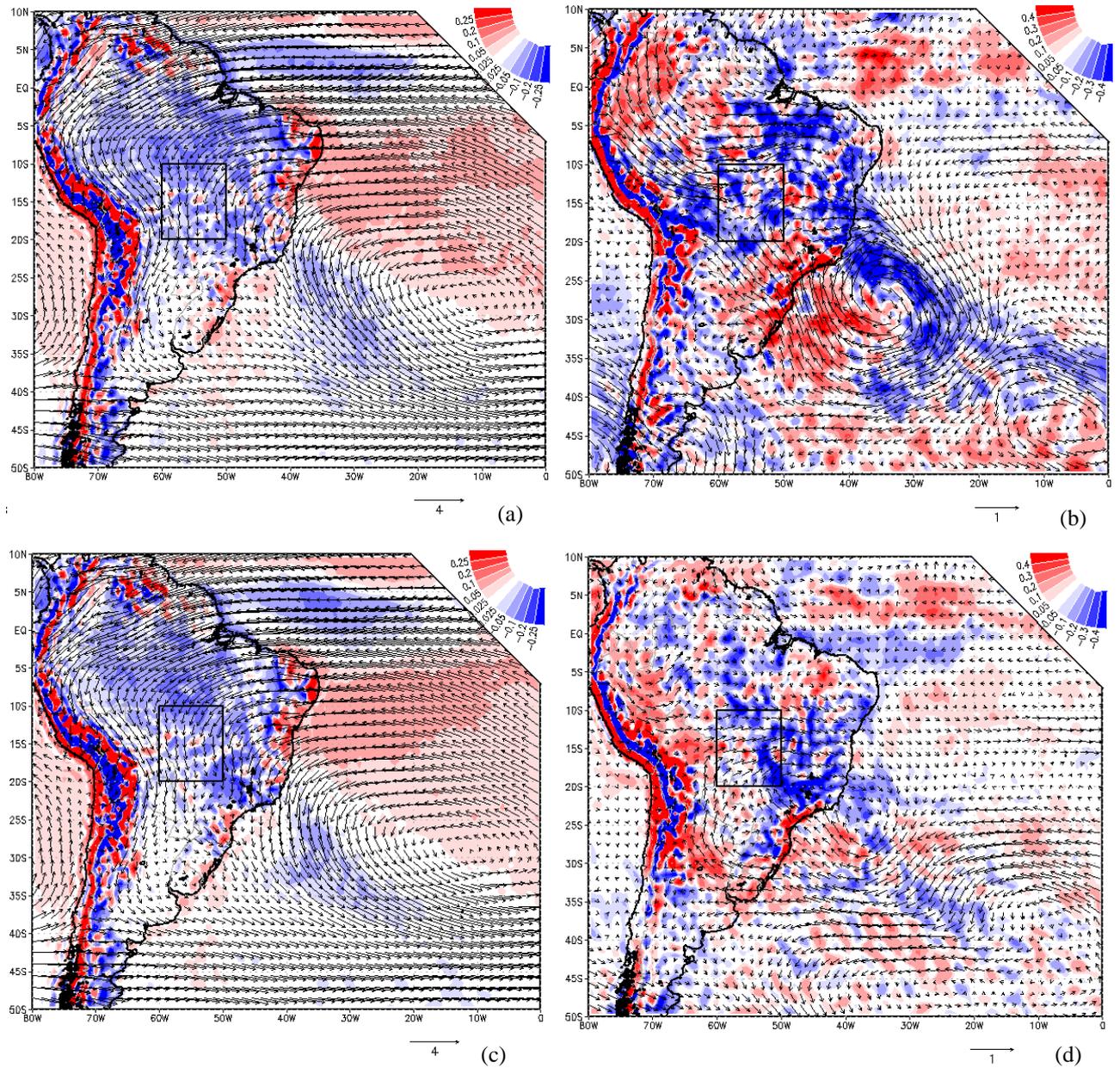


Figura 4.24 – FUIV ( $10^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) e divergência de FUIV (sombreado) ( $10^{-5} \cdot \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ) para (a)  $PA_C$ , (b) anomalia de  $PA_C$ , (c)  $PA_L$  e (d) anomalia de  $PA_L$ .

O conjunto da Figura 4.25 é representativo dos períodos inativos curtos e longos e suas respectivas anomalias. Tanto  $PI_C$  (Figura 4.25a) quanto  $PI_L$  (Figura 4.25c) apresentam majoritariamente áreas de convergência do fluxo de umidade no NSMAS, similar ao campo total de  $PI$  da Figura 4.23c. Os campos de anomalia mostram que a circulação

anticiclônica do fluxo de umidade presente no campo de anomalia total (Figura 4.23d) está presente nos períodos curtos (Figura 4.25b) e nos longos (Figura 4.25d), porém mais intensa nos curtos. A anomalia de períodos inativos curtos mostra fluxo de sudeste estendendo-se desde o oceano Atlântico até o Sul da Amazônia, associado a forte divergência. Em períodos longos, a anomalia positiva da divergência de umidade está mais restrita entre os meridianos de 050W e 030W, sobre a Bahia e o Espírito Santo. No NSMAS, períodos inativos curtos não contribuem para o aporte de umidade na região tanto quanto períodos inativos longos, dado a maior concentração de áreas de divergência de umidade nos curtos. Pode-se observar também que há um reforço do campo médio mais significativo em períodos curtos do que longos na região a leste dos Andes, dada a maior intensidade do fluxo. Um fato importante que pode ser notado sobre o oceano Atlântico, ao sul de 30S, são dois centros anômalos do fluxo de umidade, sendo o mais a oeste girando no sentido horário e o mais a leste, no sentido anti-horário.

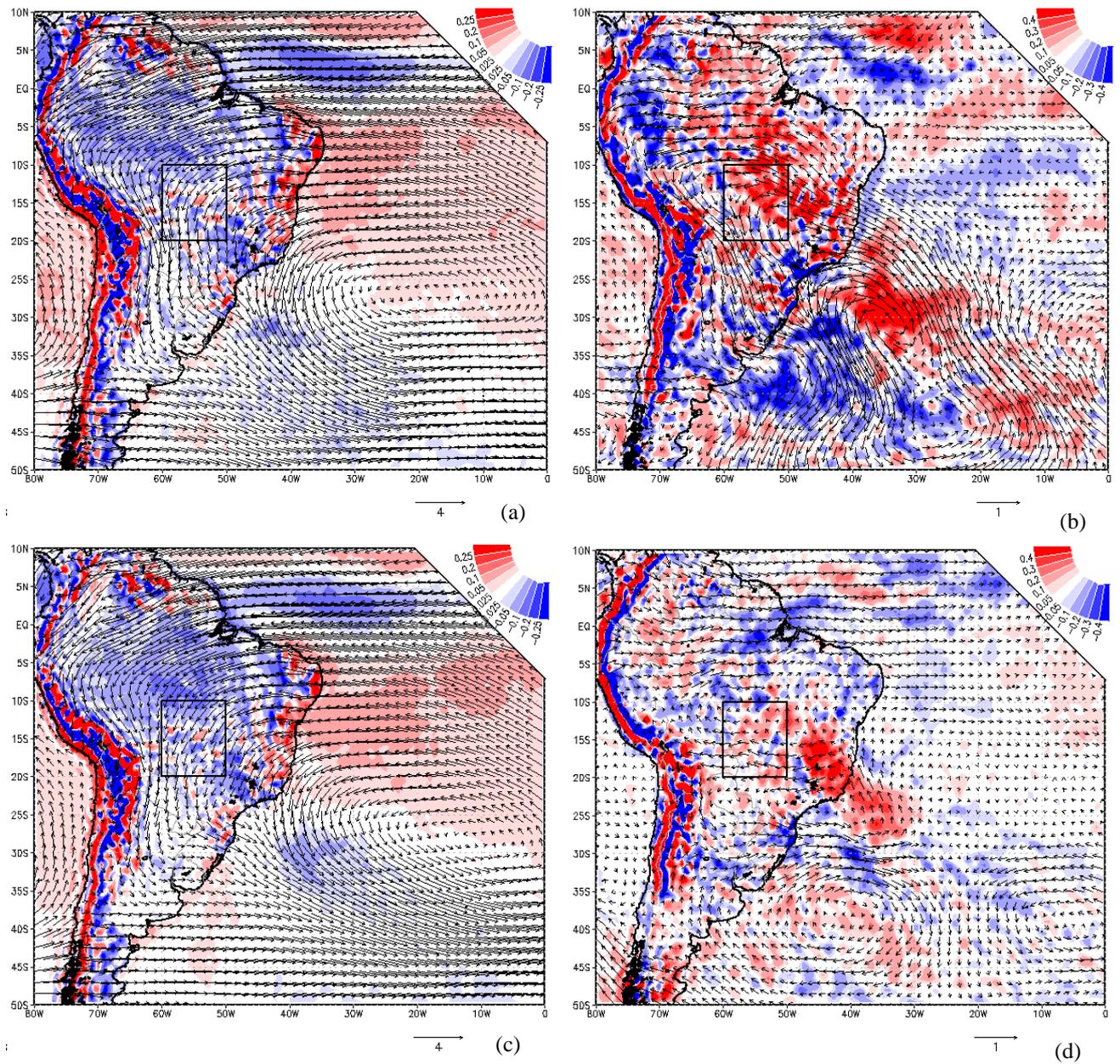


Figura 4.25 – FUIV ( $10^2 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência de FUIV (sombreado) ( $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) para (a)  $PI_C$ , (b) anomalia de  $PI_C$ , (c)  $PI_L$  e (d) anomalia de  $PI_L$ .

### 4.3.2 – Variabilidade diurna dos fluxos de umidade

Na Figura 4.26 tem-se a média climatológica do fluxo de umidade integrado verticalmente e sua divergência para os quatro horários sinóticos 00Z, 06Z, 12Z e 18Z. Sua análise mostra que durante a noite (00Z), todo o Brasil Central, região amazônica e parte do Sudeste apresenta convergência do fluxo de umidade proveniente do oceano Atlântico. No NSMAS, os vetores são majoritariamente de nordeste e convergem com o fluxo de umidade que flui a leste da Cordilheira dos Andes. No horário das 06Z, representativo da madrugada, a região de convergência do fluxo de umidade se estende também para o Paraguai e norte da Argentina, porém com menor intensidade. Pela manhã (12Z), o fluxo de umidade é defletido para sudeste no NSMAS, Mato Grosso do Sul e Paraguai, persistindo ainda valores de convergência do fluxo sobre o eixo central do continente. O litoral dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, que antes apresentavam divergência do FUIV, apresentam no horário das 12Z convergência deste fluxo. Ainda se nota uma componente de sul no fluxo de umidade que aporta no norte argentino, com convergência associada. A situação vespertina, representada pelo horário das 18Z, mostra uma faixa de convergência de umidade um pouco ao sul da região climatológica de formação da ZCAS, com intensa convergência do fluxo nos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo, sul de Minas Gerais e Rio de Janeiro. A porção norte da Argentina e Paraguai apresentam fluxo de noroeste, com valores de divergência deste fluxo associados.

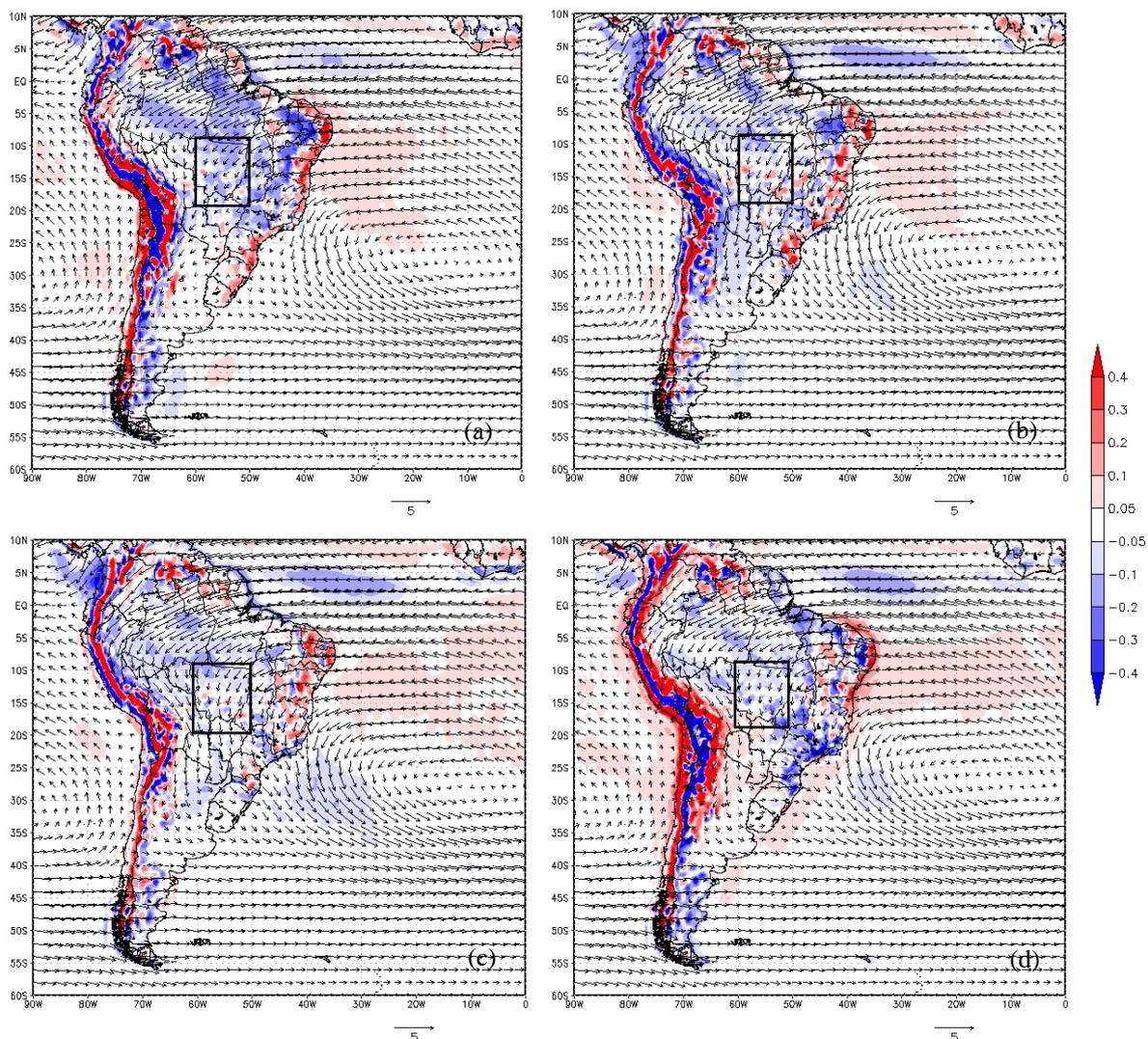


Figura 4.26 – Climatologia do fluxo de umidade integrado verticalmente (vetor) e divergência do fluxo (sombreado) para os meses de verão (DJF) entre 1980 a 2010 nos horário de (a) 00Z, (b) 06Z, (c) 12Z e (d) 18Z. A unidade de FUIV é  $10^2 \cdot \text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  e a da divergência de FUIV é  $10^{-5} \cdot \text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ .

### 4.3.3 – Relação entre fluxo de umidade e precipitação climatológica

Neste tópico, procurou-se estabelecer a relação entre os fluxos de umidade integrados verticalmente e a precipitação média nas áreas definidas na Figura 3.1. Primeiramente, foram obtidos os fluxos nas fronteiras dessas regiões, integrando-se a componente meridional (zonal) nas longitudes (latitudes) limítrofes.

A Tabela 4.3 apresenta os valores encontrados para cada integração, onde foram divididos em valores médios, PA, PI e anomalias respectivas. Esta tabela mostra a contribuição de cada fronteira (leste, norte, oeste e sul) em cada área, bem como o saldo do

fluxo de umidade. Valores positivos deste saldo indicam que há acúmulo de umidade em determinada região e valores negativos, perda de umidade.

Tabela 4.3 – Valores do FUIV integrado nas fronteiras ( $10^7.kg.s^{-1}$ ) para cada área da Figura 3.1 e saldo do fluxo de umidade dentro da região para os meses de verão (DJF) entre os anos de 1980 e 2010. Valores negativos foram realçados com a cor vermelha.

Fronteira	Período	Área 1	Área 2	Área 3	Área 4	Área 5	Área 6	Área 7	Área 8	Área 9
Leste (FE)	Média	19,1	25,7	33,9	-0,6	4,9	15,0	1,2	-3,4	-2,9
	PA	17,7	24,5	33,9	-2,4	2,0	13,6	1,4	-1,9	-3,3
	PI	20,2	25,7	33,2	-0,9	6,7	15,9	0,3	-5,0	-2,8
	Anomalia PA	-1,4	-1,1	0,0	-1,8	-2,9	-1,3	0,1	1,5	-0,4
	Anomalia PI	1,1	0,1	-0,7	-0,3	1,8	0,9	-0,9	-1,5	0,1
Norte (FN)	Média	11,2	13,3	3,5	11,6	10,1	5,3	7,1	9,5	12,5
	PA	11,8	14,5	4,6	12,1	10,6	6,8	6,0	7,2	13,2
	PI	11,5	13,5	3,7	12,8	9,8	4,4	9,2	12,2	11,9
	Anomalia PA	0,7	1,2	1,1	0,5	0,5	1,4	-1,1	-2,3	0,7
	Anomalia PI	0,4	0,2	0,2	1,2	-0,3	-0,9	2,1	2,7	-0,6
Oeste (FW)	Média	-10,0	-19,1	-25,7	2,2	0,6	-4,9	2,9	-1,2	3,4
	PA	-8,8	-17,7	-24,5	2,8	2,4	-2,0	3,0	-1,4	1,9
	PI	-10,8	-20,2	-25,7	3,3	0,9	-6,7	3,2	-0,3	5,0
	Anomalia PA	1,2	1,4	1,1	0,6	1,8	2,9	0,1	-0,1	-1,5
	Anomalia PI	-0,7	-1,1	-0,1	1,1	0,3	-1,8	0,3	0,9	1,5
Sul (FS)	Média	-11,6	-10,1	-5,3	-7,1	-9,5	-12,5	-5,2	-2,6	-10,4
	PA	-12,1	-10,6	-6,8	-6,0	-7,2	-13,2	-4,4	-1,4	-8,9
	PI	-12,8	-9,8	-4,4	-9,2	-12,2	-11,9	-6,2	-4,2	-11,6
	Anomalia PA	-0,5	-0,5	-1,4	1,1	2,3	-0,7	0,8	1,2	1,5
	Anomalia PI	-1,2	0,3	0,9	-2,1	-2,7	0,6	-1,0	-1,6	-1,2
SFU	Média	8,6	9,7	6,4	6,2	6,1	2,9	6,0	2,2	2,6
	PA	8,5	10,7	7,3	6,6	7,9	5,2	5,9	2,5	2,9
	PI	8,1	9,3	6,8	6,0	5,3	1,7	6,5	2,7	2,4
	Anomalia PA	-0,1	1,0	0,9	0,4	1,8	2,3	0,0	0,3	0,3
	Anomalia PI	-0,5	-0,5	0,4	-0,2	-0,9	-1,2	0,5	0,5	-0,2

Nas Figuras 4.27 e 4.28 estão representados os valores da Tabela 4.3. Os valores integrados estão representados em suas respectivas fronteiras e o valor em destaque no interior da área representa o saldo do fluxo de umidade.

Analisando a média climatológica dos fluxos integrados nas fronteiras (Figura 4.27), nota-se que a área 2 apresentou maior saldo em relação as demais, sendo seguida das áreas 1 e 3. A fronteira norte de todas as áreas apresentou sinal positivo (entrando na área), ao passo que todas as fronteiras sul apresentaram sinal negativo (saindo da área). Nas áreas

5 e 7, há convergência do fluxo pelas fronteiras norte, leste e oeste e saída apenas pela sul. Não se verificou saldo negativo em nenhuma das áreas, indicando assim que, na média, há acúmulo de vapor d'água em toda a região.

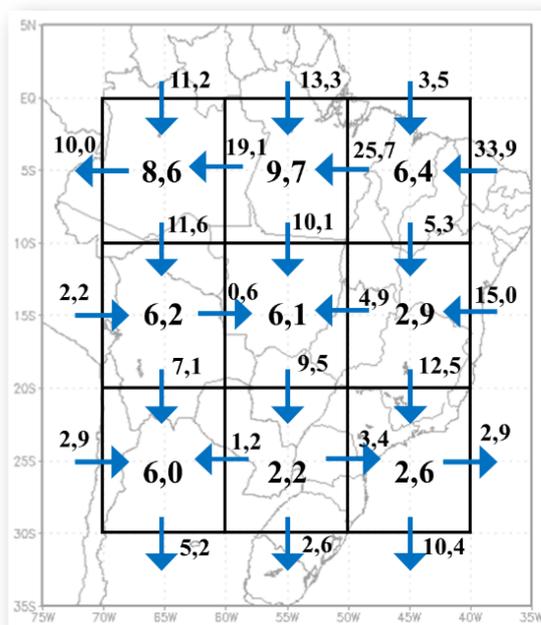


Figura 4.27 – Climatologia do FUIV ( $10^7 \cdot \text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$ ) integrado nas fronteiras e saldo do fluxo de umidade no interior de cada área. As setas indicam a direção do fluxo que cruza a fronteira e a magnitude é dada pelo valor próximo a seta. O SFU está representado no interior de cada área, sendo a soma vetorial da contribuição de todas as fronteiras.

O padrão dos fluxos não variou em PA/PI, como mostrado nas Figuras 4.27a e 4.27c, mudando apenas a magnitude dos valores considerados. Em PA (PI), os saldos apresentaram maior (menor) magnitude, indicando maior (menor) presença de umidade atmosférica durante a fase ativa (inativa) da monção. As anomalias são mostradas nas Figuras 4.27b e 4.27d. Nota-se que a anomalia do saldo do fluxo de umidade na área 5 apresentou maior magnitude, sendo positiva (negativa) no caso de PA (PI) e indicando acúmulo (perda) de vapor d'água. Em PA, houve perda de umidade apenas na caixa 1, ao passo que em PI, as caixas 1, 2, 4, 5, 6 e 9 apresentaram saldo negativo do fluxo.

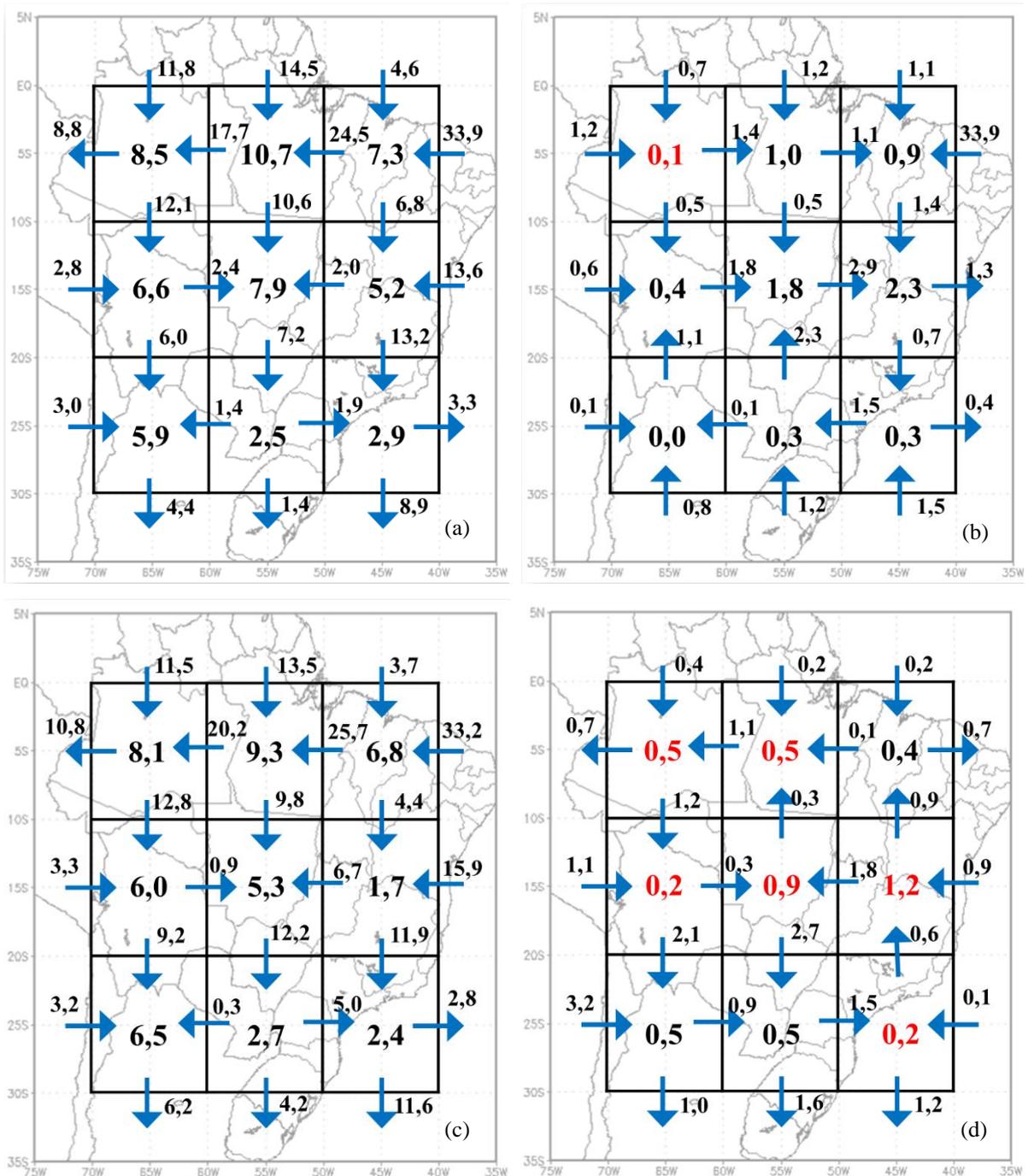


Figura 4.28 – FUIV ( $10^7 \text{ kg.s}^{-1}$ ) integrado nas fronteiras e saldo do fluxo de umidade no interior de cada área para (a) PA, (b) anomalia de PA, (c) PI e (d) anomalia de PI. Valores de SFU em preto (vermelho) indicam saldo positivo (negativo) de convergência do fluxo de umidade na área.

A Tabela 4.4 apresenta os valores climatológicos do percentual de precipitação devido a convergência do fluxo de umidade e pela evapotranspiração local (obtido por resíduo). As áreas de 1 a 5 tiveram valores de  $P_w$  acima de 50%, mostrando forte influência do transporte de umidade em produzir precipitação nestas regiões. As maiores

contribuições estão presentes na área 2 e 4 e a menor contribuição encontra-se na área 9. No NSMAS (área 5), cerca de metade da convergência do fluxo de umidade (54%) é responsável pela precipitação climatológica. A área 7 apresentou um valor acima de 100% e, a princípio, este resultado indica que a convergência do fluxo de umidade nesta região tem potencial de produzir precipitação acima da média climatológica. Entretanto, esta caixa está sob influência da cordilheira dos Andes e dados espúrios podem ter entrado no cálculo.

Tabela 4.4 – Relação entre o fluxo de umidade (dados do CFSR) e a precipitação climatológica (dados do CPC) para cada subárea da Figura 3.1. São apresentados o saldo do fluxo de umidade (SFU), a precipitação devido a convergência de umidade ( $P_U$ ), a precipitação climatológica (P) e os percentuais de contribuição da convergência do fluxo de umidade ( $P_W$ ) e da evapotranspiração local ( $P_E$ ) para a precipitação climatológica, sendo  $P_E$  obtido por resíduo do cálculo. Foi utilizado o valor de  $1^\circ = 110,772$  km para as áreas 1, 2 e 3 (correspondente a latitude de  $5^\circ$ ), de  $1^\circ = 107,406$  km para as áreas 4, 5 e 6 (correspondente a latitude de  $15^\circ$ ) e de  $1^\circ = 100,777$  km para as áreas 7, 8 e 9 (correspondente a latitude de  $25^\circ$ ).

Área	SFU [ $10^7$ .kg/s]	A [ $10^{12}$ .m <sup>2</sup> ]	$P_U$ [mm/dia]	P [mm/dia]	$P_W$ [%]	$P_E$ [%]
1	8,61	1,23	6,1	9,2	66,1	33,9
2	9,73	1,23	6,9	9,2	74,4	25,6
3	6,38	1,23	4,5	7,0	64,6	35,4
4	6,20	1,15	4,6	6,5	71,7	28,3
5	6,13	1,15	4,6	8,5	54,0	46,0
6	2,88	1,15	2,2	6,2	34,8	65,2
7	5,95	1,02	5,1	3,5	145,7	-45,7
8	2,23	1,02	1,9	5,2	36,4	63,6
9	2,60	1,02	2,2	7,2	30,9	69,1

#### 4.4 – ZCAS nos períodos ativos e inativos

Nesta seção buscou-se quantificar a relação entre a ocorrência de episódios de ZCAS previamente classificados pelo Boletim Climanálise (CPTEC/INPE) com a ocorrência de períodos ativos e inativos.

##### 4.4.1 – Identificação dos períodos de ZCAS

A Tabela 4.5 reúne as datas de início, fim e respectiva duração em dias de cada evento compreendido entre os meses de dezembro, janeiro e fevereiro para o período de

dezembro de 1995 a fevereiro de 2010. Foram contabilizados 67 eventos, sendo os mais curtos com duração de 3 dias e o mais longo, com 23 dias.

Tabela 4.5 – Ocorrência de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) entre 1995 e 2010. Fonte: Climanálise (CPTEC/INPE).

<b>Início</b>	<b>Fim</b>	<b>Duração</b>	<b>Início</b>	<b>Fim</b>	<b>Duração</b>	<b>Início</b>	<b>Fim</b>	<b>Duração</b>
05/12/1995	10/12/1995	6	16/02/2002	24/02/2002	9	12/02/2007	17/02/2007	6
13/12/1995	16/12/1995	4	10/12/2002	16/12/2002	7	27/11/2007	02/12/2007	6
26/12/1995	11/01/1996	17	27/12/2002	07/01/2003	12	13/12/2007	15/12/2007	3
16/01/1996	21/01/1996	6	13/01/2003	19/01/2003	7	19/12/2007	24/12/2007	6
03/02/1996	25/02/1996	23	25/01/2003	01/02/2003	8	06/01/2008	09/01/2008	4
13/12/1996	15/12/1996	3	02/01/2004	06/01/2004	5	20/01/2008	24/01/2008	5
29/12/1996	31/12/1996	3	10/01/2004	20/01/2004	11	30/01/2008	08/02/2008	10
02/01/1997	08/01/1997	7	25/01/2004	29/01/2004	5	22/02/2008	25/02/2008	4
20/01/1997	29/01/1997	10	07/02/2004	11/02/2004	5	26/02/2008	29/02/2008	4
12/02/1998	16/02/1998	5	20/02/2004	24/02/2004	5	03/12/2008	07/12/2008	5
06/01/1999	18/01/1999	13	09/12/2004	14/12/2004	6	12/12/2008	20/12/2008	9
19/02/1999	28/02/1999	10	21/12/2004	25/12/2004	5	25/12/2008	28/12/2008	4
08/12/1999	14/12/1999	7	17/01/2005	21/01/2005	5	04/01/2009	08/01/2009	5
16/12/1999	20/12/1999	5	13/02/2005	22/02/2005	10	20/01/2009	24/01/2009	5
01/01/2000	08/01/2000	8	11/12/2005	16/12/2005	6	12/02/2009	16/02/2009	5
21/01/2000	24/01/2000	4	24/12/2005	29/12/2005	6	04/12/2009	09/12/2009	6
06/02/2000	13/02/2000	8	01/01/2006	08/01/2006	8	12/12/2009	15/12/2009	4
01/12/2000	08/12/2000	8	27/01/2006	02/02/2006	7	07/01/2010	09/01/2010	3
17/12/2000	22/12/2000	6	09/02/2006	13/02/2006	5	14/01/2010	16/01/2010	3
01/01/2001	04/01/2001	4	26/11/2006	02/12/2006	7	20/01/2010	23/01/2010	4
17/12/2001	21/12/2001	5	07/12/2006	16/12/2006	10	24/02/2010	26/02/2010	3
24/12/2001	28/12/2001	5	27/12/2006	16/01/2007	21	-	-	-
04/02/2002	07/02/2002	4	01/02/2007	09/02/2007	9	-	-	-

O gráfico da Figura 4.28 apresenta a duração em dias dos episódios de ZCAS apresentados na Tabela 4.5. A maior parte dos eventos (16) durou 5 dias, seguido por 10 eventos que duraram 4 dias e outros 10 que duraram 6 dias.

A variabilidade interanual dos eventos é mostrada no gráfico da Figura 4.29, encontrando-se em média 4 eventos de ZCAS por ano. O verão com maior número de episódios foi 2007/2008, com 8 ZCAS. O mínimo da série foi no ano de 1997/1998 com apenas 1 evento de ZCAS.

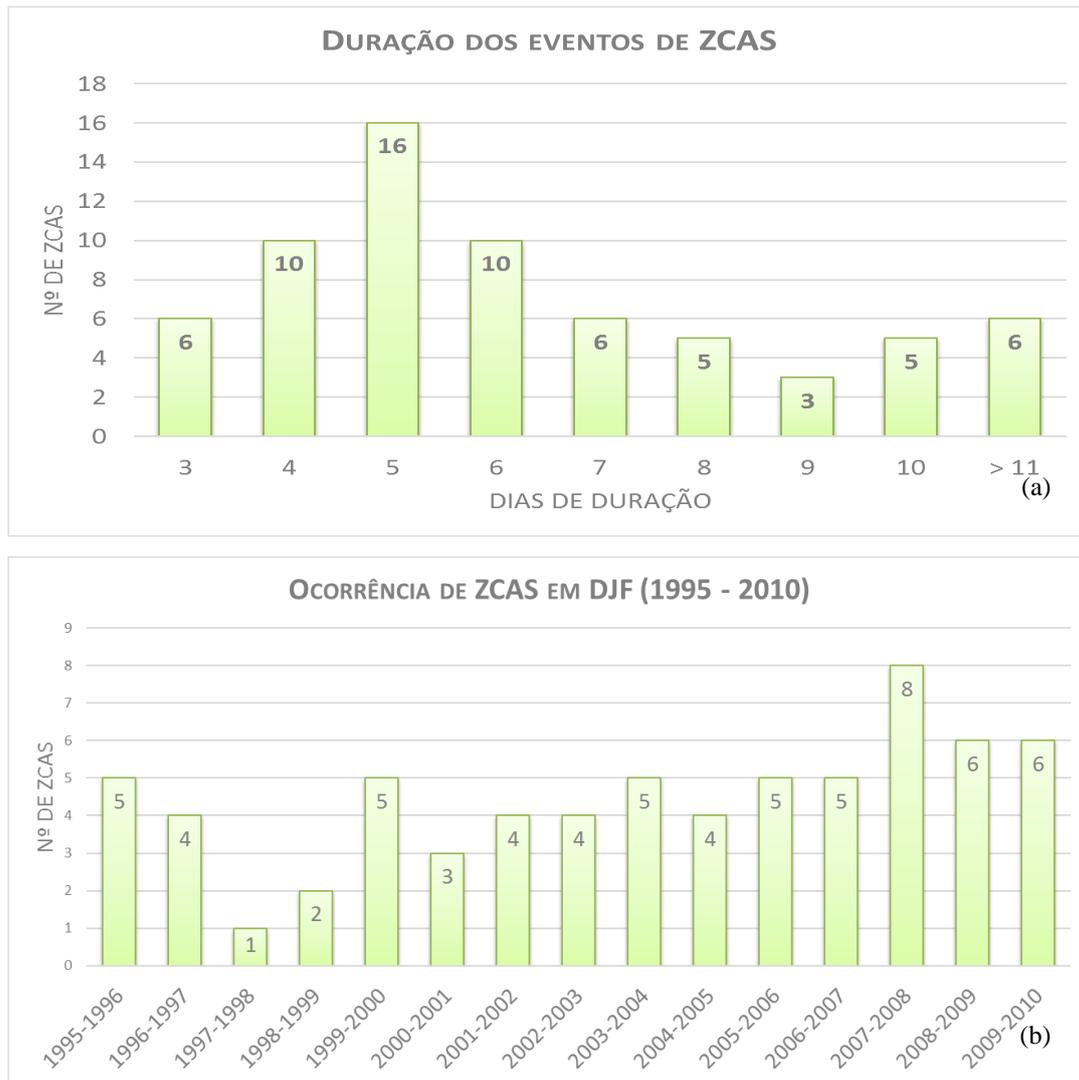


Figura 4.29 – Compilação dos episódios de ZCAS quanto a (a) duração (em dias) e (b) ocorrência anual para os meses de DJF entre os anos de 1995 e 2010. Fonte: Boletim Climanálise (CPTEC/INPE).

Em seguida, foram detectados os dias de ZCAS que estavam embebidos em períodos ativos ou inativos da monção na América do Sul. Para o cálculo das médias, foram contabilizados apenas os eventos que estavam por pelo menos 3 dias consecutivos envolvidos. Obteve-se um total de 25 eventos de ZCAS ocorrendo dentro de períodos ativos, sendo que 19 desses eventos estavam por pelo menos 3 dias consecutivos envolvidos. Já para períodos inativos, obteve-se 31 eventos de ZCAS, sendo que 21 desses eventos estavam por pelo menos 3 dias consecutivos envolvidos. Dos 67 eventos de ZCAS, 12 ocorreram fora de dias com classificação de período ativo ou inativo.

#### 4.4.2 – Análise das variáveis atmosféricas para eventos combinados

Para analisar os padrões atmosféricos característicos de ZCAS envolvidas em períodos ativos ou inativos, foram realizadas médias das variáveis FUIV e precipitação apenas dos dias de ZCAS em período ativo ou inativo.

O FUIV e sua divergência estão representados na Figura 4.30. Para os dias de ZCAS que participam de períodos ativos (Figura 4.30a), nota-se uma faixa alinhada de convergência do fluxo de umidade que se estende desde a Amazônia central até o oceano Atlântico, inclusive com valores negativos de divergência do fluxo em regiões pontuais do NSMAS. Um padrão similar é encontrado para os dias de ZCAS que participam de períodos inativos (Figura 4.30c). A análise das anomalias de ambos os campos (Figuras 4.30b e 4.30d) mostra que há uma circulação ciclônica do fluxo com reforço de umidade para a região de atuação média da ZCAS e divergência do fluxo de umidade ao sul dessa região, caracterizando um dipolo de anomalia. O padrão anômalo de  $ZCAS_{PI}$  difere totalmente do PI da monção, já que não foi observado o ciclone anômalo durante os episódios de ZCAS que ocorreram dentro do PI. A não observância de mudança nos padrões dos fluxos de umidade na região da ZCAS sugere que a mesma mantém sua estrutura dinâmica inalterada para períodos ativos e inativos.

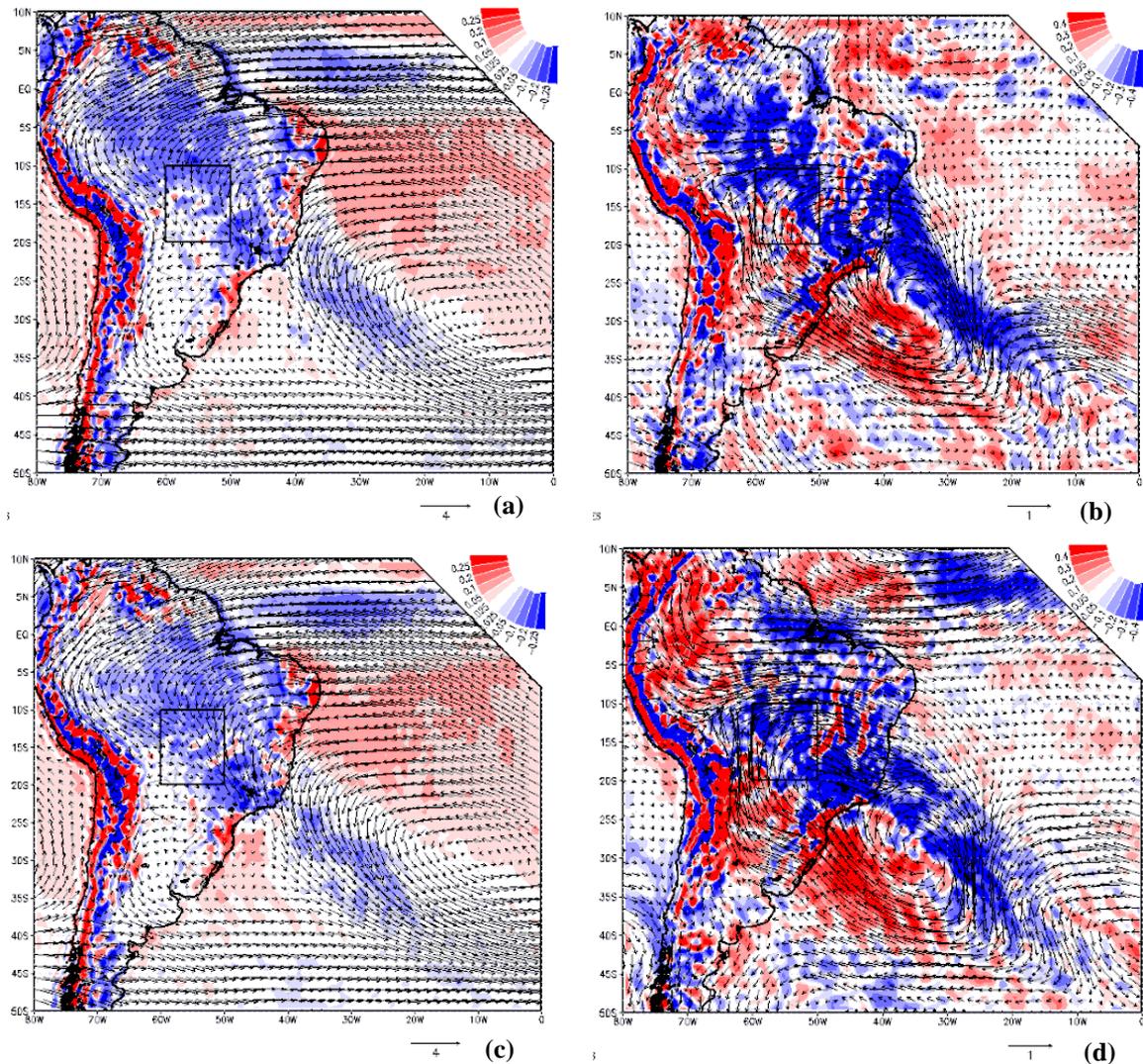


Figura 4.30 – FUIV ( $10^2 \text{ kg.m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência de FUIV (sombreado) ( $10^{-5} \text{ kg.m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) para (a) ZCAS<sub>PA</sub>, (b) anomalia de ZCAS<sub>PA</sub>, (c) ZCAS<sub>PI</sub> e (d) anomalia de ZCAS<sub>PI</sub>.

Os campos de precipitação associados aos dias de ZCAS em PA e PI estão ilustrados na Figura 4.31. Os eventos de ZCAS que participaram de períodos ativos apresentaram comportamento similar a média climatológica, com máximos de precipitação ocorrendo no NSMAS. Entretanto, a anomalia do sinal de chuva em períodos ativos não apresentou um dipolo entre as regiões Sul e Sudeste do Brasil. Não deixou de chover na região Sul em função do período ativo. O sinal oposto ainda é visto no norte do continente sul-americano, com valores negativos de precipitação. Para períodos inativos, o Brasil central não apresentou o máximo de chuva que se espera de um padrão ZCAS, inclusive as anomalias do período inativo nessa região são negativas, inibindo a precipitação.

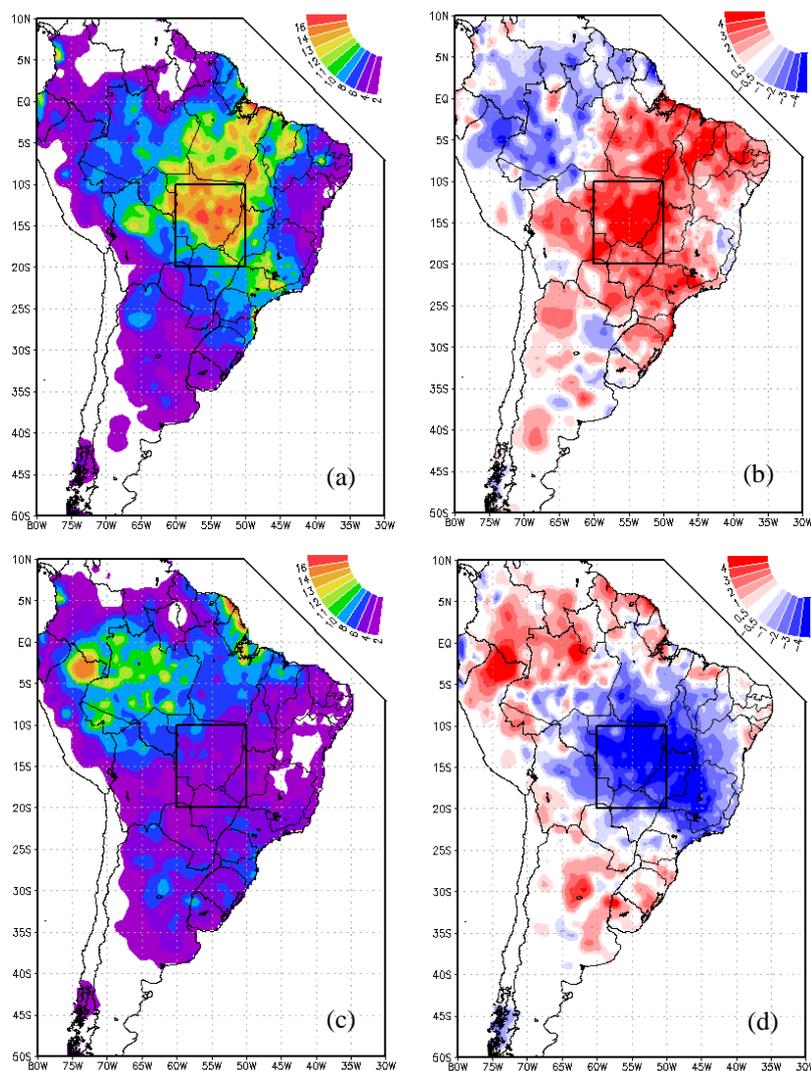


Figura 4.31 – Precipitação (mm/dia) para (a)  $ZCAS_{PA}$ , (b) anomalia de  $ZCAS_{PA}$ , (c)  $ZCAS_{PI}$  e (d) anomalia de  $ZCAS_{PI}$ .

Aqui vale ressaltar que a estrutura dinâmica da ZCAS esteve presente tanto em PA quanto em PI, dado que os campos de fluxos de umidade apresentaram comportamento similar tanto na média quanto na anomalia. Todavia, apenas os eventos que ocorreram em PA foram eficientes em produzir precipitação na região climatológica da ZCAS ao passo que em PI, apesar do canal de umidade pré-estabelecido nos campos de fluxos, a precipitação está inibida no Brasil Central, inclusive no NSMAS. Um fator que pode ser responsável por tal comportamento é a atmosfera possuir mais dias com/sem transientes baroclínicos do que com ZCAS, justificando assim o fato da ZCAS não conseguir modificar o padrão de PA/PI.

## CAPÍTULO V

### CONCLUSÕES

O presente trabalho avaliou os fluxos de umidade na escala sinótica durante a estação chuvosa do SMAS, estabelecendo os padrões atmosféricos da circulação em baixos e altos níveis da troposfera, de umidade específica em baixos níveis e da precipitação durante períodos ativos e inativos da monção. Também se quantificou o percentual de episódios de ZCAS que ocorreram dentro dos períodos ativos e inativos.

Foram utilizados dados de umidade específica, componentes zonal e meridional do vento com resolução espacial de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  e resolução temporal de 06h, provenientes do CFSR, e dados diários de precipitação do CPC, com resolução espacial de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ . Utilizou-se como base a metodologia de Krishnamurty e Shukla (2000, 2007 e 2008) para o cálculo do Monsoon Regional Index (MRI), que perfaz o critério objetivo para classificação de períodos ativos e inativos. A formulação do fluxo de umidade integrado verticalmente foi baseada no estudo prévio de Satyamurty *et al.* (2013). O período de estudo foram os 30 verões, considerando-se apenas os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, de 1980 a 2010.

A ocorrência de períodos ativos e inativos foi similar (84 PA e 86 PI), diferente do obtido por Ferreira e Gan (2011). A diferença pode ser explicada principalmente pela maior complexidade da metodologia. Identificou-se uma média de 2,8 (2,9) períodos ativos (inativos) por ano. O verão de 1985/1986 apresentou um máximo (5) de períodos ativos. Já o máximo (6) para períodos inativos foi observado no verão de 2002/2003.

Em relação a divisão de períodos curtos e longos, contabilizou-se maior número de períodos ativos curtos (20) do que inativos curtos (17) e um maior número de períodos longos em PI (23) do que em PA (18). Os períodos curtos foram representativos de mais de 20% da quantidade de períodos contabilizados. Sua contribuição foi significativa para os campos médios e anômalos de maneira geral, mostrando que os sistemas atmosféricos de escala sinótica contribuem fortemente para os padrões climatológicos. Períodos longos, representativos de eventos de frequência menor, apresentaram reforço parcial nos campos climatológicos e até sinal oposto, como o caso da umidade específica em períodos inativos.

Os campos de anomalia de precipitação mostraram sinal oposto que pode ser observado entre o Brasil Central e o norte da América do Sul e da Argentina. Em PA, o Brasil central está com valores de precipitação acima da média histórica, ao passo que em

PI, a região encontra-se com valores abaixo da média. Quando as chuvas estão intensas na região Amazônica e ao longo da posição climatológica da ZCAS, nota-se que o norte da América do Sul e norte da Argentina carecem de precipitação e vice-versa.

Quanto aos fluxos de umidade, em PA há uma contribuição positiva da convergência do fluxo de umidade no Brasil Central, com vetores de fluxo de nordeste nesta região, mostrando a conexão do fluxo de umidade proveniente da Amazônia com latitudes mais altas. Já em PI, os fluxos são reforçados no escoamento a leste dos Andes, com contribuição positiva da convergência do fluxo de umidade.

A variabilidade diurna do fluxo de umidade integrado verticalmente revelou que há uma mudança na direção dos fluxos no sul do NSMAS, que passa de nordeste no horário da madrugada para noroeste ao longo do dia. Notou-se também que o litoral sul das regiões Sul e Sudeste apresentou divergência do fluxo nos primeiros horários e convergência do fluxo significativa durante a tarde, indicando a contribuição da umidade para geração de convecção local.

A análise climatológica dos fluxos nas fronteiras, mostrou que há duas regiões (áreas 5 e 7) onde ocorre entrada de umidade em quase todas as fronteiras (norte, leste e oeste), exceto na fronteira sul, onde ocorre a saída de umidade. Pode-se observar que ocorria saída de umidade na fronteira sul em todas as áreas analisadas. Durante PA, a área 5 está com valores acima da média e a área 7 com valores praticamente na média. A situação se reverte em PI, com a área 7 com valores acima da média e a área 5 com valores menores que a média. As anomalias indicam que o saldo do fluxo de umidade é positivo na região do núcleo da monção em períodos ativos, ao passo que esta umidade é reforçada no norte da Argentina em períodos inativos. Os valores climatológicos do percentual de precipitação devido a convergência do fluxo de umidade estiveram acima de 50% em 6 das 9 áreas de estudo, indicando, de maneira geral, forte contribuição do aporte de umidade nessas regiões para produção de chuva.

Mostrou-se que ao contrário do esperado, eventos de ZCAS também ocorriam em períodos inativos e na mesma proporção que em períodos ativos. Com isto, não foi possível estabelecer uma relação análoga entre PA/PI e ZCAS/NZCAS. Devido à similaridade entre os campos de fluxos de umidade, infere-se que a estrutura dinâmica da ZCAS não varia com PA/PI.

Sugere-se, para trabalhos futuros, que a análise de períodos ativos se estenda para os meses de atuação da monção de verão (outubro a março), a fim de identificar outras

contribuições para o comportamento atmosférico dos fluxos de umidade; pode-se relacionar também a frequência de jatos de baixos níveis a leste dos Andes na presença de períodos inativos e na de períodos ativos. Existem metodologias de classificação de episódios de ZCAS que podem apresentar períodos diferentes dos descritos na Climanálise, fomentando-se assim que uma nova comparação com PA e PI seja feita, a fim de encontrar ou não discrepâncias nos resultados da presente pesquisa.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARRAUT, J. M. Frentes e frontogênese no verão: aspectos geométricos, dinâmicos e impactos sobre as chuvas nos subtrópicos da América do Sul. 175 p. (INPE-15178-TDI/1294). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.
- ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and water vapor transport in the southern hemisphere with emphasis on the South American region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v.48, p. 1902-1912, 2009.
- BOMBARDI, R. J. Variabilidade do Regime de Monções da América do Sul: O Clima Presente e Projeções para o Século XXI. 131 p. Dissertação de Mestrado - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, v.15, p.2377-2394, 2002.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate*, v. 17, p. 88–108, 2004.
- CARVALHO, L. M. V.; SILVA, A. E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; ROCHA, H. R. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. *Climate Dyn.*, v. 36, p. 1865 - 1880, 2011.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; POSADAS, A. N.; QUIROZ, R.; BOOKHAGEN, B. and LIEBMANN, B. Precipitation characteristics of the South Monsoon System derived from multiple data sets. *J. Climate*, v. 25, 4600-4620, 2012.

- FERREIRA, A. S.; GAN, M. A. Intraseasonal variability in the South American monsoon system. *Atmos. Sci. Let.*, v. 12, p. 253–260, 2011.
- FERREIRA, S. A. Variabilidade da Monção da América do Sul. 209 p. (INPE). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. *Journal of Climate*, v. 17, p. 47-66, 2004.
- GAN, M. A.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção na América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; JUSTI DA SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 297-316.
- GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*. v. 25, n. 4, p. 537-554, DOI: 10.1007/s00477-010-0420-1, 2011.
- HERDIES, D. L.; SILVA, A. da; DIAS, M. A. F. S.; FERREIRA, R. N.; MENDONÇA, M. The moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. *J. Geophys. Res.*, Washington-DC, v. 107, n. D20, p. 42-1-42-10, 2002.
- HIGGINS, R. W.; KOUSKY, V. E.; SILVA, V. B. S.; BECKER, E.; XIE, P. Intercomparison of daily precipitation statistics over the United States in observations and in NCEP reanalysis products. *J. Climate*, v. 23, p. 4637–4650, 2010.
- JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and Break Phases in the South American Monsoon System. *Journal of Climate*, v. 15, p. 905-914, 2002.

- KALNAY, E. AND COAUTHORS, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v.77, p.437-471.
- 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. *J. Meteor. Soc. Japan.*, v. 70, p. 813-835, 1992.
- KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating STCZs. *J. Meteor. Soc. Japan.*, v. 71, p. 581–610, 1993.
- KRISHNAMURTHY, V.; SHUKLA, J. Intraseasonal and interannual variability of rainfall over India. *J. Clim.*, v. 13, p. 4366–4377, 2000.
- KRISHNAMURTHY, V.; SHUKLA, J. Intraseasonal and seasonally persisting patterns of Indian monsoon rainfall. *J. Clim.*, v. 20, p. 3–20, 2007.
- KRISHNAMURTHY, V.; SHUKLA, J. Seasonal persistence and propagation of intraseasonal patterns over the Indian monsoon region. *Climate Dynamics.*, v. 30, p. 353–369, 2008.
- LAINS, A; EVANS, J. Introduction to Tropical Meteorology, 2ed, 2011. The COMET Program.
- LIN, R; ZHOU, T; QIAN, Y. Evaluation of Global Monsoon Precipitation Changes based on Five Reanalysis Datasets. *J. Clim.*, v. 27, n. 3, p. 1271 - 1289, 2014.
- MORALES, W.; YAMASAKI, Y. Análise de Aglomerados de Precipitação no Dia 01/01/2011 Utilizando a Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrada. In: XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Gramado – RS, 2012.

- MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. *Meteorology: The Atmosphere and the Science of Weather*. Minneapolis: Burgess Publishing, 1986.
- MECHOSO, C. R.; ROBERTSON, A. W.; ROPELEWSKI, C. F.; GRIMM, A. M. The American monsoon systems: An Introduction. In: CHANG, C. P.; WANG, B.; LAU, N. -C. G. (Eds.). *The global monsoon system: research and forecast*. Geneva: World Meteorological Organization, WMO/TD, n. 1266 (TMRP Rep. n. 70), 2005. p.197-206.
- NETO, O. B. S.; ESCOBAR, G. C. J.; SILVA, P. E. D. Método objetivo para identificar episódios de Zonas de Convergência de Umidade (ZCOU) no ambiente operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estado Climático - CPTEC. In: XVI Congresso de Meteorologia, Belém – PA, 2010.
- QUADRO, M. F. L. Estudos de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul. 1994. 94 f. *Dissertação (Mestrado em Meteorologia)* - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos (INPE-6341 - TDI/593).
- QUADRO, M. F. L.; SILVA DIAS, M. A. F.; HERDIES, D. L.; GONCALVES, L. G. G. Análise Climatológica da Precipitação e do Transporte de Umidade na Região da ZCAS Através da Nova Geração de Reanálises. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.27, p.152-162, 2012.
- RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. A. The Life Cycle of the South American Monsoon System. *Journal of Climate*, v. 21, p. 6227–6246, 2008.
- RAMAGE, C. S. *Monsoon Meteorology*. New York: Academic Press, 1971.
- RAO, V. B., CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variations of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *J. Geophys Res.*, v. 101, p. 26539 - 26551, 1996.

- REBOITA, S. M.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.25, n.2, p.185-204, 2010.
- RIENECKER, M. M. AND COAUTHORS. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. *J. Climate*, v. 24, p. 3624–3648, 2011.
- SAHA, S. AND COAUTHORS. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 91, p. 1015-1057, 2010.
- SATYAMURTY, P., NOBRE, C. A., SILVA DIAS, P. L., 1998, "Meteorology of the tropics: South America". In KAROLY, D. J., VINCENT, D. G. (eds), *Meteorology of Southern Hemisphere. Meteorological Monographs*, v. 27, n. 49, chapter 3A.
- SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; SILVA DIAS, P. L. Tropics: South America. *Meteorology of the Southern Hemisphere. Amer. Meteor. Soc.*, v. 40, p. 119-139, 1998.
- SATYAMURTY, P.; COSTA, C. P. W.; MANZI, A. O. Moisture Source for the Amazon Basin: a Study of Contrasting Years. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 111, p. 195-209, 2013.
- SILVA, V.B.S; KOUSKY, V.E.; HIGGINS, R.W. Daily Precipitation Statistics for South America: An Intercomparison between NCEP Reanalyses and Observations. *Journal of Hydrometeorology*, v. 12, p. 101-117, 2011
- SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E. (2012). The South American Monsoon System: Climatology and Variability, *Modern Climatology*, Dr Shih-Yu Wang (Ed.), ISBN: 978-953-51-0095-9, InTech, DOI: 10.5772/38565. Disponível em: <http://www.intechopen.com/books/modern-climatology/the-south-american-monsoon-system-climatology-and-variability>

TRENBERTH, K. E. Atmospheric Moisture Recycling: Role of Advection and Local Evaporation. *Journal of Climate*, v. 12, p. 1368-1381, 1999.

VIEIRA, O. S.; SATYAMURTY, P; ANDREOLI, R. V. On the South Atlantic Convergence Zone affecting southern Amazonia in austral summer. *Atmos. Sci. Let.*, v. 14 (1), p. 1-6, 2012.

XIE, J.; ZHU, J. Ensemble optimal interpolation schemes for assimilating Argo profiles into a hybrid coordinate ocean model. *Ocean Model.*, v. 33, p. 283–298, 2010.

ZHOU, J. Y.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? *J. Climate*, v.11, p.1020-1040, 1998.

### **Sítios da Internet**

National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Última modificação: 02/05/2014. "The Climate Data Guide: CPC Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation". Disponível em: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/cpc-unified-gauge-based-analysis-global-daily-precipitation>.

National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). Última modificação: 22/10/2014. "The Climate Data Guide: Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)". Disponível em: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr>.

Projeto Rios Voadores. Disponível em: <http://riosvoadores.com.br>. Último acesso: 11/03/2014.