

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
FACULDADE DE TECNOLOGIA  
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**TRANSPORTE ATMOSFÉRICO DE UMIDADE PARA  
A BACIA DO PARANÁ: ANÁLISE DA CLIMATOLOGIA,  
SAZONALIDADE E VARIABILIDADE INTERANUAL VIA  
TRAJETÓRIAS DE MASSAS DE AR**

**LEONARDO ZANDONADI MOURA**

**ORIENTADOR: CARLOS HENRIQUE RIBEIRO LIMA**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM TECNOLOGIA  
AMBIENTAL E RECURSOS HÍDRICOS**

**BRASÍLIA/DF: DEZEMBRO – 2015**

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
FACULDADE DE TECNOLOGIA  
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL**

**TRANSPORTE ATMOSFÉRICO DE UMIDADE PARA A  
BACIA DO PARANÁ: ANÁLISE DA CLIMATOLOGIA,  
SAZONALIDADE E VARIABILIDADE INTERANUAL VIA  
TRAJETÓRIAS DE MASSAS DE AR**

**LEONARDO ZANDONADI MOURA**

**DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE  
ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL DA FACULDADE DE  
TECNOLOGIA DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE  
DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU  
DE MESTRE EM TECNOLOGIA AMBIENTAL E RECURSOS  
HÍDRICOS.**

**APROVADA POR:**

---

**Prof. Carlos Henrique Ribeiro Lima, PhD (UnB)  
(Orientador)**

---

**Prof. Dirceu Silveira Reis Júnior, PhD (UnB)  
(Examinador Interno)**

---

**Dr. Adilson Wagner Gandu (FUNCEME-CE)  
(Examinador Externo)**

**BRASÍLIA/DF, 08 DE DEZEMBRO DE 2015.**

## FICHA CATALOGRÁFICA

MOURA, LEONARDO ZANDONADI

Transporte atmosférico de umidade para a bacia do Paraná: análise da climatologia, sazonalidade e variabilidade interanual via trajetórias de massas de ar [Distrito Federal] 2015. xxiv, 140p., 210 x 297 mm (ENC/FT/UnB, Mestre, Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, 2015).

Dissertação de Mestrado – Universidade de Brasília. Faculdade de Tecnologia.

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental.

1. Transporte atmosférico de umidade

2. Bacia do Rio Paraná

3. Trajetórias de massas de ar

4. Climatologia

I. ENC/FT/UnB

II. Título (série)

## REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

MOURA, L. Z. (2015). Transporte atmosférico de umidade para a bacia do Paraná: análise da climatologia, sazonalidade e variabilidade interanual via trajetórias de massas de ar. Dissertação de Mestrado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos, Publicação MTARH.DM-17A/99, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 140p.

## CESSÃO DE DIREITOS

AUTOR: Leonardo Zandonadi Moura.

TÍTULO: Transporte atmosférico de umidade para a bacia do Paraná: análise da climatologia, sazonalidade e variabilidade interanual via trajetórias de massas de ar.

GRAU: Mestre

ANO: 2015

É concedida à Universidade de Brasília permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte dessa dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem autorização por escrito do autor.

---

Leonardo Zandonadi Moura  
SQN 402, Bloco C, Asa Norte  
70.834-030 Brasília – DF – Brasil.

## **DEDICATÓRIA**

À minha companheira Aline. Sem você eu não teria vencido as dificuldades. Obrigado por me incentivar, dar uma visão otimista, iluminar meus dias.

À minha família, que me apoiou na busca pela minha vocação.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao meu orientador, o professor Carlos Henrique Ribeiro Lima, pela disponibilidade, paciência, motivação transmitida, conhecimento e também pelos desafios colocados.

Aos meus amigos alunos do PTARH/UnB, pelo companheirismo e bons momentos, em especial, à Ana Luisa Osorio e ao Renato Amorim.

A todos os professores do PTARH/UnB, pela dedicação e por todo o conhecimento que compartilharam comigo e pelo apoio na caminhada acadêmica, em especial ao professor Dirceu Reis, pelo incentivo.

À CAPES, pela bolsa de estudos.

Ao Ministério do Meio Ambiente, por ter me concedido uma licença para tratar de interesses particulares.



## RESUMO

A compreensão da fase atmosférica do ciclo hidrológico é necessária para aumentar a capacidade de prever secas e cheias em bacias hidrográficas, e os impactos de mudanças do clima nos recursos hídricos. O objeto deste estudo é o transporte atmosférico de umidade para a bacia do Rio Paraná até Itaipu: suas regiões de fonte e sumidouro; sazonalidade; variabilidade interanual; relação com o ENSO; correlação com as vazões em Itaipu e; comportamento em secas e cheias. Aplicou-se o modelo lagrangeano de dispersão HYSPLIT, com dados da reanálise NCEP/NCAR, para rastrear as trajetórias de massas de ar (traçadores numéricos de vapor d'água) no período de 1970 a 2010 (41 anos).

O Atlântico Sul tropical é a principal fonte de umidade para a bacia do Paraná, enviando na estação chuvosa uma média de 175 [mm /mês]. Partes dessa região possuem correlação de Spearman entre 0,5 e 0,6 com as vazões em Itaipu. A contribuição do Atlântico Norte também se destaca no verão, em fevereiro (média 38,5 [mm /mês]), com correlações de até 0,44 com as vazões em Itaipu. Contribuições maiores do Atlântico Sul subtropical na primavera coincidem com menores vazões. Foram encontradas maiores correlações entre as vazões em Itaipu e a contribuição do Atlântico Norte e Sul subtropical, e mais relações significativas entre essas variáveis na análise de compósitos. Isso indica que, apesar de não serem as maiores fontes de umidade, o transporte a partir dessas regiões é importante para a previsão das vazões.

As fontes continentais são mais relevantes durante a estação seca (maio a outubro). A contribuição média da fonte amazônica triplica da estação chuvosa para a seca, chegando a 44,6 [mm /mês], e a da região do Chaco/Pantanal/Cerrado duplica, passando a 99,3[mm /mês]. Elas apresentam correlações com as vazões em Itaipu na segunda metade da estação seca, durante a qual a bacia deixa de ser um sumidouro no balanço hídrico mensal, para tornar-se uma fonte de umidade para a atmosfera, destacando o papel da reciclagem.

Em três das quatro secas sazonais analisadas, ocorreram anomalias negativas de quatro meses a um ano da contribuição do Atlântico Sul tropical. Já a de 2007-2009 ocorreu mediante redução da contribuição da Amazônia por um ano, e do Chaco/Pantanal por seis meses. Aumentos das perdas de umidade na estação chuvosa, a nordeste da bacia, e redução da precipitação sobre ela possivelmente são ligadas ao posicionamento da ZCAS e também se relacionam com secas. Nos anos de cheias, observa-se um maior transporte de umidade a partir do Atlântico Sul tropical.

## **ABSTRACT**

The comprehension of the atmospheric phase of the hydrological cycle is necessary to enhance the capacity to predict droughts and floods in watersheds, as well as the impacts of climate change in water resources. This is a study on the atmospheric transport of moisture to the Paraná watershed, down to Itaipu dam: its sources and sinks, seasonality, interannual variability, relationship with ENSO; correlation to the flowrates at Itaipu and; behavior in droughts and floods. The HYSPLIT lagrangian dispersion model was applied, with data from NCEP/NCAR reanalysis, to track the air masses trajectories (numeric water vapor tracers) for the period from 1970 to 2010 (41 years).

The tropical South Atlantic is the main moisture source for the Paraná watershed, sending an average of 175 [mm/month] in the rainy season. Parts of that region have Spearman correlations with the flowrate in Itaipu between 0.5 and 0.6. The North Atlantic contribution is also relevant in the summer on February (average 38.5 [mm/month]), presenting correlations of up to 0.44 with Itaipu flows. Larger contributions from the subtropical South Atlantic in the spring happen concurrently with less river flow. Larger correlations were found between the flowrates at Itaipu and the contributions from the North and subtropical South Atlantic regions, as well as more significant relations between these variables in a composite analysis. This indicates that the transport from these regions is important for the prediction of flows.

The continental sources are more relevant during the dry season, from May to October. The average contribution from the Amazon triples from the rainy season to the dry season, going up to 44.6 [mm/month], and the Chaco/Pantanal/Cerrado doubles, passing to 99.3 [mm/month]. They show correlation to Itaipu flowrates on the second half of the dry season, during which the basin ceases to be a sink in the monthly water balance to become a source of moisture to the atmosphere, highlighting the role of recycling.

In three of the four seasonal droughts analyzed, negative anomalies lasting four months up to one year occur with the tropical south Atlantic contributions. Yet the one in 2007-2009 occurred under reductions in the Amazon contribution for one year, and from the Chaco/Pantanal for six months. Increases on the wet season moisture losses northeast of the basin are possibly connected to the position of the SACZ, and related to droughts. On floods, a larger transport from the tropical south Atlantic also seems to be the main explaining factor.

# SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVO .....	5
2.1. OBJETIVO GERAL .....	5
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	5
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....	6
3.1. TRANSPORTE ATMOSFÉRICO DE UMIDADE .....	6
3.1.1. Sazonalidade e padrão de circulação atmosférica sobre a América do Sul e a região de interesse.....	6
3.1.2. O papel da evapotranspiração e reciclagem de vapor d'água .....	13
3.1.3. Fluxos dos oceanos e regiões continentais adjacentes.....	14
3.1.4. Relação com índices climáticos e previsibilidade .....	16
3.2. PRECIPITAÇÃO.....	18
3.2.1. Variabilidade interanual, secas e cheias .....	19
3.2.2. Sazonalidade .....	21
3.2.3. Variação Intrassazonal.....	23
3.3. FONTES DE DADOS CLIMÁTICOS-REANÁLISES .....	24
3.4. DETERMINAÇÃO DAS FONTES DE UMIDADE PARA UMA BACIA HIDROGRÁFICA .....	26
3.4.1. Relação entre métodos Lagrangeanos e Eulerianos para quantificação do transporte de umidade.....	31
3.5. MODELO HYSPLIT .....	34
4. ÁREA DE ESTUDO .....	36
5. MATERIAIS E MÉTODOS.....	42
5.1. UTILIZAÇÃO DO MODELO HYSPLIT.....	43
5.2. QUANTIFICAÇÃO E ESPACIALIZAÇÃO DOS GANHOS E PERDAS DE UMIDADE .....	47
5.3. DELIMITAÇÃO DAS REGIÕES DE FONTE E SUMIDOURO .....	50

5.4. ANÁLISE EXPLORATÓRIA DAS SÉRIES HISTÓRICAS .....	52
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	55
6.1. SAZONALIDADE DAS FONTES E SUMIDOUROS DE UMIDADE .....	56
6.2. ESTAÇÃO CHUVOSA.....	58
6.2.1. Climatologia Mensal.....	58
6.2.2. Análise de Compósitos .....	61
6.2.3. Análise de Correlação .....	64
6.3. ESTAÇÃO SECA.....	74
6.3.1. Climatologia Mensal.....	74
6.3.2. Análise de Compósitos .....	75
6.3.3. Análise de Correlação .....	78
6.4. RELAÇÃO COM ENSO, SECAS, CHEIAS E MESES EXTREMOS .....	84
6.4.1. Correlação com o Índice Nino3.4.....	86
6.4.2. Eventos de Secas e Cheias – Transporte e Trocas de Umidade .....	90
6.4.3. Variabilidade Espacial – Escala Mensal .....	98
7. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	101
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>105</b>
APÊNDICE A. MATRIZES DE CORRELAÇÃO – BALANÇO (E-P) EM DIFERENTES REGIÕES .....	113
A.1. Estação chuvosa - Itaipu .....	113
A.2. Estação chuvosa – Paraná.....	116
A.3. Estação seca - Itaipu .....	119
A.4. Estação seca – Paraná .....	122

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Variabilidade da precipitação sobre a bacia do Prata e seus efeitos.....	21
Tabela 3.2 - Níveis de pressão.....	26
Tabela 3.3 – Exemplo de atribuição de fontes de umidade ao longo da trajetória de uma partícula. ....	31
Tabela 4.1 – Tendências anuais em $m^3 \cdot s^{-1} \cdot ano^{-1}$ no período de 1960 a 1999 para a precipitação e vazão nas sub-bacias do Rio da Prata .....	40
Tabela 4.2 – Contribuição estimada (%) de cada fator para o aumento das vazões de 1960 - 1979 para 1980 – 1999. ....	40
Tabela 5.1 – Níveis acima do solo dos pontos de partida das trajetórias. ....	44
Tabela 5.2 – Configurações utilizadas no arquivo CONTROL.....	44
Tabela 5.3 – Configurações utilizadas no arquivo SETUP. ....	44
Tabela 5.4 – Espessura das massas de ar de acordo com a altitude de partida.....	47
Tabela 6.1 – Coeficientes de correlação de Spearman entre o balanço hídrico atmosférico (E-P) em diferentes regiões e as vazões em Itaipu. ....	65
Tabela 6.2 – Coeficientes de correlação de Spearman entre o balanço hídrico atmosférico (E-P) em diferentes regiões e sobre a bacia do Paraná.....	68
Tabela 6.3 – Correlações entre as vazões em Itaipu e o balanço (E-P) em diferentes regiões.....	79
Tabela 6.4 – Correlações de Spearman entre o balanço (E-P) em diferentes regiões e sobre a bacia do Paraná. ....	80
Tabela 6.5 – Anos de La Niña considerados. (0) = Anos de início de La Niña .....	84
Tabela 6.6 - Secas pelo critério de $SPI < - 1,5$ em mais de 20% da área da bacia. ....	85
Tabela 6.7 – Anos de início de El Niño.....	85
Tabela 6.8 – Maiores anomalias de vazão na bacia do Paraná.....	85
Tabela 6.9 – Cheias segundo o critério de SPI elevado.....	86
Tabela 6.10 – Nº de ocorrências do máximo anual de vazões em cada mês.....	86
Tabela 6.11 – Coeficientes de correlação de Spearman entre as séries mensais de (E-P) em diferentes fontes de umidade e o índice Nino3.4 em <i>lags</i> de 0 a 5 meses.....	87

## LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul. Desenho esquemático da baixa troposfera: .....	7
Figura 3.2 – Componentes principais (CPs 1, 2 e -3) do transporte de umidade no verão da América do Sul. ....	8
Figura 3.3 – Fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores) [ $\text{mm}/(\text{m}\cdot\text{s})$ ] e sua convergência (cores) [ $\text{mm}/\text{s}$ ] em compósitos dos eventos mensais extremos para fortes carregamentos das componentes principais do fluxo de umidade no verão: .....	9
Figura 3.4 – Anomalias de precipitação [milímetros] em grid produzido com dados de pluviômetros, em eventos de fortes carregamentos da: A. segunda e B. terceira componentes principais do fluxo de umidade sobre a América do Sul no verão. ....	10
Figura 3.5 – Fluxo de umidade [ $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ] integrado verticalmente a partir das reanálises do NCEP-NCAR para o inverno (esquerda, seção AB) e verão (direita, seção CD). Perfil do fluxo de umidade específica do JBN no inverno (seção AB) e verão (CD). ....	11
Figura 3.6 – Regiões e feições climáticas mais relevantes para eventos extremos de precipitação na América do Sul. ....	13
Figura 3.7 – Balanço hídrico atmosférico (E-P) <sub>n</sub> , integrado sobre as regiões da Costa Leste Brasileira (EBC, todas as estações do ano) e Atlântico Norte (NA, verão apenas) calculado nos dez dias anteriores, e dividido pela área da região de fonte. Gráficos gerados utilizando trajetórias que chegam às regiões de destino Brasil Central (esquerda) e bacia do Rio da Prata (direita). ....	15
Figura 3.8 – Balanço hídrico para o volume de controle com limites em 23 – 10° S, 70 – 50° W para as estações secas entre 1989 e 2008. Os fluxos que entram no volume são divididos entre as contribuições da Amazônia e Oceano Atlântico. ....	16
Figura 3.9 - Precipitação média anual [mm] para a América do Sul e bacia do Prata. ....	18
Figura 3.10 – Precipitação média anual para a bacia do Paraná, até Itaipu. ....	19
Figura 3.11 - Tendências lineares anuais, em [mm/ano] no período 1960-1999. ....	20
Figura 3.12 – Vetores expressando os coeficientes de correlação entre as componentes zonal e meridional do vento em 850 hPa e (a) a primeira componente principal da precipitação de primavera; (b) a primeira e (c) a segunda componentes principais da precipitação de verão. Regiões sombreadas têm significância melhor que 0,05. Fonte: adaptado de Grimm e Zilli (2009). ....	22

Figura 3.13 - Ciclo anual da precipitação média entre 60° e 50° W em função da latitude, a partir de dados do CMAP Fonte: adaptado de Berbery e Barros (2002).....	23
Figura 3.14 – Ciclo anual de precipitação na bacia do Paraná. ....	23
Figura 3.15 - Ciclo de análise de um modelo numérico de previsão do tempo com assimilação variacional de dados. Fonte: adaptado de Kalnay (2002).....	25
Figura 3.16 – Ciclo de evaporação e precipitação de uma partícula. ....	28
Figura 3.17 – Método de rastreamento da trajetória (linha espessa, cor preta) de uma partícula e contabilização das mudanças de umidade específica ( $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) ao longo do caminho (perfil com linha tracejada, cor azul claro e barras de cor azul claro). No topo, o tempo antes da chegada ao destino. Na trajetória, seções de ganho de umidade são destacadas com marcação grossa azul, e as setas vermelhas indicam locais onde uma fonte de umidade atribuível foi identificada.. ....	30
Figura 4.1 – Bacia do Rio da Prata (contorno em vermelho), na América do Sul. As cores representam a topografia. ....	37
Figura 4.2 – Infraestrutura e impactos ambientais nas bacias dos Rios Paraná e da Prata..	38
Figura 4.3 – As principais sub-bacias, rios e estações fluviométricas da bacia do Rio da Prata: (Ia) alto, (Ib) médio e (Ic) baixo Paraguai; (IIa) Alto Norte, (IIb) Alto Sul, (IIc) Médio, (IIc') Médio Norte e (IId) Baixo Paraná; (III) Iguazu; Uruguai. Estações Fluviométricas estão numeradas de 1 a 8. ....	39
Figura 5.1 – Fluxograma de etapas do trabalho.....	42
Figura 5.2 – Mapa de distribuição dos pontos iniciais das trajetórias.....	43
Figura 5.3 - Exemplo de trajetórias calculadas com o modelo HYSPLIT a partir de três pontos iniciais para o dia 5/fev/1997 (evento de cheia). ....	46
Figura 5.4 - Partículas iniciadas em alturas fixas a cada 6h sobre um ponto da grade. ....	48
Figura 5.5 – Quantidade média de partículas numa coluna atmosférica nos instantes de lançamento.....	48
Figura 5.6 – Divisão dos pixels do raster da climatologia de variação de umidade em classes cujo tamanho é 1/2 desvio padrão. ....	50
Figura 5.7 – Mapa das fontes de umidade para a bacia do Paraná. AMZf = Fonte da Amazônia. Cont = Fonte do Chaco/Pantanal (continental). AN = Atlântico Norte. AS1 = Atlântico Sul tropical. AS2 = Atlântico Sul subtropical. ....	51

Figura 5.8 – Sumidouros de umidade no trajeto das massas de ar até a bacia do Paraná. AMZs = Sumidouro sobre a Amazônia. Sumid = Sumidouro sobre continente/costa, principalmente a norte/nordeste da bacia. ....	51
Figura 5.9 – Exemplo de função de distribuição acumulada superior utilizada na avaliação de significância estatística da relação entre vazão e (E-P) em compósitos. ....	54
Figura 6.1 – Padrão de circulação atmosférica durante a estação chuvosa evidenciado por trajetórias de massas de ar destinadas à bacia do Paraná nas estações: A. Primavera e B. Verão. ....	55
Figura 6.2 – Padrão de circulação atmosférica durante a estação seca evidenciado por trajetórias de massas de ar destinadas à bacia do Paraná nas estações: A. Outono e B. Inverno. ....	56
Figura 6.3 – Climatologia (41 anos) das médias mensais do balanço hídrico atmosférico (E-P) das regiões de fonte (valores positivos, ou predomínio da evapotranspiração), mostrando a variação sazonal da sua contribuição para a bacia do Paraná. ....	57
Figura 6.4 – Climatologia (41 anos) das médias mensais do balanço hídrico atmosférico (E-P) das regiões de sumidouro (valores negativos, ou predomínio da precipitação), mostrando a variação sazonal da perda de umidade das massas de ar em seu trajeto rumo à bacia do Paraná. ....	58
Figura 6.5 – Mapas da climatologia do balanço hídrico das colunas atmosféricas (E-P), meses de novembro a abril. ....	59
Figura 6.6 – Compósitos relevantes para o mês de novembro: A. sumidouro sobre a Amazônia; B. bacia do Paraná; C. Atlântico Sul subtropical. ....	61
Figura 6.7 – Compósitos relevantes para a região de sumidouro na Amazônia para os meses de: A. dezembro; B. janeiro e; C. fevereiro. ....	62
Figura 6.8 – Compósitos relevantes para a a fonte do Atlântico Norte, nos meses de: A. janeiro e; B. fevereiro. ....	63
Figura 6.9 – Compósitos relevantes para a região de sumidouro a norte/nordeste da bacia do Paraná, para os meses de: A. janeiro; B. fevereiro e; C. abril. ....	63
Figura 6.10 – Compósitos relevantes para o mês de abril, nas regiões: A. Chaco/Pantanal; B. Bacia do Paraná. ....	64



Figura 6.11 – Matriz de correlação entre as séries de (E-P) de umidade em várias regiões, inclusive com as vazões em Itaipu. Exemplo de relações significativas encontradas no mês de novembro. ....	67
Figura 6.12 – Cadeias de correlações na estação chuvosa entre fontes, sumidouros e variáveis hidrológicas de interesse na bacia do Paraná. Vazões em Itaipu(Itaipu); balanço (E-P) sobre a bacia do Paraná(PAR); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).....	71
Figura 6.13 – Correlações de Spearman entre as séries em pontos do grid com a vazão em Itaipu. ....	73
Figura 6.14 – Mapas da climatologia do balanço hídrico atmosférico (E-P), meses de maio a outubro. ....	74
Figura 6.15 – Compósitos relevantes no mês de maio, para as regiões: A. Atlântico Sul tropical; B. bacia do Paraná.....	76
Figura 6.16 – Compósitos relevantes para a região de sumidouro a norte/nordeste da bacia, para os meses de: A. maio e B. junho.....	76
Figura 6.17 – Compósitos que apresentaram relações estatisticamente significativas com as vazões em Itaipu no mês de julho, para os sumidouros: A. na Amazônia e B. a N/NE da bacia.....	77
Figura 6.18 – Compósitos que apresentaram relações estatisticamente significativas com as vazões em Itaipu no mês de julho, para as regiões: A. Chaco/Pantanal/Cerrado e B. bacia do Rio Paraná. ....	77
Figura 6.19 – Compósitos que apresentaram relações estatisticamente significativas com as vazões em Itaipu, para a bacia amazônica, nos meses de: A. setembro – sumidouro e; B. outubro - fonte. ....	78
Figura 6.20 – Cadeias de correlações na estação seca entre fontes, sumidouros e variáveis hidrológicas de interesse na bacia do Paraná(PAR); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).....	82
Figura 6.21 – Correlações de Spearman entre as séries de balanço (E-P) nos pontos do grid e as vazões em Itaipu .....	83

Figura 6.22 – Modulação da fonte de umidade no Atlântico Sul subtropical (AS2) pelas temperaturas na superfície do Oceano Pacífico (índice Nino3.4) nas estações: A. primavera; B. verão.....	88
Figura 6.23 – Efeito das temperaturas na superfície do Oceano Pacífico no mês de maio (índice Nino3.4), gerando comportamentos opostos nas fontes de umidade: A. Atlântico Sul tropical (AS1); B. Chaco/Pantanal (Cont).....	89
Figura 6.24 – Relação entre TSO e o transporte de umidade a partir da Amazônia, no verão. ....	90
Figura 6.25 – Comportamento de Fontes e Sumidouros na Seca de 1970 a 72 .....	91
Figura 6.26 – Comportamento de Fontes e Sumidouros na seca de 1987 a 89 .....	92
Figura 6.27 – Comportamento de fontes e sumidouros na seca de 1999 e 2000 .....	93
Figura 6.28 – Comportamento de fontes e sumidouros na seca de 2007 a 2009. ....	94
Figura 6.29 - Comportamento de fontes e sumidouros na cheia de 1982/83 .....	95
Figura 6.30 – Comportamento das fontes e sumidouros na cheia de 1990/91 .....	96
Figura 6.31 – Comportamento das fontes e sumidouros na cheia de 1997/98 .....	97
Figura 6.32 – Mapas do balanço hídrico das colunas atmosféricas (E-P) nos anos de maiores e menores vazões em janeiro. ....	99
Figura 6.33 – Mapas do balanço hídrico das colunas atmosféricas (E-P) nos anos de maiores e menores vazões em fevereiro.....	100
Figura A. 1 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões e as vazões em Itaipu, em novembro e dezembro. ....	113
Figura A. 2 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões e as vazões em Itaipu, em janeiro e fevereiro.....	114
Figura A. 3 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões e as vazões em Itaipu, em abril e março. ....	115
Figura A. 4 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em novembro e dezembro. ....	116
Figura A. 5 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em janeiro e fevereiro.....	117
Figura A. 6 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em janeiro e fevereiro.....	118

Figura A. 7 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, e as vazões em Itaipu, em maio e junho. ....	119
Figura A. 8 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões e as vazões em Itaipu, em julho e agosto. ....	120
Figura A. 9 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões e as vazões em Itaipu, em setembro e outubro. ....	121
Figura A. 10 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em maio e junho. ....	122
Figura A. 11 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em julho e agosto. ....	123
Figura A. 12 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em setembro e outubro. ....	124

## LISTA DE SÍMBOLOS, NOMENCLATURAS E ABREVIACÕES

ARL	<i>Air Resources Laboratory</i>
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
AMZf	Fonte de umidade na Amazônia
AMZs	Sumidouro de umidade na Amazônia
AN, NA	Atlântico Norte
AS1	Atlântico Sul tropical
AS2	Atlântico Sul subtropical
CCMs	Complexos Convectivos de Mesoescala
CF	Carga Fatorial
CLP	Camada Limite Planetária
Cont	Região Chaco/Pantanal (estação chuvosa) ou Chaco/Pantanal/Cerrado (seca)
CP	Componente Principal
EOFc	<i>Combined Empirical Orthogonal Functions</i>
EBC	Costa Leste Brasileira
ENSO	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
GPCP	<i>Global Precipitation Climatology Project</i>
HYSPLIT	<i>Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model</i>
IOS	Índice da Oscilação Sul
Ita	Vazões em Itaipu
JBN	Jato de Baixos Níveis
LISAM	<i>Large-Scale Index for South America</i>
MLDP	Modelos Lagrangianos de Dispersão de Partículas
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OMJ	Oscilação de Madden-Julian
PAR	Balanço hídrico atmosférico (E-P) sobre a bacia do Rio Paraná
PCA	Análise de Componentes Principais
SAMS	Sistema de Monções Sul Americano
SPI	Índice Padrão de Precipitação ( <i>Standard Precipitation Index</i> )
SSAM	Sistema Sul-Americano de Monções
Sumid,Sum	Sumidouros
TME	Exportações de Umidade Tropical
TSO	Temperatura da Superfície do Oceano
VARE	Variância Espacial
VET	Variância Espacial Total
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

# 1 INTRODUÇÃO

A fase atmosférica do ciclo hidrológico é uma cadeia de processos que vai do transporte atmosférico do vapor d'água liberado pela evaporação em oceanos e outros corpos hídricos e evapotranspiração em superfícies continentais, até os fenômenos responsáveis por sua condensação e precipitação. Ela determina a fase terrestre desse ciclo, objeto de estudo da hidrologia, onde ocorre o processo de partição da chuva entre infiltração, vazão e evapotranspiração, nas bacias hidrográficas.

O estudo das origens da umidade que se transforma em chuva sobre uma determinada bacia hidrográfica está na interface entre ciências atmosféricas e hidrologia. Busca-se determinar as principais regiões dos oceanos e continentes onde ocorreu evaporação e evapotranspiração, respectivamente (fontes) e precipitação (sumidouros) no trajeto de massas de ar até a bacia. Também se avalia sua variação sazonal e que condições climáticas intensificam ou reduzem esse transporte e a convecção (movimento vertical do ar que produz condensação e precipitação), provocando secas e cheias. Esse campo de pesquisa avançou com o desenvolvimento das tecnologias de sensoriamento remoto, o rápido aumento da capacidade de processamento de dados dos computadores e as pesquisas nas ciências meteorológica e atmosférica que ocorreram no século XX. Alguns dos mais importantes desdobramentos são a previsão numérica do tempo e a geração, armazenamento e disponibilização de séries temporais de variáveis atmosféricas em todo o globo (Kalnay, 2002; Trenberth e Guillemot, 1998; Wallace e Hobbs, 2006).

O conhecimento dos padrões sazonais e interanuais de transporte de umidade para uma determinada bacia pode auxiliar na formulação de estratégias e modelos para previsão de chuvas e vazões, auxiliando na gestão de recursos hídricos. Para algumas regiões do mundo, os padrões de circulação atmosférica que geram enchentes extremas são uniformes (Nakamura *et al.*, 2013), repetitivos, o que permite a emissão de alertas e a melhor operação de estruturas de controle de cheias. Na região Centro-Oeste do Brasil ocorre um sistema de monções, e o início da estação chuvosa pode ser previsto por índices de ventos (Gan *et al.*, 2004), indicando, por exemplo, épocas propícias para plantio de culturas agrícolas. A partir da relação de regiões mais importantes de fontes e sumidouros de umidade é possível estimar os impactos de mudanças do clima, não-estacionariedade de temperaturas do oceano e padrões de circulação e mudanças do uso do solo.

Nas ciências atmosféricas é comum dividir ramos de estudo de acordo com a escala temporal dos fenômenos analisados (Wallace e Hobbs, 2006). A escala do clima permite avaliar a aptidão de regiões às atividades econômicas e ocupação humana. Também indica os principais forçantes que determinam a circulação atmosférica e outros fenômenos, como a precipitação. Nessa escala avaliam-se as mudanças do clima, que podem beneficiar ou prejudicar a sociedade, sua possível relação com impactos da ação antrópica e com ciclos da natureza. Já a escala de tempo permite aplicar o conhecimento sobre o clima no curto prazo (Ahrens, 2009), para orientar a atividade econômica e social, de modo a maximizar os benefícios e controlar os riscos para a sociedade.

A compreensão dos processos de ganho e perda de umidade em massas de ar e do seu transporte tem importância nessas duas escalas. O conhecimento de suas variações sazonais e interanuais é essencial para melhorar a capacidade de modelos para prever o tempo, e também para avaliar mudanças no clima. Frente à escassez ou pouca representatividade de medições pontuais dos fluxos verticais de umidade (precipitação e evaporação) na superfície terrestre, a análise dos campos de ventos e umidade específica permite também estimar o balanço hídrico da atmosfera via modelos numéricos de previsão do tempo.

Existem alguns métodos disponíveis (Gimeno *et al.*, 2012) para o estabelecimento de relações fonte-receptor de umidade atmosférica: modelos analíticos ou de caixa (*box models*, em inglês) (Budyko, 1974), traçadores numéricos de vapor d'água e traçadores físicos de vapor d'água (quantificação de isótopos de hidrogênio e oxigênio na precipitação e no vapor) (Barras e Simmonds, 2009). O primeiro método consiste no cálculo dos fluxos de umidade nas fronteiras de um volume de controle atmosférico, que possibilita a estimativa das origens da umidade (Arraut *et al.*, 2012; Trenberth, 1997; Trenberth e Guillemot, 1998). Nele, é necessário utilizar o conhecimento de caminhos preferenciais para o fluxo de umidade, em alguns casos denominados “rios voadores” (Newell *et al.*, 1992; Newell e Zhu, 1994; Zhu e Newell, 1998), e do balanço evaporação – precipitação em regiões adjacentes, para auxiliar na estimativa ou análise qualitativa das fontes da umidade. A avaliação quantitativa é possível pela técnica de traçadores numéricos, que consiste no rastreamento das trajetórias das massas de ar e dos ganhos e perdas de umidade ao longo do caminho (Gimeno *et al.*, 2012; Stohl e James, 2004, 2005).

A bacia do Rio Paraná foi selecionada no presente trabalho, como objeto de estudo do transporte atmosférico de umidade. Trata-se do maior afluente do Rio da Prata, cuja bacia cobre cerca de 3,6 milhões de km<sup>2</sup>, o que a torna a quinta maior do mundo, e a segunda maior da América do Sul, sendo superada no continente apenas pela bacia Amazônica. A bacia do Rio da Prata possui grande importância econômica e social, pois abriga cerca de 50% da população da Argentina, Bolívia, Brasil, Paraguai e Uruguai, e gera 70% do Produto Interno Bruto (PIB) desses países. Os recursos hídricos da região são particularmente estratégicos, devido à sua grande produção agropecuária, utilização como hidrovias e geração de energia elétrica. A bacia do Paraná representa cerca de metade da capacidade instalada de geração hidroelétrica no Brasil (De Lucena *et al.*, 2010).

Seu clima e hidrologia são determinados por uma combinação complexa de sistemas atmosféricos. Na parte Norte da bacia ocorre um sistema de monções (Gan *et al.*, 2005), com até 90% da precipitação ocorrendo na estação chuvosa. A intensidade e posicionamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Reboita *et al.*, 2010; Rocha e Gandu, 1996) influencia fortemente os totais precipitados. O Jato de Baixos Níveis (JBN) da América do Sul, que transporta meridionalmente umidade numa faixa a Leste dos Andes (Arraut *et al.*, 2012), tem uma relação importante com o início e o fim da estação chuvosa. A exposição da parte Sul a sistemas frontais, ciclônicos e bloqueios atmosféricos atenua variações sazonais. Todos esses componentes possuem teleconexões e modulações por ciclos e flutuações das temperaturas da superfície do mar, em regiões específicas do Atlântico e Pacífico (El Niño e La Niña) (Grimm *et al.*, 2000; Tomaziello e Gandu, 2013).

No decorrer deste estudo analisa-se a variabilidade sazonal e interanual do transporte de umidade para a bacia, com foco em períodos extremos de secas e cheias. O método utilizado é o de traçadores numéricos de vapor d'água (lagrangeano), ou seja, rastreamento da trajetória de partículas que representam massas de ar na atmosfera. Este método já foi aplicado para regiões do Brasil e América do Sul, como a Amazônia (Drumond *et al.*, 2014), o Brasil central e a bacia do Prata (Drumond *et al.*, 2008).

A compreensão obtida pode contribuir para modelagem da sua hidrologia, principalmente na seleção de que informação meteorológica utilizar em modelos estatísticos. As regiões que mais contribuem com umidade em cada época do ano foram determinadas, e as trajetórias de massas de ar obtidas podem indicar regiões para cálculos de índices de

ventos para previsão de chuvas e vazões. Tem o potencial de subsidiar a gestão dos seus recursos naturais, reduzindo os riscos para a população e economia que deles dependem, por exemplo, nas situações já mencionadas, como definição de sistemas de alertas de cheias, definição de épocas para plantio e previsão de geração energética em hidroelétricas.

A seguir, o trabalho apresenta os Objetivos Geral e Específicos (2), a Revisão Bibliográfica (3) a Área de Estudo (4), os Materiais e métodos (5), os Resultados e Discussão (6) e as Conclusões (7) desta pesquisa.



## **2 OBJETIVO**

### **2.1. OBJETIVO GERAL**

Avaliar a variabilidade sazonal e interanual do transporte atmosférico de umidade para a bacia do Rio Paraná e sua relação com as vazões em Itaipu.

### **2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

1. Determinar as principais fontes de umidade para a bacia.
2. Analisar o padrão de transporte atmosférico de umidade para a bacia e as regiões de sumidouro, onde as massas de ar perdem umidade.
3. Avaliar o comportamento das fontes e sumidouros em diferentes estações do ano, ao longo da série temporal e nos anos mais secos e mais úmidos.
4. Estudar as relações entre o transporte atmosférico de umidade para a bacia e as vazões em Itaipu.

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 TRANSPORTE ATMOSFÉRICO DE UMIDADE

##### 3.1.1 Sazonalidade e padrão de circulação atmosférica sobre a América do Sul e a região de interesse

A circulação atmosférica, clima e hidrologia das bacias do Paraná e Prata são caracterizados por diferentes componentes: um sistema de monções, principalmente na parte Norte da bacia (Gan *et al.*, 2005); a intensidade e posicionamento do sistema característico da estação chuvosa, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Reboita *et al.*, 2010; Rocha e Gandu, 1996); a forte influência do Jato de Baixos Níveis (JBN) da América do Sul, que localiza-se a Leste dos Andes, e transporta umidade meridionalmente, da região equatorial para os trópicos e subtropicais, durante todo o ano (Arraut *et al.*, 2012); a exposição da parte Sul a sistemas frontais, ciclônicos e bloqueios atmosféricos, que atenua variações sazonais e; as teleconexões e modulações pelos ciclos e flutuações das temperaturas da superfície do mar, em regiões específicas do Atlântico e Pacífico (El Niño e La Niña) (Castillo *et al.*, 2014; Gimeno *et al.*, 2013; Grimm *et al.*, 2000; Tomaziello e Gandu, 2013).

Durante o verão austral, a zona de aquecimento principal migra para os subtropicais, e um sistema térmico de baixas pressões se estabelece sobre a região do Chaco, no centro da América do Sul (Grimm *et al.*, 2005). Os ventos alísios (*trade winds*) de nordeste se intensificam e passam a cruzar o equador, trazendo umidade para o continente. Esse fluxo é desviado para o sul pelos Andes, e interage com outros fluxos ao longo de uma faixa que se estende de noroeste para sudeste do continente Sul-Americano, chamada de Zona de Convergência do Atlântico Sul – ZCAS (*South Atlantic Convergence Zone – SACZ*) (Figueroa *et al.*, 1995; Kodama, 1992; Liebmann *et al.*, 1999). A interação da alta do Atlântico Sul com a baixa do Chaco também gera ventos de baixos níveis, contribuindo para a nebulosidade e precipitação que se concentram nessa faixa.

Reboita *et al.* (2010) apresentam uma revisão abrangente sobre os regimes de precipitação sobre a América Latina. A posição da alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS) alcança seu extremo Oeste no inverno, determinando a estação seca no Sudeste brasileiro. Os eventos chuvosos ocorrem quando sistemas frontais e ciclônicos conseguem se sobrepor

à circulação determinada por ele. Outras feições de interesse do padrão de circulação sobre essa região são linhas de instabilidade pré-frontais, Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) bloqueios atmosféricos e brisas marítimas. O conjunto de elementos que compõem a circulação atmosférica da América do Sul é exibido na Figura 3.1.

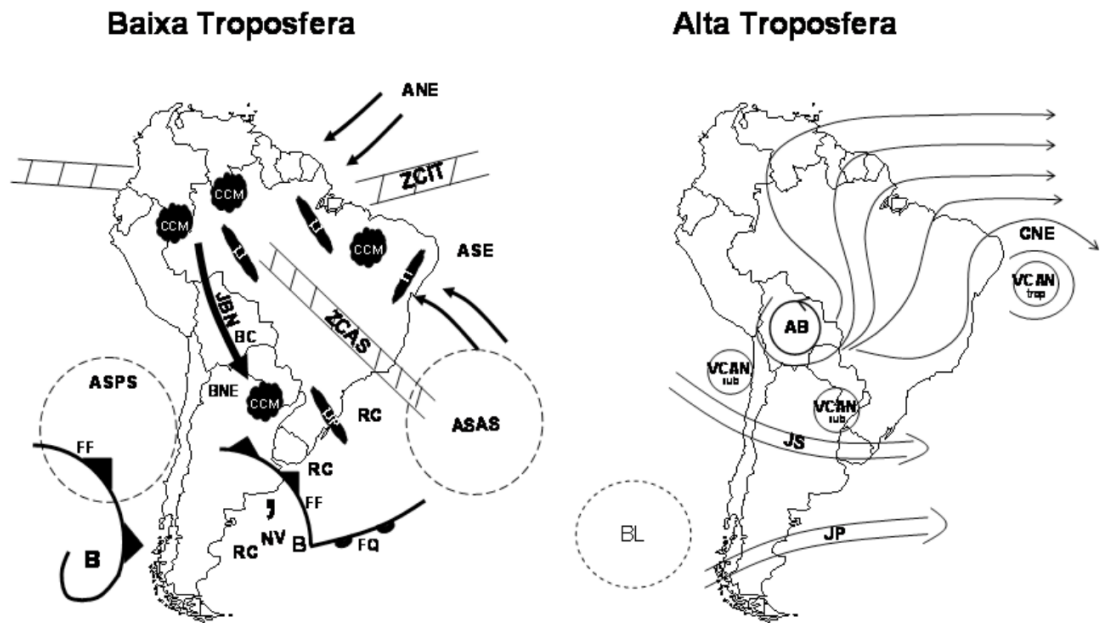


Figura 3.1 – Sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul. Desenho esquemático da baixa troposfera: ANE=ventos alísios de Nordeste, ASE=ventos alísios de Sudeste, ASAS=Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul, ASPS=Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul, B=baixa pressão, BC = baixa do Chaco, BNE=baixa do Noroeste Argentino, CCM=complexo convectivo de mesoescala, FF=frente fria, FQ=frente quente, JBN jato de baixos níveis a leste dos Andes, LI=linha de instabilidade tropical, LIP= linha de instabilidade pré-frontal, NV=nuvem vírgula, RC=regiões ciclogênicas, ZCAS=zona de convergência do Atlântico Sul e ZCIT= zona de convergência intertropical. Para a alta troposfera temos: AB=alta da Bolívia, BL=região de bloqueios atmosféricos, CNE=cavado do nordeste do Brasil, JS=jato subtropical, JP=jato polar, VCAN trop=vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais. A AB e o CNE formam-se no verão e desaparecem no inverno. No verão o JP e o JS se fundem. Fonte: Reboita *et al.*, (2010)

Gulizia *et al.* (2013) avaliaram os principais modos de variabilidade do transporte de umidade integrado verticalmente, utilizando dados NCEP/NCAR para os verões (dez-jan-mar) no período de 1960 a 1999, e a técnica de Análise de Componentes Principais. Esses componentes mostram os padrões de circulação que definem a precipitação de verão na América do Sul.

O primeiro padrão consiste em uma corrente tropical zonal entre os Andes Bolivianos e o Atlântico Sul, que leva umidade para a ZCAS, onde a precipitação se intensifica. Trata-se da fase ativa da ZCAS, na qual observam-se condições de divergência de umidade no Sudeste da América do Sul (SEAS). Já na fase inativa da ZCAS, a umidade é advectada para o SEAS, onde ocorrem condições de convergência e aumento da precipitação. As fases se alternam em escalas temporais diárias. A primeira componente (CP1) mostra o fluxo médio de umidade e explica 91,2% da variância, enquanto as duas seguintes correspondem a diferentes perturbações desse fluxo, conforme exibido na Figura 3.2, com CP 2 explicando 1,6% da variância e CP3 explicando 0,9%.

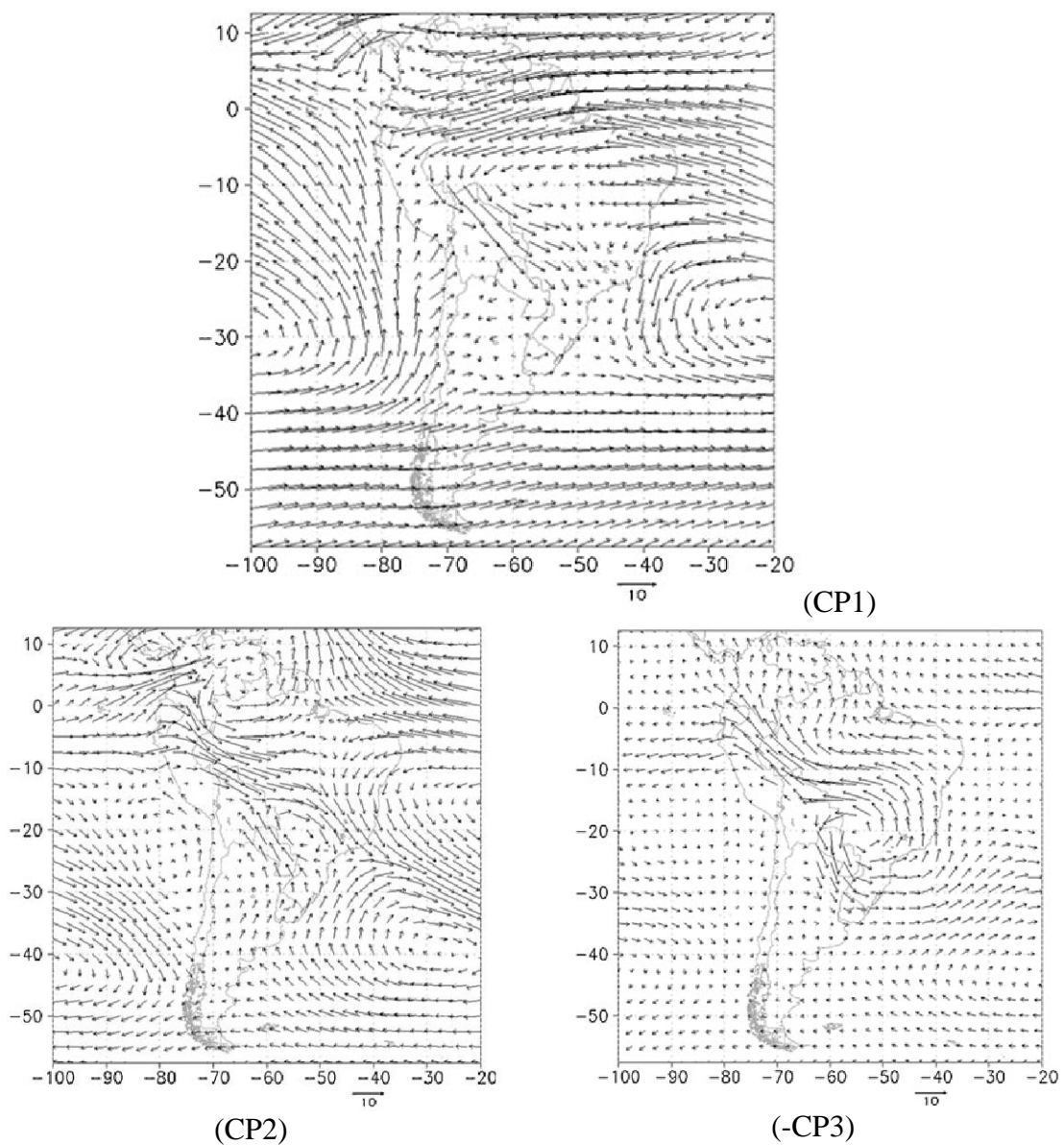


Figura 3.2 – Componentes principais (CPs 1, 2 e -3) do transporte de umidade no verão da América do Sul. Fonte: Adaptado de Gulizia *et al.* (2013).

No mesmo trabalho, foram formados compósitos de eventos com fortes cargas fatoriais (CF) das componentes principais 2 e 3, ou seja, valores acima ( $CF2 \geq 0,15$ ) ou abaixo ( $CF3 \leq -0,10$ ) de determinado patamar. Analisou-se então o padrão das perturbações no fluxo de umidade associadas com os modos de variação CP2 e CP3, como indicado na Figura 3.3.

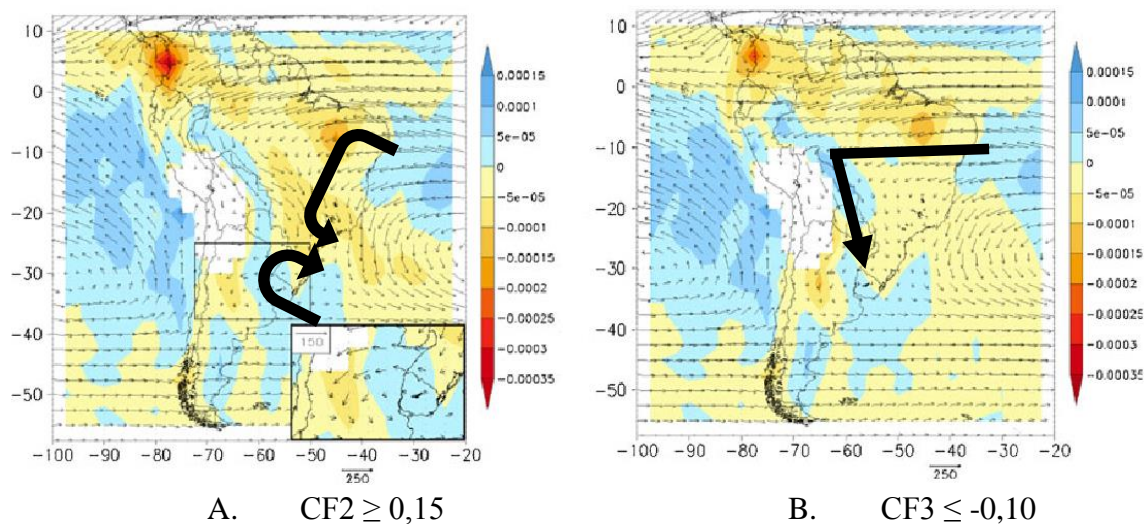


Figura 3.3 – Fluxo de umidade integrado verticalmente (vetores) [mm/(m·s)] e sua convergência (cores) [mm/s] em compósitos dos eventos mensais extremos para fortes carregamentos das componentes principais do fluxo de umidade no verão: A. CP2:  $CF2 \geq 0,15$  e; B. CP3:  $CF3 \leq -0,10$ . Fonte: adaptado de Gulizia *et al.* (2013).

Espera-se comportamentos opostos de algumas fontes de umidade para os diferentes modos de variabilidade exibidos na Figura 3.3. Em eventos associados a A.CF2 (B.CF3) estima-se que o transporte de umidade para a bacia do Paraná a partir do Atlântico Norte aumente (diminua) e o do Atlântico Sul subtropical diminua (aumente). Verificou-se as anomalias de precipitação resultantes dessas configurações de circulação atmosférica, num conjunto de dados derivado de observações por pluviômetros, conforme indicado na Figura 3.4. As anomalias resultantes da CP2 têm máximos ao Norte da região da ZCAS no Brasil e ao Sul dos 35°S. Apenas as nascentes do Paranaíba e Rio Grande, afluentes do Paraná recebem mais chuvas, com a maior parte da bacia passando por condições mais secas. Já aquelas associadas à CP3 apresentam uma ampla faixa com maiores precipitações, que praticamente engloba as regiões Sudeste e Centro-Oeste, e a parte Sul da região Nordeste. Portanto, a maior parte do alto Paraná passa por condições mais úmidas.

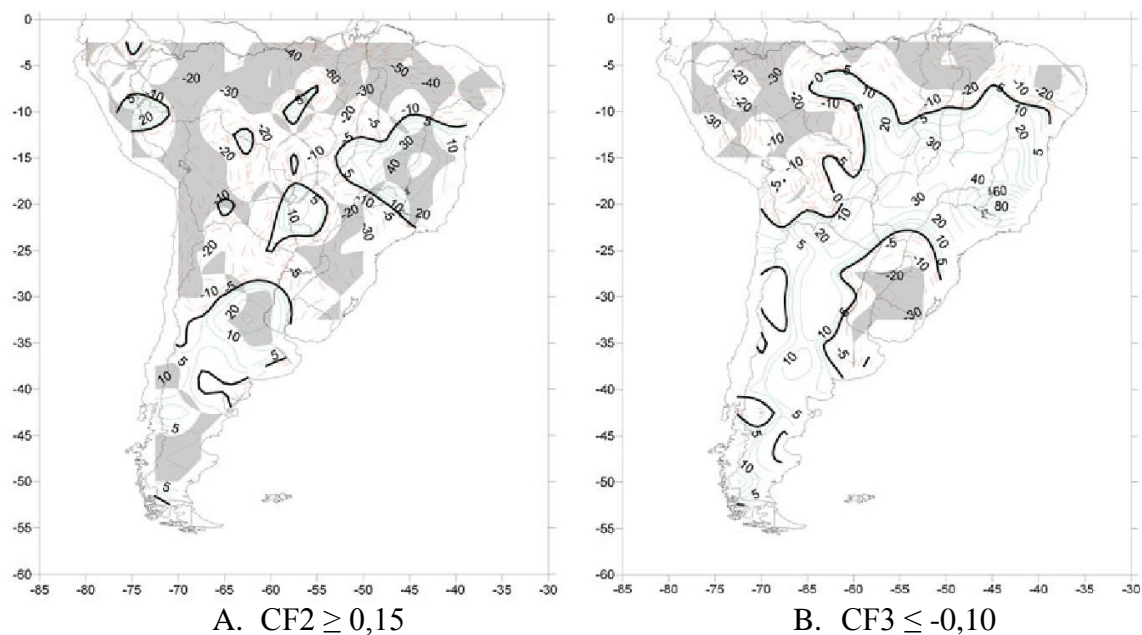


Figura 3.4 – Anomalias de precipitação [milímetros] em grid produzido com dados de pluviômetros, em eventos de fortes carregamentos da: A. segunda e B. terceira componentes principais do fluxo de umidade sobre a América do Sul no verão. Anomalias significativas ao nível de 90% de confiança estão sombreadas em cinza. Fonte: adaptado de Gulizia *et al.* (2013).

Outra característica marcante da circulação atmosférica sobre o continente é o jato de baixos níveis (JBN) a leste dos Andes, que contribui para o transporte meridional de umidade (Marengo *et al.*, 2002, 2004). O estudo realizado por Arraut *et al.* (2012) refere-se a esse jato como um “Rio Voador” (*Aerial River*), termo cunhado por Newell *et al.* (1992). A literatura indica que esse caminho preferencial de circulação atmosférica tem um papel de intensificação de sistemas convectivos associados a incursões frontais (Arraut, 2008; Siqueira e Toledo Machado, 2004) e uma interação importante com o chamado jato do Chaco na convergência de umidade (Salio *et al.*, 2002, 2007). Seu perfil é exibido no inverno (junho a agosto – JJA) e verão austral (dezembro a fevereiro – DJF) na Figura 3.5.



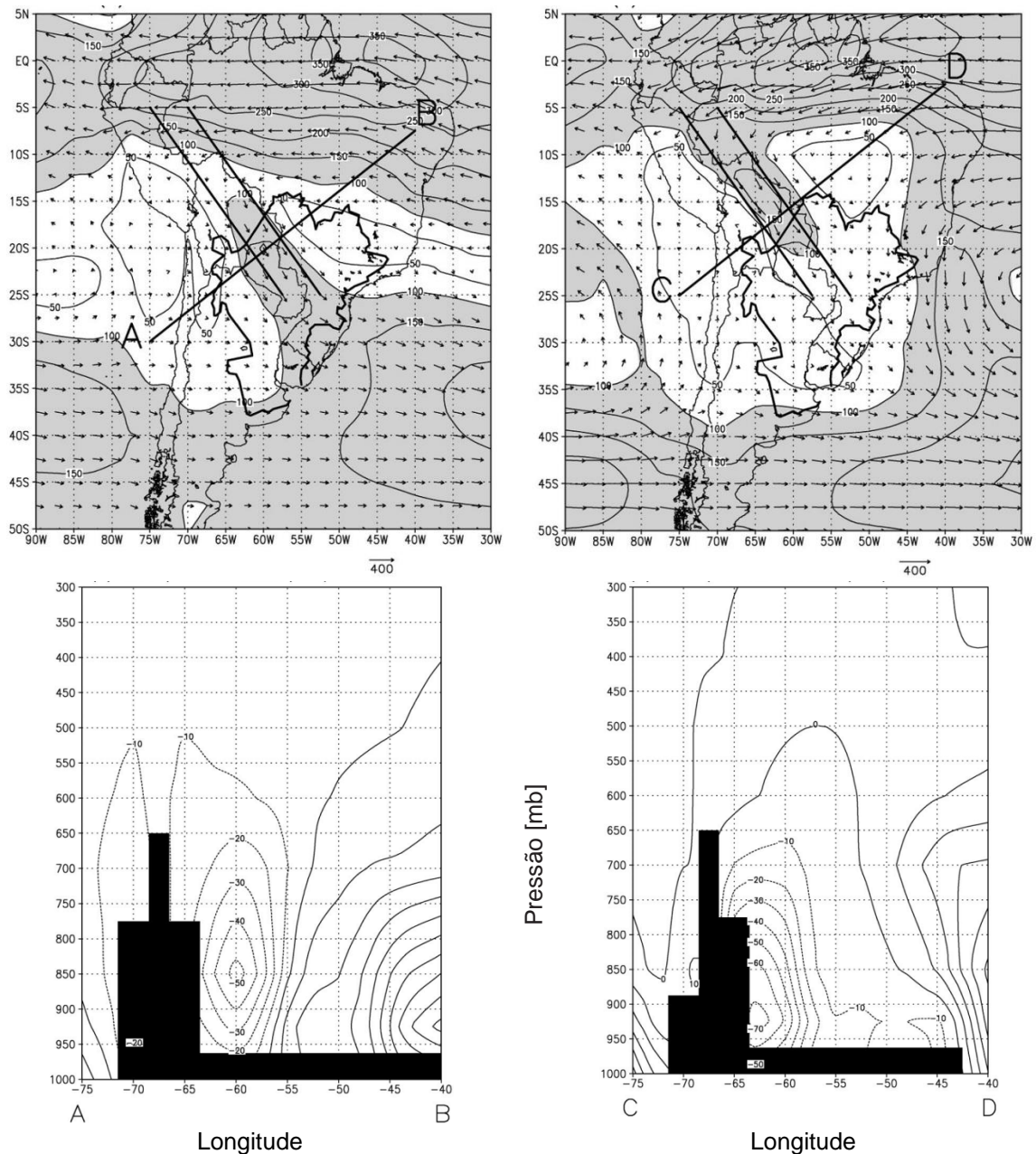


Figura 3.5 – Fluxo de umidade [ $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ] integrado verticalmente a partir das reanálises do NCEP-NCAR para o inverno (esquerda, seção AB) e verão (direita, seção CD). Valores superiores a  $100 \text{ kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$  estão sombreados. Perfil do fluxo de umidade específica [ $\text{g kg}^{-1} \text{m s}^{-1}$ ] do JBN no inverno (seção AB) e verão (CD). Fonte: adaptado de Berbery e Barros (2002).

O transporte atmosférico de umidade ocorre principalmente na direção zonal (Leste-Oeste) (Trenberth *et al.*, 2011), e por isso as regiões em que ocorre transporte meridional (na direção Norte-Sul) são extremamente relevantes na definição do clima. Elas ocorrem em faixas estreitas do globo, e, tipicamente, existem de três a cinco conduítes de umidade dos trópicos para as altas latitudes em cada hemisfério, em um dado momento (Gimeno *et al.*, 2012). Esses rios voadores ou conduítes transportam volumes de água numa taxa comparável

aos maiores rios do mundo, concentrando 95% do fluxo meridional de umidade na latitude de 35°. O trabalho de Knippertz *et al.* (2013) mostrou que grande parte do transporte meridional de umidade na faixa longitudinal entre 60 °W e 0° ocorre em eventos por ele chamados de Exportações de Umidade Tropical (*Tropical Moisture Exports - TME*, em inglês). Estes eventos são visualizáveis numa escala temporal de 7 dias, e representam de 29% a 44% da média climatológica de transporte meridional de umidade na região, o que sugere que momentos de prolongamento do JBN e/ou intensificação da ZCAS lançam quantidades significativas de umidade nos subtropicais.

A região Sul do Brasil apresenta padrões diferenciados de circulação, que incluem influências de sistemas ciclônicos de superfície, bloqueios atmosféricos no Pacífico Sul e sistemas frontais vindos do Pacífico ou originados na região que inclui o Noroeste da Argentina, Sul do Paraguai e Uruguai. Todos esses fatores modulam também o JBN, determinando seu prolongamento mais para o Sul ou não. A interação dos fatores é ilustrada esquematicamente na Figura 3.6.

Em anos de El Niño ocorrem anomalias de circulação sobre grande parte do sudeste da América do Sul. Em sua fase quente (fria), o jato subtropical e a atividade ciclônica são fortalecidos (enfraquecidos), a baixa do Chaco se aprofunda (enfraquece) e a advecção de umidade do Norte aumenta (diminui) (Grimm *et al.*, 2000; Grimm e Tedeschi, 2009). Variações do padrão de circulação durante o verão foram analisadas em uma série de estudos (Ferreira *et al.*, 2003; Gan *et al.*, 2004; Herdies *et al.*, 2002). Dentre outras conclusões, esses sugerem que na ausência da ZCAS, o transporte de umidade para a bacia do Prata e a região Sudoeste do Atlântico é restringido, devido à maior penetração para o Oeste, resultando em fluxos direcionados para o Peru e o Leste do Pacífico. Essa variabilidade pode ser explicada por ciclos e padrões de ordem intrasazonal, interanual e de mais baixas frequências (Casarin e Kousky, 1986; Robertson e Mechoso, 2000) e/ou um padrão do tipo dipolo (Doyle e Barros, 2002).



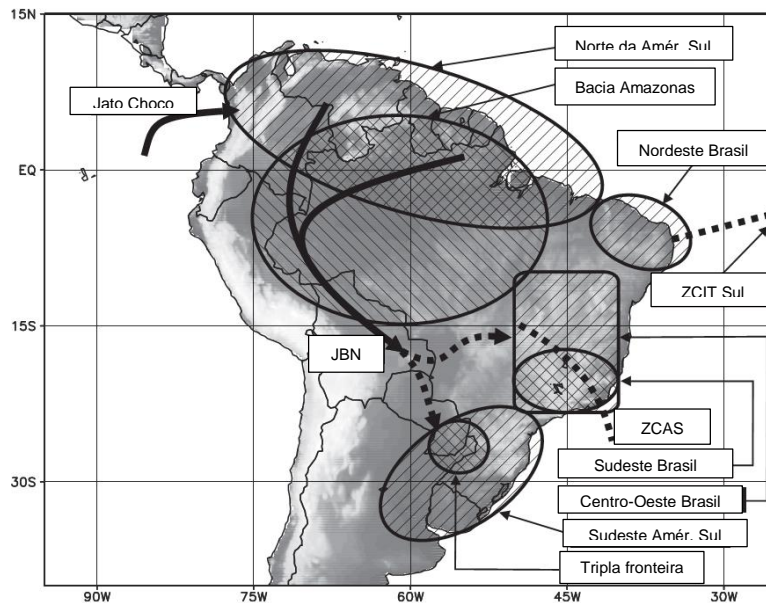


Figura 3.6 – Regiões e feições climáticas mais relevantes para eventos extremos de precipitação na América do Sul. Fonte: adaptado de Grimm e Tedeschi (2009)

### 3.1.2 O papel da evapotranspiração e reciclagem de vapor d'água

A possibilidade de avaliar as origens do vapor d'água que alimenta os processos de precipitação sobre uma região passou a existir a partir dos sistemas de obtenção de dados meteorológicos por radiossondagens que se tornaram mais disponíveis a partir de aproximadamente 1930 (Nóbrega *et al.*, 2005). O interesse em contribuições locais para a quantidade de vapor d'água na atmosfera, por meio da evapotranspiração, tornou-se mais visível a partir da década de 1970, originando o conceito de reciclagem de precipitação, que pode ser definida como a contribuição local da evapotranspiração na precipitação total sobre uma região, ou seja, a quantidade de água que deixa a superfície terrestre em uma dada região por evapotranspiração e retorna a ela como precipitação.

Os métodos para estimativa dessa grandeza são baseados no modelo conhecido como Budyko (Budyko, 1974) que a coloca como função da evaporação local (ET), fluxo de umidade atmosférica sobre uma região (médio,  $\bar{F}$ ) e escala de comprimento ao longo de uma linha de corrente (L). A adaptação desenvolvida e empregada por Nóbrega *et al.* (2005) e Trenberth (1999) (Equação 3.1) também utiliza dados de precipitação (P), expressando a reciclagem ( $\rho$ ) como:

$$\rho = \frac{ET \times L}{PL + 2\bar{F}} \quad (3.1)$$

Em seu estudo, Nóbrega *et al.* (2005) indicaram a grande importância da reciclagem de umidade para a bacia do Prata e Paraná, estimando sua ordem de grandeza entre 20 e 50% durante o verão. Já Stohl e James (2005) estimaram que anualmente, em média 30% da precipitação sobre a bacia do Paraná provém da umidade reciclada, utilizando métodos lagrangeanos.

Outro possível papel relevante da evapotranspiração em relação à precipitação local é a iniciação de eventos de precipitação. No trabalho de Berg *et al.* (2013), esse mecanismo foi chamado de “disparador”, e a métrica selecionada foi a sensibilidade da frequência e intensidade das chuvas vespertinas ao fracionamento entre calor sensível e latente do fim da manhã. Para a América do Norte foi verificada uma sensibilidade significativa na frequência das chuvas de verão, com a variabilidade da fração evaporativa (FE) explicando até 50% da variação sazonal da precipitação. No entanto, os resultados não indicam influência da FE na quantidade precipitada em cada evento.

Em cenários de desmatamento total da bacia do Prata (Lee e Berbery, 2012) com substituição por culturas anuais, modelos estimam para a parte norte da bacia um aumento do albedo e redução do atrito dos ventos com a superfície, levando a reduções dos fluxos de calor sensível, da temperatura e da instabilidade convectiva, e a uma aceleração dos fluxos de umidade para fora da região. Essas modificações resultariam numa redução da precipitação. Já no setor sul da bacia, a substituição de pastagens por culturas anuais reduziria o albedo e alteraria a rugosidade da superfície. O fluxo de baixos níveis sofreria uma desaceleração, resultando num aumento da convergência de umidade e da precipitação.

### 3.1.3 Fluxos dos oceanos e regiões continentais adjacentes

Utilizando um modelo lagrangeano executado no modo reverso (voltando no tempo, ou seja, invertendo o sinal do campo de ventos), Drumond *et al.* (2008) estimaram as contribuições de umidade de duas regiões do oceano Atlântico (Atlântico Norte, NA – do inglês *North Atlantic* 0-10°N, 60-30°W; e Costa Leste Brasileira, EBC – idem *Eastern Brazilian Coast* 20-10°S, 38-20°W) para duas regiões do continente Sul Americano, o Brasil central (22-12°S, 60-40°W) e a bacia do Prata (38-23°S, 63-48°W), com escalas temporais de até dez dias. Neste estudo, observaram que as contribuições externas são

consideravelmente maiores para o Brasil central, chegando a  $80 \text{ [km}^3 \cdot \text{E}^{-12}/(\text{ano} \cdot \text{m}^2)]$ , do que para a bacia do Prata, onde são de no máximo  $20 \text{ [km}^3 \cdot \text{E}^{-12}/(\text{ano} \cdot \text{m}^2)]$ . Os valores baixos podem se dever à divisão pela área da região de fonte, que foi utilizada pelos autores. As contribuições do NA são significativas apenas durante o verão, e correspondem a 50% ou menos da quantidade proveniente da EBC, conforme ilustrado pela Figura 3.7. Isso sugere que para essas regiões a principal fonte oceânica de umidade é a EBC. A menor magnitude das contribuições externas para a bacia do Prata reforça a possibilidade de que os processos de reciclagem sejam mais relevantes.

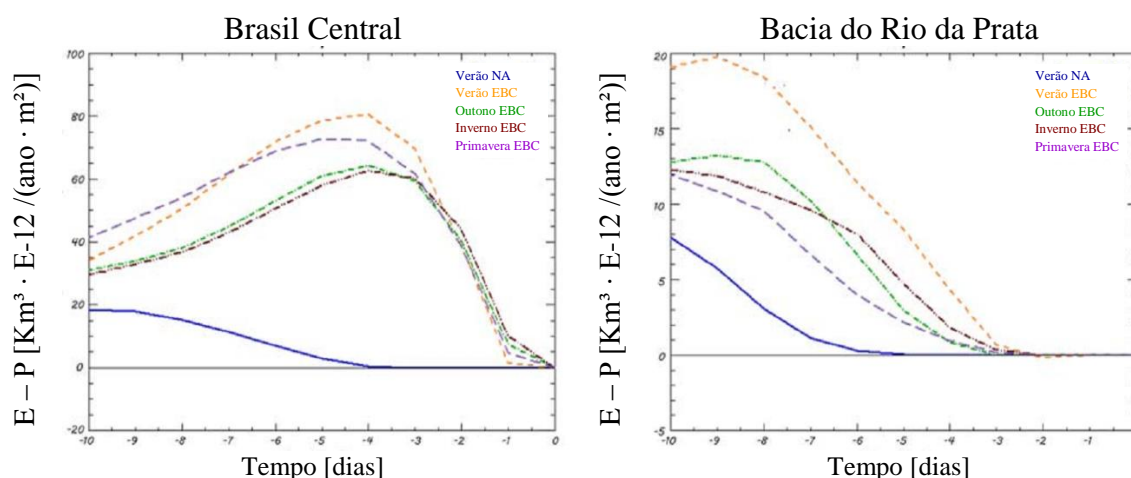


Figura 3.7 – Balanço hídrico atmosférico (E-P)<sub>n</sub>, integrado sobre as regiões da Costa Leste Brasileira (EBC, todas as estações do ano) e Atlântico Norte (NA, verão apenas) calculado nos dez dias anteriores, e dividido pela área da região de fonte (escala multiplicada por um fator de  $10^{12}$ ). Gráficos gerados utilizando trajetórias que chegam às regiões de destino Brasil Central (esquerda) e bacia do Rio da Prata (direita). Adaptado de Drumond *et al.* (2008).

Arraut *et al.* (2012) estudaram a magnitude das contribuições externas de umidade durante a estação seca utilizando um volume de controle ligeiramente diferente, definido sobre o centro da América do Sul, com limites  $23\text{-}10^{\circ}\text{S}$  e  $70\text{-}50^{\circ}\text{W}$ . Seus resultados indicam que 4 a 10 [Gton de  $\text{H}_2\text{O}$  / dia] chegam à região provenientes do oceano Atlântico e 2 a 12 [Gton de  $\text{H}_2\text{O}$  / dia] da Amazônia. Isso sugere que a contribuição a partir da Amazônia é da mesma ordem de grandeza, porém mais variável do que a contribuição oceânica, durante a estação seca, conforme pode ser observado na Figura 3.8. Os trabalhos de Nogués-Paegle e Mo (1997) sugerem que o JBN da América do Sul tem uma fonte de umidade continental, e não numa massa d'água, ao contrário do JBN da América do Norte, que leva umidade do Golfo do México para as Grandes Planícies.

As diferenças entre esses trabalhos podem ser explicadas pelos enfoques em diferentes regiões de origem da umidade, diferentes estações do ano, métodos e fontes de dados.

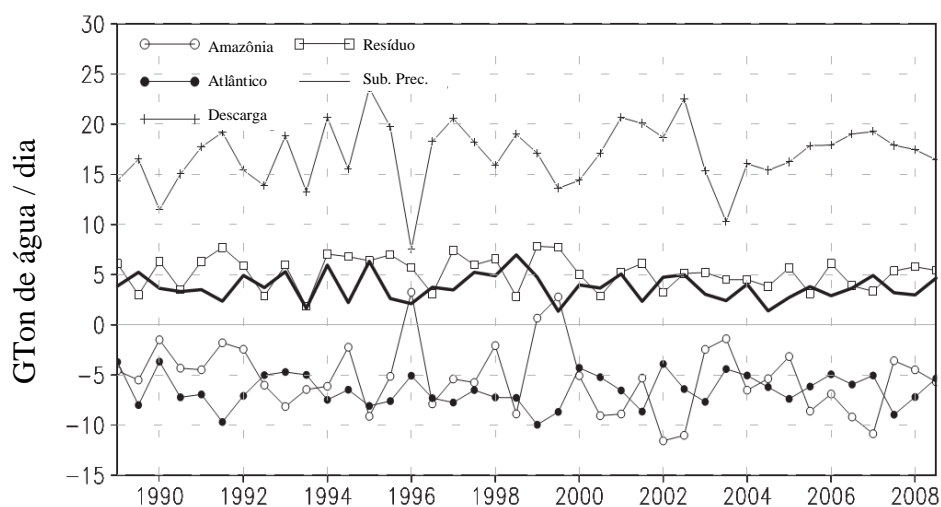


Figura 3.8 – Balanço hídrico para o volume de controle com limites em 23 – 10° S, 70 – 50° W para as estações secas entre 1989 e 2008. Os fluxos que entram no volume são divididos entre as contribuições da Amazônia e Oceano Atlântico. A descarga é o fluxo de saída da região para os subtrópicos e o resíduo é a diferença entrada – saída. A linha sem símbolos é a média da precipitação sobre 34 – 23° S, 57 – 48° W. Fonte: adaptado de Arraut *et al.* (2012).

O trabalho de Drumond *et al.* (2014) discutiu o papel da bacia Amazônica na fase atmosférica do ciclo hidrológico, mostrando que sua contribuição de umidade é direcionada principalmente para o Sudeste da América do Sul (parte Sul da bacia ou baixo Paraná-Prata), por meio de métodos lagrangeanos. Esse transporte é modulado pelo ciclo do ENSO, aumentando (reduzindo) em anos de El Niño (La Niña). Nele encontra-se uma revisão de estudos anteriores, citando afirmações (Van der Ent *et al.*, 2010 *apud* Drumond *et al.*, 2014) de que 70% dos recursos hídricos na bacia do Prata dependem da evapotranspiração da floresta Amazônica. Durante o período de outono e inverno a contribuição dos fluxos da Amazônia fica limitada à parte sul da bacia, enquanto nos meses de verão se espalha também pelo Sudeste do Brasil, e numa faixa maior da América do Sul tropical, fornecendo de 0,1 a 0,7 mm/dia de umidade para a bacia do Prata, em média anual. O estudo priorizou uma caracterização climatológica desse fluxo, não dando destaque a eventos de cheias e secas.

### 3.1.4 Relação com índices climáticos e previsibilidade

O sistema de monções Sul Americano (*South American Monsoon System – SAMS*, em inglês) pode ser analisado utilizando índices derivados das velocidades dos ventos sobre

regiões específicas do continente. Esse fato é relevante para a previsibilidade do início e final da estação chuvosa, já que a capacidade dos modelos climáticos para prever as componentes do vento é maior do que para a precipitação (Gan *et al.*, 2005). No estudo de Gan *et al.* (2005), foram utilizados quatro índices de ventos, relacionados com os ventos meridionais sobre o nordeste brasileiro, os ventos zonais sobre o centro-oeste brasileiro, a inversão dos ventos zonais sobre o centro-oeste (índice 850ZWI) e o jato de baixos níveis ao leste dos Andes. A inversão dos ventos sobre o Centro-Oeste brasileiro pode ser observada quando se remove o ciclo anual dos dados de ventos de reanálises. O vento zonal em 850 hPa é leste durante a estação seca e oeste durante a estação chuvosa, na região entre 60 °W – 50 °W e 15 °S – 10 °S.

Todos os índices exibiram correlação significativa (acima de 0,6) com as precipitações, com até duas pântadas (sequências de cinco dias) de antecedência, demonstrando alguma previsibilidade dessas pelos índices. O índice 850ZWI apresentou a maior capacidade de definição das datas de chegada e partida da estação chuvosa. Os resultados indicaram que o fluxo de baixos níveis de noroeste (o jato proveniente da Amazônia) tem um papel relevante na variabilidade intrasazonal da precipitação sobre o Centro-Oeste Brasileiro.

Silva e de Carvalho (2007) produziram o índice LISAM (do inglês *Large-Scale Index for South America*) por meio de Análise de Componentes Principais (PCA ou *Combined Empirical Orthogonal Functions – EOFc*, em inglês). Esse índice foi definido como a primeira componente principal dentre as seguintes variáveis (todas em pântadas): precipitação, umidade específica em baixas altitudes (850 hPa), temperatura do ar, componentes zonal e meridional do vento. O índice mostrou-se capaz de caracterizar o SAMS, em escalas de tempo intrasazonais (30 a 60 dias), demonstrando as fases ativas e de pausas da monção.

Ao avaliar as condições que propiciam fortes enchentes em bacias do rio Ohio, nos Estados Unidos, Nakamura *et al.* (2013) mostraram que ao preparar compósitos de campos meteorológicos nos maiores eventos de cheias é possível identificar as anomalias que geram esses eventos. Dentre as suas conclusões está o fato de que a anomalia de circulação (ventos) é mais relevante do que a anomalia de umidade específica. Ocorreu que o fluxo climatológico de umidade a partir do Atlântico, em direção ao sul dessas bacias foi forçado

pela circulação anômala na direção da bacia e contra a cadeia de montanhas dos Apalaches. As células de alta e baixa pressão que determinam essa circulação anômala formam-se numa de escala de tempo entre nove e cinco dias antes do evento.

### 3.2 PRECIPITAÇÃO

Nas regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, a precipitação é de cerca de 1500 mm/ano, podendo exceder esse valor no Centro-Oeste. A região formada pelo Sul do Brasil, do Paraguai e Uruguai apresenta totais de precipitação entre 1050 e 1750 mm/ano. Na fronteira entre Brasil e Paraguai, a Oeste da região Sul do Brasil, os totais são ainda mais elevados, entre 1750 e 2100 mm/ano (Reboita *et al.*, 2010). A precipitação média sobre a bacia do Prata é de cerca de 1100 mm (Mechoso *et al.*, 2001). A Figura 3.9 é um mapa das médias climatológicas considerando o período de 1979 a 1995, para a América do Sul e bacia do Paraná/Prata.

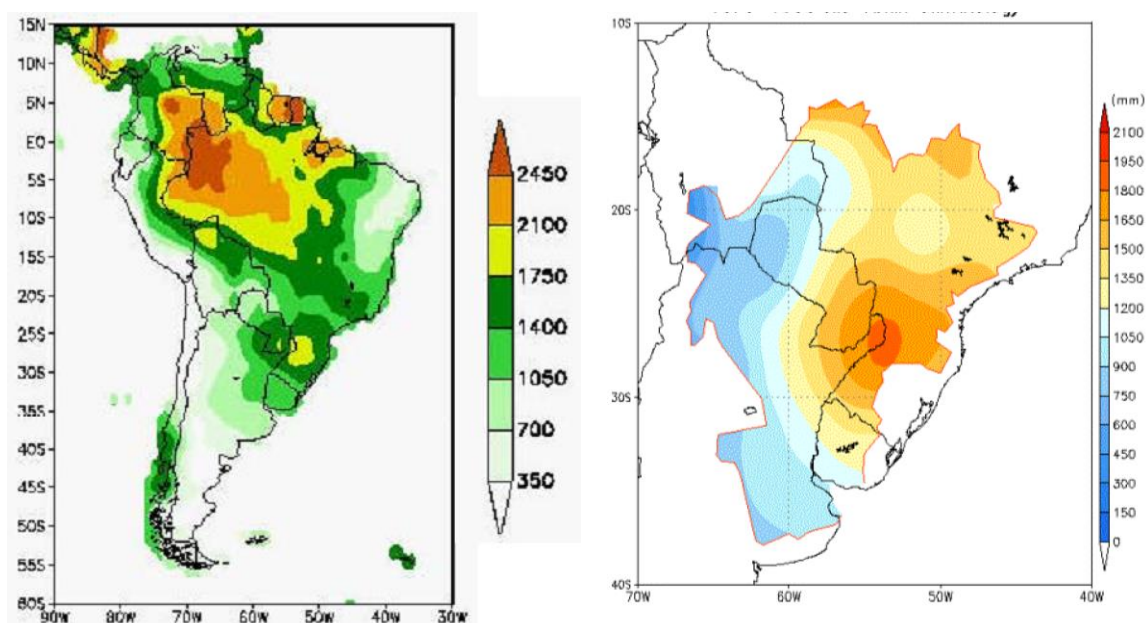


Figura 3.9 - Precipitação média anual [mm] para a América do Sul e bacia do Prata. Fonte: adaptado de Mechoso *et al.* (2001); Reboita *et al.* (2010).

Exibe-se na Figura 3.10 um mapa de isoietas produzido utilizando dados do *GPCP* – *Global Precipitation Climatology Project* (Adler *et al.*, 2003), para o período de 1979 a 2015, disponibilizados pelo *IRI* (IRI/LDEO Climate Data Library). O mapa destaca as localizações das usinas hidrelétricas de Jupiá e Itaipu, que são de interesse para o presente trabalho, por representarem o exutório da região de monções na bacia do Paraná e o foco da análise de correlação e compósitos a serem discutidas adiante, respectivamente.

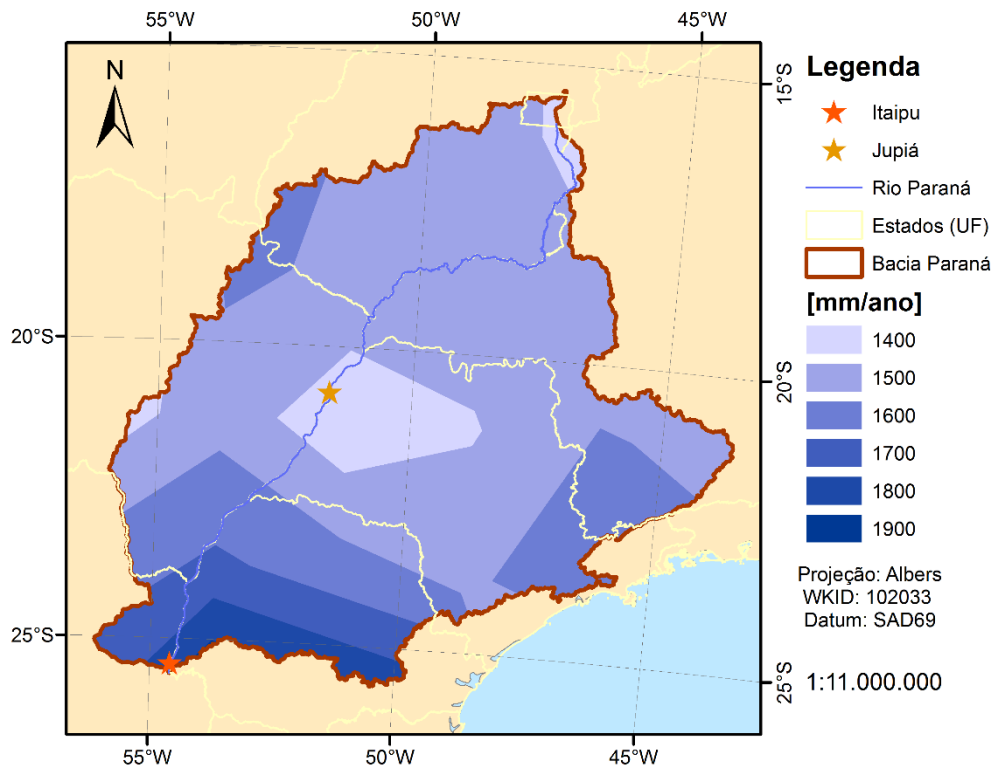


Figura 3.10 – Precipitação média anual para a bacia do Paraná, até Itaipu.

### 3.2.1 Variabilidade interanual, secas e cheias

Conforme comentado anteriormente, estudos detectaram tendências de aumento na precipitação no período entre 1960 e 1999 (Doyle e Barros, 2011), conforme observado na Figura 3.11. No entanto, os fatores determinantes da variabilidade interanual das precipitações sobre a bacia do Prata, o Sudeste e o Sul do Brasil são distintos, dependendo da estação do ano. Existe uma relação entre anomalias na precipitação durante o final da primavera – início do verão austral e o fenômeno El Niño (*El Niño Southern Oscillation – ENSO*, em inglês), principalmente no nordeste da Argentina, sudeste do Brasil e Uruguai. Nessa região, em anos de El Niño (La Niña) as precipitações tendem a ser maiores (menores) de novembro a fevereiro do ano seguinte (de julho a dezembro do mesmo ano). Para o Sul do Brasil o comportamento é similar em anos de El Niño, porém as anomalias de precipitação tendem a trocar de sinal ao final do verão (janeiro e fevereiro) (Grimm *et al.*, 1998).



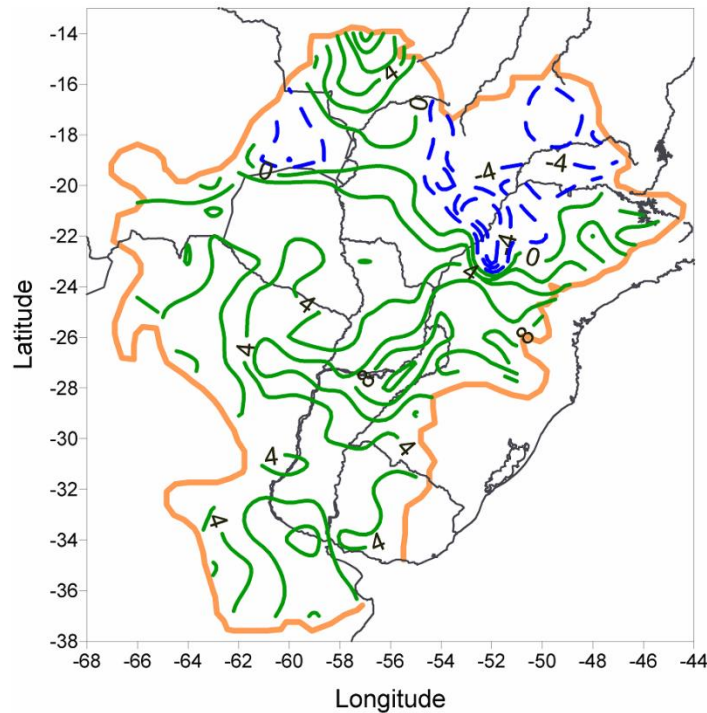


Figura 3.11 - Tendências lineares anuais, em [mm/ano] no período 1960-1999. Fonte: adaptado de (Doyle e Barros, 2011).

Na região Sudoeste do Atlântico, as teleconexões com o El Niño são significativas na primavera, com o enfraquecimento da ZCAS em anos de ocorrência do fenômeno, gerando aumentos da ascensão de massas de ar a sudoeste e intensificação do fluxo ao leste dos Andes, e conseqüentemente da precipitação sobre o Uruguai. Para o período de janeiro a março, essas teleconexões não são com o El Niño, mas sim com as temperaturas da superfície do mar no Sudoeste do Atlântico (Robertson e Mechoso, 2000).

Para exemplificar os principais modos de variação das precipitações sobre a bacia do Prata e o comportamento estimado do ciclo hidrológico sob sua influência, mostra-se: um caso de forte variabilidade interanual (diferença entre os anos de 1998 e 1999); a diferença entre compósitos dos anos de El Niño e La Niña e; as diferenças entre dois períodos do século XX na Tabela 3.1 (Berbery e Barros, 2002). Observa-se: que a ocorrência do fenômeno El Niño no ano de 1997, que continuou no começo de 98, foi um evento extremo; que as variações das vazões em anos de La Niña não são muito significativas, pois as alterações na precipitação ocorrem principalmente na parte Sul da bacia e; as importantes variações interdecadais ao longo do século XX. Os dados são para a região ao Sul do paralelo de 20° S, devido à escassez de dados mais ao Norte para o início do período.



Tabela 3.1 – Variabilidade da precipitação sobre a bacia do Prata e seus efeitos (Berbery e Barros, 2002).

	Precipitação ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	Vazão ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	Evaporação + armazen. ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )
1998	107000	36600	70400
1999	81600	20440	61600
Diferença	23%	44%	13%
El Niño	76000	25250	50750
La Niña	71000	21640	49360
Diferença	7%	17%	3%
1951-70	72000	19300	52700
1980-99	83500	26000	56500
Diferença	16%	35%	9%

Os principais modos de variabilidade da precipitação durante a monção Sul-Americana foram analisados por Grimm e Zilli (2009), utilizando análise de componentes principais (PCA). Nesse estudo foi encontrada uma anomalia rotacional sobre o sudeste brasileiro, que leva mais umidade para o Centro-Leste do Brasil, se for ciclônica, ou para o Sudeste da América do Sul, quando é anticiclônica. A análise de correlações com a temperatura da superfície do oceano evidenciou que as variações na primavera são remotamente forçadas e mais ligadas com o ciclo do ENSO. Já as variações no verão são mais localmente forçadas, e conectadas com a umidade precedente do solo e anomalias de temperatura na região, ou seja, há uma inversão das anomalias e do dipolo de precipitação Sudeste da América do Sul – Centro/Leste do Brasil. Quando a primavera é mais seca do que o normal no Centro/Leste do Brasil, o verão tende a ser mais chuvoso, e vice-versa. A correlação dos componentes principais da precipitação com o vento zonal e meridional é ilustrada na Figura 3.12, evidenciando essa anomalia rotacional.

### 3.2.2 Sazonalidade

O ciclo da precipitação sobre a maior parte da América do Sul apresenta as maiores quantidades de chuva durante o verão e as mínimas durante o inverno, o que caracteriza (Gan *et al.*, 2005; Vera *et al.*, 2006) o Sistema Sul-Americano de Monções - SSAM (*South American Monsoon System – SAMS*). Cerca de 50% da precipitação anual sobre a América do Sul tropical e subtropical ocorre durante o verão (dezembro a fevereiro). Aproximadamente 90% da precipitação anual ocorre entre outubro e abril, para o centro-oeste brasileiro (Gan *et al.*, 2004). As maiores precipitações estão ligadas à intensificação

da convergência de umidade na ZCAS, e ao seu posicionamento, bem como à inversão dos ventos zonais sobre o Centro-Oeste brasileiro.

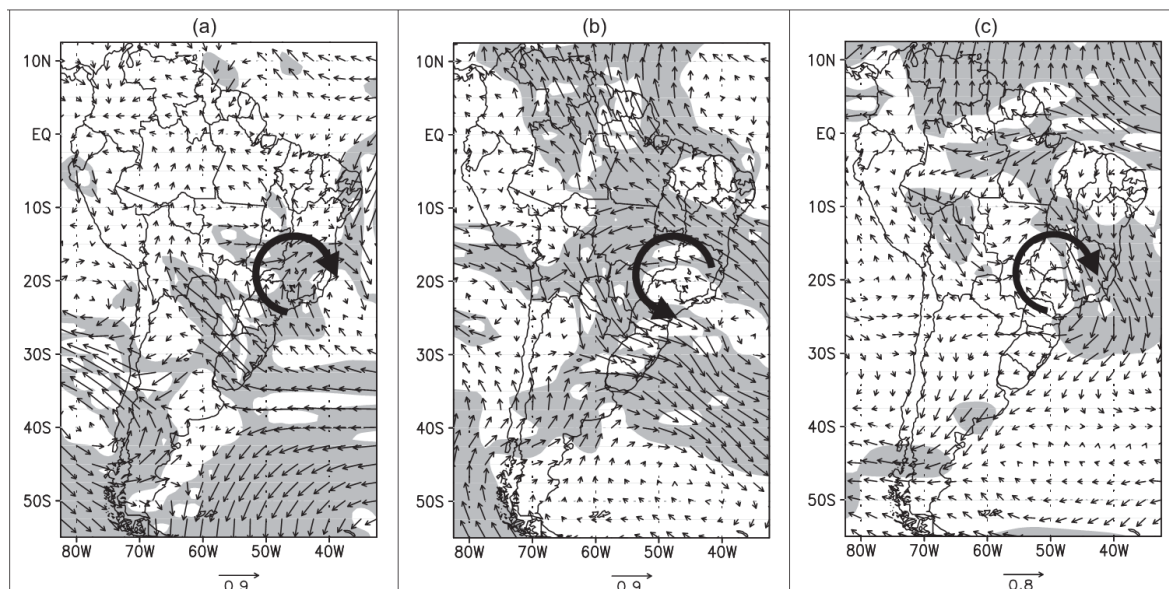


Figura 3.12 – Vetores expressando os coeficientes de correlação entre as componentes zonal e meridional do vento em 850 hPa e (a) a primeira componente principal da precipitação de primavera; (b) a primeira e (c) a segunda componentes principais da precipitação de verão. Regiões sombreadas têm significância melhor que 0,05. Fonte: adaptado de Grimm e Zilli (2009).

No período de julho a agosto, observam-se no Brasil precipitações relevantes apenas na região Sul, que localiza-se no extremo de uma faixa de precipitação que têm seu máximo no sudoeste do Atlântico (Arraut *et al.*, 2012). Nessa região os totais pluviométricos são bem distribuídos ao longo do ano, como indicado na Figura 3.13. O ciclo médio anual de precipitação especificamente para a bacia do Paraná foi avaliado utilizando dados do *GPCP*, novamente, e está representado na Figura 3.14. Fica demonstrado o forte ciclo sazonal das chuvas, induzido pela parte da bacia que fica na região de monção do Brasil. Os meses com mais chuvas são dezembro e janeiro, com cerca de 250 [mm/mês], e durante a estação chuvosa (nov-mar), ocorrem precipitações acima 175 [mm/mês]. Junho, julho e agosto marcam a parte crítica da estação seca, meses em que a precipitação fica abaixo de 50 [mm/mês].

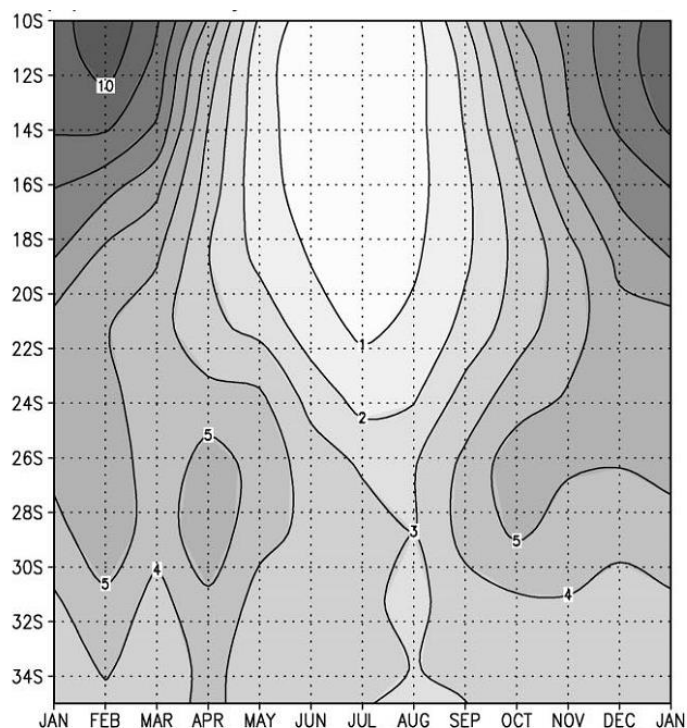


Figura 3.13 - Ciclo anual da precipitação média entre 60° e 50° W em função da latitude, a partir de dados do CMAP Fonte: adaptado de Berbery e Barros (2002).

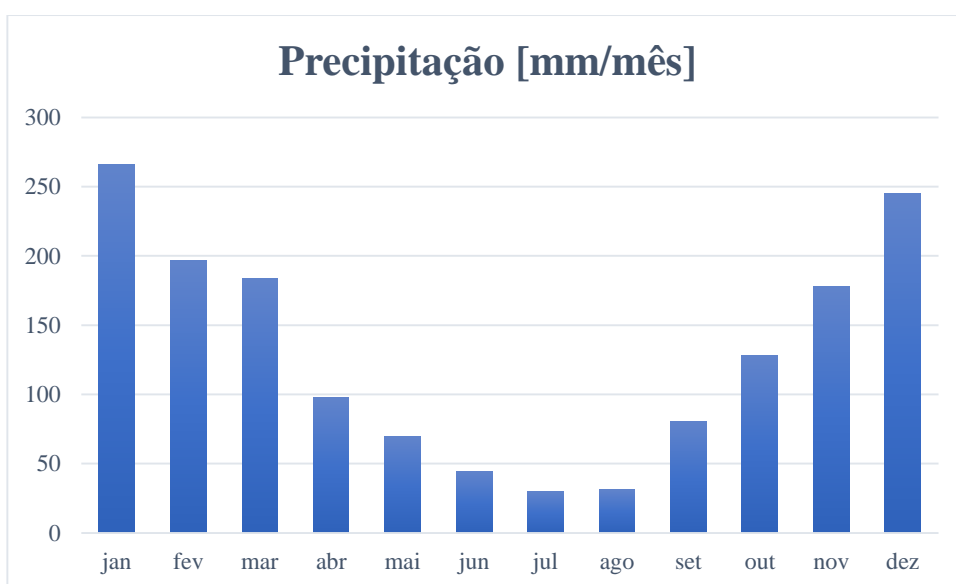


Figura 3.14 – Ciclo anual de precipitação na bacia do Paraná.

### 3.2.3 Variação Intrassazonal

Existe interesse considerável em compreender a variabilidade da ZCAS durante o verão, devido à grande importância deste sistema e da estação para os totais anuais de precipitação sobre a bacia do Prata. Estudos indicam que existe uma variação do tipo dipolo,

com centros sobre a ZCAS (Norte) e as planícies subtropicais (Sul). O componente Norte possivelmente é modulado pela Oscilação de Madden-Julian (OMJ), enquanto o Sul possui um modo de maior frequência (22 a 28 dias) (Aceituno e Montecinos, 1997; Grimm e Silva Dias, 1995; Liebmann *et al.*, 1999; Nogués-Paegle e Mo, 1997).

### **3.3 FONTES DE DADOS CLIMÁTICOS-REANÁLISES**

Uma avaliação do transporte atmosférico de umidade obrigatoriamente passa pelo uso de modelos. Combinando todas as fontes disponíveis (satélites, sondas, embarcações, radares, etc.), dispomos de cerca de  $10^4$  a  $10^5$  observações da atmosfera (satélites, sondas, embarcações, radares, etc.) a cada janela temporal de 3 horas. Essas observações estão desigualmente espalhadas pelo globo, sendo muito mais densas no hemisfério Norte. Por outro lado, num modelo atmosférico que possua uma grade latitude-longitude com  $1^\circ$  de espaçamento e 20 níveis verticais, teríamos  $360 \times 180 \times 20 = 1,3 \times 10^6$  pontos de grade. Em cada um desses pontos é necessário ter valores para no mínimo quatro variáveis (temperatura, pressão e dois componentes do vento), ou seja, tem-se algo em torno de  $10^7$  graus de liberdade.

Portanto, o problema de modelagem da atmosfera pode ser definido de maneira simplificada como um problema de valor inicial. É necessário utilizar modelos que possam interpolar as informações disponíveis, obter uma primeira estimativa do estado da atmosfera, gerar uma previsão do estado futuro e combiná-la no passo de tempo seguinte com a nova informação disponível (Kalnay, 2002). As reanálises são o produto desse tipo de modelo, cujo ciclo de funcionamento é exemplificado na Figura 3.15.

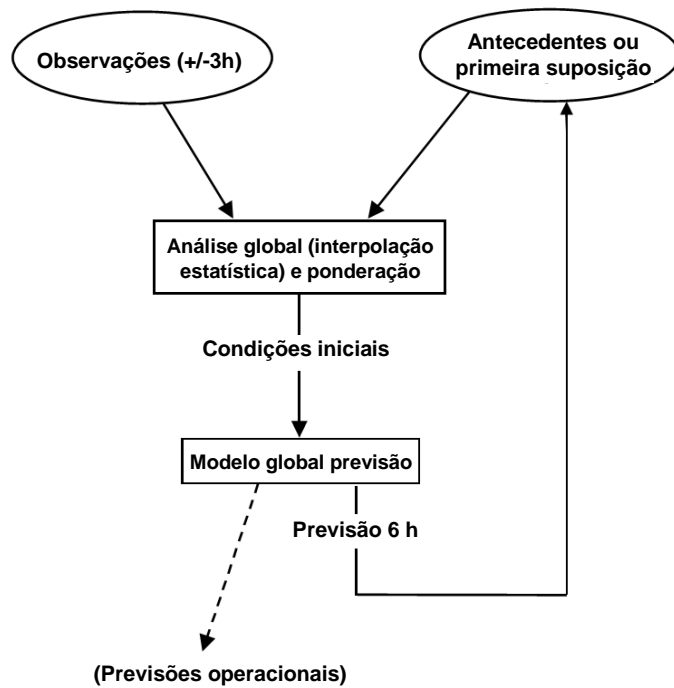


Figura 3.15 - Ciclo de análise de um modelo numérico de previsão do tempo com assimilação variacional de dados. Fonte: adaptado de Kalnay (2002).

Os dados de reanálise do NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) foram produzidos em um projeto cujo objetivo era disponibilizar um longo arquivo de análises globais de campos atmosféricos. O sistema incorporou dados de 1948 até o presente em um modelo que foi mantido estável, produzindo uma série histórica em que as mudanças observadas não podem ser atribuídas a mudanças no modelo, e sim às mudanças do clima e do sistema observacional, com a incorporação de novas tecnologias e adensamento da rede ao longo do tempo. O sistema utilizado é baseado em um modelo numérico de previsão do tempo com resolução espectral T62, esquema de Interpolação Espectral Estatística e campos não-inicializados (Trenberth e Guillemot, 1998).

Existem várias reanálises disponíveis, por ser um campo de pesquisa em franca evolução. Entre elas existem diferenças sensíveis em aspectos do ciclo hidrológico (Mueller *et al.*, 2011; Trenberth *et al.*, 2011), bem como indicativos de que as mudanças nos sistemas observacionais (disponibilidade de novos satélites e sensores, por exemplo) podem gerar saltos e tendências artificiais nas séries temporais de fluxos produzidas (Robertson *et al.*, 2014). Existem dúvidas sobre a confiabilidade dos dados anteriores ao início do uso massivo do sensoriamento remoto da atmosfera (Castillo *et al.*, 2014).

Apesar dessas limitações, as reanálises são provavelmente a única opção de dados para estudos de fontes de umidade, por terem base observacional (Stohl e James, 2005) e disponibilizarem longos períodos de dados. Campos de velocidade e umidade específica podem ser obtidos, por exemplo, a partir de modelos gerais de circulação atmosférica. No entanto, as parametrizações microfísicas presentes nesses modelos podem tornar suas simulações pouco realistas.

Desse modo, utilizou-se no trabalho a reanálise NCEP/NCAR. Os campos são fornecidos pelo (IRI/LDEO Climate Data Library) com resolução espacial de  $2,5 \times 2,5$  graus, em dezessete (17) níveis de pressão [mb] exibidos na Tabela 3.2, simbolizados pela letra (p) acompanhada de um número inteiro sequencial. O presente trabalho utilizou os campos de vento e umidade específica, bem como os perfis de temperatura.

Tabela 3.2 - Níveis de pressão.

Níveis	Pressão [mb]	Níveis	Pressão [mb]
p <sub>1</sub>	1000	p <sub>10</sub>	200
p <sub>2</sub>	925	p <sub>11</sub>	150
p <sub>3</sub>	850	p <sub>12</sub>	100
p <sub>4</sub>	700	p <sub>13</sub>	70
p <sub>5</sub>	600	p <sub>14</sub>	50
p <sub>6</sub>	500	p <sub>15</sub>	30
p <sub>7</sub>	400	p <sub>16</sub>	20
p <sub>8</sub>	300	p <sub>17</sub>	10
p <sub>9</sub>	250		

### 3.4 DETERMINAÇÃO DAS FONTES DE UMIDADE PARA UMA BACIA HIDROGRÁFICA

Utilizando modelos de dispersão de substâncias na atmosfera, é possível estimar as origens da umidade que circula sobre determinada região da superfície terrestre. Dentre as abordagens possíveis para realizar essa tarefa, a utilização de Modelos Lagrangianos de Dispersão de Partículas (MLDP) tem recebido atenção recentemente, com aplicações globais (Castillo *et al.*, 2014, 2014; Gimeno, 2014; Gimeno *et al.*, 2013; Knippertz *et al.*, 2013) e na América do Sul, notadamente os trabalhos de Drumond *et al.* (2014, 2008). As ferramentas utilizadas têm origem na modelagem de poluição atmosférica. Apresenta-se a seguir uma

caracterização dos MLDP seguindo as definições adotadas na literatura (Gryning *et al.*, 2001; Seibert e Frank, 2004; Sodemann *et al.*, 2008; Stohl e James, 2004, 2005).

Em um MLDP, a atmosfera é dividida em um grande número de partículas ( $N$ ), que são distribuídas sobre o domínio modelado proporcionalmente à densidade do ar em diferentes colunas atmosféricas. Sendo assim, dada a massa total atmosférica  $m_a$ , cada partícula possui massa  $m_a/N$ . A advecção de cada partícula é calculada utilizando a equação de trajetória (3.2):

$$\frac{dx}{dt} = \mathbf{v}[\mathbf{x}(t)] \quad (3.2)$$

Onde  $\mathbf{x}(t)$  é a posição da partícula e  $\mathbf{v}[\mathbf{x}(t)]$  é a velocidade da partícula nessa posição e instante, interpolada no espaço e tempo a partir da malha da reanálise. O modelo Flexpart, utilizado em vários trabalhos recentes, calcula as trajetórias utilizando as velocidades analisadas mais movimentos aleatórios que simulam a turbulência, que é simulada como Gaussiana e resolvida por meio de equações de Langevin (Stohl e James, 2004). Nas reanálises, células convectivas não são resolvidas individualmente, em parte devido à sua resolução. O modelo dispõe de um esquema numérico para simular a convecção em escalas menores que a malha, no entanto ele não foi utilizado nos trabalhos em hidrologia, por produzir flutuações de umidade específica na coluna convectiva pouco realistas, que seriam quantificadas como fluxos com a superfície, cujos efeitos não são bem conhecidos.

Em seu estudo, Stohl e James (2005) utilizaram um passo de tempo de 3 horas, combinando dados de análise disponíveis de 6 em 6 h com previsões nos horários intermediários. Já Castillo *et al.* (2014) utilizaram dados da reanálise ERA-Interim, com passo de tempo de 6 horas. Nesses trabalhos, o rastreamento das partículas, seja em modo progressivo (passos de tempo positivos) ou reverso (retrospectivo) foi realizado por períodos máximos de dez dias, sob a justificativa de que esse seria o tempo médio de residência da água na atmosfera. No entanto, Sodemann *et al.* (2008) utilizaram em seu trabalho um limite de 20 dias, afirmando ao final que os processos mais relevantes de transporte e ganho de umidade ocorreram na escala temporal de sete dias.

Fazendo uma interpolação similar à da Equação 3.2 para a umidade específica, podemos realizar um balanço hídrico para cada partícula ao longo de sua trajetória usando a Equação 3.3:

$$e - p = m \frac{dq}{dt} = \Delta q \quad (3.3)$$

Na Equação 3.3,  $e$  e  $p$  são as taxas de aumento (por evaporação) e redução (por precipitação) da umidade da partícula, respectivamente. Existe um erro associado à suposição de que a massa da atmosfera e das partículas permanecem constantes, quando na realidade há uma ligeira mudança com a adição e remoção de água. A Figura 3.16 ilustra uma partícula simbolizada pela letra P dentro do quadrado. Sua trajetória é marcada pela linha com seta, que primeiro se aproxima da superfície terrestre e depois ascende. A linha designada como  $q$  é um perfil da umidade da partícula em função da posição, e tem um segmento de aumento, quando a partícula está próxima à superfície, e outro de diminuição, onde ocorre precipitação provocada pela sua ascensão (simbolizada pelos pontilhados inclinados).

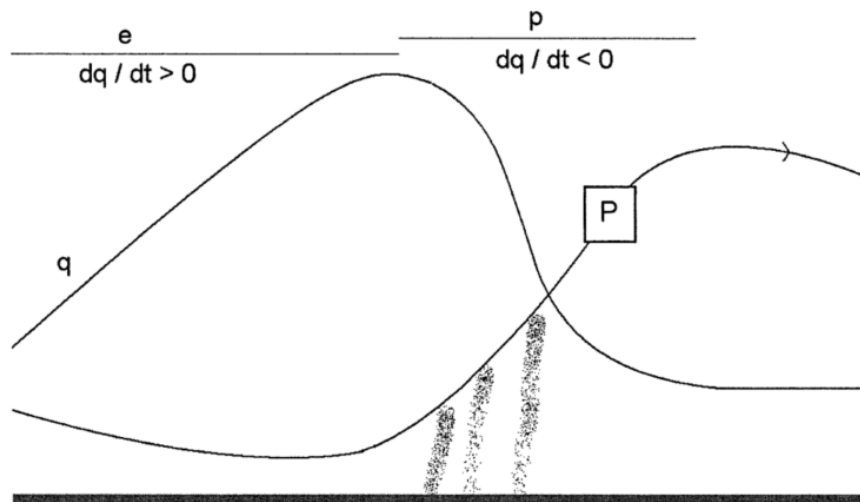


Figura 3.16 – Ciclo de evaporação e precipitação de uma partícula. Fonte: adaptado de (Stohl e James, 2004).

Em seu trabalho, Sodemann *et al.* (2008) consideraram o fato de que variações da umidade específica ao longo da trajetória podem não representar trocas de água com a superfície dos continentes ou oceanos, e sim processos que ocorrem no interior da camada atmosférica ou artefatos numéricos. Em seu modelo, essa consideração foi incluída na forma do critério de que caso uma partícula esteja acima da altura da camada limite planetária



(CLP), ganhos de umidade não advém da evapotranspiração da superfície, mas de outras fontes, como precipitação que caiu de uma camada superior e evaporou antes de atingi-la, convecção, fluxos turbulentos em escalas menores que a malha, difusão numérica, erros numéricos associados ao cálculo da trajetória ou inconsistências físicas entre dois passos de tempo da análise. Além disso, ficou estabelecido um limite mínimo de  $0,2 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  para que ganhos de umidade sejam contabilizados.

Além dessa inovação, os autores incluíram no processo de rastreamento uma ponderação das fontes de umidade cuja finalidade é atribuir em que proporção os trechos da trajetória contribuíram para um determinado evento de precipitação em uma região de interesse. Isso é relevante devido à ocorrência de precipitação a caminho dessa região, o que pode tornar as contribuições mais distantes ou precedentes menos significativas do que as mais próximas. Os passos da atribuição são:

- i. Calcular os ganhos de umidade  $\Delta q$  utilizando a Equação 3.3.
- ii. Para os  $n$  locais em que há ganho de umidade  $\Delta q_n$  de uma partícula dentro da Camada Limite, calcula-se a contribuição fracionária  $f_n$  em relação à umidade  $q_n$  na parcela de ar como:

$$f_n = \frac{\Delta q_n}{q_n} \quad (3.4)$$

Nesses locais (momentos) recalculam-se as contribuições fracionárias dos ganhos anteriores de umidade.

$$f_m = \frac{\Delta q_m}{q_n}, \quad m \neq n \quad (3.5)$$

Para outros  $n$  locais em que há perda de umidade  $\Delta q_n^0 < 0$  de uma partícula, os ganhos anteriores são descontados proporcionalmente à sua contribuição fracional:

$$\Delta q'_m = \Delta q_m + \Delta q_n^0 \cdot f_m, \quad m \neq n \quad (3.6)$$

- iii. No ponto de destino (chegada) da trajetória, a proporção atribuída da precipitação é equivalente à soma das contribuições fracionais de todas as fontes anteriores localizadas na CLP. A parte não atribuída corresponde aos

ganhos de umidade acima da CLP e à umidade que já estava nas partículas antes do período de rastreamento.

A Figura 3.17 ilustra esse procedimento, para uma partícula cuja trajetória chega ao Continente no tempo  $t_0 = 0$  h, gerando precipitação. Sua trajetória, representada pela linha preta grossa é rastreada em passos de seis horas. Ao longo de seu caminho, ocorrem três momentos de ganho de umidade, às -18 h, -36 h e -48 h, dos quais um (-18 h) ocorre acima da altura da CLP, representada pela linha preta tracejada. As variações de umidade  $\Delta q^0$  em cada passo são representadas na parte de cima da figura, por meio de barras azuis em cada passo de tempo e de um perfil de umidade de específica em função da posição.

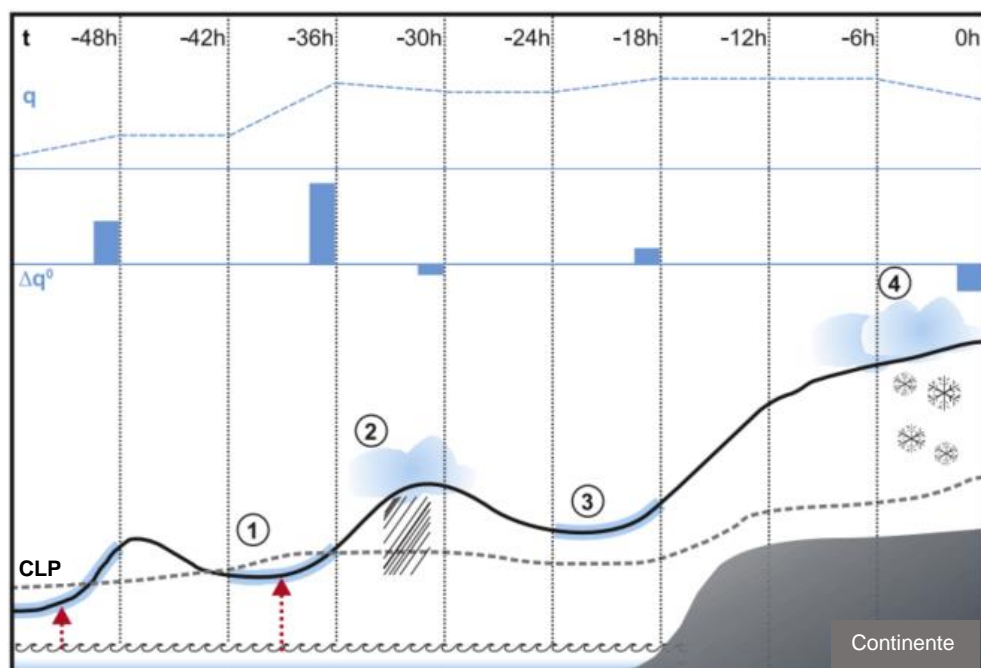


Figura 3.17 – Método de rastreamento da trajetória (linha espessa, cor preta) de uma partícula e contabilização das mudanças de umidade específica ( $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) ao longo do caminho (perfil com linha tracejada, cor azul claro e barras de cor azul claro). No topo, o tempo antes da chegada ao destino. Na trajetória, seções de ganho de umidade são destacadas com marcação grossa azul, e as setas vermelhas indicam locais onde uma fonte de umidade atribuível foi identificada. Fonte: adaptado de Sodemann *et al.* (2008).

A Tabela 3.3 exemplifica o cálculo das variáveis: umidade específica ( $q$ ); mudança de umidade ao longo de seis horas sem ponderação ( $\Delta q^0$ ); mudança de umidade descontada das precipitações ao longo do caminho ( $\Delta q$ ); ganhos de umidade acima da CLP ( $e$ ); fração atribuída ( $f$ ); fração total desconhecida ( $d_{tot}$ ); fração total de ganhos acima da CLP ( $e_{tot}$ ); fração total atribuída ( $f_{tot}$ ).

Tabela 3.3 – Exemplo de atribuição de fontes de umidade ao longo da trajetória de uma partícula para o caso da Figura 3.17. <sup>a</sup>Descontado após precipitação em t = -30. <sup>b</sup>Atualizado após ganho de umidade acima da CLP em t = -18. <sup>c</sup>Atualizado após ganho em t = -36. Fonte: adaptado de Sodemann *et al.* (2008).

Tempo [h]	$q$ [g·kg <sup>-1</sup> ]	$\Delta q^0$ [g·kg <sup>-1</sup> ·6h <sup>-1</sup> ]	$\Delta q$	$e$	$f$	$d_{\text{tot}}$	$e_{\text{tot}}$	$f_{\text{tot}}$
0	2,1	-0,5		—	—	0,08	0,11	0,81
-6	2,6	—	—	—	—	0,08	0,11	0,81
-12	2,6	—	—	—	—	0,08	0,11	0,81
-18	2,6	0,3	0,3	0,11	—	0,08	0,11	0,81
-24	2,3	—	—	—	—	0,08	0,00	0,92
-30	2,3	-0,2	—	—	—	0,08	0,00	0,92
-36	2,5	1,5	1,5; 1,380 <sup>a</sup>	—	0,6; 0,53 <sup>b</sup>	0,08	0,00	0,92
-42	1,0	—	—	—	—	0,20	0,00	0,80
-48	1,0	0,8	0,8; 0,736 <sup>a</sup>	—	0,8; 0,32 <sup>c</sup> ; 0,28 <sup>b</sup>	0,20	0,00	0,80
-54	0,2	—	—	—	—	1,00	0,00	0,00

O trabalho de Stohl e James (2004) tem um exemplo aplicação da análise de trajetórias, calculadas para um evento de precipitações com tempo de retorno de 100 a 300 anos no Leste europeu. As trajetórias rastreadas revelaram a principal fonte de umidade no mediterrâneo, e a importância considerável de fontes continentais a Leste do núcleo onde ocorreram maiores precipitações. A comparação da evapotranspiração em áreas continentais, quantificada por meio da análise de trajetórias, com aquela prevista na ocasião por modelos meteorológicos, revelou a limitação destes em simular esse aspecto específico do processo. Isso levou a uma subestimação da precipitação, prejudicando a preparação para as enchentes que se seguiram.

### 3.4.1 Relação entre métodos Lagrangeanos e Eulerianos para quantificação do transporte de umidade

A Equação 3.7 pode ser chamada de balanço hídrico Euleriano de uma coluna atmosférica. Nela, é possível obter os termos do lado direito a partir dos campos de velocidades e umidade específica disponíveis em diferentes horários nos dados de reanálises. Esse balanço desconsidera a presença de água líquida e de gelo na coluna atmosférica.

$$E - P = \frac{\partial w}{\partial t} + \nabla \cdot \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \times v dp \quad (3.7)$$

No entanto, essa não é a única maneira de quantificar o efeito líquido da evaporação menos a precipitação. É possível realizar o mesmo balanço utilizando métodos

Lagrangeanos, quantificando as mudanças de umidade em todas as partículas que estão na coluna atmosférica sobre uma área  $A$ . Considerando que a mudança de umidade ( $e - p$ ) de cada partícula é calculada utilizando a Equação 3.3, tem-se:

$$E - P \approx \frac{\sum_{k=1}^K (e - p)}{A} \quad (3.8)$$

Para que essa aproximação seja acurada, deve-se ter um grande número  $K$  de partículas, ou seja, o número  $N$  inicial de divisões da atmosfera deve ser grande, ou a área  $A$ , ou ambos. O número de partículas sobre uma área  $A$  deve ser superior ao número de níveis verticais do modelo atmosférico, além da distribuição das partículas atender ao critério de boa mistura.

Esse critério deriva da segunda lei da termodinâmica, e pode ser explicado como a necessidade de que partículas que estejam bem misturadas no instante inicial devam permanecer assim, ou seja, não pode ocorrer acúmulo em algumas regiões do domínio modelado e vazios em outras. Caso o critério seja violado, o número de partículas não será mais proporcional à densidade do ar. Nos estudos realizados com o modelo Flexpart, foram utilizadas de 800 mil a 2 milhões de partículas. No trabalho de Sodemann *et al.* (2008), que utilizou outro modelo e cujo objeto foi a região da Groelândia, foram utilizadas de 7000 a 42000 trajetórias para cada mês.

As Equações 3.7 e 3.8 permitem o diagnóstico do balanço entre  $E - P$ , mas não o cálculo de  $E$  ou  $P$  separadamente. É possível, no entanto, realizar uma simplificação e considerar que a precipitação e a evaporação não coexistem no mesmo momento e local, e assim quando o balanço  $E - P > 0$  temos uma taxa instantânea de evaporação  $E_i$ , e analogamente,  $P_i = |E - P|$ , quando  $E - P < 0$ . Stohl e James (2004) justificam essa simplificação mencionando que a precipitação ocorre em apenas 6% do globo em um dado instante, enquanto a evapotranspiração potencialmente acontece em todos os lugares, o tempo todo. Também mencionam que quando se calcula uma média temporal  $\bar{E}$  ou  $\bar{P}$  de longo termo (p. ex. um ano) de  $E_i$  ou  $P_i$ , é possível obter uma estimativa dessas grandezas.

As mudanças de fase da água numa coluna atmosférica, por alterarem a umidade específica, são contabilizadas no balanço ( $e - p$ ) das partículas. No entanto, nem toda a água que condensa na coluna torna-se precipitação imediatamente, podendo re-evaporar durante

a queda ou ao longo da trajetória das partículas, gerando uma influência defasada em  $q$ . Nos períodos de condensação, a perda de umidade específica  $q$  para a fase líquida (nuvens) levaria a valores mais negativos de  $(e - p)$ , superestimando dessa forma o termo  $p$ . Da mesma forma, caso a nuvem evaporasse sem gerar precipitação, o balanço  $(e - p)$  ficaria mais positivo, superestimando a evaporação  $e$ . Espera-se dessa maneira que a separação dos termos  $E$  e  $P$  gere estimativas superiores ao valor real dos fluxos na superfície terrestre.

Stohl e James (2004) relacionam outros fatores de imprecisão nas estimativas de  $(e - p)$ , como a interpolação dos valores de umidade específica  $q$  e erros de trajetória, que também levariam a superestimativas quando se separa  $E$  e  $P$ . Sodemann *et al.* (2008) adicionam à relação de fatores que levam a erros na estimativa os fatores: fluxos turbulentos de escalas menores do que a malha utilizada, convecção e inconsistências físicas entre passos temporais das análises.

Para realizar estudos de fonte e sumidouro de umidade com modelos Lagrangeanos, uma estratégia comum é sinalizar as partículas de interesse por algum critério geográfico ou hidrológico, por exemplo, partículas que saem de uma determinada região do oceano, ou que chegam a determinada bacia a cada passo de tempo, ou ainda que estão sobre a bacia e que estão precipitando com uma determinada intensidade (têm uma variação de umidade maior que um patamar pré-estabelecido a cada passo de tempo, ou umidade específica acima de um determinado patamar). Após a sua liberação, as partículas são rastreadas e a contabilização descrita na Equação (3.8) é realizada por integração sobre áreas de interesse. Em seu estudo, Knippertz *et al.* (2013) utilizaram como critério para definição de trajetórias de interesse (Exportações de Umidade Tropical – *TME*), o atingimento de um fluxo de vapor d'água acima de  $100 \text{ [g}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}]$  em uma latitude acima de  $35^\circ$ .

O valor obtido por integração é armazenado numa malha, que nos estudos aqui citados tinha resolução de  $1^\circ \times 1^\circ$ . Médias anuais ou mensais são calculadas para dias específicos das trajetórias ( $1^\circ$ ,  $2^\circ$ ,  $5^\circ$  e  $10^\circ$  dias, geralmente) e também cumulativamente, ao longo de todo o período de dez dias. Também é possível contar o número de trajetórias que passam por uma célula vertical longitude-pressão ou latitude-pressão, como indicativo da intensidade de transporte na região.

### 3.5 MODELO HYSPLIT

O modelo HYSPLIT – *Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model* (Draxler e Hess, 1997, 1998; Draxler *et al.*, 1999), disponibilizado livremente pelo ARL – *Air Resources Laboratory* da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), foi utilizado nesse trabalho para a obtenção de trajetórias de massas de ar e monitoramento da sua umidade específica, em sua versão *off-line*. Sua implementação é voltada para resposta rápida e eficiência computacional, o que foi relevante para o presente trabalho.

A funcionalidade de dispersão de partículas do modelo foi utilizada, em que estas são advectadas pelo campo de ventos médio, e espalhadas por um componente turbulento de velocidade. O modelo considera uma distribuição tridimensional das partículas, e o movimento vertical padrão utiliza campos  $\hat{\Omega}$ . Dados meteorológicos de reanálise do NCEP-NCAR formatados para uso estão disponíveis em sua página, o que facilita sua aplicação. No entanto, ele é capaz de usar diferentes fontes de dados meteorológicos, interpolando linearmente os perfis das variáveis em cada ponto da grade, para um sistema de coordenadas interno que segue o terreno ( $\sigma$ ) e possui maior resolução vertical próximo à superfície. Os dados meteorológicos devem ser providos em intervalos de tempo regulares, em uma grade de latitude-longitude ou em uma dessas três projeções conformais: Polar, Lambert ou Mercator. Deve conter no mínimo U, V (componentes horizontais do vento), T (temperatura), Z (altura) ou P (pressão), e a pressão na superfície,  $P_0$ .

A advecção das partículas é computada a partir da média dos vetores tridimensionais de velocidade na posição inicial  $x(t)$  e na posição da primeira estimativa  $x'(t+\Delta t)$ , interpolados linearmente no espaço e no tempo. A posição da primeira estimativa é obtida por:

$$x'(t + \Delta t) = x(t) + v(x, t)\Delta t \quad (3.9)$$

E a posição final, por:

$$x(t + \Delta t) = x(t) + 0,5 [v(x, t) + v(x', t + \Delta t)] \Delta t \quad (3.10)$$

O passo de tempo  $\Delta t$  não é fixo, pois deve cumprir o requisito de que a distância de advecção a cada integração não seja superior a 0,75 vezes o espaçamento da grade. Um componente aleatório de movimento é adicionado a cada passo, de acordo com a turbulência

atmosférica do momento. Esta, por sua vez, é computada na forma de coeficientes de estabilidade e de mistura, partir dos dados meteorológicos.

A estabilidade da camada limite é estimada preferencialmente a partir dos fluxos de calor e momentum provenientes do modelo meteorológico. Na ausência dos fluxos, os gradientes de vento e temperatura são utilizados para calcular o número de Richardson *bulk*, o parâmetro de estabilidade e então estimar a velocidade e temperatura de fricção e o comprimento de Obukhov. Os coeficientes de mistura vertical assumidos são os de calor, enquanto os de mistura horizontal são computados a partir da deformação das velocidades. Os componentes turbulentos da velocidade são funções das difusividades assim calculadas.

Avaliações preliminares da sensibilidade da trajetória à posição inicial sugerem que deslocamentos horizontais têm menos relevâncias do que diferenças na altura inicial. O modelo foi aplicado em diversos estudos de composição química da precipitação, tanto líquida quanto sólida, e em um estudo sobre fontes de umidade e composição isotópica da precipitação sobre uma caverna na Espanha (Krklec e Domínguez-Villar, 2014). Não foram encontradas aplicações em estudos climatológicos e hidrológicos da escala deste estudo.

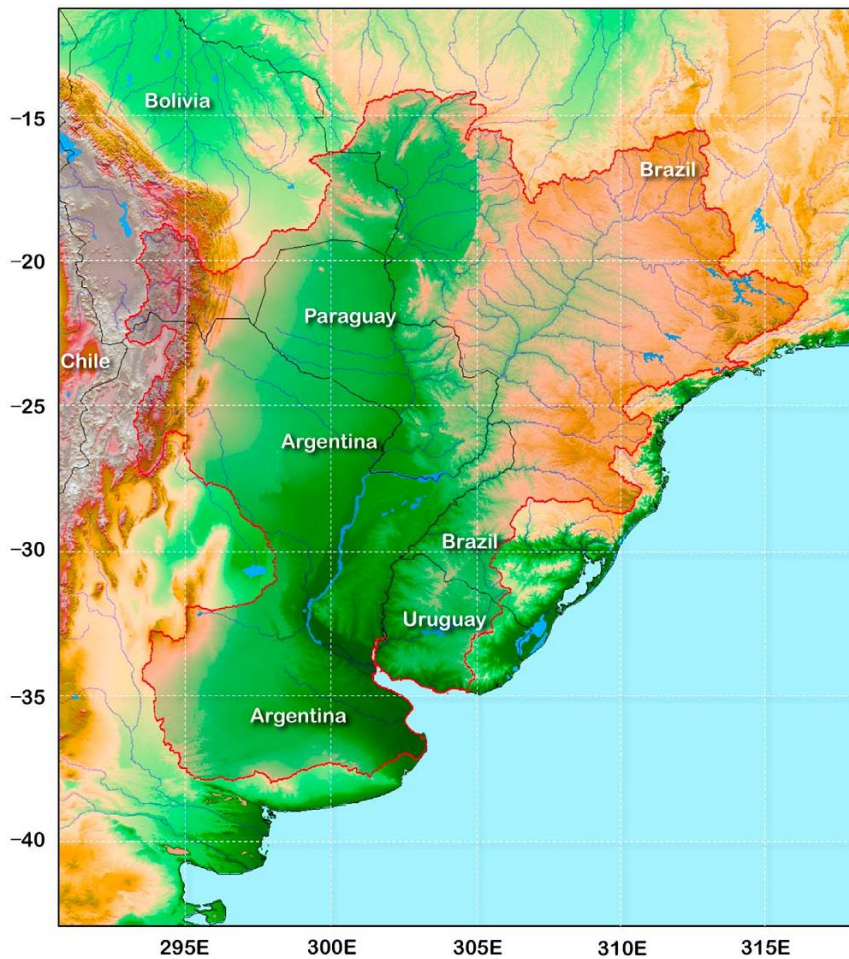
## 4 ÁREA DE ESTUDO

O Rio Paraná é o mais importante afluente do Rio da Prata, cuja bacia localiza-se em áreas subtropicais e de latitudes intermediárias da América do Sul, delimitada pela cadeia de montanhas dos Andes a Oeste, o Planalto Brasileiro e a Serra do Mar ao Nordeste e Leste (Chen *et al.*, 2010). A bacia do Prata cobre parte de cinco países (em ordem decrescente de porção da bacia neles contida): Brasil (46%), Argentina (30%), Paraguai (13%), Bolívia (7%) e Uruguai (4%) (Berbery e Barros, 2002), conforme exibido na Figura 4.1.

A população da bacia cresceu de 61 milhões em 1968 para 116 milhões em 1994 (Mechoso *et al.*, 2001). Mais especificamente, a população da bacia do Paraná no Brasil era cerca de 61 milhões de pessoas em 2010 (Agência Nacional de Águas - ANA, 2014). A região é uma das áreas de maior produção de alimentos no mundo, incluindo cereais, soja e pecuária. A Argentina produz nela mais de 90% dos seus cereais e culturas oleaginosas, além de abrigar 70% do seu rebanho bovino. Toda a produção de cereais e oleaginosas do Uruguai se dá na bacia, além de 80% do seu rebanho bovino estar nela. O Paraguai está contido na bacia, e sua economia é baseada na produção agropecuária (90% pecuária). Os estados brasileiros no interior da bacia produzem mais de 30% do arroz, soja, trigo e milho do país (Mechoso *et al.*, 2001).

O crescimento da produção agrícola na região foi em grande parte às custas da conversão de áreas cobertas por vegetação nativa. Durante o século XX, a cobertura vegetal nativa de partes da bacia foi reduzida a percentuais mínimos, como 5% no Paraná, 2,6% no Rio Grande do Sul e 15% no Leste do Paraguai. A bacia como um todo foi de 90% de cobertura florestal a menos de 20% de 1950 a 1990. Houve também substituições relevantes da cultura de café, que propicia cobertura permanente do solo, por culturas anuais como milho e soja, ou de ciclo curto, como cana de açúcar, especialmente no final dos anos 60. Essas últimas foram de praticamente zero a quase 60% da área do alto Paraná neste período. Isso gera alterações da dinâmica de erosão, das características de albedo e resistência aerodinâmica da vegetação, e conseqüentemente, da evapotranspiração (Lee e Berbery, 2012; Tucci e Clarke, 1998). A importância econômica e social da bacia é ilustrada pela Figura 4.2, que destaca hidrelétricas, grandes cidades, hidrovias e questões ambientais na bacia.





3.

Figura 4.1 – Bacia do Rio da Prata (contorno em vermelho), na América do Sul. As cores representam a topografia. Fonte: adaptado de Chen *et al.* (2010).

As usinas hidrelétricas na bacia do rio Paraná são fundamentais para a geração de eletricidade no Brasil, correspondendo de 45% a 55% da capacidade de geração instalada no país, segundo de Lucena *et al.* (2010) e Soito e Freitas (2011). Há considerável documentação de tendências e mudanças de regime na precipitação sobre a região, com aumentos expressivos da primeira para a segunda metade do século XX (Doyle e Barros, 2011; Krepper e Zucarelli, 2010). Análises dos efeitos dessas mudanças demonstram que variações da precipitação são amplificadas na vazão dos rios (Berbery e Barros, 2002), com pouco efeito na evapotranspiração e infiltração. Isso pode ter sérias implicações nos riscos de enchentes e na variação da geração hidroelétrica. Esses estudos apontam que a vazão de alguns rios das regiões Centro-Oeste, Sul e Sudeste tiveram um aumento de 30% a partir de 1970, em comparação com o período entre 1940 e 1970.

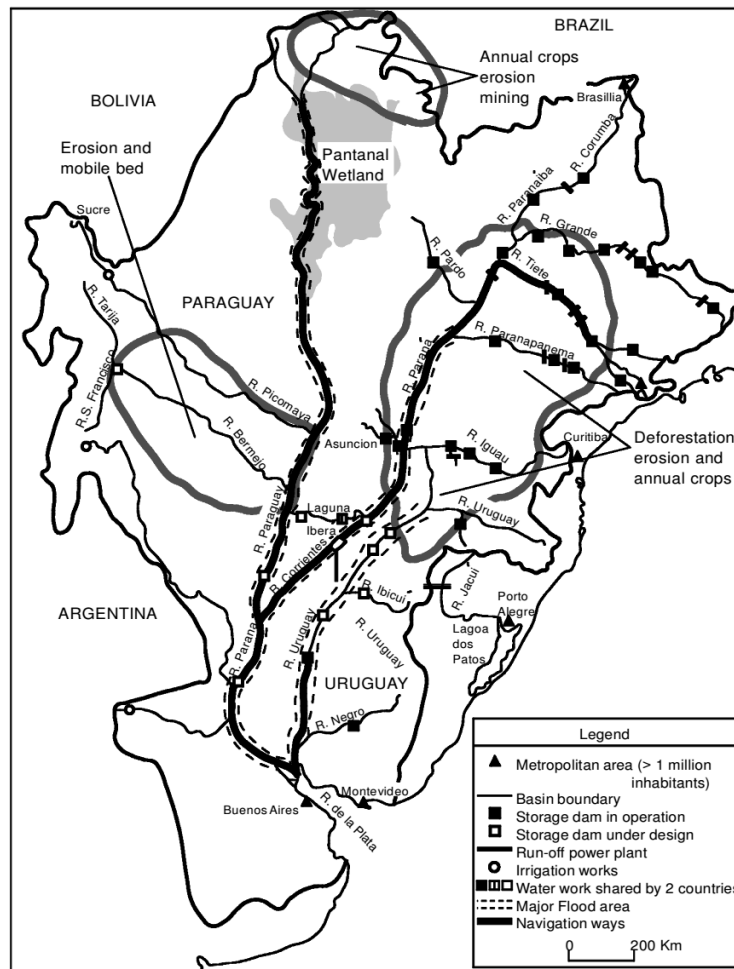


Figura 4.2 – Infraestrutura e impactos ambientais nas bacias dos Rios Paraná e da Prata, adaptado de Tucci e Clarke (1998).

No entanto, apenas 24% do potencial hidrelétrico estimado ou em estudo estão nas regiões Sul e Sudeste, limitando a capacidade de aproveitamento dessa tendência de aumento. Existem também incertezas a respeito de sua permanência, pois em cenários de mudança do clima (De Lucena *et al.*, 2010; Soito e Freitas, 2011) a redução da energia firme (a maior quantidade de energia que o sistema hidrelétrico pode fornecer 100% do tempo, ou dadas condições hidrológicas críticas) é de 20 a 30%, enquanto a do fator de capacidade (razão entre a produção de energia real do sistema e a produção teórica, caso o sistema trabalhasse o tempo todo em sua capacidade máxima) é de 5,1% a 18,3%.

A bacia do Prata subdivide-se em três sub-bacias: dos rios Paraná, Paraguai e Uruguai, com a primeira correspondendo a cerca de metade da área total, conforme ilustrado na Figura 4.3. Devido às características da topografia, as sub-bacias do alto e médio Paraná, bem como a do Iguazu, possuem características de escoamento superficial (*runoff*) mais

rápido, enquanto o baixo Paraná, e especialmente a do Rio Paraguai, devido à capacidade de armazenamento do Pantanal, têm uma grande defasagem entre o pico de chuvas e vazão (Doyle e Barros, 2011).

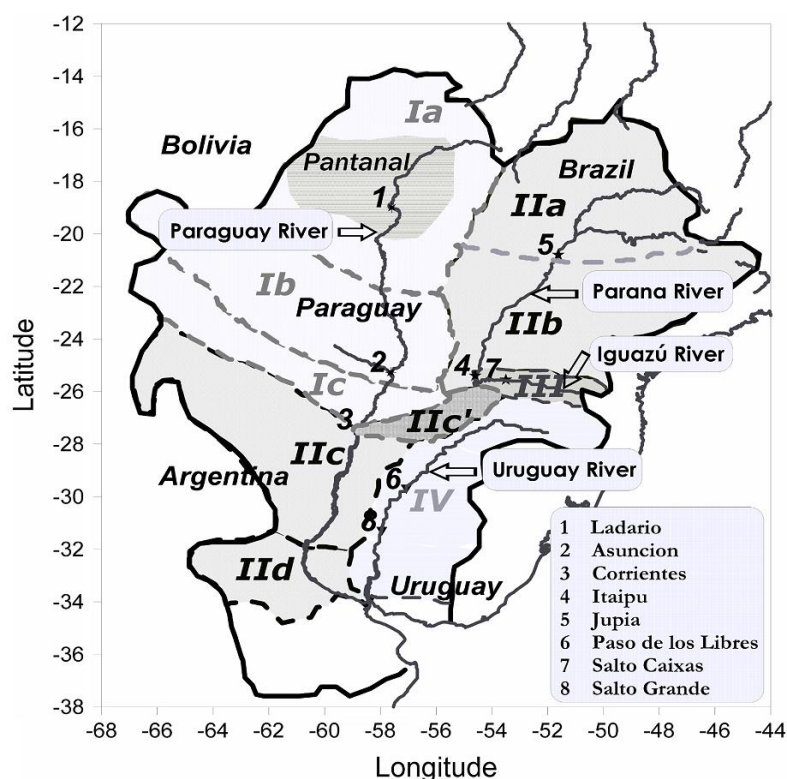


Figura 4.3 – As principais sub-bacias, rios e estações fluviométricas da bacia do Rio da Prata: (Ia) alto, (Ib) médio e (Ic) baixo Paraguai; (IIa) Alto Norte, (IIb) Alto Sul, (IIc) Médio, (IIc') Médio Norte e (IId) Baixo Paraná; (III) Iguazú; Uruguai. Estações Fluviométricas estão numeradas de 1 a 8. Fonte: adaptado de Doyle e Barros (2011).

Conforme detalhamento na seção 3.2, ao longo do século XX foram documentadas tendências de aumento do total precipitado anualmente sobre a maior parte da bacia, com exceção da região nordeste, principalmente a montante de Jupuíá. Observou-se no mesmo período aumentos expressivos das vazões dos rios conforme apresentado na Tabela 4.1. Temos para as principais sub-bacias a mudança no período 1960 a 1999 da precipitação e da vazão, em  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$  e em percentual da média integrado em todo o período, bem como a diferença entre as tendências. As tendências significativas ao nível de 95% de confiança são destacadas com \*. Por exemplo, em Jupuíá observou-se uma redução de precipitação sobre a bacia de  $21 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$  de 1960 a 1999, o que totalizou -4% em relação à média em todo o período. No entanto, no posto fluviométrico ocorreu um aumento das vazões, de  $28 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$ , ou seja, 17% da média em todo o período. Existe, portanto, uma diferença entre as

tendências (precipitação – vazão) de  $49 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$ . As vazões aumentaram apesar da redução da precipitação.

Tabela 4.1 – Tendências anuais em  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{ano}^{-1}$  no período de 1960 a 1999 para a precipitação e vazão nas sub-bacias do Rio da Prata (valores entre parênteses são a variação percentual em relação à média ao longo de todo o período). \*Valores significativos ao nível de 95% de confiança. Fonte: adaptado de Doyle e Barros (2011).

Bacia (Estação)	Precipitação	Vazão	Diferença
Pantanal (Ladario)	12 (5%)	23* (62%)	-9
Paraguai (Asunción)	-	61* (73%)	-
Médio Paraguai (Asunción-Ladario)	33 (9%)	41* (82%)	-8
Alto Paraná Norte (Jupuí)	-21 (-4%)	28 (17%)	-49
Alto Paraná (Itaipu)	-	106* (38%)	-
Alto Paraná Sul (Itaipu-Jupuí)	43 (10%)	78* (66%)	-35
Médio Paraná (Corrientes)	-	197* (43%)	-
Médio Paraná (Corrientes – Asunción – Itaipu – Salto Caxias)	33 (16%)	7 (11%)	26
Iguaçu (Salto Caxias)	18* (20%)	24* (66%)	-6
Uruguai (Salto Grande)	52 (16%)	45 (34%)	7

Tabela 4.2 – Contribuição estimada (%) de cada fator para o aumento das vazões de 1960 - 1979 para 1980 – 1999. Fonte: adaptado de Doyle e Barros (2011).

Bacia (Estação)	Precipitação	Outras variáveis clima	Uso Solo
Pantanal (Ladario)	5	6-17	43-56
Médio Paraguai (Asunción – Ladario)	38	27-44	69-77
Alto Paraná Norte (Jupuí)	-4	27-44	60-67
Alto Paraná Sul (Itaipu – Jupuí)	27	3-12	61-70
Médio Paraná (Corrientes – Asunción – Itaipu – Salto Caxias)	> 100	< 0	
Iguaçu (Salto Caxias)	76	0-4	20-24
Uruguai (Salto Grande)	> 100	< 0	

Conforme indicado pela Tabela 4.1, os aumentos da vazão são apenas parcialmente explicados pela precipitação. Possivelmente também são atribuíveis à mudança de uso do solo. Mechoso *et al.* (2001) afirmam que apenas cerca de 20% da precipitação sobre a bacia chegam ao mar como águas superficiais, com o restante indo para evapotranspiração ou infiltração. Em seu trabalho, Doyle e Barros (2011) buscaram estabelecer as relações entre essas variáveis por meio de regressão linear de dois passos (no primeiro avaliou-se a relação entre precipitações e vazões, e no segundo a relação entre os resíduos do primeiro passo e

mudanças na temperatura e cobertura do solo). O resultado é exibido na Tabela 4.2, mostrando que a mudança de uso do solo foi provavelmente o principal fator de mudança.

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

As etapas que compuseram o trabalho são ilustradas na Figura 5.1, de acordo com sua afinidade com os objetivos específicos.

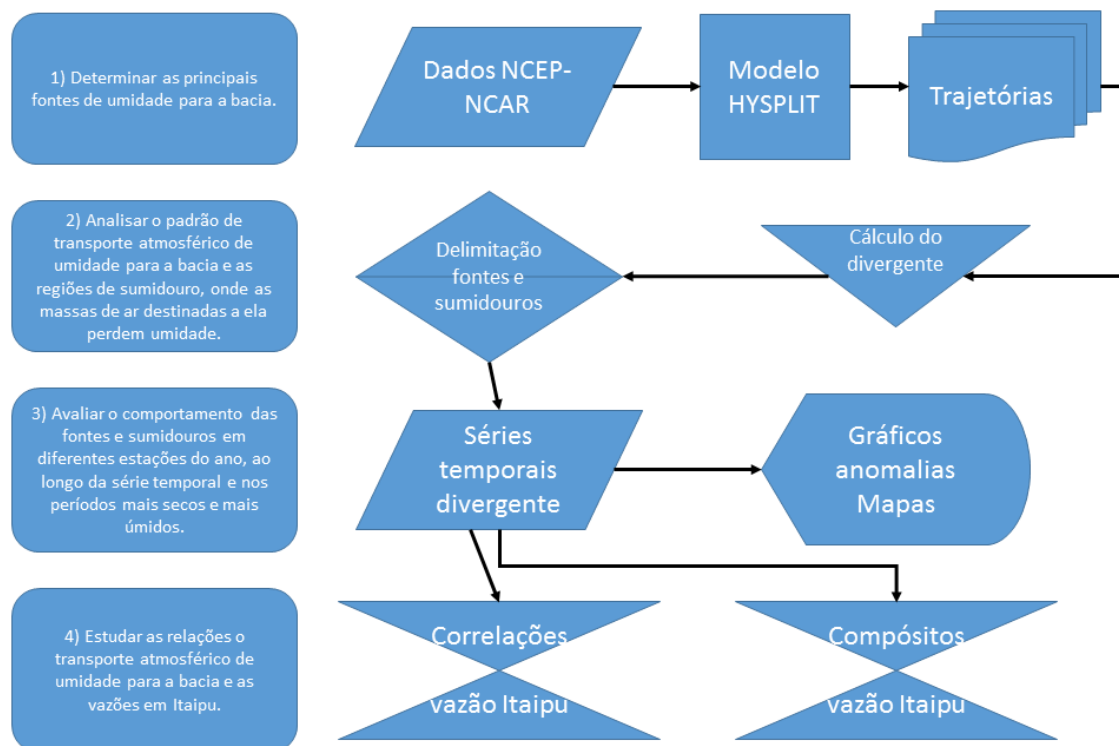


Figura 5.1 – Fluxograma de etapas do trabalho.

Dados da reanálise NCEP/NCAR (vento, umidade específica, temperatura) foram utilizados para o cálculo de trajetórias de massas de ar destinadas à bacia do rio Paraná com o objetivo (1) de determinar suas principais fontes de umidade. A partir da quantificação dos ganhos e perdas de umidade em cada trajetória, é possível calcular o balanço hídrico atmosférico (E-P), por integração das trajetórias que passam sobre uma determinada área. Delimita-se então as regiões onde há predomínio de evaporação (fontes) e precipitação (sumidouros), cumprindo assim o segundo objetivo. A sazonalidade e variabilidade interanual do comportamento dessas regiões foram avaliados (objetivo 3) por meio de estatística descritiva, mapas e gráficos das séries temporais. Finalmente, as possíveis relações com a vazão em Itaipu foram avaliadas por meio de análises de correlação e compósitos (objetivo 4).

## 5.1 UTILIZAÇÃO DO MODELO HYSPLIT

Os dados NCEP/NCAR formatados para utilização no modelo foram obtidos no site da ARL/NOAA. Aplicou-se no presente estudo a versão *off-line (desktop)* do programa HYSPLIT para sistema operacional Windows. A linguagem batch script foi utilizada para programar uma rotina que, por meio do terminal de comando (*command prompt*) do Windows, executou repetidamente o modelo, para diferentes pontos iniciais sobre a bacia do Paraná. Uma malha com espaçamento de 2° em coordenadas latitude – longitude foi aplicada. Essa discretização considerou que a resolução espacial dos dados de entrada é limitada (2,5°lat-lon), portanto qualquer resolução maior que isso é obtida por interpolação, sem adição de informação. Procurou-se também a otimização da etapa computacional do trabalho, já que uma grade mais refinada implica maior tempo de processamento. A localização dos pontos é ilustrada pela Figura 5.2, abaixo:

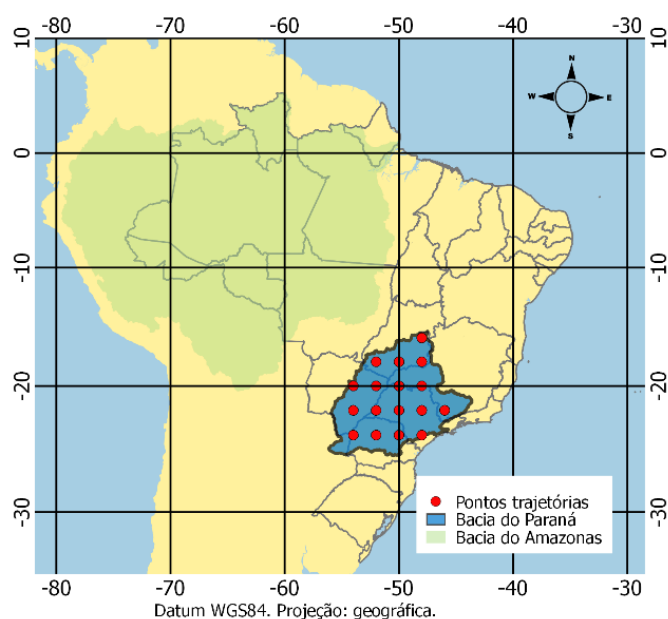


Figura 5.2 – Mapa de distribuição dos pontos iniciais das trajetórias.

Foram utilizados, desse modo, dezessete pontos (pares de coordenadas) em projeção plana. A coluna atmosférica sobre cada um desses pontos, foi dividida em dezesseis fatias, ou seja, trajetórias foram iniciadas em diferentes alturas em relação ao nível do solo, numa faixa de 10 a 6010 metros. A espessura das fatias foi da mesma ordem de grandeza do trabalho de Sodemann *et al.* (2008). A Tabela 5.1 lista as altitudes utilizadas, em metros:

Tabela 5.1 – Níveis acima do solo dos pontos de partida das trajetórias.

Altitudes [m]	10	410	810	1210	1610	2010	2410	2810
	3210	3610	4010	4410	4810	5210	5610	6010

A rotina inicia trajetórias dos pontos determinados dessa forma a cada seis horas, lançando assim 1088 trajetórias por dia, 32640 por mês (30 dias), 397120 por ano, e finalmente, cerca de 16,3 milhões de trajetórias no período de 41 anos analisado neste estudo. Cada trajetória é um arquivo de texto de cerca de 25 KB. O processamento de dados dessa etapa do trabalho durou cerca de 30 dias, utilizando um processador Intel® Core i7 3,40 GHz de 4 núcleos físicos, 8 núcleos lógicos. As configurações mais relevantes do modelo HYSPLIT, ou que foram modificadas dos valores padrão (*default*) estão listadas nas Tabelas 5.2 e 5.3.

Tabela 5.2 – Configurações utilizadas no arquivo CONTROL.

Número de pontos iniciais	1
Tempo total de execução do modelo (horas / valores negativos indicam uso do modo reverso)	-240
Modo de determinação do movimento vertical ( <i>default</i> = 0 = utilizar os campos de velocidade vertical do modelo meteorológico)	0
Topo do domínio do modelo / limite vertical (metros). Quando as partículas ultrapassam esse nível são eliminadas.	10000

Tabela 5.3 – Configurações utilizadas no arquivo SETUP.

Nome Parâmetro	Configuração	Valor utilizado
tratio	Razão de estabilidade de advecção	0,75
mgmin	Tamanho mínimo do subgrid meteorológico	10
khmax	Duração máxima (horas) de uma partícula ou trajetória	9999
kmixd	Modo de obtenção da camada misturada (0=input; 1=temperatura; 2=TKE)	0
kmsl	Referência das alturas iniciais das trajetórias (0=nível do solo; 1=nível médio do mar)	0
nstr	Tempo de reinício das trajetórias (horas)	0
mhrs	Duração limite de reinício de trajetórias (horas)	9999
tout	Intervalo de saída de dados das trajetórias (minutos)	60
tm_sphu	Saída de dados meteorológicos de umidade específica na trajetória (1=sim, 0=não)	1

As trajetórias obtidas dessa maneira são ilustradas para três pontos iniciais, em um dia que faz parte de um evento de cheia (5/fev/1997), na Figura 5.3. Ilustra-se também a funcionalidade do modelo HYSPLIT de agrupá-las por *clusters*, ou seja, minimizando a



variabilidade espacial dentro dos grupos de trajetórias formados. Na última coluna estão os caminhos médios de cada *cluster*.

No início do processo de agrupamento (Draxler *et al.*, 1999), cada uma das N trajetórias é um *cluster*, ou seja, tem-se N *clusters* e a variância espacial é zero. Em seguida, são formados todos os pares possíveis de trajetórias, e a variância espacial (VARE) é calculada para cada um deles. VARE é a soma dos quadrados das distâncias entre os pontos de passagem das trajetórias que compõem o *cluster* e a sua trajetória média. Desse modo, a variância espacial total (VET) é a soma de todas as variâncias espaciais dos *clusters*.

Combina-se o par de *clusters* com menor aumento da variância espacial total. Encerra-se a primeira iteração com N-1 *clusters*, e aqueles que foram pareados permanecem combinados daí em diante. De modo similar, após a segunda iteração tem-se N-2 *clusters*, na terceira, N-3, e assim por diante, sempre realizando as combinações que causam menor aumento da VET, até haver apenas um *cluster*. O modelo provê uma interface que permite a seleção do número de *clusters* desejado, levando em conta os aumentos da VET.

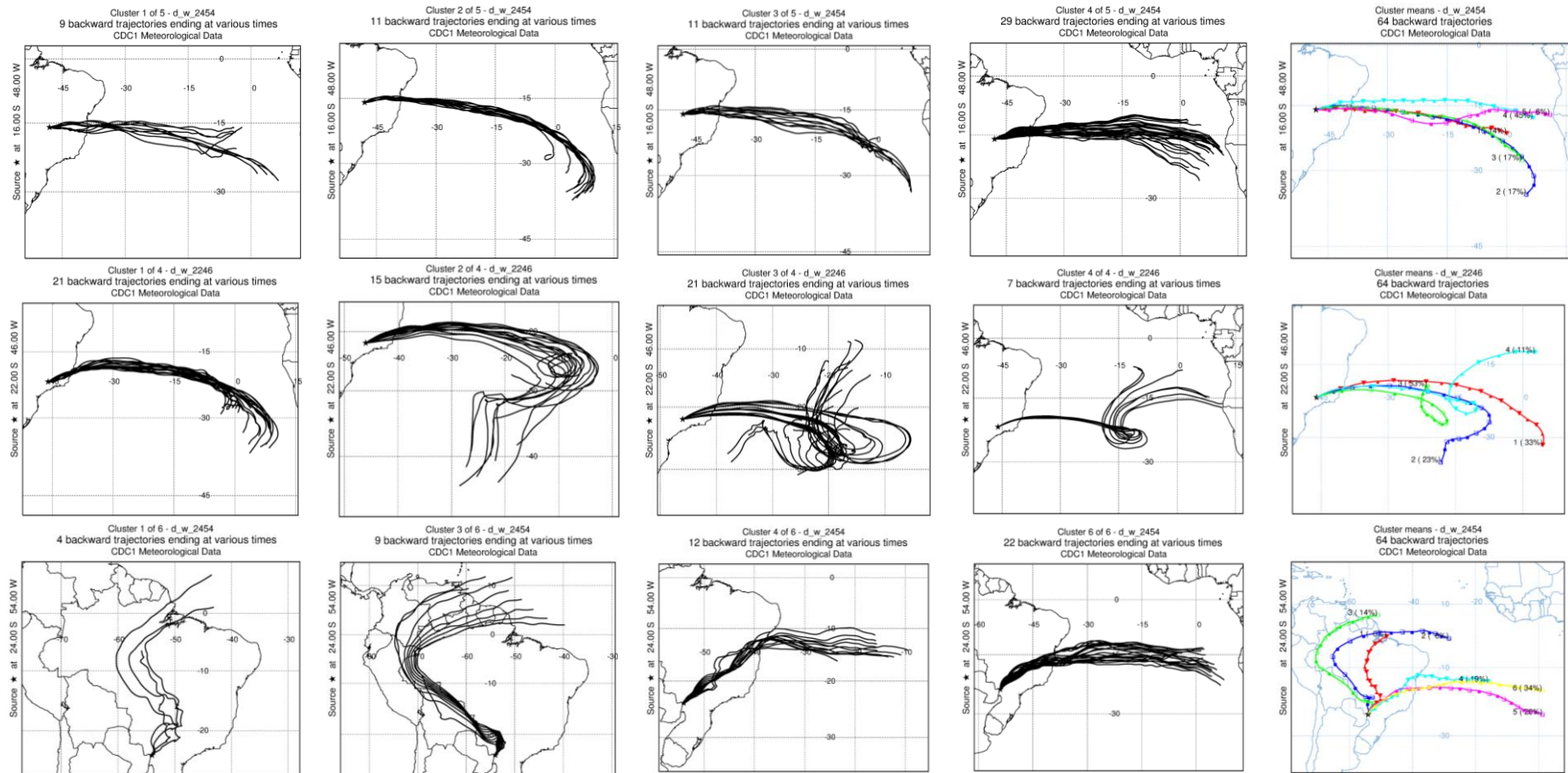


Figura 5.3 - Exemplo de trajetórias calculadas com o modelo HYSPLIT a partir de três pontos iniciais para o dia 5/fev/1997 (evento de cheia).

## 5.2 QUANTIFICAÇÃO E ESPACIALIZAÇÃO DOS GANHOS E PERDAS DE UMIDADE

Após a obtenção das trajetórias individuais, programou-se rotinas utilizando a linguagem Python (Guido van Rossum, 1995; The Spyder Development Team *et al.*, 2009) para o processamento dos arquivos, cálculo de estatísticas descritivas e geração de gráficos. O balanço hídrico das colunas atmosféricas foi quantificado utilizando-se uma grade de cálculo cujas células possuíam espaçamento de 2° de latitude por 2° de longitude. Foi criado um algoritmo que estima a massa das partículas no momento de partida de suas trajetórias. Para isso, utiliza um perfil padrão de pressão (NASA, 1976), ou seja, para cada ponto inicial foi estabelecida uma massa (espessura) da “fatia atmosférica”, segundo a Tabela 5.4.

Tabela 5.4 – Espessura das massas de ar de acordo com a altitude de partida.

Altura [m]	$\Delta p$ [Pa]	Altura [m]	$\Delta p$ [Pa]
10	2497,5	3210	3489,8
410	4619,1	3610	3347,7
810	4442,8	4010	3210
1210	4271,6	4410	3076,6
1610	4105,4	4810	2947,5
2010	3944,4	5210	2822,7
2410	3788,1	5610	2701,8
2810	3636,7	6010	2585,1

Além da espessura da “fatia atmosférica”, foi considerada a quantidade média de partículas presente nas colunas atmosféricas sobre a bacia do Paraná nos momentos de lançamento de trajetórias. Nesses momentos, dezesseis partículas são lançadas de cada coluna/ponto inicial, conforme ilustrado pela Figura 5.4.

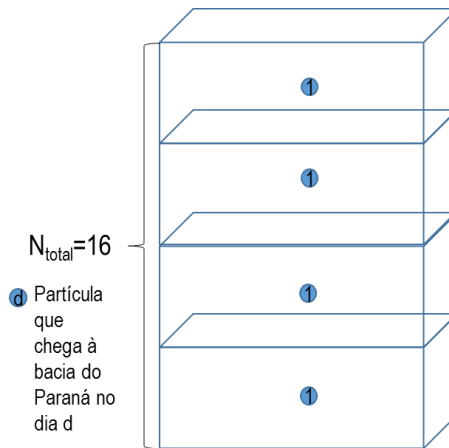


Figura 5.4 - Partículas iniciadas em alturas fixas a cada 6h sobre um ponto da grade.

Foi realizada uma amostragem aleatória de dias no período estudado, e contado o número de partículas sobre as colunas na bacia do Paraná nos momentos de lançamento de trajetórias. A contagem mostrou que, em média, a quantidade de partículas na coluna é 5,32 vezes o número de partículas iniciadas (16). Isso ocorre devido à presença de partículas lançadas em até dez dias subsequentes, esquematizada na Figura 5.5.

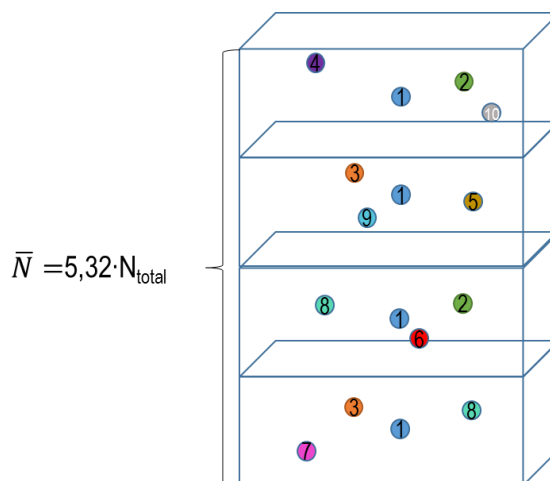


Figura 5.5 – Quantidade média de partículas numa coluna atmosférica nos instantes de lançamento.

Desse modo, a Equação 5.1 foi utilizada para cálculo da massa das partículas, alocando para cada altura de partida das trajetórias uma variação de pressão ( $\Delta p$ ) e a área ( $A_{t0}$ ) da célula com  $2^\circ \text{lat} \times 2^\circ \text{lon}$ , centrada no ponto de partida:

$$M_{ar}[Kg_{ar}] = \frac{1}{5,32} \cdot \Delta p[Pa] \cdot \frac{1}{g} \left[ \frac{s^2}{m} \right] \cdot A_{t0}[m^2] = \Delta p \left[ \frac{Kg_{ar}}{s^2 \cdot m} \right] \cdot \frac{1}{g} \left[ \frac{s^2}{m} \right] \cdot A_{t0}[m^2] \quad (5.1)$$

A rotina também registra suas posições e conteúdo de umidade ao longo da sua dispersão. A posição intermediária da partícula (ou seja, a média entre sua posição inicial e final) foi obtida em cada passo de tempo de uma hora (1 h). Utilizando fórmulas geodésicas, estimou-se a distância para os pontos do grid, e selecionou-se o ponto mais próximo. Nele, a cada instante de tempo ( $t_i$ ) gravou-se a massa d'água fornecida ou retirada das partículas ao passar sobre esta área, em [KTon<sub>H2O</sub>] (quilotoneladas), pela Equação 5.2.

$$\Delta M_{H2O_{t_i}}[KTon_{H2O}] = \Delta q_{t_i} \left[ \frac{g_{H2O}}{Kg_{ar}} \right] \cdot \frac{1}{10^9} \left[ \frac{KTon_{H2O}}{g_{H2O}} \right] \cdot M_{ar}[Kg_{ar}] \quad (5.2)$$

A lâmina d'água mensal [mm] (milímetros) resultante do balanço hídrico (E-P) dessa coluna atmosférica é obtida somando-se todas as variações quantificadas segundo o passo anterior e considerando a área ( $A_{loc}$ ) da célula centrada no ponto de interesse. Os cálculos efetuados são detalhados nas Equações 5.3 a 5.5.

$$M_{H2O_{mês}} \left[ \frac{KTon_{H2O}}{mês} \right] = \sum_{part. \text{ mês}} \sum_{i=1}^{240} \Delta M_{H2O_{t_i}}[KTon_{H2O}] \quad (5.3)$$

$$h_{H2O_{mês}} \left[ \frac{mm}{mês} \right] = M_{H2O_{mês}} \left[ \frac{KTon_{H2O}}{mês} \right] \cdot 10^6 \left[ \frac{Kg_{H2O}}{KTon_{H2O}} \right] \cdot \frac{1}{10^3} \left[ \frac{m^3}{Kg_{H2O}} \right] \cdot \frac{1}{A_{loc}} \left[ \frac{1}{m^2} \right] \cdot 10^3 \left[ \frac{mm}{m} \right] \quad (5.4)$$

$$h_{H2O_{mês}} \left[ \frac{mm}{mês} \right] = M_{H2O_{mês}} \left[ \frac{KTon_{H2O}}{mês} \right] \cdot \frac{10^6}{A_{loc}} \left[ \frac{mm}{KTon_{H2O}} \right] \quad (5.5)$$

Desse modo, se obteve um *raster*, cujas células contém o valor do balanço hídrico (E-P) das regiões por onde passaram partículas cujo destino foi a bacia do Paraná nos dez dias anteriores à chegada. Calculou-se a média mensal climatológica do balanço (E-P) para

cada célula da grade, permitindo avaliar as regiões de predomínio da evapotranspiração e da precipitação.

### 5.3 DELIMITAÇÃO DAS REGIÕES DE FONTE E SUMIDOURO

Para avaliar o comportamento das regiões mais relevantes, empregou-se uma técnica de delimitação que consiste em selecionar, mês a mês, as células do *raster* cujo valor está um desvio padrão (assumindo uma aproximação normal, cerca de 16% dos valores) acima da média climatológica da grade (fontes), e aquelas cujo valor está 1,5 desvios padrão abaixo (cerca de 7% dos valores) da mesma média (sumidouros). Os valores 1 e 1,5 são subjetivos, e foram selecionados interativamente.

A Figura 5.6 ilustra o processo para a climatologia do mês de fevereiro. Observa-se que a distribuição de valores é assimétrica. As classes têm “largura” de 0,5 desvio-padrão. Desse modo, as quatro colunas vermelhas à direita no histograma são delimitadas como fontes, considerando regiões já citadas na literatura, como o Atlântico Norte. Os sumidouros correspondem às três últimas colunas à esquerda do histograma, escolha feita para reduzir o tamanho das regiões, já que a última classe tem muitos pixels.

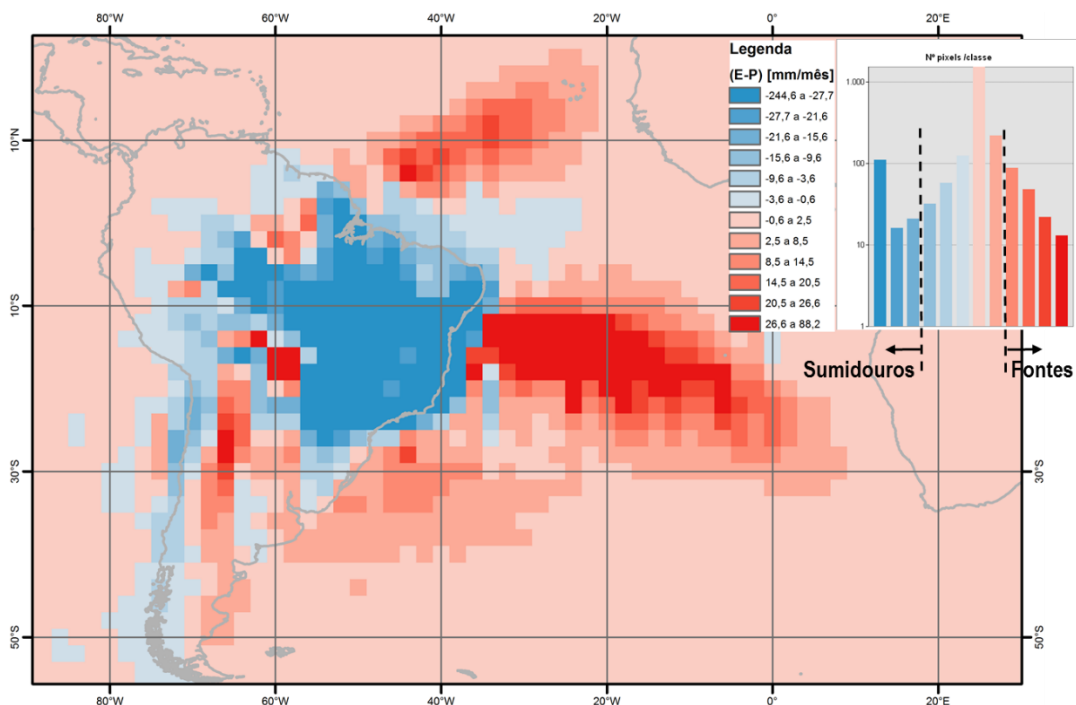


Figura 5.6 – Divisão dos pixels do raster da climatologia de variação de umidade em classes cujo tamanho é 1/2 desvio padrão.

O resultado é exemplificado para o mês de fevereiro nas Figuras 5.7 e 5.8.

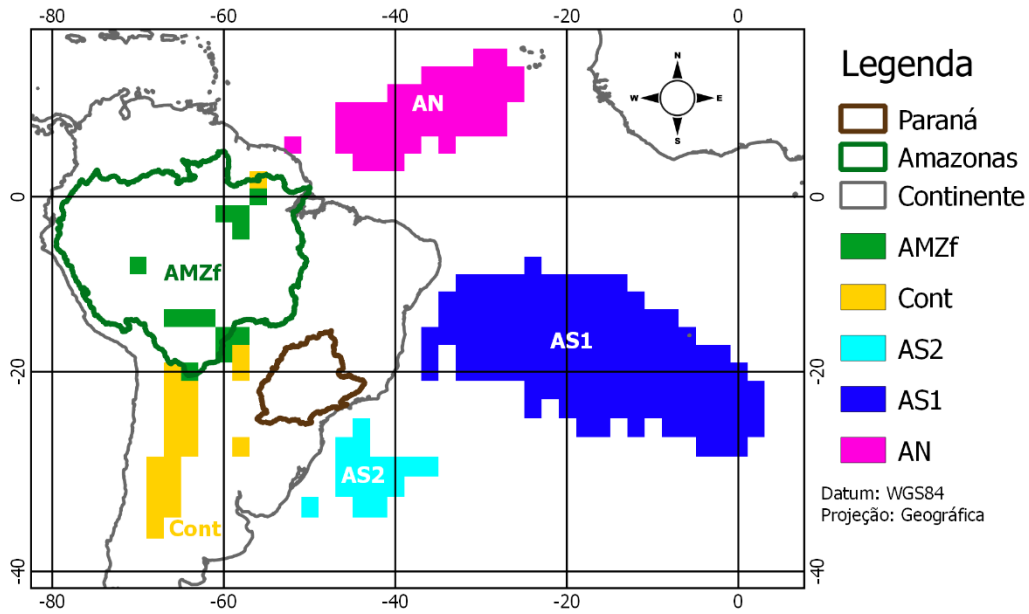


Figura 5.7 – Mapa das fontes de umidade para a bacia do Paraná. AMZf = Fonte da Amazônia. Cont = Fonte do Chaco/Pantanal (continental). AN = Atlântico Norte. AS1 = Atlântico Sul tropical. AS2 = Atlântico Sul subtropical.

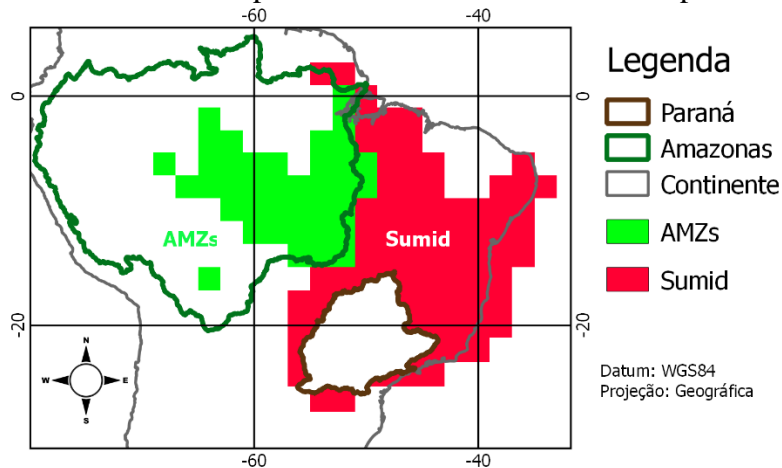


Figura 5.8 – Sumidouros de umidade no trajeto das massas de ar até a bacia do Paraná. AMZs = Sumidouro sobre a Amazônia. Sumid = Sumidouro sobre continente/costa, principalmente a norte/nordeste da bacia.

Neste trabalho, as fontes de umidade foram classificadas em cinco regiões, representadas por siglas: a região Atlântico Norte (AN) representa a faixa de contribuição de umidade que se estende por latitudes tropicais no hemisfério Norte, entre a costa da Amazônia e o arquipélago de Cabo Verde; a região Atlântico Sul 1 (AS1) é uma faixa que se inicia na costa leste brasileira, entre latitudes tropicais de 8 a 22° Sul, formando uma diagonal na direção Sudeste, até o hemisfério Oriental; já a região Atlântico Sul 2 (AS2)

localiza-se próxima à costa das regiões Sudeste e Sul do país, em latitudes subtropicais; as porções da bacia Amazônica que contribuem com umidade (AMZf) foram separadas das outras fontes continentais (Cont) por haver interesse específico na relação entre ela e a bacia do Paraná.

Do mesmo modo, as regiões do continente e proximidades da costa com predomínio da precipitação sobre a evapotranspiração foram separadas, entre a porção no interior da bacia Amazônica (AMZs), e aquela fora da bacia (Sumid).

Considerando que o domínio de contabilização das trajetórias e perdas de umidade foi bastante extenso, e que as séries em cada ponto do grid apresentam variabilidade intensa, procurou-se delimitar as regiões mais relevantes por meio da metodologia já descrita, e com a soma das séries temporais nos pontos da grade em seu interior, aumentar a relação sinal/ruído nas séries regionais resultantes. De maneira similar à análise efetuada por ponto da grade, isso envolveu uma soma das massas de água trocadas com a superfície e a divisão pela área da bacia do Rio Paraná, conforme a equação (5.6).

$$h_{H2O_{mês\_região}} \left[ \frac{mm}{mês} \right] = \sum_{região} M_{H2O_{mês}} \left[ \frac{Kton_{H2O}}{mês} \right] \cdot \frac{10^6}{A_{bacia}} \left[ \frac{mm}{Kton_{H2O}} \right] \quad (5.6)$$

#### 5.4 ANÁLISE EXPLORATÓRIA DAS SÉRIES HISTÓRICAS

Foram calculadas médias mensais com os resultados das integrações diárias do modelo. A partir das médias mensais produzidas para 41 anos de histórico, calculou-se uma climatologia mensal para cada fonte e sumidouro.

Também foi aplicada uma análise de compósitos, tendo como variável de controle as vazões em Itaipu (Operador Nacional do Sistema - ONS). Neste estudo selecionou-se, na série temporal de 41 anos, para cada mês (41 janeiros, por exemplo), os anos em que as vazões em Itaipu estão abaixo do percentil de 33%, acima do percentil de 66% ou entre os dois. Essa técnica revela quando valores altos ou baixos da variável de controle são acompanhados por mudanças na proporção de ocorrências da variável de estudo, em categorias predefinidas. A variável de estudo é o balanço hídrico atmosférico (E-P) sobre as regiões de fontes e sumidouros, e as categorias são três, definidas de maneira similar (tercis)



do que foi feito para a vazão. Em outras palavras, avalia-se mês a mês se vazões altas, médias ou baixas em Itaipu coincidem com valores altos, médios ou baixos do balanço sobre determinada região.

Aplicou-se então um teste estatístico para avaliar a significância das proporções de ocorrências: o teste hipergeométrico. Ele consiste em avaliar se é razoável concluir que as proporções de ocorrência de uma característica são atribuíveis somente ao acaso, quando se realiza uma amostragem estratificada por outra característica, em uma população pequena e sem reposição. No presente caso, a população são os 41 anos da série temporal, um número pequeno, daí a dificuldade em aplicar aproximações como a normal e a binomial. Destes 41 anos, 13 ou 14 pertencem ao primeiro, segundo e terceiro tercis de balanço hídrico atmosférico (E-P) em uma região (adotou-se 14 no 1º, 13 no 2º e 14 no 3º), ou seja, esse é o número de elementos que possuem a característica balanço (E-P) baixo, médio ou alto. Realiza-se então uma amostragem estratificada por outra característica, a vazão em Itaipu, classificada da mesma maneira: baixa, média ou alta, e, portanto, com tamanho da classe de 13 ou 14.

A distribuição hipergeométrica nos dá a probabilidade de ocorrerem  $x$  elementos com a característica de interesse ( $x$  sucessos), quando se amostra aleatoriamente e sem reposição  $n$  elementos de uma população de tamanho  $N$ , na qual  $M$  elementos no total possuem essa característica ( $M$  sucessos na população).

Ela é considerada a distribuição da estatística teste  $X = n^\circ$  de anos com variação de umidade (E-P) baixo/médio/alto, sob a hipótese nula  $H_0 = a$  vazão em Itaipu não tem relação com o balanço (E-P) na região A. Considerando classes com 14 ocorrências, tem-se:

$$X|H_0 \sim \text{Hipergeom}(x, 14, 14, 41) \quad (5.7)$$

Em outras palavras, o pressuposto por trás da aplicação do teste é que, se não houver relação entre as vazões em Itaipu e o balanço hídrico atmosférico (E-P) sobre a região A, uma amostra estratificada por vazões em Itaipu é parecida com uma amostra aleatória. O p-valor para um teste unicaudal seria:

$$P(X > x) = 1 - \sum_{i=0}^x h(i, 14, 14, 41) = 1 - \sum_{i=0}^x \frac{\binom{14}{i} \binom{27}{14-i}}{\binom{41}{14}} \quad (5.8)$$

A função de distribuição de probabilidade acumulada superior nesse caso teria a forma apresentada na Figura 5.9.

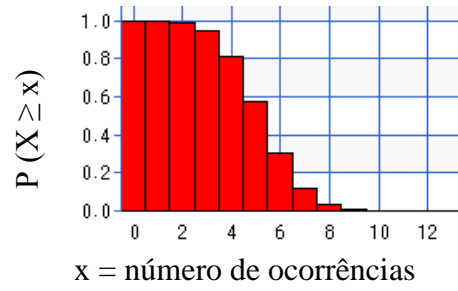


Figura 5.9 – Exemplo de função de distribuição acumulada superior utilizada na avaliação de significância estatística da relação entre vazão e (E-P) em compósitos.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

O caminho traçado pelas trajetórias de massas de ar permite compreender a variação sazonal dos padrões de transporte atmosférico de umidade. Observa-se na Figura 6.1 que durante a primavera (novembro), no início da estação chuvosa, um número considerável de trajetórias vêm do Atlântico Sul subtropical e da Argentina/Pacífico. As trajetórias que chegam do Atlântico Norte são poucas, e vêm de latitudes mais baixas, próximas do Equador. Já durante o verão (janeiro), observa-se mais trajetórias vindo do Atlântico Norte, e de distâncias maiores, chegando até as proximidades da Ilha da Madeira, em latitudes de até 15°N. Observa-se também que as trajetórias que passam pelo Atlântico Sul tropical ocasionalmente têm origem mais próxima do continente africano.

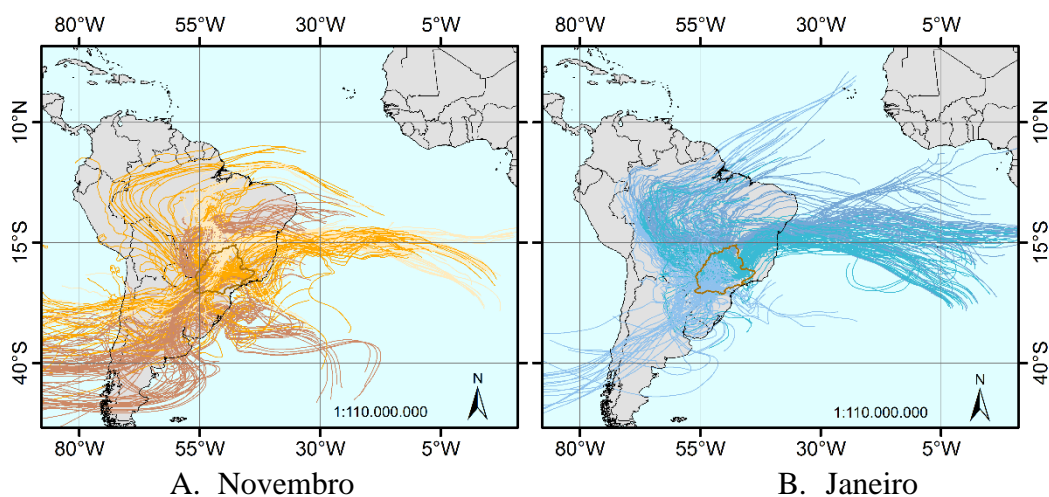


Figura 6.1 – Padrão de circulação atmosférica durante a estação chuvosa evidenciado por trajetórias de massas de ar destinadas à bacia do Paraná nas estações: A. Primavera e B. Verão.

Na Figura 6.2 observa-se que as trajetórias que chegam à bacia no início da estação seca têm origem predominantemente no Atlântico Sul tropical, e passam sobre regiões continentais como o Cerrado, Amazônia, Chaco e Pantanal em seu trajeto. O padrão anti-horário de circulação mostra o efeito conjunto de sistemas como o anticiclone do Atlântico Sul subtropical, a Baixa do Chaco e a do noroeste argentino. Esse padrão é um pouco modificado em julho, quando se observa mais trajetórias chegando do Pacífico e passando pelo Atlântico Sul subtropical.

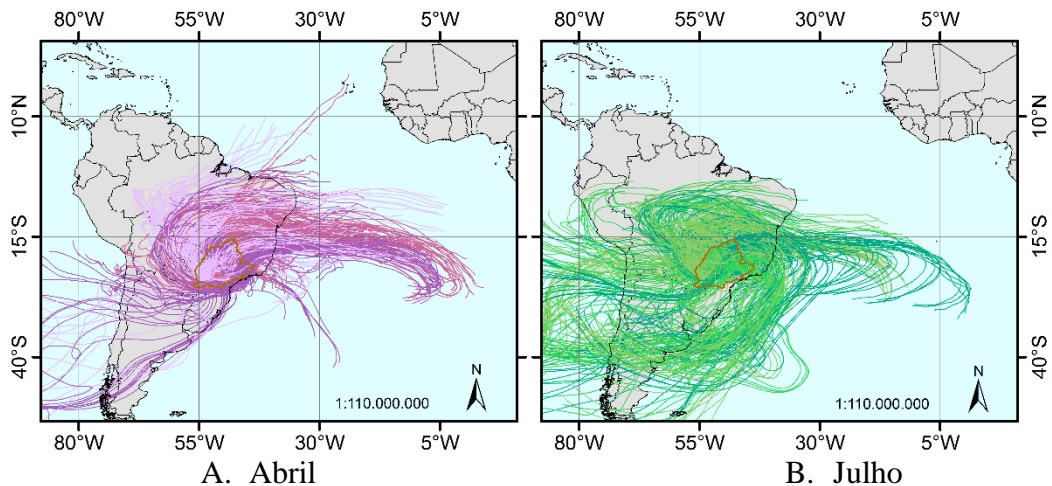


Figura 6.2 – Padrão de circulação atmosférica durante a estação seca evidenciado por trajetórias de massas de ar destinadas à bacia do Paraná nas estações: A. Outono e B. Inverno.

## 6.1 SAZONALIDADE DAS FONTES E SUMIDOUROS DE UMIDADE

Por meio do cálculo das médias mensais das regiões, utilizando-se todo o período de 41 anos de análise, é possível compreender a sazonalidade das fontes de umidade, sua ordem de grandeza e a proporção entre elas. Na Figura 6.3 visualiza-se que o Atlântico Sul tropical (AS1) é a fonte mais relevante por todo o ano, seguido pelas fontes continentais fora da Amazônia (Cont) e pelo Atlântico Sul subtropical (AS2). Durante a estação chuvosa, que vai de novembro a abril, AS1 possui magnitude de duas a seis vezes o valor de cada uma das outras fontes.

Já durante a estação seca (maio a outubro), as fontes continentais (Cont e AMZf) combinadas chegam a superar sua contribuição. AS2 apresenta picos de atividade no início (abr) e final (out) da estação seca, enquanto o Atlântico Norte (AN) fornece umidade apenas de janeiro a março. Para fins de comparação, a climatologia das vazões em Itaipu foi sobreposta ao gráfico, mostrando que o máximo em fevereiro coincide com as maiores contribuições de AS1 e AN, e que o início da queda das vazões coincide com a redução da intensidade das fontes oceânicas.

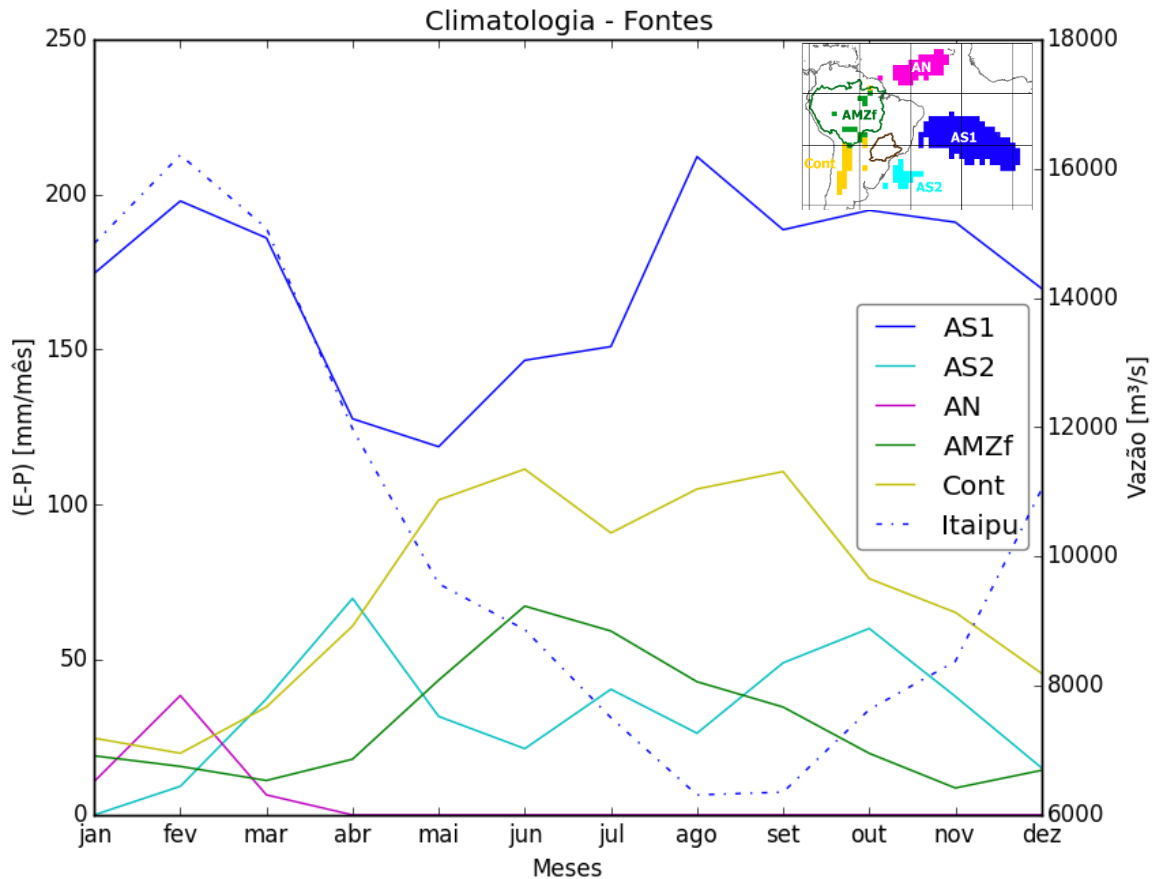


Figura 6.3 – Climatologia (41 anos) das médias mensais do balanço hídrico atmosférico (E-P) das regiões de fonte (valores positivos, ou predomínio da evapotranspiração), mostrando a variação sazonal da sua contribuição para a bacia do Paraná.

As médias climatológicas de (E – P) para as principais regiões onde a intensidade da precipitação suplanta a da evapotranspiração, para as massas de ar que chegam à bacia do Paraná, são exibidas na Figura 6.4. Essas áreas estão sobre o continente ou na faixa costeira, sendo a costa Leste brasileira e porções das regiões Nordeste e Sudeste (Sumid) os sumidouros de umidade com maior intensidade. A Amazônia (AMZs) também apresenta áreas com predomínio de precipitação, cujos efeitos somados, por sua grande extensão, também se mostram relevantes. Todos os sumidouros apresentam um ciclo sazonal marcado, com chuvas mais intensas de novembro a março, porém AMZs comporta-se de maneira mais estável, permanecendo entre -10,6 e -135 [mm /mês] por todo o ano. As regiões fora da Amazônia (Sumid) apresentam um ciclo mais forte, e a bacia do Paraná (PAR), variações ainda mais intensas.

Durante a estação chuvosa, a magnitude do balanço hídrico atmosférico (E-P) sobre essas regiões é comparável, com PAR mantendo-se entre -140,9 e -224,7 [mm /mês] e Sumid entre -225,4 e -299,1 [mm /mês]. Um aspecto interessante do comportamento das colunas

atmosféricas sobre a bacia do Paraná é que de maio a setembro o balanço hídrico atmosférico (E-P) líquido é positivo, ou seja, predomina a evapotranspiração. Isso sugere que durante a estação seca uma parte significativa da precipitação pode ser proveniente da reciclagem de umidade sobre a bacia.

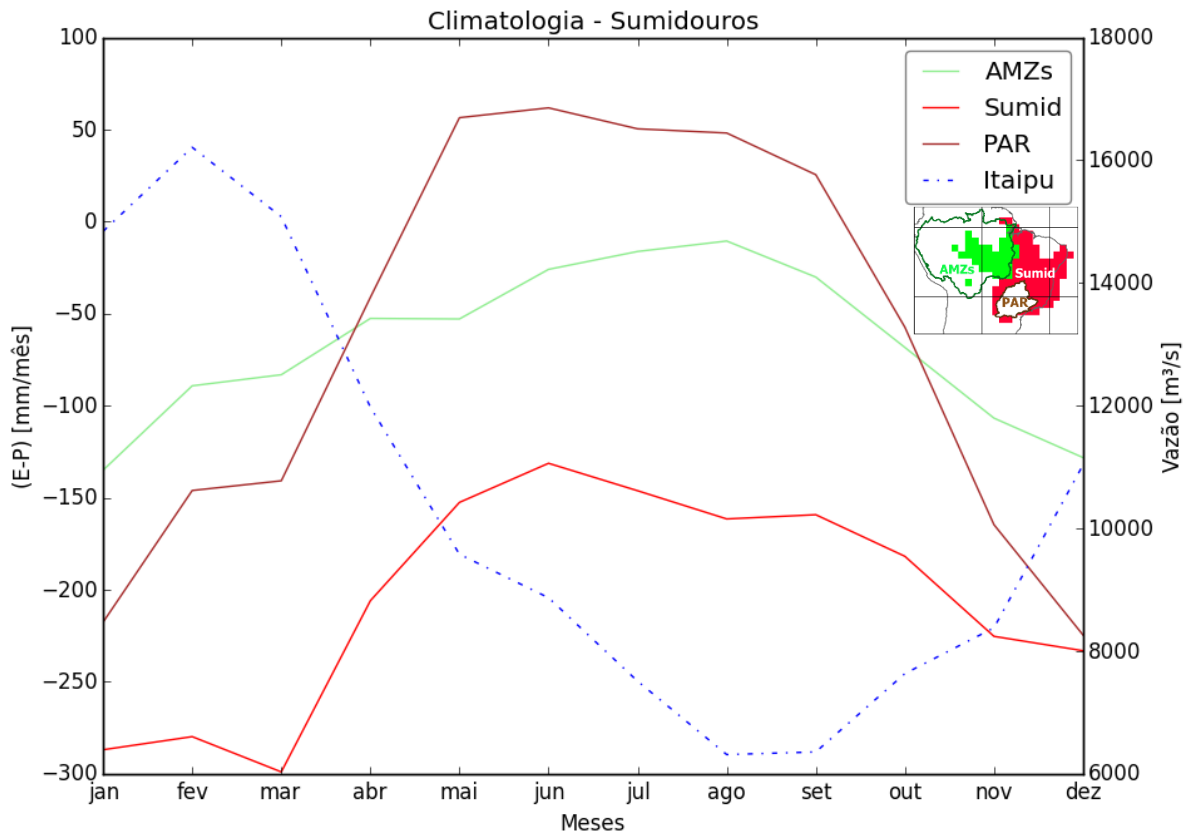


Figura 6.4 – Climatologia (41 anos) das médias mensais do balanço hídrico atmosférico (E-P) das regiões de sumidouro (valores negativos, ou predomínio da precipitação), mostrando a variação sazonal da perda de umidade das massas de ar em seu trajeto rumo à bacia do Paraná.

## 6.2 ESTAÇÃO CHUVOSA

### 6.2.1 Climatologia Mensal

Apresentam-se na Figura 6.5 mapas da climatologia do balanço hídrico das colunas atmosféricas (E-P), durante a estação chuvosa. Nela, regiões de predomínio da evapotranspiração são destacadas em vermelho, e aquelas onde ocorre mais precipitação estão em azul.

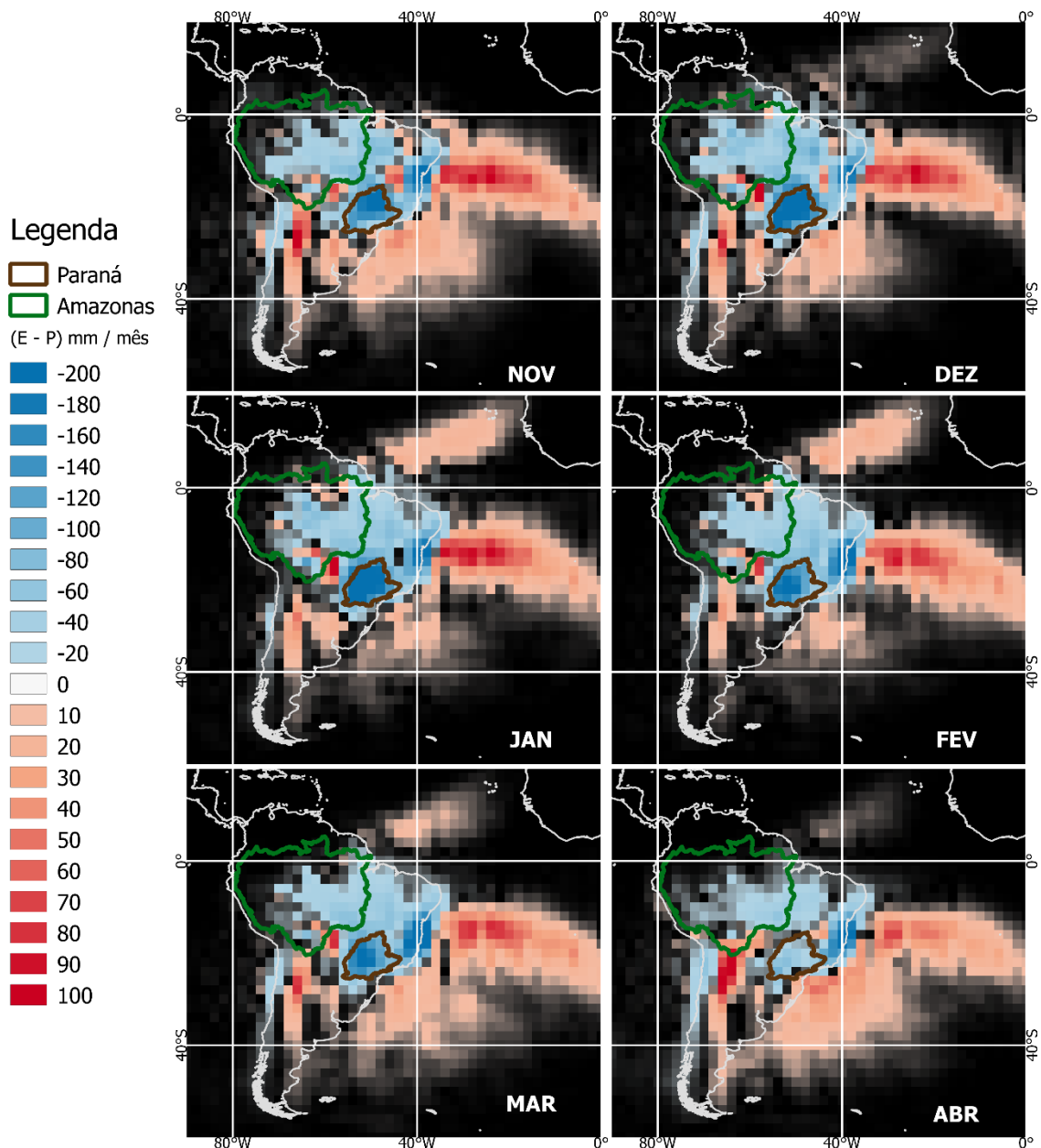


Figura 6.5 – Mapas da climatologia do balanço hídrico das colunas atmosféricas (E-P), meses de novembro a abril.

Observa-se que a contribuição mais intensa do Atlântico Norte (AN) ocorre nos meses de janeiro a março, o que coincide com a maior intensidade do sistema de monções da América do Sul, durante o verão austral, período no qual os ventos alísios penetram até o continente. O Atlântico Sul tropical (AS1) é a fonte com maior extensão e intensidade média em todos os meses, com a parte subtropical (AS2) tendo papel menos relevante nos meses de janeiro e fevereiro, porém destaque nos outros. Ocorrem fontes continentais de forte intensidade sobre as regiões do Chaco e Pantanal (Cont), porém sua extensão é reduzida em

relação às fontes oceânicas. As fontes na parte sul na Amazônia (AMZf) aparecem sutilmente no mapa.

Existe forte variação interanual na principal fonte de umidade, AS1. Sua contribuição média é de 174,5 [mm /mês], na estação chuvosa, com desvios padrão mensais de 63,9 a 89,5 [mm /mês]. Os máximos nas séries temporais de médias mensais chegam a ser sete vezes maiores que os mínimos. A região AN tem contribuição média nos meses de janeiro a março de 18,6 [mm /mês], sendo mais expressiva no mês de fevereiro (média 38,5 [mm /mês]). AS2 torna-se mais relevante no final da estação chuvosa, no mês de abril, quando sua contribuição média é de 69,8 [mm /mês], com desvio padrão de 32,3 [mm /mês]. Cont também tem sua importância na estação chuvosa, com média de 41,9 [mm /mês]. Apresenta-se mais estável durante a série temporal, com desvios-padrão de 12,9 a 23,2 [mm /mês].

No que diz respeito às regiões de predomínio da precipitação (sumidouros), nos meses de novembro e fevereiro a abril as massas de ar cujo destino é a bacia do Paraná perdem mais umidade no seu trajeto fora da bacia (Sumid), a Norte/Nordeste, do que sobre ela (PAR). Já nos meses de dezembro e janeiro, suas magnitudes são comparáveis, o que pode estar ligado à maior intensidade da ZCAS e ao seu posicionamento. A região Sumid apresenta maior intensidade nos meses de janeiro a março, com média de -288,7 [mm /mês] do que nos de novembro, dezembro e abril (-221,6 [mm /mês]). Sua variabilidade interanual é de até 572% (desvios padrão de até 70,2 [mm /mês]), indo de -77,8 a -445 [mm /mês].

A perda de umidade sobre a bacia (PAR) é especialmente intensa em dezembro e janeiro (DJ), com média de -221,2 [mm /mês]. No restante da estação chuvosa (NFMA) a média é de -123,22 [mm /mês]. A variabilidade de até 1400% é destacada na série temporal, com desvios padrão de 60 a 109,2 [mm /mês]. O sumidouro de umidade sobre a Amazônia (AMZs) tem magnitude média de -108,5 [mm /mês] de novembro a março. Nele, a perda de umidade é inferior à que ocorre sobre a região PAR no início da estação chuvosa, e comparável nos meses de fevereiro a abril. É a região de comportamento mais variado, com diferenças de até 125 vezes na magnitude das médias mensais mínimas e máximas, e desvio padrão de 32,3 a 71,6 [mm /mês].



## 6.2.2 Análise de Compósitos

Nessa análise foi empregado o teste hipergeométrico, descrito na seção sobre análise exploratória (5.4). Realizou-se uma triagem dos compósitos mensais para as regiões definidas anteriormente, de acordo com a vazão em Itaipu, pela significância ( $\alpha = 0,05$ ) da relação entre vazão e balanço hídrico atmosférico (E-P), fornecida pelo teste.

No mês de novembro, três regiões apresentaram relações estatisticamente significativas entre as classes de (E-P) e as vazões em Itaipu (Figura 6.6), quais sejam: Sumidouros na Amazônia (AMZs, painel A.), bacia do Paraná (PAR, painel B.) e o Atlântico Sul subtropical (AS2, painel C.). Nas regiões de sumidouro (AMZs e PAR), precipitações menores (valores mais próximos de zero) foram associadas a secas em Itaipu. Na bacia do Paraná a associação entre valores mais negativos do balanço (E-P) (precipitações maiores) e vazões elevadas também é significativa.

Já para a região de fonte (AS2), observa-se que maiores contribuições (valores mais positivos de E-P) estão ligadas a baixas vazões nesse mês. A relação possivelmente se deve ao fato de que as maiores precipitações na primavera estão ligadas a uma variação rotacional do fluxo de umidade no Sudeste do Brasil (Figura 3.11, painel (a)), mencionada no trabalho de Grimm e Zilli (2009), e ao fenômeno El Niño. Quando este modo de variabilidade está mais ativo (comumente em ocorrências de El Niño), mais umidade é inserida no Centro-Oeste brasileiro a partir de AS1 e menos a partir de AS2, e cheias de primavera tendem a ocorrer na bacia.

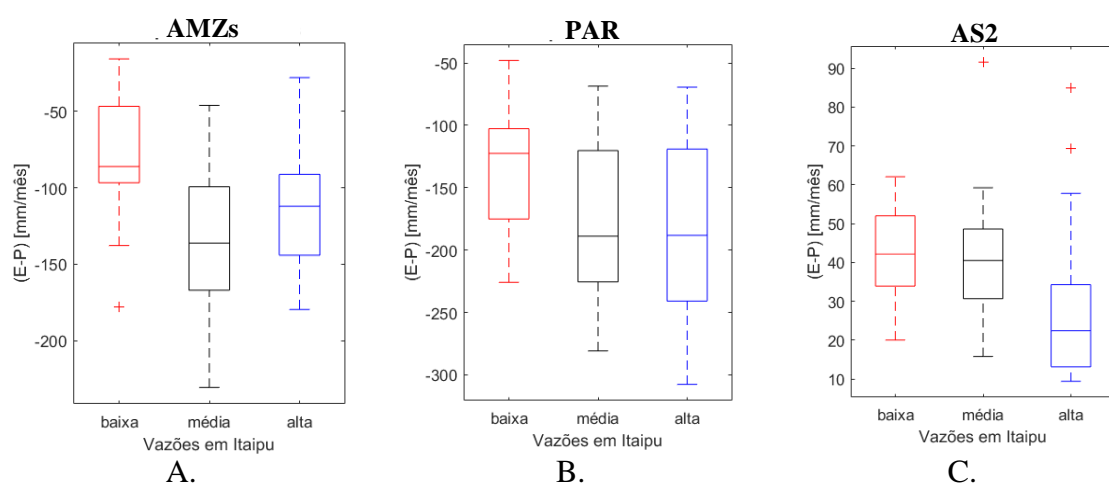


Figura 6.6 – Compósitos relevantes para o mês de novembro: A. sumidouro sobre a Amazônia; B. bacia do Paraná; C. Atlântico Sul subtropical.

A região de sumidouro na Amazônia (AMZs) foi a única que apresentou relação significativa com Itaipu no mês de dezembro (Figura 6.7, painel A.). Maiores precipitações

coincidiram com maiores vazões, comportamento que se repetiu em janeiro (Figura 6.7, painel B.), mostrando que o mesmo sistema que produz altas precipitações na bacia do Paraná, a ZCAS, atua na Amazônia no verão austral. Em janeiro e fevereiro (Figura 6.7 painéis B. e C.) também ocorreram concomitantemente baixas precipitações em AMZs e baixas vazões. Os resultados para essa região em dezembro e janeiro podem estar relacionados à terceira componente principal do transporte de umidade no trabalho de Gulizia *et al.* (2013) (Figura 3.2 painel -CP3), que está ligada a um padrão de circulação em que o fluxo a partir do Atlântico Sul tropical penetra no continente de forma zonal, rotaciona próximo de 10° S e cruza a Bolívia e o Paraguai com orientação mais meridional (Figura 3.3 painel B.), e provoca anomalias positivas na precipitação, tanto do Sudeste brasileiro quanto na Amazônia (Figura 3.4 painel B.). Observações semelhantes podem ser válidas para a relação observada em janeiro e fevereiro e a segunda componente (Figuras 3.2 painel CP2 e 3.4 painel A.).

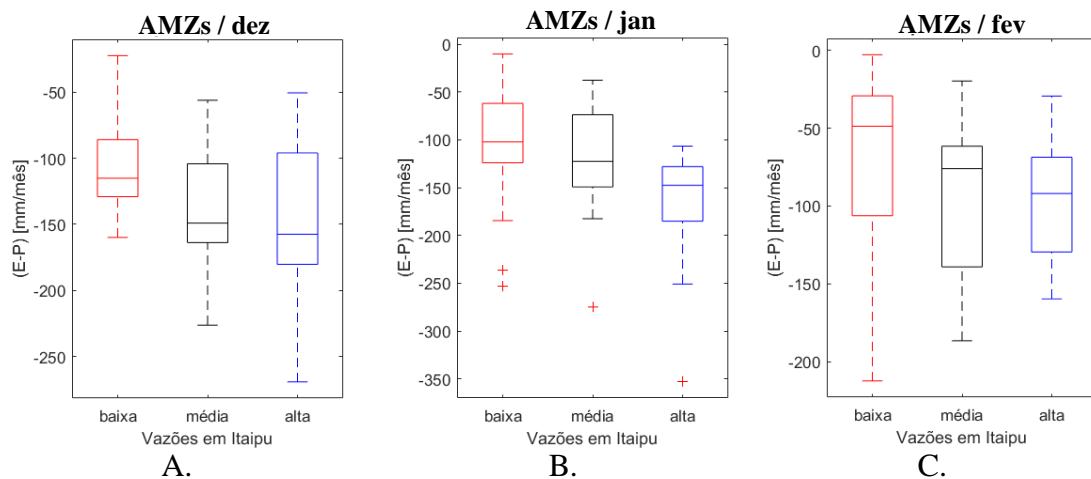


Figura 6.7 – Compósitos relevantes para a região de sumidouro na Amazônia para os meses de: A. dezembro; B. janeiro e; C. fevereiro.

O Atlântico Norte (AN) aparece como fonte moduladora das vazões em Itaipu (Figura 6.8) nos meses de janeiro (painel A.) e fevereiro (painel B.). Com a intensificação do transporte a partir de AN (maior valor de E-P), ocorrem as maiores vazões em Itaipu, e vice-versa.

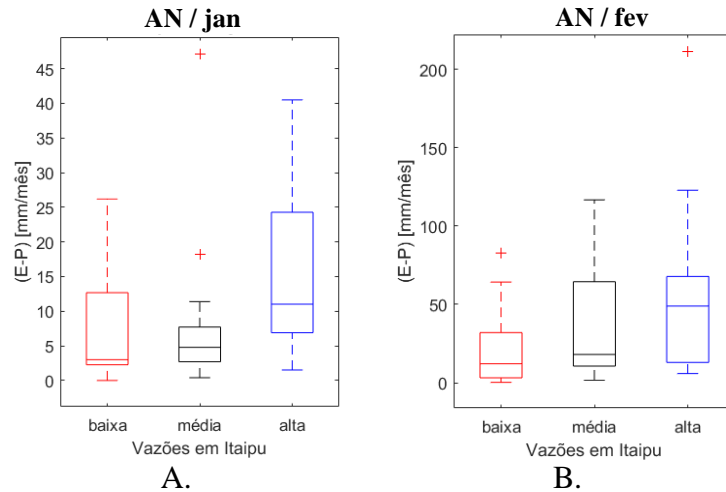


Figura 6.8 – Compósitos relevantes para a a fonte do Atlântico Norte, nos meses de: A. janeiro e; B. fevereiro.

Os sumidouros continentais de umidade, fora da Amazônia (Sumid) estão significativamente relacionados com Itaipu (Figura 6.9) nos meses de janeiro (painel A.), fevereiro (painel B.) e abril (painel C.). Nos dois primeiros meses, precipitações elevadas nessa região têm relação com maiores vazões em Itaipu. Em abril, menores precipitações coincidem com as secas.

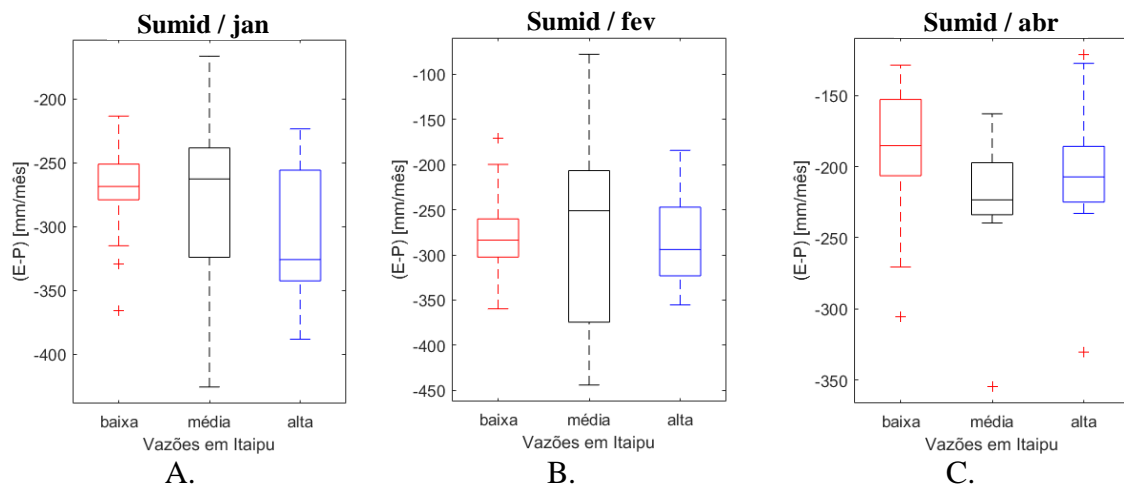


Figura 6.9 – Compósitos relevantes para a região de sumidouro a norte/nordeste da bacia do Paraná, para os meses de: A. janeiro; B. fevereiro e; C. abril.

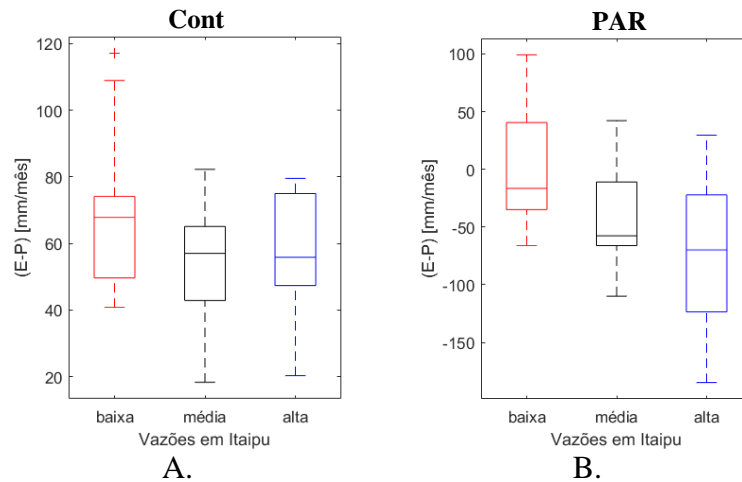


Figura 6.10 – Compósitos relevantes para o mês de abril, nas regiões: A. Chaco/Pantanal; B. Bacia do Paraná

A relação entre a perda de umidade sobre a bacia do Paraná (PAR) e as vazões em Itaipu é similar em novembro e em abril (Figuras 6.6 B. e 6.10 B., respectivamente), o que pode indicar uma predominância da variabilidade do início e final da estação chuvosa (monção) na produção das vazões. Quando a estação seca se inicia mais cedo, em abril (valores positivos ou próximos de zero de E-P), as vazões em Itaipu são menores. Quando continua chovendo nesse mês (E-P negativo), as vazões tendem a ser maiores. A fonte do Pantanal/Chaco (Cont) apresenta uma maior amplitude de valores nos anos de seca, ocasionalmente fornecendo mais umidade (Figura 6.10, painel A.).

### 6.2.3 Análise de Correlação

Foi efetuada uma análise de correlação entre variáveis hidrológicas de interesse, como a vazão em Itaipu, ou o balanço hídrico atmosférico (E-P) sobre a bacia do Paraná e o transporte de umidade a partir de fontes e as perdas nos sumidouros. Foram utilizadas defasagens (*lags*) entre as séries, de zero a três meses, a fim de avaliar uma possível previsibilidade daquelas por estas. Os meses que apresentaram resultados estatisticamente significativos com  $\alpha = 0,05$  (em negrito e vermelho) em relação a Itaipu são apresentados na Tabela 6.1.

Observa-se que as precipitações sobre a Amazônia são correlacionadas às vazões em Itaipu durante a maior parte (novembro a fevereiro) da estação chuvosa, seja no mesmo mês (lag 0) ou no anterior (lag 1). Em três desses quatro meses, a correlação é maior no lag 1. Sumid apresenta correlações significativas nos meses de novembro (lag 2) e dezembro (lag 1) apenas. Estas relações sugerem que no verão austral a perda de umidade das massas de ar

anteriormente à chegada à bacia do Paraná não é um limitante para a precipitação nela, e consequentemente a vazão em Itaipu. Desse modo, o mesmo processo que gera altas precipitações no trajeto das massas de ar atuaria sobre a bacia do Paraná.

Tabela 6.1 – Coeficientes de correlação de Spearman entre o balanço hídrico atmosférico (E-P) em diferentes regiões e as vazões em Itaipu. Aquelas estatisticamente significativas ao nível de  $\alpha = 0,05$  são destacadas em negrito, na cor vermelha.

Itaipu	Lag	0	1	2	3
Região	Mês	Spearman r			
AS2	Nov	<b>-0,35</b>	-0,11	-0,07	0,11
AMZs	Nov	<b>-0,33</b>	<b>-0,38</b>	-0,21	0,01
Sumid	Nov	-0,27	-0,26	<b>-0,33</b>	-0,15
PAR	Nov	<b>-0,34</b>	-0,29	-0,22	-0,25
AS2	Dez	-0,10	<b>-0,38</b>	0,04	-0,06
AMZs	Dez	<b>-0,40</b>	<b>-0,54</b>	<b>-0,31</b>	<b>-0,36</b>
Sumid	Dez	-0,27	<b>-0,33</b>	-0,17	-0,20
PAR	Dez	0,04	<b>-0,50</b>	<b>-0,40</b>	-0,14
AN	Jan	<b>0,35</b>	0,21	0,21	0,21
AMZs	Jan	<b>-0,38</b>	0,18	0,16	0,09
AN	Fev	<b>0,36</b>	<b>0,44</b>	0,21	0,21
AS2	Fev	-0,22	nan	0,10	<b>0,34</b>
AMZs	Fev	-0,18	<b>-0,45</b>	0,07	0,20
AS1	Mar	<b>0,31</b>	0,21	0,17	0,05
PAR	Mar	-0,12	<b>-0,35</b>	-0,18	-0,03
PAR	Abr	<b>-0,47</b>	-0,23	-0,05	-0,19

Assim como na análise de compósitos, a fonte do Atlântico Norte (AN) apresentou correlações positivas com as vazões nos meses de janeiro e fevereiro, indicando que um maior valor de (E-P) nela está ligado a maiores vazões em Itaipu no verão. Também de forma coerente com a análise de compósitos, quando há mais transporte a partir da fonte do Atlântico Sul Subtropical (AS2), ocorrem menores vazões (correlações negativas) na primavera. As correlações positivas dessa mesma fonte, em fevereiro e com lag 3, podem reforçar a conclusão de Grimm e Zilli (2009), de que menos chuva e vazão na primavera provocam uma anomalia negativa de umidade do solo e positiva de temperatura, gerando mais convecção, maiores precipitações e vazões no verão.

A avaliação da correlação entre o balanço hídrico atmosférico (E-P) obtido sobre a bacia do Paraná por métodos lagrangeanos e a vazão em Itaipu pode ser um indicativo da capacidade da técnica de representar os processos geradores de precipitação, e

consequentemente vazão. Ocorrem correlações significativas no começo e final da estação chuvosa. Porém, nos meses de janeiro e fevereiro, em que tipicamente observam-se as maiores vazões, outros fatores parecem ser determinantes, como o acúmulo de água na bacia e a defasagem entre a precipitação nas cabeceiras e a vazão em Itaipu. Nesses meses, o balanço hídrico atmosférico mensal pode não ser a medida mais adequada para representar o processo gerador de vazão, já que na escala diária condições de evapotranspiração e precipitação podem se alternar, havendo um papel relevante da reciclagem.

No apêndice A, Figuras de A. 1 a A. 3, encontram-se matrizes de correlação (Spearman  $r$ ) entre regiões, para os meses da estação chuvosa. As vazões em Itaipu são representadas pela sigla Ita. Foram selecionados os lags (defasagem de zero a três meses) das séries de (E-P) das regiões que produziam as maiores correlações com as vazões em Itaipu. Exibe-se um exemplo, para o mês de novembro, na Figura 6.11. O cruzamento entre linhas e colunas mostra a relação entre regiões/variáveis, por exemplo, na terceira linha (AS2), primeira coluna (Ita), vê-se pelo dispersograma que quando o Atlântico Sul subtropical fornece mais umidade (valores positivos maiores de E-P), as vazões em Itaipu tendem a ser menores. O coeficiente  $r$  de Spearman é exibido no canto superior esquerdo de cada célula, e aqueles estatisticamente significativos ao nível de significância  $\alpha=0,05$  são destacados em vermelho, como no caso da relação entre Atlântico Sul subtropical e Itaipu (Spearman  $r = -0,35$ ). Outra relação significativa ilustrada pela matriz ocorre entre os sumidouros de umidade a norte/nordeste da bacia (Sum, sétima linha) e na Amazônia (AMZs, sexta coluna), possivelmente indicando que os mesmos processos geram precipitação nelas.

A partir desse ponto, comenta-se as relações encontradas entre regiões de fontes e sumidouros, que apresentam coeficientes de correlação estatisticamente significativos. O leitor pode verificar no Apêndice A as matrizes de correlação e dispersogramas pela numeração (Figura A. N°).

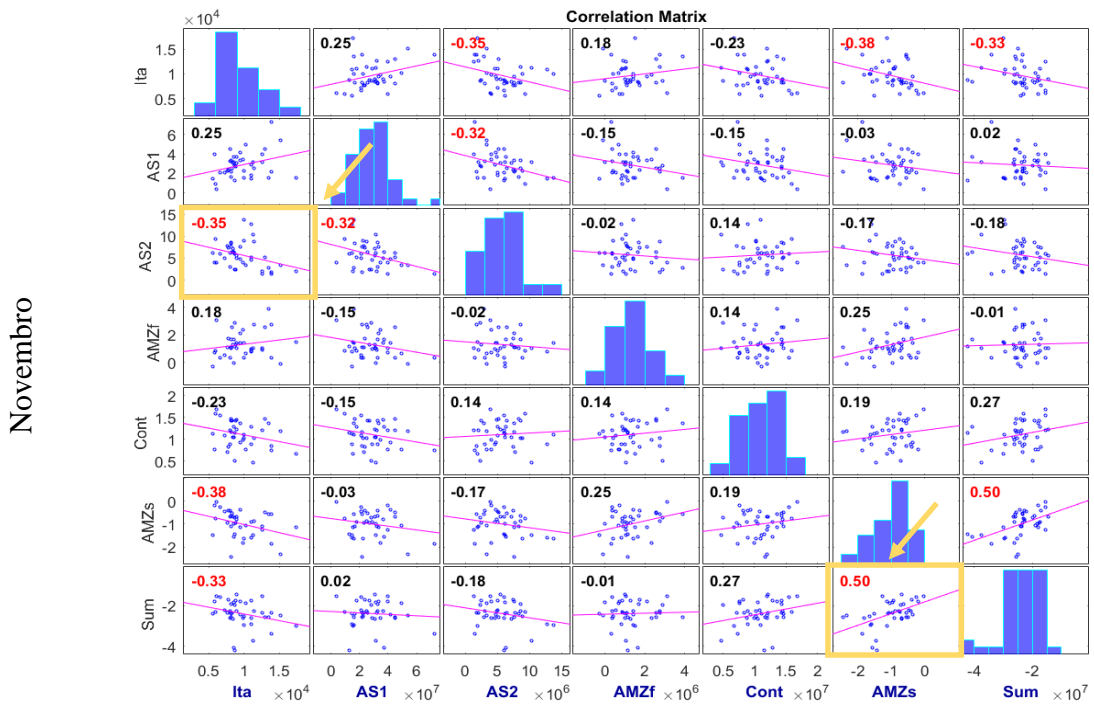


Figura 6.11 – Matriz de correlação entre as séries de (E-P) de umidade em várias regiões, inclusive com as vazões em Itaipu. Exemplo de relações significativas encontradas no mês de novembro.

Em novembro e dezembro (Figura A. 1) ocorre uma oposição entre o transporte de umidade a partir do Atlântico Sul tropical (AS1) e subtropical (AS2). Adicionalmente, as precipitações a norte/nordeste da bacia (Sum) são determinadas pelo transporte a partir de AS1. Nos meses de janeiro e fevereiro (Figura A. 2), as precipitações na Amazônia são determinadas pelo transporte a partir do Atlântico Norte (AN), com alguma influência de AS1 em janeiro. AS1 também modula as precipitações em Sum nesse mês.

No mês de março (Figura A. 3), as fontes continentais de umidade (Amazônia e Chaco/Pantanal) atuam com sincronia, e a Amazônia apresenta uma contraposição entre o papel como fonte ou sumidouro, com mais evapotranspiração significando menos precipitação, enquanto nos outros meses as correlações são baixas e não sugerem essa oposição. As precipitações na Amazônia também são reforçadas pelo transporte a partir do Atlântico Sul tropical (AS1). A região tropical (AS1) e a subtropical (AS2) do Atlântico Sul parecem se alternar como fontes nesse mês. Ao mesmo tempo, as partes norte (AN) e sul (AS1) da faixa tropical estão sincronizadas (correlação positiva) até abril, sugerindo que o mesmo sistema climático faz com que forneçam umidade à bacia do Paraná no final da estação chuvosa.

Quando se avalia a correlação entre as séries de balanço hídrico atmosférico (E-P) em fontes e sumidouros e sobre a bacia do Paraná (PAR), surgem mais resultados significativos. A Tabela 6.2 mostra aqueles com significância no nível  $\alpha=0,05$  marcados em vermelho negrito.

Tabela 6.2 – Coeficientes de correlação de Spearman entre o balanço hídrico atmosférico (E-P) em diferentes regiões e sobre a bacia do Paraná. Aquelas estatisticamente significativas ao nível de  $\alpha = 0,05$  são destacadas em negrito, na cor vermelha.

PAR		Lag			
Região	Mês	0	1	2	3
AMZf	Nov	<b>-0,34</b>	-0,25	-0,02	-0,26
AMZs	Nov	<b>0,36</b>	0,13	<b>0,36</b>	<b>0,38</b>
Sumid	Nov	<b>0,37</b>	0,10	0,16	<b>0,42</b>
AS1	Dez	0,15	-0,13	-0,16	<b>-0,44</b>
AMZs	Dez	<b>0,36</b>	0,15	0,15	0,03
AS1	Jan	<b>0,41</b>	-0,07	-0,08	-0,05
AN	Jan	<b>-0,42</b>	0,12	0,12	0,12
AMZs	Jan	<b>0,36</b>	0,27	0,11	0,29
AN	Fev	<b>-0,52</b>	0,15	0,25	0,25
AS2	Fev	<b>-0,36</b>	-	-0,08	-0,02
AMZs	Fev	<b>0,68</b>	0,02	<b>0,37</b>	0,23
Cont	Fev	<b>-0,40</b>	0,03	0,16	-0,13
Sumid	Fev	0,25	0,05	<b>0,35</b>	0,28
AS1	Mar	<b>0,45</b>	-0,18	-0,09	0,06
AN	Mar	<b>-0,56</b>	<b>0,40</b>	0,08	0,11
AMZf	Mar	-0,19	<b>0,33</b>	0,14	0,05
AMZs	Mar	<b>0,66</b>	<b>-0,39</b>	0,05	-0,02
AMZs	Abr	<b>0,54</b>	0,08	-0,21	-0,06
Cont	Abr	0,07	-0,27	-0,07	<b>-0,54</b>

A perda de umidade sobre a região Amazônica (AMZs) é significativamente correlacionada com o balanço hídrico atmosférico (E-P) sobre a bacia do Paraná (PAR) ao longo de toda a estação chuvosa, assim como no caso das vazões em Itaipu. As correlações são positivas, e maiores na segunda metade da estação (fev-abr), indicando que altas precipitações ocorrem sobre as regiões concomitantemente, possivelmente por serem geradas pelo mesmo sistema climático. Os sumidouros continentais a norte/nordeste da bacia (Sumid) apresentam relação semelhante, porém mais tênue, em novembro e fevereiro (com lag 2, portanto para as precipitações de dezembro em Sumid).



Dentre as fontes oceânicas, o Atlântico Norte (AN) apresenta o comportamento mais estável e as maiores correlações com a série da bacia do Paraná (PAR). Maior transporte dessa região ocorre concomitantemente às maiores precipitações sobre a bacia, no pico da estação chuvosa (jan-mar). A fonte do Atlântico Sul tropical (AS1) apresenta correlações positivas significativas nos meses de janeiro e março, resultado que possivelmente está ligado ao deslocamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul, porém destoa das outras fontes. A parte subtropical (AS2) aparece apenas em fevereiro, no sentido de que o transporte a partir dessa região reforça as precipitações.

As séries para as fontes continentais, que não possuem correlações estatisticamente significativas com as vazões em Itaipu durante a estação chuvosa, surgem em alguns meses, quando se compara com a série da bacia do Paraná. A Amazônia (AMZf) é significativa no início e final da estação chuvosa, porém com sinais opostos. No início da estação chuvosa, mais evapotranspiração e transporte da Amazônia ocorre em sincronia com mais precipitação no Paraná. No final do verão, ocorre o oposto: condições de seca (mais evapotranspiração) na Amazônia coincidem com menos chuva no Paraná. O Chaco/Pantanal (Cont) aparece em fevereiro e abril, reforçando as precipitações na bacia com seu transporte de umidade (correlação negativa).

As matrizes de correlação estão no Apêndice A, seção A.2, Figuras A. 4 a A. 6 (coeficiente de correlação de Spearman). Nesse caso, a primeira coluna representa as relações com a série de balanço hídrico atmosférico (E-P) sobre a bacia do Paraná para aquele mês, e foram selecionados os lags das outras séries (regiões) que produzem maiores correlações com ela.

No auge da estação chuvosa (jan-fev), a atividade do Atlântico Norte (AN) determina as precipitações na Amazônia (AMZs), com fortes correlações negativas. Efeitos diversos surgem em outros meses, porém podem ser artefatos dos diferentes lags utilizados nas séries.

O transporte de umidade do Atlântico Sul tropical (AS1) guarda correlações com o que ocorre no Chaco/Pantanal (Cont) e a norte/nordeste da Paraná (Sumid) durante a maior parte da estação chuvosa. As precipitações nas regiões Nordeste e Centro-Oeste do Brasil (Sumid) são reforçadas por esta fonte (em novembro, dezembro e fevereiro, Figuras A. 4 e

A. 5), já o transporte a partir da região do Chaco/Pantanal (Cont) torna-se mais fraco quando a fonte oceânica está mais ativa (nov-jan e mar-abr, Figuras A. 4 a A. 6).

A variabilidade do final da estação chuvosa gera um comportamento de dipolo entre fontes oceânicas e continentais (Figura A. 6). Em março ocorre uma oposição (correlação negativa) entre o comportamento de do Atlântico Sul tropical (AS1) e quase todas as outras fontes, indicando que quando sua atividade se prolonga até o final da estação chuvosa, ocorrem mais chuvas em PAR e as outras fontes são menos relevantes. O Chaco/Pantanal (Cont) têm relações de oposição com duas das três fontes oceânicas, em abril. Quando O Atlântico Sul, tanto tropical (AS1) quanto subtropical (AS2) param de fornecer umidade, o transporte a partir de Cont tem maior magnitude. Nesse mês o mesmo ocorre entre AS1 e a Amazônia (AMZf). Observa-se uma sincronia significativa no transporte a partir das fontes continentais (AMZf e Cont) em janeiro, fevereiro e abril.

O principal interesse na técnica de traçadores numéricos de vapor d'água é sua aplicação na interface climatologia/hidrologia, estabelecendo relações fonte-receptor que permitam a compreensão, e possivelmente a previsão de variáveis hidrológicas, como chuva e vazão. A avaliação do transporte de umidade para a bacia do Paraná pode ser vista como um sistema, em que os fluxos nas fontes são variáveis de entrada ou *inputs*, as perdas nos sumidouros são fenômenos de transporte e o balanço hídrico atmosférico (E-P) sobre a bacia do Paraná e as vazões em Itaipu são respostas do sistema, ou *outputs*. A análise de correlações sugere que essa concepção, ilustrada na estação chuvosa pela Figura 6.12, é funcional. Cada seta corresponde a uma correlação estatisticamente significativa nas matrizes de correlação (vide Apêndice A.).

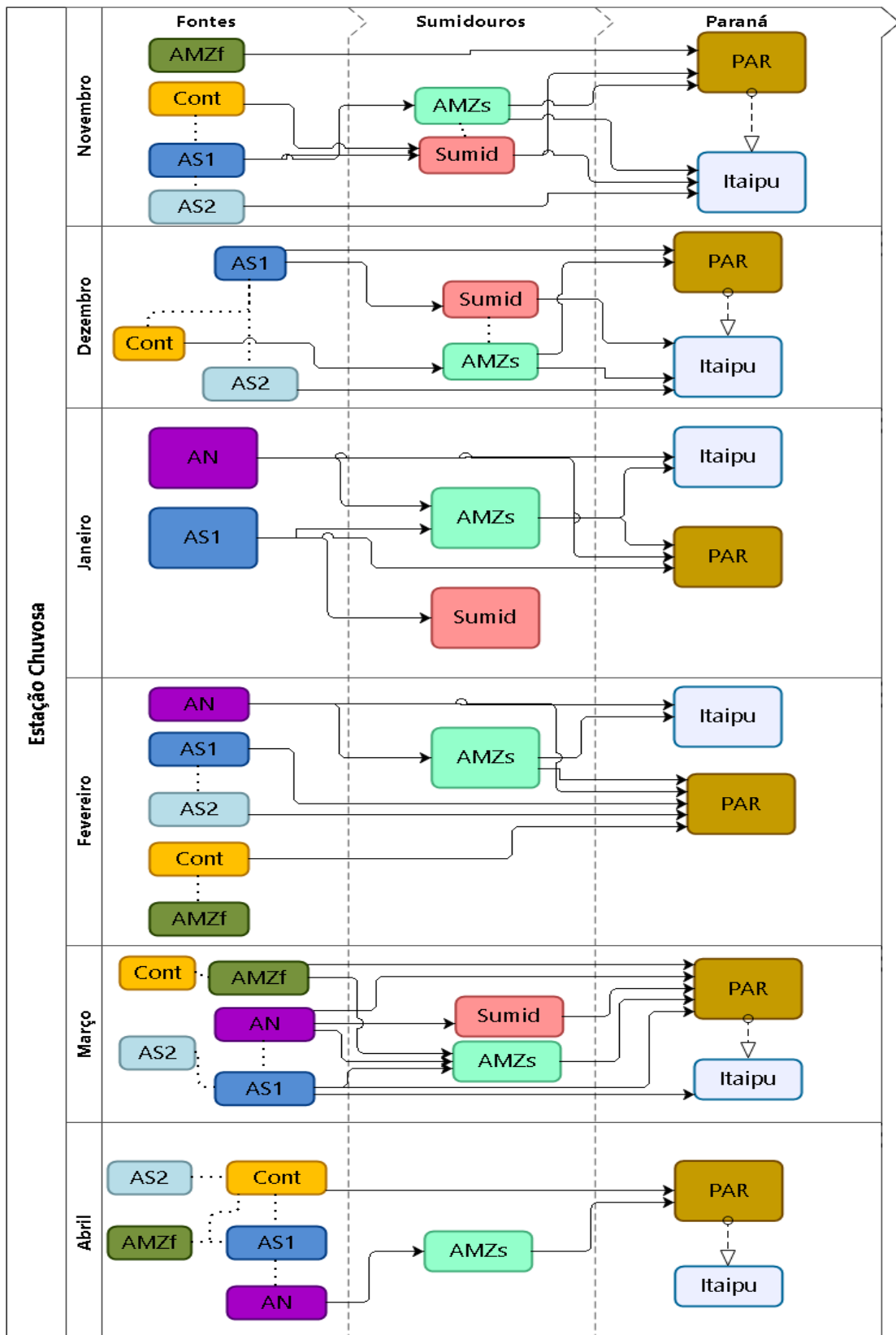


Figura 6.12 – Cadeias de correlações na estação chuvosa entre fontes, sumidouros e variáveis hidrológicas de interesse na bacia do Paraná. Vazões em Itaipu (Itaipu); balanço (E-P) sobre a bacia do Paraná (PAR); Atlântico: sul tropical (AS1), subtropical (AS2) e norte (AN); Amazônia: fonte (AMZf) e sumidouro (AMZs); Chaco/Pantanal (Cont).

A influência do Atlântico Norte sobre a precipitação tanto na Amazônia quanto na bacia do Paraná, e conseqüentemente a vazão em Itaipu, é explicada pelo campo médio de transporte de umidade no verão da América do Sul, em que o jato de baixos níveis JBN e a parte do anticiclone do Atlântico Sul mais próxima da costa da região sudeste brasileira são os padrões de circulação meridional mais importantes. Considerando que o anticiclone do Atlântico Sul transporta umidade principalmente em latitudes subtropicais, é assumido que a cadeia de correlações AN-AMZs-PAR-Itaipu está ligada principalmente ao jato de baixos níveis.

As correlações significativas do Atlântico Sul tropical tanto com a bacia do Paraná quanto com a Amazônia são menos estáveis na estação chuvosa, pois o transporte de umidade a partir dessa fonte está sujeito a mais modos de variabilidade. Essa região do oceano também modula fortemente, em dezembro e janeiro, a precipitação na região denominada Sumid, que tem seu principal centro de convergência de umidade a nordeste da bacia do Paraná. Observa-se que as correlações entre Sumid, e a bacia do Paraná mostram que geralmente quando há grandes precipitações sobre Sumid, o mesmo ocorre na bacia, sugerindo que o mesmo mecanismo, a Zona de Convergência do Atlântico Sul, atua sobre as duas regiões.

Os modos de variação do transporte de umidade a partir do Atlântico Sul também podem ser a conexão física por trás das correlações entre sua parte subtropical (AS2) e a bacia do Paraná. Na primavera (novembro) alterações da circulação remotamente forçadas pela TSO no Pacífico (ENSO) estão ligadas a condições mais secas, e um maior fornecimento de umidade a partir dessa região.

Após realizar o estudo por regiões, avaliou-se a correlação da série temporal de balanço (E-P) em cada ponto da grade produzida pelo modelo lagrangeano, com as vazões em Itaipu. Observa-se na Figura 6.13 que as correlações de Spearman variam entre -0,6 e 0,6. Existem, no entanto, regiões em que são estatisticamente significativas, ao nível de 5% ( $\alpha = 0,05$ ). Observa-se que não há necessariamente coincidência entre as regiões de maior intensidade de (E-P) com as maiores correlações com as vazões em Itaipu. Regiões no Pacífico, muito próximas à costa da África e em maiores latitudes Sul subtropicais destacam-se na análise de correlação, sem apresentarem variações significativas da umidade das massas de ar que passam sobre elas.

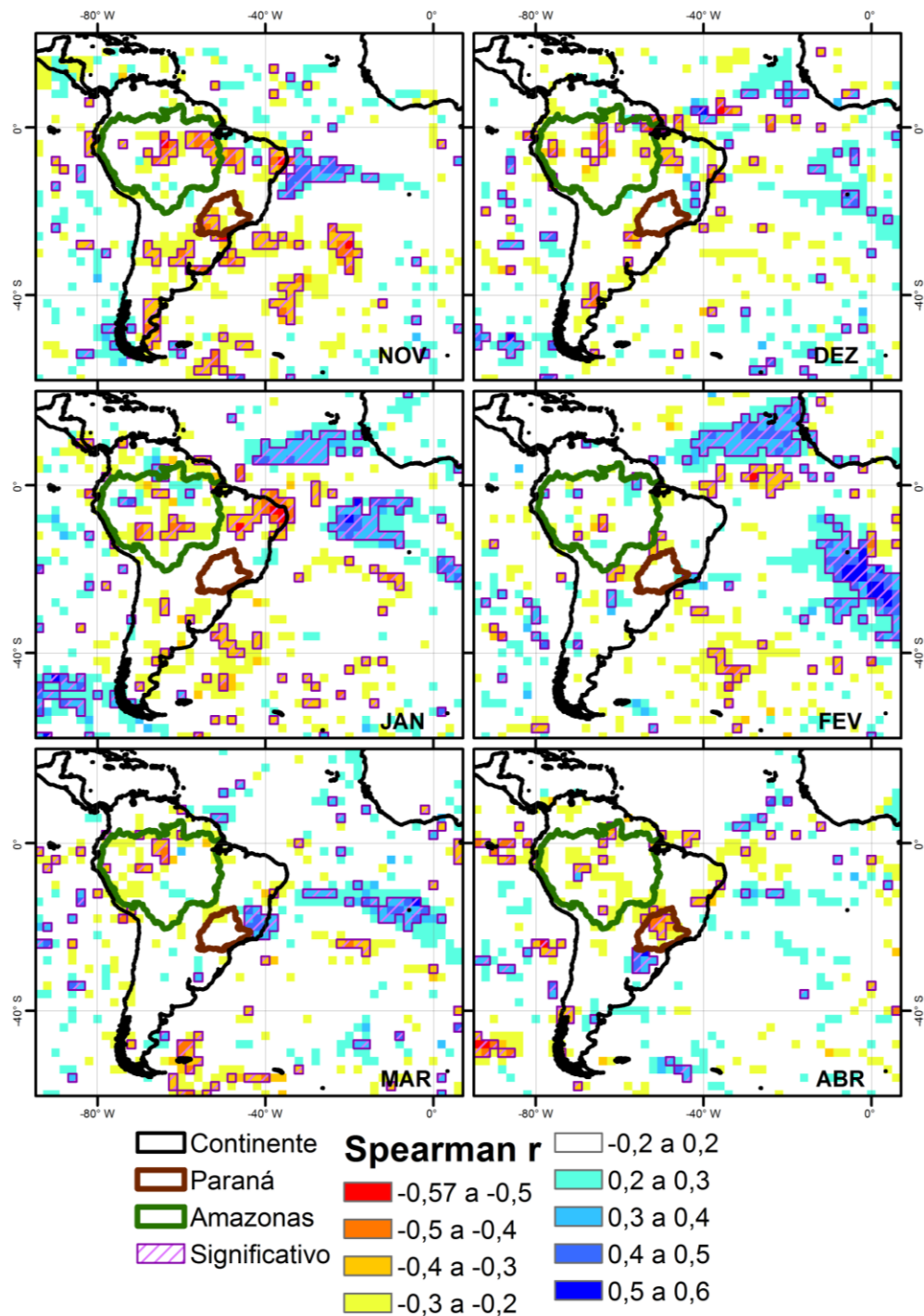


Figura 6.13 – Correlações de Spearman entre as séries em pontos do grid com a vazão em Itaipu.

Dentre as regiões que também se mostram de intensa variação de umidade, se pode salientar as correlações positivas significativas no Atlântico Sul tropical em novembro e janeiro a março. O Atlântico Norte tropical tem forte correlação com as vazões em janeiro e fevereiro. Uma faixa de correlações negativas significativas se estende da Amazônia oriental ao Nordeste brasileiro durante o início da estação chuvosa (nov a jan).

## 6.3 ESTAÇÃO SECA

### 6.3.1 Climatologia Mensal

Apresentam-se na Figura 6.14 mapas da climatologia do balanço hídrico atmosférico (E-P) para a estação seca. Novamente, regiões de predomínio da evapotranspiração são destacadas em vermelho, e aquelas onde ocorre mais precipitação estão em azul.

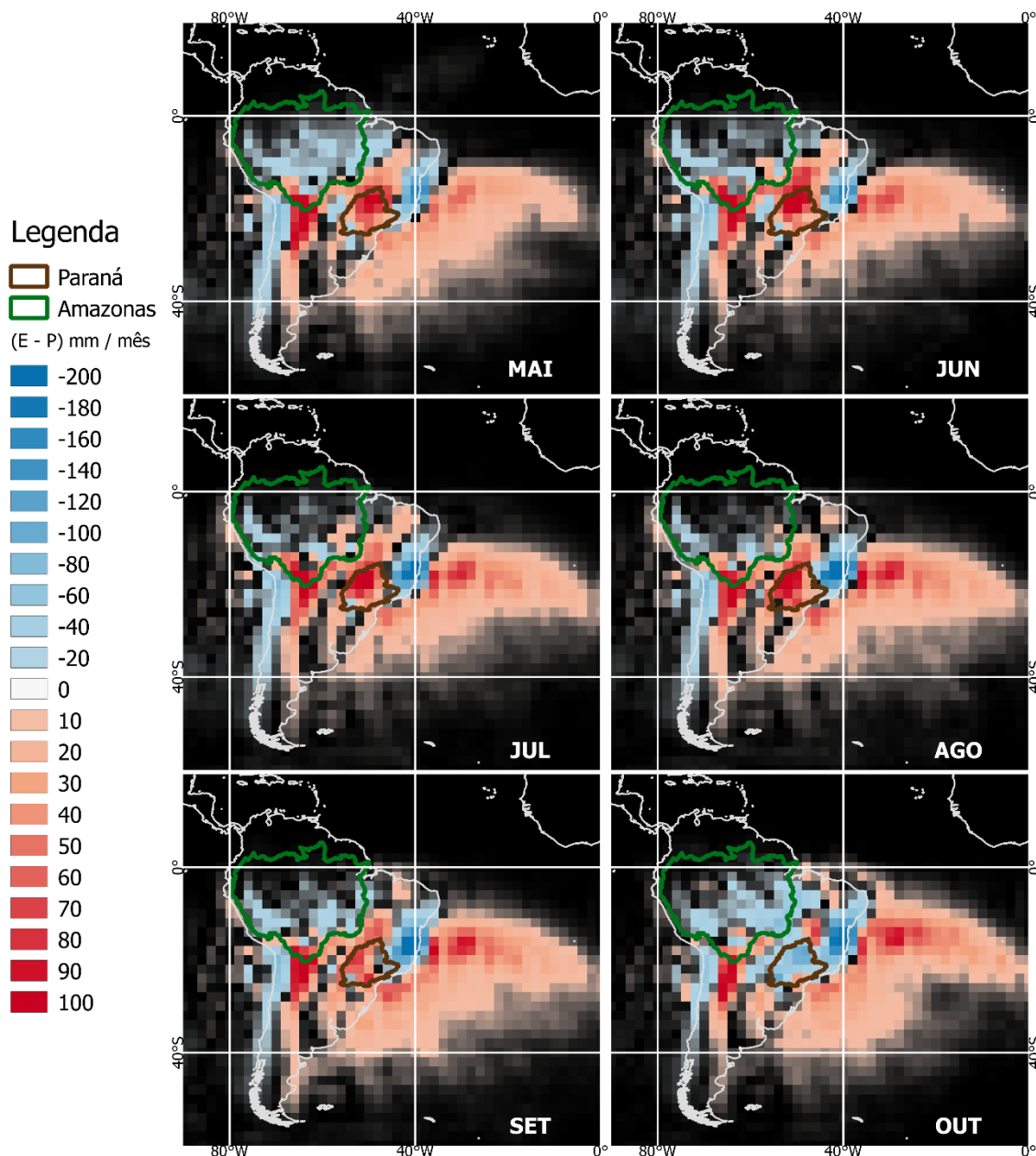


Figura 6.14 – Mapas da climatologia do balanço hídrico atmosférico (E-P), meses de maio a outubro.

De maio a setembro, o valor do balanço (E-P) é predominantemente positivo sobre a bacia do Paraná, ou seja, a evapotranspiração supera a precipitação. Com a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) posicionada mais ao Norte, o transporte de umidade a partir do Atlântico Norte é reduzido. A fonte AS1 tem um enfraquecimento de sua atividade em maio e junho, voltando a apresentar valores mais altos de (E-P) a partir de julho. As fontes continentais passam a ter um papel mais relevante, e o transporte a partir da região do Pantanal, do Chaco e do Cerrado (Cont) mantém-se alto ao longo da estação seca. A bacia Amazônica contribui mais significativamente de maio a agosto.

O litoral brasileiro a Nordeste da bacia permanece um sumidouro importante de umidade ao longo de todo o ano. Já a bacia amazônica de julho a setembro tem seu papel como sumidouro muito reduzido.

A fonte no Atlântico Sul tropical (AS1) continua sendo a principal durante a estação seca, com sua média em 168,7 [mm/ mês], porém ainda muito variável, com desvios padrão de 54,3 a 70,7 [mm/ mês]. O Atlântico Sul subtropical (AS2) não varia tão intensamente da estação chuvosa para a seca, quando possui média de 32,2 [mm/mês] e desvios padrão de 12,4 (junho) a 27,7 [mm/ mês] (outubro).

As fontes continentais se destacam na estação seca. O transporte de umidade a partir de Cont é o dobro do que ocorre na estação chuvosa, com uma média de 99,3 [mm/ mês] e apresentando forte variabilidade, especialmente em maio e setembro (desvios padrão mensais de 20,2 a 40,3 [mm/ mês]). Já para a fonte amazônica, o transporte de umidade triplica da estação úmida para a seca (na qual a média é de 44,6 [mm/ mês]). Com o maior transporte, vem maior variabilidade, especialmente em junho (desv. pad. 30 [mm/ mês]).

### **6.3.2 Análise de Compósitos**

No início da estação seca (Figura 6.15), anos de baixas contribuições de umidade do Atlântico Sul tropical (painel A.) determinam baixas vazões em Itaipu. A análise de compósitos mostra que essa relação é bastante forte. Em anos de seca, a evapotranspiração predomina fortemente na bacia (PAR) desde maio (Figura 6.15, painel B.), e as chuvas são reduzidas também no litoral a Nordeste dela (Sumid, Figura 6.16, painel A.). Anos de cheia ocorrem quando as chuvas da estação úmida se prolongam, como mostram os compósitos para Sumid de maio a julho (Figuras 6.16 e 6.17).

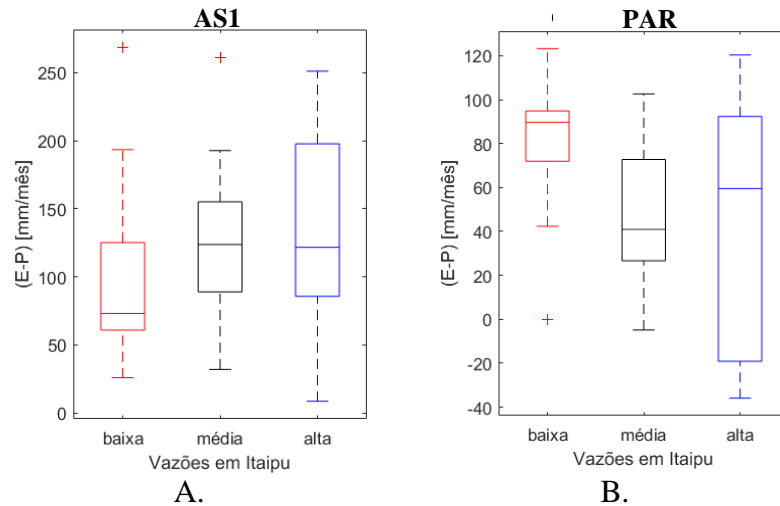


Figura 6.15 – Compósitos relevantes no mês de maio, para as regiões: A. Atlântico Sul tropical; B. bacia do Paraná.

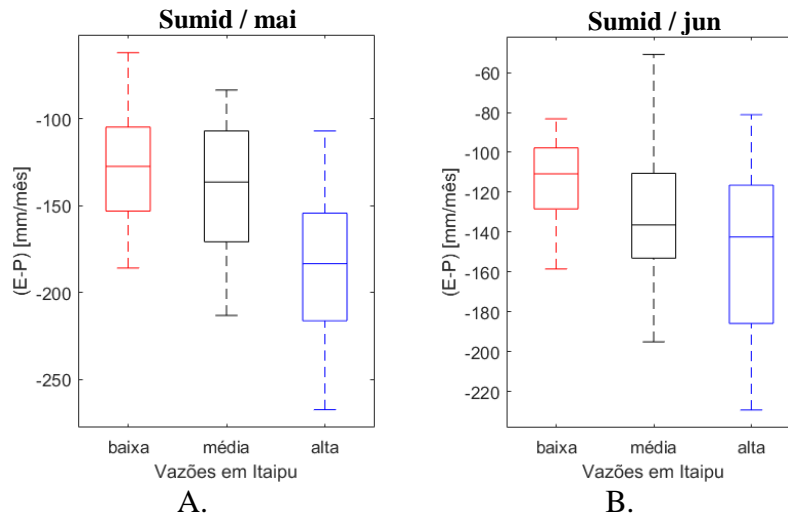


Figura 6.16 – Compósitos relevantes para a região de sumidouro a norte/nordeste da bacia, para os meses de: A. maio e B. junho.

As chuvas no Leste da bacia Amazônica (AMZs) apresentam relações significativas com altas vazões em Itaipu nos meses de julho e setembro (Figuras 6.17, painel A. e 6.19, painel A.). Nos anos de cheia há muito mais variabilidade do balanço (E-P) sobre essa região, e ocorrem mais chuvas (valores mais negativos). As conexões são mais acentuadas para o mês de setembro, em que claramente secas ocorrem concomitantemente em AMZs e na bacia do Paraná.



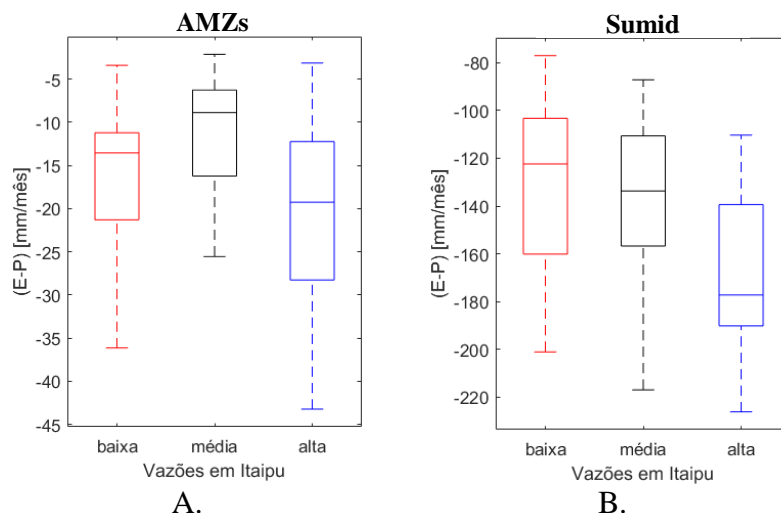


Figura 6.17 – Compósitos que apresentaram relações estatisticamente significativas com as vazões em Itaipu no mês de julho, para os sumidouros: A. na Amazônia e B. a N/NE da bacia.

No mês de julho (Figura 6.18), cheias coincidem com maior transporte de umidade a partir da região do Pantanal/Chaco/Cerrado (Cont, painel A.). Em anos secos, o balanço hídrico atmosférico ( $E - P$ ) sobre a bacia (PAR) se mostra menos variável. Já em anos de cheia, chegam a ocorrer valores negativos (prevalência da precipitação), o que não se observa em anos de vazões baixas ou médias (painel B.).

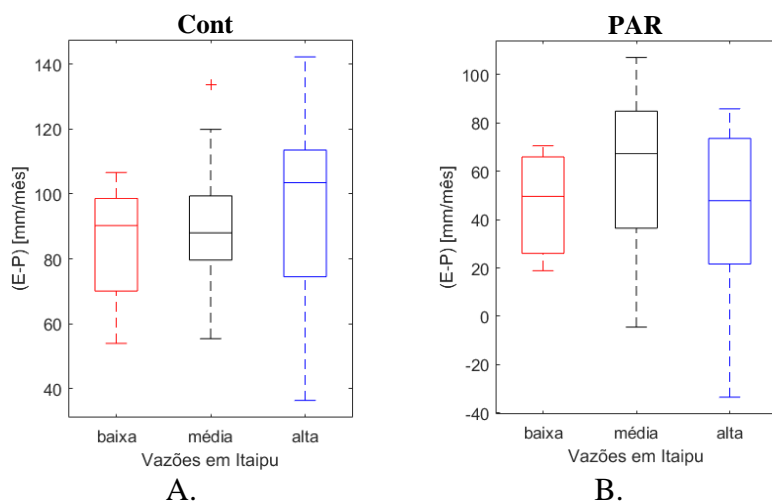


Figura 6.18 – Compósitos que apresentaram relações estatisticamente significativas com as vazões em Itaipu no mês de julho, para as regiões: A. Chaco/Pantanal/Cerrado e B. bacia do Rio Paraná.

A transição de importância das fontes oceânicas, no início da estação seca, para as fontes continentais, ao seu final, é evidenciada no mês de outubro, quando o transporte de umidade a partir da Amazônia (AMZf) ameniza as condições de seca. Anos de menores

contribuições dessa região coincidem com menores vazões em Itaipu (Figura 6.19, painel B.).

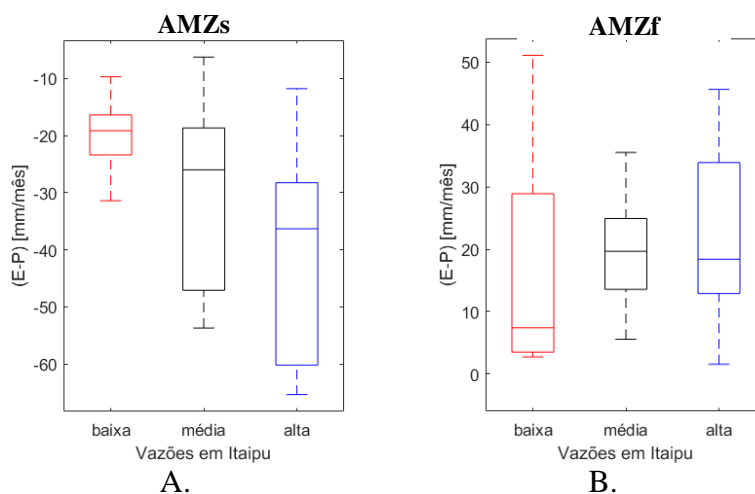


Figura 6.19 – Compósitos que apresentaram relações estatisticamente significativas com as vazões em Itaipu, para a bacia amazônica, nos meses de: A. setembro – sumidouro e; B. outubro - fonte.

### 6.3.3 Análise de Correlação

No início da estação seca, as fontes no Atlântico Sul ainda são as mais influentes em relação à vazão em Itaipu (Tabela 6.3). O transporte de umidade a partir da região tropical (AS1) em abril apresenta correlações significativas com as vazões de maio e junho. Existe correlação também entre a região subtropical (AS2) em abril e Itaipu em junho, porém de sinal negativo, indicando que quando aumenta o transporte de AS2 no final da estação chuvosa, as vazões tendem a ser menores no início da estação seca.

As chuvas no litoral, a Nordeste da bacia (Sumid), também são correlacionadas às vazões em Itaipu na primeira metade da estação. São, via de regra, correlações negativas, indicando que, nessa época do ano, os mesmos processos geradores de convergência ou convecção ocorrem sobre a bacia e mais a Nordeste e/ou que a perda de umidade das massas de ar do Atlântico no trajeto não seria limitante para a chuva sobre a bacia.

Há indícios de que na segunda metade da estação seca a resposta hidrológica da bacia é mais determinada por processos continentais, pois as regiões que apresentam maiores correlações com as vazões em Itaipu são o Chaco/Pantanal (Cont), e a Amazônia, tanto como fonte (AMZf), quanto sumidouro (AMZs). As correlações estatisticamente significativas com as fontes são positivas, indicando que o fornecimento de umidade pela Amazônia e pela região do Chaco/Pantanal/Cerrado são importantes para a bacia nessa época do ano.

Tabela 6.3 – Correlações entre as vazões em Itaipu e o balanço (E-P) em diferentes regiões. Aquelas estatisticamente significativas ao nível de  $\alpha = 0,05$  são destacadas em negrito, na cor vermelha.

Itaipu		Lag			
Região	Mês	0	1	2	3
AS1	Mai	<b>0,32</b>	<b>0,46</b>	0,21	0,17
Sumid	Mai	<b>-0,50</b>	<b>-0,40</b>	0,22	0,08
PAR	Mai	<b>-0,34</b>	<b>-0,42</b>	0,02	-0,21
AS1	Jun	0,02	0,17	<b>0,43</b>	0,06
AS2	Jun	-0,04	0,12	<b>-0,35</b>	0,10
Sumid	Jun	<b>-0,34</b>	<b>-0,38</b>	<b>-0,38</b>	0,02
PAR	Jun	-0,18	-0,25	<b>-0,45</b>	-0,11
Sumid	Jul	<b>-0,53</b>	<b>-0,42</b>	<b>-0,36</b>	-0,14
AMZs	Jul	-0,28	<b>-0,36</b>	-0,03	-0,08
PAR	Jul	-0,09	-0,24	<b>-0,36</b>	-0,30
Cont	Ago	0,09	<b>0,45</b>	-0,12	-0,21
Sumid	Ago	-0,15	-0,21	<b>-0,34</b>	<b>-0,35</b>
PAR	Ago	-0,01	-0,05	0,11	<b>-0,34</b>
Cont	Set	0,00	0,15	<b>0,54</b>	-0,08
AMZf	Set	<b>0,49</b>	<b>0,31</b>	<b>0,49</b>	0,09
AMZs	Set	<b>-0,51</b>	-0,15	-0,31	-0,01
Cont	Out	-0,28	-0,03	0,01	<b>0,40</b>
AMZf	Out	0,29	0,26	0,07	<b>0,40</b>

O balanço hídrico da atmosfera sobre a bacia do Paraná é parcialmente representativo dos processos geradores de vazão no início da estação seca, com os lags indicando que há um efeito “memória” relativo às precipitações em abril nas vazões de maio e junho. No entanto, essa memória não é o fator mais influente para o final da estação, quando processos complexos de reciclagem de umidade atuam, sem correlações fortes com as vazões em Itaipu.

As correlações entre fontes, sumidouros e as trocas de umidade sobre a bacia do Paraná (PAR) não repetem o padrão encontrado com as vazões em Itaipu (vide Tabela 6.4). Não se observa a mesma preponderância das fontes continentais, com AMZf aparecendo somente em junho e Cont em agosto. Novamente, condições mais úmidas ocorrem simultaneamente em Sumid e na bacia, ao longo de toda a estação. Ao contrário de Itaipu, surgem várias correlações significativas com AMZs, indicando que chuvas na Amazônia coincidem com predomínio de precipitação ou menor evapotranspiração na bacia.

Tabela 6.4 – Correlações de Spearman entre o balanço (E-P) em diferentes regiões e sobre a bacia do Paraná. Aquelas estatisticamente significativas ao nível de  $\alpha = 0,05$  são destacadas em negrito, na cor vermelha.

PAR		Lag			
Região	Mês	0	1	2	3
AS1	Mai	<b>-0,44</b>	<b>-0,37</b>	-0,08	-0,05
AN	Mai	-	-	<b>0,36</b>	-0,01
AS2	Mai	0,05	<b>0,42</b>	0,06	0,07
Sumid	Mai	<b>0,57</b>	0,20	-0,05	0,17
AS1	Jun	-0,08	0,13	<b>0,34</b>	0,10
AN	Jun	-	-	-	<b>-0,33</b>
AMZf	Jun	-0,20	<b>0,40</b>	<b>0,31</b>	0,03
Sumid	Jun	<b>0,32</b>	-0,23	-0,21	-0,03
AMZs	Jun	<b>0,56</b>	0,03	0,22	0,22
Sumid	Jul	<b>0,49</b>	0,09	0,12	0,00
AMZs	Jul	<b>0,65</b>	0,27	<b>0,57</b>	0,25
AS1	Ago	<b>-0,34</b>	-0,28	-0,11	-0,01
Cont	Ago	<b>0,32</b>	0,12	-0,02	0,07
Sumid	Ago	<b>0,50</b>	<b>0,32</b>	0,09	-0,12
AMZs	Ago	<b>0,40</b>	<b>0,38</b>	0,21	<b>0,43</b>
Sumid	Set	<b>0,52</b>	0,25	0,18	0,04
AMZs	Set	<b>0,38</b>	0,17	<b>0,42</b>	0,20
AS2	Out	<b>-0,35</b>	-0,01	-0,04	-0,08
Sumid	Out	<b>0,34</b>	0,25	0,07	0,24
AMZs	Out	<b>0,44</b>	0,29	0,05	0,10

Fontes oceânicas apresentam correlações significativas até o final da estação, e até mesmo as contribuições do Atlântico Norte em março apresentam relação com o balanço (E-P) sobre a bacia do Paraná (PAR). As correlações com o Atlântico Sul, tanto tropical (AS1) quanto subtropical (AS2) mostram que a umidade que chega do Atlântico Sul modula a evapotranspiração na bacia em maio, agosto e outubro. Quanto mais umidade oceânica chega, menos evapotranspiração ocorre na bacia.

Novamente, passa-se a comentar as relações encontradas entre regiões de fontes e sumidouros, que apresentam coeficientes de correlação estatisticamente significativos. O leitor pode verificar no Apêndice A as matrizes de correlação e dispersogramas pela numeração (Figura A. N°).

Observa-se que em maio (Figuras A. 7 e A. 10) há uma contraposição (correlação negativa) entre o predomínio da fonte do Atlântico Sul tropical (AS1) e o início do maior

transporte a partir da sua região subtropical (AS2) e do Chaco/Pantanal (Cont), que permanece na primeira metade da estação seca. Possivelmente trata-se de uma oposição entre circulação a partir do norte ou do sul, sugerido pela correlação negativa entre a Amazônia e AS2.

Na primeira metade da estação seca a atividade de Atlântico Sul tropical (AS1) determina as precipitações ao norte/nordeste da bacia (Sumid, Figuras A. 7 e A. 8). Isso também ocorre para os lags que propiciam as maiores correlações com o balanço (E-P) sobre a bacia do Paraná (PAR), para os meses de maio, julho e agosto (Figuras A. 10 e A. 11). Correlações entre a fonte do Chaco/Pantanal (Cont) e o sumidouro Sumid aparecem em maio e julho (Figuras A. 7 e A. 8), e entre Cont e o sumidouro na Amazônia (AMZs) em setembro (Figura A. 9), no sentido de que quando a fonte do Pantanal e Chaco fornece mais umidade, chove mais nessas regiões. As fontes continentais na Amazônia e Chaco/Pantanal (AMZf e Cont) mostram-se sincronizadas na segunda metade da estação seca (Figuras A. 8 e A. 9), possivelmente pelos fatores, como o direcionamento do jato de baixos níveis da América do Sul, levando a altas no transporte de umidade a partir do Chaco/Pantanal/Cerrado e da Amazônia.

A fonte Amazônica de umidade apresenta correlações positivas com a fonte no Pantanal/Chaco/Cerrado em maio, agosto e setembro (Figuras A. 10 a A. 12). Em maio e julho ocorrem interações com o Atlântico Sul subtropical (AS2), de sinais opostos, no sentido de que em maio o transporte de umidade a partir de uma região implica em menor contribuição da outra, e em julho ocorre transporte das duas regiões concomitantemente. Novamente, a hipótese é que várias dessas correlações estão ligadas à variação do Jato de Baixos Níveis da América do Sul.

Ao tentar representar essa rede de correlações em um fluxograma (Figura 6.20), observa-se que à medida que a estação seca avança, as vazões em Itaipu e o balanço (E-P) sobre a bacia do Paraná já não se correlacionam. O fato do balanço hídrico das massas de ar ser positivo durante boa parte da estação mostra que a bacia fornece mais umidade do que recebe da atmosfera, indicando possíveis mecanismos de reciclagem de umidade, e uma dinâmica mais complexa do que na estação chuvosa. Ao mesmo tempo, as fontes oceânicas de umidade deixam de ser o principal fator para a precipitação e vazão ao final da estação, enquanto as continentais permanecem relevantes durante a maior parte dela.

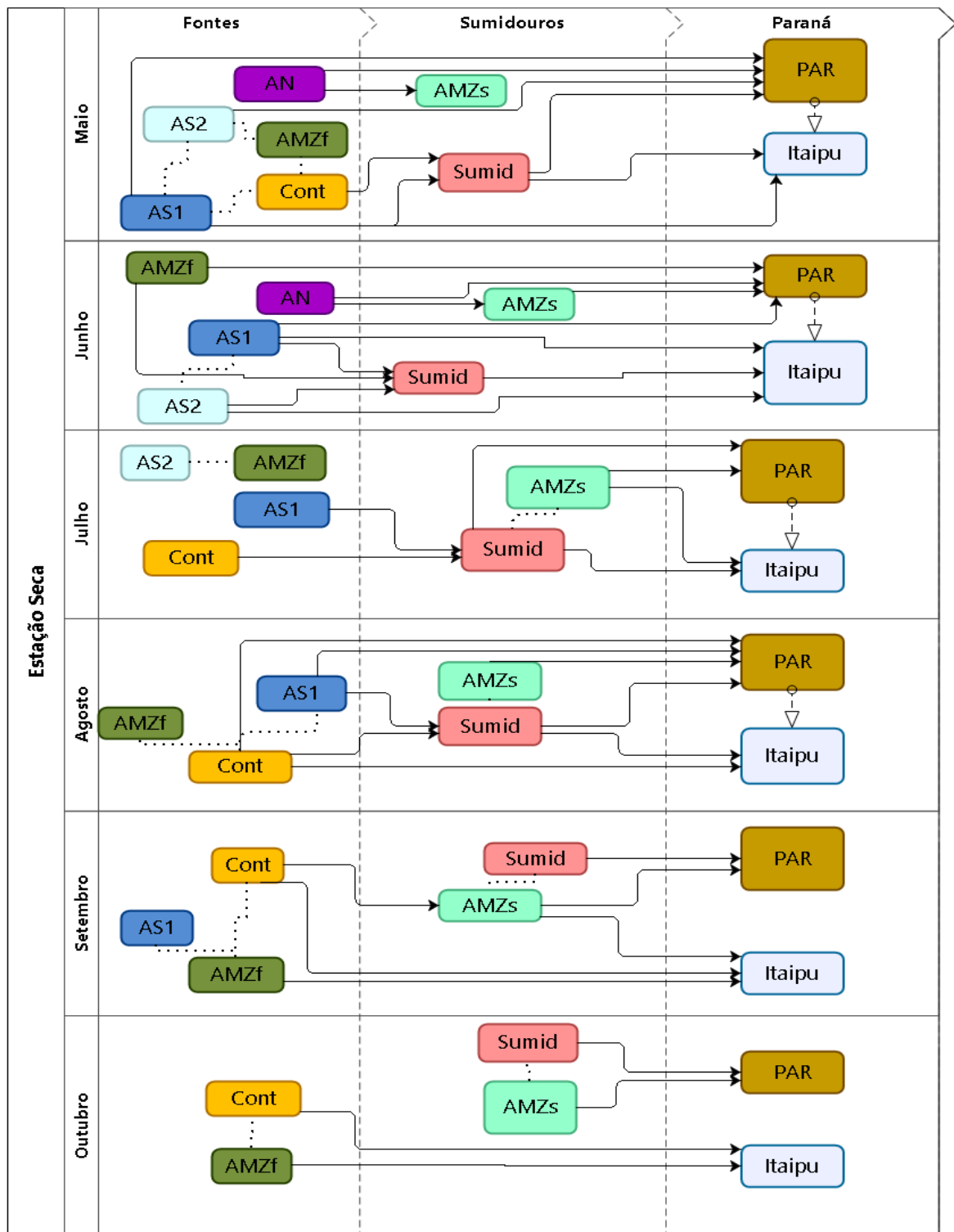


Figura 6.20 – Cadeias de correlações na estação seca entre fontes, sumidouros e variáveis hidrológicas de interesse na bacia do Paraná(PAR); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).

A importância das fontes continentais pode estar ligada aos complexos convectivos de mesoescala (CCMs). Também pode haver uma relação com a vegetação nativa das fontes

continentais, como a Amazônia e o Cerrado, que tem raízes profundas, possibilitando o acesso à água em horizontes profundos do solo. Outro possível fator é o armazenamento de água no Chaco/Pantanal.

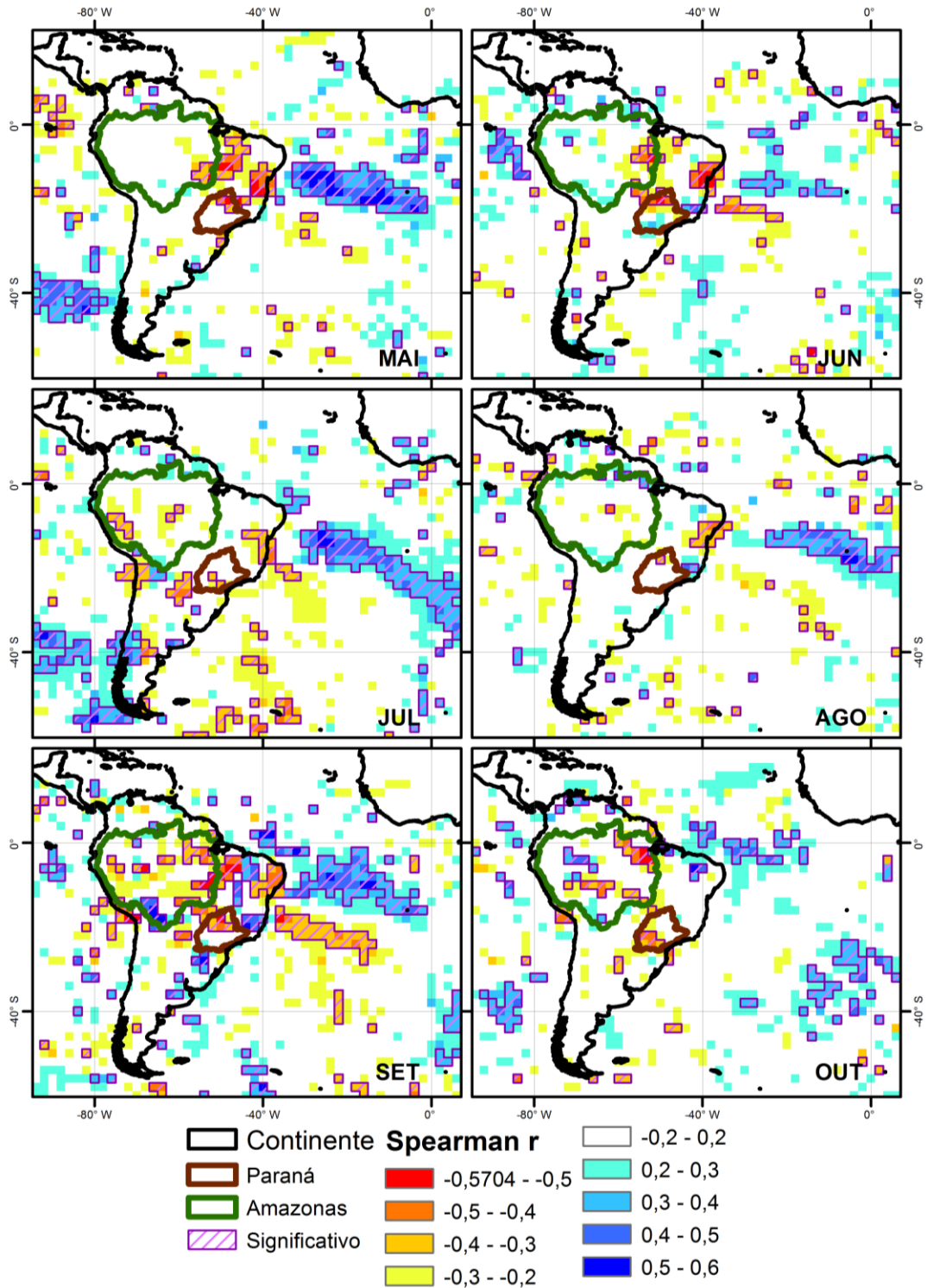


Figura 6.21 – Correlações de Spearman entre as séries de balanço (E-P) nos pontos do grid e as vazões em Itaipu

Repetindo a análise de correlações entre as vazões em Itaipu e a série temporal de balanço hídrico atmosférico (E-P) para cada coluna no grid, encontra-se novamente correlações de Spearman entre -0,6 e 0,6, conforme se visualiza na Figura 6.21. Na estação seca existe maior coerência entre as regiões de maior intensidade de ganho ou perda de umidade com as de maior correlação. Em todos os meses visualiza-se uma região de correlações positivas significativas similar a AS1, ocasionalmente com faixas de correlação negativa ao Sul (jun e ago). De maio a setembro, as chuvas na costa a Nordeste da bacia do Paraná apresentam correlações significativas. No final da estação (set/out), há correlações negativas significativas no Leste da Amazônia e positivas no Sul e centro-noroeste.

#### 6.4 RELAÇÃO COM ENSO, SECAS, CHEIAS E MESES EXTREMOS

Dentre as análises de variação interanual realizadas, avaliou-se uma possível relação entre fontes, sumidouros e o fenômeno ENSO. É conhecido que os anos de La Niña apresentam anomalias negativas (Cavalcanti *et al.*, 2015; Chen *et al.*, 2010; Grimm e Tedeschi, 2009) nas precipitações para regiões da bacia. Convencionou-se sinalizar com (0) os anos em que o fenômeno se inicia, geralmente na primavera, com pico no verão e com (+) os anos seguintes, em que ele ocorreu. Os estudos anteriores por vezes utilizam apenas o ano inicial (*onset*). As ocorrências dentro do período avaliado neste estudo são apresentados na Tabela 6.5 (Grimm *et al.*, 1998; Grimm e Tedeschi, 2009; NWS/Climate Prediction Center NOAA, 2015):

Tabela 6.5 – Anos de La Niña considerados. (0) = Anos de início de La Niña segundo Grimm e Tedeschi (2009)

La Niña	1970(0)	1971(0)	1973(0)	1975(0)	1985(0)	1988(0)
	1998	1999(0)	2000	2007	2008	2010

A ocorrência do fenômeno La Niña possivelmente não é o único determinante da intensidade das secas na bacia. Utilizando um outro critério, baseado no Índice Padrão de Precipitação (*SPI – Standard Precipitation Index*, em inglês), Krepper e Zucarelli (2010) determinaram períodos de seca na bacia. Utilizou-se uma adaptação da sua classificação, reduzindo o percentual da bacia com anomalias negativas necessário para considerar um episódio como seca, resultando na Tabela 6.6. Observa-se que houve coincidência com episódios de La Niña, porém, por esse critério, nem todos produziram secas.



Tabela 6.6 - Secas pelo critério de  $SPI < -1,5$  em mais de 20% da área da bacia.

Secas SPI	1971/72	1988/89	1999
-----------	---------	---------	------

Grande parte das cheias na bacia ocorreram em anos de El Niño (Tabela 6.7), que também receberam atenção especial. A relação entre as fases do ENSO e as cheias no Rio Paraná está documentada no estudo de Camilloni e Barros (2003), resumido na Tabela 6.8. Nele, os autores afirmam que dois terços das maiores cheias na bacia entre as estações fluviométricas de Jupia e Itaipu ocorreram na fase El Niño do ciclo, e nenhuma em ocorrências de La Niña. Na bacia a montante de Jupia, no entanto, somente seis dos treze maiores episódios de cheias (anomalias na vazão) ocorreram na fase de El Niño. Destacam que boa parte das cheias ocorreu no outono, quando as anomalias de temperatura da superfície do oceano características do El Niño perduraram até maio.

Tabela 6.7 – Anos de início de El Niño

El Niño (0)	1972	1976	1982	1986	1987	1991	1997	2002	2009
-------------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Tabela 6.8 – Maiores anomalias de vazão na bacia do Paraná. Valores em  $10^3 [m^3/s]$ .

Data do Pico de Vazão	Contribuição entre Jupia e Itaipu	Jupia	Itaipu + Salto Caxias
Jun 1983 (Outono N(+))	18,1	8,5	26,6
Abr 1998 (Outono N(+))	16,3	21	15,3
Out 1998 (Primavera-neutro)	15,2	0,8	16
Mai 1992 (Outono N(+))	13,3	2,5	15,8
Fev 1997 (Verão-neutro)	12,8	0,9	13,7
Jan 1995 (Verão-N)	11,5	-1,3	10,1
Out 1935 (Primavera- neutro)	11,2	1,4	12,6
Jan 1990 (Verão-neutro)	10,8	3,9	14,7
Set 1957 (Primavera-N (0))	10,3	1,3	11,7
Mai 1987 (Outono N(+))	10,2	1,4	11,6
Nov 1997 (Primavera-N(0))	9,8	1,1	10,9
Out 1972 (Primavera-N(0))	9,6	2,6	12,2
Nov 1982 (Primavera-N(0))	9,5	2,3	11,8
Jul 1982 (Inverno-N(0))	9,2	2,9	12,1
Mar 1983 (Outono N(+ ))	8,8	8,4	17,1
Set 1989 (Primavera- neutro)	8,5	1	9,5
Set 1990 (Primavera- neutro)	7,9	0,9	8,8
Out 1993 (Primavera-N(0))	7,8	0,9	8,8

Da mesma forma que para as secas, o El Niño não é o único determinante para as cheias, e outros estudos já aplicaram o índice SPI para detectar eventos extremos de altas

precipitações na parte Norte da bacia do Prata, resultando na Tabela 6.9, adaptada de Cavalcanti *et al.* (2015), com os seguintes anos:

Tabela 6.9 – Cheias segundo o critério de SPI elevado

Cheias SPI	1979	1980	1983	1985	1997
------------	------	------	------	------	------

O máximo anual de vazão na hidrelétrica de Itaipu ocorre predominantemente nos meses de janeiro e fevereiro. Considerando que o ano hidrológico se inicia em outubro, foi realizada uma contagem de ocorrências da máxima vazão anual em cada mês no histórico disponibilizado pelo ONS (1931-2013), resultando na Tabela 6.10:

Tabela 6.10 – Nº de ocorrências do máximo anual de vazões em cada mês.

Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
20	36	18	3	2	1	0	0	0	2	0	0

#### 6.4.1 Correlação com o Índice Nino3.4

Foi realizada uma análise de correlação entre as séries temporais das fontes e sumidouros, e a do índice Nino3.4 disponibilizada pelo NWS/Climate Prediction Center NOAA a partir do ano de 1982, na versão *Optimum Interpolation Sea Surface Temperature OISST V2*. Os coeficientes de correlação de Spearman estatisticamente significativos ao nível de significância  $\alpha = 0,05$  são exibidos na Tabela 6.11.

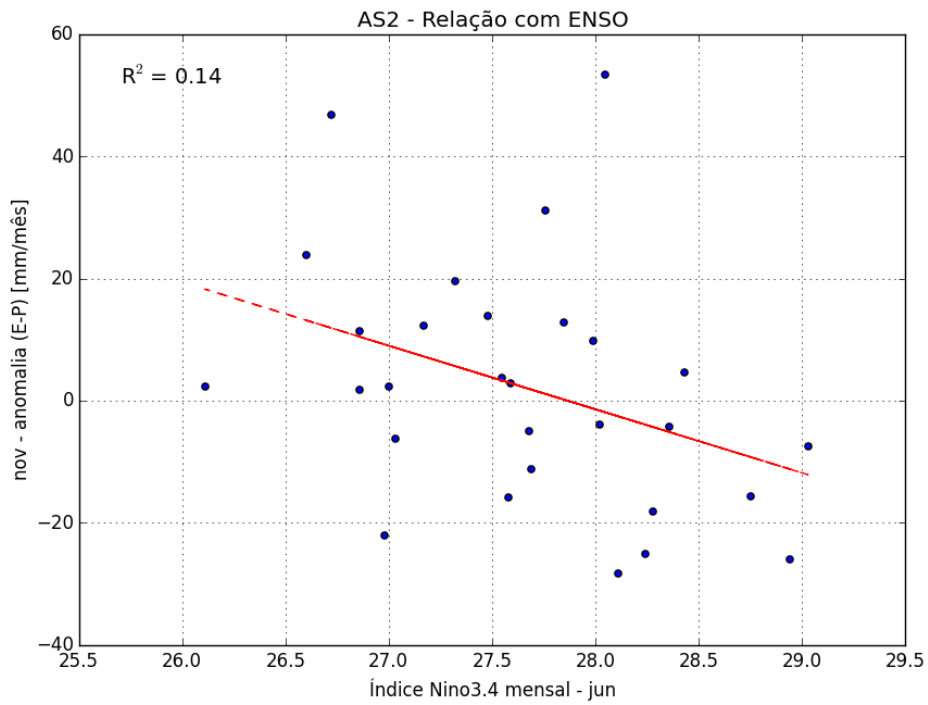
Há prevalência de correlações significativas no fim da estação chuvosa, para as fontes de umidade do Chaco/Pantanal (Cont), Atlântico Sul tropical (AS1) e subtropical (AS2). Essa última é a mais afetada pelas relações com o ENSO, fornecendo mais umidade em março, no fim da estação chuvosa e em agosto, no meio da estação seca, quando o fenômeno está na fase positiva (El Niño). O comportamento é oposto, com menos umidade vindo dessa fonte no início da estação seca (abril e julho) e no mês de novembro (primavera) em ocorrências de El Niño.

Para o Atlântico Sul subtropical (AS2) as teleconexões de inverno/primavera são com as temperaturas da superfície do oceano (TSO) no outono, como exemplifica a Figura 6.22, painel A. Já as de fim de verão / início de outono são com as temperaturas do oceano no verão e primavera, vide Painel B.

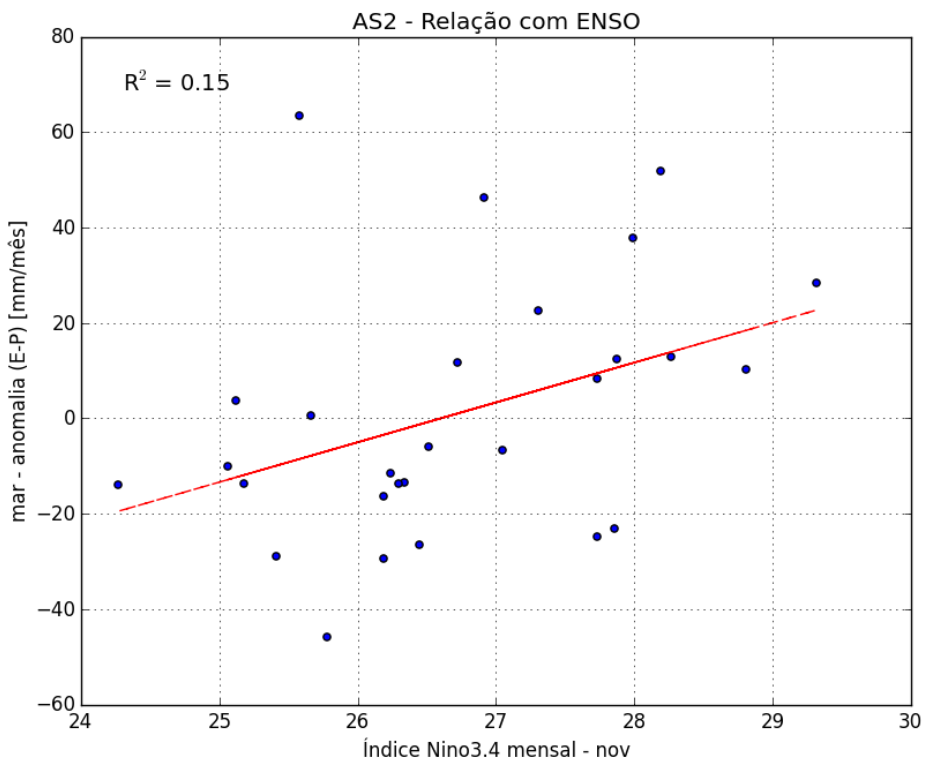
Tabela 6.11 – Coeficientes de correlação de Spearman entre as séries mensais de (E–P) em diferentes fontes de umidade e o índice Nino3.4 em *lags* de 0 a 5 meses. Correlações significativas ao nível de significância  $\alpha = 0,05$  são destacadas em negrito. AS1 = Atlântico Sul tropical; AS2 = Atlântico Sul subtropical; Cont = Chaco / Pantanal; AMZf = Amazônia.

<b>AS1</b>		Spearman r					
Mês \ Lags		0	1	2	3	4	5
Abr		<b>0.41</b>	0.34	0.30	0.25	0.19	0.12
Mai		<b>0.39</b>	0.26	0.28	0.23	0.17	0.20
<b>AS2</b>		Spearman r					
Mês \ Lags		0	1	2	3	4	5
Mar		<b>0.43</b>	<b>0.45</b>	<b>0.43</b>	<b>0.42</b>	<b>0.47</b>	<b>0.44</b>
Abr		<b>-0.44</b>	<b>-0.44</b>	<b>-0.43</b>	<b>-0.38</b>	-0.33	-0.29
Jul		-0.17	<b>-0.37</b>	<b>-0.38</b>	-0.35	-0.20	-0.17
Ago		0.09	0.18	0.26	<b>0.40</b>	<b>0.47</b>	<b>0.40</b>
Nov		-0.33	-0.31	-0.29	-0.26	-0.29	<b>-0.41</b>
<b>Cont</b>		Spearman r					
Mês \ Lags		0	1	2	3	4	5
Mai		<b>-0.48</b>	-0.34	-0.16	-0.12	-0.03	-0.04
Jun		<b>-0.51</b>	-0.35	-0.21	-0.09	-0.02	-0.08
<b>AMZf</b>		Spearman r					
Mês \ Lags		0	1	2	3	4	5
Jan		<b>0.51</b>	<b>0.49</b>	<b>0.42</b>	<b>0.43</b>	<b>0.40</b>	<b>0.38</b>
Jul		0.06	0.21	<b>0.38</b>	0.32	0.22	0.18
Dez		<b>0.37</b>	0.29	0.30	0.21	0.19	0.14

O ENSO parece estar ligado a uma oposição entre as fontes do Atlântico Sul tropical (AS1, vide Figura 6.23, painel A.) e do Chaco/Pantanal (Cont, vide Figura 6.23, painel B.), no início do outono. Mais (menos) umidade é transportada de AS1 em ocorrências de El Niño (La Niña). Já Cont apresenta comportamento oposto.

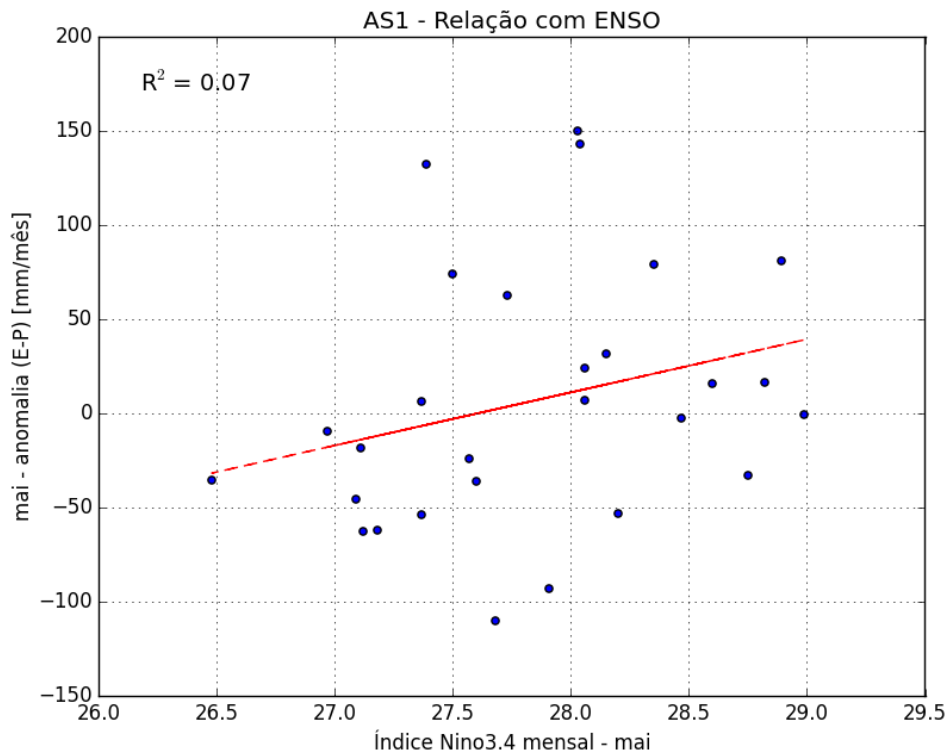


A.

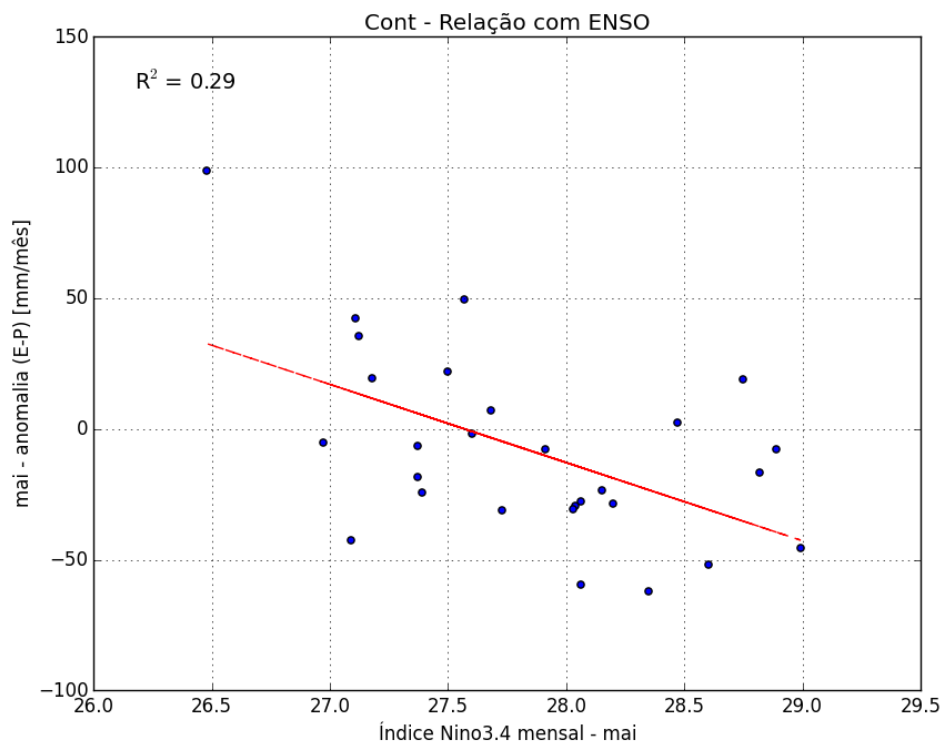


B.

Figura 6.22 – Modulação da fonte de umidade no Atlântico Sul subtropical (AS2) pelas temperaturas na superfície do Oceano Pacífico (índice Nino3.4) nas estações: A. primavera; B. verão.



A.



B.

Figura 6.23 – Efeito das temperaturas na superfície do Oceano Pacífico no mês de maio (índice Nino3.4), gerando comportamentos opostos nas fontes de umidade: A. Atlântico Sul tropical (AS1); B. Chaco/Pantanal (Cont).

A fonte amazônica (AMZf) também apresenta um padrão forte de relação com o fenômeno ENSO no verão, tendo correlações significativas com TSO ao longo da primavera

e verão, para o mês de janeiro. No verão, ela fornece mais (menos) umidade em ocorrências de El Niño (La Niña), conforme ilustrado na Figura 6.24.

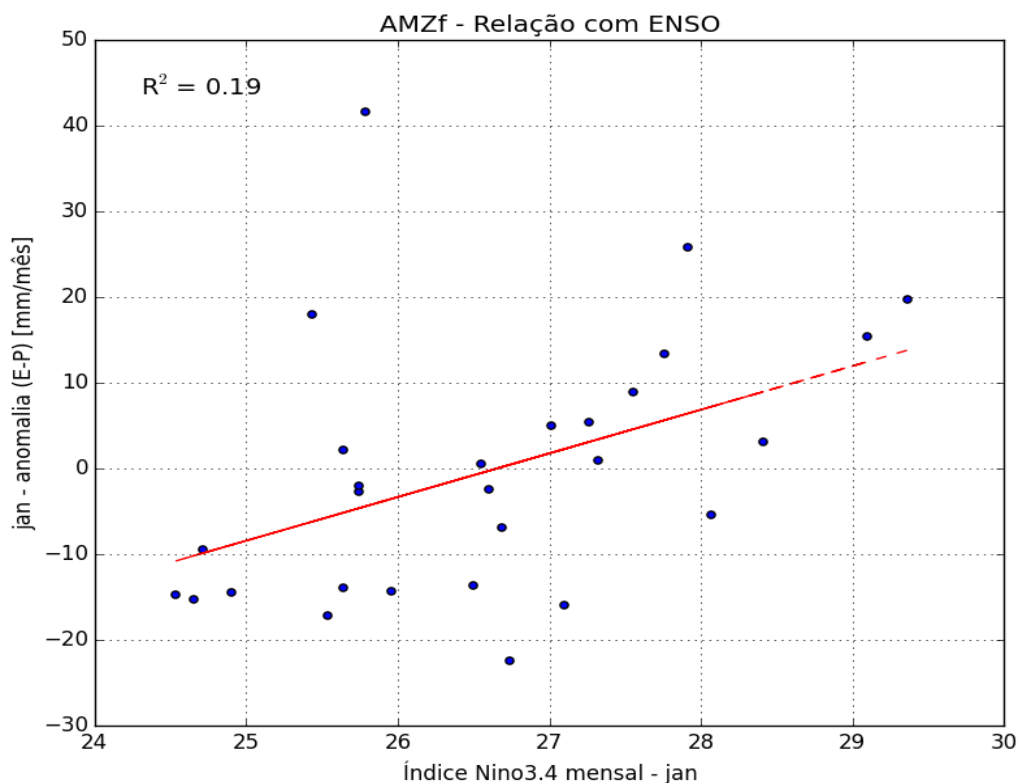


Figura 6.24 – Relação entre TSO e o transporte de umidade a partir da Amazônia, no verão.

#### 6.4.2 Eventos de Secas e Cheias – Transporte e Trocas de Umidade

Dadas as características de lento desenvolvimento das secas, optou-se por utilizar em sua análise as médias móveis de três meses das anomalias de (E-P), para observar as características de persistência de eventuais alterações do transporte de umidade.

Observa-se o comportamento de fontes e sumidouros na seca de 1970 a 1972 na Figura 6.25, abaixo. Esse é um evento que coincide com uma ocorrência de La Niña, e as anomalias negativas de vazão tanto em Itaipu quanto em Jupuí atingiram seu mínimo no verão de 1971 (jan-fev). Os gráficos indicam que esta foi uma seca causada por menos transporte de umidade a partir do Atlântico Norte e Atlântico Sul tropical, desde o verão e primavera de 1970, o que acarretou uma depleção da umidade do solo ao longo do ano. As anomalias do balanço (E-P) nos sumidouros mostram que choveu menos (anomalias positivas) tanto sobre a bacia do Paraná quanto no trajeto das massas de ar até ela, ao longo de todo o ano de 1970. De 1971 em diante, as precipitações voltam a igualar e superar a média climatológica, primeiro a Nordeste da bacia depois sobre ela.

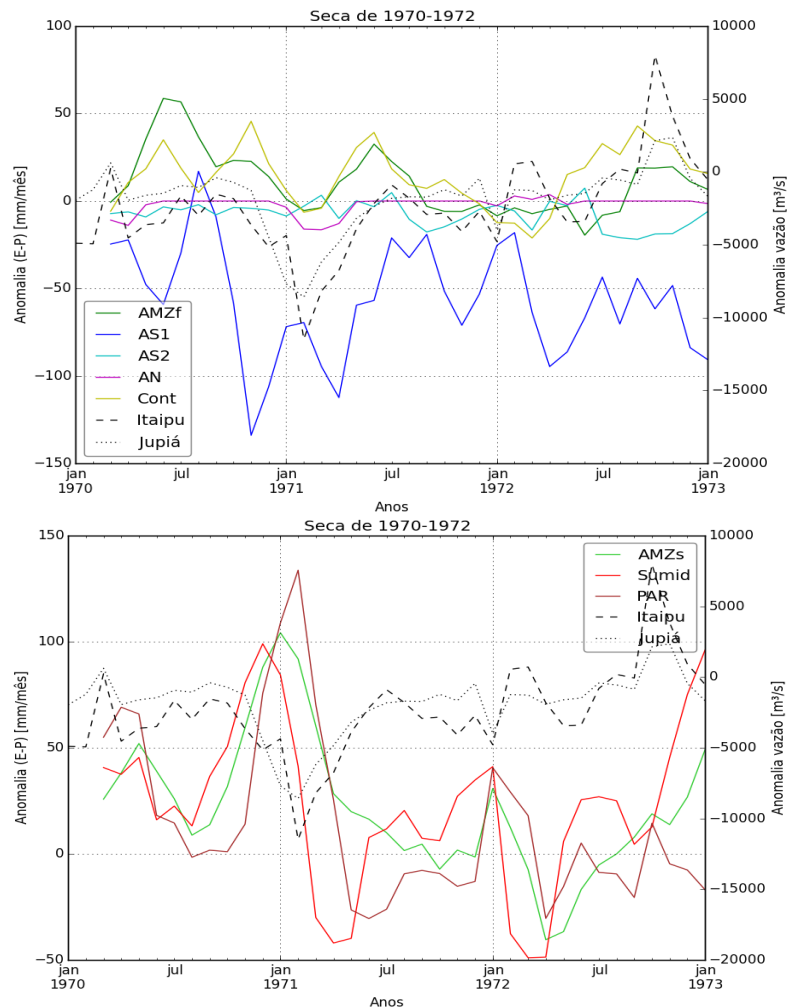


Figura 6.25 – Comportamento de Fontes e Sumidouros na Seca de 1970 a 72

Já na seca do final da década de 80 (Figura 6.26), observa-se um mecanismo um pouco diferente. Nela, as vazões se apresentaram abaixo da média climatológica na maioria dos meses do ano de 1988 (La Niña), e o gatilho também aparenta ser um menor transporte de umidade de AS1. No entanto as vazões mínimas ocorreram em dezembro, mesmo depois da contribuição de AS1 ter se recuperado. Visualiza-se outros fatores no gráfico dos sumidouros, que revela uma maior perda de umidade no caminho para a bacia (Sumid), enquanto as precipitações são menores sobre ela, entre janeiro e junho de 1987 e de outubro de 1988 a abril de 1989. Uma hipótese explicativa é que nas estações chuvosas (jan-mar/87 e dez/88-mar/89) um deslocamento da ZCAS e/ou uma menor convecção sobre a bacia e maior sobre a costa a nordeste dela estão entre as causas da seca.

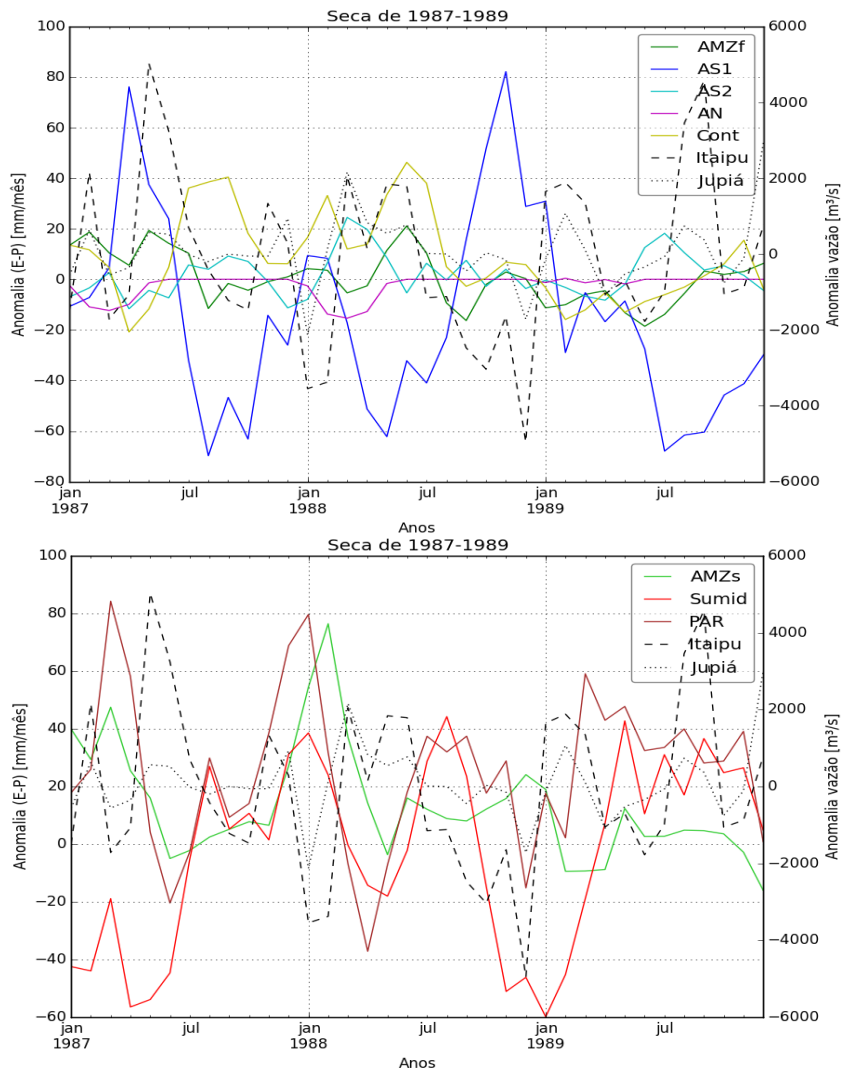


Figura 6.26 – Comportamento de Fontes e Sumidouros na seca de 1987 a 89

Por ser a principal fonte de umidade, AS1 é um fator importante nas secas, e isso permanece verdadeiro na de 1999-2000 (Figura 6.27), no entanto as fontes AN, AMZf e Cont também apresentam anomalias negativas no auge do evento, que ocorre na primavera de 1999 e verão de 2000. Mais uma vez, na primavera de um ano de La Niña, chuvas abaixo da climatologia.

A seca de 2007 a 2009 difere das outras no mecanismo deflagrador (Figura 6.28). Nela observam-se anomalias negativas de vazão enquanto a fonte AS1 fornece mais umidade à bacia, com exceção do outono de 2008. No entanto, observam-se anomalias continuamente negativas da fonte na Amazônia e do Continente no auge da seca. São anos de La Niña, que não seguem o mecanismo visto nos outros eventos. Novamente, chove mais em Sumid e menos em PAR nos meses que precedem o mínimo das vazões.



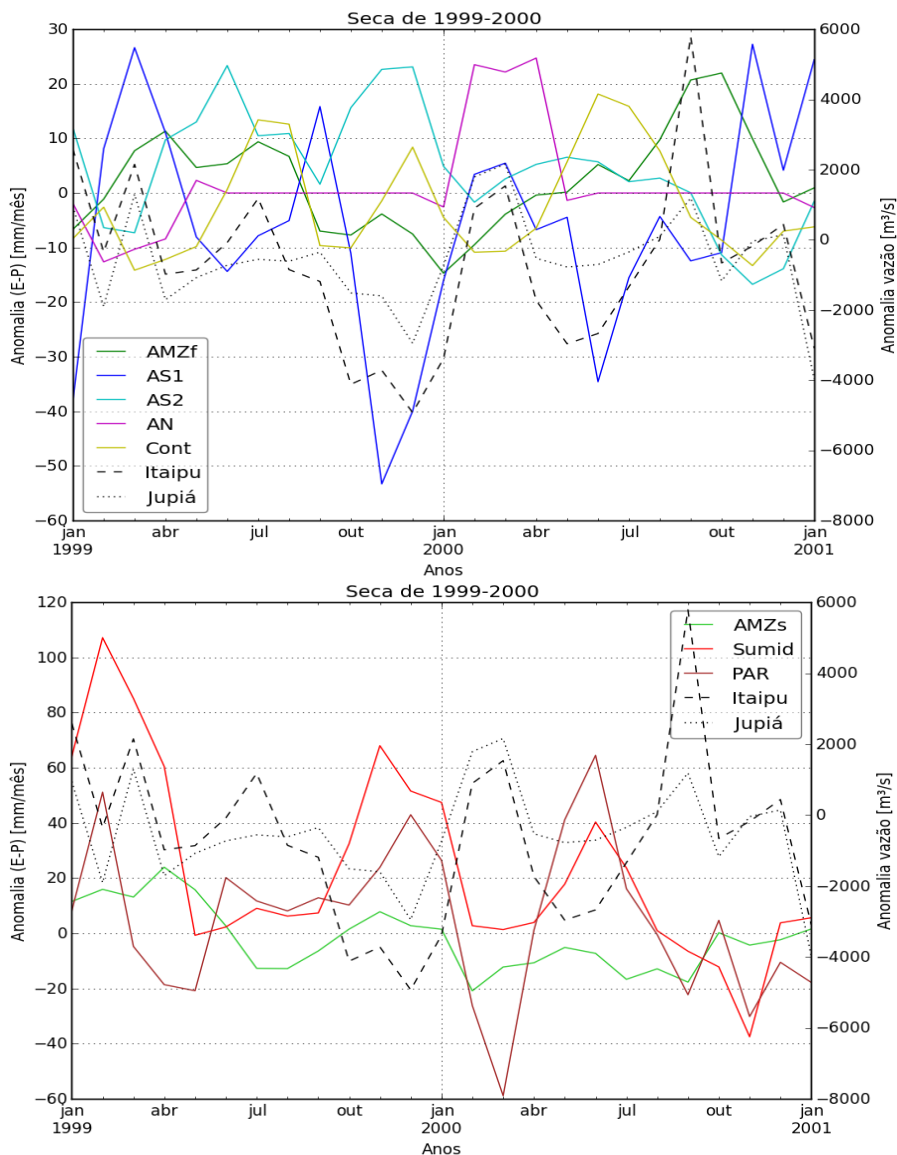


Figura 6.27 – Comportamento de fontes e sumidouros na seca de 1999 e 2000

Nos anos classificados como secas a partir da adaptação do trabalho de Krepper e Zucarelli (2010) observa-se nas séries sequências de meses abaixo da média, o que é coerente com a lenta manifestação dessa condição hidrológica. Em 1971/72 observa-se transporte a partir de AS1 reduzido nos meses de nov, fev, mar e abr. A partir de janeiro até março, as contribuições se reduzem também em AN, AMZf e Cont. Em abril, observam-se baixas contribuições de AMZf (1971/72) e AS2 (1971). Na seca de 1988/89 as fontes continentais apresentam uma redução persistente, com Cont e AMZf abaixo da média de dezembro a março (este último até abril). AS1 também se enfraquece no final do verão e início do outono (fev-abr). Alguns comportamentos conflitantes ocorrem, com altas em AS1(jan/88 e 89 e abr/89), AN(fev), AS2(mar). Já na seca de 1999, as fontes oceânicas parecem ser o fator

decisivo, com AS1 apresentando menores contribuições em novembro, dezembro e abril, AN menos intensa em fevereiro e AS2 menor em abril.

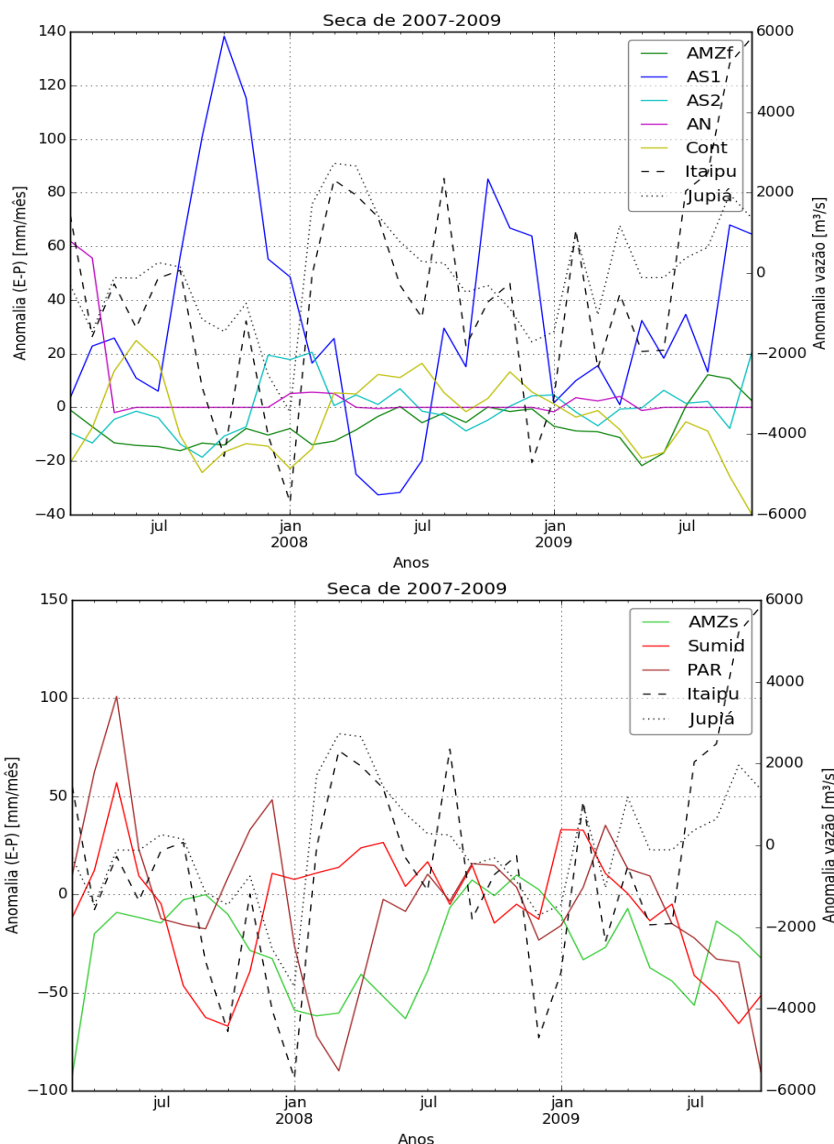


Figura 6.28 – Comportamento de fontes e sumidouros na seca de 2007 a 2009.

Ao realizar uma análise comparativa entre os padrões de comportamento esperados para as fontes nos eventos associados às componentes principais do fluxo de umidade no verão (vide Figuras 3.2 a 3.4), as anomalias de AN e AS2 possivelmente revelam qual estaria mais ativa. Nas secas de 1970-72 e 1987-89, observa-se que nos verões de 71 e 88 AN apresenta anomalias positivas, enquanto as de AS2 são positivas. Já na seca de 2007-08, encontra-se apenas uma anomalia positiva de AS2 no verão de 2008. Esses padrões são esperados do terceiro modo de variação do fluxo, ou PC3. Já nas secas de 1999-2000 e 2007-

09, as anomalias de AN são positivas nos verões de 2000 e 2007, revelando uma possível presença do segundo modo de variação, ou PC2.

Passa-se a analisar os eventos de cheias, começando pela de 1982/83 (Figura 6.29), a maior do histórico, que se inicia num ano de El Niño, com mais umidade chegando de AS1 na primavera. No entanto, as anomalias de precipitação ocorrem principalmente no verão e outono de 1983.

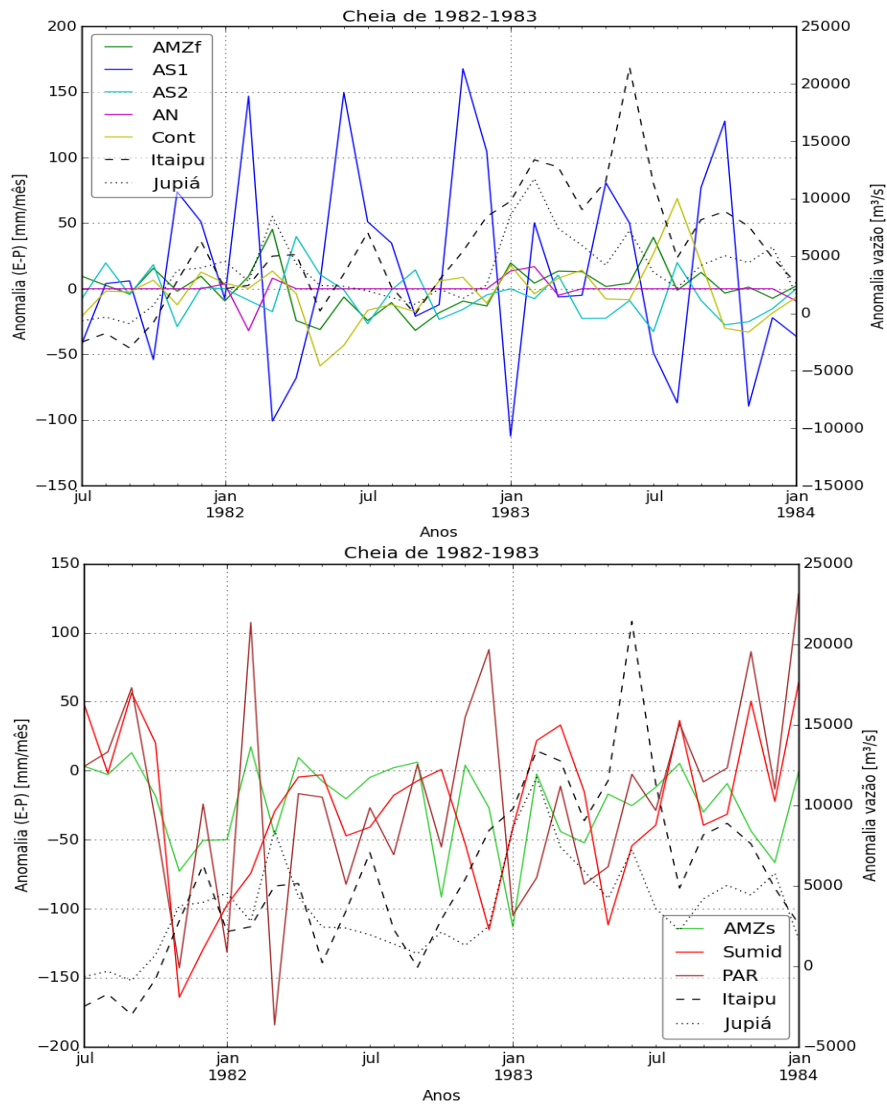


Figura 6.29 - Comportamento de fontes e sumidouros na cheia de 1982/83

A cheia de 1990/91 possui três picos, em estações diferentes (Figura 6.30). O primeiro ocorre no verão de 1990, coincidindo com um maior transporte de umidade de AS1, porém com anomalias de menor precipitação. O segundo pico ocorre em agosto do mesmo ano, após duas outras anomalias positivas de AS1, também sem fortes anomalias de

precipitação na bacia. Nesses dois primeiros picos, sugere-se que foi preponderante a umidade já acumulada na bacia, de um a três meses antes. O último pico ocorre em abril de 91 (El Niño), fim da estação chuvosa, coincidindo com uma maior contribuição de AS2 e, dessa vez, com anomalias significativas de precipitação.

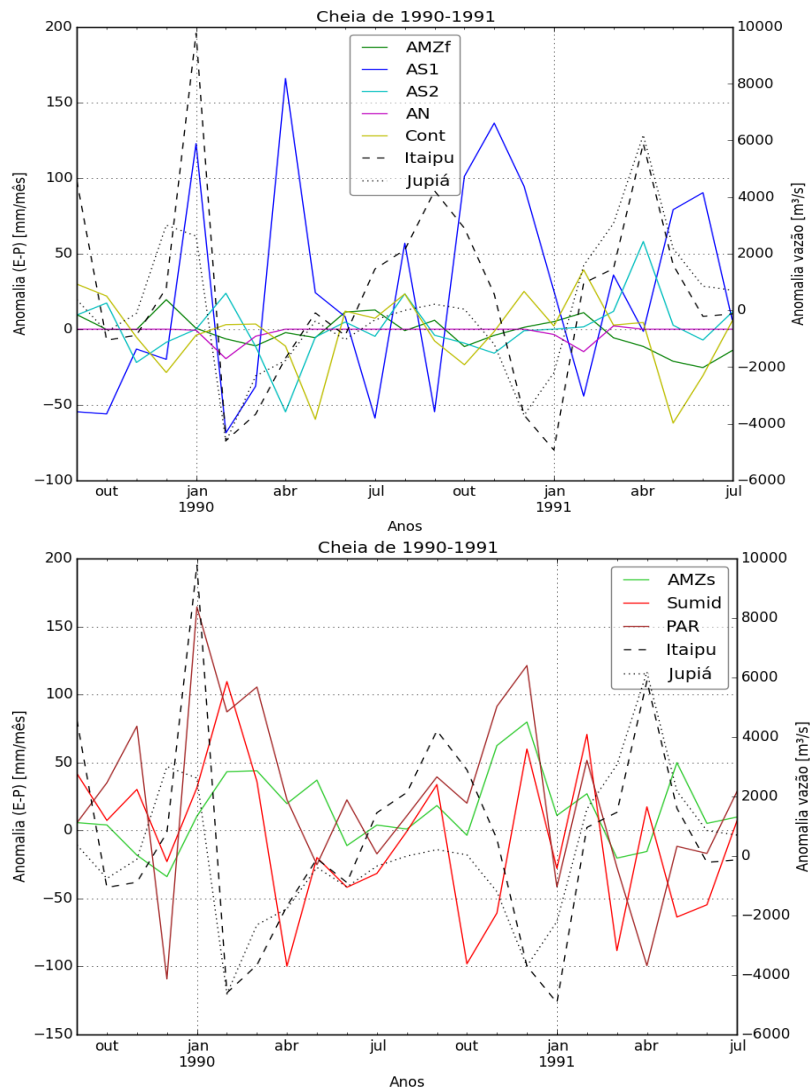


Figura 6.30 – Comportamento das fontes e sumidouros na cheia de 1990/91

A última cheia avaliada neste trabalho é a de 1997/98 (Figura 6.31), que se inicia em ano de El Niño. O primeiro pico de vazão ocorre em fevereiro de 97, após chuvas mais fortes que o normal em janeiro, e um pico de contribuição de AS1. Segue com anomalias positivas das fontes continentais ao longo do ano, contribuindo para dois picos, um na primavera e outro no verão seguinte. No último, em abril de 98, observa-se que as chuvas ficaram reduzidas no trajeto, e se concentraram sobre a bacia durante o verão.

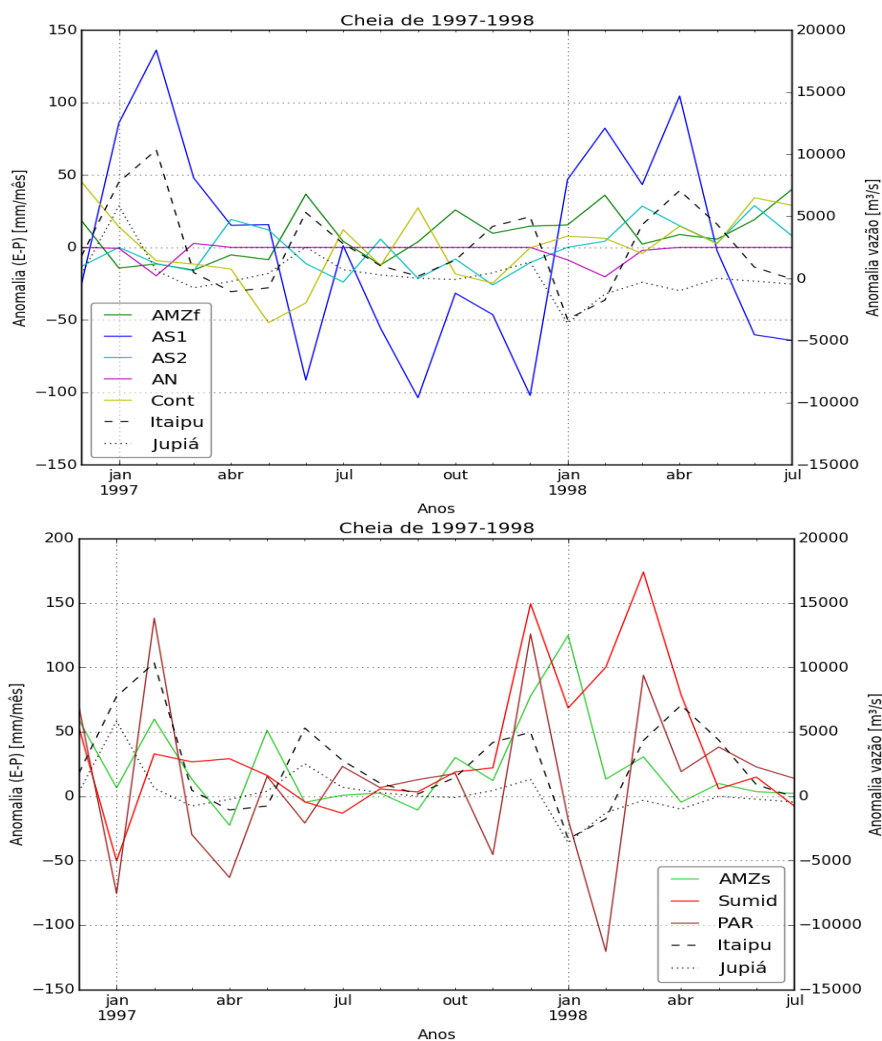


Figura 6.31 – Comportamento das fontes e sumidouros na cheia de 1997/98

Analisando as possíveis associações entre cheias e modos de variação do fluxo de umidade sobre a América do Sul, o predomínio de anomalias negativas do Atlântico Norte (AN) (verões de 82, 90, 91, 97 e 98) sugere que o terceiro modo de variação, ou PC3, é o mais influente nesses eventos.

Das cheias relatadas no trabalho de Camilloni e Barros (2003), quatro ocorrem durante a estação chuvosa do SAMS. O Atlântico Sul tropical tem papel preponderante em todas elas. O maior fornecimento de umidade a partir de AS1 se repete em março de 1983, acompanhado de uma intensificação do Atlântico Sul subtropical (AS2). Já no evento de novembro de 1997 (Figura 6.31), só há coerência com a fonte da Amazônia (AMZf), pois coincide com uma redução da intensidade das outras fontes.

### 6.4.3 Variabilidade Espacial – Escala Mensal

A fim de exemplificar que condições de transporte de umidade e distribuição espacial do balanço hídrico (E-P) ocorrem concomitantemente às menores vazões ou cheias nos meses de verão, selecionaram-se dois anos dentro do período histórico estudado: para janeiro os anos de 2007 (maior vazão) e 2008 (menor); e para fevereiro o ano de 1983 (maior vazão) e o de 1971 (menor). Em cada caso avaliou-se também o mês anterior à ocorrência, a fim de compreender efeitos como a umidade prévia do solo.

Foram produzidos mapas do balanço hídrico atmosférico (E-P) e da anomalia entre anos de cheia e seca, por meio da Eq. 6.1, abaixo:

$$(E-P)_{cheia} - (E-P)_{seca} = anom \quad (6.1)$$

Considerando que em algumas regiões o termo de evaporação predomina  $E'=(E-P)$ , se  $(E-P)>0$ , e em outras é o de precipitação  $P'=(E-P)$ , se  $(E-P)<0$ , temos que:

$anom = P'_{seca} - P'_{cheia}$ : anomalias negativas numa região de predomínio de precipitação indicam que no ano de cheia choveu mais.

$anom = E'_{cheia} - E'_{seca}$ : anomalias positivas numa região de predomínio de evapotranspiração indicam que no ano de cheia evapotranspirou mais.

Observa-se que, para o caso de dez-jan (Figura 6.32), no ano de baixas vazões mais umidade proveniente do Atlântico Sul subtropical (AS2) chega à bacia. Isso é coerente com os achados de Cavalcanti *et al.* (2015), que mostram um dipolo entre a região Norte e Sul da bacia do Prata. Em anos de seca na parte Norte, é comum que haja mais umidade na parte Sul, bem como uma anomalia positiva de geopotencial (baixas pressões) entre 30°S e 40°S, possivelmente gerando uma maior contribuição de AS2.

Observa-se também uma intensificação da evapotranspiração nas fontes continentais a norte/nordeste da bacia. Essa configuração dos fluxos pode dever-se ao desvio do jato de baixos níveis da América do Sul na direção da bacia, o que reduziria os ventos vindos do Sul. Outro possível fator interveniente é a intensificação da evaporação na parte norte de da faixa tropical do Atlântico Sul (AS1) e no Atlântico Norte (AN), ao Sul de Cabo Verde, especialmente em dezembro. No ano úmido as massas de ar ganham mais umidade em regiões afastadas da costa. Há mais precipitação sobre a bacia em dezembro no ano úmido,

e menos em janeiro (com exceção da parte Sul da bacia, em que há mais chuva em ambos os meses no ano úmido), sugerindo que a precipitação no mês anterior é mais relevante para as vazões em janeiro. Observa-se também intensificação da precipitação sobre a parte central e Leste da bacia Amazônica.

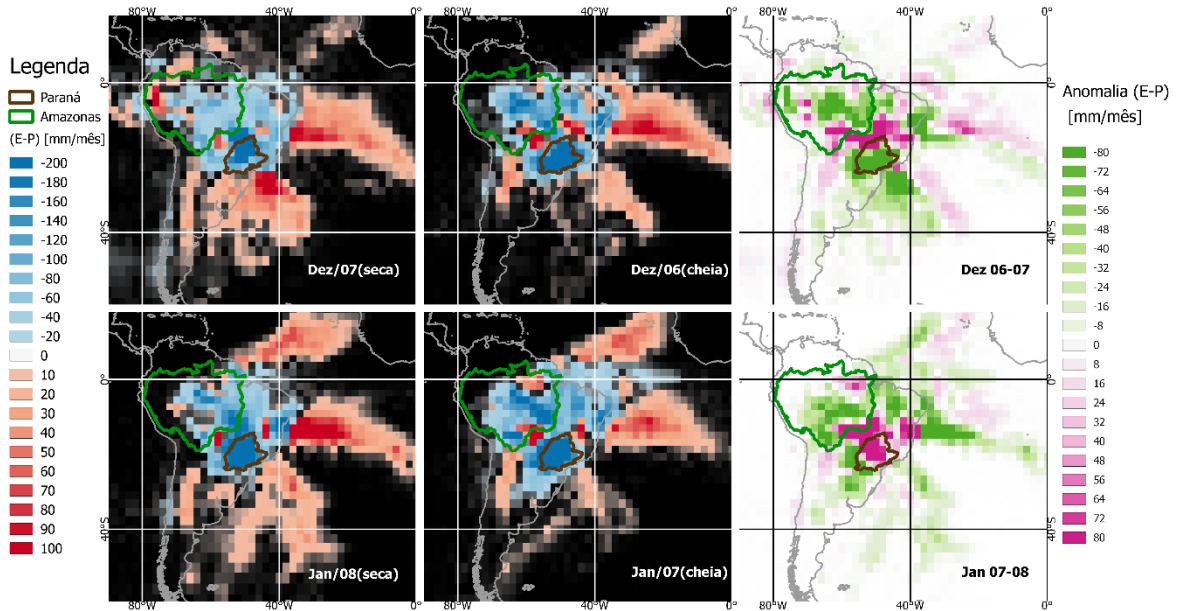


Figura 6.32 – Mapas do balanço hídrico das colunas atmosféricas (E-P) nos anos de maiores e menores vazões em janeiro.

Repetindo a análise para jan-fev (Figura 6.33), as relações com as maiores vazões são mais aparentes, com um claro deslocamento das maiores precipitações para Leste nos anos de seca, fornecimento de umidade muito mais intenso do Atlântico Norte (jan-fev) e do Atlântico Sul tropical (apenas fev). As fontes continentais a oeste da bacia (Chaco/Pantanal) e no norte da Amazônia também contribuem com mais umidade no ano de cheia.

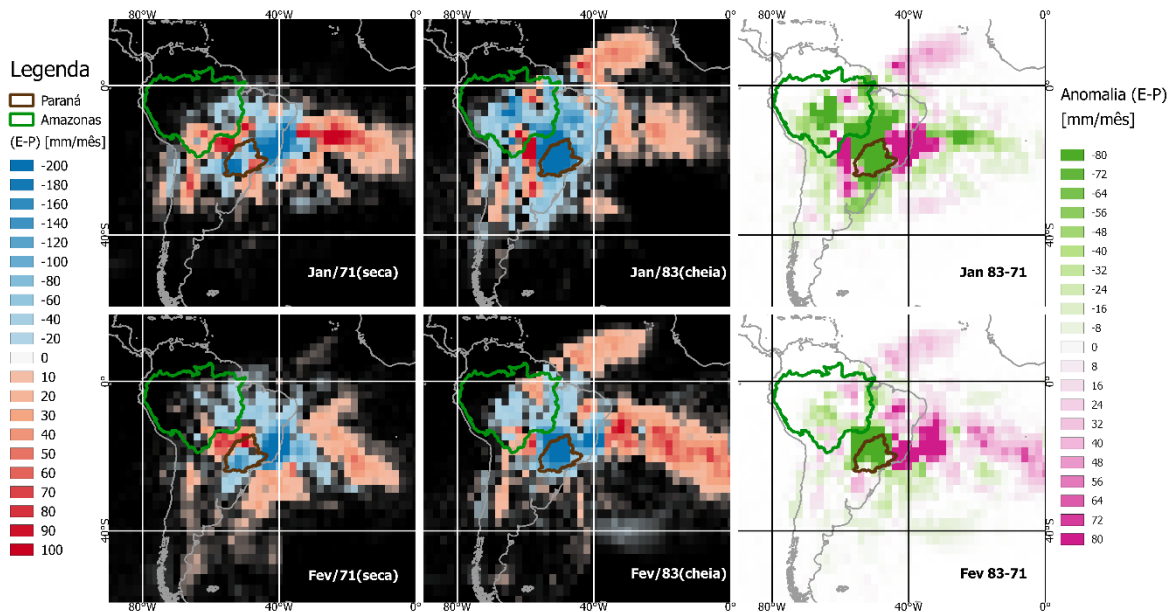


Figura 6.33 – Mapas do balanço hídrico das colunas atmosféricas (E-P) nos anos de maiores e menores vazões em fevereiro

O estudo de Nakamura *et al.*, (2013) mostra que a escala temporal diária é mais apropriada para a avaliação de eventos de cheia. Quando se analisa as séries temporais das fontes em anos de eventos extremos, seu comportamento não é sempre coerente com as vazões. Em uma análise realizada para todo o continente Sul Americano, cuja metodologia envolveu o uso de dados de fluxo de umidade e convergência, Gulizia *et al.* (2013) comentam que a escala temporal mensal talvez não represente adequadamente eventos diários, que podem se cancelar em episódios de divergência e convergência. Uma discussão aprofundada nessa linha está fora do escopo do presente estudo, porém acredita-se que estudos de trajetórias de massas de ar na escala diária têm potencial de elucidar os processos causadores dos eventos de cheia, diferenciando-os.



## 7 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O presente trabalho realizou um estudo exploratório da aplicação de modelos de dispersão de partículas na atmosfera no campo dos recursos hídricos, mais especificamente como traçadores numéricos de vapor d'água. Utilizando dados da reanálise NCEP-NCAR e o modelo de dispersão lagrangeano HYSPLIT, trajetórias de massas de ar foram rastreadas num período histórico de 41 anos, e as perdas e ganhos de umidade pelo caminho contabilizadas. Desse modo, foram determinadas as fontes e sumidouros de umidade para a bacia do Paraná, até Itaipu. A sazonalidade desse transporte foi analisada, bem como sua variabilidade interanual, sua relação com o ciclo El Niño / La Niña e com as vazões em Itaipu. Avaliou-se também seu comportamento em períodos sazonais extremos de secas e cheias.

O trabalho mostrou a aplicabilidade do modelo HYSPLIT nesse tipo de estudo, uma vez que não foram encontradas referências de outros estudos com aplicações em hidrologia em larga escala. Desse modo, reforça-se um campo relativamente recente de pesquisa na interface climatologia/ciências atmosféricas/hidrologia.

Observou-se que o Atlântico Sul tropical é a principal fonte de umidade para a bacia do Paraná, e também a mais variável, com desvios padrão mensais de  $9,27 \cdot E+06$  a  $1,44 \cdot E+07$ . O Atlântico Norte é a segunda maior origem da umidade que alimenta as chuvas na bacia durante o verão, perdendo importância no restante do ano, devido ao deslocamento da Zona de Convergência Intertropical na direção do hemisfério norte. Diferentemente de trabalhos anteriores, ficou evidenciada a contribuição do Atlântico Sul subtropical e as várias relações entre essa região do oceano e os modos de variabilidade da precipitação no sistema de monção da América do Sul.

Destacou-se também o transporte de umidade a partir de origens continentais, que é mais relevante durante a estação seca, de maio a abril. Tanto a Amazônia quanto as regiões do Pantanal/Chaco apresentam contribuições de umidade com a mesma ordem de grandeza que a contribuição do Atlântico Sul tropical, especialmente no período maio-junho.

No trajeto das massas de ar até a bacia do Paraná, as perdas de umidade (convergência de umidade na atmosfera) foram contabilizadas em duas grandes regiões: Amazônia e ao norte/nordeste da bacia. A mesma quantificação de perdas de água foi realizada sobre a

bacia. Mostrou-se que a quantidade de umidade deixada nesses sumidouros segue o mesmo ciclo sazonal que o balanço hídrico atmosférico (E-P) sobre a bacia. Ademais, constatou-se que essas perdas ao longo das trajetórias na maior parte do tempo não constituem fator limitante à quantidade de chuvas sobre a bacia. De fato, o sistema atmosférico que provoca as chuvas durante o final da primavera e o verão nessas regiões é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que também atua sobre a bacia do Paraná. Em algumas das análises realizadas, maiores perdas de umidade a norte/nordeste e menores sobre a bacia durante a estação chuvosa sugerem que o posicionamento da ZCAS pode ser causa para variação das precipitações e conseqüentemente das vazões. Durante a estação seca, o balanço hídrico das colunas atmosféricas sobre a bacia mostra uma elevada evapotranspiração, ou seja, a bacia deixa de ser um sumidouro para tornar-se uma fonte de umidade para a atmosfera, destacando-se assim o papel de reciclagem de umidade durante o período mais seco do ano.

Encontraram-se correlações significativas entre as vazões em Itaipu e o balanço hídrico atmosférico (E-P) nas regiões avaliadas pelo estudo. No verão, destaca-se a região do Atlântico Norte, que apesar de não ser a que fornece mais umidade, modula a precipitação sobre a bacia. As correlações encontradas com o Atlântico Sul subtropical confirmam as conclusões de outros estudos de que o transporte de umidade a partir dessa região é um indicador dos padrões de circulação que geram alterações na precipitação na região de monção da América do Sul. Um transporte intensificado na primavera indica uma maior probabilidade de secas. O transporte de umidade a partir do Atlântico Sul subtropical em novembro está relacionado com o El Niño, conforme indicam correlações de -0,41 com o índice Nino3.4 de cinco meses antes (lag 5). Outra verificação realizada é a de que as anomalias de transporte de umidade a partir dessa parte do oceano coincidem com primaveras mais secas, e são seguidas de verões mais úmidos na bacia do Paraná.

Na segunda metade da estação seca, encontrou-se correlações significativas entre as fontes continentais de umidade e as vazões em Itaipu. O balanço hídrico atmosférico (E-P) sobre a bacia deixa de se correlacionar com as vazões. Há relativa escassez de estudos a respeito da estação seca na região da monção Sul Americana, em parte por até 90% da precipitação anual se concentrar na estação chuvosa, tornando-a obviamente mais importante. Dentre os sumidouros, a Amazônia se correlaciona com as vazões ao longo de toda a estação chuvosa, enquanto a região a norte/nordeste da bacia relaciona-se apenas no

final da primavera e início do verão. Na estação seca, a perda de umidade na região a norte/nordeste da bacia está correlacionada com as vazões no início e a perda sobre a Amazônia correlaciona-se com Itaipu no final.

Ao realizar a análise de correlação entre as séries temporais de (E-P) em cada ponto da grade de 2° de latitude por longitude com as vazões em Itaipu obtiveram-se coeficientes de correlação de Spearman com valor absoluto de até 0,6, especialmente sobre o Atlântico Sul tropical, revelando uma possível relação de previsibilidade.

Investigou-se a relação entre o ciclo do ENSO, as fontes e sumidouros. Não foi possível encontrar um padrão fixo de comportamento. Nem todas as ocorrências de El Niño implicaram eventos de cheia, no entanto a maior parte destas se deu concomitantemente com aquele fenômeno. Mais uma vez observa-se que o transporte de umidade na primavera e começo do verão é mais afetado, com aumentos do transporte de umidade a partir do Atlântico Norte em dezembro. O efeito do El Niño nas fontes continentais é de redução da contribuição no início da estação seca.

Comentários similares valem para conexões da fase La Niña e as secas na região, que em geral são acompanhadas de redução do transporte de umidade a partir do Atlântico Norte no verão. Observa-se ainda uma tendência de redução do transporte de umidade a partir do Atlântico Sul tropical nos dois primeiros meses da estação seca, o que coincide com aumentos do transporte a partir do Chaco/Pantanal, da Amazônia (apenas em junho) e do Atlântico Sul subtropical (apenas em maio). Esses aumentos podem não compensar a menor chegada de umidade a partir do Atlântico Norte, ou pode acontecer uma menor convecção com essa configuração dos fluxos. No mês de julho predominam anomalias negativas na fonte da Amazônia.

Em três das quatro secas sazonais analisadas, ocorreram anomalias negativas de quatro meses a um ano da contribuição do Atlântico Sul tropical. Já a de 2007-2009 ocorreu mediante redução da contribuição da Amazônia por um ano, e do Chaco/Pantanal por seis meses. Aumentos das perdas de umidade a norte/nordeste da bacia e redução da precipitação sobre ela durante a estação chuvosa (principalmente verão) possivelmente são ligadas ao posicionamento da ZCAS, e também se relacionam com secas. Nos anos de cheias, observa-se um maior transporte de umidade a partir do Atlântico Sul tropical.

Um dos desdobramentos dos resultados obtidos aqui para a gestão dos Recursos Hídricos é a possibilidade de definir índices de ventos e/ou ligados ao balanço hídrico atmosférico (E-P), em regiões correlacionadas com as vazões em Itaipu. Os resultados fornecem subsídios para a definição de modelos estatísticos ou físicos para previsão de chuva e vazão na bacia do Paraná. As aplicações vão desde a geração de alertas de cheia, o planejamento de plantio de culturas agrícolas, até a operação de sistemas de recursos hídricos.

Como recomendações para trabalhos futuros, destaca-se a necessidade de trabalhar em escalas diárias, especialmente quando se deseja analisar eventos extremos, de grandes cheias. A partir da abordagem de outros trabalhos na literatura e da observação das anomalias nas vazões de Jupia e Itaipu, percebe-se que pode ser esclarecedor realizar análises separadas para alguns pontos/partes da bacia, ao invés de agrupar todas as trajetórias como fez o presente trabalho. Seria interessante comparar o HYSPLIT com modelos que já tiveram mais aplicações em hidrologia, como o FLEXPART, utilizando as mesmas regiões, unidades e análises. A influência dos dados de entrada também deve ser avaliada, com o uso de outros bancos de dados de reanálise, como ERA-Interim e MERRA.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceituno, P. e Montecinos, A. (1997). "Patterns of convective cloudiness in South America during austral summer from OLR pentads." *Anais do Fifth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. p.328–329.
- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.-P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P. e Nelkin, E. (2003). "The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present)." *Journal of Hydrometeorology*. **4**(6), 1147–1167p.
- Agência Nacional de Águas - ANA. (2014). Relatório de Conjuntura dos Recursos Hídricos 2013. .
- Ahrens, C. D. (2009). *Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment*. Brooks/Cole, Cengage Learning, Belmont, CA.
- Arraut, J. M. (2008) *Frentes e Frontogêneses no Verão: Aspectos Geométricos, Dinâmicos e Impactos Sobre as Chuvas nos Subtrópicos da América do Sul*. INPESão José dos Campos, SP.
- Arraut, J. M., Nobre, C., Barbosa, H. M. J., Obregon, G. e Marengo, J. (2012). "Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America." *Journal of Climate*. **25**(2), 543–556p.
- Barras, V. e Simmonds, I. (2009). "Observation and modeling of stable water isotopes as diagnostics of rainfall dynamics over southeastern Australia." *Journal of Geophysical Research*. **114**(D23).
- Berbery, E. H. e Barros, V. R. (2002). "The hydrologic cycle of the La Plata basin in South America." *Journal of Hydrometeorology*. **3**(6), 630–645p.
- Berg, A., Findell, K., Lintner, B. R., Gentine, P. e Kerr, C. (2013). "Precipitation Sensitivity to Surface Heat Fluxes over North America in Reanalysis and Model Data." *Journal of Hydrometeorology*. **14**(3), 722–743p.
- Budyko (1974). *Climate and life*. Academic Press, 527p.
- Camilloni, I. A. e Barros, V. R. (2003). "Extreme discharge events in the Paraná River and their climate forcing." *Journal of Hydrology*. **278**(1-4), 94–106p.

- Casarin, D. P. e Kousky, V. E. (1986). "Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica." *Revista Brasileira de Meteorologia*. **1**(2), 83–90p.
- Castillo, R., Nieto, R., Drumond, A. e Gimeno, L. (2014). "The role of the ENSO cycle in the modulation of moisture transport from major oceanic moisture sources." *Water Resources Research*. **50**(2), 1046–1058p.
- Cavalcanti, I. F. A., Carril, A. F., Penalba, O. C., Grimm, A. M., Menéndez, C. G., Sanchez, E., Cherchi, A., Sörensson, A., Robledo, F., Rivera, J., Pántano, V., Bettolli, L. M., Zaninelli, P., Zamboni, L., Tedeschi, R. G., Dominguez, M., Ruscica, R. e Flach, R. (2015). "Precipitation extremes over La Plata Basin – Review and new results from observations and climate simulations." *Journal of Hydrology*. **523**, 211–230p.
- Chen, J. L., Wilson, C. R., Tapley, B. D., Longuevergne, L., Yang, Z. L. e Scanlon, B. R. (2010). "Recent La Plata basin drought conditions observed by satellite gravimetry." *Journal of Geophysical Research*. **115**(D22).
- Doyle, M. E. e Barros, V. R. (2002). "Midsummer Low-Level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic." *Journal of Climate*. **15**(23), 3394–3410p.
- Doyle, M. E. e Barros, V. R. (2011). "Attribution of the river flow growth in the Plata Basin." *International Journal of Climatology*. **31**(15), 2234–2248p.
- Draxler, R. R. e Hess, G. D. NOAA Air Resources Laboratory. (1997). Description of the HYSPLIT4 modeling system. Silver Spring, MD, EUA, .
- Draxler, R. R. e Hess, G. D. (1998). "An overview of the HYSPLIT\_4 modelling system for trajectories." *Australian meteorological magazine*. **47**(4), 295–308p.
- Draxler, R. R., Stunder, B., Rolph, G. e Taylor, A. NOAA Air Resources Laboratory. (1999). HYSPLIT4 user's guide. Silver Spring, MD, EUA, .
- Drumond, A., Marengo, J., Ambrizzi, T., Nieto, R., Moreira, L. e Gimeno, L. (2014). "The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis." *Hydrology and Earth System Sciences*. **18**(7), 2577–2598p.
- Drumond, A., Nieto, R., Gimeno, L. e Ambrizzi, T. (2008). "A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin." *Journal of Geophysical Research*. **113**(D14).

- Van der Ent, R. J., Savenije, H. H. G., Schaefli, B. e Steele-Dunne, S. C. (2010). "Origin and fate of atmospheric moisture over continents." *Water Resources Research*. **46**(9), W09525p.
- Ferreira, R. N., Rickenbach, T. M., Herdies, D. L. e Carvalho, L. M. V. (2003). "Variability of South American Convective Cloud Systems and Tropospheric Circulation during January–March 1998 and 1999." *Monthly Weather Review*. **131**(5), 961–973p.
- Figueroa, S., Satyamurti, P. e Dias, P. L. S. (1995). "Simulation of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model." *J. Atmos. Sci.* **52**, 1573–1584p.
- Gan, M. A., Kousky, V. E. e Ropelewski, C. F. (2004). "The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil." *Journal of Climate*. **17**(1), 47–66p.
- Gan, M. A., Rao, V. B. e Moscati, M. C. L. (2005). "South American monsoon indices." *Atmospheric Science Letters*. **6**(4), 219–223p.
- Gimeno, L. (2014). "Oceanic sources of continental precipitation." *Water Resources Research*. **50**(5), 3647–3649p.
- Gimeno, L., Nieto, R., Drumond, A., Castillo, R. e Trigo, R. (2013). "Influence of the intensification of the major oceanic moisture sources on continental precipitation: SOURCES ON CONTINENTAL PRECIPITATION." *Geophysical Research Letters*. **40**(7), 1443–1450p.
- Gimeno, L., Stohl, A., Trigo, R. M., Dominguez, F., Yoshimura, K., Yu, L., Drumond, A., Durán-Quesada, A. M. e Nieto, R. (2012). "Oceanic and terrestrial sources of continental precipitation." *Reviews of Geophysics*. **50**(4).
- Grimm, A. M., Barros, V. R. e Doyle, M. E. (2000). "Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events." *Journal of climate*. **13**(1), 35–58p.
- Grimm, A. M., Ferraz, S. E. e Gomes, J. (1998). "Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events." *Journal of climate*. **11**(11), 2863–2880p.
- Grimm, A. M. e Silva Dias, P. L. (1995). "Analysis of Tropical–Extratropical Interactions with Influence Functions of a Barotropic Model." *Journal of the Atmospheric Sciences*. **52**(20), 3538–3555p.

- Grimm, A. M. e Tedeschi, R. G. (2009). "ENSO and Extreme Rainfall Events in South America." *Journal of Climate*. **22**(7), 1589–1609p.
- Grimm, A. M., Vera, C. S. e Mechoso, C. R. (2005). "The South American Monsoon System." *The Global Monsoon System: Research and Forecast, WMO/TD*. C. P. Chang, B. Wang e N.C. G. Lau. v. 1266, p.219–238.
- Grimm, A. M. e Zilli, M. T. (2009). "Interannual Variability and Seasonal Evolution of Summer Monsoon Rainfall in South America." *Journal of Climate*. **22**(9), 2257–2275p.
- Gryning, S.-E., Schiermeier, F. A. e NATO/CCMS International Technical Meeting on Air Pollution Modeling and its Application (2001). *Air pollution modeling and its application XIV*. Kluwer Academic, New York.
- Guido van Rossum (1995). *Python Interpreter*. Python, .
- Gulizia, C., Camilloni, I. e Doyle, M. (2013). "Identification of the principal patterns of summer moisture transport in South America and their representation by WCRP/CMIP3 global climate models." *Theoretical and Applied Climatology*. **112**(1-2), 227–241p.
- Herdies, D. L., Da Silva, A., Dias, M. A. S. e Nieto-Ferreira, R. (2002). "Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America." *Journal of Geophysical Research*. **107**(D20).
- IRI/LDEO Climate Data Library. "data: NASA GPCP V2p2 satellite-gauge prcp." Disponível em: <<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NASA/.GPCP/.V2p2/.satellite-gauge/.prcp/>>. Acesso em: 2/1/2016a.
- IRI/LDEO Climate Data Library. "dataset: NOAA NCEP-NCAR." Disponível em: <<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/>>. Acesso em: 30/4/2015b.
- Kalnay, E. (2002). *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*. 1<sup>a</sup> ed. Cambridge University Press, New York, 364p.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne,



- R. e Joseph, D. (1996). "The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project." *Bulletin of the American Meteorological Society*. **77**(3), 437–471p.
- Knippertz, P., Wernli, H. e Gläser, G. (2013). "A Global Climatology of Tropical Moisture Exports." *Journal of Climate*. **26**(10), 3031–3045p.
- Kodama, Y. M. (1992). "Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, SPCZ, and the SACZ). part I: Characteristics of subtropical frontal zones." *J. Meteorol. Soc. Jpn.* **70**, 813–835p.
- Krepper, C. M. e Zucarelli, G. V. (2010). "Climatology of water excesses and shortages in the La Plata Basin." *Theoretical and Applied Climatology*. **102**(1-2), 13–27p.
- Krklec, K. e Domínguez-Villar, D. (2014). "Quantification of the impact of moisture source regions on the oxygen isotope composition of precipitation over Eagle Cave, central Spain." *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **134**, 39–54p.
- Lee, S.-J. e Berbery, E. H. (2012). "Land Cover Change Effects on the Climate of the La Plata Basin." *Journal of Hydrometeorology*. **13**(1), 84–102p.
- Liebmann, B. G., Kiladis, G. N., Marengo, J. A., Ambrizzi, T. e Glick, J. D. (1999). "Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone." *Journal of Climate*. **12**, 1877–1891p.
- De Lucena, A. F. P., Schaeffer, R. e Szklo, A. S. (2010). "Least-cost adaptation options for global climate change impacts on the Brazilian electric power system." *Global Environmental Change*. **20**(2), 342–350p.
- Marengo, J. A., Douglas, M. W. e Silva Dias, P. L. (2002). "The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. **107**(D20), 8079p.
- Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C. e Nicolini, M. (2004). "Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability." *Journal of Climate*. **17**(12), 2261–2280p.
- Mechoso, C. R., Dias, P. S., Baethgen, W., Barros, V., Berbery, E. H., Clarke, R., Cullen, H., Ereño, C., Grassi, B. e Lettenmaier, D. "Climatology and Hydrology of the Plata Basin." Disponível em: <[http://www.atmos.umd.edu/~berbery/lpb/science\\_plan.html](http://www.atmos.umd.edu/~berbery/lpb/science_plan.html)>. Acesso em: 19/4/2015.

- Mueller, B., Seneviratne, S. I., Jimenez, C., Corti, T., Hirschi, M., Balsamo, G., Ciais, P., Dirmeyer, P., Fisher, J. B., Guo, Z., Jung, M., Maignan, F., McCabe, M. F., Reichle, R., Reichstein, M., Rodell, M., Sheffield, J., Teuling, A. J., Wang, K., Wood, E. F. e Zhang, Y. (2011). "Evaluation of global observations-based evapotranspiration datasets and IPCC AR4 simulations." *Geophysical Research Letters*. **38**(6), L06402p.
- Nakamura, J., Lall, U., Kushnir, Y., Robertson, A. W. e Seager, R. (2013). "Dynamical Structure of Extreme Floods in the U.S. Midwest and the United Kingdom." *Journal of Hydrometeorology*. **14**(2), 485–504p.
- NASA. NOAA-NASA-US Air Force. (1976). US Standard Atmosphere. Washington DC, .
- Newell, R. E., Newell, N. E., Zhu, Y. e Scott, C. (1992). "Tropospheric rivers? – A pilot study." *Geophysical Research Letters*. **19**(24), 2401–2404p.
- Newell, R. E. e Zhu, Y. (1994). "Tropospheric rivers: A one-year record and a possible application to ice core data." *Geophysical Research Letters*. **21**(2), 113–116p.
- Nóbrega, R. S., Cavalcanti, E. P. e Souza, E. P. (2005). "Reciclagem de vapor d'água sobre a América do Sul utilizando Reanálises do NCEP-NCAR." *Revista Brasileira de Meteorologia*. **20**(2), 253–262p.
- Nogués-Paegle, J. e Mo, K. C. (1997). "Alternating Wet and Dry Conditions over South America during Summer." *Monthly Weather Review*. **125**(2), 279–291p.
- NWS/Climate Prediction Center NOAA. "Climate Prediction Center - Monitoring & Data: ENSO Impacts on the U.S. - Previous Events." Disponível em: <[http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)> . Acesso em: 20/4/2015.
- NWS/Climate Prediction Center NOAA. "Climate Prediction Center - Monitoring & Data: Current Monthly Atmospheric and Sea Surface Temperatures Index Values." Disponível em: <<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>>. Acesso em: 21/11/2015.
- Operador Nacional do Sistema - ONS. "ONS - Avaliação de Curto Prazo da Operação - Séries Históricas de Vazões." Disponível em: <[http://www.ons.org.br/operacao/vazoes\\_naturais.aspx](http://www.ons.org.br/operacao/vazoes_naturais.aspx)>. Acesso em: 21/11/2015.
- Reboita, M. S., Gan, M. A., Da Rocha, R. P. e Ambrizzi, T. (2010). "Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica." *Revista Brasileira de Meteorologia*. **25**(2).

- Robertson, A. W. e Mechoso, C. R. (2000). "Interannual and Interdecadal Variability of the South Atlantic Convergence Zone." *Monthly Weather Review*. **128**(8), 2947–2957p.
- Robertson, F. R., Bosilovich, M. G., Roberts, J. B., Reichle, R. H., Adler, R., Ricciardulli, L., Berg, W. e Huffman, G. J. (2014). "Consistency of Estimated Global Water Cycle Variations over the Satellite Era." *Journal of Climate*. **27**(16), 6135–6154p.
- Rocha, A. M. G. DE C. e Gandu, A. W. (1996). "A Zona de Convergência do Atlântico Sul." *Climanálise*. v. **Esp.**, p. 140–142p.
- Salio, P., Nicolini, M. e Saulo, A. C. (2002). "Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season." *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. **107**(D24), 4816p.
- Salio, P., Nicolini, M. e Zipser, E. J. (2007). "Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet." *Monthly Weather Review*. **135**(4), 1290–1309p.
- Seibert, P. e Frank, A. (2004). "Source-receptor matrix calculation with a Lagrangian particle dispersion model in backward mode." *Atmos. Chem. Phys.* **4**(1), 51–63p.
- Da Silva, A. E. e De Carvalho, L. M. V. (2007). "Large-scale index for South America Monsoon (LISAM)." *Atmospheric Science Letters*. **8**(2), 51–57p.
- Siqueira, J. R. e Toledo Machado, L. A. (2004). "Influence of the Frontal Systems on the Day-to-Day Convection Variability over South America." *Journal of Climate*. **17**(9), 1754–1766p.
- Sodemann, H., Schwierz, C. e Wernli, H. (2008). "Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence." *Journal of Geophysical Research*. **113**(D3).
- Soito, J. L. DA S. e Freitas, M. A. V. (2011). "Amazon and the expansion of hydropower in Brazil: Vulnerability, impacts and possibilities for adaptation to global climate change." *Renewable and Sustainable Energy Reviews*. **15**(6), 3165–3177p.
- Stohl, A. e James, P. (2004). "A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part I: Method description, validation, and demonstration for the August 2002 flooding in central Europe." *Journal of Hydrometeorology*. **5**(4), 656–678p.
- Stohl, A. e James, P. (2005). "A Lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. Part II: Moisture transports between earth's ocean basins and river catchments." *Journal of Hydrometeorology*. **6**(6), 961–984p.

- The Spyder Development Team, Steven Silvester, Carlos Cordoba, Gonzalo Peña-Castellanos e Sylvain Corlay (2009). *Spyder - The Scientific PYthon Development EnviRonment*. .
- Tomaziello, A. C. N. e Gandu, A. W. (2013). "Impacto da temperatura da superfície do mar na simulação da Zona de Convergência do Atlântico Sul." *Rev Bras Meteorol.* **28**, 291–304p.
- Trenberth, K. E. (1997). "Using atmospheric budgets as a constraint on surface fluxes." *Journal of climate.* **10**(11), 2796–2809p.
- Trenberth, K. E. (1999). "Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation." *Journal of Climate.* **12**(5), 1368–1381p.
- Trenberth, K. E., Fasullo, J. T. e Mackaro, J. (2011). "Atmospheric Moisture Transports from Ocean to Land and Global Energy Flows in Reanalyses." *Journal of Climate.* **24**(18), 4907–4924p.
- Trenberth, K. E. e Guillemot, C. J. (1998). "Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses." *Climate Dynamics.* **14**(3), 213–231p.
- Tucci, C. E. M. e Clarke, R. T. (1998). "Environmental Issues in the la Plata Basin." *International Journal of Water Resources Development.* **14**(2), 157–173p.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochis, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C. R., Nogues-Paegle, J., Dias, P. L. S. e Zhang, C. (2006). "Toward a Unified View of the American Monsoon Systems." *Journal of Climate.* **19**(20), 4977–5000p.
- Wallace, J. M. e Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Academic Press, 505p.
- Zhu, Y. e Newell, R. E. (1998). "A Proposed Algorithm for Moisture Fluxes from Atmospheric Rivers." *Monthly Weather Review.* **126**(3), 725–735p.

# APÊNDICE A. MATRIZES DE CORRELAÇÃO – BALANÇO (E-P) EM DIFERENTES REGIÕES

## A.1. Estação chuvosa - Itaipu

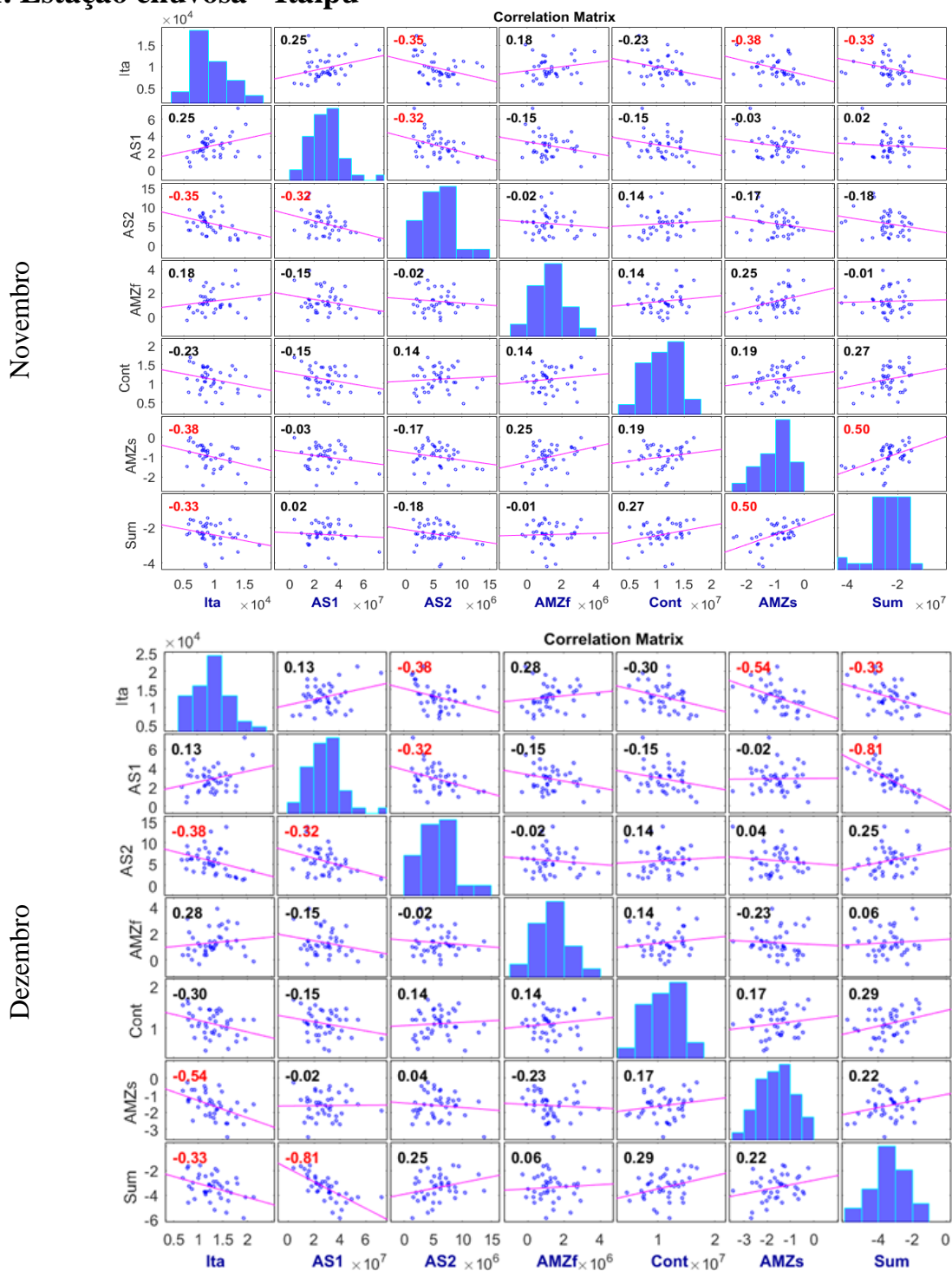


Figura A. 1 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões e as vazões em Itaipu, em novembro e dezembro. Vazões em Itaipu(Ita); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).

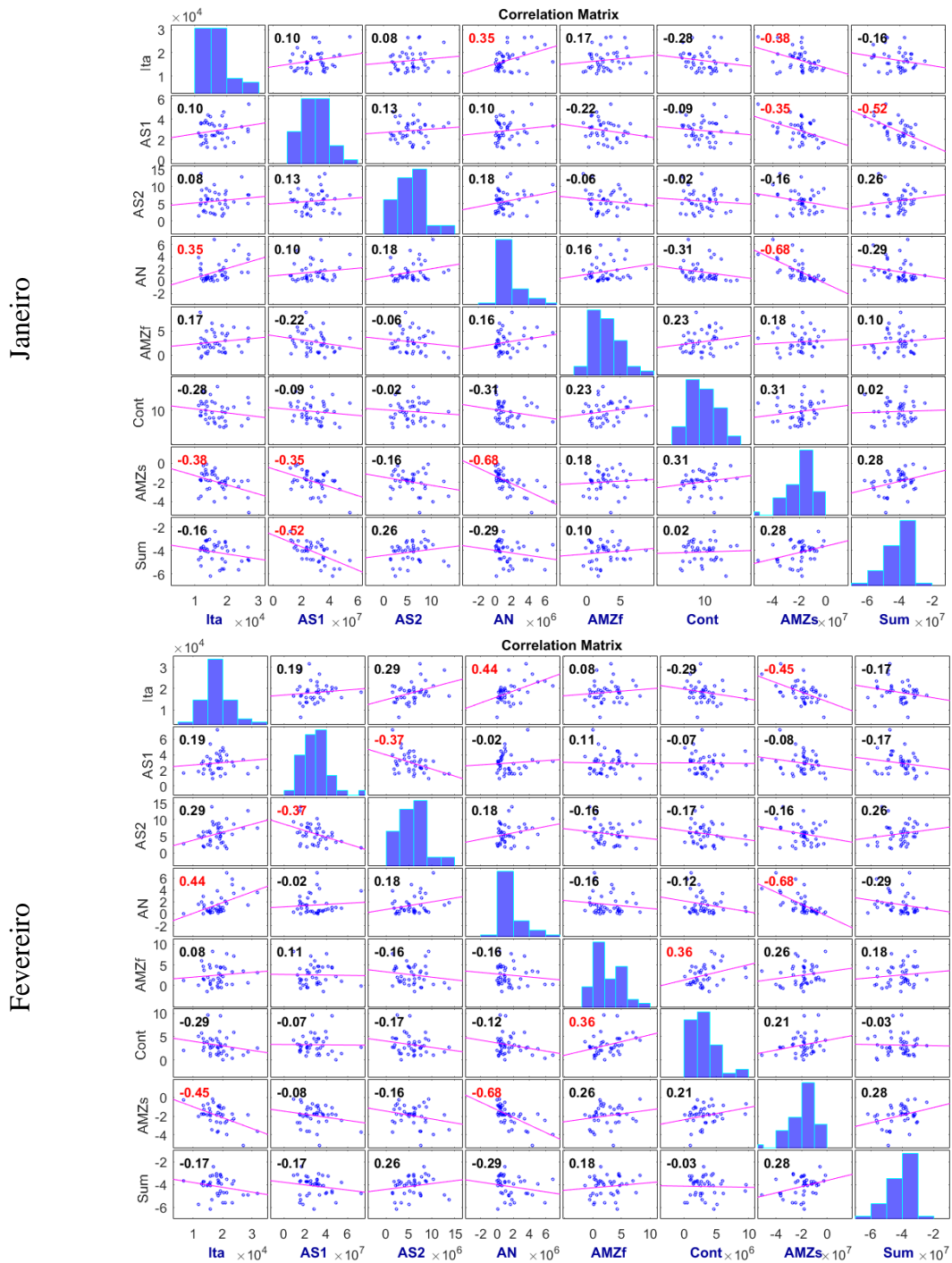


Figura A. 2 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões e as vazões em Itaipu, em janeiro e fevereiro. Vazões em Itaipu(Ita); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).

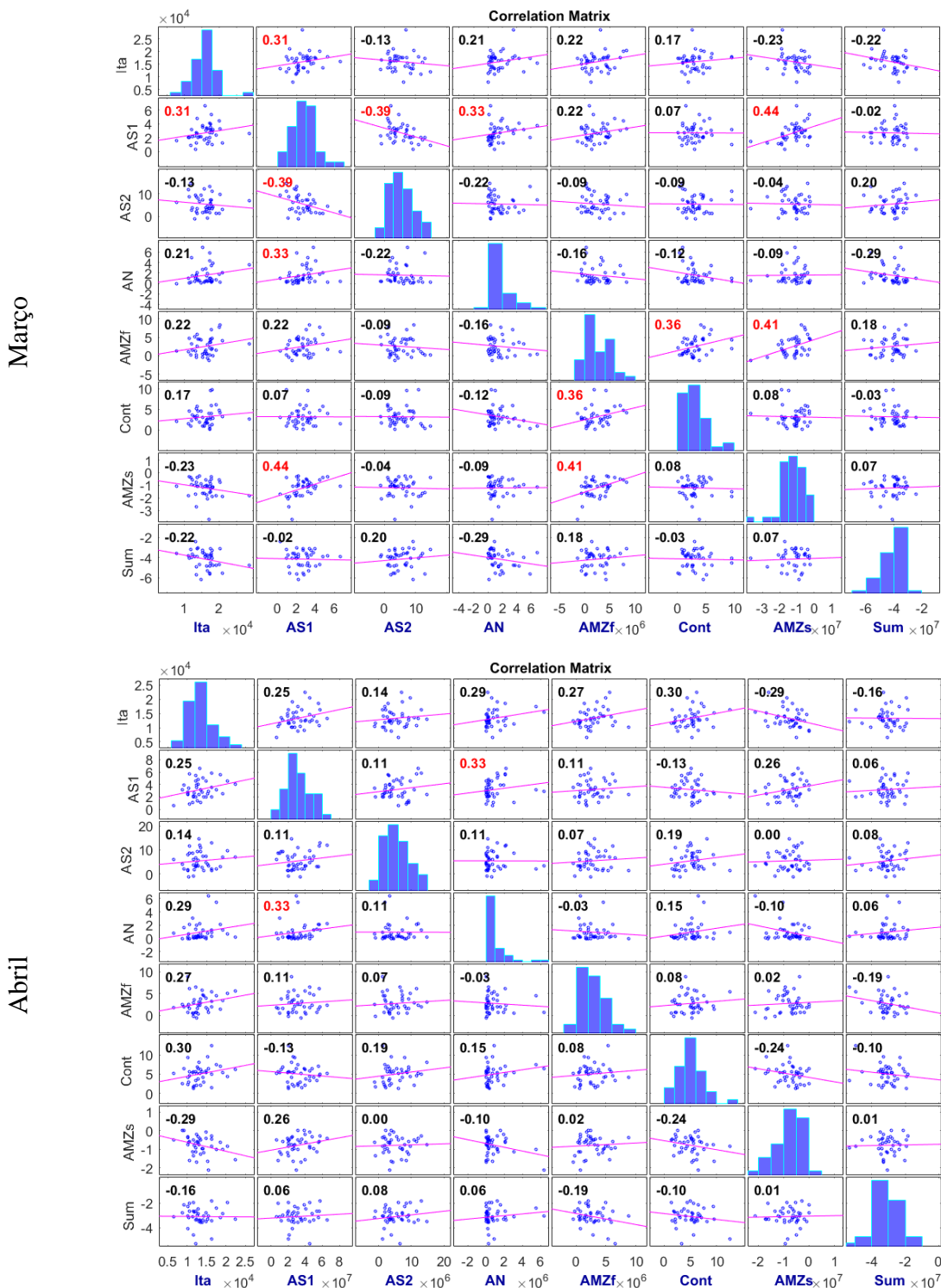


Figura A. 3 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões e as vazões em Itaipu, em abril e março. Vazões em Itaipu(Ita); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).

## A.2. Estação chuvosa – Paraná

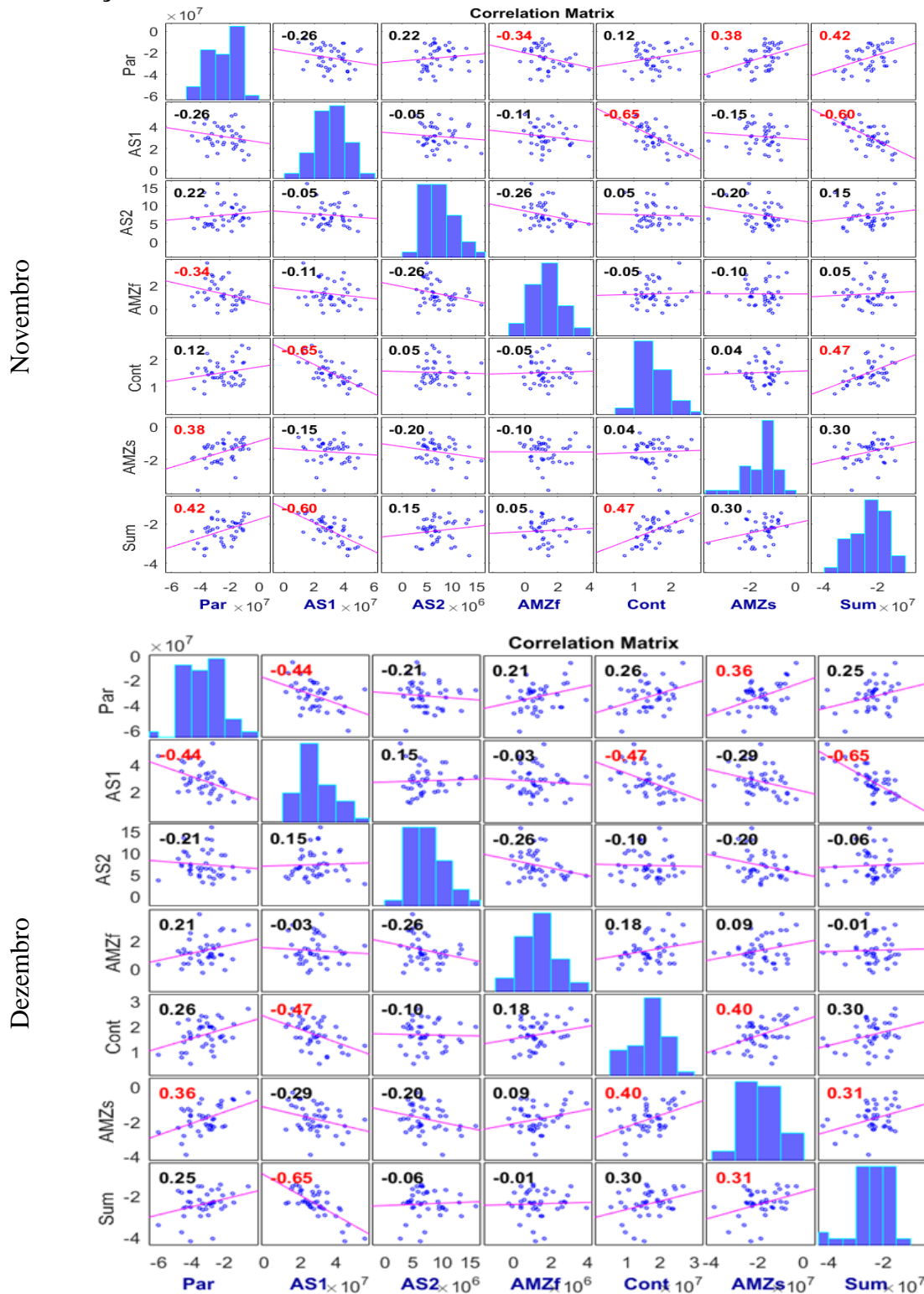


Figura A. 4 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em novembro e dezembro. Bacia do Paraná(PAR); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).



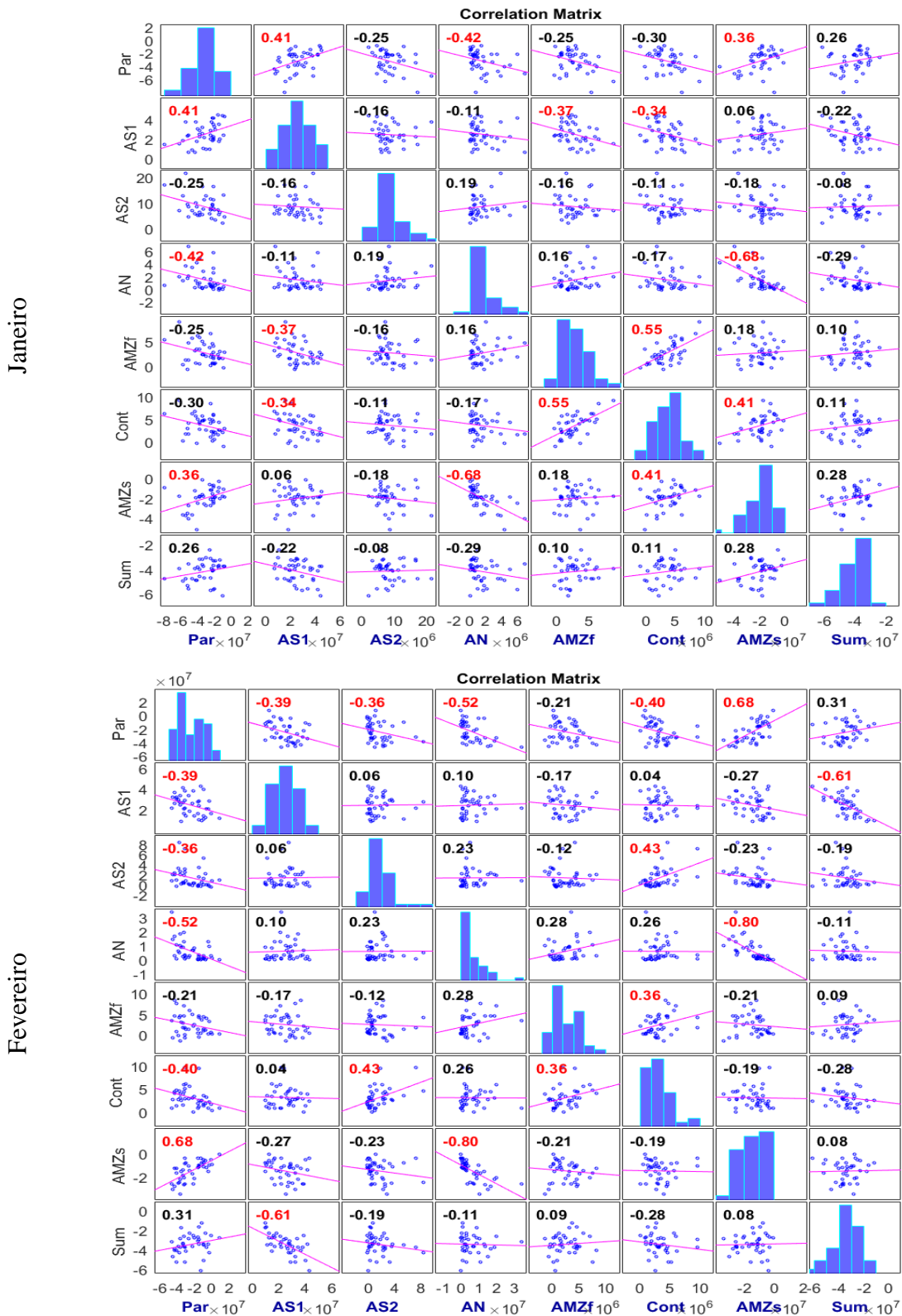


Figura A. 5 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em janeiro e fevereiro. Bacia do Paraná(PAR); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).

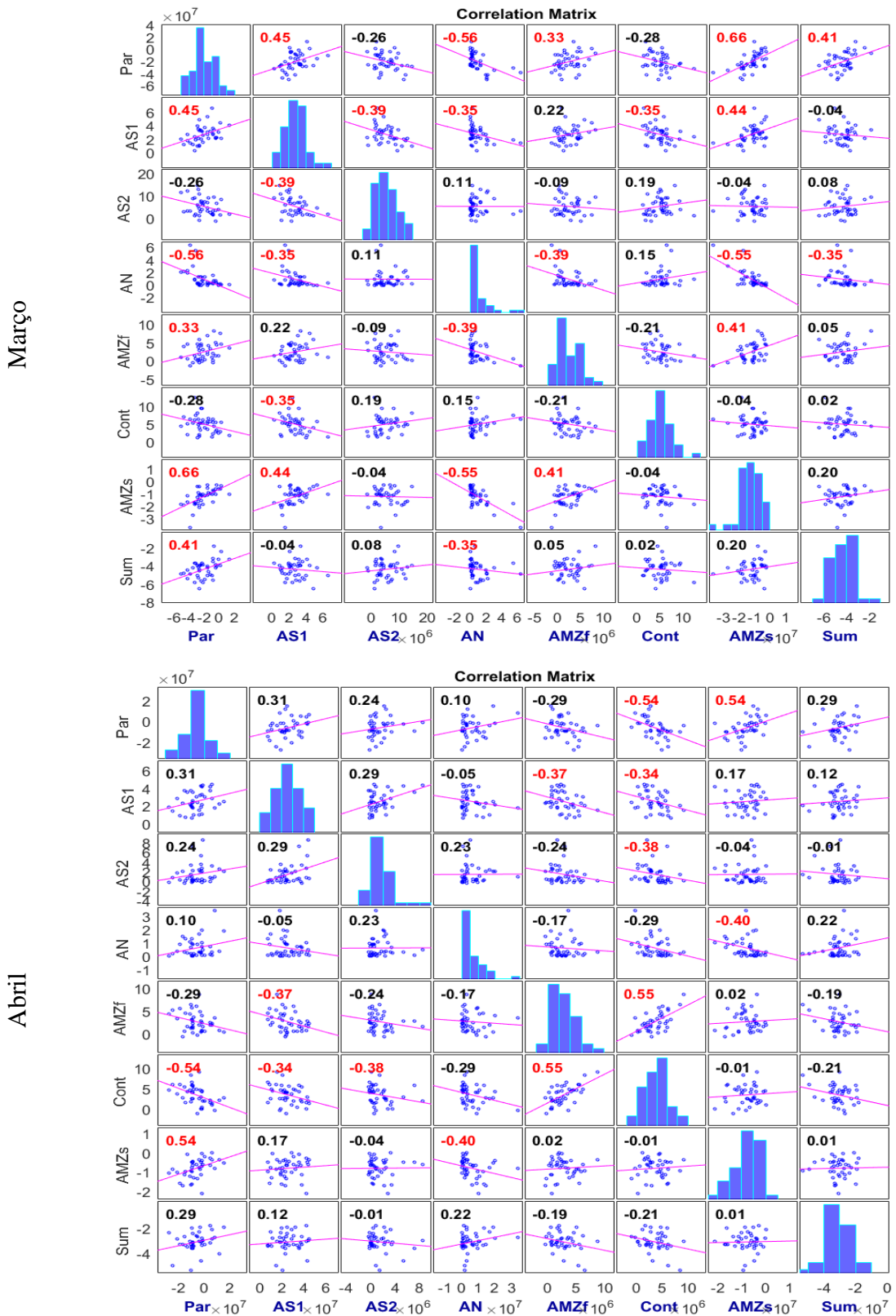


Figura A. 6 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em janeiro e fevereiro. Bacia do Paraná(PAR); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).

### A.3. Estação seca - Itaipu

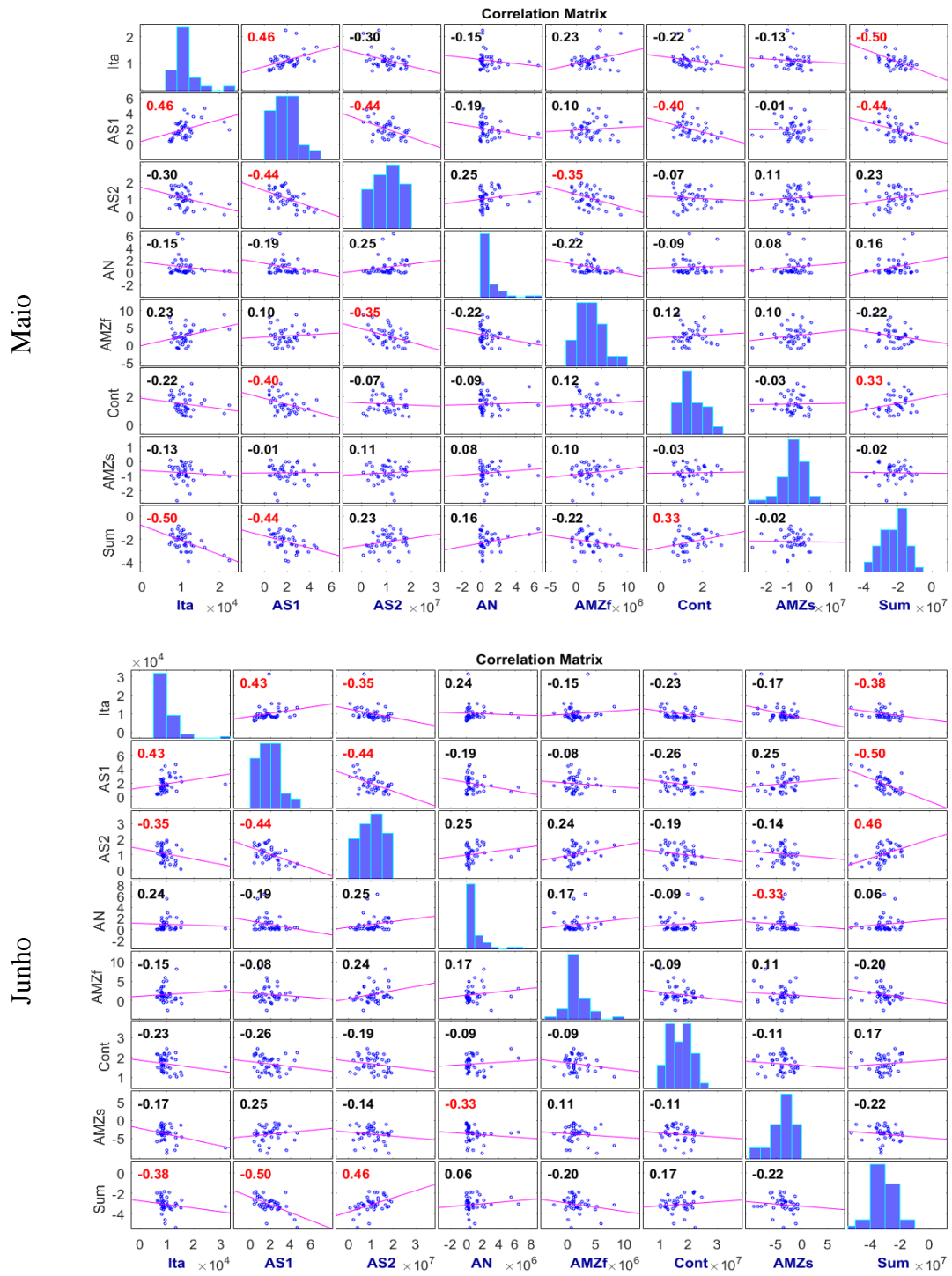


Figura A. 7 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, e as vazões em Itaipu, em maio e junho. Vazões em Itaipu(Ita); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).

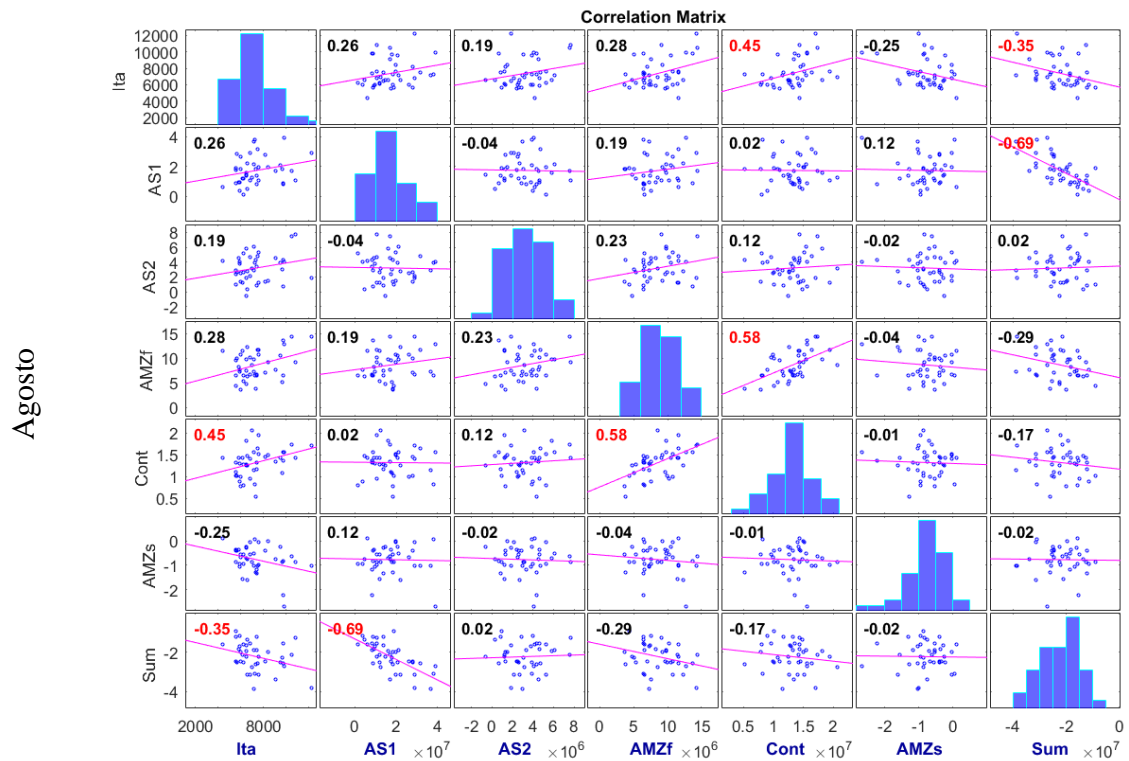
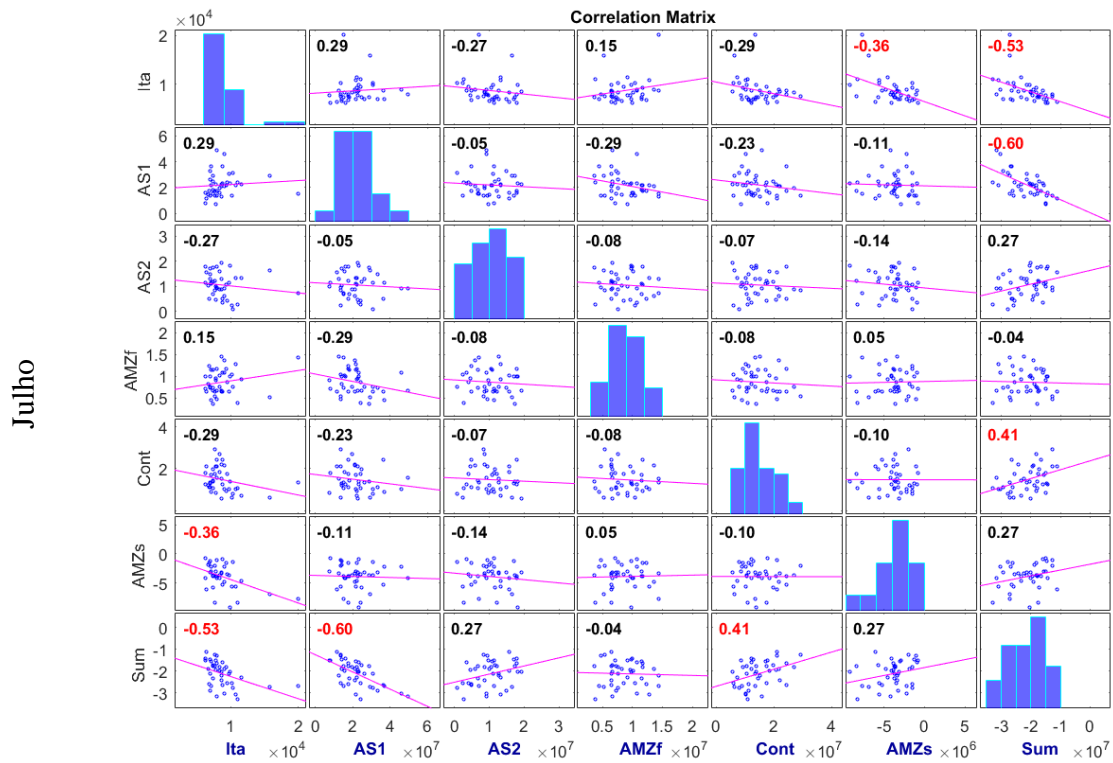


Figura A. 8 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões e as vazões em Itaipu, em julho e agosto. Vazões em Itaipu(Ita); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).

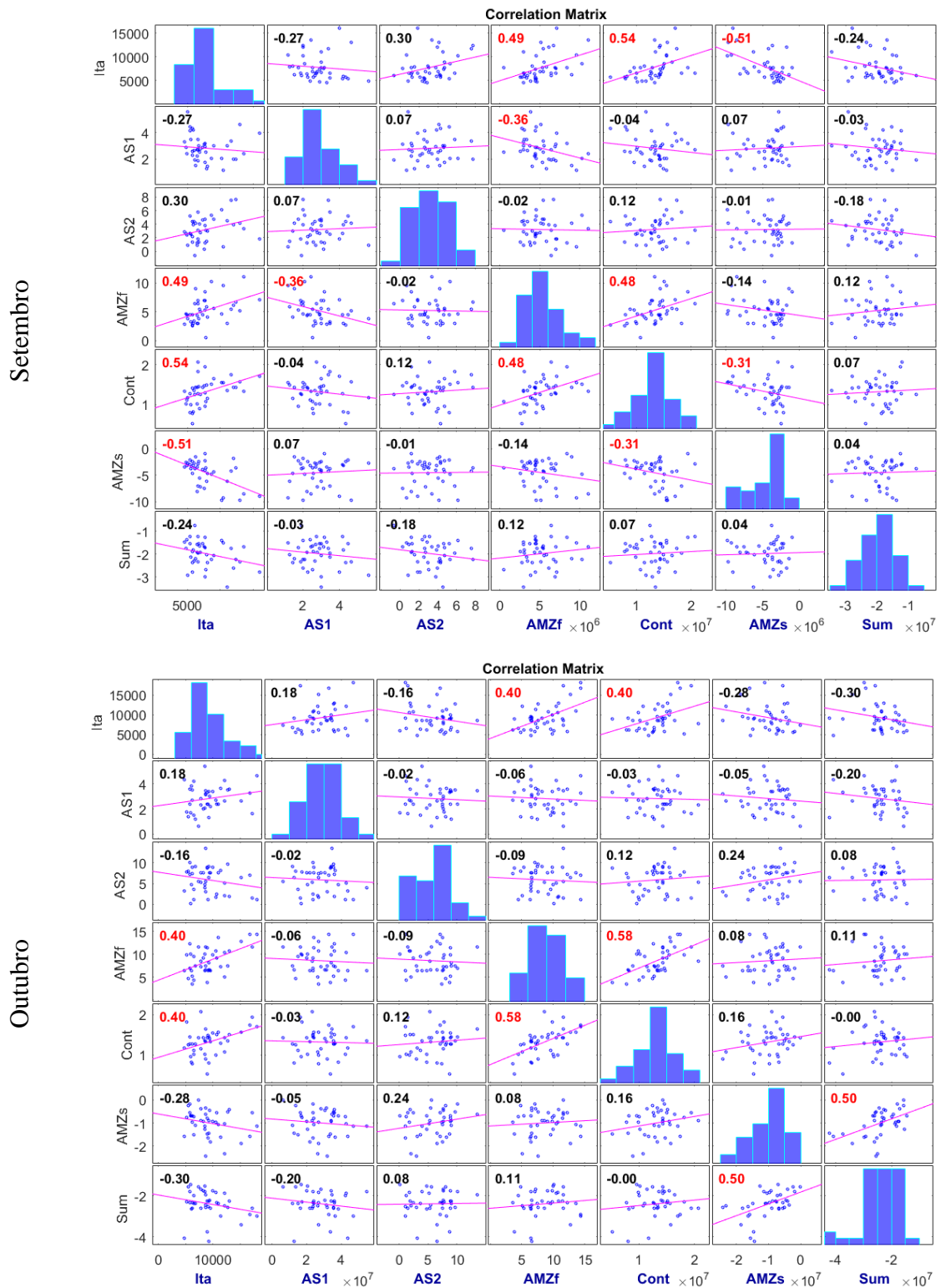


Figura A. 9 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões e as vazões em Itaipu, em setembro e outubro. Vazões em Itaipu(Ita); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).

### A.4. Estação seca – Paraná

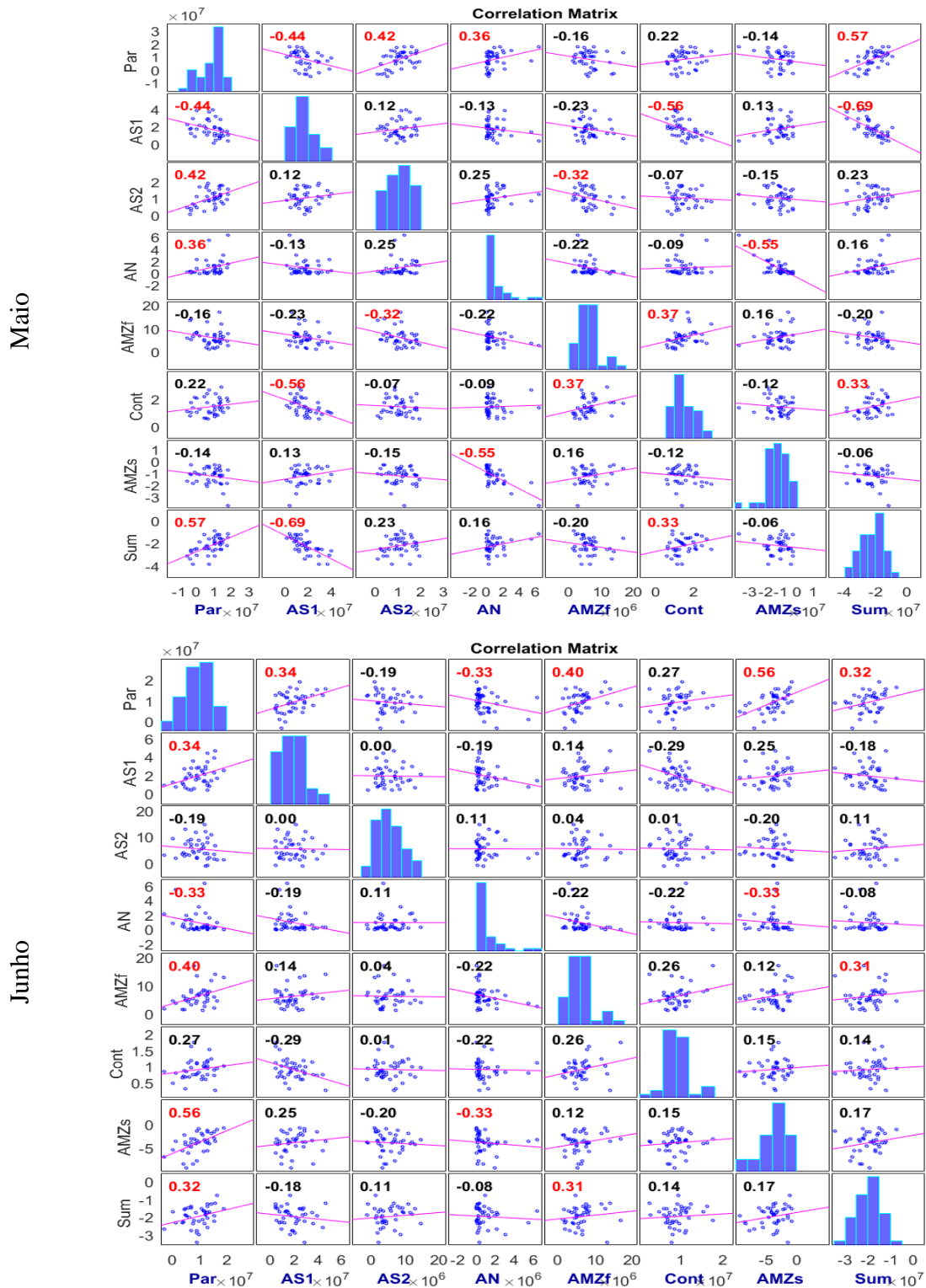


Figura A. 10 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em maio e junho. Bacia do Paraná(PAR); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).



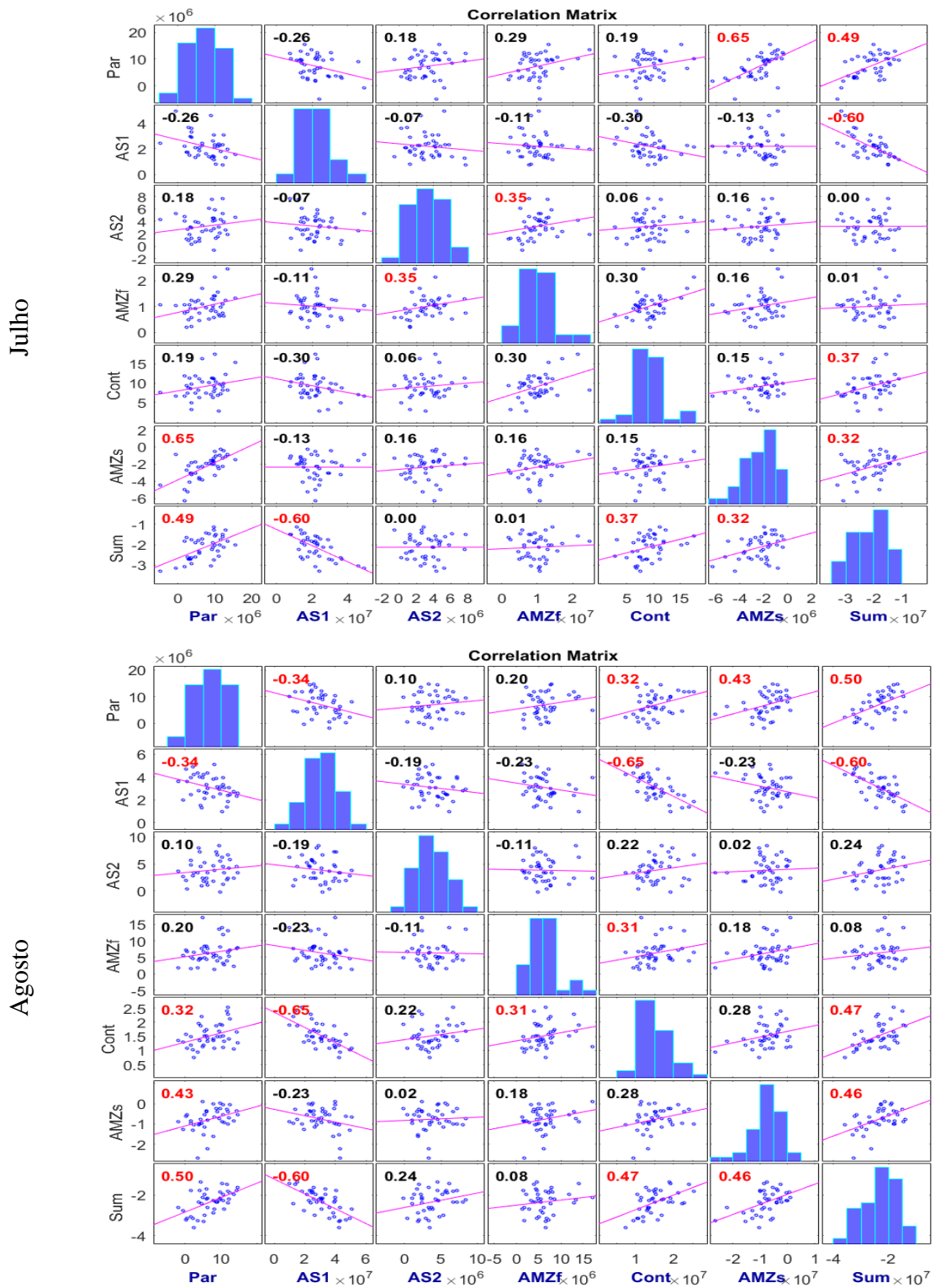


Figura A. 11 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em julho e agosto. Bacia do Paraná(PAR); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).

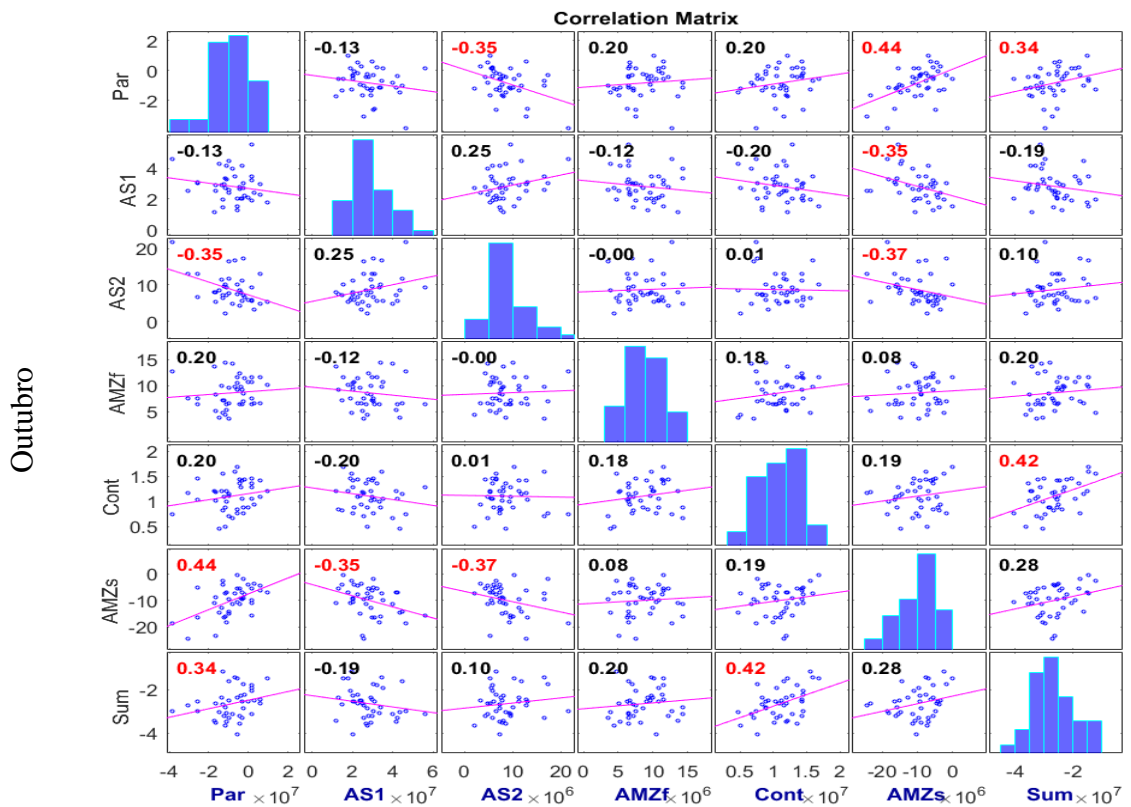
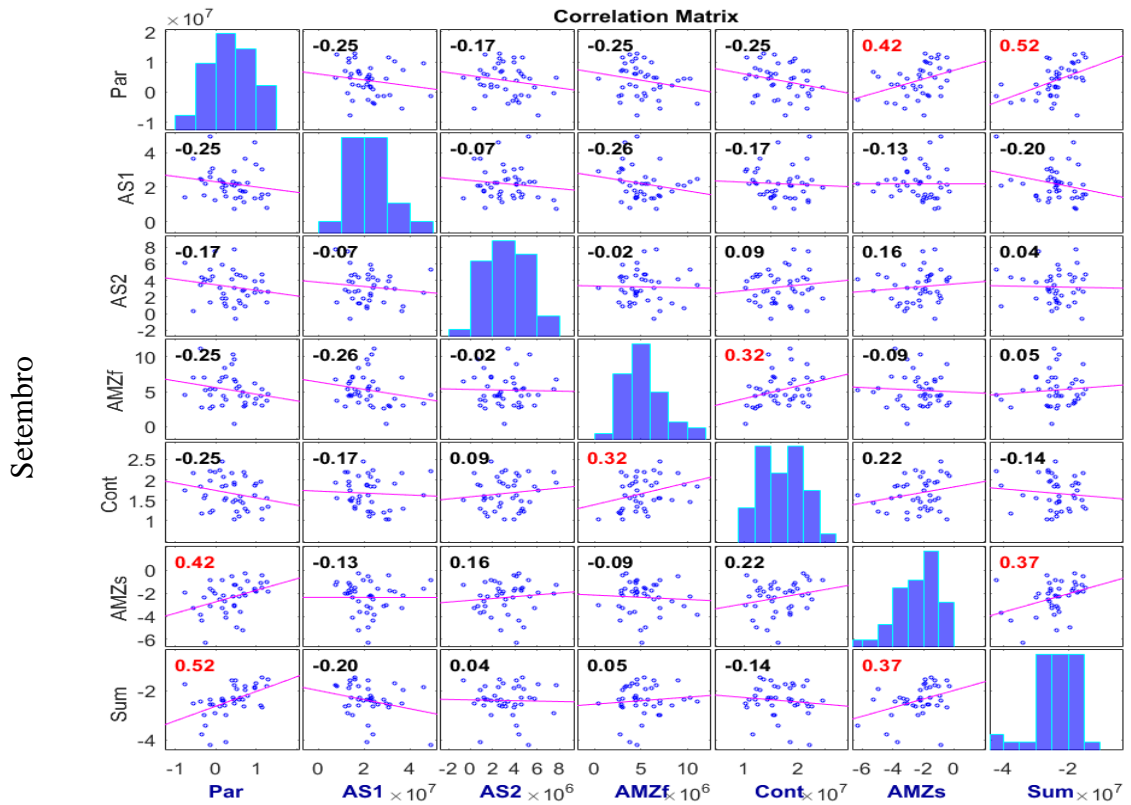


Figura A. 12 – Matrizes de correlação de Spearman entre (E – P) sobre diferentes regiões, em setembro e outubro. Bacia do Paraná(PAR); Atlântico: sul tropical(AS1), subtropical(AS2) e norte(AN); Amazônia: fonte(AMZf) e sumidouro(AMZs); Chaco/Pantanal(Cont).