**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA**

Leila Limberger

**Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica
amazônica brasileira: teleconexões com a temperatura da superfície do mar
(TSM) de 1976-2010**

**São Paulo
2015
(versão corrigida)**

Leila Limberger

Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira: teleconexões com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976-2010

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutora em Ciências, área de concentração em Geografia Física.

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Maria Elisa Siqueira Silva

**São Paulo
2015
(versão corrigida)**

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

Lv Limberger, Leila
 Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da
 bacia hidrográfica amazônica brasileira: teleconexões
 com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976-
 2010 / Leila Limberger ; orientadora Maria Elisa
 Siqueira Silva. - São Paulo, 2015.
 483 f.

 Tese (Doutorado)- Faculdade de Filosofia, Letras
 e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.
 Departamento de Geografia. Área de concentração:
 Geografia Física.

 1. Teleconexões. 2. Bacia amazônica brasileira. 3.
 Temperatura da Superfície dos Mares (TSM). 4. Vazão
 Fluvial. I. Silva, Maria Elisa Siqueira, orient. II.
 Título.

Nome: LIMBERGER, Leila.

Título: Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira: teleconexões com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976-2010.

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutora em Ciências, área de concentração em Geografia Física.

Aprovada em 28 de setembro de 2015

Banca Examinadora

Prof^ª. Dr^ª. Maria Elisa Siqueira Silva

Instituição: FFLCH/USP

Julgamento: Aprovada

Assinatura: _____

Prof^º. Dr^º. Tércio Ambrizzi

Instituição: IAG/USP

Julgamento: Aprovada

Assinatura: _____

Prof^º. Dr^º. Gilvan Sampaio

Instituição: CPTEC/INPE

Julgamento: Aprovada

Assinatura: _____

Prof^ª. Dr^ª. Deise Fabiana Ely

Instituição: UEL

Julgamento: Aprovada

Assinatura: _____

Prof^º. Dr^º. Charlei Aparecido da Silva

Instituição: UFGD

Julgamento: Aprovada

Assinatura: _____

*Dedico esta tese
Aos meus pais e irmãos, que são a base
da minha vida e fonte de alegria e esperança.*

*Suas atitudes provam que simplicidade, honestidade e humildade são
princípios básicos que tornam a vida cheia de significado e nos conduzem a
uma felicidade pura e plena.*

AGRADECIMENTOS

À Prof^a. Dr^a. Maria Elisa, que nesses anos de trabalho em conjunto me ensinou, com muita dedicação, não somente as técnicas e análises meteorológicas, climáticas e estatísticas, mas também foi um modelo de pesquisadora e orientadora, sempre disponível e realmente orientando o trabalho. Obrigada por ter sempre orientado a fazer uma ciência séria, de responsabilidade, incentivando a superar os meus limites e buscar fazer um trabalho no máximo nível que eu fosse capaz. Ter lhe conhecido e trabalhado contigo nesses anos me fez acreditar novamente na academia e na sua importância para o desenvolvimento da sociedade.

À Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE) pela concessão de licença para realização do curso de pós-graduação, nível de Doutorado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de Doutorado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa Doutorado Sanduíche no Exterior.

À *Physical Science Division* do *National Oceanic and Atmospheric Administration (PSD/NOAA)*, em Boulder, Colorado-USA, por ter tão calorosamente me recebido para o estágio de pesquisa, em especial ao supervisor Brant Liebmann, bem como aos pesquisadores George Kiladis, Martin Hoerling e Klaus Wolter por terem me inserido em discussões extremamente profícuas e me ajudado a pensar minha pesquisa. Ao Dave Allured pelo apoio técnico (linguagem NCL). Obrigada por terem contribuído para meu crescimento pessoal e profissional.

Aos colegas do Laboratório de Climatologia e Biogeografia, especialmente ao Carlos Batista, que me ensinou e me ajudou muito nos momentos em que não consegui seguir sozinha. Meu muito obrigada! Sua colaboração foi realmente essencial.

Aos colegas que tive o prazer de conhecer durante esse período, especialmente ao Willian Zanete Bertolini, Laís Coelho, Gizelle Prado, Roberto Antunes, Estêvão Barbosa, Carlos Rizzi, Thiago Silveira, Julio Chiqueto, João Paulo Gobo e Aline Franco Diniz pelas calorosas discussões geográficas e pelos momentos de descontração.

Ao meu esposo, Wladecir, e enteados, Maysa e Davi, que foram comparsas dessa aventura, que suportaram tanto tempo de distância, tantos momentos de choro, de stress, de cansaço, contribuindo com "mata-leões", "abraços de urso" e colos para que eu recuperasse as forças para continuar. Sei que não foi fácil para vocês também, passamos poucas e boas, mas vou procurar reconhecer esse apoio e retribuir à altura. Amo vocês!

RESUMO

LIMBERGER, L. **Variabilidade da vazão de regiões homogêneas da bacia hidrográfica amazônica brasileira: teleconexões com a temperatura da superfície do mar (TSM) de 1976-2010**. 2015. 483f. Tese (Doutorado) - Geografia Física - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

A variabilidade climática é um objeto característico da Geografia já que anomalias positivas ou negativas de seus elementos, principalmente precipitação e temperatura, podem afetar de forma significativa a vida da população atingida. Na presente pesquisa, a variabilidade da vazão na bacia amazônica brasileira para o período de 1976 a 2010 é estudada por meio de técnicas estatísticas, tais como correlação linear, regressão linear simples e múltipla, análise de agrupamento e análise de ondeletas. Campos de componentes atmosféricos são apresentados para a compreensão da circulação atmosférica anômala que leva a anomalias de vazão. O objetivo é compreender com mais profundidade possíveis associações entre a variabilidade da vazão fluvial e da temperatura da superfície do mar, TSM, em regiões oceânicas específicas, reconhecendo-se para isso o acoplamento oceano-atmosfera que modula a variabilidade climática global. Este estudo compreendeu o uso de dados de vazão e precipitação do sistema Hidroweb/ANA, dados de TSM, radiação de onda longa e vento do conjunto de dados da Reanálise I, do NCEP/NCAR, e dados de precipitação do *Global Precipitation Climatology Project*, GPCP. A maior parte das análises considerou o tratamento de dados na escala mensal. O estudo verificou que há variabilidade espacial para a resposta da correlação linear entre a TSM e a vazão na bacia amazônica brasileira, verificada em cada uma das sub-regiões homogêneas definidas para esta pesquisa. Diferenças espaciais também foram verificadas nos resultados dos testes para tendência linear, identificando-se um padrão de tendência positiva da vazão na parte norte da bacia amazônica brasileira, e, negativa na porção sul. Sugere-se que a tendência negativa na porção sul esteja, em parte, associada à expansão das áreas agrícolas e, portanto, à intensificação do desmatamento. Cada uma das sub-regiões apresentou padrões espaciais de correlação linear diferenciados com os oceanos, mas, de forma geral, verifica-se que os eventos ENOS são importantes na definição da variabilidade da bacia amazônica, sendo mais efetivos nas anomalias de vazão das sub-regiões Norte, Amazonas-Foz e Sul, enquanto que a variabilidade da temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical Norte está bem associada à variabilidade da vazão nas sub-regiões Central e Oeste. A análise dos campos atmosféricos médios para anos caracterizados por ENOS neutros permitiu identificar que a sub-região Oeste apresentou resultados de influência de processos climáticos regionais que influenciaram anomalias positivas e negativas de vazão. Desta forma, a hipótese da tese de que, observando-se as particularidades de associação entre a temperatura da superfície do mar e a vazão fluvial para cada sub-região amazônica seria possível elaborar um modelo estocástico de previsão mais

adequado a cada sub-região, sendo cada um mais apropriado a cada sub-região, exprimindo maior acurácia e significância estatística, foi confirmada. Cada uma das sub-regiões consideradas apresenta intervalos de tempo preferenciais em que a correlação com a superfície dos oceanos é máxima. Assim, conclui-se que a bacia amazônica não pode ser considerada como um todo quanto à análise climática, já que foram confirmadas variabilidades espaciais de tendência linear dos dados de vazão, correlação entre vazão e precipitação e correlação com anomalias da temperatura da superfície do mar.

Palavras-chave: Teleconexões, Bacia Amazônica Brasileira, Temperatura da Superfície dos Mares (TSM), Vazão Fluvial.

ABSTRACT

LIMBERGER, L. **Streamflow variability of homogeneous subregions in the Brazilian Amazon basin: teleconnections with sea surface temperature (SST) of 1976-2010.** 2015. 483f. Tese (Doutorado) - Geografia Física - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

Climate variability is a characteristic object of geography, as positive or negative anomalies of its elements, especially precipitation and temperature may significantly affect the lives of the population. In this research, the variability of flow in the Brazilian Amazon basin for the period 1976-2010 is studied through statistical techniques such as linear correlation, simple and multiple linear regression, cluster analysis and wavelet analysis. Fields of atmospheric components are presented for comprehending the anomalous atmospheric circulation which leads to flow abnormalities. The objective is to understand more deeply possible associations between the variability of river flow and sea surface temperature, SST, in specific ocean regions, in order to recognize ocean-atmosphere coupling that modulates the global climate variability. This study has encompassed the use of flow and precipitation data of Hidroweb system/ANA, SST data, longwave radiation and wind of NCEP/NCAR Reanalysis I dataset, and precipitation data of Global Precipitation Climatology Project, GPCP. Most of the analyzes considered the treatment of data in the monthly scale. The study found that there is spatial variability to the response of the linear correlation between SST and the flow in the Brazilian Amazon basin seen in each one of the homogeneous subregions defined for this research. Spatial differences were also verified in the results of tests for linear trend, identifying a pattern of positive trend of the flow in the northern part of the Brazilian Amazon basin, and negative in the southern portion. It suggests that the negative trend in the southern portion is partly associated with the expansion of agricultural areas and therefore, the intensification of deforestation of forested areas. Each one of the subregions showed different spatial patterns of linear correlation with the oceans, but in general, ENSO events are important in defining the variability of the Amazon basin, being more effective in flow anomalies of North, Amazonas-Foz and South subregions, whereas the variability of sea surface temperature in the Tropical North Atlantic is well associated with the variability of flow in the Central and West subregions. The analysis of average atmospheric fields for years characterized by neutral ENSO was able to identify that the West subregion presented results of influence of regional climate processes which influenced anomalies of positive and negative flow. Thus, the hypothesis of the thesis that, by observing the association of the particularities between sea surface temperature and river flow for each Amazon subregion would be possible to develop a more appropriate stochastic model to each subregion, being each one more adequate to every subregion, expressing greater accuracy and statistical significance, was confirmed. Each one of the subregions considered presents preferential time intervals at which the correlation to the ocean surface is maximal. Therefore, it is concluded that the Amazon basin cannot be considered as a whole regarding its climate analysis,

seeing that spatial variabilities of linear trend of flow data were confirmed, correlation between flow and precipitation and correlation with sea surface temperature anomalies.

Keywords: Teleconnections, Brazilian Amazon Basin, Sea Surface Temperature (SST), River Flow.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1- ILUSTRAÇÃO ESQUEMÁTICA DE UM PADRÃO GLOBAL HIPOTÉTICO DE ANOMALIAS DE ALTURA GEOPOTENCIAL NA MÉDIA E ALTA TROPOSFERA DURANTE INVERNO NO HN, COM EPISÓDIO DE AQUECIMENTO NO PACÍFICO EQUATORIAL.....	57
FIGURA 2- MAPAS DE AUTOCORRELAÇÃO LINEAR COM A) FILTRO PASSA-BAIXA E B) FILTRO PASSA-BANDA NOS DADOS DA PERTURBAÇÃO DA FUNÇÃO DE CORRENTE.	60
FIGURA 3 - GUIAS DE ONDA E PADRÕES PREFERENCIAIS DE PROPAGAÇÃO NOS DOIS HEMISFÉRIOS. ...	61
FIGURA 4 - REGIÕES DE NIÑO NO PACÍFICO EQUATORIAL.	65
FIGURA 5 - ÍNDICE DE TSM ONI.	66
FIGURA 6 - SÉRIE TEMPORAL DE VALORES PARA O ÍNDICE PDO.	76
FIGURA 7 - LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO ATL3 NO ATLÂNTICO EQUATORIAL. A DISTRIBUIÇÃO DE ANOMALIAS DE TSM NESTE MAPA INDICAM UM GRADIENTE MERIDIONAL COM ÁGUAS MAIS QUENTES NO ATLÂNTICO NORTE TROPICAL. ESSE PADRÃO DE ANOMALIAS DE TSM É TAMBÉM O SEGUNDO MODO DE EOF PARA ESSA REGIÃO DO ATLÂNTICO, SEGUNDO DESER ET AL. (2010, P. 132).	79
FIGURA 8 - COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO ENTRE ÍNDICE DO ATLÂNTICO SUL E PNM GLOBAL, DE 1964 A 1998, SEM DEFASAGEM TEMPORAL.	80
FIGURA 9 - PRECIPITAÇÃO ANUAL NA AMÉRICA DO SUL, DE 1970 A 2010.	85
FIGURA 10 - CLIMATOLOGIA SAZONAL DA PRECIPITAÇÃO (MM) PARA A AMÉRICA DO SUL (1970 A 2011), PARA OS PERÍODOS DE A) DEZEMBRO A FEVEREIRO; B) MARÇO A MAIO; C) JUNHO A AGOSTO; D) SETEMBRO A NOVEMBRO, SEGUNDO DADOS DO CRU (CLIMATE RESEARCH UNIT).	88
FIGURA 11- QUATRO REGIÕES HOMOGÊNEAS QUANTO À PRECIPITAÇÃO MENSAL.	90
FIGURA 12- VARIABILIDADE ANUAL DA VAZÃO RIO NEGRO (1904-1985). OS ANOS SEGUINTE A EVENTOS DE EL NINO SÃO MARCADOS COM CÍRCULOS CHEIOS. A LINHA TRACEJADA INDICA A VAZÃO MÉDIA ANUAL.	93
FIGURA 13 - CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA EM ANOS ÚMIDOS (QUADRO ACIMA) E SECOS (QUADRO ABAIXO) NA REGIÃO NORTE DA AMÉRICA SUL.	95
FIGURA 14 - LOCALIZAÇÃO DOS POSTOS COM DADOS DE VAZÃO (CÍRCULO) E CHUVA (ESTRELA) OBTIDOS DO SISTEMA HIDROWEB/ANA.	110
FIGURA 15 - DENDOGRAMA DA ANÁLISE DE AGRUPAMENTO PARA OS DADOS MENSAIS DE 68 POSTOS DE VAZÃO DA REGIÃO AMAZÔNICA BRASILEIRA, DE 1976 A 2010.	112
FIGURA 16 - ESPACIALIZAÇÃO DOS RESULTADOS DA ANÁLISE DE AGRUPAMENTO PARA A VARIÁVEL VAZÃO EM CINCO SUB-REGIÕES: NORTE, AMAZONAS-FOZ, OESTE, SUL, CENTRAL E SUL_2. DADOS MENSAIS OBTIDOS DO SISTEMA HIDROWEB/ANA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010....	113
FIGURA 17 - DENDOGRAMA DA ANÁLISE DE AGRUPAMENTO PARA OS DADOS MENSAIS DE 230 POSTOS DE PRECIPITAÇÃO DA REGIÃO AMAZÔNICA BRASILEIRA, DE 1976 A 2010.	114

FIGURA 18 -ESPACIALIZAÇÃO DOS RESULTADOS DA ANÁLISE DE AGRUPAMENTO PARA A VARIÁVEL PRECIPITAÇÃO EM ONZE SUB-REGIÕES (SEPARADAS PELO NÍVEL QUATRO DA ANÁLISE DE AGRUPAMENTO), PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010.....	114
FIGURA 19- ESPACIALIZAÇÃO DOS RESULTADOS DA ANÁLISE DE AGRUPAMENTO PARA A VARIÁVEL PRECIPITAÇÃO EM QUATRO SUB-REGIÕES (SEPARADAS PELO NÍVEL TRÊS DA ANÁLISE DE AGRUPAMENTO), PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010.....	115
FIGURA 20- MÉDIA DO CICLO ANUAL DA VAZÃO (DIMENSÕES DIFERENTES) PARA CADA SUB-REGIÃO DEFINIDA PELA ANÁLISE DE AGRUPAMENTO (NORTE, AMAZONAS-FOZ, OESTE, CENTRAL E SUL), LOCALIZADAS NA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO 1976-2010.	116
FIGURA 21 - MÉDIA DO CICLO ANUAL DA PRECIPITAÇÃO (DIMENSÕES IGUAIS) PARA CADA SUB-REGIÃO DEFINIDA PELA ANÁLISE DE AGRUPAMENTO (NORTE, AMAZONAS-FOZ, OESTE, CENTRAL E SUL), LOCALIZADAS NA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO 1976-2010.	117
FIGURA 22 - CICLO ANUAL MÉDIO DA VAZÃO (COLUNA DA ESQUERDA) E DA PRECIPITAÇÃO (COLUNA DA DIREITA) PARA CADA SUB-REGIÃO HOMOGÊNEA DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, DE 1976 A 2010.....	119
FIGURA 23 - ELEMENTOS COMPONENTES DA EQUAÇÃO DE REGRESSÃO LINEAR.	130
FIGURA 24 - LOCALIZAÇÃO DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA NO NORTE DA AMÉRICA DO SUL E DE SEUS PRINCIPAIS RIOS.	140
FIGURA 25- ANOMALIA ANUAL DE VAZÃO E CHUVA PARA A SUB-REGIÃO NORTE PARA O PERÍODO DE 1976-2010.	143
FIGURA 26- ANOMALIA ANUAL DE VAZÃO E CHUVA PARA A SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ PARA O PERÍODO DE 1976-2010.	143
FIGURA 27- ANOMALIA ANUAL DE VAZÃO E CHUVA PARA A SUB-REGIÃO OESTE PARA O PERÍODO DE 1976-2010.	144
FIGURA 28- ANOMALIA ANUAL DE VAZÃO E CHUVA PARA A SUB-REGIÃO SUL PARA O PERÍODO DE 1976-2010.....	144
FIGURA 29- ANOMALIA ANUAL DE VAZÃO E CHUVA PARA A SUB-REGIÃO CENTRAL PARA O PERÍODO DE 1976-2010.	145
FIGURA 30- PAINEL COM OS RESULTADOS, EM GRÁFICOS, DAS CORRELAÇÕES ENTRE CHUVA E VAZÃO COM DEFASAGEM TEMPORAL DE 0 A 10 TEMPOS.	146
FIGURA 31- SÉRIE TEMPORAL DA VAZÃO MENSAL PARA A SUB-REGIÃO NORTE, 1978-2010.	149
FIGURA 32- SÉRIE TEMPORAL DA VAZÃO MENSAL PARA A SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ, PARA 1976-2010.....	150
FIGURA 33- SÉRIE TEMPORAL DA VAZÃO MENSAL PARA A SUB-REGIÃO OESTE, PARA 1976-2010.....	150
FIGURA 34- SÉRIE TEMPORAL DA VAZÃO MENSAL PARA A SUB-REGIÃO SUL, PARA 1976-2010.....	151
FIGURA 35- SÉRIE TEMPORAL DA VAZÃO MENSAL PARA A SUB-REGIÃO CENTRAL, PARA 1976-2010.	151
FIGURA 36- TENDÊNCIA LINEAR DOS DADOS MENSAIS DE VAZÃO NA BACIA AMAZÔNICA, DE 1976 A 2010.....	152
FIGURA 37- TENDÊNCIA LINEAR DOS DADOS ANUAIS DE VAZÃO NA BACIA AMAZÔNICA, DE 1976 A 2010.	153

FIGURA 38- SÉRIE TEMPORAL DE CHUVA MENSAL PARA A SUB-REGIÃO NORTE (1976-2010).	158
FIGURA 39- SÉRIE TEMPORAL DE CHUVA MENSAL PARA A SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ (1976-2010).	158
FIGURA 40- SÉRIE TEMPORAL DE CHUVA MENSAL PARA A SUB-REGIÃO OESTE (1976-2010).....	159
FIGURA 41 - SÉRIE TEMPORAL DE CHUVA MENSAL PARA A SUB-REGIÃO SUL (1976-2010).	159
FIGURA 42- SÉRIE TEMPORAL DE CHUVA MENSAL PARA A SUB-REGIÃO CENTRAL (1976-2010).	160
FIGURA 43- TENDÊNCIA LINEAR PARA DADOS MENSAIS DE CHUVA, PARA O PERÍODO DE 1976-2010.	161
FIGURA 44- TENDÊNCIA LINEAR PARA OS TOTAIS ANUAIS DE CHUVA, NO PERÍODO DE 1976-2010. ...	162
FIGURA 45-DADOS ANUAIS (TOTAL OBSERVADO, SEM SUAVIZAÇÃO) DE CHUVA E VAZÃO (1976-2010) PARA AS SUB-REGIÕES HOMOGÊNEAS DA BACIA AMAZÔNICA (NORTE, AMAZONAS-FOZ, OESTE, SUL E CENTRAL). SÃO INDICADOS OS RESULTADOS DE SIGNIFICÂNCIA PARA CADA UMA DAS SUB- REGIÕES.....	164
FIGURA 46– (A) RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMERGENTE PARA O PERÍODO 1976-2010, PARA A AMÉRICA DO SUL, E (B) SUA RESPECTIVA ANOMALIA RELATIVA AO PERÍODO 1976-2010 (CLIMATOLOGIA). DADOS DO NOAA.....	166
FIGURA 47- COMPARAÇÃO ENTRE EXPERIMENTOS COM MODELOS NUMÉRICOS PARA DETECÇÃO DE ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS DEVIDO AO DESMATAMENTO NA AMAZÔNIA.....	167
FIGURA 48- CICLO ANUAL E TENDÊNCIA LINEAR DA PRECIPITAÇÃO MENSAL NA SUB-REGIÃO NORTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO 1976-2010.....	176
FIGURA 49- CICLO ANUAL E TENDÊNCIA LINEAR DA VAZÃO MENSAL NA SUB-REGIÃO NORTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO DE 1976-2010.	177
FIGURA 50- CICLO ANUAL E TENDÊNCIA LINEAR DA PRECIPITAÇÃO MENSAL NA SUB-REGIÃO AMAZONAS- FOZ DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO DE 1976-2010.	178
FIGURA 51- CICLO ANUAL E TENDÊNCIA LINEAR DA VAZÃO MENSAL NA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO 1976-2010.....	179
FIGURA 52- CICLO ANUAL E TENDÊNCIA LINEAR DA PRECIPITAÇÃO MENSAL NA SUB-REGIÃO OESTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO 1976-2010.....	181
FIGURA 53 - CICLO ANUAL E TENDÊNCIA LINEAR DA VAZÃO MENSAL NA SUB-REGIÃO OESTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO 1976-2010.	182
FIGURA 54- CICLO ANUAL E TENDÊNCIA LINEAR DA PRECIPITAÇÃO MENSAL NA SUB-REGIÃO SUL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO 1976-2010.....	184
FIGURA 55 - CICLO ANUAL E TENDÊNCIA LINEAR DA VAZÃO MENSAL NA SUB-REGIÃO SUL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO 1976-2010.	185
FIGURA 56- CICLO ANUAL E TENDÊNCIA LINEAR DA PRECIPITAÇÃO MENSAL NA SUB-REGIÃO CENTRAL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO 1976-2010.....	186
FIGURA 57- CICLO ANUAL E TENDÊNCIA LINEAR DA VAZÃO MENSAL NA SUB-REGIÃO CENTRAL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO 1976-2010.	187
FIGURA 58 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE TSM E DADOS DE VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO NORTE (1978-2010). OS VALORES DE SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA PARA ESSA CORRELAÇÃO ESTÃO APRESENTADOS NO APÊNDICE D.	193

- FIGURA 59 - ÁREAS OCEÂNICAS CUJA TSM É BEM CORRELACIONADA COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO NORTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, NO PERÍODO DE 1976 A 2010..... 197
- FIGURA 60 - VAZÃO ANUAL NA SUB-REGIÃO NORTE E MÉDIA DA TSM NO (A) ATLÂNTICO CENTRAL, (B) ATLÂNTICO TROPICAL NORTE, (C) ATLÂNTICO TROPICAL SUL, (D) NIÑO (PACÍFICO EQUATORIAL), (E) PACÍFICO SUL, (F) PACÍFICO TROPICAL SUL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. OS VALORES DE VAZÃO E TSM FORAM SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL COM JANELA DE 3 E 6 MESES..... 205
- FIGURA 61 - VAZÃO ANUAL NA SUB-REGIÃO NORTE E MÉDIA DA TSM SEM TENDÊNCIA NO (A) ATLÂNTICO CENTRAL, (B) ATLÂNTICO TROPICAL NORTE, (C) ATLÂNTICO TROPICAL SUL, (D) NIÑO (PACÍFICO EQUATORIAL), (E) PACÍFICO SUL, (F) PACÍFICO TROPICAL SUL PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. 213
- FIGURA 62 – ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE VAZÃO DA SUB-REGIÃO NORTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA VAZÃO MENSAL ($M^3 S^{-1}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A VAZÃO MENSAL DA REGIÃO NORTE (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS), (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 2 A 4 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 215
- FIGURA 63 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO DOS NIÑOS - PACÍFICO EQUATORIAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}C$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO NIÑO-PACÍFICO EQUATORIAL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS), (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 2 A 4 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 216
- FIGURA 64 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO DO ATLÂNTICO NORTE, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}C$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ATLÂNTICO NORTE (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS), (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 4 A 8 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 217
- FIGURA 65 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO DO ATLÂNTICO CENTRAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}C$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ATLÂNTICO CENTRAL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS), (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL 2 A 4 ANOS (A

LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET).....	218
FIGURA 66 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO DO PACÍFICO SUL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM (°C), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO PACÍFICO SUL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS), (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 2 A 4 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET).....	219
FIGURA 67 - ANOMALIA MENSAL DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO NORTE E INDICAÇÃO DE EVENTOS ENOS CONFORME <i>OCEANIC NIÑO INDEX</i> (ONI) ENTRE 1978 E 2010. LINHAS AZUIS INDICAM EVENTOS LA NIÑA E LINHAS VERMELHAS, EL NIÑO.	221
FIGURA 68 – CICLO ANUAL MÉDIO DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO NORTE PARA ANOS COM DIFERENTES EVENTOS ENOS: ANOS COM EL NIÑO FORTE (CURVA VERMELHA), ANOS COM EL NIÑO FRACO (CURVA AMARELA), ANOS COM LA NIÑA FORTE (AZUL) E ANOS COM LA NIÑA FRACA (VERDE). ..	223
FIGURA 69 - VAZÃO MÉDIA MENSAL NA SUB-REGIÃO NORTE PARA ANOS COM VALORES POSITIVOS (CURVA VERMELHA) E NEGATIVOS (CURVA AZUL) DO ÍNDICE NAO, ENTRE 1976 E 2010.....	224
FIGURA 70 - DESVIO PADRÃO MÉDIO PARA ANOS COM ANOMALIAS POSITIVAS DE VAZÃO (VALORES POSITIVOS > DO QUE UM DESVIO PADRÃO) NA SUB-REGIÃO NORTE (1989, 1990, 1993, 1996 E 1999).	226
FIGURA 71 - DESVIO PADRÃO MÉDIO PARA ANOS COM ANOMALIAS NEGATIVAS DE VAZÃO (VALORES NEGATIVOS< DO QUE UM DESVIO PADRÃO) NA SUB-REGIÃO NORTE (1983, 1985, 1992, 1995, 1997 E 2001).	227
FIGURA 72 – CICLO ANUAL DA VAZÃO NA SUB-REGIÃO NORTE PARA OS ANOS 1989 (CURVA TRAÇO-CONTÍNUO), 1990 (CURVA PONTILHADA), 1993 (CURVA TRAÇO PEQUENO), 1996 (CURVA TRAÇO GRANDE) E 1999 (CURVA TRAÇO-PONTO), COM VALORES ANUAIS SUPERIORES A UM DESVIO PADRÃO EM RELAÇÃO AO VALOR CLIMATOLÓGICO (CURVA VERMELHA) DE 1976 A 2010.....	228
FIGURA 73 - ANOMALIAS DE TSM PARA TODOS OS MESES DO ANO DE 1990 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), DADOS SEM TENDÊNCIA LINEAR. OS MESES SÃO IDENTIFICADOS NA PARTE SUPERIOR DE CADA MAPA, SENDO QUE 199001 REFERE-SE, POR EXEMPLO, A JANEIRO DE 1990, E ASSIM SUCESSIVAMENTE.....	230
FIGURA 74 - ANOMALIAS DE TSM PARA TODOS OS MESES DO ANO DE 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), DADOS SEM TENDÊNCIA LINEAR. OS MESES SÃO IDENTIFICADOS NA PARTE SUPERIOR DE CADA MAPA, SENDO QUE 199301 REFERE-SE, POR EXEMPLO, A JANEIRO DE 1993, E ASSIM SUCESSIVAMENTE.....	231
FIGURA 75 - ANOMALIAS DE TSM PARA TODOS OS MESES DO ANO DE 1996 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), DADOS SEM TENDÊNCIA LINEAR. OS MESES SÃO IDENTIFICADOS NA PARTE SUPERIOR DE CADA MAPA, SENDO QUE 199601 REFERE-SE, POR EXEMPLO, A JANEIRO DE 1996, E ASSIM SUCESSIVAMENTE.....	232

FIGURA 76 - ANOMALIA ANUAL DE VELOCIDADE VERTICAL DOS VENTOS (ÔMEGA) EM 850 hPa PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1990 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010).	233
FIGURA 77 - ANOMALIA ANUAL DE VELOCIDADE VERTICAL DOS VENTOS (ÔMEGA) EM 850 hPa PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010).	234
FIGURA 78 - ANOMALIA ANUAL DE VELOCIDADE VERTICAL DOS VENTOS (ÔMEGA) EM 850 hPa PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1996 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010).	234
FIGURA 79 - ANOMALIA ANUAL DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMERGENTE (ROLE) EM 850 hPa PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1990 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	235
FIGURA 80 - ANOMALIA ANUAL DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMERGENTE (ROLE) EM 850 hPa PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	235
FIGURA 81 - ANOMALIA ANUAL DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMERGENTE (ROLE) EM 850 hPa PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1996 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	236
FIGURA 82 - ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL PARA O PERÍODO DE ABRIL A SETEMBRO DE 1990 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), SEGUNDO DADOS DO GPCP.	237
FIGURA 83 - ANOMALIA DE ROLE NA AMÉRICA DO SUL PARA O PERÍODO DE ABRIL A SETEMBRO DE 1990 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), SEGUNDO DADOS DO GPCP.	238
FIGURA 84 - ANOMALIA DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL PARA O PERÍODO DE ABRIL A SETEMBRO DE 1990 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), SEGUNDO DADOS DO GPCP.	238
FIGURA 85 - ANOMALIA DE DIVERGÊNCIA DO AR ($s^{-1} \times 10^{-6}$), PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1990 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), NO NÍVEL SIGMA 0,2101. DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.....	239
FIGURA 86 - ANOMALIA DE DIVERGÊNCIA DE FLUXO DE AR ($s^{-1} \times 10^{-6}$), PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), NO NÍVEL SIGMA 0,2101. DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	240
FIGURA 87 - ANOMALIA DE DIVERGÊNCIA DE FLUXO DE AR ($s^{-1} \times 10^{-6}$), PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1996 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), NO NÍVEL SIGMA 0,2101. DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	240
FIGURA 88 - ANOMALIA DA MÉDIA ANUAL DA CIRCULAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL EM 1990 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010) EM 850 hPa. DADOS DA REANÁLISE I.....	241
FIGURA 89 - ANOMALIA DA MÉDIA ANUAL DA CIRCULAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL EM 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010) EM 850 hPa. DADOS DA REANÁLISE I.....	242

FIGURA 90 - ANOMALIA DA MÉDIA ANUAL DA CIRCULAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL EM 1996 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010) EM 850 hPa. DADOS DA REANÁLISE I....	242
FIGURA 91 – CICLO ANUAL DA VAZÃO NA SUB-REGIÃO NORTE PARA OS ANOS 1983 (CURVA PONTILHADA), 1985 (CURVA TRAÇO MÉDIO), 1992 (CURVA TRAÇO GRANDE), 1995 (CURVA TRAÇO PEQUENO), 1997 (CURVA TRAÇO-PONTO-PONTO) E 2001 (CURVA TRAÇO-CONTÍNUO), COM VALORES ANUAIS SUPERIORES A UM DESVIO PADRÃO EM RELAÇÃO AO VALOR CLIMATOLÓGICO (CURVA VERMELHA) DE 1976 A 2010.	243
FIGURA 92 - ANOMALIAS DE TSM PARA TODOS OS MESES DO ANO DE 1985 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), DADOS SEM TENDÊNCIA LINEAR. OS MESES SÃO IDENTIFICADOS NA PARTE SUPERIOR DE CADA MAPA, SENDO QUE 198501 REFERE-SE, POR EXEMPLO, A JANEIRO DE 1985, E ASSIM SUCESSIVAMENTE.....	245
FIGURA 93 - ANOMALIAS DE TSM PARA TODOS OS MESES DO ANO DE 2001 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), DADOS SEM TENDÊNCIA LINEAR. OS MESES SÃO IDENTIFICADOS NA PARTE SUPERIOR DE CADA MAPA, SENDO QUE 200101 REFERE-SE, POR EXEMPLO, A JANEIRO DE 2001, E ASSIM SUCESSIVAMENTE.....	246
FIGURA 94 - ANOMALIA DE VELOCIDADE VERTICAL DOS VENTOS (ÔMEGA) PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 2001 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010) EM 850hPa.	247
FIGURA 95 - ANOMALIA DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMERGENTE (ROLE) PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 2001 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010) EM 850hPa.	248
FIGURA 96 - ANOMALIA DE FUNÇÃO DE CORRENTE ANUAL ($M^*M/S \cdot 10^7$) DURANTE 2001 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), NO NÍVEL SIGMA 0,2582. DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	249
FIGURA 97 - ANOMALIA DE FUNÇÃO DE CORRENTE ANUAL ($M^*M/S \cdot 10^7$) DURANTE 1990 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), NO NÍVEL SIGMA 0,2582. DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	249
FIGURA 98 - ANOMALIA DE FLUXO DE AR ($S^{-1} \times 10^{-6}$), PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 2001 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), NO NÍVEL SIGMA 0,2101. DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	250
FIGURA 99 - ANOMALIA DA MÉDIA ANUAL DA CIRCULAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL EM 2001 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DA REANÁLISE I.	251
FIGURA 100 - ANOMALIAS DE PRECIPITAÇÃO PARA (A) 1990 E (B) 2001 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), DADOS DO GPCP.	252
FIGURA 101 - ANOMALIA DE ROLE PARA O PERÍODO CHUVOSO (ABRIL A SETEMBRO) NA SUB-REGIÃO NORTE PARA (A) 1990 E (B) 2001 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010).	253
FIGURA 102 - ANOMALIA ANUAL DE VENTO ZONAL EM 850 hPa PARA 1990 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010).	254
FIGURA 103 - ANOMALIA ANUAL DE VENTO ZONAL EM 850 hPa PARA 2001 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010).	255

FIGURA 104 - ANOMALIA DE VENTO ZONAL EM 850 hPa PARA PERÍODO COM PDO NEGATIVA, DE 1960 A 1976.....	256
FIGURA 105 - ANOMALIA DE VENTO ZONAL EM 850 hPa PARA PERÍODO COM PDO POSITIVA, DE 1977 A 1996.....	257
FIGURA 106 - ANOMALIA DE VENTO MERIDIONAL EM 850 hPa PARA PERÍODO COM PDO NEGATIVA, DE 1960 A 1976.....	257
FIGURA 107 - ANOMALIA DE VENTO MERIDIONAL EM 850 hPa PARA PERÍODO COM PDO POSITIVA, DE 1977 A 1996.....	258
FIGURA 108 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE TSM E DADOS DE VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. OS VALORES DE SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA PARA ESSA CORRELAÇÃO ESTÃO APRESENTADOS NO APÊNDICE E.	261
FIGURA 109 - ÁREAS OCEÂNICAS CUJA TSM É BEM CORRELACIONADA COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, NO PERÍODO DE 1976 A 2010.	262
FIGURA 110 - VAZÃO ANUAL NA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ E MÉDIA DA TSM NA ÁREAS OCEÂNICAS (A) ANTÁRTICA-ÁFRICA, (B) ANTÁRTICA-AMÉRICA DO SUL, (C) ÍNDICO, (D) NIÑO-PACÍFICO EQUATORIAL, (E) PACÍFICO NORTE, (F) ATLÂNTICO SUL E (G) ATLÂNTICO CENTRAL, ENTRE 1976 E 2010. OS VALORES DE VAZÃO E TSM FORAM SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL COM JANELA DE 3 E 6 MESES.	271
FIGURA 111 - VAZÃO ANUAL NA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ E MÉDIA DA TSM, SEM TENDÊNCIA, NA REGIÃO (A) ANTÁRTICA-ÁFRICA, (B) ANTÁRTICA-AMÉRICA DO SUL, (C) ÍNDICO, (D) NIÑO-PACÍFICO EQUATORIAL, (E) PACÍFICO NORTE, (F) ATLÂNTICO SUL E (G) ATLÂNTICO CENTRAL.....	280
FIGURA 112 – ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE VAZÃO DA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA VAZÃO MENSAL (M3/S), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A VAZÃO MENSAL DA REGIÃO NORTE (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 2 A 4 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET).....	282
FIGURA 113 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO ANTÁRTICA-ÁFRICA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM (°C), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ANTÁRTICA-ÁFRICA (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 3 A 6 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET).....	283
FIGURA 114 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO ANTÁRTICA-AMÉRICA DO SUL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM (°C), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ANTÁRTICA-AMÉRICA DO	

SUL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 0 A 12 MESES (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 284

FIGURA 115- ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO ATLÂNTICO CENTRAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ATLÂNTICO CENTRAL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 0 A 12 MESES (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 285

FIGURA 116 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO ATLÂNTICO SUL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ATLÂNTICO SUL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 0 A 12 MESES (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 286

FIGURA 117 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO ÍNDICO, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ÍNDICO (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 2 A 4 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 287

FIGURA 118 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO NIÑO - PACÍFICO EQUATORIAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO NIÑO - PACÍFICO EQUATORIAL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 2 A 4 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 288

FIGURA 119 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO PACÍFICO NORTE, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO PACÍFICO NORTE (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE

POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 0 A 12 MESES (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET).....	289
FIGURA 120 – CICLO ANUAL MÉDIO DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ PARA ANOS COM DIFERENTES EVENTOS ENOS: ANOS COM EL NIÑO FORTE (CURVA VERMELHA), ANOS COM EL NIÑO FRACO (CURVA AMARELA), ANOS COM LA NIÑA FORTE (AZUL) E ANOS COM LA NIÑA FRACA (VERDE).	290
FIGURA 121 - MÉDIA DE VAZÃO MENSAL PARA ANOS COM ÍNDICES POSITIVOS (CURVA VERMELHA) E NEGATIVOS (CURVA AZUL) DO ÍNDICE NAO PARA A SÉRIE TEMPORAL DE 1976 A 2010.....	291
FIGURA 122 - ANOMALIA MENSAL DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ E INDICAÇÃO DE EVENTOS ENOS CONFORME <i>OCEANIC NIÑO INDEX</i> (ONI) ENTRE 1976 E 2010. LINHAS AZUIS INDICAM EVENTOS DE LA NIÑA E LINHAS VERMELHAS, DE EL NIÑO.	292
FIGURA 123 - MÉDIA DO DESVIO PADRÃO DA TSM PARA ANOS COM ANOMALIAS POSITIVAS DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ (1978, 1989, 2007, 2008 E 2009).....	293
FIGURA 124 - MÉDIA DO DESVIO PADRÃO DA TSM PARA ANOS COM ANOMALIAS NEGATIVAS DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ (1980, 1981, 1983, 1985, 1991, 1992, 1997, 1998, 2002 E 2010).	294
FIGURA 125 – CICLO ANUAL DA VAZÃO NA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ PARA A MÉDIA CLIMATOLÓGICA (CURVA VERMELHA), OS ANOS 1978 (CURVA CONTÍNUA), 1989 (CURVA PONTILHADA), 2007 (CURVA TRAÇO MÉDIO), 2008 (CURVA TRAÇO GRANDE) E 2009 (CURVA TRAÇO-PONTO-TRAÇO), COM VALORES ANUAIS SUPERIORES A UM DESVIO PADRÃO EM RELAÇÃO AO VALOR CLIMATOLÓGICO, DE 1976 A 2010.	295
FIGURA 126– CICLO ANUAL DA VAZÃO NA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ PARA A MÉDIA CLIMATOLÓGICA (CURVA VERMELHA), OS ANOS 1980 (CURVA TRAÇO-CONTÍNUO), 1981 (CURVA PONTILHADA), 1983 (CURVA TRAÇO PEQUENO), 1985 (CURVA TRAÇO MÉDIO), 1991 (CURVA TRAÇO-PONTO-TRAÇO), 1992 (CURVA TRAÇO-GRANDE), 1997 (CURVA TRAÇO CURTO-PONTO), 1998 (CURVA TRAÇO LONGO-PONTO), 2002 (CURVA TRAÇO-FINO) E 2010 (CURVA TRAÇO-MÉDIO-FINO), COM VALORES ANUAIS INFERIORES A UM DESVIO PADRÃO EM RELAÇÃO AO VALOR CLIMATOLÓGICO, DE 1976 A 2010.	296
FIGURA 127 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE TSM E DADOS DE VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO OESTE PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. OS VALORES DE SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA PARA ESSA CORRELAÇÃO ESTÃO APRESENTADOS NO APÊNDICE F.....	299
FIGURA 128 - ÁREAS OCEÂNICAS BEM CORRELACIONADAS (1976-2010) COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO OESTE DA AMAZÔNIA.	300
FIGURA 129 - VAZÃO ANUAL NA SUB-REGIÃO OESTE E MÉDIA DA TSM NA REGIÃO (A) ATLÂNTICO CENTRAL, (B) ATLÂNTICO TROPICAL SUL, (C) NIÑO-PACÍFICO EQUATORIAL, (D) PACÍFICO NORTE (E) PACÍFICO SUL, PARA PERÍODO DE 1976 A 2010. OS VALORES DE VAZÃO E TSM FORAM SUAVIZADOS POR MM COM JANELA DE 3 A 6 MESES.....	307

- FIGURA 130 - VAZÃO ANUAL NA SUB-REGIÃO OESTE E MÉDIA DA TSM, SEM TENDÊNCIA, NA REGIÃO (A) ATLÂNTICO CENTRAL, (B) ATLÂNTICO TROPICAL SUL, (C) NIÑO-PACÍFICO EQUATORIAL, (D) PACÍFICO NORTE (E) PACÍFICO SUL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010, COM DADOS SUAVIZADOS POR MM DE 0 A 6 MESES. 313
- FIGURA 131 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE VAZÃO DA SUB-REGIÃO OESTE, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA VAZÃO (M³/S), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO OESTE (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 2 A 4 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET). 315
- FIGURA 132 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO ATLÂNTICO CENTRAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM (°C), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ATLÂNTICO CENTRAL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 0 A 12 MESES (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET). 317
- FIGURA 133 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO NIÑO-PACÍFICO EQUATORIAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM (°C), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO NIÑO-PACÍFICO EQUATORIAL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 4 A 8 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET). 317
- FIGURA 134 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO PACÍFICO NORTE, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM (°C), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO PACÍFICO NORTE (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, ((C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 2 A 4 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET). 318
- FIGURA 135 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO PACÍFICO SUL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM (°C), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO PACÍFICO SUL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE

POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 2 A 4 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET).....	319
FIGURA 136 – CICLO ANUAL MÉDIO DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO OESTE PARA ANOS COM DIFERENTES EVENTOS ENOS: ANOS COM EL NIÑO FORTE (CURVA VERMELHA), ANOS COM EL NIÑO FRACO (CURVA AMARELA), ANOS COM LA NIÑA FORTE (AZUL) E ANOS COM LA NIÑA FRACA (VERDE). ..	320
FIGURA 137 - ANOMALIA MENSAL DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO OESTE E INDICAÇÃO DE EVENTOS ENOS CONFORME <i>OCEANIC NIÑO INDEX</i> (ONI) ENTRE 1976 E 2010. SETAS AZUIS INDICAM EVENTOS DE LA NIÑA E SETAS VERMELHAS, DE EL NIÑO.....	321
FIGURA 138 - DESVIO PADRÃO MÉDIO PARA ANOS COM ANOMALIAS POSITIVAS DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO OESTE (1982, 1993, 1999 E 2009).....	323
FIGURA 139 - DESVIO PADRÃO MÉDIO PARA ANOS COM ANOMALIAS NEGATIVAS DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO OESTE (1980, 1983, 1995, 1998, 2005, 2006 E 2010).	324
FIGURA 140– CICLO ANUAL DA VAZÃO NA SUB-REGIÃO OESTE PARA A MÉDIA CLIMATOLÓGICA (CURVA VERMELHA), OS ANOS 1982 (CURVA TRAÇO-CONTÍNUO), 1993 (CURVA PONTILHADA), 1999 (CURVA TRAÇO PEQUENO) E 2009 (CURVA TRAÇO MÉDIO) COM VALORES ANUAIS SUPERIORES A UM DESVIO PADRÃO EM RELAÇÃO AO VALOR CLIMATOLÓGICO, DE 1976 A 2010.....	325
FIGURA 141 - ANOMALIA ANUAL DE TSM EM 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), DADOS SEM TENDÊNCIA LINEAR.	326
FIGURA 142 - ANOMALIA ANUAL DE VELOCIDADE VERTICAL DO VENTO (ÔMEGA) (PA/S) EM 850 hPa, PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.....	327
FIGURA 143 - ANOMALIA ANUAL DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMERGENTE (ROLE) EM 850 hPa PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	328
FIGURA 144 - ANOMALIA ANUAL DE PRECIPITAÇÃO (MM/DIA) PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DO GPCP.....	329
FIGURA 145 - ANOMALIA ANUAL DE DIVERGÊNCIA ($s^{-1} \times 10^{-6}$ EM NÍVEL SIGMA 0,2101 PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.....	329
FIGURA 146 - ANOMALIA DE OMEGA EM 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010) SOBRE A SUB-REGIÃO OESTE, DELIMITADA PELAS COORDENADAS 75°O E 10°S E 65°O E 5°S. DADOS REANÁLISE I NCEP/NCAR.	330
FIGURA 147 - ANOMALIA DA COMPONENTE ZONAL DO VENTO EM 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010) SOBRE A SUB-REGIÃO OESTE, DELIMITADA PELAS COORDENADAS 75°O E 10°S E 65°O E 5°S. DADOS REANÁLISE I NCEP/NCAR.....	331
FIGURA 148 - ANOMALIA DA COMPONENTE MERIDIONAL DO VENTO EM 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). SOBRE A SUB-REGIÃO OESTE, DELIMITADA PELAS COORDENADAS 75°O E 10°S E 65°O E 5°S. DADOS REANÁLISE I NCEP/NCAR.....	331

FIGURA 149 - ANOMALIA ANUAL CIRCULAÇÃO EM 850 hPa PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	332
FIGURA 150 - ANOMALIA ANUAL DE VENTO MERIDIONAL EM 850 hPa, PARA A AMÉRICA DO SUL, DURANTE O ANO DE 1993 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	333
FIGURA 151 – CICLO ANUAL DA VAZÃO NA SUB-REGIÃO OESTE PARA A MÉDIA CLIMATOLÓGICA (CURVA VERMELHA), OS ANOS 1980 (CURVA TRAÇO-CONTÍNUO), 1983 (CURVA PONTILHADA), 1995 (CURVA TRAÇO PEQUENO), 1998 (CURVA TRAÇO MÉDIO), 2005 (CURVA TRAÇO-PEQUENO PONTO TRAÇO-PEQUENO), 2006 (CURVA TRAÇO-GRANDE), 2010 (CURVA TRAÇO-GRANDE PONTO TRAÇO-GRANDE), COM VALORES ANUAIS INFERIORES A UM DESVIO PADRÃO EM RELAÇÃO AO VALOR CLIMATOLÓGICO, NO PERÍODO DE 1976 A 2010.	334
FIGURA 152 - ANOMALIA ANUAL DE TSM EM 1980 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), DADOS SEM TENDÊNCIA LINEAR.	335
FIGURA 153 - ANOMALIA ANUAL DE VELOCIDADE VERTICAL DOS VENTOS (ÔMEGA) EM 850 hPa PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1980 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010).	336
FIGURA 154 - ANOMALIA ANUAL DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMERGENTE (ROLE) EM 850 hPa PARA A AMÉRICA DO SUL DURANTE O ANO DE 1980 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR.	337
FIGURA 155 - ANOMALIA DA MÉDIA ANUAL DA CIRCULAÇÃO SOBRE A AMÉRICA DO SUL EM 1980 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010). DADOS DA REANÁLISE I.	338
FIGURA 156 - ANOMALIA ANUAL DE VENTO MERIDIONAL NA AMÉRICA DO SUL EM 1980 (COM RELAÇÃO À MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1976 A 2010), SEGUNDO DADOS DA REANÁLISE I NCEP/NCAR. ...	339
FIGURA 157 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE TSM E DADOS DE VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO SUL PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. OS VALORES DE SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA PARA ESSA CORRELAÇÃO ESTÃO APRESENTADOS NO APÊNDICE G.	341
FIGURA 158 - ÁREAS OCEÂNICAS BEM CORRELACIONADAS (1976-2010) COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO SUL DA AMAZÔNIA.	342
FIGURA 159 - VAZÃO ANUAL NA SUB-REGIÃO SUL E MÉDIA DA TSM NA REGIÃO (A) ATLÂNTICO CENTRAL, (B) ATLÂNTICO SUL, (C) ATLÂNTICO TROPICAL SUL (D) NIÑO-PACÍFICO EQUATORIAL, (E) PACÍFICO NORTE (F) PACÍFICO SUL.	351
FIGURA 160 - VAZÃO ANUAL NA SUB-REGIÃO SUL E MÉDIA DA TSM, SEM TENDÊNCIA, NA REGIÃO (A) ATLÂNTICO CENTRAL, (B) ATLÂNTICO SUL, (C) ATLÂNTICO TROPICAL SUL (D) NIÑO-PACÍFICO EQUATORIAL, (E) PACÍFICO NORTE (F) PACÍFICO SUL.	359
FIGURA 161 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE VAZÃO DA SUB-REGIÃO SUL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA VAZÃO (m^3/s^{-1}), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO SUL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE	

95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 2 A 4 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 361

FIGURA 162- ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO ATLÂNTICO CENTRAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ATLÂNTICO CENTRAL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 0 A 12 MESES (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 362

FIGURA 163- ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO ATLÂNTICO TROPICAL SUL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ATLÂNTICO TROPICAL SUL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 0 A 12 MESES (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 363

FIGURA 164- ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO NIÑO - PACÍFICO EQUATORIAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO NIÑO - PACÍFICO EQUATORIAL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 0 A 12 MESES (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 364

FIGURA 165- ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO PACÍFICO NORTE, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO PACÍFICO NORTE (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 0 A 12 MESES (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 365

FIGURA 166 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO PACÍFICO SUL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ATLÂNTICO TROPICAL SUL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE

95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA TSM NA FAIXA ESPECTRAL DE 1 A 2 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET).	366
FIGURA 167 - DESVIO PADRÃO MÉDIO PARA ANOS COM ANOMALIAS POSITIVAS DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO SUL (1977, 1978, 1982, 1989 E 2008).	368
FIGURA 168 - DESVIO PADRÃO MÉDIO PARA ANOS COM ANOMALIAS NEGATIVAS DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO SUL (1998, 2002, 2003, 2006 E 2010).	369
FIGURA 169 – CICLO ANUAL MÉDIO DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO SUL PARA ANOS COM DIFERENTES EVENTOS ENOS: ANOS COM EL NIÑO FORTE (CURVA VERMELHA), ANOS COM EL NIÑO FRACO (CURVA AMARELA), ANOS COM LA NIÑA FORTE (AZUL) E ANOS COM LA NIÑA FRACA (VERDE). ..	370
FIGURA 170 - ANOMALIA MENSAL DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO SUL E INDICAÇÃO DE EVENTOS ENOS CONFORME <i>OCEANIC NIÑO INDEX</i> (ONI) ENTRE 1976 E 2010. SETAS AZUIS INDICAM EVENTOS DE LA NIÑA E SETAS VERMELHAS, DE EL NIÑO.....	371
FIGURA 171 – CICLO ANUAL DA VAZÃO NA SUB-REGIÃO SUL PARA A MÉDIA CLIMATOLÓGICA (CURVA VERMELHA), OS ANOS 1977 (CURVA TRAÇO-CONTÍNUO), 1978 (CURVA PONTILHADA), 1982 (CURVA TRAÇO PEQUENO), 1989 (CURVA TRAÇO GRANDE) E 2008 (CURVA TRAÇO-PONTO), COM VALORES ANUAIS SUPERIORES A UM DESVIO PADRÃO EM RELAÇÃO AO VALOR CLIMATOLÓGICO.	372
FIGURA 172 – CICLO ANUAL DA VAZÃO NA SUB-REGIÃO SUL PARA A MÉDIA CLIMATOLÓGICA (CURVA VERMELHA), OS ANOS 1998 (CURVA TRAÇO-CONTÍNUO), 2002 (CURVA PONTILHADA), 2003 (CURVA TRAÇO PEQUENO), 2006 (CURVA TRAÇO GRANDE) E 2010 (CURVA TRAÇO-PONTO), COM VALORES ANUAIS INFERIORES A UM DESVIO PADRÃO EM RELAÇÃO AO VALOR CLIMATOLÓGICO..	373
FIGURA 173 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE TSM E DADOS DE VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO CENTRAL PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. OS VALORES DE SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA PARA ESSA CORRELAÇÃO ESTÃO APRESENTADOS NO APÊNDICE H.	375
FIGURA 174 - ÁREAS OCEÂNICAS BEM CORRELACIONADAS (1976-2010) COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO CENTRAL DA AMAZÔNIA.	377
FIGURA 175 - VAZÃO ANUAL NA SUB-REGIÃO CENTRAL E MÉDIA DA TSM NA REGIÃO (A) ATLÂNTICO CENTRAL, (B) ATLÂNTICO SUL, (C) ATLÂNTICO TROPICAL SUL E (D) PACÍFICO CENTRAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010.	383
FIGURA 176 - VAZÃO ANUAL NA SUB-REGIÃO CENTRAL E MÉDIA DA TSM, SEM TENDÊNCIA, NA REGIÃO (A) ATLÂNTICO CENTRAL, (B) ATLÂNTICO SUL, (C) ATLÂNTICO TROPICAL SUL E (D) PACÍFICO CENTRAL, PARA O PERÍODO 1976-2010.....	388
FIGURA 177 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE VAZÃO DA SUB-REGIÃO CENTRAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA VAZÃO ($m^3 s^{-1}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO CENTRAL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 2 A 4 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET).....	390

FIGURA 178 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO ATLÂNTICO CENTRAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ATLÂNTICO CENTRAL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 4 A 8 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 391

FIGURA 179 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO ATLÂNTICO SUL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIÂNCIA TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ATLÂNTICO SUL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 4 A 8 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 392

FIGURA 180 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO ATLÂNTICO TROPICAL SUL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO ATLÂNTICO TROPICAL SUL (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 4 A 8 ANOS (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 393

FIGURA 181 - ANÁLISE DE ONDELETAS PARA OS DADOS DE TSM DA REGIÃO PACÍFICO CENTRAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. (A) SÉRIE TEMPORAL DA TSM ($^{\circ}\text{C}$), (B) VARIAÇÃO TEMPORAL DO ESPECTRO DE POTÊNCIA PARA A TSM MENSAL DA REGIÃO PACÍFICO (A SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, AO NÍVEL DE 95%, ESTÁ INDICADA POR ISOLINHAS PRETAS, (C) ESPECTRO DE POTÊNCIA TOTAL (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA O NÍVEL DE SIGNIFICÂNCIA DE 95%), (D) SÉRIE TEMPORAL DA MÉDIA DA VARIÂNCIA DA VAZÃO NA FAIXA ESPECTRAL DE 0 A 12 MESES (A LINHA TRACEJADA REPRESENTA A SIGNIFICÂNCIA MÉDIA DA VARIÂNCIA DOS SINAIS CAPTADOS PELA ONDA MORLET)..... 394

FIGURA 182— CICLO ANUAL MÉDIO DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO CENTRAL PARA ANOS COM DIFERENTES EVENTOS ENOS: ANOS COM EL NIÑO FORTE (CURVA VERMELHA), ANOS COM EL NIÑO FRACO (CURVA AMARELA), ANOS COM LA NIÑA FORTE (AZUL) E ANOS COM LA NIÑA FRACA (VERDE). .. 395

FIGURA 183 - ANOMALIA MENSAL DE VAZÃO NA SUB-REGIÃO CENTRAL E INDICAÇÃO DE EVENTOS ENOS CONFORME *OCEANIC NIÑO INDEX* (ONI), ENTRE 1976 E 2010. SETAS AZUIS INDICAM EVENTOS DE LA NIÑA E SETAS VERMELHAS, DE EL NIÑO..... 396

FIGURA 184— CICLO ANUAL DA VAZÃO NA SUB-REGIÃO CENTRAL PARA A MÉDIA CLIMATOLÓGICA (CURVA VERMELHA), OS ANOS 1977 (CURVA TRAÇO-CONTÍNUO), 1978 (CURVA PONTILHADA), 1982

(CURVA TRAÇO-PEQUENO), 1989 (CURVA TRAÇO MÉDIO), 2008 (CURVA TRAÇO GRANDE, COM VALORES ANUAIS SUPERIORES A UM DESVIO PADRÃO EM RELAÇÃO AO VALOR CLIMATOLÓGICO. 397	
FIGURA 185– CICLO ANUAL DA VAZÃO NA SUB-REGIÃO CENTRAL PARA A MÉDIA CLIMATOLÓGICA (CURVA VERMELHA), OS ANOS 1998 (CURVA TRAÇO-CONTÍNUO), 1999 (CURVA PONTILHADA), 2002 (CURVA TRAÇO-PEQUENO), 2003 (CURVA TRAÇO GRANDE), 2006 (CURVA TRAÇO-PEQUENO PONTO) E 2010 (CURVA TRAÇO-GRANDE PONTO), COM VALORES ANUAIS INFERIORES A UM DESVIO PADRÃO EM RELAÇÃO AO VALOR CLIMATOLÓGICO.	398
FIGURA 186 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO NORTE, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE TRÊS MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010. ...	401
FIGURA 187 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE TRÊS MESES, DE 1993 A 2010.	402
FIGURA 188 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO NORTE, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE SEIS MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.	402
FIGURA 189 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE SEIS MESES, DE 1993 A 2010.....	403
FIGURA 190 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO NORTE, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.	404
FIGURA 191 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.....	404
FIGURA 192- MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO NORTE, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE DOZE MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010. ...	405
FIGURA 193 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE DOZE MESES, DE 1993 A 2010.	406
FIGURA 194 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE TRÊS MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.....	408
FIGURA 195 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	408
FIGURA 196 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE SEIS MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.....	409
FIGURA 197 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	410
FIGURA 198 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.....	410
FIGURA 199 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	411

FIGURA 200 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE DOZE MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.....	411
FIGURA 201 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	412
FIGURA 202 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO OESTE, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE TRÊS MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010. ...	414
FIGURA 203 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	415
FIGURA 204 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO OESTE, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE SEIS MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.	415
FIGURA 205 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	416
FIGURA 206 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO OESTE, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010....	417
FIGURA 207 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	417
FIGURA 208 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO OESTE, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE DOZE MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010. ...	418
FIGURA 209 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	419
FIGURA 210 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO SUL, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE TRÊS MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010. ...	421
FIGURA 211 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	421
FIGURA 212 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO SUL, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE SEIS MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.	422
FIGURA 213 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	423
FIGURA 214 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO SUL, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010....	423
FIGURA 215 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	424
FIGURA 216 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO SUL, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE DOZE MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010. ...	425
FIGURA 217 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	425
FIGURA 218 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO CENTRAL, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE TRÊS MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.	427

FIGURA 219 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	428
FIGURA 220 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO CENTRAL, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE SEIS MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.	428
FIGURA 221 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	429
FIGURA 222 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO CENTRAL, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.	430
FIGURA 223 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	430
FIGURA 224 - MODELO, POR REGRESSÃO LINEAR, PARA A VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO CENTRAL, COM DADOS SUAVIZADOS POR MÉDIA MÓVEL DE DOZE MESES, PARA O PERÍODO DE 1993 A 2010.	431
FIGURA 225 - VAZÃO MENSAL OBSERVADA (LINHA PRETA) E PREVISTA PELO MODELO (LINHA VERMELHA) COM MÉDIA MÓVEL DE NOVE MESES, DE 1993 A 2010.	431

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - POPULAÇÃO, POR PAÍS, NA AMAZÔNIA.	44
TABELA 2 - RELAÇÃO ENTRE TAMANHO DA AMOSTRA E VALOR MÍNIMO DE R EXIGIDO PARA QUE A AMOSTRA TENHA SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA PARA 95%.	120
TABELA 3 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO, NAS ESCALAS ANUAL E MENSAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010, COM DADOS OBSERVADOS. OS ORIGINAIS DE VAZÃO E PRECIPITAÇÃO DADOS FORAM ADQUIRIDOS DO SISTEMA HIDROWEB/ANA.OBSERVAÇÃO: (*) A CORRELAÇÃO LINEAR ANUAL ENTRE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO DA REGIÃO AMAZONAS-FOZ APRESENTA SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA PARA O NÍVEL DE 97,5%.	138
TABELA 4 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE PRECIPITAÇÃO E VAZÃO PARA AS SUB-REGIÕES NORTE, AMAZONAS-FOZ, OESTE, SUL E CENTRAL, NA ESCALA MENSAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. OS DADOS SÃO OBSERVADOS, OBTIDOS DO SISTEMA HIDROWEB/ANA. OS VALORES EM NEGRITO ATINGEM O VALOR MÍNIMO DE R EXIGIDO PARA SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA DE 95%, CONSIDERANDO O TAMANHO DA AMOSTRA ($N=35$), COM $T\text{-CRÍTICO} = 1,690$ (ROGERSON, 2012, P, 190).	141
TABELA 5 - VALOR DE R PARA DIFERENTES LAGS (DADOS OBSERVADOS, OU SEJA, COM ANOMALIA E SAZONALIDADE)	145
TABELA 6— TENDÊNCIA LINEAR DA VAZÃO (%) NAS CINCO SUB-REGIÕES DA BACIA AMAZÔNICA, NORTE, AMAZONAS-FOZ, OESTE, SUL E CENTRAL, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010.	152
TABELA 7- TENDÊNCIA LINEAR DE CHUVA (%) NAS CINCO SUB-REGIÕES DA BACIA AMAZÔNICA, NORTE, AMAZONAS-FOZ, OESTE, SUL E CENTRAL, PARA O PERÍODO DE 1976-2010.	160
TABELA 8- TENDÊNCIA LINEAR (%) PARA VALORES MENSIS E ANUAIS, PARA VAZÃO E PRECIPITAÇÃO, PARA AS CINCO SUB-REGIÕES HOMOGÊNEAS DA BACIA AMAZÔNICA (NORTE, AMAZONAS-FOZ, OESTE, SUL E CENTRAL), ENTRE 1976 E 2010. ** SIGNIFICA VALORES SIGNIFICATIVOS PARA O TESTE DE MANN-KENDALL.	164
TABELA 9 - RESULTADOS DO TESTE DE MANN-KENDALL PARA AS SÉRIES TEMPORAIS DE CHUVA E VAZÃO NAS ESCALAS MENSAL E ANUAL. OS VALORES DA TABELA INDICAM O RISCO AO SE ACEITAR A HIPÓTESE ALTERNATIVA, OU SEJA, DA TENDÊNCIA CALCULADA NÃO SER ESTATISTICAMENTE SIGNIFICATIVA. AS QUADRÍCULAS COM VALORES INDICAM QUE HÁ SIGNIFICÂNCIA ESTATÍSTICA, SEGUNDO O MÉTODO DE MANN-KENDALL. AS QUADRÍCULAS VAZIAS INDICAM QUE NÃO HÁ SIGNIFICÂNCIA PARA A TENDÊNCIA SEGUNDO O TESTE DE MANN-KENDALL.	165
TABELA 10 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE AS ÁREAS DE TSM SELECIONADAS NESTE ESTUDO E QUE APRESENTAM CORRELAÇÃO SIGNIFICATIVA COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO NORTE E OS ÍNDICES CLIMÁTICOS DE TSM, OBTIDOS DO PSD/ESRL/NOAA (HTTP://WWW.ESRL.NOAA.GOV/PSD/DATA/CLIMATEINDICES/LIST/) (SOUTHERN OSCILLATION INDEX - SOI; CARIBBEAN INDEX - CAR; ATLANTIC MERIDIONAL MODE - AMM; TROPICAL SOUTH ATLANTIC - TSA; TROPICAL NORTH ATLANTIC - TNA).	198

TABELA 11 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE VAZÃO ANUAL E VALORES ANUAIS DE TSM PARA ÁREAS OCEÂNICAS BEM CORRELACIONADAS COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO NORTE DA BACIA AMAZÔNICA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010, COM DEFASAGEM TEMPORAL (MM) DE 0 A 6 MESES. VALORES EM NEGRITO SÃO SIGNIFICATIVOS ESTATISTICAMENTE AO NÍVEL 90% (T-CRÍTICO = 1,307), SEGUNDO O TESTE T-STUDENT	199
TABELA 12 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE VAZÃO ANUAL E VALORES ANUAIS DE TSM SEM TENDÊNCIA LINEAR PARA ÁREAS OCEÂNICAS BEM CORRELACIONADAS COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO NORTE DA BACIA AMAZÔNICA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010, COM SUAVIZAÇÃO (MM) DE 0 A 6 MESES. VALORES EM NEGRITO SÃO SIGNIFICATIVOS ESTATISTICAMENTE AO NÍVEL DE 90% (T-CRÍTICO = 1,307), SEGUNDO O TESTE T-STUDENT	206
TABELA 13 - PORCENTAGEM DA VARIÂNCIA DA VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO NORTE EXPLICADA POR CADA UMA DAS ÁREAS DE TSM SELECIONADAS PARA DADOS COM TENDÊNCIA E SEM TENDÊNCIA LINEAR, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010 E CASOS DE MÉDIA SIMPLES, COM MM DE 3 MESES E MM DE 6 MESES). O VALOR DE R ² TOTAL REFERE-SE À SOMA LINEAR DO R ² INDIVIDUAL CALCULADO PARA CADA REGRESSÃO LINEAR SIMPLES, DE FORMA QUE NÃO DEVE SER IGUAL AO VALOR DE R ² DE UM MODELO DE REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA, ONDE SE ASSUME A COVARIÂNCIA ENTRE AS VARIÁVEIS INDEPENDENTES	214
TABELA 14 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE AS ÁREAS DE TSM SELECIONADAS NESTE ESTUDO, QUE APRESENTAM CORRELAÇÃO SIGNIFICATIVA COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ E OS ÍNDICES CLIMÁTICOS DE TSM, OBTIDOS DO PSD/ESRL/NOAA (HTTP://WWW.ESRL.NOAA.GOV/PSD/DATA/CLIMATEINDICES/LIST/) (ANTARCTIC OSCILLATION - AAO; SOUTHERN OSCILLATION INDEX - SOI; CARIBBEAN INDEX - CAR; ATLANTIC MERIDIONAL MODE - AMM; TROPICAL SOUTH ATLANTIC - TSA; TROPICAL NORTH ATLANTIC - TNA; PACIFIC DECADEAL OSCILLATION - PDO).	263
TABELA 15 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE VAZÃO ANUAL E VALORES DE TSM PARA ÁREAS OCEÂNICAS BEM CORRELACIONADAS COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ DA BACIA AMAZÔNICA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010, COM MÉDIA MÓVEL (MM) DE 0 A 6 MESES. VALORES EM NEGRITO SÃO SIGNIFICATIVOS ESTATISTICAMENTE PARA 90% (T-CRÍTICO = 1,307), SEGUNDO O TESTE DE T-STUDENT	264
TABELA 16 - IDEM À TABELA 15, MAS PARA DADOS SEM TENDÊNCIA LINEAR DE LONGO PRAZO.	272
TABELA 17 - PORCENTAGEM DA VARIÂNCIA DA VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ EXPLICADA POR CADA UMA DAS ÁREAS DE TSM SELECIONADAS PARA DADOS COM TENDÊNCIA E SEM TENDÊNCIA LINEAR, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010 E CASOS DE MÉDIA SIMPLES, COM MM DE 3 MESES E MM DE 6 MESES). O VALOR DE R ² TOTAL REFERE-SE À SOMA LINEAR DO R ² INDIVIDUAL CALCULADO PARA CADA REGRESSÃO LINEAR SIMPLES, DE FORMA QUE NÃO DEVE SER IGUAL AO VALOR DE R ² DE UM MODELO DE REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA, ONDE SE ASSUME A COVARIÂNCIA ENTRE AS VARIÁVEIS INDEPENDENTES	281
TABELA 18 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE AS ÁREAS DE TSM SELECIONADAS NESTE ESTUDO E QUE APRESENTAM CORRELAÇÃO SIGNIFICATIVA COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO OESTE E OS ÍNDICES CLIMÁTICOS DE TSM, OBTIDOS DO PSD/ESRL/NOAA	

([HTTP://WWW.ESRL.NOAA.GOV/PSD/DATA/CLIMATEINDICES/LIST/](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/)) (ANTARCTIC OSCILLATION - AAO; SOUTHERN OSCILLATION INDEX - SOI; CARIBBEAN INDEX - CAR; ATLANTIC MERIDIONAL MODE - AMM; TROPICAL SOUTH ATLANTIC - TSA; PACIFIC DECADAL OSCILLATION - PDO).... 301

TABELA 19 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE VAZÃO ANUAL E VALORES ANUAIS DE TSM PARA ÁREAS OCEÂNICAS BEM CORRELACIONADAS COM A VAZÃO PARA A SUB-REGIÃO OESTE DA BACIA AMAZÔNICA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010, COM DEFASAGEM TEMPORAL (MM) DE 0 A 6 MESES. VALORES EM NEGRITO SÃO SIGNIFICATIVOS ESTATISTICAMENTE AO NÍVEL DE 90% (T-CRÍTICO - 1,307), SEGUNDO TESTE T-STUDENT. 301

TABELA 20 - CORRELAÇÃO ENTRE VAZÃO ANUAL E VALORES ANUAIS DE TSM, SEM TENDÊNCIA, PARA ÁREAS OCEÂNICAS BEM CORRELACIONADAS COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO OESTE DA BACIA AMAZÔNICA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010, COM SUAVIZAÇÃO (MM) DE 0 A 6 MESES. VALORES EM NEGRITO SÃO SIGNIFICATIVOS ESTATISTICAMENTE AO NÍVEL DE 90% (T-CRÍTICO = 1,307), SEGUNDO O TESTE T-STUDENT. 308

TABELA 21 -PORCENTAGEM DA VARIÂNCIA DA VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO OESTE EXPLICADA POR CADA UMA DAS ÁREAS DE TSM SELECIONADAS PARA DADOS COM TENDÊNCIA E SEM TENDÊNCIA LINEAR, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010 E CASOS DE MÉDIA SIMPLES, COM MM DE 3 MESES E MM DE 6 MESES). O VALOR DE R² TOTAL REFERE-SE À SOMA LINEAR DO R² INDIVIDUAL CALCULADO PARA CADA REGRESSÃO LINEAR SIMPLES, DE FORMA QUE NÃO DEVE SER IGUAL AO VALOR DE R² DE UM MODELO DE REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA, ONDE SE ASSUME A COVARIÂNCIA ENTRE AS VARIÁVEIS INDEPENDENTES..... 314

TABELA 22 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE AS ÁREAS DE TSM SELECIONADAS NESTE ESTUDO E QUE APRESENTAM CORRELAÇÃO SIGNIFICATIVA COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO SUL E OS ÍNDICES CLIMÁTICOS DE TSM, OBTIDOS DO PSD/ESRL/NOAA ([HTTP://WWW.ESRL.NOAA.GOV/PSD/DATA/CLIMATEINDICES/LIST/](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/)) (ANTARCTIC OSCILLATION - AAO; SOUTHERN OSCILLATION INDEX - SOI; CARIBBEAN INDEX - CAR; ATLANTIC MERIDIONAL MODE - AMM; TROPICAL SOUTH ATLANTIC - TSA; PACIFIC DECADAL OSCILLATION - PDO) PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010. 343

TABELA 23 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE VAZÃO ANUAL E VALORES ANUAIS DE TSM PARA ÁREAS BEM CORRELACIONADAS COM A VAZÃO PARA A SUB-REGIÃO SUL DA BACIA AMAZÔNICA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010, COM DEFASAGEM TEMPORAL (MM) DE 0 A 6 MESES. VALORES EM NEGRITO SÃO SIGNIFICATIVOS ESTATISTICAMENTE AO NÍVEL DE 90% (T-CRÍTICO = 1,307), SEGUNDO TESTE T-STUDENT. 344

TABELA 24 - CORRELAÇÃO ENTRE VAZÃO ANUAL E VALORES ANUAIS DE TSM, SEM TENDÊNCIA, PARA ÁREAS OCEÂNICAS BEM CORRELACIONADAS COM A VAZÃO PARA A SUB-REGIÃO SUL DA BACIA AMAZÔNICA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010, COM SUAVIZAÇÃO (MM) DE 0 A 6 MESES. VALORES EM NEGRITO SÃO SIGNIFICATIVOS ESTATISTICAMENTE AO NÍVEL DE 90% (T-CRÍTICO - 1,307), SEGUNDO O TESTE T-STUDENT. 351

TABELA 25 - PORCENTAGEM DA VARIÂNCIA DA VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO SUL EXPLICADA POR CADA UMA DAS ÁREAS DE TSM SELECIONADAS PARA DADOS COM E SEM TENDÊNCIA LINEAR, PARA O PERÍODO DE 1976-2010. O VALOR DE R² TOTAL REFERE-SE À SOMA LINEAR DO R² INDIVIDUAL

CALCULADO PARA CADA REGRESSÃO LINEAR SIMPLES, DE FORMA QUE NÃO DEVE SER IGUAL AO VALOR DE R ² DE UM MODELO DE REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA, ONDE SE ASSUME A COVARIÂNCIA ENTRE AS VARIÁVEIS INDEPENDENTES.....	360
TABELA 26 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE AS ÁREAS DE TSM SELECIONADAS NESTE ESTUDO E QUE APRESENTAM CORRELAÇÃO SIGNIFICATIVA COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO CENTRAL E OS ÍNDICES CLIMÁTICOS DE TSM, OBTIDOS DO PSD/ESRL/NOAA (HTTP://WWW.ESRL.NOAA.GOV/PSD/DATA/CLIMATEINDICES/LIST/) (ANTARCTIC OSCILLATION - AAO; SOUTHERN OSCILLATION INDEX - SOI; CARIBBEAN INDEX - CAR; ATLANTIC MERIDIONAL MODE - AMM; TROPICAL SOUTH ATLANTIC - TSA; TROPICAL NORTH ATLANTIC - TNA), PARA O PERÍODO 1976 A 2010.	377
TABELA 27 - CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE VAZÃO ANUAL E VALORES ANUAIS DE TSM PARA ÁREAS BEM CORRELACIONADAS COM A VAZÃO PARA A SUB-REGIÃO CENTRAL DA BACIA AMAZÔNICA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010, COM DEFASAGEM TEMPORAL (MM) DE 0 A 6 MESES. VALORES EM NEGRITO SÃO SIGNIFICATIVOS ESTATISTICAMENTE AO NÍVEL DE 90% (T-CRÍTICO = 1,307), SEGUNDO TESTE T-STUDENT.	378
TABELA 28 - CORRELAÇÃO ENTRE VAZÃO ANUAL E VALORES ANUAIS DE TSM, SEM TENDÊNCIA LINEAR, PARA ÁREAS OCEÂNICAS BEM CORRELACIONADAS COM A VAZÃO DA SUB-REGIÃO CENTRAL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA O PERÍODO DE 1976 A 2010, COM SUAVIZAÇÃO (MM) DE 0 A 6 MESES. VALORES EM NEGRITO SÃO SIGNIFICATIVOS ESTATISTICAMENTE AO NÍVEL DE 90% (T-CRÍTICO = 1,307), SEGUNDO O TESTE T-STUDENT.	384
TABELA 29 - PORCENTAGEM DA VARIÂNCIA DA VAZÃO MENSAL DA SUB-REGIÃO CENTRAL EXPLICADA POR CADA UMA DAS ÁREAS DE TSM SELECIONADAS PARA DADOS COM E SEM TENDÊNCIA LINEAR, PARA O PERÍODO DE 1976-2010. O VALOR DE R ² TOTAL REFERE-SE À SOMA LINEAR DO R ² INDIVIDUAL CALCULADO PARA CADA REGRESSÃO LINEAR SIMPLES, DE FORMA QUE NÃO DEVE SER IGUAL AO VALOR DE R ² DE UM MODELO DE REGRESSÃO LINEAR MÚLTIPLA, ONDE SE ASSUME A COVARIÂNCIA ENTRE AS VARIÁVEIS INDEPENDENTES.....	389
TABELA 30 - MODELOS ESTOCÁSTICOS PARA A PREVISÃO DA VAZÃO MENSAL, COM ANTECEDÊNCIA DE TRÊS MESES, PARA A SUB-REGIÃO NORTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA DADOS SUAVIZADOS COM MÉDIA MÓVEL E JANELAS DE 3 A 12 MESES.	400
TABELA 31 - MODELOS ESTOCÁSTICOS PARA A PREVISÃO DA VAZÃO MENSAL, COM ANTECEDÊNCIA DE TRÊS MESES, PARA A SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA DADOS SUAVIZADOS COM MÉDIA MÓVEL E JANELAS DE 3 A 12 MESES.....	407
TABELA 32 - MODELOS ESTOCÁSTICOS PARA A PREVISÃO DA VAZÃO MENSAL, COM ANTECEDÊNCIA DE TRÊS MESES, PARA A SUB-REGIÃO OESTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA DADOS SUAVIZADOS COM MÉDIA MÓVEL E JANELAS DE 3 A 12 MESES.	413
TABELA 33 - MODELOS ESTOCÁSTICOS PARA A PREVISÃO DA VAZÃO MENSAL, COM ANTECEDÊNCIA DE TRÊS MESES, PARA A SUB-REGIÃO SUL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA DADOS SUAVIZADOS COM MÉDIA MÓVEL E JANELAS DE 3 A 12 MESES.	420

TABELA 34 - MODELOS ESTOCÁSTICOS PARA A PREVISÃO DA VAZÃO MENSAL, COM ANTECEDÊNCIA DE TRÊS MESES, PARA A SUB-REGIÃO CENTRAL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA, PARA DADOS SUAVIZADOS COM MÉDIA MÓVEL E JANELAS DE 3 A 12 MESES.	426
--	-----

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	38
1.1 JUSTIFICATIVA	44
1.2 HIPÓTESE	47
2 VARIABILIDADE CLIMÁTICA COMO CONCEITO DA CLIMATOLOGIA GEOGRÁFICA	48
3 TELECONEXÕES: INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA	55
3.1 ANOMALIAS DE TSM NAS REGIÕES DE NIÑO	64
3.2 ANOMALIAS DE TSM NO ATLÂNTICO	71
3.3 A OSCILAÇÃO DECENAL DO PACÍFICO (PDO).....	75
3.4 TELECONEXÕES PACÍFICO-ATLÂNTICO.....	78
4 CARACTERIZAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA E SUA VARIABILIDADE ASSOCIADA À TSM	84
4.1 VARIABILIDADE DA CHUVA NA AMAZÔNIA BRASILEIRA ASSOCIADA À TSM	91
4.1.1 <i>O papel do Pacífico na regulação das chuvas na Amazônia brasileira</i>	91
4.1.2 <i>O papel do Atlântico.....</i>	98
4.1.3 <i>Conjugando Pacífico e Atlântico</i>	102
5 DADOS E PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	108
5.1 DADOS UTILIZADOS	108
5.2 - DEFINIÇÃO DAS SUB-REGIÕES HOMOGÊNEAS PELA ANÁLISE DE CLUSTER	111
5.3 CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE VAZÃO E PRECIPITAÇÃO	120
5.4 TENDÊNCIA LINEAR PARA DADOS DE VAZÃO E PRECIPITAÇÃO .	121

5.5 MAPAS DE CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE VAZÃO E TSM	124
5.6 - CÁLCULO DAS MÉDIAS DE ÁREAS DE TSM NOS OCEANOS.....	125
5.7 TRANSFORMADA DE ONDELETA.....	126
5.8 MAPAS DE DADOS ANUAIS DE COMPONENTES ATMOSFÉRICOS	127
5.9 MAPAS DE DIVERGÊNCIA DO FLUXO DE UMIDADE	127
5.10 MAPA DE DESVIO PADRÃO	128
5.11 REGRESSÃO LINEAR SIMPLES E MÚLTIPLA	129
6 CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE CHUVA E VAZÃO PARA AS CINCO SUB- REGIÕES HOMOGÊNEAS IDENTIFICADAS NA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA	133
7 TENDÊNCIA LINEAR PARA CHUVA E VAZÃO NA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA	148
8 TELECONEXÕES ENTRE ANOMALIAS DE VAZÃO E TSM: ANÁLISE DE CAMPOS ATMOSFÉRICOS.....	189
8.1 ANÁLISE DA RELAÇÃO TSM E VAZÃO NA SUB-REGIÃO NORTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA.....	191
8.2 ANÁLISE DA RELAÇÃO TSM E VAZÃO NA SUB-REGIÃO AMAZONAS- FOZ DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA.....	258
8.3 ANÁLISE DA RELAÇÃO TSM E VAZÃO NA SUB-REGIÃO OESTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA.....	296
8.4 ANÁLISE DA RELAÇÃO TSM E VAZÃO NA SUB-REGIÃO SUL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA.....	339
8.5 ANÁLISE DA RELAÇÃO TSM E VAZÃO NA SUB-REGIÃO CENTRAL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA.....	373
9 REGRESSÃO LINEAR: MODELO ESTOCÁSTICO PARA PREVISÃO DE VAZÃO NA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA.....	399
9.1 SUB-REGIÃO NORTE.....	400
9.2 SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ	406
9.3 SUB-REGIÃO OESTE	412

9.4 SUB-REGIÃO SUL.....	419
9.5 SUB-REGIÃO CENTRAL.....	426
10 CONCLUSÃO	433
11 REFERÊNCIAS.....	440
12 APÊNDICES	462

1 INTRODUÇÃO

A variabilidade das condições atmosféricas é inerente à própria definição de Clima, ainda hoje válida, feita por Sorre, em 1934; sendo “o ambiente atmosférico constituído pela série de estados da atmosfera acima de um lugar em sua sucessão habitual”, ou seja, clima não é um estado permanente ou constante. Variabilidade, segundo Tavares (2001, p. 15), conceitua-se como “a maneira pela qual os parâmetros climáticos variam no interior de um determinado período de registro”. Assim, a variabilidade das condições atmosféricas de uma determinada área de estudo constitui-se em uma importante forma de compreensão do clima deste local. A variabilidade espacial pode ocorrer nos níveis interativos de macro, meso e microescalas (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007), sendo o nível macro associado à fenômenos de escala global, como o deslocamento de ondas de oeste, nível meso associado à escala regional ou sinótica, como o deslocamento de frentes frias e o nível micro associado à escala local e topoclimática. A variabilidade temporal das condições atmosféricas, bem como seus mecanismos, pode ocorrer em pequena escala (de alguns segundos ou minutos, caracterizada por turbulências e processos de ondas atmosféricas), passando pela escala sinótica (de algumas horas a alguns dias), pela escala sazonal, interanual, intracentenial, até longos períodos (de 22 mil, 41 mil ou 100 mil anos, gerando eras glaciais e interglaciais), chegando à escala geológica, de milhões de anos (KAGAN, 1995).

O presente estudo será abordado pela escala temporal interanual e escala espacial macroclimática. A variabilidade nestas escalas ocorre por motivos os mais diversos, sendo um deles a variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), e pode ser compreendida através de estudos de teleconexões. Este termo significa “conexão à distância” e procura explicar como alterações nas condições de superfície ou atmosféricas de uma região

podem estar associadas a variações em outras áreas do globo. Neste sentido, as temperaturas dos oceanos, como grandes reguladores climáticos globais, surgem como um dos principais focos de estudo. Os estudos sobre os eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS) e suas repercussões nas várias partes do globo constituem um dos grandes enfoques dos estudos de teleconexão realizados nas últimas décadas.

Esta linha de pesquisa insere-se em uma abordagem sistêmica e complexa, de escala zonal (macroclimática), que não considera os climas do globo (ou seus condicionantes) como isolados, ou definidos apenas por condições locais ou regionais, mas entende o globo como um todo complexo, onde há interação entre os elementos atmosféricos de vários pontos do sistema Terra-Atmosfera, interação proporcionada pela Circulação Geral Atmosférica (CGA). Neste sentido, a presente pesquisa visa estudar a relação climática entre os fenômenos atmosféricos que ocorrem na bacia amazônica brasileira e as alterações de temperatura dos oceanos adjacentes, através do tempo histórico de registro.

Nas regiões tropicais e equatoriais o estudo da pluviosidade, mais do que o da temperatura do ar, apresenta destaque porque ela constitui um importante fenômeno meteorológico. Apesar de a maior parte da precipitação global ocorrer nas áreas tropicais e equatoriais, observa-se grande variabilidade espacial e temporal em sua ocorrência. Na região Amazônica, a conjugação dos vários sistemas atmosféricos contribuem para a definição dos tipos de chuva. Dentre eles, a convergência do ar propiciada pelos ventos alísios em baixos níveis, de nordeste e sudeste, e a faixa latitudinal ocupada pela região são fatores principais para a definição do clima. Além de fatores de grande escala, como os citados anteriormente, o acentuado teor de umidade na atmosfera, devido tanto à faixa latitudinal ocupada quanto à presença da floresta equatorial, conduzem a elevados índices de convecção local e formação de nuvens. Nestas latitudes, a grande quantidade de radiação solar disponível propicia a evapotranspiração para a atmosfera e sua posterior condensação, com a liberação de calor latente. Este processo reforça a manutenção de sistemas de baixa pressão atmosférica em baixos níveis, levando à intensificação da formação de nuvens e de precipitação. A Zona de

Convergência Intertropical (ZCIT) é um importante sistema atmosférico que influencia as condições atmosféricas na região Amazônica. É determinada pela presença do cavado equatorial na região de maior aquecimento global, no equador (FISCH et al., 1996). Além disso, a Amazônia é fonte de calor tropical que influencia a circulação também nos extra-trópicos (MARENGO e NOBRE, 2001).

A bacia amazônica desperta interesse internacional na pesquisa científica devido à presença de grande biodiversidade em relação ao presente no restante do globo (AB'SABER, 2004), na busca por recursos naturais, nas questões geopolíticas, etc. Existe uma vasta bibliografia publicada sobre a região sob diferentes abordagens científicas, métodos e com resultados também bastante variados. Mas, por se tratar de uma região de vasta extensão, existe ainda uma grande necessidade de pesquisas e, na área de climatologia, são necessárias pesquisas que visem uma abordagem integradora dos fatores e elementos que compõem o clima regional, bem como a interação destes com as características climáticas em escala global. Neste caso, destacam-se as oscilações da temperatura dos oceanos, que alteram a circulação geral da atmosfera em graus diferenciados e repercutem, da mesma forma, em pontos variados no globo. Vale ressaltar que são poucas as pesquisas que buscam relacionar diferentes áreas de TSM com a vazão dos rios da região amazônica.

Porém, os estudos sobre a variabilidade climática da precipitação, temperatura do ar e vazão dos rios na região amazônica vem sendo ampliados, principalmente a partir dos anos 1980. No entanto, devido à existência de curta e pouco densa série de dados, e, também, devido à aplicação de técnicas de análise diferenciadas, os estudos têm encontrado resultados com variações bastante significativas entre si. Segundo grande parte da bibliografia consultada, o avanço do desmatamento é um assunto que deverá tomar as pesquisas sobre a Amazônia, no sentido da necessidade de compreensão dos efeitos desta ação antrópica sobre a atmosfera.

Apesar do aumento do número de pesquisas, muitas dúvidas ainda permanecem, exigindo um aprofundamento principalmente na compreensão do possível aumento da frequência de eventos climáticos extremos (secas de

2005 e 2010, cheias de 2009 e 2012, por exemplo), focado principalmente nas causas desses eventos extremos e na previsão da possibilidade de se repetirem no futuro (FU et al., 2013). Outra lacuna verificada nos estudos com relação à bacia amazônica é quanto à variabilidade espacial interna dos fenômenos, já que esta é a maior bacia hidrográfica do mundo.

A extensão e a topografia da região amazônica constituem aspectos importantes a se considerar. Devido à grande extensão, é de supor que a variabilidade climática nesta região não seja desprezível. Quanto ao relevo, a bacia amazônica, segundo Ross (1996), é constituída por:

- a) relevos orogênicos: os Andes, a oeste, onde localizam-se as nascentes dos principais rios,
- b) planaltos: os Planaltos residuais sul e norte Amazônicos, com altitudes que ultrapassam os 1000 metros no Sul e os 3000 metros no Norte (onde localizam-se os pontos mais altos do Brasil, como o Pico da Neblina, com 3014 metros, e o Pico 31 de Março, com 2992 metros),
- c) depressões: depressão marginal sul e norte amazônica, com altitudes entre 100 e 400 e 200 e 300 metros, respectivamente, com relevo aplainado e,
- d) planície: localizada às margens do rio Amazonas, recebendo depósitos de sedimentos e tendo altitudes próximas a 100m.

Portanto, segundo Ross (1996), a bacia Amazônica não é uma "planície", mas tem uma variedade de tipos de relevos e tem grandes amplitudes altimétricas.

Apesar desta característica da bacia, o leito rio Amazonas, segundo Branco (1989, p. 13), tem uma baixa declividade, descendo apenas 15 metros em 1.500 km (ou 1 cm km^{-1}) de percurso ou 65 metros desde a fronteira com o Peru até sua foz; drena 7 milhões de quilômetros quadrados e tem 67% de sua bacia no Brasil, sendo que 45% do território brasileiro é formado pela bacia amazônica (MEIRELLES FILHO, 2006, p. 48). Segundo o mesmo autor esta baixa declividade se dá por este rio ser um antigo golfo encaixado entre dois escudos cristalinos (o das Guianas e o do Brasil Central), ainda durante o período do continente Gondwana, quando o Amazonas escoava para o

Pacífico. Só no Terciário, com o soerguimento dos Andes, é que ele passa a desaguar no Atlântico.

Ab'Saber (2004, p. 37) referiu-se à variabilidade física da região amazônica da seguinte forma:

Note-se, entretanto, que se na própria área nuclear do domínio morfoclimático amazônico existem diferenças marcantes de solos, tipos de rios e morfologia fluvioaluvial, extraordinárias e rápidas variações ocorrem nas áreas de transição entre os terrenos sedimentares e os terrenos cristalinos, cristalofilianos e vulcânicos que a envolvem irregularmente por quase todos os quadrantes.

Portanto, torna-se importante estudar a bacia amazônica através da definição de sub-regiões, que no caso do presente estudo foram definidas por técnicas estatísticas apropriadas. Tal procedimento é necessário em virtude da grande complexidade e diversidade climática da referida bacia, como há pouco referido. A variabilidade climática interna à bacia amazônica não foi suficientemente explorada em trabalhos científicos anteriores (exceto Marengo et al. [2001], Souza et al. [2000], Ronchail et al. [2002]). Além disso, grande parte dos trabalhos se ocupa mais do setor leste da bacia amazônica ou das regiões próximas à Manaus ou à foz do rio Amazonas, devido à maior quantidade de dados disponíveis.

O principal objetivo da presente pesquisa é contribuir para a determinação de áreas oceânicas associadas à variabilidade espacial da vazão de rios de sub-regiões da bacia amazônica brasileira e para o aumento da compreensão relativa aos processos atmosféricos responsáveis pelos excessos e déficits hídricos na região.

Para tanto, é necessário compreender a variabilidade da vazão de sub-regiões amazônicas a partir das teleconexões existentes com TSM dos oceanos, durante o período de 1976-2010. Também será necessário, secundariamente, entender a relação entre a vazão dos rios e a precipitação na área de estudos, bem como o comportamento específico da vazão para cada uma das regiões, pormenorizado na análise da tendência desses dados durante o período de estudo.

Como forma de verificar o comportamento desses padrões atmosféricos e oceânicos identificados e seus efeitos nas sub-regiões da bacia amazônica, visa-se elaborar um modelo de regressão linear para simulação, e possível prognóstico da variável vazão para rios da região Norte do Brasil, considerando a influência da TSM.

Esta tese é composta de 10 capítulos, sendo o primeiro a presente Introdução. O segundo discorre sobre a questão da variabilidade climática na Geografia e a importância da discussão de novos conceitos e técnicas para a Climatologia Geográfica. O capítulo três discute o conceito de teleconexões e como essas ocorrem e afetam o clima, especialmente da América do Sul e da bacia amazônica. O capítulo quatro descreve o clima na bacia amazônica brasileira, procurando compreender os padrões de variabilidade espacial e temporal existentes. O capítulo cinco define e descreve os procedimentos metodológicos utilizados para a obtenção dos resultados do presente estudo. A partir do capítulo seis têm-se, efetivamente, os principais resultados do presente estudo no sentido de caracterização da variabilidade da vazão na bacia amazônica brasileira. O capítulo seis trata especificamente da correlação linear entre a precipitação e a vazão na bacia amazônica, como pressuposto para poder-se utilizar a vazão como um componente climático resultante da precipitação. O capítulo sete apresenta os testes aplicados aos dados das cinco sub-regiões homogêneas definidas para este estudo quanto às tendências lineares que cada sub-região apresenta, caracterizando as diferenças espaciais que existem na área estudada. No capítulo oito se define a correlação entre a vazão das sub-regiões homogêneas e a TSM, através de testes específicos para a definição de quais são as áreas de TSM que mais podem influenciar a vazão na bacia amazônica brasileira; apresentam-se, também, os padrões de comportamento atmosféricos anômalos que definem anomalias positivas e negativas de vazão. Essas informações são importantes para o capítulo seguinte, o capítulo nove, no qual são apresentados os resultados da elaboração do modelo estocástico para previsão da vazão em cada um das sub-regiões da bacia amazônica. O capítulo dez apresenta as conclusões a que o estudo chegou quanto à teleconexão entre a variabilidade de TSM dos oceanos globais e a vazão da bacia amazônica brasileira.

1.1 JUSTIFICATIVA

A população da Amazônia brasileira é composta, atualmente, de 25 milhões de pessoas, equivalente a aproximadamente 12% da população brasileira (dados de 2013), e tem a vida bastante influenciada pelo regime dos rios, pois "a vida depende dos pulsos de cheia e vazante" (BORMA et al., 2013, p. 331). A Tabela 1 apresenta detalhes sobre a população amazônica em um censo realizado em 2010.

Tabela 1 - População, por país, na Amazônia.

	População Total	População Amazônica	% da população amazônica	% do total do país	% urbana
Guiana	760.166	750.134	1,9	98,7	28,4
Guiana Francesa	164.582	162.928	0,4	99,9	
Brasil	170.360.000	17.340.400	44,4	10,2	68,22
Bolívia	8.332.110	6.046.800	15,5	72,6	51,6
Colômbia	42.092.600	1.473.940	3,8	3,5	49,6
Equador	12.648.800	2.371.510	6,1	18,7	24,9
Peru	25.656.400	9.099.790	23,3	35,5	61,67
Suriname	418.090	413.709	1,1	99	
Venezuela	24.177.900	1.363.440	3,5	5,6	75,22
Total	284.610.648	39.022.651		13,7	

Fonte: Mulligan et al. (2013, p. 54-55)

A ocupação da Amazônia brasileira, do ponto de vista econômico, se iniciou, efetivamente, com o ciclo da borracha, no início do século XIX, e mais deliberadamente a partir dos anos de 1960, com a adoção de programas governamentais para ocupação desta área que era vista como "vazia" de população (BECKER, 1991, p. 7; LESSA, 1991, p. 39; MELLO-THÉRY, 2011). Porém, esta ocupação foi devastadora para a floresta, que tem apresentado índices alarmantes de desmatamento, desde então, com o ingresso de atividades ligadas à agropecuária¹. Desde 2008, porém, a taxa de desmatamento na Amazônia Legal tem decrescido (PRODES/INPE), apesar de ainda representar números bastante expressivos. A pesca, atividade tradicional dos ribeirinhos do rio Amazonas e seus afluentes, também tem passado por dificuldades ligadas à pressão sobre a disponibilidade de peixes devido ao crescimento da demanda pelo aumento da população urbana e da exportação (McGRATH, 1991, p. 9).

Como grande parte da população vive às margens dos rios, eventos extremos de vazão costumam ser muito prejudiciais para o ritmo de vida da população, e não somente a ribeirinha (BORMA et al., 2013). Os principais prejuízos são o aumento da incidência de doenças, a dificuldade de acesso às escolas e de remanejamento das famílias em casos de alagamento; são registrados também prejuízos na atividade de pesca, na prática de culturas agrícolas de subsistência, no transporte, na dificuldade de escoamento da produção, na distribuição de água potável. Especialmente nas áreas urbanas, são verificados danos à infraestrutura urbana tais como em redes de água, esgoto e em vias de acesso. Em períodos de seca extrema verifica-se o aumento da mortalidade de peixes, uma vez que os lagos secam ou ficam com pouca água, aumentando a demanda por oxigênio (BORMA et al., 2013, p. 331-333). Episódios de seca podem afetar a navegação, a produção de

¹ Note-se que há, na região Amazônica, três atividades ligadas ao desmatamento: a madeireira, a pecuária e a cultura da soja. Esses "ciclos" podem ocorrer em forma de sucessão nas áreas, primeiramente comercializando-se a madeira, em seguida introduzindo a atividade pecuária após a queima e o plantio da grama, que tem um ciclo de crescimento mais rápido, para somente, alguns anos depois, ser introduzida a soja. Estes ciclos, porém, podem acontecer de forma independente um do outro, dependendo da necessidade do mercado e poder de investimento dos envolvidos (MELLO-THÉRY, 2011, p. 119-125)

hidroeletricidade, a expansão de incêndios que afetam a biodiversidade e a produção de fumaça, além de afetar diretamente a vida da população amazônica (COELHO et al., 2012).

O processo de crescimento econômico do Brasil, em várias áreas, inclusive na região Amazônica, tem ampliado a demanda por energia elétrica no país. A principal fonte de energia elétrica brasileira é a hidroeletricidade, que responde por 80% da produção (CEBDS, 2013). A bacia hidrográfica do rio Amazonas é a bacia brasileira com maior potencial de geração de energia elétrica (JUNK e MELLO, 1990), porém com pouca geração instalada até o momento (CASTRO et al., 2012). Vários projetos de construção de usinas hidroelétricas estão sendo implantados ou projetados para a região norte do país. Contudo, muitos setores da sociedade vêm se posicionando de forma contrária a estes empreendimentos, alegando perda de biodiversidade, de áreas de floresta, desalojamento de comunidades indígenas tradicionais, destruição de sítios arqueológicos, etc. A alteração da superfície com a implantação de usinas hidrelétricas, pela modificação das taxas de vazão e do assoreamento dos rios, certamente mascara a influência climática natural contida na variável vazão.

Este aspecto leva eventualmente à impossibilidade de se identificar a variabilidade climática “natural” nos dados de vazão de rios. Por outro lado, como a vazão é uma variável integradora da chuva que cai numa mesma bacia hidrográfica (ou sub-bacia), esta variável apresenta potencial para permitir uma análise climática mais robusta, contribuindo para maior homogeneidade temporal dos dados, se comparada à precipitação.

Portanto, buscar ampliar a compreensão sobre a variabilidade climática sobre a região amazônica brasileira justifica-se já que este conhecimento pode auxiliar na previsão de eventos extremos de secas e cheias, o que pode melhorar a qualidade de vida da população, caso o poder público tome as medidas necessárias nos momentos críticos. Além do mais, conhecer a variabilidade e a previsibilidade da chuva na região amazônica pode contribuir para o aumento da eficiência da produção de energia nas usinas hidrelétricas planejadas para a região, já que grande parte delas será de “fio d’água” (sem barragem).

No presente estudo justifica-se a utilização da vazão para conhecimento das condições atmosféricas já que compreende-se a precipitação como um elemento intermediário entre as anomalias de TSM e a vazão.

1.2 HIPÓTESE

É sabido, através de estudos apontados na presente pesquisa, que, na escala climática, a precipitação da bacia amazônica brasileira está associada à variabilidade da temperatura da superfície dos oceanos tropicais. A precipitação na bacia amazônica brasileira é parcialmente explicada pela variabilidade da TSM do Pacífico e do Atlântico. Considerando-se que a vazão dos rios depende fortemente da precipitação que cai sobre uma determinada bacia hidrográfica, supõe-se que a variabilidade da TSM dos oceanos também seja, de alguma forma, associada à variabilidade da vazão de rios da região amazônica. Supõem-se ainda que os padrões atmosféricos em escala climática, em períodos específicos de anomalias de TSM, estejam associados a padrões também específicos de anomalias da vazão de rios na região norte do Brasil.

Sabendo da grande dimensão e diversidade de relevo e posicionamento latitudinal da bacia hidrográfica amazônica brasileira, acredita-se que a variabilidade espacial das respostas da variabilidade de TSM seja considerável.

Portanto, entende-se que a associação entre médias de diferentes áreas de TSM global e a vazão dos rios poderia demonstrar, em parte, a complexidade da circulação atmosférica da região norte do Brasil, permitindo a proposição de elaboração de modelo estocástico para o diagnóstico e prognóstico da vazão fluvial com base na variabilidade oceânica.

2 VARIABILIDADE CLIMÁTICA COMO CONCEITO DA CLIMATOLOGIA GEOGRÁFICA

A compreensão da variabilidade climática caracteriza-se como importante para estudos na ciência geográfica já que, normalmente, são os desvios em relação à média (eventos extremos) que atingem negativamente a sociedade, por exemplo, no caso de secas e inundações. Christofolletti (1993, p. 20-21) conceitua variabilidade climática como sendo "a maneira pela qual os parâmetros climáticos variam no interior de um determinado período de registro" e Ambrizzi (2003, p. 1) afirma que "a circulação atmosférica é conhecida por exibir grande variabilidade".

Ribeiro (1996, p. 72) argumenta que

A variabilidade é uma característica inerente aos fenômenos meteorológicos. Nenhum deles existe e atua isoladamente. Eles resultam de múltiplas interações entre si e de interações com o meio geográfico. Qualquer modificação inicial em um deles desencadeia modificações nos demais, que acabam por repercutir no meio físico e biológico.

Assim, pode-se dizer que a variabilidade é inerente ao clima (TAVARES, 2001), sendo que, na Geografia, este é visto como a "série de estados atmosféricos sobre determinado lugar, em sua sucessão habitual" (SORRE, 1934, p. 2), ou seja, a sucessão espaço-temporal da combinação dos elementos atmosféricos.

Quando, em sua tese, Monteiro (1967, p. 52) procura fazer um "balanço comparativo entre os dois invernos" na região sul do Brasil, o de 1957 e o de 1963, comparando o número de entradas de frentes frias, a latitude de atuação de ambas, a "qualidade das chuvas" que essas frentes causaram, etc., ele estava procurando identificar elementos de variabilidade interanual, já que se

sabe que este autor procurava entender o motivo da diferença de atuação (gênese) entre diferentes frentes frias para anos-padrão normais, secos e chuvosos. Devido ao estado da ciência meteorológica/climatológica e das técnicas utilizadas no momento de sua pesquisa, ficava difícil a determinação dos motivos da diferença na "qualidade das chuvas". Mas Monteiro construiu, na época, uma aproximação para a compreensão da variabilidade climática. Ele identificou que o "ritmo" climático do inverno da região sul do Brasil, que buscava em sua pesquisa, tinha relação com a intensidade da entrada das massas de ar (polar atlântica/frentes frias). Hoje sabe-se mais sobre o como e o porquê essa intensidade varia, e chama-se variabilidade interanual. Monteiro (1967, p. 72), inclusive, na seção "síntese: resumo e conclusões" de sua tese, afirma que "um estudo da natureza do presente terá, forçosamente, que ser limitado em suas conclusões".

Em 1971 (p. 6) Monteiro faz uma primeira aproximação para o conceito de ritmo, que seria "aquela das variações anuais percebidas através das variações mensais dos elementos climáticos. Uma repetição das variações mensais em vários e sucessivos anos é o fundamento da noção de 'regime'". Enfatiza que

ritmo climático só poderá ser compreendido através da representação concomitante dos elementos fundamentais do clima em unidade de tempo cronológico, pelo menos diárias, compatível com a representação da circulação atmosférica regional, geradora dos estados atmosféricos que se sucedem e constituem o fundamento do ritmo (MONTEIRO, 1971, p. 9).

Monteiro (1967) afirma que a abordagem de ritmo alcança o nível geográfico quando a análise dos tipos de tempo é realizada em sequência contínua, já que a noção de sucessão "reveste o caráter geográfico do clima". Através da sucessão é possível identificar os "tipos" de tempo que predominam e caracterizam o clima de cada região. Entender anomalias neste ritmo apresenta um caráter geográfico por contribuir na análise dos reflexos de tais anomalias nas configurações espaciais.

Tudo estaria centrado em não querer enquadrar a atmosfera – pelo menos a sua camada básica, dita geográfica – numa regularidade que não existe, mas revelar-lhe o comportamento onde o habitual não exclui a ocorrência de acidentes [hazards] que, se não são a regra, estão mais próximos dela do que da “exceção” (MONTEIRO, 1991, p. 135).

Monteiro (1991, p. 53-56) cita os trabalhos de Nobre e Moura (1984) e Kousky (1984), ambos nos Anais do Congresso da Organização Meteorológica Mundial (OMM) sobre secas no nordeste, onde abordam o conceito de “causalidade” na ciência, afirmando que o El Niño nunca será entendido somente com causalidade, mas que “se expressa num quadro conjuntivo ou sincrônico à escala planetária, num raciocínio ao qual ainda não estamos acostumados” (MONTEIRO, 1991, p. 56). Mesmo essa frase de Monteiro tendo sido dita em 1991 acredita-se que ainda seja verdadeira para o atual estágio da ciência geográfica brasileira, sendo necessários esforços para passarmos a entender fenômenos atmosféricos como componentes de um complexo sistema global. Seria necessário, no entanto, não somente um “aprofundamento e multiplicação das análises, mas, sobretudo, uma reformulação teórica condizente com o novo espírito científico” (MONTEIRO, 1991, p. 56). Essa reformulação teórica pode emergir da necessidade de compreender melhor o momento atual, com grande disponibilidade de dados, softwares e técnicas estatísticas, as quais, de forma geral, os geógrafos brasileiros ainda não estão acostumados.

Pédelaborde (1970, p. 5) afirma que a Climatologia, como ramo da Geografia, se propõe a estudar “os caracteres da atmosfera em contato com a superfície terrestre e a distribuição espacial destes caracteres”, o que lhe daria o cunho geográfico. Esta definição partiu da definição anterior de Sorre (citada anteriormente). Sendo assim, a Geografia abandona o conceito anterior de Hann, para o qual o clima seria o estado médio, visto de forma estática e sem a compreensão de sua gênese. Portanto, a Climatologia Geográfica evoluiu sob a égide da análise dinâmica (massas de ar) dos elementos atmosféricos conjugados (tipos de tempo), em sua sucessão habitual (ritmo), priorizando os valores extremos (anos-padrão). Essa concepção teórico-metodológica avançou significativamente com as contribuições do professor Carlos Augusto

Figueiredo Monteiro, que desenvolveu o que ficou conhecida como a "Escola Brasileira de Climatologia Geográfica", devido aos inúmeros trabalhos desenvolvidos (ZAVATTINI e BOIN, 2013).

Atualmente muito se tem discutido sobre o que é a "Climatologia Geográfica", sobre a adequabilidade de seus métodos, teorias e técnicas aos novos tempos científicos. João Lima Sant'Anna Neto (2001, p. 54) afirma que em um novo cenário científico,

com o advento da cibernética e das técnicas computacionais, aliado aos conhecimentos introduzidos pelas observações realizadas pelos satélites artificiais, através de sensoriamento remoto, pela primeira vez na história houve a possibilidade de se obter uma visão da Terra em escala planetária, como um planeta orgânico. Começou-se a perceber que o clima, mais do que um fato, é uma teoria, que, longe de funcionar de acordo com uma causalidade linear herdada da concepção mecanicista de um universo regulado como um relógio, "se expressa num quadro conjuntivo ou sincrônico à escala planetária, num raciocínio ao qual ainda não estamos acostumados" (Monteiro, 1991). As concepções aceitas até hoje não são mais suficientemente esclarecedoras para a explicação de um universo "caótico" e "desordenado".

Como novos conceitos científicos surgem no atual estágio de desenvolvimento da sociedade, dentre os quais a complexidade e a transdisciplinaridade, "nenhuma postura investigadora parece ser mais acertada do que a busca de uma nova razão para um novo conhecimento" (SANT'ANNA NETO, 2001, p. 54). Portanto, uma aproximação da Geografia com a Meteorologia, a Física, a Biologia, dentre outras, para tentar aprofundar os conhecimentos do clima são de grande significado nesse momento de rediscussão da Climatologia Geográfica.

Para Bessat (2003, p. 13)

o clima é um sistema extremamente complexo, regido por múltiplas interações entre diversos reservatórios (atmosfera, oceano, hidrosfera, criosfera, biosfera). Um grande espectro de escalas temporais (de 1 dia a centenas de milhões de anos) e espaciais (escala local, regional e global) nele intervém. Esta complexidade explica porque o estado dos nossos conhecimentos evoluiu relativamente "devagar", o que contribuiu provavelmente, pelo menos em parte, para alimentar os debates que hoje conhecemos.

A Geografia do Clima deve buscar a compreensão dos fenômenos para auxiliar a sociedade em sua relação com a natureza

e isso, significa a necessidade de uma releitura dos atuais modelos ou procurar novos métodos e novos paradigmas que possibilitem atingir um grau de conhecimento e uma nova visão desta ordem de problemas que estão sendo colocados e que ainda não foram suficientemente incorporados, na busca de uma Climatologia eminentemente humana e geográfica, ou seja, uma Geografia do Clima (SANT'ANNA NETO, 2001, p. 56).

A Climatologia na Geografia Física deve se importar em analisar elementos da superfície terrestre (no Brasil, por ser um país tropical, a chuva é considerada o principal elemento) e como esses elementos variam espacialmente. Sant'Anna Neto (2001) também afirma que a Geografia deve se preocupar em como esses elementos atingem a população que reside tais espaços geográficos, como sua qualidade de vida/atividade produtiva/saúde/dinâmica demográfica/etc. pode ser afetada pelos elementos que compõem o clima.

Complementando esse raciocínio, Tavares (2001, p. 15), argumenta "se as características sazonais respondem pelas feições do ritmo climático, a circulação atmosférica, em estreita interação com os aspectos geográficos de uma determinada área, é a responsável pela variabilidade do clima". No presente estudo, o foco está na compreensão da *variabilidade climática* pela tentativa de compreensão da *circulação atmosférica* e a variabilidade desta circulação, ocasionada pela sua *conjugação com os oceanos*.

Portanto, entender a variabilidade climática de uma região (no caso, a região amazônica brasileira) bem como sua variabilidade intra-regional, o modo como afeta a vazão dos rios amazônicos (que por sua vez afetam a vida da população ribeirinha) e procurar explicar os motivos dessa variabilidade através da sua circulação atmosférica caracteriza-se como um estudo com caráter geográfico. Além do mais, como os dados a serem analisados constituem séries históricas (e não a média pura e simplesmente), o objetivo é

compreender a dinâmica dos eventos climáticos que "fogem à média" e que marcam, portanto, a variabilidade hidrológica da região.

Ressalta-se a afirmação de Sant'Anna Neto (2001, p. 54) de que essas observações são pertinentes na ciência geográfica atual

pois há muito se percebe uma certa insatisfação com práticas e métodos entre aqueles que têm perseguido uma compreensão mais conjuntiva da importância e do papel da atmosfera no entendimento das relações entre a sociedade e a natureza, bem como da própria sobrevivência da civilização neste planeta.

Por mais que o paradigma do ritmo tenha feito a Climatologia Geográfica desenvolver-se amplamente na produção de conhecimento,

por outro lado não se conseguiu, até hoje, obter um conhecimento suficientemente claro e sistemático para prognosticar e projetar para o futuro o comportamento do clima. Tanto os modelos matemáticos como as técnicas estatísticas mais usuais não têm conseguido oferecer um instrumental adequado para o progresso da Climatologia, de tal forma que esta pudesse responder e esclarecer os grandes problemas ainda não resolvidos neste final de século, principalmente no que se refere às questões relativas às mudanças climáticas. Todo o arcabouço teórico e metodológico que nos foi legado por Monteiro nas últimas décadas (...) [tem] demonstrado certo esgotamento, tanto no sentido técnico propriamente dito como no sentido teórico de uma releitura do clima e dos fenômenos atmosféricos numa perspectiva do atual estágio de evolução da ciência geográfica (SANT'ANNA NETO, 2001, p. 55).

Sant'Anna Neto (2001, p. 55) também chama a atenção para as dificuldades encontradas pelos geógrafos em se apropriar das novas tecnologias do mundo moderno, em especial as utilizadas pelos meteorologistas, apesar da necessidade de tentativas de tal incorporação devido à necessidade de se obter "novas respostas para as novas questões colocadas neste início de um novo século".

Recolocando o problema, a análise geográfica do clima que se tem praticado se sustenta a partir do tripé *ritmo climático – ação antrópica – impacto ambiental*. A análise episódica comparece como fundamento básico no desenvolvimento da Climatologia Geográfica que tenta dar conta da explicação, da gênese e dos processos de

natureza atmosférica intervenientes no espaço antropizado. Entretanto, esta análise não tem sido suficientemente esclarecedora dos mecanismos de *feedback*, nem das projeções futuras que deveriam ser incorporadas nas propostas de gestão e monitoramento dos fenômenos atmosféricos (SANT'ANNA NETO, 2001, p. 55).

Desta forma, a presente pesquisa busca incorporar à análise geográfica do clima técnicas que possibilitem uma análise mais integradora do clima da região amazônica brasileira; não através da análise rítmica em si, mas seguindo seus pressupostos teóricos e de método (entender a gênese e a integração entre os elementos que compõe o clima, além de sua variabilidade temporal e espacial). Busca-se, também, uma aproximação com os avanços da Meteorologia, numa tentativa de incorporá-los à uma discussão geográfica.

Finalmente, concordamos com Barros e Zavattini (2009, p. 257) quando afirmam que "o mais importante no estudo da realidade climática é compreender a maneira como o complexo se manifesta".

Para Cunha e Vecchia (2010, p. 7) o grande desafio da Climatologia Geográfica atualmente é "incorporar o raciocínio integrado, conjunto e total do espaço à climatologia dinâmica para que, obviamente a partir de uma base de dados confiável e abrangente, sejam possíveis análises climáticas coerentes e que representem avanços significativos nos estudos climatológicos".

Esta tese se apresenta no sentido de buscar alternativas teórico-metodológicas para o avanço da Climatologia Geográfica, conforme discutido neste capítulo. O capítulo seguinte apresenta o conceito de teleconexões, entendido como uma das possibilidades de atuação da Climatologia Geográfica.

3 TELECONEXÕES: INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA

O sistema climático (ou sistema superfície-atmosfera - SSA) é composto por cinco elementos básicos, sendo: a atmosfera, o oceano, a criosfera, os continentes com sua hidrologia e biosfera, todos interagindo em processos de retroalimentação positiva ou negativa (KAGAN, 1995). Dentre esses elementos, os oceanos se destacam por cobrirem a maior parte da superfície terrestre e participarem de forma significativa no armazenamento e trocas energéticas com a atmosfera, especialmente. "Todas as escalas de movimentação atmosférica são envolvidas pela transferência de energia entre oceano e atmosfera, e por isso muitos fenômenos atmosféricos são respondidos, direta ou indiretamente, pela temperatura da superfície do mar" (WELLS, 1998, p. 320).

Portanto, compreender anomalias de TSM torna-se chave para compreender fenômenos atmosféricos, já que o oceano é o grande responsável pela variabilidade climática da circulação atmosférica, seja nos trópicos ou nas altas latitudes. As alterações de TSM e seus reflexos na atmosfera podem se constituir tanto de interações ar-mar anômalas ou mudanças sazonais da quantidade de energia, "todavia, uma vez que um evento de interação ar-mar é desenvolvido, o oceano tenderá a manter o padrão por um período de um a alguns meses. Assim, a atmosfera inicia a anomalia, enquanto que o oceano tende a fazê-la persistente" (WELLS, 1998, p. 326).

Alterações na superfície do mar podem influenciar anomalias dos elementos atmosféricos em locais bastante distantes da anomalia oceânica original, ou podem ainda ter efeitos globais. Mas os padrões de variabilidade de TSM nas escalas interanuais ou maiores é resultado de uma combinação de processos atmosféricos e oceânicos (DESSER et al., 2010). Analisando-se a questão atmosférica deve-se considerar a velocidade do vento, nebulosidade e

umidade como reguladores da troca de energia com a superfície do mar. Já quando se analisa o oceano, o transporte de calor pelas correntes marítimas, a mistura vertical e profundidade da camada limite afetam a TSM. Este fenômeno de associação entre a variabilidade de TSM e variabilidade climática em algum ponto do planeta é conhecido como "teleconexão" pela literatura meteorológica (DESSER et al., 2010).

Teleconexão refere-se a um "recorrente e persistente padrão de anomalia de pressão e circulação de grande escala que cobre vastas áreas geográficas. Padrões de teleconexão são também conhecidos como modos preferenciais de variabilidade de baixa frequência" (AMBRIZZI, 2003, p. 1). Este conceito é aceito na atualidade de forma ampla, e pode ser considerado como um retrato da evolução da compreensão das interações entre oceano e atmosfera. Os padrões de teleconexão são, normalmente, de escalas planetárias, envolvendo oceanos e continentes, cobrindo distâncias da ordem de 10^3 km e apresentam estruturas de padrões de onda geograficamente dependentes (GRIMM e AMBRIZZI, 2009).

Desde há pelo menos dois séculos são verificados eventos onde alterações nas condições dos oceanos repercutem-se na atmosfera continental, ou mesmo condições "inversas" são verificadas em dois locais diferentes no globo; Ambrizzi (2003) cita o exemplo do missionário Saabye, da Groenlândia, que notou tendências contrárias de temperatura entre o norte da Europa e a Groenlândia. Mas somente em 1935 o termo "teleconexão" foi utilizado pela primeira vez, por Anders Angstrom. Ligação entre pressão ao nível do mar, temperatura do ar e do mar e precipitação em alguns locais do globo, mostrando um padrão de teleconexão global, estendendo-se pelo Hemisfério Sul e grande parte do Hemisfério Norte foi feita por Walker (1923, 1924, 1928) e Walker e Bliss (1932, 1937), que definiram a "Oscilação Sul" (HOREL e WALLACE, 1981; AMBRIZZI, 2003).

Os estudos de teleconexão têm evoluído desde então, combinados com a evolução da termodinâmica, da computação, da coleta e armazenamento de dados meteorológicos e com a maior compreensão sobre a propagação de ondas planetárias, especialmente. Vale destacar os trabalhos de Hoskins e Karoly (1981) e Simmons (1982), que, dentre outras contribuições, mostram a

propagação de ondas em um modelo barotrópico, a atuação do jato subtropical de inverno como "guia de onda" e os principais pontos de distúrbios ligados às regiões de saídas dos jatos. Também destaca-se o trabalho de Horel e Wallace (1981, p. 825) que mostrou a possibilidade de propagação de trens de onda (teleconexão) do equador para as latitudes médias. Estas ondas se propagariam em direção aos polos, curvando-se para leste e finalmente ao longo do equador, formando uma "rota em grande círculo", conforme Figura 1.

Figura 1- Ilustração esquemática de um padrão global hipotético de anomalias de altura geopotencial na média e alta troposfera durante inverno no HN, com episódio de aquecimento no Pacífico equatorial.

Fonte: Horel e Wallace(1981, p. 824)

Wallace e Gutzler (1981) são considerados precursores de uma série de outras pesquisas que firmam cientificamente o termo "teleconexão". Os autores organizaram um conjunto de técnicas para o estudo dos fenômenos de teleconexão, sendo a correlação entre a pressão ao nível do mar e do campo de altura geopotencial em 500hPa durante o inverno do hemisfério norte. Como forma de apresentar as correlações, os autores inovaram com a apresentação de mapas de correlação, muito utilizados posteriormente. Os padrões de teleconexões em 500hPa identificados por Wallace e Gutzler (1981) constituem o Atlântico Leste, o Pacífico/América do Norte (PNA), o Atlântico Oeste, o Pacífico Oeste e o padrão Eurasiano. Definem estes padrões em dois tipos: um, zonalmente simétrico, onde verificam-se gangorras; outro, em escala mais regional.

Teleconexões de baixa frequência foram classificadas por Blackmon et al. (1984a) em dois tipos: escala de tempo longo (maiores do que 30 dias) e

escala de tempo intermediário (períodos entre 10 e 30 dias). Eles perceberam que as teleconexões associadas com escalas de longo prazo foram caracterizadas por padrões bipolares, abrangendo as regiões de saída dos jatos, e demonstram pouca coerência quanto à evolução temporal. O padrão bipolar tende a se intensificar pela extração de energia cinética de escoamentos de médio prazo e apresenta um forte sinal na escala intrasazonal, o que é observado tanto em estudos numéricos quanto empíricos. As teleconexões associadas a estruturas ondulatórias e a sucessivos desenvolvimentos de escoamento subsidentes oriundos de novos centros de ação, com cada centro permanecendo praticamente estacionário, são usualmente interpretadas como dispersão de energia das ondas de Rossby em uma esfera (identificadas em períodos menores do que uma semana).

Blackmon et al. (1984a) encontraram resultados sustentados por uma série de estudos que estavam sendo produzidos na época (HOSKINS [1983]; HOSKINS e KAROLY [1981]; HOSKINS et al. [1977]; SIMMONS et al. [1983], dentre outros) e que ampliavam o conhecimento sobre o comportamento das ondas planetárias de Rossby. O principal resultado do trabalho de Blackmon et al. (1984a) foi compreender a estrutura e o padrão de deslocamento de ondas em eventos com escalas temporais diferentes (maiores de 30 dias, de 10 a 30 dias e de 2,5 a 6 dias). Em um artigo do mesmo ano, Blackmon et al. (1984b) acrescentaram uma técnica aos estudos de teleconexão: a correlação com defasagem temporal (*lag-correlation*), uma técnica que contribui sobremaneira para a compreensão dos efeitos de anomalias de TSM sobre diversas regiões do globo com o passar dos meses.

Liebmann e Hartmann (1984), ao analisarem dados observados de radiação de onda longa emergente e altura geopotencial em 500 mb de oito invernos no HN, verificaram que a energia das médias latitudes se propaga para os trópicos, mais aparente em dados médios de 5 dias. Esse resultado é interpretado como uma onda de Rossby quase-estacionária que se movimenta de sudoeste-nordeste, indicando que o fluxo das médias latitudes pode influenciar a circulação nos trópicos.

Mo e White (1985) discutiram as teleconexões para o Hemisfério Sul (HS), calculando as teleconexões entre as anomalias mensais de Pressão ao

Nível do Mar (PNM) e altura geopotencial em 500hPa. Vários estudos observacionais já haviam sido desenvolvidos para o Hemisfério Sul, mas este inova pela aplicação de técnicas de correlação linear e o autovetor (no artigo os autores não se referem diretamente a EOF, como esta técnica é conhecida atualmente) a 500 hPa. Como resultado, os autores verificaram que, durante o verão, aparece uma relação fora de fase entre as alturas sobre os continentes subtropicais e as alturas sobre os oceanos em latitudes médias. Durante o inverno, em latitudes médias, são verificados três centros de correlação positiva entre a PNM e a altura geopotencial em 500 hPa enquanto correlação negativa é verificada em latitudes altas e baixas.

Também, Berbery et al. (1992) estudaram o HS enfatizando as teleconexões extratropicais ondulatórias. Os resultados numéricos mostram que a maioria dos trens-de-onda de inverno tende a ter orientação zonal, exceto no caso da região australiana e da região próxima ao sul da África. Durante o verão, todos os trens-de-onda têm orientação mais meridional e tendem a ser mais regionais do que os observados no inverno. Os padrões espaciais observados nos mapas de autocorrelação utilizando-se dos dados de altura geopotencial e vento zonal em 200 hPa mostram que os maiores valores são localizados principalmente na faixa entre 30°S e 60°S; as teleconexões nas duas estações indicam conexões em ondas curtas nas latitudes médias com uma distância típica entre centros de aproximadamente 3000 a 4000 km. Não foi observada muita variação na magnitude dos centros de teleconexão entre os padrões de inverno e de verão. Durante o inverno a presença de uma zona de reflexão das ondas de Rossby ao sul da corrente de jato subtropical foi identificada como um local de "desvio de onda" e foi relacionada com a divisão do trem-de-onda à 45°S e 100°E, o que define o jato como um guia de onda.

Hsu e Lin (1992), a partir de mapas de correlação linear nos dados de perturbação da função de corrente, identificaram sete rotas preferenciais de propagação de onda (Figura 2), sendo: 1) Norte da Ásia; 2) Sul do continente Eurasiano; 3) Pacífico Norte; 4) Pacífico equatorial Leste; 5) América do Norte e Atlântico; 6) Atlântico Norte; 7) oceanos Índico Sul e Atlântico Sul.

Figura 2- Mapas de autocorrelação linear com a) filtro passa-baixa e b) filtro passa-banda nos dados da perturbação da função de corrente.

Fonte: Hsu e Lin (1992, p. 1173)

Um padrão global emerge no escoamento de baixa frequência e é fortemente associado com a extensão e contração do jato asiático e os ventos equatoriais de leste sobre o oceano Índico e Pacífico oeste. A orientação norte-sul da estrutura de dipolo, incorporada ao padrão e abrangência da região de saída do jato asiático, sugere que a estrutura local parece ser susceptível de ser mantida se estiver de encontro à dissipação das ondas, ou mesmo crescer pela extração da energia cinética do escoamento de médio prazo. Padrões de teleconexão na faixa de frequência intermediária exibem as características das ondas de Rossby em uma esfera. Uma das principais contribuições desta pesquisa é a identificação de que alguns padrões estão em interação interhemisférica (HSU e LIN, 1992).

Este último estudo pode ser comparado ao de Ambrizzi, Hoskins e Hsu (1995), que analisaram a propagação das ondas de Rossby e padrões de teleconexão no inverno austral e perceberam que no HS a dependência geográfica da localização das teleconexões é evidente (assim como no HN, neste caso, na saída dos jatos asiático e atlântico, orientados zonalmente), mas não tão forte como no HN. No entanto, seis regiões de máxima

teleconexão foram evidenciadas (Figura 3) para o HS através dos mapas de autocorrelação para os dados de função de corrente: 1) Austrália; 2) Pacífico Sul subtropical; 3) América do Sul; 4) Oceanos Índico e Atlântico extratropicais; 5) entre 120 e 180°E; 6) entre 80 e 30°W. Essas regiões de forte teleconexão tendem a ser orientadas zonalmente e coincidem com a localização das correntes de jato. Uma região de teleconexão que atravessa o equador é orientada meridionalmente, e pode ser vista no Atlântico Tropical.

Figura 3 - Guias de onda e padrões preferenciais de propagação nos dois hemisférios.
Fonte: Ambrizzi, Hoskins e Hsu (1995, p. 3671)

A análise da evolução temporal dos dados considerados por Ambrizzi, Hoskins e Hsu (1995) mostra resultados bastante semelhantes aos obtidos por outros autores, tais como a propagação de jatos por rotas de propagação (guias de onda) e a interação entre áreas tropicais e extratropicais da alta troposfera, sendo esta interação mais intensa no hemisfério de inverno. Como sumarizado pela Figura 3, pode-se verificar os quatro guias de onda identificados por estes autores: o jato Asiático-Norte Africano; a região jato do Atlântico norte - norte da Europa; o jato australiano e o jato polar.

Ambrizzi (1994) verificou, através de experimentos numéricos, que há possibilidade de teleconexão entre os hemisférios Norte e Sul durante anos de El Niño e La Niña. Durante o El Niño as áreas preferenciais para esta teleconexão estão no Atlântico equatorial e no Pacífico leste (este, porém, com menor possibilidade). Já durante a La Niña a principal área de propagação inter-hemisférica é o Pacífico equatorial leste.

Teleconexões no HN também podem repercutir em variabilidade climática no HS. Souza e Cavalcanti (2009) verificaram que a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) provoca o deslocamento na posição da Alta Subtropical do Atlântico Norte (ASAN) e na posição da ZCIT, trazendo variabilidade para a precipitação das regiões brasileiras Nordeste e Norte.

Em resumo, estudos de teleconexão foram realizados especialmente a partir dos anos 1980, para o Hemisfério Norte (HN). Destacam-se os estudos de Wallace e Gutzler (1981), que identificaram padrões de conexões: *Pacific North America* (PNA), Atlântico Oeste (AO), Atlântico Leste (AL), Eurásia (EU) e Pacífico Oeste (PO). Mas uma das conexões mais importantes para a definição da variabilidade climática no HN é a Oscilação do Atlântico Norte (OAN), que atua especialmente nos meses de DJF, inverno no HN, trazendo, em sua fase positiva, invernos amenos e chuvosos para o norte da Europa e seca no Mediterrâneo e, o contrário, na fase negativa.

Já no HS os estudos de teleconexões tiveram maior destaque a partir do início dos anos de 1990. Um dos padrões bem definidos para o HS é a ligação *Pacific South América* (PSA), que liga a região tropical da Indonésia com a América do Sul. Segundo Cavalcanti e Ambrizzi (2009), o padrão PSA foi identificado por Mo e Ghil (1987), Ghil e Mo (1991), Mo e Higgins (1998), Kidson (1999), Cavalcanti (2000) e outros.

Também já foi identificado o padrão de teleconexão Oscilação Antártica (AO) por Gong e Wang (1999) e por Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005), observando o deslocamento do jato subtropical e polar e sua influência na trajetória dos ciclones extratropicais.

Os principais padrões climáticos de larga escala identificados são:

Quadro 1: Principais índices climáticos identificados²

AAO	Antartic Oscillation
-----	----------------------

² Para maiores informações sobre os índices, tais como locais de registro das anomalias de TSM e modo do cálculo do índice, consultar < <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>>.

AO	Artic Oscillation
EA	East Atlantic Pattern
EAWR	East Atlantic/Western Russia pattern
ENOS	El Niño - Oscilação Sul
EP	East Pacific pattern
NAM	Northern Annular Mode (idêntico ao AO)
NAO	North Atlantic Oscillation
NP	North Pacific Oscillation
PDO	Pacific Decadal Oscillation
PNA	Pacific-North American
PSA	Pacific-South American
SAM	Southern Annular mode (similar ao AAO, mas com sinal oposto)
SCAN	Scandinavian pattern
SO	Southern Oscillation
TNH	Tropical/North Hemisphere pattern
WP	West Pacific pattern

Fonte: Stenseth, et al. (2003, p. 2)

Apesar dos vários índices climáticos identificados, a maior parte dos trabalhos verifica a associação de uma variável particular com um padrão de teleconexão da região do IOS (Índice de Oscilação Sul), podendo-se afirmar que este é um dos eventos de teleconexão mais frequentemente estudado. O IOS é a medida da diferença de pressão entre as regiões de Darwin (Austrália, 18°S e 150°W) e o Tahiti (Oceano Pacífico Sul, 12,25°S e 131°W), diferença esta que provoca condições anômalas na bacia do Pacífico, tanto no oceano como na atmosfera (deslocamento ou enfraquecimento da ressurgência na costa do Peru, repercussões na pesca, mudança na célula de Walker, etc.), que repercutem-se em alterações das condições atmosféricas em várias partes do globo. O IOS é um dos índices mais utilizados para caracterizar eventos de ENOS.

Por mais que muitos estudiosos tenham se dedicado a buscar mais esclarecimentos de como se dá essa interação oceano-atmosfera, quais são os principais padrões de anomalias, como essas anomalias podem se conjugar

entre si e muitos progressos tenham surgido, ainda há muitas lacunas nessa área de conhecimento.

No presente trabalho serão discutidas as principais alterações de TSM que podem causar anomalias de precipitação no norte do Brasil, sendo consideradas as anomalias na região dos Niños, a Oscilação Decenal do Pacífico (ODP), as anomalias no Atlântico, bem como uma discussão sobre anomalias na região Antártica.

3.1 ANOMALIAS DE TSM NAS REGIÕES DE NIÑO

Eventos ENOS (El Niño-Oscilação Sul), El Niño ou La Niña, constituem a alteração da temperatura da superfície do mar na região equatorial do Pacífico centro-leste conjugada com a oscilação da pressão atmosférica no Pacífico Sul, Oscilação Sul, que muda as condições do tempo em escala global (RASMUSSEN e WALLACE, 1983; COBB, et al., 2003). Ocorre com periodicidade irregular e é a maior perturbação do sistema climático da Terra que envolve mudanças em larga escala nos ventos, chuva, TSM e pressão em superfície (HARRISON e LARKIN, 1998; KAYANO et al., 2008). A propagação em escala global está associada à magnitude das anomalias de temperatura na superfície do mar, à dimensão da bacia do Pacífico e, também, à sua forma, permitindo a propagação de ondas de Rossby associadas às correntes de jato (AMBRIZZI, 2003).

O ENOS é considerado uma “gangorra” de pressão atmosférica em grande escala que atua sobre o Oceano Pacífico tropical, e é marcada por condições anômalas no oceano e na atmosfera. Estas oscilações ocorrem periodicamente ao longo da zona de ressurgência da corrente de Humboldt, no Pacífico equatorial leste e regiões costeiras do Peru e sul do Equador. Desenvolvem-se lentamente, acoplando os processos que ocorrem entre o oceano e a atmosfera. Os padrões anômalos permitem a propagação de ondas

atmosféricas que perturbam remotamente as condições de tempo e clima (AMBRIZZI, 2003, p. XI).

Em condições anômalas no Pacífico tropical, configurando a fase quente do evento ENOS (o El Niño), há uma diferença de pressão atmosférica entre o leste e o oeste deste oceano, com ventos de leste mais fracos do que o normal no Pacífico equatorial central e mudança para leste da região de profunda convecção atmosférica e chuva até o Pacífico tropical central e águas mais quentes do que o normal no Pacífico equatorial central e leste, ao longo da costa da América do Sul (HARRISON e LARKIN, 1998). Para o evento frio, a La Niña, as condições são inversas.

As oscilações da temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico Equatorial são comumente registradas nas áreas do Niño 3+4 (5S-5N; 170W-120W), Niño 1+2 (0-10S; 80-90W) e Niño 4 (5S-5N; 160E-150W), conforme indicado na Figura 4, uma vez que estas áreas apresentam normalmente os maiores valores de anomalias positivas e negativas de TSM. Essas oscilações apresentam correlação linear absoluta significativa com a precipitação anual superior a 0,30, tanto nas regiões Norte e Nordeste (correlação linear negativa) do Brasil como na região Sul (correlação linear positiva) (CPTEC/INPE, 2013).

Figura 4 - Regiões de Niño no Pacífico Equatorial.
Fonte: CPC/NCEP/NOAA (2013).

Vários índices foram elaborados para a definição dos eventos de ENOS positivos e negativos, bem como suas intensidades. Destaca-se o índice ONI (*Oceanic Niño Index*). O ONI é elaborado pelo *Climate Prediction Center/ National Oceanic and Atmospheric Administration* (CPC/NOAA) utilizando filtros de alta frequência aos dados do ERSSTv3b (*Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, version 3b*), com média móvel de 3 meses aos dados de TSM da região do Niño 3.4. Eventos com anomalias acima (abaixo) de $0,5^{\circ}\text{C}$ são considerados El Niño (La Niña) fracos (fracas), e acima (abaixo) de 1°C são considerados anomalias fortes (CPC/NOAA, 2013). O índice ONI está apresentado na Figura 5.

Figura 5 - Índice de TSM ONI.
 Fonte: CPC/NOAA, 2013.

As principais modificações da circulação atmosférica que ocorrem em decorrência de eventos ENOS são a alteração da circulação das células de Walker e Hadley (BJERKNES, 1969) e a propagação de ondas de Rossby através dos padrões *Pacific-North America* - PNA (WALLACE e GUTZLER, 1981; MAGAÑA e AMBRIZZI, 2005; dentre outros) e *Pacific-South America* - PSA (MO e WHITE, 1985; KAROLY, 1989).

Em episódios quentes de ENOS, o El Niño, anomalias quentes de TSM ocorrem sobre o Pacífico Tropical central e leste, o que induz a maior evaporação, menor PNM, maior convergência em baixos níveis e mais

convecção em uma região tropical onde climatologicamente há subsidência. Há maior divergência em altos níveis sobre o Pacífico leste e convergência sobre o norte da AS, o que é associado com ondas estacionárias de Kelvin descendentes que inibem a atividade convectiva (GRIMM e AMBRIZZI, 2009). Ainda segundo os autores, essa convecção anômala sobre o Pacífico central e leste e a circulação associada, perturba a célula de Walker com a sua porção descendente ocorrendo sobre o norte da AS, o que causa os déficits de precipitação registrado durante os eventos de El Niño nessa região. Em consequência, a célula de Hadley também é perturbada, com redução da circulação nessa célula na porção Atlântico-América do Sul e é aumentada na região do Pacífico central e leste.

Com a alteração da circulação da célula de Walker são verificadas alterações nos regimes de precipitação na Amazônia e nordeste do Brasil (ROPELEWSKI e HALPERT, 1989; 1996), além de alterações no sudeste asiático. Nestes casos é observada a diminuição da precipitação devido à intensificação dos ramos descendentes da célula de Walker. Sobre a região equatorial há um braço descendente de uma onda de Kelvin estacionária, que inibe a atividade convectiva, no caso do Brasil, no Nordeste e partes da região Norte (MAGAÑA e AMBRIZZI, 2005).

A propagação de anomalias de circulação pelo padrão PNA altera os regimes de chuva em parte dos EUA e Canadá e, indiretamente, a circulação do Atlântico Norte, que, por sua vez, reforça as anomalias de chuva no nordeste brasileiro e Amazônia (especialmente na região da foz do rio Amazonas). O deslocamento do padrão PSA afeta os regimes pluviométricos no centro sul da América do Sul (MO e WHITE, 1985). Nestas regiões, registram-se as maiores alterações dos regimes de chuva durante eventos ENOS, com suas anomalias de circulação atmosférica amplamente apresentadas e discutidas pela bibliografia. O regime climático de outras regiões no globo também pode ser afetado por eventos ENOS, como no norte da Austrália, Indonésia, Filipinas, na região das monções da Índia e o sul da África (NCEP/NOAA, 2013), porém com menor intensidade.

O Índice de Oscilação Sul (IOS) é usado para avaliar mudanças na circulação atmosférica tropical, especialmente na célula de Walker. De forma

geral, a sequência de valores positivos de IOS, indica uma situação de La Niña, ou fase fria do ENOS, enquanto que a sequência de valores negativos de IOS indica uma situação de El Niño, ou fase quente do ENOS (NOBRE E SHUKLA, 1996).

Hastenrath e Heller (1977) foram um dos precursores nos estudos sobre os eventos ENOS e as anomalias de chuva no Brasil, no caso específico sobre o nordeste brasileiro, verificando que existe uma forte ligação negativa entre a precipitação nesta região e a TSM sobre a costa do Peru e Equador. Antes disso, Bjerknes (1969) havia sugerido uma ligação entre a variação da chuva do nordeste do Brasil e um setor de subsidência termicamente dirigida na circulação de Walker no setor do Atlântico tropical norte.

Hastenrath e Heller (1977) perceberam que durante uma estação de precipitação deficiente no nordeste do Brasil o flanco equatorial da alta subtropical do Atlântico Norte apresentou ventos mais fracos, fazendo com que a alta pressão subtropical do Atlântico sul se expandisse mais para o equador, e o cavado adjacente (cavado do Nordeste) assumisse uma posição mais para o norte do que na média histórica.

Além dos registros de diminuição de chuva nas regiões nordeste e na porção setentrional da região norte do Brasil, Grimm, Barros e Doyle (2000) afirmam que a região Sul do Brasil apresenta os maiores sinais de relação com EN, após analisarem a variabilidade climática no sul da América do Sul, associada a eventos La Niña (LN) e El Niño (EN), e, analisando o comportamento da precipitação e anomalias de circulação na região Sul do Brasil, durante períodos significativos de EN e LN, estes autores verificaram alto grau de linearidade entre os dados. No entanto, verifica-se grande variabilidade espacial da influência linear de eventos ENOS na variabilidade climática desta região.

Mason e Goddard (2001) analisaram a anomalia da probabilidade de precipitação associada a eventos ENOS. Os autores admitiram, em geral, a relação entre extremos climáticos e eventos ENOS. Usaram dados de todo o globo, totalizando um conjunto de 12.000 estações pluviométricas, e calcularam a correlação linear entre a TSM da região do Niño 3.4 e precipitação, para períodos de três meses, de 1951 a 1996. Avaliaram os oito

eventos mais fortes de El Niño e os oito eventos mais fortes de La Niña pertencentes ao período considerado. Verificam que há poucas áreas onde a frequência de precipitação acima da média para dezembro-fevereiro tenha sido significativamente alta durante eventos de El Niño (MASON e GODDARD, 2001, p. 625), tendo este resultado se repetido para os outros períodos de análise, março-maio, junho-agosto e setembro-novembro. Para eventos La Niña, os autores verificaram algumas simetrias em relação ao sinal da precipitação observada durante episódios El Niño. Ainda, de acordo com estes autores, "as interações atmosféricas não-lineares com as anomalias da temperatura da superfície do mar em outros oceanos e a existência de diferenças inter-El Niños complica ainda mais as incertezas nas anomalias climáticas associadas a eventos de ENOS" (MASON e GODDARD, 2001, p. 620). Estes autores relatam que, em várias partes do globo, nem sempre os impactos de eventos El Niño e La Niña são como os esperados.

Mason e Goddard (2001, p. 631) concluem este estudo dizendo que os "resultados confirmam que anomalias climáticas associadas a eventos El Niño e La Niña ocorrem em uma base global, mas sugerem cuidado para não exagerar a significância local ou a cobertura global da influência do ENOS". A limitada extensão das áreas impactadas por eventos ENOS indica a grande variabilidade do evento, e indica uma necessidade de se enfatizar a natureza probabilística das respostas climáticas ao invés de se considerar uma resposta única composta por eventos ENOS anteriores. As áreas afetadas por eventos ENOS mudam de estação para estação. Mason e Goddard (2001) destacam ainda que é perigoso fazer previsão climática considerando-se os eventos do passado (especialmente quando se trata de El Niño, que recebe grande atenção), já que os impactos desses eventos são muito difusos. "É difícil identificar um ciclo sazonal claro na proporção de áreas continentais que experimentaram sinal forte de anomalias de precipitação relacionado ao ENOS" (MASON e GODDARD, 2001, p. 632), ou seja, a magnitude dos efeitos do ENOS nas diferentes estações do ano existe, mas as diferenças nos valores do desvio padrão calculadas pelos autores são pequenas.

Segundo Magaña e Ambrizzi (2005), as diferentes respostas dos diferentes eventos de El Niño podem estar associadas aos diferentes locais da

fonte de aquecimento, bem como à sua estrutura horizontal. Rodrigues et al. (2011) complementam que também há evidências de que a evolução temporal e a amplitude do aquecimento podem produzir respostas diferenciadas à circulação atmosférica.

Estudos mais recentes (ASHOK et al., 2007; KAO e YU, 2009; RODRIGUES et al., 2011; McPHADEN et al., 2011; McPHADEN, 2012) vêm demonstrando alterações nas características dos eventos ENOS, revelando heterogeneidades a eles inerentes. Tais eventos podem ser classificados pela sua periodicidade, direção de propagação, tempo de início, estrutura de TSM, etc. (KAO e YU, 2009). Porém a alteração na dinâmica do ENOS mais discutida atualmente é a diferença, sentida principalmente a partir dos anos 2000, do local de aquecimento/resfriamento das águas no Pacífico equatorial. Segundo esta abordagem, entre os anos de 1980 aos 2000 os eventos ENOS foram considerados "tradicionais" ou canônicos, com o aquecimento (resfriamento) mais pronunciado no Pacífico equatorial, ao longo da costa da América do Sul durante os eventos de El Niño (La Niña), que causam os efeitos descritos anteriormente. No entanto, principalmente a partir dos anos 2000, estaria sendo mais frequente o deslocamento dessa área de aquecimento (resfriamento) para o Pacífico central, o que está sendo chamado de El Niño (La Niña) Modoki ou Central, e os efeitos desses eventos são diferentes aos dos eventos ENOS canônicos (ou de leste), já que os locais das áreas de maior aquecimento (resfriamento) e, por consequência, maior convecção, estão deslocadas. Enquanto durante o El Niño tradicional (ou Leste) a região de maior convecção é deslocada para leste devido ao aumento da TSM no Pacífico leste, durante o El Niño Modoki (ou Central) a região de águas mais quentes é movida para o oeste no Pacífico e a convecção é aumentada sobre essa região de águas mais quentes. Não somente o local de maior convecção (e por consequência, os locais onde o ar mais seco vai descender) se altera, mas também os padrões de ondas atmosféricas que o fenômeno ENOS desencadeia, tanto das ondas de Kelvin (DEWITTE et al., 2012) quanto de Rossby (MAGAÑA e AMBRIZZI, 2005).

Os eventos ENOS tradicionais (ou Leste) desempenham efeitos mais fortes sobre as características climáticas na América do Sul durante o El Niño

do que durante a La Niña. Já durante os eventos Modoki os efeitos do El Niño são mais fracos e também deslocados espacialmente em relação aos tradicionais, e os eventos de La Niña tem efeitos mais fortes (COELHO et al., 2002; KAO e YU, 2009).

Com o uso de modelagem numérica, Rodrigues et al. (2011) verificaram que diferentes tipos de El Niño resultam em diferentes padrões de chuva sobre o Nordeste brasileiro, por apresentarem diferentes impactos nas anomalias de TSM no Atlântico Sul tropical e equatorial, porém com resposta similar para o Atlântico Norte tropical. Identificaram a ocorrência de eventos "secos" e "úmidos" (mais chuvosos do que o habitual quando da ocorrência de El Niño) de Niño e, concluíram que eventos secos (úmidos) no Nordeste estão relacionados a eventos fortes e longos (fracos e curtos). Eventos fracos e curtos apresentam maior aquecimento no Pacífico central. Rodrigues et al. (2011) também verificaram que eventos de Niño fortes e longos (fracos e curtos) estão associados com anomalias frias (quentes) no Atlântico equatorial e na região da Corrente de Benguela, costa sudoeste da África, nos trimestres de DJF, MAM e JJA.

Apesar de diversas pesquisas realizadas sobre o evento ENOS, na identificação de seu impacto por várias áreas do globo, a grande dúvida que ainda persiste é sobre a origem deste evento, sobre quais seriam suas causas. Alguns autores atribuem sua origem ao formato da bacia oceânica, a distúrbios atmosféricos, eventos de caos de baixa ordem ou flutuações climáticas de baixa frequência.

3.2 ANOMALIAS DE TSM NO ATLÂNTICO

O Atlântico tem grande influência na variabilidade de precipitação, principalmente das regiões Nordeste e Norte do Brasil.

A principal anomalia de TSM verificada no Atlântico e que afeta o regime de chuvas no Brasil é o Gradiente Meridional de TSM do Atlântico Tropical (GMAT), com gradiente de temperatura do oceano e pressão atmosférica entre os oceanos Atlântico Tropical norte e sul. Nos primeiros estudos em que se verificou a presença desta anomalia, ela foi chamada de "dipolo". No entanto, estudos posteriores verificaram que não se tratava de um dipolo, com anomalias de TSM com sinais contrários em duas áreas distintas, já que as áreas tropicais norte e sul do oceano Atlântico nem sempre apresentam este padrão espacial (MÉLICE e SERVAIN, 2003).

Durante a fase positiva do GMAT, quando a TSM configura-se mais quente do que o normal no Atlântico Tropical norte e mais fria sobre o Atlântico Tropical sul, ocorre precipitação abaixo da média durante a estação chuvosa da Amazônia e Nordeste, pois há um deslocamento mais para norte da ZCIT, já que os ventos alísios de sudoeste são mais pronunciados. Na fase negativa do GMAT, com padrão inverso de anomalias de TSM, a estação chuvosa torna-se abundante nestas regiões. Neste caso, o padrão de anomalias de precipitação é provocado pelo deslocamento meridional da ZCIT para o sul (MOURA e SHUKLA, 1981; SERVAIN, 1991; NOBRE e SHUKLA, 1996; UVO et al., 1998). Em situações de anomalias negativas de TSM no Atlântico Norte tropical, verifica-se a intensificação dos alísios de nordeste, no flanco equatorial da alta subtropical, o que contribui para o deslocamento da ZCIT mais para o sul. Aspecto análogo ocorre no Atlântico Sul tropical quando as águas superficiais nesta região encontram-se mais frias do que a média, fazendo com que os alísios de sudeste tornem-se mais intensos (NOBRE e SHUKLA, 1996).

O gradiente meridional do Atlântico apresenta uma escala temporal variável, identificada como próxima a decenal (SERVAIN et al. 2000; ENFIELD et al., 2001).

Servain et al. (2000) identificaram, além do gradiente meridional, um modo de variabilidade climática que chamaram de "modo equatorial", com características semelhantes ao El Niño no Pacífico. Esse modo tem uma variabilidade temporal de poucos meses, e gera perturbações de vento no Atlântico equatorial oeste que desencadeia ondas de leste de Kelvin. Essas ondas se propagam até a costa da África quando são refletidas para oeste

como ondas equatoriais de Rossby. Outra parte das ondas de Kelvin se propagam para a direção dos polos, desencadeando uma resposta leste-oeste em latitudes distantes do equador (SERVAIN, et al., 2000).

Procurando verificar a influência de anomalias de TSM e repercussões climáticas no Brasil, Moura e Shukla (1981) verificaram teleconexões Atlântico-seca no Nordeste. Os autores afirmam que a seca no nordeste está ligada a uma célula de circulação local termicamente direta entre os ciclones e anticiclones no Atlântico. Quando há anomalias no aquecimento ou resfriamento deste oceano, há uma alteração no regime de chuvas na região. “Foi encontrado que o evento de seca mais severa é associado com ocorrência simultânea de TSM quente no norte e TSM fria no sul do Atlântico tropical” (MOURA e SHUKLA, 1981, p. 2653). Isso desencadearia, segundo os autores, intensificação na subsidência no nordeste brasileiro.

Nobre e Shukla (1996) verificaram que anomalias da circulação atmosférica precedem o desenvolvimento de padrões anômalos de TSM na bacia do Atlântico Tropical. O fenômeno ENOS no Pacífico influencia anomalias de circulação atmosférica e TSM no Atlântico Tropical norte através de padrões de teleconexões que passam pelas altas latitudes do hemisfério norte (padrão PNA). Verificaram que a Pressão ao Nível do Mar (PNM) sobre o Atlântico Sul é negativamente correlacionada com a oscilação sul. A fase quente do ENOS pode ser associada com um aumento da PNM sobre o Atlântico Sul. Por isso, é plausível conjecturar que padrões de anomalias de PNM fora de fase sobre o Atlântico norte e sul podem ser induzidos, em parte, por padrão de circulação anômala em escala global associada ao ENOS (NOBRE e SHUKLA, 1996, p. 2474).

Essa alteração na circulação atmosférica originada no Pacífico que desenvolve padrões anômalos no Atlântico desencadeia, por sua vez, o enfraquecimento de anomalias de TSM na costa oeste africana como resultado de anomalias do estresse do vento ao longo da costa, durante janeiro, estendendo-se para oeste durante os dois ou três meses seguintes. Esta expansão para oeste, de anomalias de TSM, é mais notável sobre o Atlântico tropical norte. Nobre e Shukla (1996, p. 2477) acreditam que o resfriamento (aquecimento) próximo da costa esteja relacionado a uma ressurgência

(subsidiência) local, enquanto que o resfriamento (aquecimento) no interior da bacia atlântica é causado principalmente pela evaporação associada a fortes (fracos) ventos alísios.

Segundo Nobre e Shukla (1996), a componente meridional de vento parece ser a responsável pelo gradiente meridional anômalo de TSM no Atlântico Tropical. Isto sugere que anomalias de circulação atmosférica sobre o Atlântico Tropical, em áreas além do equador, forçariam primeiramente a formação de gradientes meridionais anômalos de TSM, o que forçaria posteriormente o deslocamento da ZCIT para águas mais aquecidas, afetando assim a distribuição das chuvas sobre o Atlântico equatorial e áreas continentais adjacentes. Assim, um padrão de teleconexão atmosférica poderia estar associado ao ENOS, influenciando a formação de um gradiente meridional de anomalias de TSM sobre o Atlântico equatorial (padrão PNA) (NOBRE e SHUKLA, 1996, p. 2477).

Enfield et al. (2001) realizaram análises com dados de TSM do Atlântico Norte do período de 1856 a 1999 e mostraram um ciclo de 65-80 anos com 0,4°C de variação, que foi chamado de Oscilação Multidecadal do Atlântico - OMA (ou AMO, em inglês). Durante a OMA quente (Atlântico norte com temperaturas acima da média), a maioria dos Estados Unidos registra chuva abaixo do normal, incluindo as secas de 1930 e 1950 no Meio Oeste. Entre as fases quente e fria da OMA, a vazão do rio Mississippi varia em torno de 10% enquanto que a vazão de entrada no lago Okeechobee, na Flórida, varia em torno de 40%. A variação observada na concentração de gelo no mar da Groenlândia e sua relação com a pressão ao nível do mar sobre latitudes altas do Atlântico Norte é mais ou menos sincrônica com a variabilidade de TSM da OMA.

Outro padrão de anomalias atmosféricas, localizado no Atlântico norte, com diferenças de pressão atmosférica entre a ilha de Açores e a Islândia, e que afeta a circulação dos ventos alísios, é a Oscilação do Atlântico Norte (NAO ou *North Atlantic Oscillation*). É caracterizado por intensificação ou enfraquecimento dos sistemas de Alta dos Açores e Baixa da Islândia. Anomalias de pressão nessa região do Atlântico influenciam o tempo especialmente no inverno europeu. Sua variabilidade temporal é

aproximadamente decenal e ainda restam dúvidas se esse fenômeno é puramente atmosférico ou ligado a anomalias de TSM (WANNER, et al., 2001). Apesar de estar espacialmente distante da costa da América do Sul, estudos verificaram (HASTENRATH e HELLER, 1977; SERVAIN, 1991; MOURA e SHUKLA, 1981) que essa anomalia pode influenciar especialmente a precipitação na porção norte e nordeste da América do Sul, via influências na formação/manutenção/intensificação do GMAT, já que o NAO causa substanciais mudanças nos padrões de ventos superficiais, alterando as trocas térmicas entre oceano-atmosfera, influenciando a circulação termohalina e dos giros oceânicos (HURRELL et al., 2001).

O NAO, portanto, influenciaria indiretamente o posicionamento da ZCIT, que é o principal regulador da chuva nas regiões norte e nordeste da América do Sul, e qualquer anomalias no posicionamento desta resulta em anomalias de precipitação e no ciclo hidrológico.

3.3 A OSCILAÇÃO DECENAL DO PACÍFICO (PDO)

O termo Oscilação Decenal do Pacífico (em inglês, *Pacific Decadal Oscillation – PDO*) foi originalmente cunhado em 1996 por Steven Hare, um estudioso da pesca de salmão na região do Alasca. Ele percebeu uma conexão entre ciclos de produtividade de salmão e as condições climáticas do Pacífico. Como é uma constatação recente, ainda não é completamente conhecida (MANTUA, 2002). Pesquisas sobre a PDO foram realizadas por Mantua et al. (1997), Mantua (2002) e Minobe (1997), que perceberam alguns ciclos dessa oscilação no último século: dois períodos frios, de 1890 a 1924 e de 1947 a 1976; e dois períodos quente, de 1925 a 1946 e de 1977 a meados de 1990, como pode ser visto na Figura 6. Verifica-se que a partir de meados dos anos de 1990 há maior alternância entre anos de PDO positiva e negativa, demonstrando o fenômeno maior energia e oscilações agora de 10 a 15 anos (JISAO, 2015).

Figura 6 - Série temporal de valores para o índice PDO.
Fonte: JISAO (2015).

A PDO é bastante comparada (ou relacionada) ao El Niño já que tem padrões espaciais semelhantes; diferem bastante, porém, nos padrões temporais, já que o El Niño tem duração que varia de 6 a 18 meses, enquanto que a PDO persiste por décadas. Outra diferença entre os dois fenômenos é que a PDO tem influência mais forte no nordeste do Pacífico e repercussões menores na região dos trópicos, e o El Niño tem maior reflexo na região tropical (MANTUA, 2002).

Os efeitos da PDO e ENOS podem ser considerados similares na América do Norte. Os principais efeitos são sentidos em anomalias na vazão dos rios e na quantidade de neve acumulada. Quanto à relação entre PDO e ENOS, é importante ressaltar que os eventos de El Niño e La Niña têm influência mais fortemente sentida no hemisfério Norte quando ocorrem em fase com a PDO, ou seja, El Niño combinado com a fase quente da PDO e La Niña, com a fase fria da PDO (MANTUA, 2002).

Brito-Castillo et al. (2002) encontraram correlação negativa baixa, para o período de verão, entre os índices de aquecimento do Pacífico norte e a taxa de reserva de água nos reservatórios dos EUA (a série histórica analisada é de 1921 a 1999), sendo que foram comparadas duas áreas (norte e sul) no golfo da Califórnia. Isto porque, segundo os autores, especialmente no verão há uma complexa combinação de fatores, como a combinação dos efeitos para a variabilidade das monções, os sistemas convectivos de mesoescala e a entrada de tempestades tropicais. Os autores afirmam que o conhecimento sobre as fases da PDO não permite sugerir a que tipo de período climático estará associado o próximo verão, se abaixo ou acima da normal.

Koczot e Dettinger (2003), ao analisarem a distribuição máxima das médias mensais de vazão do rio Feather, localizado no norte da Califórnia, EUA, durante o período de 1906 a 1997, verificaram uma relação destas com os ciclos da PDO. Foi possível detectar que os picos de vazão acontecem mais cedo no ano em que a fase quente da PDO está presente, pois ela aumenta a precipitação e antecipa o derretimento da neve. Na fase fria da PDO, os picos de vazão do rio acontecem mais tarde, sendo que há maior precipitação de neve e o seu derretimento acontece mais tarde.

Silva (2009, p. 32) afirma que suas análises sugerem que há poucas variações significativas, detectado principalmente em altos e médios níveis da atmosfera, no regime da precipitação da América do Sul em fases distintas da PDO, quando considera apenas eventos neutros de ENOS. Apenas regiões ao extremo norte do continente e ao norte do sudeste da América do Sul apresentaram diferenças significativas durante os anos neutros de ENOS com PDO negativa quando comparado com anos de PDO positiva. Segundo a autora, na ausência de anomalias de TSM no Pacífico equatorial, o efeito local do Atlântico sudoeste parece modular o regime de circulação do continente em baixos níveis. Para os eventos de EN que ocorrem durante a fase negativa da PDO são observadas anomalias negativas de precipitação, ao norte da Amazônia, mais fracas e menos significativas se comparadas com as anomalias durante a fase positiva da PDO. Silva et al. (2011) identificaram que durante eventos de EN e PDO positiva, no sudeste da AS as anomalias positivas de precipitação são mais intensas do que em anos de EN com PDO negativa, sendo que nesse caso aparecem áreas com anomalias negativas de precipitação na porção mais ao norte do sudeste da AS, com as anomalias negativas, características de EN, ocorrendo em uma área mais restrita, no sul do sudeste da AS. Kayano et al. (2008), analisando a correlação entre os dados de várias áreas de TSM em dois períodos diferentes (1948-1976 e 1977-2002) identificaram que em eventos de PDO e ENOS de mesmo sinal fortalecem os efeitos sobre a AS, especialmente no Nordeste da AS e no sul do Brasil e Uruguai.

3.4 TELECONEXÕES PACÍFICO-ATLÂNTICO

Teleconexões entre os oceanos Pacífico e Atlântico podem ser reguladas por um esquema bastante complexo. Anomalias relativamente frias são presentes no Atlântico tropical sul poucos meses antes do pico de um evento de El Niño; imediatamente seguindo este pico, fortes anomalias quentes de TSM são então observadas no Atlântico tropical norte, e alguns meses depois, toda a bacia do Atlântico fica finalmente mais quente do que o normal (SERVAIN, 1991, p. 15142). Ou seja, segundo o autor, o aquecimento do Pacífico na região equatorial (que afeta as condições climáticas em várias áreas do globo) pode ser um resultado de anomalias em outros locais ou ainda afetar outras áreas.

Outros autores verificaram em seus estudos que há uma relação na qual o El Niño afetaria a TSM do Atlântico através de mudanças na circulação atmosférica pelos padrões PNA, PSA e pela alteração na célula de Walker. Covey e Hastenrath (1978, p. 1282) verificaram que os eventos El Niño no Pacífico são concomitantes a alterações de umidade na atmosfera na região do Atlântico, havendo uma variação inversa de pressão entre o leste do Pacífico e o Atlântico, especialmente no Atlântico sul. Zebiak (1993) analisou de forma acoplada as anomalias de TSM no Pacífico tropical e no Atlântico e verificou que eles são bastante integrados quanto às anomalias de TSM.

Uma das formas do ENOS influenciar a variabilidade no Atlântico tropical é devido à sua influência na célula de Walker, alterando o local do seu braço descendente. Porém, esta relação é indireta enquanto a causa direta é o enfraquecimento dos ventos boreais, entre dezembro e fevereiro, da célula de Hadley entre a região amazônica e o Atlântico Norte subtropical (MÉLICE e SERVAIN, 2003, p. 449), através do padrão PNA.

Rodrigues et al. (2011) identificaram que eventos de El Niño fortes e longos são geralmente acompanhados por anomalias frias de TSM sobre a região ATL3 do Atlântico equatorial (Figura 7), o que produz subsidência e anomalias de ventos de leste no Atlântico equatorial oeste. Os eventos de El

Niño curtos e fracos relacionam-se mais a um forte movimento ascendente do ar associado com anomalias quentes de TSM sobre a região tropical do Atlântico Sul, gerando anomalias de vento de oeste no setor oeste do Atlântico equatorial. Este processo enfraquece a célula de Walker no Atlântico, cujo ramo inferior apresenta ventos de leste. O aquecimento do Atlântico Sul tropical está associado ao fortalecimento da circulação de Hadley e favorece o deslocamento da ZCIT para o sul.

Figura 7 - Localização da região ATL3 no Atlântico equatorial. A distribuição de anomalias de TSM neste mapa indicam um gradiente meridional com águas mais quentes no Atlântico Norte tropical. Esse padrão de anomalias de TSM é também o segundo modo de EOF para essa região do Atlântico, segundo Deser et al. (2010, p. 132).

Fonte: http://www.aoml.noaa.gov/phod/regsatprod/atl3/sst_map.php

O Atlântico, segundo Servain, Wainer e Dessier (1998), apresenta dois tipos de variabilidade climática interanual, sendo uma zonal equatorial (similar ao aquecimento e resfriamento do Pacífico equatorial), associada ao ajuste dos ventos alísios e a outra conhecida como "padrão dipolo" ou gradiente meridional de TSM no Atlântico tropical. Esta segunda, segundo os autores, seria menos compreendida e alguns autores citados por eles afirmam que é de origem puramente termodinâmica, surgindo da interação oceano-atmosfera.

Procurando entender como esses dois tipos de variabilidade do Atlântico poderiam estar relacionados Servain, Wainer e Dessier (1998, p. 2) verificaram que "perturbações de vento no oceano Atlântico oeste desencadeiam a

propagação de ondas de Kelvin, que atravessam a bacia, na direção zonal, em questão de semanas, para serem refletidas como ondas de Rossby, mais lentas." Também verificaram que parte das ondas de Kelvin perturba a atmosfera em direção aos pólos, desencadeando uma resposta leste-oeste nas latitudes além da região equatorial.

Os autores correlacionaram os valores de TSM dos modos do Atlântico equatorial e meridional (modos obtidos pela aplicação de EOF) e o resultado da correlação linear entre os dois modos é de 0,65 (com valor máximo obtido entre séries temporais com dois meses de intervalo entre si) "o que reforça nossa demonstração de que os dois tipos principais de variabilidade interanual no Atlântico tropical estão ligados" (SERVAIN, WAINER e DESSIER, 1998, p. 3). Segundo os autores, tal "conexão está relacionada a flutuações atmosféricas de larga escala associada com a variabilidade dos ventos alísios nos dois hemisférios", formando um sistema complexo de retroalimentação.

A associação entre o gradiente meridional do Atlântico e a PNM nos demais oceanos globais é verificada por Mélice e Servain (2003). Ao aplicarem correlação entre valores globais de PNM e o índice do Atlântico Tropical Sul (TS) os autores verificaram fortes valores de correlação linear na própria região do TS bem como na região do Mar de Ross e do Pacífico central, tal como indicado na Figura 8.

Figura 8 - Coeficiente de correlação entre Índice do Atlântico Sul e PNM global, de 1964 a 1998, sem defasagem temporal.
Fonte: Mélice e Servain (2003, p. 456).

A maior correlação aparece no mar de Ross. O máximo de correlação, com defasagem temporal, $r=0,6$, é obtido quando o gelo "comanda" o IOS por oito meses (...). Os autores mostram forte relação entre a extensão de gelo marítimo e o IOS, e afirmam que a maior correlação entre gelo marítimo no setor oeste do mar de Ross e o IOS envolve o gelo "comandando" o IOS. (MÉLICE e SERVAIN, 2003, p. 457). Afirmam ainda que "nós temos agora algumas evidências de que os eventos precursoros do IOS observados no Atlântico Sul podem vir do Oceano Sul, sendo que seu sinal mais claro constitui a extensão do gelo marítimo no mar de Ross" (MÉLICE e SERVAIN, 2003, p. 457).

Turner (2004) fez uma revisão dos trabalhos que se propuseram a estudar a relação de eventos ENOS e a Antártica e verificou que os resultados estatisticamente mais contundentes sobre essa relação indicam que oscilações do IOS afetam a Antártica, especialmente quanto à extensão do gelo e a força do jato circumpolar. No entanto, cita várias pesquisas que verificaram uma relação inversa, com precursoros do ENOS sendo verificados em altas latitudes da região polar sul. Afirma, porém, que "uma vez que o ENOS é principalmente um fenômeno dos trópicos e a maior parte da energia atmosférica e oceânica vem destas latitudes é difícil acreditar que precursoros robustos de eventos ENOS sejam encontrados em altas latitudes do sul³ (...)" (TURNER, 2004, p. 17). A seguir são apresentados os resultados de alguns trabalhos que procuraram "inverter" a análise, acreditando que este viés contribua para ampliar a discussão acerca do tema.

Carleton (1988) verificou que há baixa concentração de gelo na região Antártica, e, portanto, mais água 'aberta', no período de dezembro a janeiro, durante eventos de El Niño comparado com o verão anterior. Ele atribuiu isso à circulação atmosférica média mais ciclônica encontrada sobre as altas latitudes da América do Sul durante os eventos de El Niño, gerando aumento do escoamento de sul na primavera um ano antes de um evento quente no Pacífico equatorial.

³Yuan e Martinson (2000, p. 1709) e Chiu (1983) afirmam que Walker (1923, 1924), que foi o primeiro a nomear o fenômeno Oscilação Sul, tenha sugerido que a origem do El Niño poderia ser na Antártica.

Van Loon e Shea (1985) revelaram a existência de fortes, e estatisticamente significativas, reversões de sinais no campo de anomalias de PNM, durante o inverno, associadas com ENOS, no Pacífico Sul central e Austrália e áreas do Oceano Índico leste. Suas análises abrangem áreas somente até 50°S, mas ficou a sugestão de investigar o mar de Weddell, já que reversão significativa de pressão ocorreu entre o inverno austral que precedeu o evento ENOS (ano -1) e o inverno do evento (ano 0).

Turner (2004) avalia que a variabilidade na extensão do gelo marinho na Antártica parece ter influência nas condições atmosféricas sobre uma área razoavelmente ampla, apesar de os impactos não serem claros. Trenberth e Shea (1987) sugeriram que as baixas pressões nas proximidades da Nova Zelândia favorecem um deslocamento para norte das *storm tracks* e um aumento da frequência das tempestades na região. Com isso, os ventos de oeste (próximo de 30°S) e frentes frias migratórias conseguem ir mais para norte, deslocando, por sua vez, mais para norte a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e enfraquecendo a alta do Pacífico Sul. Assim, os ventos alísios de sudeste se enfraquecem ao longo do equador, na região do Pacífico, há menos ressurgência de água fria, havendo mudanças na advecção de calor pelas correntes equatoriais, tudo isso favorecendo o aquecimento das águas no Pacífico equatorial.

Simmonds e Jacka (1995, p. 641) verificaram a correlação entre o IOS e a extensão do gelo da Antártica para diversos períodos e locais, com defasagens temporais entre as duas variáveis. Para os cálculos em que os valores de IOS estavam atrasados em relação aos dados da extensão de gelo marinho, os autores observaram correlação positiva significativa para os dados de IOS nos meses de maio a agosto. Observaram que os valores mais altos de correlação ocorrem durante a primavera do HS. Com o gelo marinho atrasado em relação ao IOS, como se considerada a influência do primeiro sobre o segundo, os autores verificaram menor evidência de associação, observaram correlação mais intensa entre o gelo marinho durante a primavera e o IOS seis meses depois.

Analisando os resultados de trabalhos anteriores, Simmonds e Jacka (1995) definiram quatro áreas oceânicas que apresentaram maiores valores de

correlação linear entre gelo marinho e IOS: oceano Índico sudoeste, Pacífico sudoeste, Pacífico sudeste e sul da Austrália. Ao realizarem cálculos de correlação linear entre a variação da extensão do gelo marinho e o IOS os autores verificaram que a extensão do gelo marinho no setor do Oceano Índico nos meses de abril a outubro é bem correlacionada com valores de IOS durante a maioria dos 12 meses anteriores; não havendo sugestão, porém, de o gelo marinho influenciar o IOS neste setor.

Outro aspecto interessante dentre os resultados obtidos por Simmonds e Jacka (1995) refere-se à sugestão de que as condições do gelo marinho, de outono, no setor sudeste do Pacífico possa estar associada aos valores de IOS aproximadamente 18 meses mais tarde.

Segundo Mélice e Servain (2003, p. 22) os trabalhos até o momento sobre uma ligação entre IOS e a extensão do gelo marinho na Antártica têm mostrado a natureza complexa das conexões que existem, em função de época do ano e da região polar considerada. Contudo, as melhores evidências até o momento sugerem que o IOS influencia as anomalias no gelo marinho e não o contrário. No entanto, como os registros da extensão e área do gelo marinho se tornam maiores, o estabelecimento de relações estatísticas mais confiáveis pode contribuir para a compreensão dos processos de teleconexões na Antártica.

Pelo apresentado nesse capítulo verifica-se que há padrões de teleconexões bastante conhecidos e investigados pela ciência e outros ainda sendo descobertos ou inicialmente estudados. Há também inúmeras interações entre padrões de teleconexões, compondo a atmosfera como um todo complexo. No capítulo seguinte trata-se do clima da região amazônica e de como os padrões de teleconexões podem afetar sua variabilidade climática.

4 CARACTERIZAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO NA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA E SUA VARIABILIDADE ASSOCIADA À TSM

O conhecimento sobre o clima da Amazônia pode ser bastante aprimorado com o aumento da rede de observações atmosféricas na região, segundo Nobre et al. (2009b, p. 149). Além da dificuldade de pesquisa pela falta de dados, a região amazônica é considerada, por Betts et al. (2009, p. 170), como um sistema complexo, altamente acoplado, exigindo a integração de estudos desenvolvidos em várias áreas científicas. A maioria dos estudos sobre a variabilidade interanual da precipitação na bacia amazônica é baseada em uma rede com poucas estações de observação, assim, o padrão espacial desta variabilidade não foi estudado em detalhe. Os estudos desenvolvidos por Zeng (1999), Mason e Goddard (2001) e Liebmann e Marengo (2001) foram desenvolvidos, contudo, com base em uma rede de observações mais densa.

A precipitação anual da bacia Amazônica, em regiões próximas do equador, é geralmente superior a 2000 milímetros. A região da Foz do rio Amazonas e o setor noroeste da Amazônia apresentam precipitação anual superior a 3000 milímetros (Figura 9). A precipitação diminui do equador para as regiões subtropicais e para o nordeste do Brasil, onde podem ser observados valores anuais inferiores a 1000 milímetros (FISCH, 1996; MARENGO e NOBRE, 2009). O total de chuva anual é maior no setor equatorial mais a oeste da bacia, onde o pico de chuva ocorre por volta de abril (CURTIS e HASTENRATH, 1999, p. 864).

Em cada um dos hemisférios, pode-se dizer que as principais características climáticas entre as estações verão e inverno constituem o posicionamento e intensidade do Jato Subtropical (JS) de altos níveis e, na faixa tropical, o deslocamento meridional das áreas de convecção local e da ZCIT. No hemisfério sul, durante o verão, as áreas de convecção e a ZCIT são deslocadas para o sul, retornando para o norte durante o inverno. Devido à

maior variação meridional de temperatura durante o inverno, nos dois hemisféricos, o JS fica mais intenso e mais abrangente nesta época do ano.

Figura 9 - Precipitação anual na América do Sul, de 1970 a 2010.
Fonte: Dados do CRU (Climate Research Unit)⁴.

A região amazônica tem um regime de precipitação tipo monção bem definido, segundo Coelho et al. (2012), Nobre et al. (2009b) e Marengo (1992). Durante o verão austral, observam-se anomalias convergentes do ar em baixos níveis atmosféricos, associado ao aquecimento do continente (CARVALHO et al., 2010). Neste período, o cavado equatorial de baixa pressão e a ZCIT estão localizados em suas posições mais ao sul. Durante o verão, uma banda de nebulosidade caracterizada por convergência do ar na baixa troposfera estende-se para o Atlântico Sul, na direção noroeste-sudeste, a Zona de Convergência do Atlântico Sul, ZCAS. Assim, um centro de intensa atividade

⁴Disponível em <<http://badc.nerc.ac.uk/browse/badc/cru>>.

convectiva situa-se, durante o verão, sobre o setor sul-leste da bacia amazônica. Localizada a oeste deste centro está a máxima elevação da alta troposfera, com escoamento horizontal divergente, a Alta da Bolívia.

Sobre o Atlântico, segundo Curtis e Hastenrath (1999), a ZCIT migra para o sul durante os meses de dezembro a abril, quando atinge sua posição mais ao sul. O centro de atividade convectiva mais intensa sobre a Amazônia muda abruptamente da região sul-leste, entre dezembro e março, para noroeste, entre março e novembro, atingindo a localização sobre o Panamá e Colômbia e, o leste do Pacífico, em maio. De fevereiro a novembro, a alta da Bolívia desaparece; a ITCZ migra para o norte, de abril a agosto. O centro de convecção mais intensa continua localizado sobre a área do Pacífico leste equatorial até outubro, e então muda abruptamente para o sudeste da Amazônia, de dezembro a março. O pico de chuva varia entre os períodos novembro-janeiro, no setor sul-leste da bacia amazônica, até maio-julho, na extremidade norte da bacia.

Na estação chuvosa, portanto, a precipitação na bacia amazônica é claramente associada com o padrão sinótico sobre a América do Sul. A quantidade de convecção na Amazônia depende muito da posição da ZCAS. Variações do regime da ZCAS estão associadas a oscilações intrasazonais. Uma ZCAS forte é mais eficiente no transporte de umidade tropical da bacia amazônica para os extratropicais (BETTS et al., 2009). Em momentos em que há o impedimento de formação da ZCAS durante o verão, como no caso do verão de 2001, estudado por Drummond e Ambrizzi (2005), há uma redução da chuva na região amazônica e sudeste do Brasil, devido à diminuição do afluxo de umidade do Atlântico a partir dos Jatos de Baixos Níveis (JBN).

A variabilidade da precipitação na região amazônica, durante o verão, está ligada à Alta da Bolívia. "Quando a Alta se enfraquece e se move para o norte no inverno, os setores sul e leste da Amazônia experimentam sua estação seca (...). O noroeste da América do Sul não apresenta estação seca. Por volta de outubro, a alta da Bolívia começa a se mover de volta para sua posição média de verão e a estação seca vai terminar no sentido Brasil central para leste da Amazônia" (MOLION, 1987, p. 110).

Durante o inverno austral a circulação na baixa troposfera é caracterizada por ventos fracos vindos do Atlântico Norte e uma posição mais ao norte do cavado equatorial de baixa pressão. O jato subtropical de oeste na alta troposfera durante o inverno austral é mais intenso e localizado mais para o equador do que no verão. A chuva varia com a migração sazonal da ZCIT (MARENGO, 1992, p. 854).

Citando Molion (1987), Fisch et al. (1996) apresentam os mecanismos que provocam chuva na Amazônia, sendo: a) convecção diurna; b) linhas de instabilidade na costa N-NE; c) aglomerados convectivos de meso e larga escalas, associados com penetração de sistemas frontais na região S-SE do Brasil.

Segundo Betts et al. (2009), o ciclo diário de convecção na Amazônia depende de auto-organização de sistemas de meso-escalas em diferentes regimes sinóticos e do papel da brisa de rios e florestas. Sobre a bacia amazônica, a precipitação advém principalmente de convecção profunda, que é acoplada não somente à camada laminar, topografia e heterogeneidades da superfície, mas também à circulação nas escalas global e continental. A atividade convectiva muda bastante entre a estação seca e a chuvosa.

A convecção tropical é o principal processo para a formação de precipitação em toda a bacia amazônica, que é modulada pela circulação de Hadley e a ITCZ, a circulação de Walker, a oscilação intrasazonal de 30-60 dias (OMJ) e ondas atmosféricas de Rossby⁵, e ainda pela penetração de frentes frias extratropicais. Também é importante a retroalimentação entre superfície terrestre e atmosfera na hidroclimatologia amazônica (NOBRE et al., 2009b, p. 150). A Figura 10 demonstra a sazonalidade da precipitação na região amazônica.

⁵ "Ondas de Rossby são oscilações de larga escala que se propagam no oceano e na atmosfera (POLITO; CORNILLON, 1997). Estas ondas são o principal mecanismo dinâmico de ajuste do fluido geofísico a perturbações de larga escala, mostrando ser imprescindíveis para que se estabeleçam os padrões de circulação oceânica e atmosférica de larga escala (POLITO; LIU, 2003). A teoria linear de ondas longas de Rossby mostra que elas são não-dispersivas e transportam grande quantidade de energia potencial para oeste, ajudando na manutenção dos giros subtropicais e na intensificação das correntes da borda oeste dos continentes (ANDERSON; GILL, 1975)" (OLIVEIRA; POLITO, 2009, p. 6611-6612).

Figura 10 - Climatologia sazonal da precipitação (mm) para a América do Sul (1970 a 2011), para os períodos de a) dezembro a fevereiro; b) março a maio; c) junho a agosto; d) setembro a novembro, segundo dados do CRU (Climate Research Unit)⁴.

A floresta amazônica desempenha um papel crítico na regulação climática tanto em nível regional quanto global. A liberação de calor latente pela floresta para a atmosfera é uma grande fonte de aquecimento na região e é responsável pela circulação regional no verão austral (NOBRE et al., 2009b, p. 150). A brisa dos rios influencia na forma e localização das nuvens convectivas (BETTS et al., 2009).

A principal fonte de umidade da Amazônia, e em especial do leste da região, é o oceano Atlântico (NOBRE et al., 2009b, p. 151). Para Fisch et al. (1996, p. 27), 50% da chuva vem da evapotranspiração local; o restante, é advectado do Atlântico.

Como a ZCAS conecta processos atmosféricos de baixas latitudes com os subtrópicos e médias latitudes, permite que variabilidade da dinâmica atmosférica de média latitude influencie o clima da Amazônia. A variabilidade da ZCAS depende de anomalias de TSM, principalmente no Atlântico Sul (NOGUES-PAEGLE e MO, 1997 e NOBRE et al., 2009b, p. 156).

Alterações no sistema de monções podem ocorrer por anomalias de TSM do Atlântico e do Pacífico (ENOS) e das condições de uso do solo, como o tipo de vegetação e a umidade do solo. A variabilidade interanual da precipitação vem sendo aos poucos mais bem conhecida. Uvo e Graham (1998), com a aplicação de correlações canônicas nos dados de TSM e precipitação na América do Sul, concluíram que a combinação do Pacífico tropical e do Atlântico explicam 53% da variação da precipitação interanual na Amazônia, não sendo conhecidos outros mecanismos, internos ou externos à região, responsáveis pelo remanescente inexplicado da variabilidade interanual (NOBRE et al., 2009b, p. 155).

Usando o método agrupamento de Ward para a definição de regiões homogêneas de precipitação mensal na Amazônia, Ronchail et al. (2002) encontraram quatro sub-regiões principais: região norte Amazônica, região oeste Amazônica, região sul Amazônica e região nordeste Amazônica (Figura 11).

Figura 11- Quatro regiões homogêneas quanto à precipitação mensal.
 Fonte: Ronchail et al., (2002, p. 1665).

Na região norte Amazônica a precipitação máxima é registrada de abril a agosto, que corresponde ao posicionamento do hemisfério norte de máxima convecção; não há uma real estação seca, já que esta região está bem próxima do equador; menos de 10% da precipitação anual é recebida entre dezembro e fevereiro e um valor próximo de 50% da precipitação é recebida entre junho e agosto. Já na região oeste Amazônica o máximo de precipitação é registrado entre janeiro a maio, quando o máximo de convecção continental migra para o sul e nenhum período seco é registrado sendo um regime equatorial bimodal. Na região sul Amazônica a estação chuvosa é registrada de outubro a abril, correspondendo à posição mais ao sul do máximo de convecção da América do Sul. Para a região nordeste Amazônica, incluindo a área que se estende para a “boca” do Amazonas até Manaus registra-se a estação chuvosa de dezembro a maio, onde o máximo de convecção migra para o norte.

Porém, essa caracterização média sofre variabilidade interanual associada a vários fatores. No presente estudo serão discutidos os efeitos na vazão da bacia amazônica causados pela variabilidade de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico, bem como a interação entre eles.

4.1 VARIABILIDADE DA CHUVA NA AMAZÔNIA BRASILEIRA ASSOCIADA À TSM

Um dos primeiros trabalhos a verificar a correlação entre TSM e chuva no Brasil foi o de Hastenrath e Heller (1977, p. 77). Estes autores verificaram forte ligação negativa entre a precipitação no nordeste do Brasil e TSM sobre a costa do Peru e Equador, atribuindo esse fato a uma variação inversa na anomalia da pressão atmosférica próxima à superfície sobre o leste do Pacífico Sul e o oceano Atlântico Sul.

Liebmann e Marengo (2001) e Nobre et al. (2009a) afirmam que a TSM parece controlar o total sazonal de chuva através da determinação do início e fim das chuvas. Por isso, estes autores afirmam que é a TSM que regula a marcha sazonal da chuva na região, e não a ITCZ, como afirmam outros autores (NOBRE et al., 2009b, p. 154).

A importância relativa de oceanos e continente para a chuva na Amazônia pode variar em diferentes partes da Amazônia (CAVALCANTI, et al., 2013). Os resultados de anomalias de TSM na Amazônia são muito heterogêneos espacialmente.

A seguir serão discutidos trabalhos anteriores que se dedicaram a entender os efeitos das anomalias de TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico, além da conjugação dos mesmos, na variabilidade das chuvas na bacia amazônica.

4.1.1 O papel do Pacífico na regulação das chuvas na Amazônia brasileira

Vários estudos foram desenvolvidos para entender a influência do ENOS nas chuvas na região amazônica. É sabido pela literatura, e já abordado anteriormente, que durante eventos de El Niño há uma redução das chuvas, especialmente na porção norte da bacia amazônica. Isto se deve, segundo Kayano et al. (2008) a mudanças de larga escala na circulação de Walker, com deslocamento para leste desta célula, o que faz com que a porção descendente seja sobre o nordeste do Brasil e o norte da Amazônia. Essa alteração de circulação também afeta a célula de Hadley, também contribuindo para a redução das chuvas na região norte amazônica.

Segundo Zeng (1999), uma correlação positiva da precipitação com IOS é aparente em quase toda a bacia Amazônica, especialmente nas porções central e leste. A correlação máxima ocorre próximo da foz do rio Amazonas com valores mais altos do que 0,7. Em direção ao sul da bacia, valores negativos de correlação ocorrem ao sul de 20°S. É esperado que esta correlação negativa ocorra devido à dinâmica das ondas de Rossby, similares ao padrão PNA. Em contraste, o fato de a convecção na bacia amazônica ser suprimida durante episódios de ENOS é comumente explicado pela subsidência induzida por uma mudança na circulação de Walker; "todavia, uma teoria aceita pela maioria, levando em conta vários processos de retroalimentação, tais como convecção de umidade e efeito das nuvens na radiação, é carente" (ZENG, 1999, p. 9103).

Coelho (2001, p. 238) identificou a existência de várias regiões de transição de precipitação associadas aos eventos de El Niño. E uma dessas áreas de transição surge "sobre a Amazônia central, configurando um padrão de anomalias positivas sobre o oeste da região norte do Brasil e negativas sobre o leste desta região, assim como sobre a região nordeste do Brasil. (...) A transição sobre a Amazônia central está relacionada ao posicionamento do braço de subsidência da célula de Walker sobre esta região. O deslocamento da zona de convergência de baixos níveis da Amazônia central para a costa oeste do Peru, observado durante episódios de El Niño, pode provocar uma inversão na célula de circulação zonal, de modo que sejam intensificados os movimentos de subsidência sobre o leste da Amazônia e região nordeste do

Brasil, e os movimentos verticais ascendentes sobre o norte do Peru, Equador e oeste da Amazônia” (COELHO, 2001, p. 238).

A reconstrução de 83 anos de registro de dados de vazão do rio Amazonas, feita por Richey et al. (1989), mostra que não há mudança estatisticamente significativa na vazão, no período de registro, e que sua variabilidade interanual ocorre predominantemente em uma escala de tempo de dois a três anos, sugerindo que esteja bem atrelada às alterações no ciclo climático do Pacífico.

Os resultados de Amarasekera et al. (1997, p. 28) (Figura 12) sugerem que aproximadamente 10% da variância da vazão anual do rio Amazonas (em Manaus) pode ser explicada pelo índice ENOS.

Figura 12- Variabilidade anual da vazão rio Negro (1904-1985). Os anos seguintes a eventos de El Niño são marcados com círculos cheios. A linha tracejada indica a vazão média anual.

Fonte: Amarasekera et al. (1997, p. 28).

Ropelewski e Halpert (1987) analisaram 17 eventos El Niño, e destes, 16 coincidiram com os anos mais secos na região norte da Amazônia. Contudo, anos secos podem ocorrer na região quando não há El Niño (p. ex. 2005 [ALVES et al., 2013]), o que mostra que há outros fatores que influenciam a precipitação da Amazônia além da Oscilação Sul.

Ampliando a discussão, Ambrizzi (2003, p.133) afirma que “independente do evento ENOS que esteja ocorrendo no Pacífico, o gradiente

de TSM do Atlântico tropical pode modular a precipitação no leste da Amazônia e nordeste do Brasil através da modificação na posição da ITCZ. Sendo assim, é necessário algum cuidado quando se analisa excesso ou déficit de precipitação durante a estação chuvosa no norte e nordeste da América do Sul olhando apenas a TSM sobre o Pacífico central e leste”.

Marengo (1992) e Marengo e Hastenrath (1993) estudaram um ano extremamente seco (1983 - El Niño) e um moderadamente úmido (1986), analisando o padrão de circulação para março-abril. Na fase positiva de IOS o cavado de baixa pressão próximo ao equador (ZCIT), sobre o setor do Atlântico, tende a ser deslocado anormalmente para o sul, concomitante com o fortalecimento da alta subtropical do Atlântico Norte e fortes alísios de nordeste, assim como águas anormalmente frias no Atlântico Norte e quentes no Atlântico sul (a alta subtropical do Atlântico sul fica mais fraca). Na circulação em altos níveis, nos períodos úmidos em relação aos secos, os jatos subtropicais de oeste dos dois hemisférios parecem relativamente mais fracos e deslocados para os pólos; nos períodos secos, os jatos de oeste ficam mais intensos e deslocados para o equador. É notável que um deslocamento da ITCZ para sul e o aumento de umidade importada do Atlântico Norte tropical, associada com alísios de nordeste mais acelerados, conduzem a convecção mais vigorosa e chuva sobre a Amazônia, como observado em ano de 2009 (BORMA et al., 2013).

Ambrizzi (2003, p. 23) sistematiza da seguinte maneira (esquematizados na Figura 13) os resultados de Marengo (1992) e Marengo e Hastenrath (1993):

- a) São verificadas modificações na circulação da Alta Subtropical do Atlântico Norte, durante os eventos de La Niña, os alísios de nordeste se intensificam e durante o evento de El Niño, os alísios de nordeste de enfraquecem;
- b) modificações na circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (La Niña, alísios de sudeste se enfraquecem e durante o El Niño, se intensificam);
- c) Intensificação e aceleração dos alísios de nordeste com a La Niña e enfraquecimento e desaceleração dos alísios de nordeste durante o El

- Niño (afeta o transporte de umidade proveniente do Atlântico Tropical Norte);
- d) Manifestação de anomalias (negativas, durante a La Niña, e positivas, durante o El Niño) de TSM no Atlântico Tropical Norte (como resultado da alteração da velocidade dos alísios);
 - e) Durante eventos de La Niña, a ZCIT fica mais ao sul e, durante eventos de El Niño, mais ao norte (nesse caso, muda muito a precipitação em diversas sub-regiões da região norte do Brasil);
 - f) Movimentos verticais ascendentes mais intensos durante a La Niña e descendentes durante o El Niño sobre o norte da região amazônica, além de movimentos compensatórios subsidentes (La Niña) e ascendentes (El Niño) sobre o norte do Peru, a oeste dos Andes.

Figura 13 - Circulação atmosférica em anos úmidos (quadro acima) e secos (quadro abaixo) na região norte da América Sul.

Fonte: Marengo e Hastenrath (1993, p. 626).

Apesar dos resultados apresentados em Marengo e Hastenrath (1993) em relação ao fato de que forçantes externas ao Pacífico podem dominar o sinal da precipitação na AS, Ambrizzi (1993) afirma que “na ausência destas forçantes externas, não existem dúvidas de que o modo ENOS tem um papel relevante no clima global, e um conhecimento mais completo sobre sua influência na circulação geral da atmosfera e, em particular, sobre o continente sul americano, ao longo das últimas décadas, é importante para melhorar

modelos conceituais e avaliar o desempenho de modelos de previsão climática”. “Cada evento ENOS tem sua própria característica” (AMBRIZZI, 2003, p. 160) devido às diversas forçantes tropicais e extratropicais que atuam com diversas intensidades, conjugadas ou não com outras anomalias de TSM e, assim, portanto, mudam sempre os impactos associados aos eventos ENOS. Ambrizzi (2003, p. 99) sugere que a variabilidade nos regimes de precipitação regional durante diversos eventos quentes de ENOS está relacionada com a intensidade dos mesmos e também com a posição onde ocorrem as máximas anomalias.

Analizando conjugadamente ENOS e Oscilação Decenal do Pacífico (PDO), Silva (2009, p. 32) afirma que há poucas variações significativas no regime de precipitação sobre a AS, ao considerar anos neutros de ENOS em distintas fases da PDO. Apenas regiões no extremo norte do continente e no norte do sudeste da AS apresentam diferenças significativas, com anomalias ligeiramente negativas, no padrão de precipitação, sugerindo uma extensão das chuvas mais para o sudeste do Brasil durante anos de ENOS neutro e de PDO negativa, quando comparado ao padrão formado em anos neutros e PDO positiva. Na ausência de anomalias significativas de TSM no Pacífico equatorial, o efeito local do Atlântico sudoeste parece modular o regime de circulação do continente sul americano em baixos níveis.

Importante ressaltar que essa relação pode ser bem mais não-linear. Análises estatísticas sugerem somente uma associação matemática e não são provas de dependência física; mesmo assim, se um evento ENOS é forte, não se pode afirmar que sua influência remota também seja. Outros fenômenos climáticos de larga escala podem mudar o grau e talvez até o sinal da relação (POVEDA e MESA, 1997).

Poveda e Mesa (1997) acreditam que interações terra-atmosfera sobre a América do Sul tropical contribuem para transmitir sinal do Pacífico para o Caribe e Atlântico, em situações de El Niño. Durante a fase quente do ENOS, o efeito concomitante de menor pressão atmosférica ao nível do mar no Atlântico Norte tropical e o aumento da pressão atmosférica, em baixos níveis, na América do Sul tropical contribui para reduzir o gradiente de pressão superficial entre as duas regiões. Este mecanismo por sua vez contribui para enfraquecer

os alísios de nordeste, acionando aquecimento da região tropical do Oceano Atlântico Norte e do Caribe.

Segundo Uvo et al. (1998), a variabilidade das anomalias de TSM no Pacífico explica menos de 40% da variabilidade da chuva na bacia amazônica, sugerindo que outras fontes de energia sejam importantes para determinar esta variabilidade, tal como o Atlântico (MARENGO, 1992; UVO et al., 1998 e MARENGO et al., 2008).

Foley et al. (2002, p. 79-6 e 7) também afirmam que é importante notar que o ENOS não é o único modo importante de variabilidade climática na bacia amazônica. Um estudo aplicando análise de componentes principais a dados climáticos da Amazônia da série histórica do CRU (BOTTA et al., 2002) mostrou que o ENOS explica aproximadamente 20% da variância total da precipitação. De fato, o modo dominante da variabilidade climática na Amazônia tem um período de 24-28 anos e explica em torno de 35% da variância interanual da precipitação e 56% da variância da temperatura. Outros fatores propostos para explicar a variabilidade climática na Amazônia incluem mudanças na força da Alta Subtropical do Atlântico Norte, na posição da ITCZ e no estresse de ventos sobre a TSM do Atlântico tropical.

Com relação aos estudos entre vazão na região Amazônica e ENOS, destacam-se os de Richey et al. (1989). Estes autores estudaram a vazão em Manacapuru, de 1903 a 1985, e encontraram grande correlação linear com o IOS, sendo que os maiores valores foram encontrados para uma defasagem temporal de seis meses; Zeng (1999) encontrou correlação linear significativa positiva ($r \sim 0,6$ para defasagem temporal de 3-4 meses) entre (IOS) e a vazão em Óbidos e Altamira, de 1985 a 1993. Molion (1987) encontrou forte correlação linear do ENOS com a vazão dos rios Trombetas e Ji-Paraná. "Estes estudos mostram forte evidência de associação entre eventos de ENOS e padrões de descargas dos rios por toda a bacia amazônica", porém, com respostas extremamente heterogêneas espacialmente (FOLEY et al., 2002, p. 79[14-17]).

Assim, estes estudos indicam que anomalias de TSM no Pacífico são importantes na definição da chuva na Amazônia, porém, não constituem o

único fator; as anomalias do Atlântico e os processos de retroalimentação entre Pacífico e Atlântico também devem ser considerados.

4.1.2 O papel do Atlântico

O Atlântico tem um papel importante na definição das chuvas na região amazônica. Marengo (1992) encontrou taxa de chuva acima do normal, durante o verão, em períodos com aumento dos alísios de nordeste, devido ao aumento do fluxo de umidade para a AS. Rao et al. (1996) mostraram que a convecção na Amazônia é controlada em parte pelo transporte de umidade do Atlântico. Fortes alísios de nordeste, do Atlântico Norte, que trazem umidade para a Amazônia, estão associados ao deslocamento da ZCIT para o sul, o que também está relacionado a existência de anomalias positivas de TSM do Atlântico Tropical Sul (HASTENRATH e HELLER, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981; NOBRE e SHUKLA, 1996). Por outro lado, as anomalias de TSM no Atlântico Tropical também são influenciadas por mudanças de TSM no Pacífico (MARENGO et al., 2001).

O gradiente meridional do Atlântico Tropical foi estudado primeiramente por Moura e Shukla (1981), Servain (1991), Nobre e Shukla (1996) e Souza et al. (2000). A fase positiva do gradiente é caracterizada por anomalias positivas de TSM no HN e negativas no HS. Anomalias negativas de TSM no HS intensificam os alísios de sudeste (MOURA e SHUKLA, 1981; NOBRE e SHUKLA, 1996 e UVO et al. 1998). Enfield e Mayer (1997) e outros discutem a existência do gradiente meridional do Atlântico como um "dipolo anti-simétrico", sendo por isso não mais chamado do "dipolo do Atlântico" (como já exposto acima). Por outro lado, é perceptível que a localização latitudinal da ZCIT é fortemente influenciada pelo gradiente meridional do Atlântico.

O gradiente meridional do Atlântico tropical contribui para a ocorrência de anomalias de chuvas na região amazônica, especialmente durante o verão e outono austral, quando a ZCIT encontra-se em sua posição mais ao sul. A

variabilidade de baixa frequência no Atlântico Tropical Norte é caracterizada por periodicidades que variam de 12,6 anos a 7,8 anos, segundo Mélice e Servain (2003), para o período de 1964 a 1998. No Atlântico Tropical Sul, o período da componente de baixa frequência é de aproximadamente 14 anos. Por essas análises é que se pode afirmar que as anomalias de TSM no Atlântico não constituem um dipolo, como inicialmente imaginado, mas que são regidas por forçantes distintas. Segundo Mélice e Servain (2003) a variabilidade da TSM no Atlântico Tropical Norte seria desencadeada pelas anomalias de pressão na alta dos Açores, correspondendo ao fortalecimento dos alísios de nordeste, como resultado de anomalias no sinal do OAN. Para o Atlântico Tropical Sul as anomalias de TSM seriam desencadeadas pelas anomalias quase em fase na região das ilhas de Santa Helena e Tristão da Cunha.

A fase positiva do gradiente do Atlântico Tropical ocorre quando a TSM “configura-se mais quente do que o normal no Atlântico Tropical Norte e mais fria sobre o Atlântico Tropical Sul” (AMBRIZZI, 2003, p. 120), induzindo precipitação abaixo da média climatológica durante a estação chuvosa da Amazônia e Nordeste do Brasil. A fase negativa do gradiente meridional, representada pelo padrão inverso de anomalias de TSM no Atlântico Tropical, está associada a anomalias positivas de precipitação na estação chuvosa das mesmas regiões norte e nordeste (AMBRIZZI, 2003).

Coelho (2001, p. 38-39) afirma que “a intensificação (enfraquecimento) dos alísios de nordeste pode aumentar (diminuir) o transporte de umidade, pela camada limite, proveniente do Atlântico tropical norte em direção à Bacia Amazônica, favorecendo assim uma situação de chuvas acima (abaixo) do normal sobre o norte da região Norte do Brasil”. Em geral, durante anos de La Niña (El Niño), as anomalias positivas (negativas) de precipitação são acompanhadas por alterações no Oceano Atlântico, tais como: anomalias positivas (negativas) de TSM sobre o Atlântico Tropical Sul; ventos alísios de sudeste mais fracos (intensos) do que o normal sobre este oceano; movimentos verticais ascendentes (descendentes) sobre o norte da região Amazônica e movimentos compensatórios subsidentes (ascendentes) sobre o norte do Peru, a oeste dos Andes.

Coelho (2001) afirma que o Pacífico, durante eventos de El Niño, exerce a maior influência na precipitação da AS durante os meses de março a maio, embora o Atlântico também exerça uma importante influência (49,3%), associada ao modo de variabilidade do gradiente de TSM do Atlântico Tropical. O autor afirma que o Pacífico tem, em geral, maior influência, mas que no período de março-maio a influência do gradiente meridional do Atlântico pode ser tão importante quanto a do Pacífico.

Curtis e Hastenrath (1999) afirmam que o aquecimento anômalo das águas do Atlântico Tropical Norte deve-se basicamente a três fatores: 1) à redução da intensidade dos ventos e à consequente redução da evaporação; 2) a uma circulação oceânica equatorial anômala com movimentos verticais descendentes (“*downwelling*”) entre 20°N e o equador; e 3) ao aumento do saldo de radiação devido à redução da cobertura de nuvens sobre a região.

O resultado da análise da média de eventos com o mesmo sinal de anomalias de TSM sugere que variações na intensidade dos ventos alísios aparecem como forçante primária nas mudanças térmicas da superfície dos oceanos (NOBRE e SHUKLA, 1996). Sobre o Atlântico Tropical, resulta no padrão do gradiente meridional de TSM. O componente meridional de vento parece ser o responsável pelo gradiente anômalo meridional de TSM sobre o Atlântico Tropical. Isto sugere que anomalias de circulação atmosférica sobre o Atlântico Tropical não-equatorial contribuem primeiramente para a formação de gradientes meridionais anômalos de TSM, que, por sua vez, forçam a ZCIT a se deslocar para águas quentes, afetando assim a distribuição das chuvas sobre o Atlântico equatorial e áreas continentais adjacentes (NOBRE e SHUKLA, 1996, p. 2477).

Portanto, assumindo um padrão de teleconexão atmosférica associado com o ENOS, sobre o Pacífico equatorial, a formação de gradiente meridional de anomalia de TSM sobre o Atlântico equatorial pode ser influenciada. Padrões de teleconexão, ao se propagarem do Pacífico equatorial para altas latitudes do hemisfério norte (p. ex., pelo padrão PNA), induzem anomalias de pressão ao nível do mar (PNM) com sinal oposto (ao que apresentam no Pacífico) sobre o norte do Atlântico Tropical Norte. Uma vez que anomalias de PNM com sinais opostos fixam-se sobre as regiões tropicais do Atlântico Norte

e Sul, as anomalias dos alísios ficam hemisfericamente assimétricas (mais fortes no Atlântico Norte e mais fracas no Atlântico Sul, e, vice-versa), padrão que é acompanhado por anomalias de TSM (NOBRE e SHUKLA, 1996, p. 2477).

Marengo e Hastenrath (1993) identificaram que durante evento com chuva acima da média (1986) na bacia amazônica, quando comparado com período seco (1983), a alta subtropical do Atlântico Norte é mais forte enquanto a alta do Atlântico Sul é mais fraca. Além disso, o cavado de baixa pressão do equador fica deslocado mais para o sul, já que os alísios de nordeste estão acelerados. O Atlântico Tropical Norte fica mais, e estes fatores fazem com que a ZCIT fique mais para o sul em períodos úmidos do que nos secos. Assim, há aumento da convecção sobre a Amazônia, com maior movimento ascendente, e maior subsidência sobre a costa oeste da América do Sul.

Ainda segundo Marengo e Hastenrath (1993), na circulação em altos níveis, nos períodos úmidos em relação aos secos os jatos subtropicais de oeste dos dois hemisférios parecem relativamente mais fracos e deslocados para os polos; já nos períodos secos os jatos de oeste ficam mais acelerados e mudados para o equador.

Uma tendência de mais chuva durante a fase positiva da OS é também indicado por Hastenrath e Heller (1977): durante março-abril na fase de positiva OS o cavado de baixa pressão no equador e a ITCZ sobre o setor do Atlântico tendem a ser deslocados anormalmente para o sul, concomitantes com um fortalecimento da alta do Atlântico norte e alísios de nordeste acelerados, assim como anomalias águas frias no Atlântico norte e águas quentes no Atlântico sul. É notável que o deslocamento para o sul da ITCZ e um fortalecimento da entrada de umidade pelo Atlântico, associado com alísios de nordeste acelerados, contribuem para convecção mais vigorosa e chuva sobre a Amazônia. No entanto, tais características de circulação inicial não podem ser consideradas como limitadas à alta fase da OS.

4.1.3 Conjugando Pacífico e Atlântico

Uvo et al. (1998) demonstraram, utilizando a técnica de *Singular Value Decomposition*⁶ (SVD) entre TSM do Pacífico e Atlântico, que anomalias nestas duas bacias apresentam significativa correlação. Durante um evento ENOS há uma tendência para o desenvolvimento de anomalias positivas no Atlântico Tropical Norte.

O fenômeno ENOS no Pacífico influencia anomalias de circulação atmosférica e TSM no Atlântico Tropical Norte por causa de padrões de teleconexões em altas latitudes do hemisfério norte. Anos secos no norte da região nordeste do Brasil são comumente precedidos por anos úmidos no sul do nordeste e vice-versa (NOBRE e SHUKLA, 1996, p. 2464).

A Pressão ao Nível no Mar (PNM) sobre o Atlântico Tropical Sul é negativamente correlacionada com a Oscilação Sul. A fase quente do ENOS pode ser associada a um aumento da PNM sobre o Atlântico Sul. Por isso, é plausível conjecturar que padrões de anomalias de PNM fora de fase sobre o Atlântico Norte e Sul podem ser induzidos, em parte, por padrão de circulação anômala em escala global associada ao ENOS (NOBRE e SHUKLA, 1996, p. 2474).

Pezzi e Cavalcanti (2001) fizeram experimentos numéricos simulando os efeitos combinados de ENOS e Dipolo do Atlântico. Os resultados para o Nordeste do Brasil e o leste da Amazônia podem ser resumidos da seguinte forma:

Experimento 1 - El Niño e fase quente do gradiente meridional do Atlântico tropical. Aparecem anomalias negativas de precipitação sobre o Nordeste e Amazônia. Isso porque os alísios de sudeste ficam mais fortes, já que o Atlântico Sul está mais frio e a ZCIT fica localizada mais para o norte do que na climatologia. A convergência do ar associada à ZCIT é notada apenas por volta de 5°N. Mudanças também ocorrem na célula de Walker, onde há muita ascendência de umidade entre as longitudes de 80°O e 20°O e as latitudes de

⁶ Decomposição em valores singulares.

5°S e 15°S, aumentando a convecção nesta região e favorecendo o movimento descendente sobre o leste da Amazônia e o Nordeste e parte da América do sul.

Experimento 2 - El Niño e fase fria do gradiente meridional do Atlântico tropical. Este experimento mostrou que nessas condições há uma forte influência do El Niño no padrão de precipitação na América do Sul. Ele causa um déficit de precipitação na Amazônia e sul do Nordeste. A condição de seca sobre o nordeste é reduzida quando comparada aos resultados do Experimento 1. Isso porque a ITCZ está localizada mais ao sul do que no Experimento 1, e, assim, a convergência dos alísios ocorre entre o Equador e 5°S.

Experimento 3 - La Niña e fase quente do gradiente meridional do Atlântico tropical. Aparece uma grande área com déficit de precipitação sobre regiões do Nordeste e da Amazônia. O maior impacto ocorre no interior do Nordeste. A região mais ao norte do Nordeste tem precipitação excessiva devido à mudança da ZCIT mais para o norte, associada às anomalias positivas de TSM no Atlântico. Os alísios de sudeste são mais intensos do que os de nordeste, no Atlântico Norte, implicando em uma confluência do ar ao norte do equador, que coincide com a borda sul das anomalias positivas de TSM, onde há também anomalia positiva de precipitação. Analisando-se o Pacífico, verifica-se que sobre o extremo nordeste do Brasil e Atlântico Sul há um movimento descendente anômalo e de déficit de umidade relativa.

Experimento 4 - La Niña e fase fria do gradiente meridional do Atlântico tropical: muita chuva ocorre no Nordeste, mudando completamente a situação vista no Experimento 3 devido ao deslocamento da ZCIT para o sul. Em baixos níveis, a convergência dos alísios ocorre ao sul do equador, com ventos mais fortes de nordeste. A máxima convergência do ar, associada à posição da ZCIT, ocorre na borda norte da região com anomalias positivas de TSM.

Os resultados de Pezzi e Cavalcanti (2001) sugerem fortemente que o gradiente meridional do Atlântico tropical, durante eventos de El Niño, influencia somente a região nordeste do Brasil, mudando o sinal de anomalias de precipitação sobre o norte do nordeste e intensificando as anomalias negativas de precipitação na região.

Souza e Ambrizzi (2002) avaliam os eventos ENOS de 1954-55 e 1972-73, La Niña e El Niño, respectivamente, que apresentaram resultados inversos ao esperado pelas previsões e estudos anteriores, apontando que as previsões de mais e menos chuvas na região norte-nordeste da América do sul não se confirmaram. Esse estudo indica, através de análises de TSM e direção de ventos, que o Oceano Atlântico tropical desempenhou o papel modulador na chuva na região citada durante esse período, mostrando-se importante na variabilidade interanual da estação chuvosa no norte-nordeste da América do Sul, sobrepujando, inclusive, o evento ENOS. Resultados similares foram verificados em Souza et al. (2004).

Ronchail et al. (2002) descrevem o que acontece com a média da precipitação nos postos localizados da bacia amazônica com relação à TSM do SATL (*Tropical South Atlantic*), NATL (*Tropical North Atlantic*) e do PAC (Pacífico). Foram encontrados déficits globais de chuva, com as mais altas taxas no nordeste Amazônico e/ou no leste Amazônico, associados com a ocorrência de eventos El Niño, principalmente durante verão e outono, quando normalmente estas áreas recebem as mais altas quantidades de precipitação. Quando as anomalias de TSM no PAC (positivas ou negativas) são fracas e quando o Atlântico Sul tropical é frio, é observado um padrão norte-sul de anomalias de chuvas com sinal contrário, com fraco déficit no norte da bacia e excesso de chuva no sul. TSM quente no NATL é também frequentemente associada com condições secas especialmente no sudeste da bacia amazônica. Excesso de chuva no leste da bacia amazônica ou na parte norte é frequentemente associado, durante a estação chuvosa, com eventos La Niña e TSM quente no Atlântico Sul e anomalia negativa de TSM no Atlântico Norte. Porém, os autores citam que alguns padrões espaciais de precipitação não são geralmente associados com alguma anomalia de TSM, sendo eles: anomalias positivas no leste e sul da bacia amazônica durante o verão e anomalias positivas intensas em toda a bacia amazônica no inverno (RONCHAIL et al. 2002, p. 1671-1672)

O estudo de Zebiak (1993, p. 1568) oferece um significado alternativo de identificação de um sinal "modo-acoplado" no Atlântico, ou seja, o ENOS causaria uma "variabilidade climática no Atlântico". Zebiak (1993) verificou a

estrutura de circulação no Pacífico e no Atlântico quando da ocorrência de ENOS (TSM, vento) e verificou semelhanças no padrão de circulação; "nós interpretamos isto como uma forte evidência de um modo acoplado no Atlântico Equatorial, dinamicamente assemelhado ao ENOS" (ZEBIAK, 1993, p. 1569). O Atlântico explicaria aproximadamente 30% da variabilidade do "modo-acoplado" e o Pacífico, o restante. "Assim, o modo acoplado do Equador, embora sem uma descrição completa, é um componente identificável e potencialmente importante da variabilidade do Atlântico." (ZEBIAK, 1993, p. 1570), apesar de os padrões de variabilidade de TSM e ventos observados e modelados serem espacialmente diferentes no Atlântico e no Pacífico .

Após análises de dados observacionais e do modelo, Zebiak (1993, p. 1581) conclui que é possível verificar o "modo-acoplado" Pacífico-Atlântico no equador. Porém, como há diferenças no padrão dos alísios e, conseqüentemente, na localização da termoclina para o Atlântico e o Pacífico (a termoclina no Atlântico tende mais para o oeste da bacia e a do Pacífico, tende mais para o centro oeste da bacia), há diferenças substanciais na interação oceano-atmosfera (ZEBIAK, 1993, p. 1581). Também, "o Atlântico Tropical difere-se do Pacífico Tropical por ter proporcionalmente mais variabilidade não tributável ao modo acoplado do equador. Um aspecto disto é o padrão de baixa frequência na escala da bacia tropical. Fatores contribuintes adicionais podem ser as interações na superfície terrestre e as forçantes de escala global relacionadas ao ENOS" (ZEBIAK, 1993, p. 1584).

Fu et al. (2001) utilizaram dados de observações e de reanálises (ECMWF), isolando oceanos, para identificar a influência de cada um na sazonalidade da chuva na Amazônia. Primeiramente, isolaram a contribuição do continente. O resultado foi que, de forma geral, a sazonalidade do aquecimento do continente controla largamente a precipitação das estações de solstício (deslocamento da ZCIT). Verificaram que a variabilidade da TSM tropical tanto do Atlântico quanto do Pacífico influencia fracamente a chuva da Amazônia durante as estações de solstício, e mais fortemente a das estações de equinócio, e mais fortemente ainda, a chuva da primavera austral sobre o leste da Amazônia. A influência do Atlântico se dá mais no sentido de uma célula térmica direta, gerando umidade pela evaporação, que se dirige para o

continente pelos ventos alísios (FU et al., 2001). Já o Pacífico apresenta ação muito mais complexa que "não pode ser simplesmente explicada por um gradiente térmico entre o Pacífico leste e o continente sulamericano". As respostas são muito variadas espacialmente na Amazônia (FU et al., 2001, p. 4013).

O Pacífico influencia mais a região amazônica devido à célula de Walker e, durante a primavera austral, devido também à resposta dos trens de onda estacionária de Rossby. (...) "Assim, a relação entre a TSM do Pacífico e a chuva na Amazônia é complexa, com muitos fatores envolvidos" (FU et al., 2001, p. 4024).

Uvo et al. (1998), utilizando SVD, procuraram verificar a influência do Pacífico e do Atlântico nas chuvas da América do Sul. Em uma análise simultânea (sem defasagem), considerando o Atlântico, os autores observaram fraca relação em janeiro. Em fevereiro, emerge um padrão mais coerente, com TSM do Atlântico Equatorial Sul mostrando correlação positiva com a chuva no norte do Nordeste (neste período a ZCIT está se deslocando para o sul). Pode-se afirmar que se, em fevereiro, as águas do Atlântico sul estiverem mais quentes (com anomalias positivas), a ZCIT chega mais cedo à sua posição mais ao sul e, assim, a estação chuvosa começa mais cedo. Em março, não foi observada clara relação entre TSM do Atlântico e precipitação; esta é uma situação inesperada já que em estudos anteriores foi verificada essa relação. Este fato se deve ao método SVD, que não trabalha com índices médios, como nos anteriores. Os autores também afirmam que este fato pode ser explicado pelo uso de dados na escala mensal e mais recentes. O mês de abril apresenta a maior correlação dentre os meses analisados. Foram identificados sinais opostos de correlação para o Atlântico Norte e Sul (o gradiente meridional). Para maio, as análises revelam um padrão semelhante ao de abril, embora a precipitação esteja localizada um pouco mais ao norte do que no mês de abril, devido ao deslocamento da ZCIT.

Quanto às análises do primeiro modo do SVD de fevereiro-maio (todas juntas), considerando-se as médias de precipitação e TSM no Pacífico e Atlântico, tem-se: para o Pacífico, as anomalias de TSM equatorial, perto da linha de data, mostram significativa correlação negativa com as chuvas na

maior parte do Nordeste. Para o Atlântico, associações ainda mais fortes são evidenciadas entre o padrão do gradiente meridional de toda a bacia norte-sul e precipitação na maior parte do Nordeste.

Portanto, as áreas mais bem relacionadas com a chuva no Nordeste são Pacífico equatorial, Atlântico Norte e Sul.

Ainda, segundo Uvo et al. (1998), durante eventos de El Niño (La Niña), há uma tendência para o desenvolvimento de anomalias positivas (negativas) de TSM no Atlântico Norte, com uma mudança associada no gradiente de TSM meridional próximo ao equador.

5 DADOS E PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A Climatologia, como ramo da Geografia Física, derivou da Meteorologia, um ramo da Física, formulando um campo de conhecimento peculiar, entre as Ciências Humanas e Sociais e as Ciências Naturais e Exatas (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007). A Climatologia, na Geografia, vem desenvolvendo e adaptando conceitos e teorias para o desenvolvimento de pesquisas em seu campo de atuação. No presente estudo adota-se o conceito de clima como "a síntese do tempo num determinado lugar durante um período de aproximadamente 30-35 anos" (AYOADE, 1998, p.2).

A teoria que rege as análises é a da Circulação Geral da Atmosfera, que entende a atmosfera como "um conjunto de gases, presos ao Planeta pela atuação gravitacional, cujos movimentos são descritos pelas leis da mecânica dos fluidos e da termodinâmica" (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007, p. 84). Também adota-se a da concepção de Teleconexões, que reforça a compreensão do acoplamento entre oceano e atmosfera na definição da variabilidade climática interanual.

As técnicas descritas abaixo são basicamente derivadas da Estatística e aplicadas à Climatologia para a tentativa de definição de padrões de variabilidade e padrões espaciais dos elementos climáticos.

5.1 DADOS UTILIZADOS

Os dados utilizados no presente estudo foram:

- a) vazão mensal para a bacia amazônica, obtidos do sistema Hidroweb/ANA (Agência Nacional de Águas) para o período de 1976-2010; os postos de vazão utilizados bem como suas coordenadas geográficas são apresentados no Apêndice A;
- b) precipitação mensal para a bacia amazônica obtidos do sistema Hidroweb/ANA de 1976-2010; os postos de precipitação utilizados bem como suas coordenadas geográficas são apresentados no Apêndice B;
- c) dados mensais de TSM da Reanálise I do NCEP/NCAR (KALNAY et al., 1996), com resolução espacial de dois graus, originalmente obtidos para o período de janeiro de 1854 a julho de 2013. Esses dados foram obtidos pelo *site* do *Climatic Data Center/ National Oceanic and Atmospheric Administration*, CDC/NOAA;
- d) Dados de variáveis atmosféricas elaborados com os dados de Reanálise I foram obtidos no *site* <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>>.
- e) Mapas de precipitação do conjunto de dados do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), obtidos pelo *site* <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>>.

Os dados de vazão e precipitação do Hidroweb/ANA foram consistidos, sendo adotadas para a presente análise somente as estações que apresentaram, no mínimo, 20 anos de registro (não necessariamente de forma sequencial), com não mais do que 30% de dados faltantes em toda a série histórica (1976 a 2010). Assim, dos 94 postos de vazão fluvial para a bacia amazônica do sistema Hidroweb/ANA, foram adotados 68 postos de vazão, e, dos 313 postos com dados de precipitação, foram adotados 230 (Figura 14). Os dados de vazão apresentam, em média, 12,7% de dados faltantes e os de precipitação, 16,3%. O período usado para a elaboração posterior da análise estatística foi definido entre janeiro de 1976 e dezembro de 2010 por apresentar maior densidade de dados.

Figura 14 - Localização dos postos com dados de vazão (círculo) e chuva (estrela) obtidos do sistema Hidroweb/ANA.
Org.: Limberger (2013).

Os dados faltantes de precipitação e vazão foram preenchidos com a climatologia mensal. Com o objetivo de se reter somente a variabilidade mensal nas séries temporais dos dados, a sazonalidade e a tendência linear de longo prazo foram retiradas das séries de dados originais, para a realização do cálculo de correlação linear entre TSM e vazão. A realização destes procedimentos foi efetuada com o suporte do *Grid Analysis and Display System* (GrADS), com a utilização de funções do site de *Bin Guan* (disponível em <http://www.atmos.umd.edu/~bguan/grads/GrADS_Scripts.html>). A linguagem Fortran e o software Grads foram utilizados para a manipulação dos dados.

Os dados de precipitação são obtidos a partir de uma rede nacional de pluviômetros e pluviógrafos, digitais e/ou analógicos, mantidos pelo INMET e ANA. A vazão, de modo geral, é obtida a partir do nível das águas, observado com a ajuda da régua linimétrica, ou registrado pelo linígrafo. "A relação nível-vazão deve ser estabelecida por medições diretas em diversas situações de descarga, podendo, em geral, ser consubstanciada graficamente pela curva de

descarga ou curva-chave da seção. Esta relação pode ser unívoca ou não, constante ou variável com o tempo, dependendo das condições locais." (PINTO, 1976, p. 182). No entanto, através do material disponibilizado pela ANA, em seu site, não foi possível identificar qual o método utilizado para coletar os dados tanto de precipitação quanto de vazão. Mas como é uma rede ampla, com vários períodos em que os dados começaram a ser registrados, acredita-se que sejam coletados através de métodos diferenciados e disponibilizados aos usuários.

5.2 - DEFINIÇÃO DAS SUB-REGIÕES HOMOGÊNEAS PELA ANÁLISE DE CLUSTER

Compreendendo que a análise pontual de postos de vazão com a TSM global poderia produzir correlações artificiais, já que a bacia cobre uma vasta extensão do território brasileiro o uso de apenas um posto poderia caracterizar a variabilidade não climática, mas oriunda da variabilidade de terreno, uso da terra ou outros aspectos que não estariam diretamente ligados ao clima, optou-se por analisar os dados de vazão de forma espacializada. Para tanto, foi necessário adotar a técnica de Análise de Agrupamento (*Cluster Analysis*), uma análise multivariada cujo objetivo é "separar dados em grupos que não são conhecidos de antemão" (WILKS, 2006, p. 549). Segundo Hair et al. (2005, p. 391) a análise de agrupamento "é muito mais uma arte do que uma ciência", pois "é a única técnica multivariada que não estima a variável estatística e empiricamente, mas ao invés disso usa a variável estatística como especificada pelo pesquisador" (HAIR et al., 2005, p. 384). Por esse motivo, é muito importante ao pesquisador conhecer os dados para poder diferenciar um "bom agrupamento" de um "mau agrupamento". O método definido para realizar a análise de agrupamento foi o Ward por correlação de Pearson, que é a medida da soma dos quadrados dos desvios em relação à média entre os agrupamentos. Este método tende a combinar grupos com um menor número

dos demais, todos os demais foram agrupados espacialmente, ou seja, conclui-se que a Análise de Agrupamento identificou os postos que têm variabilidade climática semelhantes já que esta deve seguir um padrão espacial particular.

Figura 16 - Espacialização dos resultados da análise de agrupamento para a variável vazão em cinco sub-regiões: Norte, Amazonas-Foz, Oeste, Sul, Central e Sul_2. Dados mensais obtidos do sistema Hidroweb/ANA, para o período de 1976 a 2010.

Aplicando a mesma técnica para os dados de precipitação mensal, visando compreender melhor a variabilidade espacial dos elementos climáticos na região, o resultado foi a definição de 11 sub-regiões (Figura 17) no quarto nível de agrupamento. Neste caso, houve maior dispersão dos resultados, pois a variável precipitação apresenta, naturalmente, maior variabilidade do que a vazão. No entanto, padrões espaciais também são verificados, conforme pode ser visto na Figura 18.

Figura 17 - Dendrograma da análise de agrupamento para os dados mensais de 230 postos de precipitação da região Amazônica brasileira, de 1976 a 2010.

Figura 18 -Espacialização dos resultados da análise de agrupamento para a variável precipitação em onze sub-regiões (separadas pelo nível quatro da análise de agrupamento), para o período de 1976 a 2010.

Visando diminuir o número de grupos foi considerado o terceiro nível de agrupamento, e então, definiram-se 4 (quatro) grupos para a variável precipitação, como pode ser verificado na Figura 19.

Figura 19- Espacialização dos resultados da análise de agrupamento para a variável precipitação em quatro sub-regiões (separadas pelo nível três da análise de agrupamento), para o período de 1976 a 2010.

Apesar de não se apresentarem com regionalização tão distinta quanto os dados de vazão, o agrupamento dos postos de precipitação também apresentou um padrão de regionalização semelhante.

Associando os resultados da Análise de Agrupamento aplicada aos dados de vazão e de precipitação foi possível definir 5 (cinco) sub-regiões de vazão para a bacia amazônica brasileira, sendo denominadas: Norte, Amazonas-Foz, Oeste, Sul e Central.

A definição dos limites das sub-regiões foi feita com o auxílio do software *Corel Draw 12*, tendo sido consideradas qualitativamente a delimitação das bacias hidrográficas e os resultados das análises de agrupamento, tanto de vazão quanto de precipitação. O resultado é apresentado nas Figuras 20 e 21, indicando-se adicionalmente a média do ciclo anual da vazão e precipitação em cada sub-região, respectivamente.

Figura 20- Média do ciclo anual da vazão (dimensões diferentes) para cada sub-região definida pela Análise de Agrupamento (Norte, Amazonas-Foz, Oeste, Central e Sul), localizadas na bacia amazônica brasileira, para o período 1976-2010.

Figura 21 - Média do ciclo anual da precipitação (dimensões iguais) para cada sub-região definida pela Análise de Agrupamento (Norte, Amazonas-Foz, Oeste, Central e Sul), localizadas na bacia amazônica brasileira, para o período 1976-2010.

As duas regiões localizadas ao norte da bacia amazônica brasileira (sub-regiões Norte e Amazonas-Foz) apresentam os maiores valores de vazão entre os meses de maio e agosto, enquanto que as outras três sub-regiões (Oeste, Sul e Central) têm os valores mais elevados concentrados no primeiro semestre do ano. As sub-regiões Central e Oeste apresentam grande amplitude entre os períodos úmidos e secos em comparação com as outras regiões. A diferença se deve, provavelmente, à continentalidade, uma vez que estas duas sub-regiões são as que se encontram em posições mais interioranas do continente. É possível que esta grande amplitude anual tenha associação também com o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que é muito mais frequente e ativa no norte da América do Sul (MARENGO e NOBRE, 2009). As sub-regiões mais ao sul são caracterizadas por uma estação mais seca mais pronunciada, que ocorre durante o inverno de maior parte da América do Sul, a partir do mês de junho,

coincidentemente com o deslocamento da ZCIT para o norte, durante o verão no hemisfério norte.

O ciclo anual de precipitação apresenta um comportamento levemente diferente do ciclo da vazão (Figura 22). O aumento da precipitação na região Amazônica está associado à convecção local durante os últimos meses do ano, após outubro (MARENGO e NOBRE, 2009). A variação sazonal nas três sub-regiões localizadas no setor sul da bacia apresenta o período seco entre junho e setembro, diferentemente do observado no setor norte, onde o período seco é estabelecido entre setembro e fevereiro. Este é o caso da sub-região Norte e, de julho a novembro, no caso da sub-região Amazonas-Foz.

Figura 22 - Ciclo anual médio da vazão (coluna da esquerda) e da precipitação (coluna da direita) para cada sub-região homogênea da bacia amazônica brasileira, de 1976 a 2010.

Todas as sub-regiões consideradas apresentam ciclo anual médio de vazão e precipitação semelhantes, indicando a colinearidade entre estas duas variáveis, exceto para a sub-região Amazonas-Foz, que apresenta um atraso de três meses no valor anual máximo e mínimo de vazão em relação ao de precipitação. O atraso na vazão, neste caso, pode estar associado à abrangência espacial das vazões dos rios que contribuem para a formação da vazão média para a sub-região Amazonas-Foz, incluindo, particularmente, a vazão da sub-região Norte, que apresenta ciclo anual da vazão semelhante.

Depois de definidas as médias de chuva e vazão para cada sub-região foram aplicados aos dados, e utilizados dependendo da necessidade de análise, a suavização na dimensão temporal por Média Móvel (MM), com a intenção de permitir a visualização da variabilidade de aspectos de escalas maiores (frequências mais baixas). Foram aplicadas MM com janelas de 3 a 12 meses. A média móvel consiste em realizar a média de um valor considerando, no presente caso, os três ou seis valores anteriores, perdendo-se, portanto, duas e cinco observações, respectivamente. No caso do presente estudo,

entende-se que a suavização não compromete a qualidade dos resultados, mas contribui para aproximar os dados de chuva aos de vazão ou os de vazão aos de TSM. Há que se considerar ainda a existência de defasagem temporal entre os dados e que alguns registros, muito distantes da média aritmética, podem se dever a fenômenos diversos não discutidos nesta pesquisa.

Além da aplicação da média móvel aos dados, também foi removida a sazonalidade, tendo-se assim as anomalias em relação à média climatológica, facilitando a interpretação da variabilidade. Os dados com anomalia foram utilizados em alguns testes, enquanto os dados observados foram utilizados em outros, conforme será descrito no texto.

5.3 CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE VAZÃO E PRECIPITAÇÃO

Foram realizados testes de correlação linear entre chuva e vazão para entender o quanto esses dois elementos são interligados. Foram feitos gráficos e calculada a distribuição e frequência da amostra, a correlação e sua significância estatística. Para este cálculo foram utilizadas: a) as séries temporais de toda a série histórica, com dados mensais; b) os dados totais anuais; c) as anomalias para os dados mensais; d) as anomalias para os dados anuais. As anomalias foram calculadas no software *Climate Data Operators* (CDO) através da função *ymonmean*.

Dependendo do tamanho da amostra, o valor de r exigido para significância da correlação pode variar. Se um valor de r é significativo ou não, depende do tamanho da amostra (n), como mostrado na Tabela 2, de Rogerson (2012, p. 190). Para n grande, r_{crit} é aproximadamente $2/\sqrt{n}$.

Tabela 2 - Relação entre tamanho da amostra e valor mínimo de r exigido para que a amostra tenha significância estatística para 95%.

Tamanho da amostra, n	Valor absoluto mínimo de r necessário para alcançar significância (usando alfa =0.05)
15	0,514
20	0,444
30	0,361
50	0,279
100	0,197
250	0,124

Fonte: Rogerson (2012, p. 190)

Assim, para o caso da presente pesquisa, com cada amostra tendo 420 tempos, o valor mínimo necessário é $2/\sqrt{420}$, ou 0,097590.

O teste de significância para r pode ser feito se o coeficiente de correlação verdadeiro, ρ , é igual a zero e os dados tem distribuição normal. Também presume-se que as observações de cada variável são independentes (ou seja, que um valor de x não afeta outro valor de x , sendo o mesmo para os valores de y). Se estes pressupostos forem atendidos, pode-se realizar o teste através da estatística de t :

$$t = r \sqrt{n-2} / \sqrt{1-r^2}$$

“Se a hipótese nula for verdadeira, esta estatística tem uma distribuição t com $n-2$ graus de liberdade” (ROGERSON, 2012, p. 189)

Foram também calculadas as correlações entre a vazão e a TSM com defasagem temporal para 11 meses (*lags* de 0 a 10). Assim, a vazão era deslocada um mês à frente da TSM para haver o incremento da defasagem temporal da influência da TSM sobre a vazão.

5.4 TENDÊNCIA LINEAR PARA DADOS DE VAZÃO E PRECIPITAÇÃO

O cálculo da tendência linear (mensal e anual) da precipitação e da vazão foi feito para as cinco sub-regiões homogêneas consideradas. A tendência linear no tempo pode ser calculada a partir da regressão linear simples da observação em relação ao tempo, e pode ser matematicamente expressa como:

$$\hat{y}(t) = b + a * t,$$

em que:

$\hat{y}$: valor estimado da observação $y(t)$ (coordenada y do diagrama cartesiano)

b : intercepto (valor de y quando a reta ajustada cruza a ordenada, em $t=0$)

a : coeficiente angular (inclinação da reta, tendência linear)

x : quantidade de observações em dada amostra (no caso, evolução cronológica do tempo)

A tendência pode ser expressa na unidade da variável em um determinado intervalo de tempo ("x" mm de chuva/10 anos) através da análise do coeficiente angular, que indica a variação da variável no espaço de tempo unitário.

Pode ser também expressa em porcentagem, em relação ao valor climatológico mensal ou anual, como expresso a seguir:

$$\%tendência = (a * \Delta t / média climatológica) * 100\%,$$

em que a expressa o coeficiente angular ($\Delta\hat{y}/\Delta t$) e Δt , a quantidade de observações.

Caso a tendência linear apresente baixo valor ou os dados da série temporal considerada apresentem alta variabilidade, a significância estatística do valor calculado para a tendência linear é baixa. Assim, é conveniente calcular a significância estatística da tendência estimada através do teste t-Student. Segundo Rogerson (2012), o valor crítico de t pode ser expresso por:

$$t_c = r \sqrt{\frac{(N-2)}{1-r^2}},$$

em que t_c é o valor crítico para t , r , o coeficiente de correlação linear e N , a quantidade de observações. A tendência linear é considerada significativa quando t amostral é maior do que t_c (ROGERSON, 2012, p.189).

Também foi aplicado o teste de Mann-Kendall (S), teste estatístico mais robusto usado para quantificar a significância da tendência em séries temporais hidrometeorológicas por considerar a tendência para a sequência dos valores (por exemplo, para o registro 2, o registro 1 será considerado), em uma série temporal, sendo possível, inclusive, detectar o momento onde a tendência significativa se inicia (GOCIG e TRAJKOVIC, 2013). Esse teste não-paramétrico pode ser escrito pela seguinte equação:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i),$$

em que:

n : número de observações

x_i e x_j : valores dos dados na série histórica i e j ($j > i$), respectivamente

$\text{sgn}(x_j - x_i)$: sinal na função onde

+1 se $x_j - x_i > 0$ (representando tendência positiva),

0 se $x_j - x_i = 0$ (sem tendência) e

-1 se $x_j - x_i < 0$ (representando tendência negativa)

A variância é calculada, para casos com $n > 10$, por meio de

$$Z_S = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S > 0 \\ 0 & \text{if } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{if } S < 0 \end{cases}$$

Quando os valores de Z_S são positivos (negativos), a tendência é positiva (negativa). Para um nível de significância de 5%, a hipótese nula de

não haver tendência é rejeitada se $Z_s > 1,96$ e rejeitada se $Z_s > 2,576$ para 1% de nível de significância (GOCIC e TRAJKOVIC, 2011).

O teste de Mann-Kendall foi realizado utilizando-se o software XLSTAT, um suplemento do software Excel.

Também foram calculadas as tendências para cada um dos 68 postos de vazão e dos 230 postos de precipitação para que pudesse ver espacializadas. Foram calculadas as tendências para os dados anuais e mensais, que apresentaram diferenças muito sutis. Os resultados foram espacializados através do software ArcGis 9 (licenciado para o Laboratório de Estudos Regionais - LABER/UNIOESTE).

Também foi calculada a tendência para cada mês e comparada com o ciclo sazonal, para verificação de qual período do ano/mês há maior tendência positiva e negativa e como isso pode influenciar o resultado da tendência para todo o período. Os dados foram calculados e apresentados utilizando o software Excel.

5.5 MAPAS DE CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE VAZÃO E TSM

Os mapas de correlação começaram a ser usados nos estudos sobre teleconexões a partir da década de 1980. Eles mostram onde ocorrem as maiores correlações de TSM com relação à variabilidade da vazão.

A correlação linear entre a TSM global e os dados de vazão média para cada sub-região foi realizada através do software *NCAR Command Language* (NCL). Os cálculos de correlação linear foram realizados entre as séries temporais com e sem defasagem temporal. No caso defasagem temporal, a série de vazão foi sempre deslocada à frente da série de TSM. A defasagem temporal variou de 0 a 9 meses. A significância estatística dos valores de correlação linear foi avaliada pela aplicação do teste-t, para significâncias

superiores a 90, 95 e 99%. Os resultados para a significância estatística para 95% estão apresentados nos Apêndices C a G.

Para a realização desse cálculo foi removida a tendência e a sazonalidade dos dados através dos comandos *dtrend_leftdim* e *calcMonAnomTLL*, respectivamente. O cálculo da correlação foi realizado aplicando o comando *esccr* do NCL aos dados de vazão e TSM, com 9 *lags* (ou seja, para 10 meses, *lags* de 0 a 9).

A tendência e a sazonalidade foram removidas para que fossem correlacionadas somente a variabilidade anômala, tanto da TSM quanto da vazão.

5.6 - CÁLCULO DAS MÉDIAS DE ÁREAS DE TSM NOS OCEANOS

Optou-se por utilizar médias de TSM em detrimento do uso de índices climáticos em virtude de que os resultados dos mapas de correlação indicavam áreas variadas para cada uma das sub-regiões, e que nem sempre correspondiam com áreas de índices já calculados por institutos ou outros pesquisadores. Também objetiva-se ampliar a análise para além dos índices, tentando definir áreas específicas de TSM que possam influenciar a vazão de cada uma das sub-regiões, para melhorar o modelo estocástico para cada uma.

Para calcular a média das áreas de TSM melhor correlacionadas com a vazão das cinco sub-regiões homogêneas foi utilizado o software NCL e os dados de TSM do ESRL/NOAA. O programa em linguagem NCL permite que se selecionem uma grande quantidade de pontos, que devem ser descritos no script em ordem horária. Esse programa foi rodado nos computadores do PSD/ESRL/NOAA, exigindo uma série de bibliotecas e programas correlatos. Após análises finais, foi verificada a necessidade de alterar as coordenadas geográficas para algumas regiões, e o cálculo foi refeito utilizando o software

GrADS, que permite o cálculo de áreas quadriláteras. Utilizando os mapas de correlação em um mapa-mundi para definição das coordenadas, foram escolhidas as áreas com correlação linear mais forte para cada sub-região. Assim, cada sub-região tem áreas de TSM diferentes das demais.

A apresentação das coordenadas geográficas definidas para cada uma das áreas de cada um das sub-regiões encontra-se no Apêndice A. Os mapas com a localização das áreas de TSM selecionadas são apresentados no capítulo 8.

5.7 TRANSFORMADA DE ONDELETA

Wavelet é uma técnica de filtragem de passa-banda utilizada para análise de variações de potência localizadas em uma série temporal (TORRENCE e COMPO, 1998, p. 61). Esta técnica, utilizada a partir da década de 1990, decompõe os valores de uma série temporal e resulta a frequência temporal com que os dados se "comportam", sendo possível determinar tanto os modos de variabilidade dominantes quanto o como esses modos variam no tempo (TORRENCE e COMPO, 1998, p. 61). Além do mais, a análise de ondeleta resulta ampla escala de frequência dominante, facilitando na compreensão dos dados já que o pesquisador pode selecionar em qual faixa de frequência, de acordo com os dados que possui, que buscará entender melhor o comportamento dos dados. É bastante utilizada nas análises dos eventos ENOS.

Assim, em alguns casos, na presente pesquisa, optou-se por mostrar a variância dos dados na frequência de 2-4 anos, quando se verificava no espectro de potência que esta era a maior frequência; em outros casos, optou-se por mostrar a variância para a frequência de 0 a 12 meses.

Muito importante notar o cone de influência ou cone de significância, que vai demonstrar os dados que são estatisticamente significativos, no caso, para 95%.

Para a elaboração dos resultados de ondeletas na presente pesquisa foram utilizados dados mensais tanto de vazão quando de TSM, processados no software Matrix Laboratory (MATLAB). O método de análise de ondeleta utilizado foi o Morlet, que consiste em uma onda plana modulada por uma equação Gaussiana, com o objetivo de tornar a função com média zero e localizar a função tanto no tempo quanto a frequência no espaço (TORRENCE e COMPO, 1998, p. 63).

5.8 MAPAS DE DADOS ANUAIS DE COMPONENTES ATMOSFÉRICOS

Foram elaborados painéis com mapas com dados para todos os meses de um ano de anomalia de TSM, ômega, altura geopotencial e função de corrente, importantes para avaliar o padrão de comportamento atmosférico.

Esses painéis foram elaborados com o uso do software NCL, onde inicialmente foi removida a tendência e a sazonalidade dos dados com os comandos *dtrend_leftdim* e *clmMonAnomTLL*. Assim, eram elaborados os painéis com a anomalia dos dados, excluindo as latitudes acima de 70°N e S.

5.9 MAPAS DE DIVERGÊNCIA DO FLUXO DE UMIDADE

Para o cálculo de divergência do fluxo de umidade foram utilizados os dados, obtidos através do site do NOAA, média mensal de umidade específica do ar, média mensal do vento zonal e média mensal do vento meridional. Os

cálculos foram realizados através do software *Grid Analysis and Display System* (GrADS).

Para cada período selecionado, foi definida a média através do comando *ave* para cada um dos conjuntos de dados, definindo o tempo específico para cada período. A seguir foi calculada a média para todo o período (1976-2010) para os três conjuntos de dados para que se pudesse calcular a anomalia do período específico em análise com relação ao período todo. Aplicando-se o comando *rint* aos dados de vento zonal e meridional com a unidade foi possível calcular a divergência de umidade com o comando *-hdivg*. O resultado foi plotado também através do software Grads, gerando uma figura em formato .jpg.

5.10 MAPA DE DESVIO PADRÃO

É um mapa que sintetiza informação, muito importante para definir padrões gerais dos dados analisados. No caso de utilizar um mapa de desvio padrão para dados de TSM o que se procura é identificar quais as áreas tiveram maior variabilidade no período analisado (DESSER et al., 2010, p. 125).

Para esse cálculo inicialmente definiu-se os anos que tivessem anomalias positivas ou negativas maiores de o que um desvio padrão, em cada uma das sub-regiões. Posteriormente foi realizada a elaboração de uma nova série temporal da TSM para esses anos com o uso do software CDO e o comando *selyear*.

O cálculo do desvio padrão foi gerado no software NCL pelo comando *stdMonTLL*, que foi posteriormente plotado em forma de painel, com o cálculo para cada um dos meses dos períodos selecionados.

5.11 REGRESSÃO LINEAR SIMPLES E MÚLTIPLA

A regressão linear determina a relação entre a variável dependente (ou resposta, ou prevista [y]) e a variável independente (ou explicativa, ou previsora [x]). É o estudo de *o como* alguns preditores influenciam uma resposta. A correlação linear mostra *o quanto* duas variáveis estão relacionadas; a regressão linear pode mostrar *o como* elas estão relacionadas. A regressão linear permite a interpretação e análise dos efeitos de x sobre y. “Uma vez que especificamos *como* as variáveis estão relacionadas, temos um modelo que pode ser visto como uma simplificação da realidade” (ROGERSON, 2012, p. 201)

Na regressão linear simples utiliza-se uma variável dependente e uma independente. Já na regressão linear múltipla, utilizam-se múltiplas variáveis independentes e uma variável dependente. As variáveis independentes podem ser selecionadas, por exemplo, a partir da correlação linear com a variável dependente, sendo selecionadas as que melhor explicam a variabilidade da variável dependente, por meio de um processo iterativo (passo-a-passo).

A regressão linear resulta em uma equação linear, pela qual é possível prever os valores de y a partir de x (ROGERSON, 2012, p. 201).

$$y = a + bx$$

Onde:

y: o valor predito da variável dependente,

x: o valor observado da variável independente,

a: o intercepto (valor de y quando x=0) e

b: a inclinação da reta (ou seja, "a alteração esperada na variável dependente provocada pela variação de uma unidade na variável independente" [Rogerson,

2012, p. 202]); y é o valor da variável dependente e $\hat{y}$ é o valor estimado da variável dependente. Essas variáveis podem ser vistas na Figura 23.

Figura 23 - Elementos componentes da equação de regressão linear.

Quanto menor for a soma dos desvios mais ajustada é a reta aos valores de y e maior é a explicação da variável dependente. Variação total é o resultado da soma dos quadrados dos desvios dos valores de y em relação à média de y . Variação explicada é o resultado da soma dos quadrados dos desvios dos valores estimados em relação à média. Variação não-explicada é o resultado da soma dos quadrados dos desvios de y em relação aos valores estimados

Uma das formas de se aferir a qualidade estatística da regressão linear é a análise do resultado do R^2 para um determinado modelo de regressão linear. O R^2 é interpretado como a fração da variabilidade da variável dependente explicada pela variável independente utilizada no modelo. Quanto mais próximo de 1, melhor é o modelo.

O problema quanto à utilização do R^2 é que ele não leva em consideração o número de variáveis utilizadas no modelo. Para resolver esse problema, utiliza-se o coeficiente de determinação ajustado (r_a^2). É bem importante sua utilização quando o número de amostras (n) é relativamente pequeno. O r_a^2 tenta compensar o aumento natural de explicação provocado pelo aumento do número de variáveis independentes e o tamanho da amostra.

Outra forma de determinar se a regressão foi bem sucedida em explicar uma parcela significativa da variância de y é testar a hipótese nula de que a proporção da variabilidade de y explicada por x é igual a zero. Esse trabalho é

realizado com um *teste F*, análogo ao teste F utilizado na análise de variância. Para a regressão simples, em específico:

$$F = \text{variância explicada} / \text{variância não explicada}$$

A estatística F é o quadrado da estatística t. Os testes são idênticos no sentido de que sempre produzem conclusões e valores de *p* idênticos (ROGERSON, 2012, p. 210). A estatística F (de Fisher ou Fisher-Snedecor) é a razão entre o modelo e seu erro; quanto maior, melhor.

Uma questão a ser observada nas análises de regressão linear múltipla é a de multicolinearidade, que indica se as variáveis preditoras são correlacionadas entre si, o que poderia prejudicar a acurácia do modelo. A multicolinearidade é medida através do *Variance Inflation Factor* (VIF), que mostra em que medida se "inflaciona" a variância do estimador como consequência da ortogonalidade dos regressores. Geralmente o VIF é indicador de problemas no modelo quando é acima de 10. Ainda, para entender a multicolinearidade pode-se observar a tolerância, que é a diferença entre 1 e o R^2_j (coeficiente de determinação obtido ao se efetuar a regressão do X_j sobre o restante dos regressores do modelo). Pode-se dizer que há problema de multicolinearidade quando a tolerância é menor do que 0,10 (XLSTAT, 2014).

Os principais métodos utilizados para realizar a regressão são o *Forward Stepwise selection* e o *Backward Stepwise elimination*. O *Forward Stepwise selection* envolve começar a montar o modelo sem variáveis independentes, estando a adição de cada uma das variáveis dependendo do uso de critérios de comparação para a escolha (por exemplo, o teste t ou F), adicionando a variável que mais melhora o modelo e repetindo este procedimento até não conseguir mais aumentar significativamente a acurácia do modelo. Já o *Backward Stepwise elimination* consiste em começar com todas as variáveis independentes, testando a eliminação de cada uma delas, usando um critério de comparação de escolha, eliminando as variáveis que menos melhoram o modelo, e repetindo este procedimento até não ter mais melhoria no modelo. Na presente pesquisa foi adotado o método de *Backward Stepwise elimination*

com 95% de confiança, pelo fato de já haver sido selecionadas as áreas com melhor correlação com a vazão nas sub-regiões, porém não tendo-se certeza de quais variáveis independentes seriam mais adequadas ao modelo de previsão.

No presente estudo foi utilizada a regressão linear múltipla para simulação da vazão (modelo estocástico) tendo como variáveis independentes as áreas de TSM selecionadas a partir do teste de correlação entre TSM e vazão e como variável dependente, a vazão de cada uma das sub-regiões homogêneas, com dados mensais sem tendência. A qualidade do modelo foi aferida através da análise do R^2_a e do F. Também foi aplicado um teste de regressão linear simples para cada uma das áreas de TSM para avaliar o quanto (%) cada uma dessas áreas de TSM contribui para a variabilidade da vazão em cada uma das regiões homogêneas. Neste caso, foi considerado o R^2 multiplicado por 100.

6 CORRELAÇÃO LINEAR ENTRE CHUVA E VAZÃO PARA AS CINCO SUB-REGIÕES HOMOGÊNEAS IDENTIFICADAS NA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA

Uma grande dificuldade na elaboração de estudos em Climatologia reside na falta de informações meteorológicas consistentes, com séries longas, sem muitas falhas e que abranjam amplas áreas. Por isso, muitas vezes se recorre à utilização de dados análogos para que se consiga interpretar o comportamento climático de determinadas localidades, sendo que um dos principais exemplos é a utilização de dados de vazão dos rios como meio de interpretar a precipitação em uma bacia hidrográfica.

A vazão pode ser um importante indicador da variabilidade da precipitação em uma bacia hidrográfica já que é um integrador das precipitações ocorridas na bacia (LIEBMANN et al., 2004; GARCIA e MECHOSO, 2005) e é muito utilizada em bacias onde há esparsos e curtos registros de precipitação.

A vazão é tida como uma "resposta" à precipitação já que em uma bacia hidrográfica, entendida como um sistema aberto, a vazão é considerada como a saída de matéria deste sistema. Mas é preciso considerar que a água que entra no sistema através da precipitação, passa por interceptação, infiltração, escoamento superficial, evapotranspiração, além de interferência antrópica (CHEVALIER, 2001; LIEBMANN et al., 2004); e todos esses processos apresentam variações espaciais e temporais, tal como indicado a seguir:

- a interceptação depende do tipo e da densidade da cobertura vegetal e da estação do ano;
- a infiltração depende da cobertura do solo, do tipo/profundidade do solo, do tipo de rocha, do balanço hídrico;

- o escoamento superficial depende da declividade, da cobertura do solo, do tipo/profundidade do solo;

- a evapotranspiração depende do balanço hídrico, da disponibilidade de umidade na atmosfera, do estresse do vento em superfície.

Para Chevalier (2001, p. 489), a boa compreensão do fluxo hídrico em uma bacia hidrográfica depende do relacionamento entre mapas ou informações topográficas, geológicas, pedológicas, de vegetação e uso do solo. De maneira geral, o tempo de concentração (tempo necessário para que toda a área de drenagem passe a contribuir para a vazão na seção estudada) depende da área da bacia, do comprimento e declividade do canal mais longo, da forma da bacia, da declividade média do terreno, da declividade e comprimento dos afluentes, da rugosidade do canal, do tipo de cobertura vegetal e da distância entre o fim do canal e o divisor de águas (PINTO, 1976, p. 140).

Apesar de algumas dificuldades na utilização de dados de vazão para compreender variabilidade climática (tais como a complexidade do ciclo hidrológico e a nem sempre alta correlação linear entre chuva e vazão), diversos estudos vêm sendo desenvolvidos procurando compreender a associação entre vazão e TSM. Uma das vantagens é que os dados de precipitação poderiam mascarar uma anomalia climática em uma sub-bacia, pois podem representar uma anomalia local (por exemplo, uma forte chuva convectiva local), o que não representaria o comportamento de uma área maior, como o de uma bacia hidrográfica (FRAPPART, et al., 2013). A vazão representaria, portanto, o escoamento de água de forma generalizada. Nestes casos a vazão é compreendida como um resultado ou como uma componente climática, já que seria o reflexo de alterações na composição da atmosfera, desencadeados por uma forçante atmosférica ou oceânica, por exemplo, a anomalia de TSM, tal como o apresentado em estudos de teleconexão atmosférica. Amarasekera et al. (1997, p. 24) afirmam que os sistemas fluviais são "integradores de precipitação sobre amplas áreas; uma caracterização acurada do regime dos fluxos nos principais rios pode aumentar nossa compreensão da dinâmica atmosférica global de grande escala".

Dentre as pesquisas que utilizaram a variável vazão para entender anomalias na atmosfera (especialmente ligadas a anomalias de TSM), destacam-se os trabalhos arrolados a seguir.

Por meio da reconstrução de 83 anos de registro de dados de vazão do rio Amazonas, Richey et al. (1989) mostram que a variabilidade interanual predominante ocorre em uma escala de tempo de 2 a 3 anos, sugerindo ligação com o evento ENOS. Amarasekera et al. (1997) verificaram que 10% da variabilidade do rio Amazonas, de dezembro a fevereiro, está associada com o ENOS. Também Costa e Foley (1999, p. 189) afirmam que o ENOS não é o principal condutor dos extremos de precipitação e vazão em grande parte da Amazônia. Twine et al. (2005) estudaram uma série de variáveis do Rio Mississippi para verificar como os eventos ENOS influenciam o ciclo hidrológico da região. Os autores não encontraram sinal significativo de influência do El Niño-Oscilação Sul na vazão de saída da bacia do Mississippi (os resultados foram muito variáveis espacial e sazonalmente), mas encontraram anomalias consistentes e significativas em todos os componentes do balanço hídrico (temperatura, precipitação, evapotranspiração, escoamento superficial total e espessura de neve) em várias regiões na bacia; tanto em eventos de El Niño quanto de La Niña os autores verificaram anomalias positivas de temperatura no inverno, porém com valores de anomalia de precipitação variando entre positivos e negativos dependendo da estação, localização e estação do ano. Verificaram, portanto, que há alto grau de variabilidade na resposta hidrológica em cada fase do ENOS e também diferentes respostas para sub-bacias diferentes. No entanto, afirmam que a superfície do solo consegue transmitir as anomalias de precipitação relacionadas com os eventos ENOS em todas as estações do ano e consegue, também, filtrar os padrões de precipitação em maiores e significativas anomalias de umidade do solo (TWINE et al., 2005).

Com relação às pesquisas sobre efeitos do ENOS na vazão, Poveda et al. (2001) concluem que os efeitos do ENOS na Colômbia são mais fortemente identificados em dados de vazão do que em dados de precipitação devido ao concomitante efeito na umidade do solo e evapotranspiração causado por ondas de calor e de umidade associadas a eventos El Niño.

Ainda procurando considerar a vazão como um componente climático, Marengo et al. (1998), ao avaliar tendência da vazão e da chuva para diversos postos localizados na bacia amazônica, concluíram que não há tendência significativa tanto na estação seca quanto chuvosa na região Amazônica para longo prazo (o período de análise nessa pesquisa é variado, dependendo de cada estação fluviométrica). Marengo (2009) analisou índices de chuva e de rios das regiões norte e sul amazônicas e também não verificou tendências de longo prazo para as condições mais secas ou mais úmidas, desde os anos de 1920.

Estudos também foram desenvolvidos associando vazão à variabilidade de temperatura da superfície do mar (TSM). Genta et al. (1998), ao estudarem rios da América do Sul, perceberam sinais de correlação com a TSM do Pacífico leste equatorial. Também Mechoso e Iribarren (1992, p. 1539) estudaram a vazão dos rios Negro e Uruguai, de 1909 a 1989, nos locais de duas hidrelétricas, e verificam que há realmente uma grande correlação entre a vazão desses rios e o Índice de Oscilação Sul (IOS). Porém, verificaram que nem sempre as maiores secas ocorrem durante eventos de La Niña e, por isso, afirmam que "esses eventos não são os únicos preditores das secas na região". Coe et al. (2002) fazem uma simulação usando os modelos IBIS e o HYDRA para a vazão nos últimos 60 anos na bacia do Amazonas e do Tocantins e concluem que a variabilidade climática impacta fortemente a hidrologia da bacia.

Uvo e Graham (1998) apontam que a disponibilidade de água na bacia amazônica está altamente relacionada à TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico; porém, consideram que essa relação não é completamente compreendida. Por isso propõem-se a elaborar três modelos de previsão: um para estimar a descarga sazonal a partir da TSM do Pacífico equatorial, outro, avaliando o papel do Atlântico tropical e um terceiro combinando os dois anteriores. Houve boa combinação entre o previsto e o observado em alguns postos, menor em outros. De forma geral, avaliaram que os modelos usando TSM do Pacífico equatorial previram melhor as vazões para a maior parte dos postos considerados do que usando a TSM do Atlântico. Essa afirmação torna-se mais

contundente ainda quando se avaliam as sub-bacias localizadas na parte norte da bacia amazônica.

Mas é muito importante reafirmar que a vazão não é um componente climático, e sim a precipitação. Assim sendo, a vazão é considerada como uma componente climática indireta. Poucos estudos têm sido desenvolvidos no sentido de compreender a relação entre a vazão e a precipitação para se verificar a correlação estatística entre esses dois componentes de uma bacia hidrográfica. Apesar de concordarem com as vantagens de integração da variabilidade espacial da chuva através da vazão, Marengo et al. (1998) e Costa e Foley (1999) argumentam que, por outro lado, o uso de descarga de rios como indicador climático pode apresentar vários complicadores ou desvantagens, pois mudanças no uso da terra podem mudar o regime dos rios, a construção de barragens pode aumentar a evaporação, sendo provável que mude a variabilidade sazonal do rio; o desvio do fluxo para irrigar terras também pode diminuir o fluxo e mudanças graduais no leito do rio, formadas através de erosão ou depósitos de sedimentos, podem ser ignoradas no cálculo das curvas-chave (ou curva de descarga) para estimar a vazão do rio.

Na bacia amazônica surge ainda outro complicador que é sua grande extensão (MOLINIER, et al., 1996). Portanto, as análises aqui apresentadas sobre a relação entre chuva e vazão foram feitas por sub-regiões identificadas pela análise de cluster, tal como apresentado no capítulo 5.

Para os dados totais anuais observados, a correlação linear entre precipitação e vazão foi significativa para o tamanho da amostra considerado, 35 anos, apresentando nível de significância igual ou superior a 99,5% em todas as sub-regiões, exceto para a sub-região Amazonas-Foz, que apresentou correlação linear entre vazão e precipitação com significância estatística de 97,5%, calculada com o teste de *t*-Student (Tabela 3).

Quanto aos valores mensais (420 meses), os valores da correlação linear entre a vazão e a precipitação foram significativos para todas as sub-regiões, para o nível de 99,5% de significância estatística. Os valores de *t*-Student foram, em geral, maiores para as séries temporais mensais do que para as anuais, mostrando que a variabilidade de vazão pode representar bem a variabilidade da precipitação nesta escala.

Tabela 3 - Correlação linear entre precipitação e vazão, nas escalas anual e mensal, para o período de 1976 a 2010, com dados observados. Os originais de vazão e precipitação dados foram adquiridos do sistema Hidroweb/ANA. Observação: (*) A correlação linear anual entre precipitação e vazão da região Amazonas-Foz apresenta significância estatística para o nível de 97,5%.

	ESCALA ANUAL		ESCALA MENSAL	
	r	t-Student (99,5%)	r	t-Student (99,5%)
Norte	0,52998	3,5901	0,34958	7,6284
Amazonas-Foz	0,33431	2,0377*	0,20975	4,3859
Oeste	0,69724	5,5878	0,39943	8,9078
Sul	0,75762	6,6679	0,27479	5,8430
Central	0,56539	3,9377	0,20720	4,7698

A sub-região Amazonas-Foz apresenta a menor correlação para os valores anuais (Tabela 3). O que pode ser explicado pelo fato de esta sub-bacia receber a água afluente de todas as demais sub-bacias, ou seja, a chuva que ocorre nesta região está menos diretamente relacionada com a vazão observada. Na escala mensal, o valor do r é 0,209, assim como o valor anual, é baixo (maior que a correlação calculada somente para a sub-região Central, $r=0,207$). A possível explicação física para este valor baixo de correlação entre dados mensais é a mesma que se faz para os valores anuais.

A sub-região que apresenta a maior correlação linear entre chuva e vazão, na escala anual, é a sub-região Sul (0,757), mostrando grande coerência entre estas variáveis hidrológicas. Porém, apresenta, para os valores mensais, correlação igual a 0,274 (terceiro maior valor). Vale lembrar que a sub-região Sul, das sub-regiões analisadas, apresenta o maior ciclo sazonal (grande amplitude de precipitação/vazão entre o período seco e chuvoso). O relativamente baixo valor de correlação linear entre chuva e vazão para dados mensais desta bacia pode ser parcialmente explicado pela maior interferência da superfície na água precipitada. No início do período chuvoso a água da chuva deve ser usada inicialmente para suprir o déficit hídrico do solo, que se tornou mais seco durante o período de pouca chuva. Somente após o

encharcamento do solo é que a precipitação começa a contribuir para o aumento do nível dos rios; também quando encerra o período chuvoso, ainda há água no solo, o que mantém elevado o nível dos rios por algum tempo (variável em cada sub-bacia), fazendo com que a correlação linear para dados mensais seja menor do que para os valores anuais. Ainda assim, pode-se afirmar que há uma correlação importante entre chuva e vazão para esta sub-região.

A sub-região Oeste apresenta, também, significativo valor de correlação linear entre chuva e vazão (0,69724) para valores anuais, sendo o segundo maior resultado dentre as sub-regiões analisadas. Essa alta correlação anual é reforçada quando se verifica o valor da correlação na escala mensal. A sub-região Oeste apresenta o maior valor de correlação linear na escala mensal, igual a 0,399. Esse valor é importante para a presente pesquisa já que a vazão dos rios tende a bem representar a variabilidade da precipitação.

Na sub-região Central verificou-se valor de correlação linear entre chuva e vazão anual relativamente alto, igual a 0,565, o terceiro maior valor de correlação dentre as sub-regiões consideradas. Para os dados mensais, o valor da correlação linear foi o menor de todas as sub-regiões, igual a 0,207. Esta sub-região é a que mais recebe água diretamente de outros países (Figura 24), com os rios formadores do Solimões, ao norte, e os formadores do Madeira, ao sul (LARAQUE et al., 2007). Para os formadores do Solimões, cerca de $46.880 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ são registrados como valor médio mensal de vazão na estação de São Paulo de Olivença, no rio Ucayali/Marañon, principal formador do Solimões; cerca de $8.634 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ provêm do rio Putumayo (que no Brasil é chamado de rio Iça), na estação de Boa União, e cerca de $13.747 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ são registrados na estação de Vila Bittencourt, no rio Japurá. Assim, verifica-se que a maior contribuição advém do norte da sub-região, contribuindo com 67% da vazão recebida.

Figura 24 - Localização da bacia amazônica brasileira no norte da América do Sul e de seus principais rios.

Na formação do rio Madeira, ao sul da região amazônica, a sub-região Central recebe, em média, um afluxo de $17.959 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ da bacia do rio Madeira-Mamoré, na estação Abunã. Tem sua nascente na Bolívia e os tributários rio Madre de Diós (com nascente no Peru, percorrendo a Bolívia), rio Beni e rio Mamoré-Grande (Bolívia).

A sub-região Norte apresenta valor de correlação linear entre chuva e vazão anual igual a 0,529, o segundo menor dentre as sub-regiões consideradas. Porém, para os dados mensais, o valor de correlação linear é o segundo maior, igual a 0,349. A sub-região Norte recebe água do rio Uaupés (que ao confluir com o rio Içana dá origem ao rio Negro), que nasce na Colômbia e entra no Brasil pela cidade de Iauaretê. Infelizmente, não há estação meteorológica para registro da vazão que provém deste rio. Esta sub-região é a que apresenta as menores taxas totais de vazão, sendo constituída em grande parte por pequenos rios.

Procurando identificar como é a associação entre precipitação e vazão para cada mês separadamente, para as diferentes sub-regiões, apresenta-se a Tabela 4. Para a sub-região Norte as correlações lineares mais significativas ocorrem nos meses secos (agosto a março).

Tabela 4 - Correlação linear entre precipitação e vazão para as sub-regiões Norte, Amazonas-Foz, Oeste, Sul e Central, na escala mensal, para o período de 1976 a 2010. Os dados são observados, obtidos do sistema Hidroweb/ANA. Os valores em negrito atingem o valor mínimo de r exigido para significância estatística de 95%, considerando o tamanho da amostra ($n=35$), com $t\text{-crítico} = 1,690$ (ROGERSON, 2012, p, 190).

	Norte		AmazFoz		Oeste		Sul		Central	
	R	t-Student	r	t-Student	r	t-Student	r	t-Student	r	t-Student
		(95%)		(95%)		(95%)		(95%)		(95%)
J	0,583	4,123	0,074		0,297	1,786	0,226		-0,131	
F	0,567	3,955	0,282	1,690	0,562	3,911	0,341	2,089	0,321	1,947
M	0,155		0,491	3,245	0,310	1,873	0,122		0,223	
A	0,449	2,892	0,152		0,42	2,686	0,400	2,512	0,384	2,396
M	0,256		0,412	2,601	0,629	4,649	0,552	3,810	0,227	
J	0,022		0,237		0,291	1,747	0,433	2,763	-0,037	
J	0,179		0,192		0,397	2,486	0,154		0,203	
A	0,362	2,233	-0,248		0,376	2,336	0,210		0,276	
S	0,541	3,701	0,322	1,953	0,348	2,135	0,338	2,063	0,273	
O	0,500	3,324	0,350	2,150	0,119		0,249		0,289	1,734
N	0,696	5,574	-0,159		0,414	2,616	-0,037		0,229	
D	0,449	2,892	0,253		0,534	3,637	0		0,432	2,755

Para a sub-região Amazonas-Foz, a correlação para cada mês também é significativa para os meses de fevereiro, março, maio, setembro e outubro. Não há correlação significativa para a maioria dos meses, provavelmente, devido ao fato de a vazão dos rios dessa sub-região ser, em grande parte, proveniente de áreas externas a ela.

Para a sub-região Oeste tem-se valores significativos de correlação linear, ao nível de 95%, para todos os meses do ano (exceto outubro), tanto para o período seco (junho a novembro) quanto para o período chuvoso (dezembro a maio). Na sub-região oeste os rios apresentam vazão baixa em comparação às outras, sendo que a maior parte dos rios tem nascente nesta sub-região, não devendo haver muita defasagem temporal entre chuva e a vazão registrada.

Para a sub-região Sul verificam-se, de forma geral, baixos valores de significância estatística para a correlação linear nos diferentes meses. Esta região é a que apresenta a maior amplitude de chuva e vazão entre os períodos seco (abril a setembro) e chuvoso (outubro a março). Como foi detectado déficit hídrico durante o período seco e registro de grandes volumes de precipitação no período chuvoso no decorrer do período analisado, 1976 a 2010, atribui-se a esta variação a baixa correlação linear estimada para cada mês, especialmente os de alteração do período seco (chuvoso) para o chuvoso (seco). Isso ocorre porque, quando cessam as chuvas do período chuvoso, os rios continuam com significativo caudal tendo em vista a água armazenada no solo e, por outro lado, na transição do período seco para o chuvoso, mesmo iniciando-se as chuvas, a vazão do rio não aumenta de imediato porque a água será infiltrada, abastecerá os lençóis freáticos e, somente então, haverá água disponível para aumentar a vazão dos rios.

Na sub-região Central, a correlação linear estimada apresenta significância estatística, ao nível de 95%, nos meses de fevereiro, abril, outubro e dezembro.

A seguir serão apresentados os gráficos com as anomalias de dados anuais de chuva e vazão para todas as sub-regiões (Figuras 25 a 29).

Figura 25- Anomalia anual de vazão e chuva para a sub-região Norte para o período de 1976-2010.

Figura 26- Anomalia anual de vazão e chuva para a sub-região Amazonas-Foz para o período de 1976-2010.

Figura 27- Anomalia anual de vazão e chuva para a sub-região Oeste para o período de 1976-2010.

Figura 28- Anomalia anual de vazão e chuva para a sub-região Sul para o período de 1976-2010.

Figura 29- Anomalia anual de vazão e chuva para a sub-região Central para o período de 1976-2010.

Procurando entender melhor como se dá a relação entre chuva e vazão calculou-se a correlação linear para os dados nos mesmos meses (*lag* 0) e com atraso de 1 a 10 meses (*lag* 1 a 10), conforme mostrado na Tabela 5. Verifica-se que os maiores valores de correlação ocorrem no *lag* 0 para todas as sub-regiões, apesar dos baixos valores de correlação apresentados por quase todas as sub-regiões quando analisados os dados mensais (sem uma sequência temporal).

Tabela 5 - Valor de *r* para diferentes lags (dados observados, ou seja, com anomalia e sazonalidade)

	r Norte	r Amazonas-Foz	r Oeste	r Sul	r Central
Lag0	0,349579	0,20975	0,39943	0,27479	0,2272
lag 1	0,0718	0,1656	-0,0304	0,11399	0,08092
lag2	0,01537	0,146	0,04874	0,06236	0,07494
lag3	0,04921	0,10742	0,03591	0,05618	0,05689
lag 4	0,0566	0,06717	0,06083	0,09465	0,04136
lag 5	0,03695	0,07897	0,05834	0,07793	0,00534
lag 6	0,02372	0,04879	0,03617	0,07329	-0,0463
lag 7	0,0107	0,02167	-0,071	0,02842	-0,0876

lag 8	0,036	0,03196	-0,0396	0,02373	-0,0983
lag 9	0,00914	0,06061	-0,0426	0,02865	-0,0512
lag 10	-0,0252	0,02996	-0,0981	0,03155	-0,083

A Figura 30 mostra os gráficos de como se dá a correlação temporal entre vazão e precipitação para as cinco sub-regiões homogêneas.

Figura 30- Painele com os resultados, em gráficos, das correlações entre chuva e vazão com defasagem temporal de 0 a 10 tempos.

Pode-se afirmar, a partir desses resultados, que há uma correlação efetiva entre chuva e vazão para as cinco sub-regiões analisadas, e que o tempo entre chuva e descarga é mais próximo de um mês (ou menor que um mês).

Portanto, os dados de vazão confirma-se como uma variável fundamental e confiável nos estudos de variabilidade climática.

7 TENDÊNCIA LINEAR PARA CHUVA E VAZÃO NA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA

Em um momento em que se discutem as possíveis influências antrópicas na alteração dos componentes climáticos, a Amazônia é destaque global. Com a utilização de imagens de satélite e Modelos Gerais de Circulação Atmosférica (MCGA) passou-se a compreender o globo como um todo integrado, em que alterações em uma determinada região podem afetar a circulação atmosférica em outros pontos do globo. Assim, surge a preocupação de que o desmatamento da Amazônia poderia causar alterações climáticas regionais ou globais, por exemplo, na América do Sul e América do Norte através de mecanismos de circulação global (ZHANG et al., 1996b; ELTHAIR e BRAS, 1996; GEDNEY e VALDES, 2000; WERTH e AVISSAR, 2002; MEDVIGY et al., 2011 e 2012). Procurar entender como os componentes climáticos na região Amazônica vêm evoluindo através dos anos de registro torna-se interessante para averiguar se (e como) tais alterações estão ocorrendo e como podem ser ligadas a anomalias de TSM, ao desmatamento ou alterações intrínsecas à dinâmica local da floresta, acoplada à atmosfera.

Uma das técnicas utilizadas para compreender como estão se comportando os componentes climáticos de uma determinada área é o estudo da tendência linear dos conjuntos de dados, como uma forma de diagnóstico. No caso da bacia Amazônica, estudos têm procurado entender a tendência linear de seus componentes climáticos, utilizando métodos/metodologias, dados e modelos distintos, levando a resultados também distintos. Costa e Foley (1999), ao analisarem dados de reanálise NCEP/NCAR de 1976-1996 para a bacia amazônica, identificaram uma estabilidade nos valores de precipitação, evapotranspiração e escoamento superficial, ao mesmo tempo em que evidenciaram aumento na reciclagem da precipitação na bacia e uma redução do transporte de umidade, tanto para dentro quanto para fora da bacia.

Nobre et al. (1991), Cox (2008), Marengo et al. (2012), Fu et al. (2013), dentre outros, identificam uma tendência negativa de precipitação na bacia amazônica para os períodos analisados em suas pesquisas. Já Chen et al. (2001), ao utilizarem dados da reanálise NCEP/NCAR para o período de 1960/61 a 1995/96, identificaram ciclos interdecenais e, ao contrário do evidenciado pela maioria dos trabalhos de sobre tendência na bacia amazônica, os autores verificaram um aumento nos valores de precipitação para o período analisado, com uma intensificação do ciclo hidrológico. Portanto, fica clara a necessidade do aprofundamento dos estudos sobre a tendência linear para dados de chuva e vazão na bacia amazônica, já que no estado atual não há consenso.

Para as cinco sub-regiões homogêneas analisadas, a vazão apresenta tendência linear negativa, no período 1976-2010, nas sub-regiões Sul, Oeste e Central (todas elas localizadas na vertente sul do leito principal do Amazonas) e, tendência linear positiva nas sub-regiões Norte e Amazonas-Foz (localizadas predominantemente na vertente norte do rio Amazonas). Os dados mensais de vazão em cada sub-região considerada e a respectiva tendência linear no período 1976-2010 podem ser visualizados nas Figuras 31 a 35.

Figura 31- Série temporal da vazão mensal para a sub-região Norte, 1978-2010.

Figura 32- Série temporal da vazão mensal para a sub-região Amazonas-Foz, para 1976-2010.

Figura 33- Série temporal da vazão mensal para a sub-região Oeste, para 1976-2010.

Figura 34- Série temporal da vazão mensal para a sub-região Sul, para 1976-2010.

Figura 35- Série temporal da vazão mensal para a sub-região Central, para 1976-2010.

Embora as sub-regiões Sul, Oeste e Central tenham apresentado tendência negativa da vazão, respectivamente, 39%, 5% e 6%, apenas a sub-região Sul apresentou significância estatística segundo o Método de Mann-Kendall e o teste t, como apresentado na Tabela 6. No caso das sub-regiões Norte e Amazonas-Foz, as tendências foram positivas com aumento respectivo de 0,6% e 9,26% durante todo o período, sendo a tendência significativa somente para a sub-região Amazonas-Foz, segundo o teste t.

Tabela 6– Tendência linear da vazão (%) nas cinco sub-regiões da bacia Amazônica, Norte, Amazonas-Foz, Oeste, Sul e Central, para o período de 1976 a 2010.

	% tendência	Mann-Kendall*	t-Student > 95%
Norte#	0,60%		
Amazonas-Foz	9,26%	0,20%	1,7398
Oeste	-5,32%		
Sul	-39,75%	0,07%	2,83538
Central	-6,45%		

Período de 1978-2010.

* O valor apresentado nesta coluna representa o risco de erro em se assumir que a tendência é significativa.

Quando se analisa a espacialização da tendência linear de vazão nos postos considerados (Figuras 36 e 37) é verificada significativa regionalização dos sinais positivos e negativos de tendência entre as áreas mais ao norte e mais ao sul da bacia Amazônica brasileira, respectivamente, para as séries nas duas escalas temporais, mensal e anual.

Figura 36- Tendência linear dos dados mensais de vazão na Bacia Amazônica, de 1976 a 2010.

Figura 37- Tendência linear dos dados anuais de vazão na Bacia Amazônica, de 1976 a 2010.

Marengo (2009) ao analisar os índices *northern Amazonian rainfall* (NAR) e *southern Amazonian rainfall* (SAR) (com áreas de abrangência similares às apresentadas nas Figuras 35 e 36) para o período de 1920 a 2000 verificou tendência negativa para o NAR e positiva para o SAR. No entanto, as tendências obtidas pelo autor são fracas e, estatisticamente significativas (com 95%) somente para a porção sul. Seus resultados sugerem a existência de vários ciclos de tendências positivas e negativas para cada uma das regiões analisadas, tendências essas associadas à variabilidade da TSM tanto na região dos Niños quanto no Atlântico tropical. O autor sugere, portanto, que mais estudos são necessários para se verificar se, além da variabilidade natural (associada à TSM, por exemplo), a tendência linear identificada pode advir de mudanças no padrão do uso do solo.

Li et al. (2008) utilizaram o *Standard Precipitation Index* (SPI), para dados na escala temporal de seis meses, para verificar se o seu valor havia mudado na parte sul da região amazônica durante o período de registro (1970-

1999). Utilizando os dados de precipitação do CRU, verificaram que as mudanças observadas no SPI excedem a amplitude da variabilidade climática natural. Os resultados mostram que a tendência negativa de SPI (-0,32 por década para o período de 1970-1999) pode ser mais bem explicada por resultados de simulações numéricas que levam em conta as forçantes antropogênicas e externas (energia solar e aerossóis vulcânicos) do que pela variabilidade natural do sistema climático. Para o futuro, os resultados de Li et al. (2008) sugerem a possibilidade de mais fortes e mais freqüentes eventos extremos de seca na parte sul da bacia amazônica em relação ao observado no século XX.

Sampaio et al. (2007) usaram um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) para simular os impactos climáticos da transformação da floresta em pastagem ou plantação de soja, aplicado ao leste da Amazônia. Os autores verificaram uma acelerada diminuição da chuva tanto para a pastagem quanto para a soja, particularmente na estação seca.

Enquanto Elthair e Bras (1994) reportaram um fraco impacto do desmatamento no ciclo da água no centro-oeste da Amazônia (especialmente no período seco), Coe et al. (2002) apresentaram fortes efeitos. Simulações realizadas em um modelo regional por Ramos da Silva et al. (2008) também mostram um gradual decréscimo na chuva (projetado para o futuro) com o aumento do desmatamento, apesar de maior variabilidade espacial e fortes efeitos quando o evento El Niño é observado.

Os resultados de Chu et al. (1994) indicam redução na precipitação na bacia amazônica com incremento de área desmatada após análise de dados de radiação de onda longa emergente (ROLE) de 1974-1990. Dickinson e Henderson-Sellers (1988) evidenciaram, através de modelagem numérica, que o desmatamento reduz a precipitação e evaporação e aumenta a extensão da estação seca. Nobre et al. (1991) e Shukla et al. (1990) identificaram diminuição na precipitação em uma taxa de 20-30% devido ao desmatamento, com uma ampla diminuição na parte central e norte da bacia.

Modelos atmosféricos de escala global (MCGA) têm sido aplicados com foco nas alterações de uso do solo na Amazônia, visando compreender o papel da cobertura de terra e sua regulação no clima global e regional. São feitas

comparações entre simulações climáticas com cenários da cobertura atual do solo e cenários de desmatamento na região Amazônica. Resultados com esses modelos indicam uma ampla diminuição de recursos de água na Amazônia como resultado do desmatamento, devido à redução da evapotranspiração e baixa geração de nuvens de chuva (MULLIGAN et al., 2013, p. 23). Como consequência da redução da evapotranspiração e formação de nuvens de chuva estudos apontam para uma diminuição na recirculação (ou reciclagem de chuva) para a bacia amazônica (LAURANCE e WILLIAMSON, 2001; D'ALMEIDA et al., 2007), desencadeando um processo de retroalimentação positiva. Além disso, circulação atmosférica em larga escala e, portanto, ciclos de água e energia, fluxos de calor latente e sensível, também são afetados pelo desmatamento e pela fragmentação da floresta devido à diminuição da rugosidade da superfície, da extração de água do solo pela vegetação degradada e ao aumento do albedo, levando a reduções no balanço de radiação em superfície (NOBRE *et al.* 1991; ELTAHIR e BRAS, 1996; ROY e AVISSAR 2002; VOLDOIRE e ROYER, 2004; D'ALMEIDA et al., 2007). Com a redução do calor latente, já que há menor liberação deste devido à diminuição da evapotranspiração com o desmatamento, há um aumento do calor sensível, o que faz com que haja aumento da temperatura.

Modelos regionais (domínios de 10^2 - 10^5 km²) têm sido também utilizados para simular os impactos do desmatamento sobre a circulação atmosférica em escalas mais finas (ROY e AVISSAR 2002; D'ALMEIDA et al., 2007). Para a Amazônia, esses modelos projetam mudanças na intensidade e distribuição espacial da precipitação bem como um aumento na sazonalidade da quantidade de nuvens em áreas de altas taxas de desmatamento (AVISSAR e LIU, 1996; D'ALMEIDA et al., 2007). Esses efeitos são atribuídos à interrupção da circulação atmosférica devido aos impactos do uso da terra na espessura da camada limite convectiva, na umidade no solo, na temperatura de superfície e nos fluxos de calor sensível e latente (CHEN e AVISSAR, 1994; ROY e AVISSAR 2002; DURIEUX et al. 2003). Além disso, tem sido sugerido que significativas mudanças sazonais e diárias na cobertura de nuvens podem ocorrer em áreas de significativa conversão de floresta para pastagem (ROY e AVISSAR 2002; DURIEUX et al., 2003). Em áreas desmatadas, foram

simulados baixos níveis de quantidade de nuvens no começo das tardes e menos convecção durante a noite e começo da manhã, durante a estação seca, e, aumento da nebulosidade durante as noites, na estação úmida (ROY e AVISSAR 2002; DURIEUX et al., 2003). Também tem sido continuamente sugerido aumento da convecção ao longo das bordas entre as áreas desmatadas e florestadas (D'ALMEIDA et al., 2007).

Fisch et al. (2004) mostraram que há diferenças na circulação na camada laminar convectiva (*convective boundary layer* – CBL) sobre floresta e pastagem na Amazônia. Tal diferença de circulação pode afetar significativamente o tempo e a formação das nuvens, alterando potencialmente tanto a intensidade quanto a distribuição da precipitação. Avissar e Liu (1996) mencionam, entretanto, que uma paisagem com descontinuidade relativamente alta tende a produzir mais precipitação do que uma superfície homogênea, induzindo a uma retroalimentação negativa que, em último grau, tenderia a eliminar a descontinuidade. Os resultados de Avissar e Liu (1996) vão claramente ao sentido contrário dos impactos climáticos obtidos em situações de desmatamento acentuado, verificados por estudos observacionais.

Os modelos de coluna simples (de micro escala) permitem verificar mais precisamente processos de causa e efeito no sistema climático. O modelo de coluna usado por D'Almeida et al. (2007) simulou a ocorrência de mais chuva em áreas florestadas do que em pastagens. Estes experimentos referem-se a escalas menores, e, na maior parte das vezes, não representam a interação horizontal na atmosfera.

Ao contrário dos trabalhos apresentados até aqui, Marengo e Nobre (2001) e Marengo (2004) mostram uma oposição entre a evolução da chuva em longo prazo no norte e no sul da Amazônia. Em geral, menos chuva tem sido observada no norte desde o final dos anos de 1970 enquanto o oposto ocorre no sul. Marengo (2004) atribui este aumento de chuva no sul da Amazônia a uma intensificação dos alísios de nordeste e ao aumento de vapor d'água transportado do Atlântico norte para o centro da Amazônia.

Chen et al. (2001), utilizando dados de reanálise NCEP/NCAR e GHCN (*Global Historical Climatological Network*), afirmam que, ao contrário do que os modelos indicam (redução da chuva na Amazônia com o desmatamento) o que

se observa é um aumento da chuva e uma intensificação do ciclo hidrológico. Segundo eles, isso ocorreria devido a uma variabilidade interdecenal, ligada a circulação global, que traz mais umidade para a Amazônia brasileira, através dos ventos de leste. Eles verificaram também uma diminuição da pressão nessa região. Esse efeito global poderia anular possíveis efeitos que o desmatamento teria para a região em estudo. Tal aspecto pode também ser advindo do aquecimento geral observado na América do Sul nos últimos 100 anos (CHEN et al., 2001).

A escassez de registro de dados de longo-termo, com alta resolução de chuva e descarga de rios, coincidindo com confiáveis registros de mudanças de uso sobre os mesmos períodos, na escala de país, tem limitado a habilidade de se atingir consenso sobre os processos mais significativos do impacto do desmatamento na vazão dos rios da região amazônica.

Porém, apesar das tendências lineares de precipitação e vazão na região amazônica não serem claras, a maior parte dos estudos têm verificado aumento na frequência das secas e mudanças no ciclo sazonal da precipitação na porção sul da bacia amazônica (FU et al., 2013; BEVAN et al., 2009; COX et al., 2008; LI et al., 2008; ZHANG et al., 1996a).

Analisando-se os resultados da tendência linear para os dados mensais de chuva, nas Figuras 38-42, verifica-se que as sub-regiões Oeste, Sul e Central, apresentam tendência linear negativa, com reduções de 5,54%, 9,59% e 15,86%, respectivamente, e as sub-regiões Norte e Amazonas-Foz apresentam, para o mesmo período, tendências positivas, de 7,36 e 6,48%, respectivamente. A única sub-região que apresenta valor significativo, tanto para o teste de Mann-Kendall quanto para o t de Student, é a Central.

Figura 38- Série temporal de chuva mensal para a sub-região Norte (1976-2010).

Figura 39- Série temporal de chuva mensal para a sub-região Amazonas-Foz (1976-2010).

Figura 40- Série temporal de chuva mensal para a sub-região Oeste (1976-2010).

Figura 41 - Série temporal de chuva mensal para a sub-região Sul (1976-2010).

Figura 42- Série temporal de chuva mensal para a sub-região Central (1976-2010).

É interessante notar que o padrão de aumento de precipitação nas sub-regiões Norte e Amazonas-Foz e de redução nas sub-regiões Oeste, Sul e Central, tal como verificado nos dados de vazão, se repete. A Tabela 7 apresenta os valores percentuais de tendência de chuva bem como os resultados dos testes estatísticos de Mann-Kendall e t-Student. Verifica-se que somente a sub-região Central apresentou valor significativo para tendência negativa em ambos os testes.

Tabela 7- Tendência linear de chuva (%) nas cinco sub-regiões da bacia Amazônica, Norte, Amazonas-Foz, Oeste, Sul e Central, para o período de 1976-2010.

	% tendência	Mann-Kendall*	t-Student > 95%
Norte	7,36%		
Amazonas-Foz	6,48%		
Oeste	-5,54%		
Sul	-9,59%		
Central	-15,86% **	3,69%	2,13428

* O valor apresentado nesta coluna representa o risco de erro em se assumir que a tendência é significativa.

Com a espacialização dos resultados de tendência linear, pode-se observar que os resultados para os dados de precipitação não são tão espacialmente homogêneos quanto os resultados para os dados de vazão, tal

como indicado nas Figuras 43 e 44. Resultados de anomalias positivas significativas na parte sul da bacia amazônica brasileira merecem mais atenção em estudos posteriores, não sendo possível, neste momento, identificar sua explicação física.

No estudo realizado por Chen et al. (2001), verificou-se o aumento da chuva nos países da bacia amazônica desde 1960, concordando com os resultados de Chu et al. (1994) e de Curtis e Hastenrath (1999), que identificaram aumento de convergência de umidade na região amazônica por meio de dados de ROLE para os períodos de 1974 a 1990 e 1974 a 1997, respectivamente. Marengo et al. (2012) também sugerem que alterações combinadas na TSM do Pacífico centro-leste equatorial (águas mais frias) e no Atlântico poderiam levar a um aumento do influxo de umidade para a região amazônica, aumentando a convecção nesta área. Os resultados e processos descritos nos trabalhos citados, porém, devem ser aprofundados e podem auxiliar na busca de explicações para as tendências positivas de chuva em alguns postos localizados na porção sul da bacia amazônica brasileira.

Figura 43- Tendência linear para dados mensais de chuva, para o período de 1976-2010.

Figura 44- Tendência linear para os totais anuais de chuva, no período de 1976-2010.

Quando se analisam os resultados para os dados anuais de precipitação o padrão espacial é bastante semelhante ao obtido para valores mensais. Para a chuva, o padrão é o mesmo, com tendência positiva e não significativa para as sub-regiões Norte e Amazonas-Foz e, negativa para as sub-regiões da parte sul da bacia amazônica (Oeste, Central e Sul), porém, significativa somente para a sub-região Central.

Quando analisam-se os gráficos de tendência de chuva e vazão anuais, conforme Figura 45, verifica-se que apresentam-se tendências com mesmo sinal para todas as sub-regiões, destacando-se os sinais mais fortes no caso da tendência negativa de vazão para a sub-região Sul (45-g) e tendência positiva de chuva para a sub-região Central (45-j).

TENDÊNCIA DE VAZÃO ANUAL	TENDÊNCIA DE PRECIPITAÇÃO ANUAL
<p>(a)</p> <div data-bbox="229 427 780 763"> <p>TOTAL ANUAL DE VAZÃO: NORTE</p> <p>$y = -1,182x + 84959$</p> </div> <p>t-Student: 0,009 (não significativo)</p>	<p>(b)</p> <div data-bbox="813 427 1364 763"> <p>TOTAL ANUAL DE CHUVA: NORTE</p> <p>$y = 5,571x + 2307$</p> </div> <p>t-Student: 1,715 (significância > 95%)</p>
<p>(c)</p> <div data-bbox="229 875 780 1256"> <p>TOTAL ANUAL DE VAZAO: AMAZONAS-FOZ</p> <p>$y = 1548,x + 49581$</p> </div> <p>t-Student: 2,445 (significância > 90%)</p>	<p>(d)</p> <div data-bbox="813 875 1364 1256"> <p>TOTAL ANUAL DE CHUVA: AMAZONAS-FOZ</p> <p>$y = 6,735x + 2123$</p> </div> <p>t-Student: 1,480 (significância > 90%)</p>
<p>(e)</p> <div data-bbox="229 1368 780 1760"> <p>TOTAL ANUAL DE VAZAO: OESTE</p> <p>$y = -2,726x + 17249$</p> </div> <p>t-Student: 0,077 (não significativo)</p>	<p>(f)</p> <div data-bbox="813 1368 1364 1760"> <p>TOTAL ANUAL DE CHUVA: OESTE</p> <p>$y = -2,672x + 2238$</p> </div> <p>t-Student: 0,958 (não significativo)</p>
<p>(g)</p>	<p>(h)</p>

Figura 45-Dados anuais (total observado, sem suavização) de chuva e vazão (1976-2010) para as sub-regiões homogêneas da bacia Amazônica (Norte, Amazonas-Foz, Oeste, Sul e Central).São indicados os resultados de significância para cada uma das sub-regiões.

Ao verificarmos os resultados apresentados na Tabela 8 pode-se identificar que os dados de vazão anual da sub-região Norte indicam uma pequena mudança no sinal da tendência em relação aos valores mensais: para os valores mensais, a tendência da vazão é igual a 0,6% e para valores anuais, igual a -0,4%, não significativa nos dois casos. Para as demais sub-regiões, os resultados de tendência da precipitação apresentaram sempre o mesmo sinal, positivo ou negativo.

Tabela 8- Tendência linear (%) para valores mensais e anuais, para vazão e precipitação, para as cinco sub-regiões homogêneas da bacia Amazônica (Norte, Amazonas-Foz, Oeste, Sul e Central), entre 1976 e 2010. ** Significa valores significativos para o teste de Mann-Kendall.

	VAZÃO		CHUVA	
	Mensal	Anual	Mensal	Anual
Norte	+0,60%**	-0,04%	+7,36%	+8,09%
Amazonas-Foz	+9,26%	+10,34%	+6,48%	+10,50%
Oeste	-5,32%	-0,55%	-5,54%	-4,27%
Sul	-39,75% **	-33,96%**	-9,59%	-7,20%**
Central	-6,45%	-3,41%	-15,86% **	-14,18%**

Comparando-se os resultados dos testes de significância estatística para a tendência linear de chuva e vazão calculada para as cinco sub-regiões homogêneas da bacia Amazônica, fica claro que há tendência negativa para as duas variáveis nas sub-regiões Oeste, Sul e Central e, tendência positiva nas regiões Norte e Amazonas-Foz, entre 1976 e 2010.

A partir dos resultados do teste estatístico de Mann-Kendall aplicado para o cálculo da tendência linear nos dados de chuva e vazão, apresentados na Tabela 9, pode-se afirmar que as tendências são significativas para todos os conjuntos de dados de chuva na sub-região Central e que a sub-região Sul apresenta tendência negativa significativa tanto para dados de chuva quanto para os de vazão. Estas são, portanto, as duas sub-regiões onde as tendências lineares de vazão e precipitação apresentam significância estatística, segundo o teste de Mann-Kendall, o que indica a necessidade de investigação mais profunda.

Tabela 9 - Resultados do teste de Mann-Kendall para as séries temporais de chuva e vazão nas escalas mensal e anual. Os valores da tabela indicam o risco ao se aceitar a hipótese alternativa, ou seja, da tendência calculada não ser estatisticamente significativa. As quadrículas com valores indicam que há significância estatística, segundo o método de Mann-Kendall. As quadrículas vazias indicam que não há significância para a tendência segundo o teste de Mann-Kendall.

	Norte	Amazonas-Foz	Oeste	Sul	Central
Vazão mensal	0,20%			0,07%	
Vazão anual				0,48%	
Precipitação mensal					3,69%
Precipitação anual				4,33%	2,24%

Visando verificar a consistência física do padrão de tendência linear negativa e positiva para chuva e vazão, respectivamente, nas porções sul e norte da bacia amazônica brasileira, outro conjunto de dados foi analisado. Optou-se por gerar mapas a partir dos dados observados de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE), sendo dados interpolados de diversos satélites e períodos de registros, obtidos a partir de arquivos do NCAR (NOAA, 2014, http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html), apresentado na Figura 46. A ROLE é muito utilizada para compreensão dos padrões de precipitação nos trópicos já que fornece informações sobre distribuição e intensidade da convecção (KOUSKY e KAYANO, 1994).

Figura 46– (a) Radiação de Onda Longa Emergente para o período 1976-2010, para a América do Sul, e (b) sua respectiva anomalia relativa ao período 1976-2010 (climatologia). Dados do NOAA.

É possível identificar que há uma anomalia positiva de ROLE no nordeste brasileiro entre 1976 e 2010, adentrando o leste e sudeste da bacia amazônica. Por outro lado, há uma anomalia negativa de ROLE na porção oeste da América do Sul e em áreas próximas ao leito principal do rio Amazonas (não representado na imagem) para o mesmo período. Estes resultados corroboram parcialmente os testes de tendência de chuva e vazão, mostrando que há diminuição da atividade convectiva na porção leste e sul da bacia amazônica e aumento na nebulosidade na faixa norte e central.

Chu et al. (1994) analisam dados de ROLE (medidos por satélites de órbita polar do NOAA) para a bacia amazônica considerando um período de 15 anos (junho de 1974 a setembro de 1990). Regressão linear e teste de Mann-Kendall não-linear foram aplicados para detectar tendências neste estudo. Como resultado, os autores verificaram que em quase todas as bacias a tendência foi negativa, indicando uma tendência de aumento na convecção com o decorrer do tempo (especialmente na porção oeste da bacia). Foram detectadas, porém, tendências positivas de ROLE, porém baixas e pouco significativas, na franja sul da bacia (onde também há o desmatamento).

Silva et al. (2006, p. 9) apresentam uma compilação de resultados de modelos para a bacia amazônica onde há o completo desmatamento, como verificado na Figura 47. É possível identificar que dos nove modelos apresentados, somente o estudo de Polcher e Laval (1994) traz aumento de chuva, sendo que os demais apresentam diminuição das chuvas com o desmatamento.

Table 5. Comparison of some GCM Amazonian deforestation experiments (adapted from Pitman et al., 1993)

	Dickinson and Kennedy (1992)	Henderson-Sellers et al. (1993)	Lean and Rowntree (1993)	Nobre et al. (1991)	Polcher and Laval (1994a)	Polcher and Laval (1994b)	Manzi and Planton (1996)	Lean et al. (1996)	This experiment
Model	CCM1	CCM1-0Z	UKMO	NMC	LMD	LMD	EMERAUDE	UKMO	SDM
Resolution	4.5° × 7.5°	4.5° × 7.5°	2.5° × 3.75°	1.8° × 2.8°	2.0° × 5.6°	2.0° × 5.6°	2.8° × 2.8°	2.5° × 3.75°	10° latitude
Surface	BATS	BATS	Warrilow et al. (1986)	SIB	SECHIBA	SECHIBA	ISBA	Warrilow et al. (1986) + interactive resistance + multilayer hydrology	Based on BATS
ΔT (°C)	+0.6	+0.6	+2.1	+2.0	+0.1	+3.8	+1.3	+2.3	+0.9
ΔP (mm)	-511.0	-588.0	-295.7	-640.0	-186.2	+394.0	-15.0	-157.0	-151.2
ΔE (mm)	-25.5	-232.0	-198.0	-500.0	-127.8	-985.0	-113.0	-295.7	-138.6

Figura 47- Comparação entre experimentos com modelos numéricos para detecção de alterações climáticas devido ao desmatamento na Amazônia.

Fonte: SILVA et al. (2006, p. 9)

Uma das possíveis explicações da redução da chuva ligada ao desmatamento seria a redução da reciclagem da chuva. Sabendo da importância da reciclagem da chuva (processo de evapotranspiração que alimenta a chuva local), e que o desmatamento teria condições de alterar as características desse processo, várias pesquisas foram desenvolvidas para compreender essa relação entre evapotranspiração e chuva na Amazônia (DICKINSON e HENDERSON-SELLERS, 1988; LEAN e WARRILOW, 1989 e SHUKLA et al., 1990).

Utilizando três anos de simulação em um modelo de circulação geral, floresta e savana foram substituídas por pastagem (a norte de 30° S) sendo modificada, também, a capacidade de infiltração na superfície como parâmetro de solo do modelo, Lean e Warrilow (1989) indicam um enfraquecimento do ciclo hidrológico. Indicam a redução de 20% na precipitação e na evaporação devido a mudanças na rugosidade da superfície e no albedo, além de aumento na temperatura de superfície. Segundo os autores, o aumento do albedo reduz a energia disponível para a ascensão turbulenta do calor sensível e a diminuição da rugosidade diminui a evapotranspiração.

O resultado de Lean e Warrilow (1989) pode ser comparado com o de Dickinson e Henderson-Sellers (1988) quanto à diminuição da evapotranspiração e aumento da temperatura superficial. Mas, Dickinson e Henderson-Sellers (1988) não verificaram alterações quanto à precipitação, verificando somente aumento no escoamento superficial, menor evapotranspiração e aumento da temperatura da superfície com o desmatamento. Os autores indicaram que o período seco foi ampliado em mais ou menos um mês.

Lean e Warrilow (1989) relatam que simulações realizadas sugerem alguns temas comuns: a) que as mudanças na hidrologia de superfície são pelo menos tão importantes quanto as mudanças no albedo de superfície; b) que mudanças na rugosidade da superfície também são significativas; c) que os resultados são sensíveis às parametrizações do modelo e no que se refere ao uso do solo e sua relação com a atmosfera (input da informação terra-superfície); d) e que enquanto os distúrbios locais podem ser intensos, pode

ser difícil estabelecer mudança climática em qualquer área distante da região de perturbação.

Lettau et al. (1979), a partir de dados observados, estimam que a contribuição da chuva precipitada proveniente da evapotranspiração local (reciclagem de precipitação) varia de 16% no leste para 47% no oeste da bacia amazônica. Molion (1976) estimou que a precipitação reciclada na bacia amazônica é de 56%. Contudo, os resultados de Molion e outros autores são bastante divergentes e, muitas vezes, considerados exagerados. Segundo Elthair e Bras (1994) isso ocorre porque Molion (1976) considerou a Amazônia um sistema fechado, onde somente entra ar úmido do Atlântico, porém não sai, ou seja, ele não considera que a bacia amazônica perde muita umidade (no caso, para o sul-sudeste da América do Sul). Elthair e Bras (1994) apresentam, então, um modelo para descrever a variabilidade espacial e temporal do processo de reciclagem da chuva na Amazônia. Usam dois conjuntos de dados e comparam os dois: dados do ECMWF (que resulta em uma reciclagem de 25%) e do GFDL (com uma taxa de 35%). Os dados do ECMWF analisados por Elthair e Bras (1994) sugerem que do total de umidade que vem do Atlântico, 68% sai da bacia amazônica. Segundo os autores, 25% do que chove na Amazônia é evaporado a partir da própria floresta e 75% é proveniente do Atlântico.

Além disso, a redução mais drástica nos valores de vazão para a região desmatada pode revelar uma alteração no ciclo hidrológico. Normalmente, a evapotranspiração é mais intensa logo após a estação chuvosa, havendo redução de água interceptada pela floresta e armazenada no solo, o que faz com que a vazão superficial fique reduzida, especialmente nos meses de seca na região. Um outro processo que pode provocar a diminuição da convecção a leste e sudeste da bacia Amazônica é o movimento vertical compensatório pelo aumento da convecção em áreas mais a oeste da bacia. A intensificação do movimento ascendente a oeste da Amazônia pode provocar a intensificação de movimentos subsidentes (ou, ao menos, o enfraquecimento de movimentos ascendentes) nas áreas mais a leste e sudeste.

Após comparar as simulações obtidas por vários modelos atmosféricos que procuram analisar o cenário climático na bacia amazônica em decorrência

de desmatamento, Mulligan et al. (2013, p. 37) afirmam que “de forma geral, é prevista uma redução no escoamento dos rios para as regiões leste e sul da Amazônia”.

Fu et al. (2013, p. 18110) detectaram que a estação seca está se prolongando no sul da bacia amazônica. Porém, “a ampla incerteza mostrada neste estudo ressalta a necessidade de um esforço focado na melhor compreensão e simulação dessas mudanças sobre o sul da Amazônia”. Segundo resultados de sua pesquisa, o comprimento da estação seca aumentou em uma taxa de $1,3 \pm 0,5$ pântadas, ou, $6,5 \pm 2,5$ dias por década, com erro de 5%. Esse aumento é principalmente causado pelo atraso no fim da estação seca, a uma taxa de $0,9 \pm 0,4$ pântada ou $4,5 \pm 2,0$ dias por década (erro de 5%), também com um evidente decréscimo da chuva em $0,19 \pm 0,04$ mm/dia por década ($p < 5\%$) durante a primavera austral (setembro-novembro). Quando aplicado o teste de tendência mais robusto, Vogelsang, a tendência negativa da precipitação para a primavera é também observada, mas com erro de 10% em vez de 5%, como estimado por Fu et al. (2013).

Fu et al. (2013) atribuem a alteração tanto da maior duração da estação seca quanto na diminuição da quantidade de chuva precipitada durante o final do período seco (primavera austral) à alteração da energia de inibição de convecção local e/ou ao descolamento médio para o polo, no inverno austral, do jato subtropical da AS. Segundo os autores, tais mudanças não podem ser simplesmente associadas à variabilidade dos oceanos Pacífico e Atlântico (FU et al. 2013, p. 18110). Os autores discutem várias hipóteses sobre o que poderia levar à alteração da energia de inibição de convecção, e o que parece melhor explicar tal fenômeno é a conjugação da diminuição da umidade e aumento da temperatura no inverno (período seco). O deslocamento do jato subtropical para o sul poderia estar associado às mudanças da TSM na região dos Niños, ao efeito do aumento dos gases do efeito estufa e, inclusive, às influências do buraco da camada de ozônio, segundo os autores. No entanto, os processos que poderiam causar o aumento da energia de inibição de convecção e o deslocamento do jato subtropical mais para os polos ainda não estão claros (FU et al., 2013, p. 18113).

A diminuição da energia de convecção pode também ocorrer, segundo Fu et al. (2013), devido aos últimos blocos de incursões de frentes frias dos extratropicais, que desencadeiam chuvas na região central do Brasil, não estarem mais ocorrendo ou ocorrendo mais tarde.

Medvigy et al. (2012) identificaram que o desmatamento na Amazônia causou aumento na frequência e intensidade dos eventos frios extremos no sudeste da América do Sul. Não há uma explicação física clara para a diminuição da energia de convecção, mas os autores apontam algumas possibilidades/hipóteses que atuam para fortalecer os anticiclones em superfície associados com eventos extremos frios:

- a) O desmatamento causa aquecimento na Amazônia, que aumenta o gradiente de temperatura norte-sul;
- b) O jato de oeste a 20°S se fortalece;
- c) Uma circulação secundária aparece, o que reduz a velocidade vertical ao sul do jato e aumenta a velocidade vertical ao norte do jato;
- d) esta circulação secundária aumenta a vorticidade anticiclônica em baixos níveis a sul do jato e causa resfriamento em médios níveis a norte do jato.

As conclusões de Dickinson e Henderson-Sellers (1988), Zeng et al. (1996) e Pongratz et al. (2006), quanto às influências do desmatamento nas características do ciclo hidrológico, podem ser agrupadas e sintetizadas da seguinte forma:

a) a diminuição na rugosidade aerodinâmica pela supressão da vegetação de floresta tropical úmida;

b) a diminuição da extração de água do solo e menor evapotranspiração devido ao aumento do escoamento superficial, do albedo da vegetação e do solo seco com a substituição de floresta tropical por gramínea e a diminuição da densidade de raízes

c) redução da troca turbulenta;

d) redução potencial de transferência de energia entre superfície e atmosfera;

e) redução da porção de chuva interceptada pela vegetação.

Dickinson e Henderson-Sellers (1988), através de modelagem numérica, verificaram que a interceptação diminui em todos os meses, exceto em agosto, quando há altos índices pluviométricos nas áreas desmatadas.

Ainda segundo o experimento de Dickinson e Henderson-Sellers (1988), o fluxo de calor sensível e a evapotranspiração são menos sensíveis à quantidade de chuva na área desmatada do que nas áreas de floresta e apresentam níveis constantes quando as taxas de chuva são maiores que $200\text{mm}\text{mês}^{-1}$. Assim também ocorre com o estoque de água no solo, que atinge valores quase constantes de armazenamento em áreas desmatadas quando as chuvas excedem os $200\text{mm}\text{mês}^{-1}$. Nessas condições, quase toda a chuva precipitada em taxa acima da capacidade de armazenamento do solo em área desmatada contribui para o aumento do escoamento superficial. Por isso, os efeitos do desmatamento são mais pronunciados durante o período seco.

Para baixas taxas de chuva, a evapotranspiração é reduzida pelo desmatamento por um fator de dois, fortemente controlada pela mudança na rugosidade, com alguma contribuição da mudança de albedo. Apesar do aumento do albedo estar associado à redução tanto do fluxo de calor latente quanto do calor sensível, o desmatamento contribui, em última instância, para a redução do fluxo de calor latente e para o aumento de calor sensível, principalmente pela diminuição da rugosidade e da quantidade de água no solo, para todas as faixas de taxa de chuva (DICKINSON e HENDERSON-SELLERS, 1988).

O aumento na extensão da estação de seca é consistente com o maior escoamento superficial e a menor capacidade de armazenamento de água no sistema desmatado. Ou seja, quanto mais floresta, maior a eficiência na captação de água pela floresta, maior a evapotranspiração; também, ao contrário da floresta, pastagens não podem sustentar altos índices de evapotranspiração durante longos períodos de seca.

Então, o impacto hidrológico generalizado do desmatamento parece depender tanto da extensão espacial quanto da heterogeneidade do distúrbio,

como um resultado de uma interação distinta terra-atmosfera induzida por cada cenário particular.

Makarieva et al. (2014) destacam que o impacto pode ser ainda mais amplo, pois eles apresentam a teoria da "bomba biótica" que a floresta forma. Segundo a teoria desenvolvida em Makarieva et al. (2013), a evapotranspiração em região de floresta seria um "estoque" de energia potencial disponível para acelerar o ar e direcionar os ventos. Segundo eles, em seu artigo de 2013, a evaporação e a condensação devem ser consideradas como fatores importantes na dinâmica atmosférica. Makarieva et al. (2014), ao aplicar tal teoria à floresta Amazônica, revelam o importante papel da evapotranspiração da floresta em desenvolver um sistema de baixa pressão que "suga" umidade do oceano para o *hinterland* continental. Sendo assim, os autores alertam que o desmatamento pode trazer maiores consequências para a redução das chuvas além das já apresentadas (principalmente ligadas à reciclagem da chuva), já que poderia haver uma redução da umidade dos oceanos que se direciona para a floresta amazônica pelos ventos alísios. Além disso, como dito acima, a evapotranspiração gera energia para dispersar o vento úmido para outras partes da América do Sul, especialmente o Centro-Sul do continente; havendo redução em tal processo, poderão ser notadas alterações nos padrões de chuva nessa região.

Além das questões já levantadas sobre as associações entre clima e anomalias de TSM e os impactos decorrentes do desmatamento, Marengo et al. (2012) incluem a discussão do aquecimento global e suas repercussões nos padrões de chuva na bacia amazônica. Analisando os resultados do cenário A1⁷ do IPCC, os autores prevêem uma redução de 30% na chuva da Amazônia

⁷A linha histórica e o cenário da família A1 descreve um futuro mundial com um rápido crescimento econômico e de população global que chega ao auge na metade do século e então diminui. Prevê também uma rápida introdução de tecnologias novas e mais eficientes. Temas de maior destaque são a convergência entre as regiões, capacidade de elaboração e aumento de interações culturais e sociais, com uma substancial redução nas diferenças regionais na renda per capita. A família de cenários A1 se desenvolve em três grupos que descreve direções alternativas de mudanças tecnológicas no sistema energético. Os três grupos A1 são distinguidos por suas ênfases tecnológicas: fontes fósseis intensivas (A1FI - cenário com maior emissão), fontes de energia não-fósseis (A1T - redução significativa de emissão de gases do efeito estufa) ou um equilíbrio entre todas as fontes (A1B) (IPCC, 2007).

e do Nordeste do Brasil, devido ao enfraquecimento da ZCAS durante o verão austral. Também prevêem uma redução na taxa P-E na bacia amazônica devido a altas temperaturas e a diminuição da chuva.

Além dos efeitos do desmatamento na precipitação e vazão da própria bacia amazônica, Gedney e Valdes (2000) verificam efeitos do desmatamento da Amazônia na circulação atmosférica do hemisfério norte, sugerindo uma associação física direta entre as mudanças sobre a região desmatada na Amazônia e o clima do Atlântico Norte e o oeste da Europa. O desmatamento na Amazônia resulta em menos calor na média troposfera. Isto tende a enfraquecer a circulação local de Hadley, resultando na redução do ar descendente sobre o sudeste dos EUA e, conseqüentemente, no aumento da precipitação nesta região. Adicionalmente, esta alteração modifica a fonte de calor das ondas de Rossby na faixa equatorial-tropical que causam, por sua vez, mudanças na circulação em médias e altas latitudes do inverno do HN. Toda esta alteração está associada ao aumento da precipitação sobre o Atlântico Norte e sobre o oeste da Europa, segundo Gedney e Valdes (2000).

Zhang et al. (1996b) verificam que, depois do desmatamento, os ventos de leste nos baixos níveis da atmosfera (1000-600 hPa) aumentam significativamente (em torno de 50-100%), enquanto que os ventos de oeste em altos níveis também são aumentados. Para a componente meridional do vento, o aumento ocorre depois do desmatamento entre 1000 e 900 hPa, e há decréscimo entre 900 e 700 hPa. O cisalhamento vertical da componente zonal na média troposfera é significativamente aumentado, indicando uma intensificação da instabilidade vertical na bacia amazônica. O aumento dos ventos de leste em baixos níveis é responsável pelo maior influxo de umidade do Atlântico. Com isso, Zhang et al. (1996b, p. 2501) afirmam, com seu experimento, que o desmatamento modifica amplamente a estrutura de divergência e induz mudanças positivas significantes na divergência (convergência reduzida) em baixos níveis e mudanças negativas significantes (divergência reduzida) em altos níveis. Como há aumento do vento de leste,

mais umidade é levada para dentro da bacia Amazônica pelos ventos de baixos níveis, especialmente a partir do Atlântico. Mas, mesmo assim, os autores afirmam que a umidade cai com o desmatamento, atribuindo tal redução à redução da reciclagem da umidade. Porém, ao contrário, Zeng et al. (1996) afirmam que há uma redução no ingresso de umidade do Atlântico, já que, com o desmatamento, há diminuição da liberação do calor latente, que é um dos principais mecanismos desencadeadores da célula de Walker. Zhang et al. (1996b) concluem que o desmatamento da Amazônia pode afetar o clima global, e através da análise da circulação das células de Hadley e Walker e da propagação de ondas de Rossby pela alteração da composição de superfície afirmam que o desmatamento pode afetar o clima de outros lugares, principalmente o leste dos EUA.

Schneider et al. (2006) desenvolveram um experimento com um modelo global de circulação atmosférica (CGCM/COLA) e identificaram que o desmatamento na Amazônica pode intensificar a variabilidade do evento ENOS e aumentar o aquecimento médio anual do Pacífico equatorial leste. Tal processo teria início com o aquecimento da superfície sobre a região desmatada, que mudaria as características médias dos ventos de superfície tanto para o Pacífico quanto para o Atlântico, afetando principalmente a força do vento nos oceanos, com anomalias de ventos de oeste no leste do Pacífico e ventos de leste no Atlântico. No Pacífico, as anomalias dos ventos de oeste levariam a TSM mais elevadas, provavelmente devido à redução da ressurgência da corrente fria de Humboldt. Os autores ressaltam que esse resultado não é óbvio e que outros estudos não verificaram os mesmos resultados. Porém, esse estudo, além de outros apresentados, serve para destacar-se que os efeitos do desmatamento da região Amazônica são ainda pouco conhecidos, complexos, e podem levar a alterações climáticas tanto locais quanto globais.

Visando ampliar a compreensão do processo de transferência hídrica dentre as estações dos anos na área de estudo da presente pesquisa, a análise da tendência linear dos valores mensais de chuva e vazão em comparação com o ciclo anual característico é feita a seguir para as cinco sub-regiões consideradas na bacia amazônica, apresentadas nas Figuras 48 a 57.

A tendência linear de precipitação anual para o período considerado, 1976-2010, para a sub-região Norte é positiva (Figura 48), igual a 7,36%. Quando se analisam resultados mensais da tendência da precipitação para a sub-região Norte, Figura 49, não se identificam padrões distintos para o período seco ou chuvoso. Há tendência positiva em praticamente todos os meses, com exceção de março, abril e outubro, que apresentam valores pequenos de tendência negativa e constituem meses de transição entre o período chuvoso e seco. Tal tendência negativa de precipitação nos meses de transição entre os períodos seco e chuvoso (tanto no início do período chuvoso, março e abril, quanto no final do período chuvoso, outubro) pode indicar uma tendência de redução da duração do período chuvoso, caso o aumento do volume da precipitação observada no final desta estação seja representado apenas pelo aumento da intensidade da chuva e não pelo aumento do número de dias com chuva. Análises com dados de precipitação em escalas menores (diária ou em pântadas) devem dirimir algumas das dúvidas apresentadas.

Figura 48- Ciclo anual e tendência linear da precipitação mensal na sub-região Norte da bacia Amazônica brasileira, para o período 1976-2010.

A análise dos dados de vazão da sub-região Norte, Figura 49, indica um padrão significativo de tendência linear ao longo do ano, com tendência

positiva de janeiro a maio e tendência negativa de junho a dezembro, mostrando um padrão de alteração sazonal definido. O mês com maior tendência positiva é fevereiro, com 41,78%, e o mês com maior tendência negativa é outubro, com -30,67%. O padrão de tendência mensal da vazão nesta sub-bacia pode estar associado a um transporte de umidade dos meses de junho a dezembro para os meses de janeiro a maio. Tal hipótese deve ser verificada com auxílio de campos de fluxo de umidade atmosférica na região.

Figura 49- Ciclo anual e tendência linear da vazão mensal na sub-região Norte da bacia Amazônica brasileira, para o período de 1976-2010.

Ressalta-se que a tendência linear dos dados anuais de chuva e vazão, para a sub-região Norte é positiva igual a 7,36% e 0,6%, respectivamente, e não significativa. Por outro lado, quando se analisa os dados em escala mensal, observam-se diferenças climáticas dentre as estações do ano, tal como evidenciado na Figura 48. Como a tendência positiva de precipitação na sub-região Norte ocorre no final da estação chuvosa e início da seca, entre maio e novembro (Figura 48), a tendência de aumento da vazão entre janeiro e junho (Figura 49) pode estar associada, em parte, ao acréscimo na

precipitação, considerando-se que haja um retardo de oito meses no aumento da vazão.

Assim como a sub-região Norte, a tendência mais significativa de aumento na precipitação na sub-região Amazonas-Foz ocorre durante a estação chuvosa (da metade ao final da estação, março a julho), como evidenciado na Figura 50, indicando não somente o aumento na intensidade da chuva de cada mês, mas, também, o eventual aumento na duração da estação chuvosa uma vez que os meses de maio a julho (final da estação chuvosa) apresentam tendência linear positiva. Por outro lado, os meses da estação seca (agosto a dezembro) apresentam tendências negativas de precipitação, indicando eventualmente o início mais tardio dessa estação. Estes resultados indicam também maior concentração de chuvas na estação chuvosa e mais seca durante as estações secas. Para valores anuais, a tendência linear da chuva na sub-região Amazonas-Foz, no período 1976-2010, é positiva e igual a 6,48%.

Figura 50- Ciclo anual e tendência linear da precipitação mensal na sub-região Amazonas-Foz da bacia Amazônica brasileira, para o período de 1976-2010.

O ciclo sazonal da vazão na sub-região Amazonas-Foz apresenta um máximo nos meses de maio a julho, conforme indicado na Figura 51. Assim como a precipitação, a tendência linear da vazão mensal nesta sub-região apresenta um padrão sazonal com valores positivos durante os meses com as maiores taxas de vazão (janeiro a setembro), e, valores negativos durante os meses com as menores taxas (outubro a dezembro). Tanto na sub-região Norte quanto na Amazonas-Foz o ciclo sazonal da vazão apresenta valores máximos (julho e junho, respectivamente) atrasados em relação aos valores máximos de precipitação (maio e março, respectivamente). Da mesma forma que na sub-região Norte, sugere-se que a estação seca da sub-bacia Amazonas-Foz tem ficado cada vez mais seca e a chuvosa, mais úmida.

Figura 51- Ciclo anual e tendência linear da vazão mensal na sub-região Amazonas-Foz da bacia Amazônica brasileira, para o período 1976-2010.

Ao contrário das sub-regiões Norte e Amazonas-Foz, as demais sub-regiões, Oeste, Sul e Central, apresentam decréscimo da precipitação da estação chuvosa no decorrer da série temporal analisada, de 1976 a 2010, tal como ilustrado nas Figuras 52, 54 e 56. A sub-região Oeste apresenta aumento da intensidade da precipitação nos meses secos (maio a agosto), o que contrasta com o observado nas sub-regiões Norte e Amazonas-Foz, indicando, assim, eventualmente transporte de umidade da estação úmida para a seca. Contudo, as sub-regiões Sul e Central apresentam decréscimo da precipitação tanto na estação seca (maio a agosto/setembro) como na chuvosa. Então, enquanto a região Oeste apresenta algum acréscimo da precipitação apenas durante a estação seca, as sub-regiões Sul e Central apresentam decréscimo da precipitação em praticamente todos os meses do ano. Nota-se que as maiores taxas de intervenção humana, como o desmatamento, ocorrem nas sub-regiões Sul e Central.

A tendência linear da vazão mensal observada na sub-região Oeste (Figura 53) apresenta comportamento similar ao da precipitação (Figura 52), com aumento durante os meses mais secos (entre abril e agosto) e diminuição da vazão durante a maior parte da estação chuvosa, com valores mais intensos entre outubro e dezembro. A vazão das sub-regiões Sul e Central, mostradas nas Figuras 55 e 57, apresentam tendência linear negativa em todos os meses do ano, com exceção dos meses fevereiro e março no caso da sub-região Central. Nota-se que a sub-região Sul é a que apresenta um dos maiores índices de tendência negativa tanto dos valores de precipitação como dos de vazão.

Figura 52- Ciclo anual e tendência linear da precipitação mensal na sub-região Oeste da bacia Amazônica brasileira, para o período 1976-2010.

A análise do comportamento mensal da precipitação e da vazão permite concluir que as estações localizadas mais ao norte da bacia amazônica (Norte e Amazonas-Foz) apresentam alterações de seu ciclo hidrológico mais relacionadas ao deslocamento ou encurtamento da estação chuvosa: há aumento da precipitação na estação chuvosa e decréscimo na estação seca e, quanto à vazão, verifica-se redução durante o período chuvoso e no início do período seco na sub-região Norte e redução no final do período seco na sub-região Amazonas-Foz. No entanto, as sub-regiões Sul e Central apresentam decréscimo da precipitação e da vazão durante todo o ano, o que implica em perda permanente de água do ciclo hidrológico nestas duas sub-regiões. Tanto alterações do uso do solo como alterações climáticas ocorridas na região podem constituir forçantes explicativas dos resultados observados no ciclo hidrológico da Amazônia no período analisado, entre 1976 e 2010.

A sub-região Oeste apresenta tendência negativa pouco significativa tanto para chuva quanto para vazão (-5,54% e -5,23%, respectivamente) quando se analisa toda a série histórica, de 1976 a 2010. Porém, quando se analisam as tendências para os meses separadamente em comparação com o ciclo sazonal, percebe-se que há um padrão de tendência de incremento tanto de chuva (Figura 52) como de vazão (Figura 53) durante o período seco, e, uma tendência negativa das duas variáveis durante o período úmido. Essa situação é bastante clara especialmente para os dados de vazão. Destaca-se que o mês de julho apresenta a maior tendência positiva de vazão (+32,9%) e, outubro apresenta a maior tendência negativa de vazão (-28,66%). Este comportamento é acompanhado por forte tendência positiva (+38,08%) e negativa (-31,06%) de precipitação respectivamente nos meses de junho e setembro; nos dois casos, os máximos valores de tendência de precipitação ocorrem um mês antes dos máximos de tendência positiva e negativa de vazão. Desta forma, sugere-se que o comportamento da vazão esteja fortemente conectado ao comportamento da precipitação na sub-região Oeste.

Figura 53 - Ciclo anual e tendência linear da vazão mensal na sub-região Oeste da bacia Amazônica brasileira, para o período 1976-2010.

A sub-região Sul é a que apresenta mais significativos e coerentes resultados em relação com o que tem sido publicado em trabalhos recentes sobre a tendência do ciclo hidrológico na região amazônica, especialmente em relação aos efeitos do desmatamento. Para os dados mensais de precipitação, assim como ilustrado na Figura 54, observa-se tendência negativa de precipitação em todos os meses, exceto nos meses de março e julho, que apresentam valores positivos iguais a +1,09% e +3,89%, valores bastante pequenos em relação aos demais valores negativos de tendência linear estimados para cada mês. Destaca-se os valores de tendência negativa de precipitação encontrados para os meses do final do período seco e início do chuvoso, especialmente em agosto e dezembro, que apresentam valores intensos de tendência linear negativa, iguais a -48,05% e -83,18%, respectivamente. Esses resultados corroboram grande parte das simulações com modelos de circulação geral apresentados anteriormente e que identificam redução da precipitação com o desmatamento. Deste modo, sugere-se que a redução de precipitação e vazão na sub-região Sul esteja associada, ao menos em parte, às alterações no uso do solo observadas nas últimas décadas nas bordas da floresta amazônica. Certamente deve ser considerada também a influência da variabilidade climática resultante de aquecimento global ou não na variabilidade hidrológica da região. Desta forma, estudos observacionais devem ser desenvolvidos para permitir a melhor compreensão dos aspectos identificados aqui, procurando verificar possíveis relações com o comportamento dos oceanos ou com mudanças na circulação regional causadas pelo aquecimento global, por exemplo.

Figura 54- Ciclo anual e tendência linear da precipitação mensal na sub-região Sul da bacia Amazônica brasileira, para o período 1976-2010.

Essa análise torna-se ainda mais enfática quando se verifica os resultados de tendência linear mensal para a vazão observada na sub-região Sul, como indicado na Figura 55. Verifica-se que há tendência negativa significativa em todos os meses do ano, com destaque para os meses do final do período seco, setembro a novembro, que apresentam respectivamente tendência linear igual a -50,62%, -62,22% e -56,66% durante o período considerado. O período com valores altos de tendência negativa de vazão (setembro a novembro) (Figura 55) coincide com o período em que se registram as mais altas tendências negativas de precipitação (agosto e outubro) (Figura 54), permitindo sugerir uma relação linear entre a vazão e a precipitação. Durante o período do ano com os maiores registros de vazão, de janeiro a maio, registram-se os menores valores de tendência, porém, ainda todos negativos.

Figura 55 - Ciclo anual e tendência linear da vazão mensal na sub-região Sul da bacia Amazônica brasileira, para o período 1976-2010.

Ressalta-se ainda que a sub-região Sul apresenta tendência negativa significativa da vazão anual, (-39,75%) com significância estatística de 99,5%, e de precipitação anual (-9,59%), com significância de 97,5%.

A chuva observada na sub-região Central, entre 1976 e 2010, apresenta tendência negativa em todos os meses do ano, como ilustrado na Figura 56. Verifica-se que os maiores valores de tendência negativa de precipitação se concentram final do período seco, de agosto a outubro. Esse padrão de redução das chuvas no final do período seco reflete-se nos dados de vazão, apresentando os maiores valores de redução nos meses de outubro a dezembro.

Figura 56- Ciclo anual e tendência linear da precipitação mensal na sub-região Central da bacia Amazônica brasileira, para o período 1976-2010.

Por outro lado, a vazão da sub-região Central apresenta valores negativos de maio a janeiro (exceto em setembro, com tendência igual a +0,59%), e, positivos de fevereiro a abril, que coincidem com os maiores valores de vazão (dezembro a junho) observados durante o ano, conforme Figura 57. Ou seja, a tendência linear da vazão nesta sub-região é positiva no auge do período chuvoso, assim como na sub-região Amazonas-Foz.

Figura 57- Ciclo anual e tendência linear da vazão mensal na sub-região Central da bacia Amazônica brasileira, para o período 1976-2010.

Como os sinais de tendência linear de precipitação e vazão para as sub-regiões consideradas, para o período de 1976 a 2010, não são homogêneos, apresentam significâncias variadas, torna-se necessário discutir mais aprofundadamente o que poderia levar a essa heterogeneidade espacial dos índices de chuva e vazão na bacia amazônica. Foram aqui discutidos os possíveis efeitos da alteração do uso do solo no padrão do ciclo hidrológico na bacia amazônica, considerando-se que os principais valores de tendência linear negativa foram encontrados na vazão da sub-região Sul e na chuva na sub-região Central. Os resultados obtidos até este ponto do estudo indicam maior possibilidade do ciclo hidrológico ter sofrido alteração por intervenção humana nas sub-regiões Sul e Central do que nas demais sub-regiões consideradas. A variabilidade climática de cada sub-região pode ser avaliada a partir do comportamento de outras variáveis do sistema climático, como a

divergência do fluxo de umidade na atmosfera e a temperatura da superfície do mar.

No contexto da variabilidade natural do clima, torna-se necessário avaliar como a variabilidade da temperatura da superfície dos oceanos pode afetar o comportamento dos elementos do ciclo hidrológico na Amazônia, nas cinco sub-regiões homogêneas identificadas na presente pesquisa, o que será exposto no capítulo seguinte.

8 TELECONEXÕES ENTRE ANOMALIAS DE VAZÃO E TSM: ANÁLISE DE CAMPOS ATMOSFÉRICOS

Vários estudos têm demonstrado que os principais desencadeadores de anomalias de vazão e precipitação na bacia Amazônica brasileira são as anomalias de TSM no Pacífico, relacionadas ao evento ENOS, e, no Atlântico, principalmente ligadas ao Gradiente Meridional do Atlântico Tropical.

No entanto, restam peculiaridades a serem mais bem apuradas, como as diferenças regionais dos efeitos das citadas anomalias de TSM e as variações no tempo das próprias anomalias de TSM, como é o caso do ENOS, que teve suas características inerentes a uma ciclicidade própria discutidas, mais recentemente, por Ashok et al. (2007), Kao e Yu (2009), Rodrigues et al. (2011), McPhaden et al. (2011), McPhaden (2012) e outros. Também o Atlântico (especialmente o Atlântico Norte) apresenta uma variabilidade multidecenal, como identificado por Ting et al. (2009) e outros. Análises mais aprofundadas sobre o papel da PDO na modulação das chuvas na América do Sul também carecem de mais estudos.

Segundo Silva et al. (2011), em 1976, teve início a fase positiva da PDO, que tem efeitos sobre a precipitação na América do Sul quando associado ao ENOS, inclusive mais fortes do que quando há PDO negativa associada a eventos ENOS. A fase positiva da PDO iniciada em 1977 vigorou até meados de 1990 (MANTUA, 2002), passando para a fase fria de poucos anos, logo após seguido por anos quentes, sendo eventos, na atualidade, mais energéticos e com variações de 10 a 15 anos (JISAO, 2015), menores, portanto, do que o registrado desde os anos de 1880. No momento, segundo a reconstrução do índice da PDO, esta encontra-se em sua fase fria.

No quadro 2 demarcam-se com vermelho os anos que apresentaram anomalias positivas e, em azul, os anos que apresentaram anomalias

negativas de vazão maiores do que um desvio padrão (DP), para as cinco sub-regiões da bacia Amazônica brasileira analisadas no presente estudo, durante o período 1976-2010.

Quadro 2 -Anomalia positiva (azul) e negativa (vermelho) de vazão (> 1.0 DP) nas cinco sub-regiões homogêneas da bacia amazônica brasileira, de 1976 a 2010.

	Norte	Amazonas-Foz	Oeste	Sul	Central
1976					
1977					
1978					
1979					
1980					
1981					
1982					
1983					
1984					
1985					
1986					
1987					
1988					
1989					
1990					
1991					
1992					
1993					
1994					
1995					
1996					
1997					
1998					
1999					
2000					
2001					
2002					
2003					
2004					
2005					
2006					
2007					
2008					
2009					
2010					
Num. de anos com anomalia negativa/ num. anos com anomalia positiva	6/5	10/5	7/4	5/5	6/5

Fonte: O autor.

Verifica-se que em todas as sub-regiões há maior número de anos com anomalias negativas do que positivas de vazão, especialmente a partir de meados da década de 1990. Inclusive, destaca-se que para as sub-regiões localizadas na porção sul da bacia amazônica brasileira (sub-regiões Sul e Central) as anomalias negativas maiores do que um desvio padrão somente ocorrem a partir de 1998. As anomalias positivas de vazão são mais frequentes até o início da década de 1990, retornando com maior frequência a partir de 2007.

Esse padrão não pode ser bem explicado pela ciclicidade do ENOS já que, segundo McPhaden (2012), entre os anos de 1980 e 2000 são mais frequentes os ENOS canônicos/tradicionais/de leste e de 2000 a 2010, os eventos ENOS no Pacífico central ou Modoki. E, segundo Coelho et al. (2002) e Kao e Yu (2009), quando se tem os eventos canônicos, os efeitos de EN são mais evidentes na AS (ou seja, mais anomalias negativas de chuva na região Norte do Brasil) e, durante eventos Modoki os efeitos da LN seriam mais evidentes (ou seja, mais anomalias positivas na região Norte do Brasil). Portanto, outros aspectos deverão ser considerados nessa análise.

Nessa análise preliminar fica evidente que há padrões espaciais diferenciados da variabilidade da vazão na bacia amazônica brasileira. Para compreender essas diferenças espaciais, procede-se, a seguir, à análise da variabilidade da vazão mensal de cada sub-região homogênea da bacia amazônica e de sua correlação com valores médios de TSM em áreas pré-definidas dos oceanos. Serão apresentados mapas de correlação linear entre TSM e vazão fluvial com intervalo temporal entre os dados de até 10 meses, além de outros mapas de padrões atmosféricos com o intuito de identificar como se dá a associação entre TSM e vazão.

8.1 ANÁLISE DA RELAÇÃO TSM E VAZÃO NA SUB-REGIÃO NORTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA

A sub-região Norte recebe água do rio Uaupés (que ao confluir com o rio Içana dá origem ao rio Negro), que nasce na Colômbia, e entra no Brasil pela cidade de Iauaretê. Esta sub-região é a que apresenta as menores taxas totais de vazão, sendo constituída em grande parte por pequenos rios. Portanto, a vazão representa bem a precipitação, como visto no Capítulo 6, que trata da correlação linear entre vazão e precipitação.

Sem considerar intervalo temporal entre os dados correlacionados, verifica-se que a vazão da sub-região Norte apresenta os maiores valores absolutos de correlação com a TSM do Pacífico Equatorial centro-leste, incluindo a região dos Niños (valores negativos inferiores a -0,24), mostrando com bastante evidência o "padrão ferradura" que caracteriza o padrão espacial da PDO, como apresentado na Figura 58.

Correlação entre Vazão (anomalia) e TSM (dtrend): sub-região Norte

Figura 58 - Correlação linear entre TSM e dados de vazão mensal da sub-região Norte (1978-2010). Os valores de significância estatística para essa correlação estão apresentados no Apêndice D.

O padrão de ferradura, com valores negativos no setor centro-leste do Pacífico Equatorial e, positivos nas áreas adjacentes subtropicais e de latitudes médias do Pacífico Sul e Norte, se enfraquece com o aumento do intervalo temporal entre as duas variáveis correlacionadas, TSM e vazão. Campos espaciais para correlação com mais de cinco meses de intervalo temporal apresentam o padrão de ferradura com valores mais fracos. A região ao sul do Pacífico Sul, entre 120°O e 150°O, apresenta valores negativos de correlação.

Também aparece com correlação alta a bacia Indo-Atlântica (sul da África do Sul), próximo à Antártica, com valores negativos superiores a 0,16. A vazão da região Norte também apresenta correlação linear negativa com a região tropical do Atlântico Norte, numa faixa que se estende do Caribe até o extremo oeste do continente africano. Ao norte desta região oceânica, no Atlântico Norte Subtropical, adjacente à costa leste do EUA, observam-se valores positivos de correlação. A TSM da região de latitudes altas do Atlântico Sul apresenta correlação positiva com a vazão da sub-região Norte da bacia amazônica sem defasagem temporal. O padrão espacial do GMAT aparece de forma enfraquecida no caso de correlação com a vazão para esta sub-região: são observadas correlações positivas e negativas com valores fracos nas regiões tropicais dos oceanos Atlântico Norte e Sul, exceto para o intervalo de dois meses, mostrando valores positivos mais intensos. Nesta região tropical, os valores de correlação vão diminuindo gradativamente com o aumento do intervalo temporal entre as duas variáveis consideradas.

Assim, enquanto o Pacífico se comporta de maneira a suprimir a precipitação da sub-região Norte em períodos de anomalias positivas de TSM, o Atlântico Tropical Norte parece favorecer a precipitação em períodos de anomalias positivas. Com relação ao Atlântico Tropical Norte, pode-se associar o resultado da correlação ao deslocamento da ZCIT para norte quando as águas desta porção do oceano estão mais aquecidas. Sugere-se que o padrão de anomalias positivas no sul do Atlântico Sul indique apenas que este padrão oceânico esteja associado ao padrão do Atlântico Tropical Norte, permitindo a instalação de um padrão com anomalias positivas de TSM e anomalias positivas de chuva na região Norte, o que pode ser confirmado por resultados

já obtidos em outros estudos que mostram o padrão de EOF (no segundo modo) para TSM no Atlântico.

O Atlântico Tropical Norte aparece como um elemento importante nessa análise. Águas mais quentes no Atlântico Tropical Norte induzem um deslocamento da ZCIT para norte e reduzem os alísios de nordeste e a subsequente advecção de umidade a partir do Atlântico Tropical norte para o sul e oeste da bacia amazônica durante o verão austral (MARENGO et al., 2008; ESPINOZA et al., 2014, LINAGE et al., 2014). Assim, quando a ZCIT se posiciona mais ao norte do que a média, há menor precipitação na porção sul da bacia amazônica e no nordeste brasileiro e maior precipitação na porção norte da bacia amazônica.

A correlação forte no Pacífico Sul (com mesmo sinal e valor bastante similar ao valor obtido para as regiões de Niño) pode ser atribuído à alta associação entre o *Southern Annular Mode* (SAM) e o ENOS (com correlações maiores que $\pm 0,5$ em vários pontos de longitude nas latitudes de extensão do gelo polar) verificada por Pezza et al. (2012). Os autores afirmam que, apesar de verificar alta similaridade entre os padrões de variabilidade dos dois índices (ao que chamam variabilidade sincrônica), não se pode associar uma causalidade a essa similaridade. Para eles, SAM e ENOS são interligados em termos das suas respostas observadas no campo de gelo marinho, com expansão ou retração da extensão do gelo com mesmo padrão, assim como na força dos ciclones, principalmente por efeitos não-lineares. Porém, continua muito incerto se SAM e ENOS operam em conjunto nos seus mecanismos geradores de respostas no gelo marinho ou se as respostas finais no campo de gelo marinho são similares devido a um modo preferencial de onda estacionária em latitudes altas, ao redor de toda a Antártica. Também Mélice e Servain (2003) afirmam que tal correlação entre a Antártica e o ENOS pode existir. Os autores levantam a possibilidade de o ENOS ter sua origem na região do Mar de Ross, devido ao aumento/diminuição do gelo, já que os autores encontraram uma correlação de $r = 0,6$ entre a TSM da região do Mar de Ross e o IOS para defasagem de oito meses. Mélice e Servain (2003) verificaram uma correlação de $r = 0,43$ e $r = 0,62$ para os períodos de 1964-81 e 1985-98, respectivamente, entre o Atlântico Tropical Sul (TS) e o IOS, com o

IOS defasado à frente da TSM (ou seja, com o TS "liderando"), confirmando eventualmente a importância do Atlântico Tropical Sul na definição dos eventos ENOS. Os autores sugerem que há uma ligação entre a TSM do Mar de Ross, o Atlântico Tropical Sul e, depois, os eventos ENOS. Afirmam, no entanto, que essa teoria ainda carece de maior comprovação e que também não conseguiram identificar com precisão um padrão físico de teleconexão, mas sugerem duas: o deslocamento para leste das ondas de Kelvin ou uma ligação direta na circulação da alta troposfera.

Com base nos resultados obtidos no presente estudo e na bibliografia consultada, pode-se sugerir que as regiões de TSM que mais influenciam linearmente a vazão na sub-região Norte seriam o Pacífico Equatorial centro-leste e o Atlântico Norte, porém isso será melhor analisado a seguir.

Procurando entender como se dá a relação entre cada uma das áreas mais bem correlacionadas, procedeu-se ao cálculo da média da TSM nestas áreas, identificadas na Figura 59.

Áreas de TSM bem correlacionadas com a vazão para a sub-região Norte

Figura 59 - Áreas oceânicas cuja TSM é bem correlacionada com a vazão da sub-região Norte da bacia Amazônica brasileira, no período de 1976 a 2010.

Procurando identificar o quanto a TSM das áreas oceânicas selecionadas estão associadas aos índices climáticos de TSM já definidos pela literatura, procedeu-se ao cálculo da correlação linear entre alguns índices e áreas de TSM selecionadas, indicados na Tabela 10. Verificou-se que, em alguns casos, as áreas selecionadas apresentam alta correlação com os índices conhecidos (como no caso do IOS e da região 1 - Niño, na Figura 58), enquanto, em outros, as áreas de TSM não apresentam alta correlação. No entanto, a baixa correlação não significa que haja problemas na seleção das áreas oceânicas, somente que se estão analisando correlações para regiões de TSM diferentes das tradicionalmente consideradas.

Tabela 10 - Correlação linear entre as áreas de TSM selecionadas neste estudo e que apresentam correlação significativa com a vazão da sub-região Norte e os índices climáticos de TSM, obtidos do PSD/ESRL/NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>) (Southern Oscillation Index - SOI; Caribbean Index - CAR; Atlantic Meridional Mode - AMM; Tropical South Atlantic - TSA; Tropical North Atlantic - TNA).

Índices Climáticos	r
Niño x SOI	-0,805
Atlântico Central X CAR	0,829
Atlântico Central X AMM	0,879
Atlântico tropical Sul X TSA	-0,274
Atlântico tropical Norte X TNA	0,181

A Tabela 11 apresenta os valores da correlação entre a vazão na sub-região Norte e os valores mensais de TSM médios e suavizados com média móvel (MM) de 3 e 6 meses. Das áreas de TSM selecionadas, as que melhor explicam a variabilidade da vazão mensal na sub-região homogênea Norte, com dados de média simples, são as regiões de TSM Pacífico Sul ($r=-0,374$), Niño ($r=-0,313$) e Atlântico Tropical Norte ($r=0,275$). Quando aplicada a correlação a dados com MM de 3 meses acrescentam-se às já citadas as regiões de TSM Atlântico Central ($r=0,239$) e Atlântico Tropical Sul ($r=0,570$). A região Pacífico Tropical Sul somente apresenta correlação significativa com dados com MM de 6 meses ($r=0,360$). De alguma forma, confirma-se o papel importante de todas as regiões de TSM selecionadas como bem correlacionadas com a vazão da sub-região Norte. Também destaca-se a importância da suavização dos dados para que alguns padrões emerjam, bem como o caso da região Atlântico Central, que teve os sinais dos valores de correlação invertidos com a aplicação da técnica de MM. Acredita-se que o uso da MM nesse caso de dados mensais de uma série de 35 anos de dados seja necessário exatamente para permitir a averiguação das correlações nem sempre tão diretas entre a TSM e a vazão.

Tabela 11 - Correlação linear entre vazão anual e valores anuais de TSM para áreas oceânicas bem correlacionadas com a vazão da sub-região Norte da bacia amazônica, para o período de 1976 a 2010, com defasagem temporal (MM) de 0 a 6 meses. Valores em negrito são significativos estatisticamente ao nível 90% (t-crítico = 1,307), segundo o teste t-Student

Áreas de TSM bem correlacionadas	Correlação com a vazão da sub-região Norte		Correlação com a vazão da sub-região Norte	Correlação com a vazão da sub-região Norte
	MM = 0 meses		MM = 3 meses	MM = 6 meses
Atlântico Central	$r = -0,204$ $t = -1,197$		$r = 0,239$ $t = 1,413$	$r = 0,322$ $t = 1,953$
Atlântico Tropical Norte	$r = 0,275$ $t = 1,643$		$r = 0,237$ $t = 1,401$	$r = 0,442$ $t = 2,830$
Atlântico Tropical Sul	$r = 0,201$ $t = 1,178$		$r = 0,570$ $t = 3,985$	$r = 0,597$ $t = 4,274$
Niño (Pacífico Equatorial)	$r = -0,313$ $t = -1,893$		$r = -0,485$ $t = 3,185$	$r = -0,381$ $t = 2,367$
Pacífico Sul	$r = -0,374$ $t = -2,316$		$r = -0,254$ $t = 1,508$	$r = -0,352$ $t = 2,160$
Pacífico Tropical Sul	$r = 0,006$ $t = 0,034$		$r = 0,220$ $t = 1,295$	$r = 0,360$ $t = 2,216$

Para verificar em maior detalhe como se dá a correlação entre a vazão anual da região Norte e a média da TSM para as áreas selecionadas nos oceanos, apresenta-se a série temporal das respectivas variáveis para dados com média simples e média móvel de 3 a 6 meses na Figuras 60.

(a)

$$r = 0,239$$

$$r = 0,322$$

(b)

$$r = 0,275$$

$r = 0,237$

$r = 0,442$

(c)

$r = 0,201$

 $r = 0,570$

 $r = 0,597$

(d)

 $r = -0,313$

 $r = -0,485$

 $r = -0,381$

(e)

 $r = -0,374$

 $r = -0,254$

 $r = -0,352$

(f)

 $r = 0,006$

Figura 60 - Vazão anual na sub-região Norte e média da TSM no (a) Atlântico Central, (b) Atlântico Tropical Norte, (c) Atlântico Tropical Sul, (d) Niño (Pacífico Equatorial), (e) Pacífico Sul, (f) Pacífico Tropical Sul, para o período de 1976 a 2010. Os valores de vazão e TSM foram suavizados por média móvel com janela de 3 e 6 meses.

Verifica-se que, em alguns casos, a tendência dos dados de TSM parece influenciar a baixa correlação com a vazão. Portanto, optou-se por remover a tendência dos dados para verificar a correlação entre somente as anomalias de vazão e TSM. No entanto, ressalta-se que o aquecimento dos oceanos é um fenômeno natural importante registrado nas temperaturas dos dados analisados. O resultado para o cálculo da correlação linear entre áreas de TSM e vazão da sub-região Norte, novamente para dados com média simples e com MM de 3 a 6 meses, bem como o resultado do teste t-Student, são apresentados na Tabela 12. Para o caso da média simples são significativas as correlações entre a vazão na sub-região Norte e as áreas de TSM Atlântico

Central ($r=-0,269$), Atlântico Tropical Norte ($r=0,375$), Niño-Pacífico Equatorial ($r=-0,313$) e Pacífico Sul ($r=-0,417$). A região que apresenta maior valor de correlação, portanto, é a região Pacífico Sul, que tem, no entanto, seus valores de correlação diminuídos para os casos de MM de 3 e 6 meses. A região do Niño tem aumento do valor de r com MM de 3 meses. A região de TSM Atlântico Central tem valores de correlação significativos somente para média simples, padrão contrário ao verificado no caso dos dados com tendência. As regiões Atlântico Tropical Sul e Pacífico Sul que não apresentam valores significativos de correlação para média simples, passam a ser significativos para os casos de MM de 3 e 6 meses, inclusive com a região Atlântico Tropical Sul apresentando os maiores valores de correlação com MM de 3 meses ($r=0,566$) e 6 meses ($r=0,567$).

Tabela 12 - Correlação linear entre vazão anual e valores anuais de TSM sem tendência linear para áreas oceânicas bem correlacionadas com a vazão da sub-região Norte da bacia amazônica, para o período de 1976 a 2010, com suavização (MM) de 0 a 6 meses. Valores em negrito são significativos estatisticamente ao nível de 90% ($t_{\text{crítico}} = 1,307$), segundo o teste t-Student.

Áreas de TSM bem correlacionadas		Correlação com a vazão da sub-região Norte MM = 0 meses	Correlação com a vazão da sub-região Norte MM = 3 meses	Correlação com a vazão da sub-região Norte MM = 6 meses
Atlântico Central Dtrend		$r = -0,239$ $t = 1,413$	$r = 0,208$ $t = 1,221$	$r = 0,131$ $t = 0,759$
Atlântico Tropical Norte Dtrend		$r = 0,375$ $t = 2,259$	$r = 0,276$ $t = 1,649$	$r = 0,429$ $t = 2,728$
Atlântico Tropical Sul Dtrend		$r = 0,206$ $t = 1,160$	$r = 0,566$ $t = 3,943$	$r = 0,567$ $t = 3,954$
Niño (Pacífico Equatorial) Dtrend		$r = -0,313$ $t = 1,893$	$r = -0,482$ $t = 3,160$	$r = -0,313$ $t = 1,893$
Pacífico Sul Dtrend		$r = -0,417$ $t = 2,567$	$r = -0,257$ $t = 1,527$	$r = -0,232$ $t = 1,370$
Pacífico Tropical Sul Dtrend		$r = 0,012$ $t = 0,068$	$r = 0,258$ $t = 1,534$	$r = 0,275$ $t = 1,643$

Analisando-se as Tabelas 11 e 12, principalmente no caso dos dados com média simples, verifica-se um aumento na correlação entre a vazão e a TSM do Atlântico Central, Atlântico Tropical Norte, Pacífico Sul e Pacífico Tropical Sul, uma diminuição da correlação para o Atlântico Tropical Sul e o

mesmo valor de correlação para a região do ENOS, no Pacífico Equatorial. O valor de correlação da área de TSM do Atlântico Central passou de não significativo para significativo, segundo o teste t-Student. Todas as correlações mantiveram o mesmo sinal (positivo ou negativo). A análise geral dessa comparação revela a importância do aquecimento/resfriamento dos oceanos no cálculo das anomalias de vazão e sua correlação com a TSM. Os gráficos com a série temporal de vazão e áreas de TSM são apresentados na Figura 61.

(a)

$r = -0,239$

$r = 0,208$

 $r = 0,131$

(b)

 $r = 0,375$

 $r = 0,276$

$r = 0,429$

(c)

$r = 0,206$

$r = 0,566$

$$r = 0,567$$

(d)

$$r = -0,313$$

$$r = -0,482$$

 $r = -0,313$

(e)

 $r = -0,417$

 $r = -0,257$

 $r = -0,232$

(f)

 $r = 0,012$

 $r = 0,258$

Figura 61 - Vazão anual na sub-região Norte e média da TSM sem tendência no (a) Atlântico Central, (b) Atlântico Tropical Norte, (c) Atlântico Tropical Sul, (d) Niño (Pacífico Equatorial), (e) Pacífico Sul, (f) Pacífico Tropical Sul para o período de 1976 a 2010.

Através do uso de regressão linear simples é possível verificar separadamente a porcentagem explicativa de cada uma das variáveis independentes, como pode ser visto na Tabela 13, onde são apresentados resultados para dados mensais com e sem tendência, para média simples e MM de 3 e 6 meses. Percebe-se significativas mudanças nos resultados em algumas sub-regiões para os dados com e sem tendência linear, destacando-se as áreas de TSM aqui chamada de Atlântico Tropical Norte, que explica, com média simples, 25,9% da variância dos dados de vazão apenas 2,7% quando a tendência linear é retirada, padrão que é repetido para os casos de MM de 3 e 6 meses (padrão similar, porém em menor intensidade é registrado no caso da região de TSM Atlântico Central). Caso similar é registrado para a região do Pacífico Tropical Sul, que apresenta mais de 20% de explicação da variância quando os dados estão com tendência linear e menos de 1% quando a tendência é retirada (padrão similar apresentado pela região Pacífico Sul). Ting et al. (2009) afirmam que no século XX houve um aumento de 0,4°C na TSM do Atlântico Norte, o que pode ter interferido em algumas características climáticas ao redor do globo, como o aumento dos furacões no Atlântico e o degelo na Groenlândia. Portanto, pode-se sugerir que o acréscimo contínuo de temperatura da superfície do mar, especialmente a do oceano Atlântico

Tropical Norte, tende a modificar as áreas diretamente associadas à variabilidade da vazão continental.

Tabela 13 - Porcentagem da variância da vazão mensal da sub-região Norte explicada por cada uma das áreas de TSM selecionadas para dados com tendência e sem tendência linear, para o período de 1976 a 2010 e casos de média simples, com MM de 3 meses e MM de 6 meses). O valor de R² total refere-se à soma linear do R² individual calculado para cada regressão linear simples, de forma que não deve ser igual ao valor de R² de um modelo de regressão linear múltipla, onde se assume a covariância entre as variáveis independentes.

	MM = 0 meses		MM = 3meses		MM = 6 meses	
	Com tendência linear	Sem tendência linear	Com tendência linear	Sem tendência linear	Com tendência linear	Sem tendência linear
Atlântico Central	10,2%	2,6%	11,3%	3,9%	10,3%	5,3%
Atlântico Tropical Norte	25,9%	2,7%	27,5%	3,4%	24,7%	5,4%
Atlântico Tropical Sul	0,3%	2,5%	0,2%	3,1%	0,0%	2,0%
Niño-Pacífico Equatorial	0,3%	5,8%	0,5%	10,0%	1,4%	15,0%
Pacífico Sul	18,6%	1,9%	20,4%	3,2%	19,4%	8,2%
Pacífico Tropical Sul	24,0%	0,2%	25,1%	0,2%	21,0%	0,7%

A região do Niño apresenta valores explicativos muito baixos quando com tendência linear, porém se destacam com os maiores valores explicativos da variância da vazão quando retirada a tendência linear, chegando a 15% com MM de 6 meses, nesse caso seguido pela região Pacífico Sul (8,2%), Atlântico Tropical Norte (5,4%) e Atlântico Central (5,3%). Assim, considerando os dados sem tendência linear, as áreas de TSM que mais explicariam a variabilidade da vazão na sub-região Norte concordam com as apresentadas nos cálculos de correlação apresentados, sendo as regiões Niño-Pacífico Equatorial, Pacífico Sul, Atlântico Tropical Norte e Atlântico Central.

Procurando melhor entender a variabilidade temporal da vazão para a sub-região Norte para poder melhor associar a eventos de anomalias de TSM

optou-ser por aplicar a análise de ondeletas (*wavelet*) aos dados de vazão e TSM. Verifica-se, na Figura 62, que a maior potência de variabilidade ocorre para periodicidades de 2 a 4 anos, especialmente na década de 1990, quadros (b) e (d). Em meados dos anos 2000 verifica-se que a maior potência de variabilidade se desloca para periodicidades de 1 a 2 anos. Fora do cone de influência, entre 1980 e 1990, observa-se alta variância para a periodicidade de 8 a 16 anos. Para periodicidades de 2 a 4 anos, verifica-se também que a maior energia associada à variabilidade da vazão se deu nos anos entre 1990 e 2000.

Figura 62 – Análise de ondeletas para os dados de vazão da sub-região Norte da bacia amazônica brasileira, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da vazão mensal ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), (b) variação temporal do espectro de potência para a vazão mensal da região Norte (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 2 a 4 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Esse padrão de variabilidade da vazão demonstrado pela análise de ondeleta, juntamente com os resultados da correlação entre médias de TSM e a vazão, conduz à interpretação de que há uma ligação entre a variabilidade da vazão especialmente com os eventos ENOS, que apresentam maior variabilidade temporal de 1 a 2 e de 4 a 8 anos, como pode ser visto na Figura 63, e com os eventos que ocorrem no Atlântico Norte, com variabilidade temporal identificada como decenal, Figura 64, e Atlântico Central, Figura 65.

O espectro de potência global para o Pacífico Equatorial (região dos Niños) (Figura 63) mostra que há uma variabilidade maior entre 2 e 8 anos e que os períodos de maior variabilidade se deram entre os anos de 1985 e 1990 e por volta do ano 2000. A variabilidade da vazão da sub-região Norte para periodicidades de 2-4 anos (Figura 62) é mais alta de 1980 a 2000, com um pico por volta de 1995, demonstrando que a variabilidade desses dois conjuntos de dados possui certa similaridade.

Figura 63 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região dos Niños - Pacífico Equatorial, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Niño-

Pacífico Equatorial (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 2 a 4 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

O espectro global de potência na análise de ondeletas para a região de TSM do Atlântico Norte, Figura 64c, apresenta um pico entre 8 e 16 anos, e um pico secundário entre 4 e 8 anos, demonstrando uma variabilidade na escala quase-decenal, que tem seu máximo de variabilidade por volta de 1995. Pode ser feita uma associação da variabilidade de 4-8 anos da TSM do Atlântico Norte com a variabilidade da vazão da sub-região Norte, para a mesma faixa de frequência, que apresenta o máximo de variabilidade no mesmo período, década de 1990.

Figura 64 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região do Atlântico Norte, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Atlântico Norte (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 4 a 8 anos (a

linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

A variância associada à periodicidade de 2 a 4 anos na região do Atlântico Central apresenta maiores valores entre os anos de 1985 a 2005, com leve diminuição em torno de 1995, apresentando picos em 1990 e 1998-99, aproximadamente (Figura 65d). Em relação às demais faixas espectrais consideradas, a maior variabilidade ocorreu aproximadamente por volta de oito anos, bastante marcado, como pode ser visto na Figura 65c. O padrão de maior variabilidade entre os anos de 1985 e 2000 pode ter contribuído para aumentar a correlação linear entre a vazão da sub-região Norte e a TSM da região central do Atlântico.

Figura 65 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região do Atlântico Central, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Atlântico Central (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral 2 a 4

anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

A região do Pacífico Sul foi a que apresentou maior valor de correlação linear com a vazão da sub-região Norte. Quando se analisa o espectro de potência global para as duas variáveis (Figuras 62c e 66c) verifica-se que ambos são bastante semelhantes, com um pico entre 2 e 4 anos e um pico secundário em torno de 8 a 10 anos. Por outro lado, a média da variância da região de TSM do Pacífico Sul para a faixa de 2 a 4 anos tem comportamento semelhante ao do Pacífico Equatorial, com picos por volta de 1984 e 2000. Da mesma forma, o espectro de potencia global também apresenta certa similaridade entre as duas áreas (Figuras 66c e 66c).

Figura 66 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região do Pacífico Sul, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Pacífico Sul (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 2 a 4 anos (a linha

tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

A análise de ondeletas para as sub-regiões que apresentaram baixa correlação com a vazão da sub-região Norte (Atlântico Tropical Sul e Pacífico Tropical Sul) não será apresentada.

Como já descrito na fundamentação teórica, vários autores identificaram que quando se adicionam os efeitos do Atlântico aos já mais conhecidos efeitos do ENOS, os padrões de variabilidade de chuva e vazão da bacia amazônica mudam, mostrando que tanto o Atlântico quanto o Pacífico têm papel importante na caracterização das chuvas nessa região.

Linage et al. (2014) verificaram que a região Amazônica é influenciada basicamente pelo ENOS e TNAI. SOUZA et al. (2004) verificaram que o Atlântico tropical (gradiente de TSM inter-hemisférico do Atlântico) e o ENOS estão associados à variabilidade das chuvas na bacia amazônica. Porém, para Linage et al. (2014, p. 2090), enquanto as correlações entre ENOS e a variabilidade da chuva na América do Sul são mais bem estabelecidas, as correlações com o Atlântico ainda vêm sendo objeto de vários estudos na atualidade (LINAGE et al., 2014, p. 2090).

É também importante destacar o papel do Pacífico Sul. Vera et al. (2004) afirmam que quando o Pacífico Subtropical centro-sul está mais frio, os efeitos do EN são mais pronunciados na ZCIT e também no ZCPS, o que pode justificar a significativa correlação linear verificada entre a vazão e essa área oceânica. Os autores ainda concluem que como a convecção aumenta na região equatorial durante eventos de EN, a liberação maior de calor latente intensifica uma célula já perturbada, tornando-se uma fonte a mais de ondas de Rossby no Pacífico Subtropical centro-sul e resultando em um marcado padrão PSA.

De forma geral, confirma-se o que já foi verificado em trabalhos anteriores, como Ropelewski e Halpert (1987), Richey et al. (1989) e Amarasekera (1997), de que com o IOS negativo (El Niño) há redução da precipitação na região Amazônica, com redução na vazão dos rios, sendo o inverso observado durante eventos de IOS positivo (La Niña). Assim, como

pode ser observado na Figura 67 os eventos de anomalias positivas de vazão de 1989 e 2000 estão ligados a fenômenos de La Niña (marcado por linhas azuis, no gráfico). Também os eventos de anomalias negativas em 1983, 1992 1997, 2003 e 2009 estão ligados a eventos de El Niño (linhas vermelhas, no gráfico). Entretanto, esta associação não pode ser feita para todos os eventos de anomalias positivas e negativas registrados. Também é possível verificar, na Figura 67, que os eventos EN explicam mais as anomalias negativas de vazão do que os eventos LN explicam as anomalias positivas de vazão (por exemplo, os eventos positivos vazão de 1993 e 2007 não estão associados a LN).

Figura 67 - Anomalia mensal de vazão na sub-região Norte e indicação de eventos ENOS conforme *Oceanic Niño Index* (ONI) entre 1978 e 2010. Linhas azuis indicam eventos La Niña e linhas vermelhas, El Niño.

Por exemplo, o evento de anomalia positiva de vazão, como o de 1999/2000, é coincidente com ano de La Niña e os eventos de anomalia negativa, como 1983 e 1997/98 coincidem com anos de El Niño, afetando a variabilidade climática da sub-região Norte conforme já verificado na bibliografia. Porém, há anomalias positivas, como as de 1994 e 2006, e anomalias negativas, como a de 1985, que não correspondem a anos com eventos ENOS.

Durante o período analisado, dos cinco eventos de anomalias positivas de vazão maiores do que um desvio padrão (DP) na sub-região Norte (1989, 1990, 1993, 1996 e 1999) somente dois (40%) coincidiram com anos de La Niña, conforme o índice ONI (Índice de Niño Oceânico, sigla em inglês), sendo os anos de 1989 e 1999, o primeiro, La Niña forte, e o segundo, moderada. Os anos de 2006 e 2009 apresentaram períodos com picos positivos de anomalia de vazão, mas na média anual não atingiram um DP, e não corresponderam a anos de La Niña.

Para as anomalias negativas de vazão (1983, 1985, 1992, 1995, 1997 e 2001), dos seis anos com anomalias maiores do que um DP, dois (33,3%) estiveram associados a El Niño forte (1983 e 1997), dois (33,3%), a El Niño moderado (1992 e 1995) e dois (33,3%) não ocorreram em anos de eventos ENOS (1985 e 2001).

Considerando que tanto o Pacífico Equatorial como o Atlântico Norte mostram associações significativas com a variabilidade climática da vazão da sub-região Norte, analisa-se a seguir o comportamento da vazão em anos de eventos ENOS e anomalias no Atlântico Norte.

A vazão anual e sua distribuição média mensal em anos de El Niño forte, El Niño fraco, La Niña forte e La Niña fraca, conforme classificado pelo índice ONI, estão apresentados na Figura 68. Para elaborar essa Figura, foram definidos os anos com eventos ENOS e calculadas as médias das vazões para cada tipo de evento ENOS, ou seja, foi calculada a média para todos os anos com El Niño forte, para todos os anos com El Niño moderado, e assim sucessivamente.

Figura 68 – Ciclo anual médio de vazão na sub-região Norte para anos com diferentes eventos ENOS: anos com El Niño forte (curva vermelha), anos com El Niño fraco (curva amarela), anos com La Niña forte (azul) e anos com La Niña fraca (verde).

Os maiores valores médios de vazão anual na sub-região Norte ocorrem em anos de La Niña, fraca (janeiro, fevereiro, junho, agosto, setembro e outubro) e forte (julho). Esses resultados condizem com o esperado. De acordo com a bibliografia, os maiores índices de precipitação e vazão ocorrem em anos de La Niña. Os valores observados mostram ainda certo deslocamento temporal da vazão mensal em anos de EN e LN. O aumento sazonal da vazão em anos de EN, entre período seco e úmido, antecede aproximadamente um mês em relação aos anos de La Niña. Ou seja, em média, os valores máximos sazonais de vazão durante eventos LN ocorrem atrasados (em aproximadamente um mês) em relação aos valores máximos durante eventos EN.

Os menores registros de vazão ocorreram nos anos com La Niña forte, em fevereiro, março, abril, maio, junho, agosto e setembro; em anos com El Niño fraco, em janeiro, novembro e dezembro e em anos com El Niño forte, em outubro. Apesar de os menores índices de vazão não ocorrerem, na maioria dos meses, durante eventos de El Niño, como esperado pela bibliografia, ressalta-se que há maior resposta do El Niño na redução da vazão nos meses

de primavera e verão austral (janeiro, outubro, novembro e dezembro), como previsto na bibliografia.

O mesmo procedimento de análise foi aplicado aos anos com sinal positivo e negativo do índice NAO, como apresentado na Figura 69. Os maiores valores de vazão durante o período seco local (outubro a março) ocorreram entre janeiro e abril, em anos de NAO positivo (quando a Baixa da Islândia e a alta dos Açores estão mais desenvolvidos - anomalias positivas e negativas de TSM respectivamente nos setores norte e tropical do Atlântico Norte). Por outro lado, o período chuvoso apresenta maiores valores de vazão nos anos com NAO negativo (anomalias negativas e positivas de TSM nos setores norte e tropical do Atlântico Norte, como já verificado por Wanner et al., 2001. Assim, de forma geral, conclui-se que, para a sub-região Norte, o fortalecimento da NAO está associado ao aumento da vazão apenas na estação seca.

Figura 69 - Vazão média mensal na sub-região norte para anos com valores positivos (curva vermelha) e negativos (curva azul) do índice NAO, entre 1976 e 2010.

Procurando associar as anomalias positivas e negativas de vazão da sub-região norte à variância dos oceanos, foram elaborados mapas com os valores do desvio padrão da TSM para períodos de anos com anomalias de

vazão positivas (Figura 70) e negativas (Figura 71) maiores do que um desvio padrão.

Em média, anos com anomalias positivas de vazão na sub-região norte apresentam alta variabilidade no Pacífico Norte (Figura 70), e anos com anomalias negativas de vazão apresentam alta variabilidade no Pacífico Equatorial leste (Figura 71). Daí conclui-se que a variabilidade da TSM na região do Pacífico Equatorial associada a eventos de EN é maior do que a associada a eventos de LN. Além do padrão global de variabilidade da TSM é possível verificar uma variação sazonal. Para os anos com anomalias positivas de vazão há um desvio padrão maior em janeiro em todo o oceano Pacífico, especialmente no Pacífico Central (e não na região do Niño canônico). Observam-se anomalias relativamente fortes no Atlântico Norte, mais próximo da costa da América do Norte. Em média, a maior variância da TSM é observada no período de verão de cada hemisfério. De junho a outubro, observam-se maiores valores de desvio padrão no Pacífico Norte e menores valores no Pacífico Sul. A modulação sazonal da variância de TSM no oceano Atlântico não é tão evidente quanto a do Pacífico, embora seja possível verificar maiores valores no Atlântico Norte, principalmente a leste da América do Norte nos meses de junho a outubro. Áreas do Pacífico Norte, a leste do continente asiático, também apresentam alta variabilidade de TSM.

Para as anomalias negativas de vazão na sub-região Norte (anos caracterizados por ocorrência de eventos El Niño), verifica-se que predomina a variabilidade na região do Niño canônico, especialmente nos meses de verão austral.

Resultados relevantes para esta análise foram identificados por Deser et al. (2010), ao calcularem o desvio padrão da TSM mensal para o período de 1982 a 2008. Estes autores identificaram três áreas de maior variabilidade: a zona de ressurgência ao longo Pacífico Equatorial e a costa do Peru, o limite oeste das correntes do Golfo e de Kuroshio e o oceano Sul, a partir da ponta sul do continente africano para leste, até o oceano Índico. Tal como o obtido no presente estudo (Figuras 70 e 71), que abrange um período maior (1976-2010), estas áreas caracterizam-se pela presença de maior variabilidade da TSM mensal.

Desvio Padrão da TSM em anos com anomalia positiva de vazão: sub-região Norte

Figura 70 - Desvio padrão médio para anos com anomalias positivas de vazão (valores positivos > do que um desvio padrão) na sub-região Norte (1989, 1990, 1993, 1996 e 1999).

Desvio Padrão da TSM em anos com anomalia negativa de vazão: sub-região Norte

Figura 71 - Desvio padrão médio para anos com anomalias negativas de vazão (valores negativos < do que um desvio padrão) na sub-região Norte (1983, 1985, 1992, 1995, 1997 e 2001).

A relação entre eventos ENOS e anomalias de vazão na sub-região Norte não explica completamente os eventos de anomalias negativas e positivas de vazão, devendo-se considerar outras forçantes na determinação da variabilidade da chuva e da vazão na região Norte do Brasil.

Para poder verificar possíveis ligações e explicações entre as anomalias de TSM e vazão na Amazônia, serão apresentados gráficos e mapas de condições atmosféricas em períodos pré-definidos com anomalias positivas e negativas de vazão.

Os ciclos anuais para cada ano de anomalia positiva de vazão na sub-região Norte estão apresentados na Figura 72. Vale ressaltar que as anomalias positivas se concentraram somente na década de 1989 a 1999 (período de maior variabilidade para a periodicidade de 2 a 4 anos da série histórica, conforme Figura 61) em comparação a todo o período analisado. De forma geral, as anomalias positivas ocorreram em todos os meses do ano, com exceção de 1993 e 1996, quando ocorreram valores abaixo da média durante o período chuvoso, e de 1990 e 1999, que apresentaram valores abaixo da média nos meses do início do período seco. A anomalia anual de vazão registrada nestes anos foi sempre superior a um desvio padrão.

Figura 72 – Ciclo anual da vazão na sub-região Norte para os anos 1989 (curva traço-contínuo), 1990 (curva pontilhada), 1993 (curva traço pequeno), 1996 (curva traço grande) e 1999 (curva traço-ponto), com valores anuais superiores a um

desvio padrão em relação ao valor climatológico (curva vermelha) de 1976 a 2010.

Os anos de 1990, 1993 e 1996, não são caracterizados por eventos ENOS, segundo o índice ONI, portanto, assume-se que as anomalias positivas de vazão observadas na sub-região Norte nestes anos não estiveram associadas a forçantes oriundas do Pacífico Equatorial. Segundo as Figuras 73, 74 e 75, que mostram as anomalias de TSM para esses anos, verifica-se que os anos 1990 e 1996 apresentam padrões mais parecidos, com anomalias negativas no Pacífico Equatorial, no Atlântico Norte extratropical e anomalias positivas no Atlântico Tropical Norte. O ano de 1993 apresenta anomalia média positiva no Pacífico Equatorial, no Atlântico Norte extratropical e anomalia negativa no Atlântico Tropical Norte, além de anomalia negativa pronunciada no Atlântico Sul, tanto em áreas subtropicais como tropicais.

Em 1993 há um padrão de anomalia negativa no Atlântico Tropical Norte, especialmente nos primeiros meses do ano (período seco). Assumindo-se o oceano Atlântico Tropical Norte esteja mais frio do que o normal, a intensidade dos alísios de nordeste é aumentada, o que faria com que a ZCIT se posicionasse ainda mais ao sul da climatologia, contribuindo para a diminuição da chuva na sub-região Norte, sendo o contrário do registrado. Ou seja, essa relação com o Atlântico Norte não explica a anomalia positiva de chuva para a sub-região Norte nos anos de 1993. Em 1996, as anomalias de TSM de janeiro a abril são positivas no Atlântico Norte Tropical, aspecto que poderia contribuir para a explicação das anomalias positivas de vazão na sub-região Norte. O Atlântico Sul subtropical apresenta, nos três anos analisados, anomalias negativas de TSM.

Anomalia de TSM (sem tendência) para 1990

Figura 73 - Anomalias de TSM para todos os meses do ano de 1990 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), dados sem tendência linear. Os meses são identificados na parte superior de cada mapa, sendo que 199001 refere-se, por exemplo, a janeiro de 1990, e assim sucessivamente.

Anomalia de TSM (sem tendência) para 1993

Figura 74 - Anomalias de TSM para todos os meses do ano de 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), dados sem tendência linear. Os meses são identificados na parte superior de cada mapa, sendo que 199301 refere-se, por exemplo, a janeiro de 1993, e assim sucessivamente.

Anomalia de TSM (sem tendência) para 1996

Figura 75 - Anomalias de TSM para todos os meses do ano de 1996 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), dados sem tendência linear. Os meses são identificados na parte superior de cada mapa, sendo que 199601 refere-se, por exemplo, a janeiro de 1996, e assim sucessivamente.

Para confirmar as anomalias de precipitação e vazão dos anos ora analisados é importante verificar o comportamento de campos atmosféricos,

como velocidade vertical (ω), função de corrente, radiação de onda longa emergente (ROLE, ou OLR, na sigla em inglês) e vento meridional e zonal. Somente os anos de 1990, 1993 e 1996 serão detalhados, já que nestes anos foram registradas fortes anomalias positivas de vazão, principalmente no período chuvoso, antecedido somente por 1989, que apresentou o fenômeno LN, sobre o qual já se conhece, pela bibliografia, as anomalias de circulação que causaram aumento de precipitação sobre a região.

Os campos médios de velocidade vertical (ω) e ROLE em 850 hPa para os três anos considerados, 1990, 1993 e 1996, indicam anomalias negativas sobre a região norte e nordeste da América do Sul, concomitantemente a anomalias positivas nas regiões sul e oeste, tal como indicado nas Figuras 76 a 81. As anomalias negativas ao norte estão associadas a maior formação de nebulosidade e, desta forma, a maior volume de chuva e vazão nos anos considerados. O padrão de ROLE apresenta uma abrangência espacial bastante significativa, o que sugere a associação a fenômenos climáticos de escala mais abrangente.

Média Anual de Anomalia de Ω em 1990

Figura 76 - Anomalia anual de velocidade vertical dos ventos (ω) em 850 hPa para a América do Sul durante o ano de 1990 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010).

Média Anual de Anomalia de Ômega em 1993

Figura 77 - Anomalia anual de velocidade vertical dos ventos (ômega) em 850 hPa para a América do Sul durante o ano de 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010).

Média Anual de Anomalia de Ômega em 1996

Figura 78 - Anomalia anual de velocidade vertical dos ventos (ômega) em 850 hPa para a América do Sul durante o ano de 1996 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010).

Anomalia Média Anual de ROLE em 1990

Figura 79 - Anomalia anual de radiação de onda longa emergente (ROLE) em 850 hPa para a América do Sul durante o ano de 1990 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Anomalia Média Anual de ROLE em 1993

Figura 80 - Anomalia anual de radiação de onda longa emergente (ROLE) em 850 hPa para a América do Sul durante o ano de 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Anomalia Média Anual de ROLE em 1996

Figura 81 - Anomalia anual de radiação de onda longa emergente (ROLE) em 850 hPa para a América do Sul durante o ano de 1996 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

O padrão espacial de precipitação do conjunto de dados da Reanálise I de abril a setembro de 1990 (Figura 82) sobre a América do Sul acompanha o padrão de ROLE (Figura 83) com mais chuva sobre o centro do continente, em uma faixa posicionada na direção noroeste-sudeste. Entretanto, este padrão é distinto daquele previsto pelos dados do GPCP, tal como indicado na Figura 84. Não obstante, este último conjunto de dados permite observar anomalias positivas de precipitação sobre a sub-região Norte, concordando com os dados organizados da Hidroweb, apresentados no Capítulo 5. Com os dados do GPCP ainda é possível notar anomalias positivas de precipitação deste o norte da América do Sul até o Atlântico Tropical Norte, entre abril e setembro (Figura 84). De fato, é possível perceber um padrão parecido de anomalias de precipitação com os dados do GPCP, com anomalias positivas ao norte e negativas em posições mais ao sul da faixa equatorial do Atlântico, indicando o posicionamento da ZCIT mais ao norte no ano de 1990. Embora o padrão espacial do GPCP e da Reanálise I apresente algumas diferenças sobre a América do Sul (embora não tenham as mesmas medidas nas Figuras aqui

apresentadas, indica-se observar o padrão espacial), para o período de abril a setembro de 1990 guardam algumas semelhanças. O padrão de anomalias negativas e positivas de precipitação da Reanálise I, localizado no centro-norte do continente, na direção noroeste-sudeste, também aparece nos dados do GPCP, porém deslocados mais para sul. É necessário investigar o motivo das diferenças identificadas entre os dados de precipitação observada, GPCP e os simulados pelo modelo de previsão do tempo do projeto do NCEP-NCAR.

Anomalia de precipitação de abril a setembro de 1996

Figura 82 - Anomalia de precipitação Na América do Sul para o período de abril a setembro de 1990 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), segundo dados do GPCP.

Anomalia de ROLE de abril a setembro de 1996

Figura 83 - Anomalia de ROLE Na América do Sul para o período de abril a setembro de 1990 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), segundo dados do GPCP.

Anomalia de precipitação de abril a setembro de 1996 GPCP

Figura 84 - Anomalia de precipitação Na América do Sul para o período de abril a setembro de 1990 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), segundo dados do GPCP.

Para verificar melhor as anomalias de umidade na sub-região Norte em 1990, 1993 e 1996 apresentam-se as Figuras 85, 86 e 87 que mostram a anomalia de divergência de fluxo de umidade em altos níveis. Na sub-região Norte há uma baixa anomalia negativa de fluxo de umidade em altos níveis em todos os anos, o que reforça as informações anteriores, de maior ingresso de

umidade em uma anomalia de baixa pressão, que favoreceu maior quantidade de precipitação e, por consequência, aumento da vazão. Interessante notar nas Figuras que há um padrão recorrente de anomalia positiva de divergência de umidade no centro da América do Sul, e uma área de anomalia negativa na porção centro-sul, sobre os estados de Mato Grosso do Sul, São Paulo e parte do Paraná e Paraguai e norte da Argentina. Há também uma anomalia positiva de fluxo de umidade sobre o Nordeste do Brasil, que pode ter relação mais direta com a anomalia positiva de umidade na sub-região Norte.

Anomalia de divergência do ar em 1990

Figura 85 - Anomalia de divergência do ar ($s^{-1} \times 10^{-6}$), para a América do Sul durante o ano de 1990 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), no nível sigma 0,2101. Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Anomalia de divergência do ar em 1993

Figura 86 - Anomalia de divergência de fluxo de ar ($\text{s}^{-1} \times 10^{-6}$), para a América do Sul durante o ano de 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), no nível sigma 0,2101. Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Anomalia de divergência do ar em 1996

Figura 87 - Anomalia de divergência de fluxo de ar ($\text{s}^{-1} \times 10^{-6}$), para a América do Sul durante o ano de 1996 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), no nível sigma 0,2101. Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Para confirmar como se deu a circulação de umidade nos anos de 1990, 1993 e 1996 apresentam-se as Figura 88, 89 e 90, que mostram a anomalia do vetor do vento em 850mb. Verifica-se que há um canal de umidade oriundo do Atlântico equatorial em direção à sub-região Norte (menos pronunciado em 1996), bem como o direcionamento anômalo do vento da região central do Brasil para o norte. O padrão de circulação nesses anos é bastante semelhante entre si, especialmente para 1990 e 1993, com uma anomalia positiva de velocidade de vento a partir do centro da América do Sul.

Figura 88 - Anomalia da média anual da circulação sobre a América do Sul em 1990 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010) em 850 hPa. Dados da Reanálise I.

Figura 89 - Anomalia da média anual da circulação sobre a América do Sul em 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010) em 850 hPa. Dados da Reanálise I.

Figura 90 - Anomalia da média anual da circulação sobre a América do Sul em 1996 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010) em 850 hPa. Dados da Reanálise I.

Assim, verifica-se que a anomalia positiva de chuva em 1990, 1993 e 1996 pode ter causa em uma anomalia ciclônica no Atlântico Central, com vetor de vento anômalo em direção à sub-região Norte, bem como uma anomalia anticiclônica no centro do Brasil que direciona vento para a sub-região Norte, causando maior convergência em baixos níveis, favorecendo maior precipitação e vazão.

Esse padrão anômalo de circulação pode estar relacionado com a PDO, já que a década de 1990 apresenta, predominantemente, anomalia positiva de PDO. Essa questão será mais bem discutida após apresentação dos padrões de circulação atmosférica para anos de anomalias negativas de vazão, a seguir.

Analisando-se os ciclos anuais para os anos com anomalias negativas de vazão na sub-região Norte (Figura 91), exceto 1997 (com valores acima da média de janeiro a abril) e 1985 (valores acima da média de agosto a novembro), todos os demais anos apresentaram valores abaixo da média durante todo o ano para vazão, mostrando que as anomalias negativas estiveram presentes em todas as estações do ano.

Figura 91 – Ciclo anual da vazão na sub-região Norte para os anos 1983 (curva pontilhada), 1985 (curva traço médio), 1992 (curva traço grande), 1995 (curva traço pequeno), 1997 (curva traço-ponto-ponto) e 2001 (curva traço-contínuo), com valores anuais superiores a um desvio padrão em relação ao valor climatológico (curva vermelha) de 1976 a 2010.

Nos anos de 1985 e 2001, ambos com anomalias negativas de vazão na sub-região Norte, o evento El Niño não se configurou. Em 1985 foi registrado um evento de La Niña fraca, de acordo com o ONI, o que é verificado na Figura 92. Índices baixos de vazão foram registrados de janeiro a julho de 1985. Neste ano, o Atlântico Subtropical apresentou anomalias negativas de TSM com valor médio igual a -1.6°C em janeiro e fevereiro, porém persistente durante todo o ano, o que pode ter favorecido o deslocamento da ZCIT mais para sul que a sua média climatológica, contribuindo para a redução das chuvas na sub-região Norte.

No ano de 2001, o ONI indica a ocorrência de La Niña fraca até o trimestre de fevereiro a abril. Configurando-se, posteriormente, um aquecimento anômalo no Pacífico norte e, de novembro a dezembro, um aquecimento no Pacífico sul, como pode ser observado na Figura 93. O Atlântico Sul apresenta anomalias positivas nos setores tropical e subtropical, próximo da costa do Brasil, entre as latitudes de 20 e 40°S, aproximadamente, e anomalias negativas no sul da AS, entre as latitudes de 40 a 60°S. O padrão médio anual de aquecimento e resfriamento no setor tropical do Atlântico Sul e Norte pode ter contribuído para que a ZCIT se posicionasse mais ao sul do que sua posição climatológica, reduzindo as chuvas na sub-região Norte. Maio a dezembro foram os meses com os menores registros de vazão em 2001, tendo o valor anual ficado abaixo da média climatológica.

Anomalia de TSM (sem tendência) para 1985

Figura 92 - Anomalias de TSM para todos os meses do ano de 1985 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), dados sem tendência linear. Os meses são identificados na parte superior de cada mapa, sendo que 198501 refere-se, por exemplo, a janeiro de 1985, e assim sucessivamente.

Anomalia de TSM (sem tendência) para 2001

Figura 93 - Anomalias de TSM para todos os meses do ano de 2001 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), dados sem tendência linear. Os meses são identificados na parte superior de cada mapa, sendo que 200101 refere-se, por exemplo, a janeiro de 2001, e assim sucessivamente.

Para analisar mais em detalhe a circulação atmosférica para anos de anomalias negativas de vazão sem atuação do El Niño optou-se pelo ano de

2001, já que este apresentou anomalias abaixo da média durante todo o período anual, conforme Figura 91.

Os dados de velocidade vertical do vento (ômega), apresentados na Figuras 94, demonstram que houve diminuição de movimento ascendente (atividade convectiva) sobre o Atlântico Norte, no norte da região norte do Brasil. Este aspecto deve ter contribuído para que as anomalias de precipitação e vazão na sub-região Norte ficassem abaixo da média no ano de 2001. A comparação dos mapas de anomalia da velocidade vertical em 850 hPa nos anos de 1990 (mais úmido, Figura 76) e 2001 (mais seco, Figura 84) ajuda a compreender como os processos dinâmicos podem ter se instalado sobre o Atlântico Norte equatorial (próximo a 10°N) nos diferentes períodos, com mais movimento ascendente em 1990, e menos, em 2001.

Média Anual de Anomalia de Ômega em 2001

Figura 94 - Anomalia de velocidade vertical dos ventos (ômega) para a América do Sul durante o ano de 2001 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010) em 850hPa.

Anomalias de ROLÉ para os anos de 1990 (Figura 79) e 2001 (Figura 95) reafirmam a maior formação de nebulosidade em 1990, e menor em 2001 em toda a região Norte da América do Sul, inclusive sobre a sub-região Norte,

considerada nesse item. Verifica-se um padrão meridional de anomalia de nebulosidade sobre a América do Sul nestes dois anos, um mais úmido e outro mais seco, em toda a América do Sul, com padrões contrastantes. Enquanto o ano de 1990 (mais úmido na sub-região Norte) apresenta anomalias negativas no norte da América do Sul e positivas e em regiões aproximadamente subtropicais e novamente negativas no sul, o ano de 2001 apresenta anomalias com sinais contrários em regiões semelhantes. Observa-se que estes dois anos são representantes de períodos com anomalias contrárias de PDO, pois por volta de 1996 o índice PDO passa de positivo a negativo (JISAO, 2015).

Anomalia Média Anual de ROLE em 2001

Figura 95 - Anomalia de radiação de onda longa emergente (ROLE) para a América do Sul durante o ano de 2001 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010) em 850hPa.

Os dados de função de corrente (Figura 96) permitem verificar que em 2001 há um padrão anual de anomalias negativas no hemisfério sul e anomalias positivas no hemisfério norte. Verifica-se também, no Pacífico Tropical Norte, um padrão distinto do observado em 1990 (Figura 97), com anomalias positivas no norte da América do Norte, em 2001, e negativas em 1990; além disso, em 1990 há um padrão de dipolo bem marcado entre as

latitudes de 50°N e 10°N, sendo a anomalia positiva ao norte e negativa ao sul, indicando a PDO positiva. Em 2001, verifica-se padrão espacial menos intensificado do que em 1990. Identifica-se ainda, em 2001, uma circulação ciclônica anômala no Atlântico Sul, que pode ter contribuído para modificar a circulação de ventos sobre a América do Sul.

Figura 96 - Anomalia de função de corrente anual (m^2/s) durante 2001 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), no nível sigma 0,2582. Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Figura 97 - Anomalia de função de corrente anual (m^2/s) durante 1990 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), no nível sigma 0,2582. Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Como já visto, o campo de anomalia de divergência do ar em altos níveis (0,2101 sigma) para 1990 (Figura 85) indica a presença de uma grande área com maior divergência sobre a faixa na direção noroeste-sudeste no setor norte da AS, o que atinge a sub-região Norte da Amazônia. Em geral, o

aumento da divergência (ou diminuição da convergência) deve contribuir para a intensificação de movimentos ascendentes na região estudada e, portanto, maior possibilidade de formação de nebulosidade e precipitação. Em 2001, a região de convergência do ar em altos níveis fica deslocada mais para norte em comparação a 1990, de forma a contribuir para a intensificação de movimentos descendentes sobre a região em estudo, como fica evidente na Figura 98.

Anomalia de divergência do ar em 2001

Figura 98 - Anomalia de fluxo de ar ($s^{-1} \times 10^{-6}$), para a América do sul durante o ano de 2001 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), no nível sigma 0,2101. Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

A anomalia da circulação sobre a América do Sul em níveis baixos (850 hPa) em 2001 indica, como pode ser verificado na Figura 99, a intensificação dos alísios sobre o setor norte da AS, na faixa centrada em 10°S, e do escoamento meridional de norte, a leste dos Andes. Este padrão é também observado durante a estação chuvosa da sub-região Norte, entre abril e setembro (não mostrado). A anomalia de oeste dos alísios entre o Atlântico equatorial e o Atlântico Norte tropical associada a anomalias de leste sobre o continente sulamericano contribuem para o aumento da divergência do ar na sub-região Norte da Amazônia. Associadas ao padrão de circulação observado em 2001 sobre a América do Sul observam-se anomalias de sul no setor leste da Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS), entre 10°S e 20°S, o que

representa sua intensificação. Em 1990 (rever Figura 88), por outro lado, observam-se anomalias de norte nesta faixa, o que está associado ao enfraquecimento da ASPS. É necessário verificar em estudos posteriores em quais anos as anomalias de circulação identificadas sobre a América do Sul e sobre o leste do Pacífico Sul são predominantes.

Figura 99 - Anomalia da média anual da circulação sobre a América do Sul em 2001 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados da Reanálise I.

Utilizando dados do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), apresentam-se na Figura 100 os campos de anomalia de precipitação que indicam anomalias positivas de chuva na área da sub-região Norte em 1990 (Figuras 100a) e anomalias negativas em 2001 (Figura 100b).

Figura 100 - Anomalias de Precipitação para (a) 1990 e (b) 2001 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), dados do GPCP.

Apesar de os padrões de anomalia de precipitação para os dados do GPCP destoarem dos dados de ROLE, parecem estar mais semelhantes aos dados coletados do sistema Hidroweb/ANA, permitindo a verificação de anomalias de precipitação sobre o norte do Brasil, incluindo a sub-região Norte.

Analisando-se mais pormenorizadamente o padrão climático de 1990 e 2001 a partir dos campos de ROLE para o período chuvoso (abril a setembro) para a sub-região Norte (Figura 101) verifica-se uma inversão de padrão entre 1990 e 2001. A nebulosidade do setor norte (centro-sul, entre 20°S e 40°S) da AS, entre abril e setembro, esteve mais intensificada (enfraquecida) no ano de 1990 (2001).

Figura 101 - Anomalia de ROLE para o período chuvoso (abril a setembro) na sub-região Norte para (a) 1990 e (b) 2001 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010).

Em 1990, as TSM mais baixas do que a climatologia da Alta Subtropical do Pacífico Sul (Figura 73) parece estar associada à entrada mais frequente (ou mais intensa) de massas de ar vindas de latitudes extratropicais. Dessa forma, a temperatura média no setor centro sul do continente ficou mais baixa do que o normal. Este padrão pode ter favorecido a localização da convecção tropical em posições mais ao norte, favorecendo maior precipitação em 1990 se comparado ao observado em 2001.

A anomalia da circulação em baixos níveis (850 hPa) mostra um fortalecimento do vento de leste entre o equador e 10°S nos dois anos analisados (ver Figuras 85 e 99). Por outro lado, o ano de 1990 indica, neste setor, um desvio da anomalia de leste para anomalia de sudeste a sul, evidenciando o enfraquecimento dos ventos alíseos de nordeste. O enfraquecimento dos alíseos de nordeste é também observado no Atlântico norte entre o equador e 10°N. Este padrão está associado a anomalias de oeste observadas no campo de anomalia do vento zonal em 1990 (Figura 102), que mostra valores positivos, indicando o enfraquecimento dos ventos de oeste neste setor. Observando o padrão de anomalias do vento zonal no Atlântico Norte, observa-se que há um padrão de onda na direção meridional, com a presença de anomalias positivas na faixa latitudinal próxima a 60°N, anomalias negativas próximas a 30°N e, novamente, anomalias positivas entre 10°N e o equador. Este padrão é também observado sazonalmente, entre junho e setembro (não mostrado), ou seja, prevalece durante todo o ano.

Figura 102 - Anomalia anual de vento zonal em 850 hPa para 1990 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010).

O padrão de anomalias da componente zonal no Atlântico Norte é inverso em 2001, como pode ser visto na Figura 103, configurando-se anomalias negativas de vento zonal ao redor da latitude de 60°N, anomalias

positivas em torno da latitude de 30°N e, novamente, anomalias negativas em torno da latitude de 10°N até próximo do equador.

Figura 103 - Anomalia anual de vento zonal em 850 hPa para 2001 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010).

Outro padrão importante que é visível no campos de anomalia de vento zonal é a ocorrência de anomalias de oeste no setor sul da América do Sul. No ano de 1990 a área com anomalias positivas de vento zonal está localizada mais ao norte em relação ao observado no ano de 2001. Este padrão está associado ao posicionamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) mais afastada do continente sulamericano, em contraposição ao observado em 2001, quando a alta subtropical ocupa setores mais a oeste. O posicionamento da ASAS mais a oeste está também associado ao deslocamento da convecção tropical mais para oeste, contribuindo também para a diminuição da nebulosidade sobre a sub-região Norte em 2001.

Assim, mesmo havendo maior confluência do vento zonal em 2001, na faixa tropical da América do Sul, o ano mais chuvoso foi 1990, o que pode ser explicado pela existência de anomalias de oeste do vento zonal no Atlântico Norte tropical, contribuindo para a convergência do ar no setor norte da região Amazônica.

Além da importância do Atlântico, sugere-se também que a fase da PDO possa ter contribuído para as anomalias de precipitação em 1990 (PDO positiva) e 2001 (PDO negativa). Para indicar as anomalias de circulação em períodos de diferentes sinais da PDO apresentam-se as Figuras 104 e 105, com anomalias de vento zonal em 850hPa para o período de PDO negativa (1960-1976) e PDO positiva (1977-1996), respectivamente.

Figura 104 - Anomalia de vento zonal em 850 hPa para período com PDO negativa, de 1960 a 1976.

Verifica-se um padrão inverso sobre o Atlântico equatorial, sendo observadas anomalias positivas (negativas) de vento zonal sobre o Atlântico durante PDO negativa (positiva). Verifica-se também inversão de sinal do vento zonal em áreas sobre o Nordeste e o Sudeste do Brasil, o que pode mudar o padrão de ventos e alterar as chuvas em alguma sub-região da bacia amazônica brasileira.

Anomalia de vento zonal entre 1977 e 1996

Figura 105 - Anomalia de vento zonal em 850 hPa para período com PDO positiva, de 1977 a 1996.

Com relação ao vento meridional também se verifica que há uma inversão de sinais sobre o setor centro-leste da América do Sul durante diferentes eventos de PDO. A Figura 106 apresenta os campos da anomalia média do vento meridional, em 850 hPa, para período de PDO negativa (1960-1976), onde configura-se anomalia negativa no centro do Brasil e anomalia negativa no Nordeste, se expandindo para o Norte da América do Sul.

Anomalia de vento meridional entre 1960 e 1976

Figura 106 - Anomalia de vento meridional em 850 hPa para período com PDO negativa, de 1960 a 1976.

No caso da Figura 107, que apresenta anomalia de vento meridional para períodos de PDO positiva (1977-1996), os sinais das anomalias se invertem no centro-leste da América do Sul, configurando-se uma anomalia positiva no centro da América do Sul e negativas sobre o Nordeste e Norte, além de mostrarem-se mais enfraquecidos. Esses padrões de circulação foram identificados nas circulações de 1990 e 2001, sugerindo, portanto, a importância de se considerar o sinal da PDO para identificar os padrões anômalos de circulação na América do Sul.

Anomalia de vento meridional entre 1977 e 1996

Figura 107 - Anomalia de vento meridional em 850 hPa para período com PDO positiva, de 1977 a 1996.

No entanto, este tema ainda merece maior aprofundamento em estudos futuros.

8.2 ANÁLISE DA RELAÇÃO TSM E VAZÃO NA SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA

A sub-região Amazonas-Foz é a que comporta os postos meteorológicos com série histórica mais longa e com menos falhas e, por isso, mais comumente estudados em outros trabalhos. As estações de Manacapuru, próxima a Manaus, e Óbidos, próxima à foz do rio Amazonas, são as mais estudadas. A vazão observada nestes postos, localizados justamente na região da foz do rio Amazonas, representa a vazão integrada em toda a bacia amazônica. Muitos autores analisam estas regiões e atribuem sua variabilidade a toda bacia amazônica. Porém, como é possível perceber no presente estudo, a variabilidade espacial da vazão na bacia amazônica é notória, tendo sido possível identificar cinco sub-regiões homogêneas relativamente à hidrologia. Esta subdivisão é também percebida através dos campos de correlação com a TSM dos oceanos globais, que mostram distintos padrões. Os resultados dos testes de correlação linear entre a chuva e a vazão, indicados no Capítulo 6, mostram que a variabilidade dos dados de vazão mensal e anual da sub-região Amazonas-Foz não está bem associada à variabilidade da chuva. O fato de receber contribuições de todas as demais sub-regiões constitui parte da explicação para as diferenças identificadas na variabilidade da sub-região Amazonas-Foz.

Por isso, essa sub-região é a que melhor condiz com os resultados da bibliografia sobre análises climáticas para a região Amazônica, tendo em vista o uso dos dados dos postos meteorológicos mencionados anteriormente, que se localizam na sub-região. A correlação linear entre a TSM e vazão desta sub-região apresenta forte correlação negativa na região do Pacífico Equatorial, especialmente para defasagens de 3 a 6 meses, como pode ser verificado na Figura 108. O padrão ferradura é também observado no Pacífico tropical, demonstrando a ligação da vazão com eventos ENOS e PDO. Também se destaca a alta correlação negativa no Pacífico Sul, principalmente para defasagens de 0 a 6 meses. Este setor sul do Pacífico Sul, como já apresentado, mostra significativa correlação com a TSM da região do Pacífico Equatorial. No setor tropical do Atlântico Norte e Sul, observam-se, respectivamente, valores negativos e positivos de correlação, o que pode estar associado ao deslocamento meridional da ZCIT. Os valores positivos de correlação no Atlântico Sul tropical devem estar associados ao posicionamento

da ZCIT em latitudes mais ao sul em comparação a sua posição climatológica, provendo maior volume de precipitação e vazão na sub-região Amazonas-Foz.

É importante notar a variação concomitante da intensidade dos valores de correlação nas áreas com valores negativos nos oceanos Atlântico e Pacífico tropicais com a alteração da defasagem temporal. Estas duas áreas tropicais mostram intensificação e enfraquecimento da correlação para os mesmos intervalos temporais adotados, o que significa forte associação linear entre elas. Este aspecto pode estar associado à ligação entre o setor tropical dos dois oceanos através possivelmente da alteração da circulação de baixos níveis, dos ventos alísios. Padrão semelhante ao do GMAT aparece, principalmente, para defasagens temporais de 4 a 6 meses entre a TSM e a vazão da sub-região Amazonas-Foz. O período de março a julho compreende, para esta sub-região, o pico da estação chuvosa e o início da estação seca. Outra porção do Atlântico que se destaca, nesse caso com correlação positiva, é a região do Atlântico Sul, mais fortemente para defasagem temporal de 0 a 6 meses, ou seja, de janeiro a julho. Temperaturas mais altas (anomalias positivas) no Atlântico Sul subtropical estão associadas a maior vazão na sub-região Amazonas-Foz. Esta anomalia positiva no Atlântico Sul ocorre de forma concomitante a anomalias negativas no setor tropical do mesmo oceano, entre o equador e 30°S, numa faixa que se estende de noroeste a sudeste.

Correlação entre Vazão (anomalia) e TSM (dtrend): sub-região Amazonas-Foz

Figura 108 - Correlação linear entre TSM e dados de vazão mensal da sub-região Amazonas-Foz, para o período de 1976 a 2010. Os valores de significância estatística para essa correlação estão apresentados no Apêndice E.

Considerando o mapa de correlação entre TSM e vazão para a sub-região Amazonas-Foz foram definidas as áreas de TSM com maior potencial para influenciar linearmente a variabilidade da vazão na referida sub-região, através do cálculo de correlação linear. Estas áreas são apresentadas na Figura 109, sendo denominadas de Antártica-África, Antártica-América do Sul, Índico, Niño-Pacífico Equatorial, Pacífico Norte, Atlântico Sul e Atlântico Central.

Figura 109 - Áreas oceânicas cuja TSM é bem correlacionada com a vazão da sub-região Amazonas-Foz da bacia Amazônica brasileira, no período de 1976 a 2010.

Para verificar se os valores de TSM nas áreas adotadas neste estudo estão associados a índices climáticos já conhecidos, foi realizado um teste de

correlação linear simples entre os valores médios de TSM nas áreas pré-selecionadas e índices climáticos que possam estar associados à variabilidade da região oceânica. Pela Tabela 14 pode-se verificar que a TSM média da região do Atlântico Central (7) corresponde bem aos índices AMM ($r=0,935$), TNA ($r=0,972$) e CAR ($r=0,769$). A TSM da região do Niño-Pacífico Equatorial (4) apresentou alta correlação com o IOS ($-0,845$), e a TSM da região do Pacífico Norte (5), com o índice da PDO ($-0,842$).

Tabela 14 - Correlação linear entre as áreas de TSM selecionadas neste estudo, que apresentam correlação significativa com a vazão da sub-região Amazonas-Foz e os índices climáticos de TSM, obtidos do PSD/ESRL/NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>) (Antarctic Oscillation - AAO; Southern Oscillation Index - SOI; Caribbean Index - CAR; Atlantic Meridional Mode - AMM; Tropical South Atlantic - TSA; Tropical North Atlantic - TNA; Pacific Decadal Oscillation - PDO).

TSM média e índices climáticos	r
Antártica - América do Sul X AAO	-0,338
Antártica - África X AAO	-0,367
Niño - Pacífico Equatorial X SOI	-0,845
Pacífico Norte X PDO	-0,842
Atlântico Sul X AMM	0,264
Atlântico Sul X TSA	-0,262
Atlântico Central X CAR	0,769
Atlântico Central X AMM	0,935
Atlântico Central X TNA	0,972

A Tabela 15 apresenta o valor da correlação entre as áreas de TSM mais bem correlacionadas com a vazão da sub-região Amazonas-Foz para os casos de média simples, MM de 3 meses e MM de 6 meses. Os valores em negrito são estatisticamente significativos ao nível de 90% segundo o teste t-

Student, e correspondem às regiões de TSM Atlântico Sul ($r=0,3554$) e Pacífico Norte ($r=0,2440$) para a média simples. Com a suavização dos dados por meio da média móvel, também as áreas de TSM Atlântico Central ($r=0,238$) e Niño-Pacífico Equatorial ($r=-0,435$), concordando mais com os resultados do mapa de correlação entre TSM e vazão. Com a média móvel de 6 meses, além das áreas de TSM já citadas acrescenta-se a região Antártica-África ($r=-0,310$). As regiões de TSM Antártica-América do Sul e Índico não apresentaram correlações significativas com a vazão na sub-região Amazonas-Foz.

Tabela 15 - Correlação linear entre vazão anual e valores de TSM para áreas oceânicas bem correlacionadas com a vazão da sub-região Amazonas-Foz da bacia amazônica, para o período de 1976 a 2010, com média móvel (MM) de 0 a 6 meses. Valores em negrito são significativos estatisticamente para 90% (t -crítico = 1,307), segundo o teste de t -Student.

Áreas de TSM bem correlacionadas	Correlação com a vazão da sub-região Amazonas-Foz	Correlação com a vazão da sub-região Amazonas-Foz	Correlação com a vazão da sub-região Amazonas-Foz
	MM = 0 meses	MM = 3 meses	MM = 6 meses
Antártica – África	$r = -0,143$ $t = 0,830$	$r = -0,109$ $t = 0,629$	$r = -0,310$ $t = 1,873$
Antártica - América do Sul	$r = 0,014$ $t = 0,080$	$r = 0,082$ $t = 0,472$	$r = 0,114$ $t = 0,659$
Atlântico Central	$r = -0,131$ $t = 0,759$	$r = 0,238$ $t = 1,407$	$r = 0,295$ $t = 1,773$
Atlântico Sul	$r = 0,355$ $t = 2,18$	$r = 0,437$ $t = 2,790$	$r = 0,432$ $t = 2,751$
Índico	$r = -0,158$ $t = 0,919$	$r = 0,022$ $t = 0,126$	$r = 0,199$ $t = 1,166$
Niño - Pacífico Equatorial	$r = -0,185$ $t = 1,081$	$r = -0,435$ $t = 2,775$	$r = -0,263$ $t = 1,565$
Pacífico Norte	$r = 0,244$ $t = 1,445$	$r = 0,362$ $t = 2,230$	$r = 0,423$ $t = 2,681$

A Figura 110 apresenta os valores anuais da vazão da sub-região Amazonas-Foz, para o período de 1976-2010, e os valores anuais da média de TSM para as regiões oceânicas Antártica-África, Antártica-América do Sul, Índico, Niño-Pacífico Equatorial, Pacífico Norte, Atlântico Sul e Atlântico

Central. Os cálculos de correlação foram efetuados para dados com e sem suavização por média móvel.

(a)

$r = -0,1437$

$r = -0,1091$

$r = -0,3101$

(b)

$$r = 0,0141$$

$$r = 0,0820$$

$$r = 0,1114$$

(c)

 $r = -0,1318$

 $r = 0,2385$

 $r = 0,2957$

(d)

$$r = 0,3554$$

$$r = 0,4372$$

$$r = 0,4322$$

(e)

 $r = -0,1584$

 $r = 0,0222$

 $r = 0,1999$

(f)

$$r = -0,1855$$

$$r = -0,4355$$

$$r = -0,2634$$

(g)

$$r = 0,2440$$

$$r = 0,3623$$

$$r = 0,4238$$

Figura 110 - Vazão anual na sub-região Amazonas-Foz e média da TSM na áreas oceânicas (a) Antártica-África, (b) Antártica-América do Sul, (c) Índico, (d) Niño-Pacífico Equatorial, (e) Pacífico Norte, (f) Atlântico Sul e (g) Atlântico Central, entre 1976 e 2010. Os valores de vazão e TSM foram suavizados por média móvel com janela de 3 e 6 meses.

Visando verificar quanto a tendência linear de longo prazo influencia o resultado da correlação, aplicou-se a correlação linear aos mesmos dados do cálculo anterior, sendo, porém, retirada a tendência linear tanto dos dados de vazão quanto dos dados de TSM. O resultado é apresentado na Tabela 16.

Tabela 16 - Idem à Tabela 15, mas para dados sem tendência linear de longo prazo.

Áreas de TSM bem correlacionadas	Correlação com a vazão da sub-região Amazonas-Foz	Correlação com a vazão da sub-região Amazonas-Foz	Correlação com a vazão da sub-região Amazonas-Foz
	MM = 0 meses	MM = 3 meses	MM = 6 meses
Antártica-África Dtrend	r = -0,054 t = 0,310	r = 0,026 t = 0,149	r = -0,209 t = 1,227
Antártica-América do Sul Dtrend	r = 0,100 t = 0,577	r = 0,178 t = 1,039	r = 0,079 t = 0,455
Atlântico Central Dtrend	r = -0,243 t = 1,439	r = 0,085 t = 0,490	r = 0,040 t = 0,229
Atlântico Sul Dtrend	r = 0,370 t = 2,287	r = 0,487 t = 3,203	r = 0,537 t = 3,656
Índico Dtrend	r = -0,441 t = 2,822	r = -0,484 t = 3,177	r = -0,437 t = 2,790
Niño Pacífico Equatorial Dtrend	r = -0,177 t = 1,033	r = -0,429 t = 2,728	r = -0,233 t = 1,376
Pacífico Norte Dtrend	r = 0,155 t = 0,901	r = 0,203 t = 1,190	r = 0,180 t = 1,051

Verifica-se uma interessante alteração nos resultados de correlação entre os dados de TSM e vazão com e sem tendência. Para os dados anuais retirada a tendência linear, a TSM média simples das regiões do Atlântico Central ($r = -0,243$), Atlântico Sul ($r = 0,370$) e Índico ($r = -0,441$) apresentam correlação linear estatisticamente significativa com a vazão, diferentemente da TSM das regiões do Atlântico Sul e Pacífico Norte para os dados com tendência. Para os dados com MM de 3 e 6 meses a região do Niño também aparece com correlação linear significativa com a vazão, o que não ocorreu com os dados com média simples. Destaca-se que em nenhum dos casos, com e sem tendência, a TSM da região do Pacífico Equatorial apresentou valor de correlação significativo. Por outro lado, em ambos os testes, o Atlântico

apresentou importância, especialmente para os dados sem tendência. Ou seja, a variabilidade da vazão na sub-região Amazonas-Foz está mais fortemente ligada, estatisticamente, à variabilidade do Atlântico do que à do Pacífico para séries temporais sem suavização dos dados. Para os campos de correlação com intervalos de 3 a 7 meses entre a vazão e a TSM, o Pacífico Equatorial apresenta mais importância do que as áreas do Atlântico (Figura 108). A análise dos dados com e sem tendência linear de longo prazo indica que as alterações globais devem modificar o comportamento físico-dinâmico que hoje temos sobre os oceanos. Os valores anuais da vazão na sub-região Amazonas-Foz e os valores de TSM das sub-regiões Antártica-África, Antártica-América do Sul, Índico, Niño-Pacífico Equatorial, Pacífico Norte, Atlântico Sul e Atlântico Central são apresentados na Figura 111, todos sem tendência linear.

(a)

 $r = -0,0541$

 $r = 0,026$

 $r = -0,209$

(b)

 $r = 0,100$

 $r = 0,1789$

$$r = 0,0792$$

(c)

$$r = -0,2430$$

$$r = 0,0850$$

$$r = 0,0405$$

(d)

$$r = 0,3706$$

$$r = 0,4879$$

$$r = 0,5376$$

(e)

$$r = -0,4417$$

$$r = -0,4848$$

$$r = -0,4373$$

(f)

$$r = -0,1777$$

$$r = -0,4299$$

$$r = -0,2330$$

(g)

$$r = 0.1552$$

$$r = 0,2034$$

Figura 111 - Vazão anual na sub-região Amazonas-Foz e média da TSM, sem tendência, na região (a) Antártica-África, (b) Antártica-América do Sul, (c) Índico, (d) Niño-Pacífico Equatorial, (e) Pacífico Norte, (f) Atlântico Sul e (g) Atlântico Central.

Verifica-se que o Índico e o Atlântico Sul tem uma correlação linear alta, especialmente para dados com defasagem de 3 e 6 meses. É difícil explicar como as anomalias de TSM no Índico, neste caso, poderiam afetar a variabilidade da vazão na bacia amazônica, porém adotamos a análise de Fukutomi e Yasunari (2013) que mostram uma relação inversa, onde excitações anômalas na zona extratropical poderiam, pelo fluxo de oeste, conduzir tais anomalias, por ondas de Rossby, até o oceano Índico, afetando inclusive o regime de monções asiáticas. Assim, a alta correlação para as regiões oceânicas do Atlântico Sul e do Índico poderiam coincidir com anomalias da sub-região Amazonas-Foz, não tendo, porém, efetivo efeito sobre a vazão desta sub-região.

Quando analisa-se separadamente a porcentagem explicativa de cada uma das variáveis independentes (regressão linear simples entre cada uma das variáveis explicativas e a variável dependente), como pode ser visto na Tabela 17, percebe-se mais claramente as alterações nos resultados em algumas sub-regiões. O maior destaque é dado para a região do Índico, que não apresenta correlação linear significativa com a vazão, conforme testes apresentados acima, apresentando, porém, a maior explicação da variância pela técnica da regressão linear simples, tendo os maiores resultados para os dados com tendência nos três casos de médias calculadas e os segundos

maiores valores para o caso dos dados após retirada a tendência linear. Também destaca-se, ao inverso dos cálculos de correlação linear, a região Antártica-América do Sul, que não apresenta valores significativos de correlação linear porém apresenta os maiores percentuais explicativos da variância da vazão para os dados sem tendência linear. Vale destacar que para os dados com tendência linear os valores explicativos da região de TSM Antártica-América do Sul são 0%, 0% e 0,6% para o caso da média simples e MM de 3 e 6 meses, mostrando a relevância da tendência linear de TSM no caso dos cálculos para essa região. Para os dados com tendência linear a região de TSM que melhor explica a variância dos dados de vazão é a região dos Niños, o que foi confirmado nos cálculos de correlação linear.

Tabela 17 - Porcentagem da variância da vazão mensal da sub-região Amazonas-Foz explicada por cada uma das áreas de TSM selecionadas para dados com tendência e sem tendência linear, para o período de 1976 a 2010 e casos de média simples, com MM de 3 meses e MM de 6 meses). O valor de R² total refere-se à soma linear do R² individual calculado para cada regressão linear simples, de forma que não deve ser igual ao valor de R² de um modelo de regressão linear múltipla, onde se assume a covariância entre as variáveis independentes.

		MM = 0 meses		MM = 3 meses		MM = 6 meses	
		Com tendência linear	Sem tendência linear	Com tendência linear	Sem tendência linear	Com tendência linear	Sem tendência linear
Antártica	-	0,0%	0,3%	0,0%	0,6%	0,0%	0,8%
África							
Antártica	-	0,0%	6,7%	0,0%	10,6%	0,6%	15,3%
América do Sul							
Atlântico		5,1%	3,2%	5,1%	4,8%	3,7%	5,7%
Central							
Atlântico Sul		0,3%	3,6%	0,4%	6,1%	0,7%	10,2%
Índico		11,8%	5,9%	12,8%	9,2%	8,9%	12,0%
Niño - Pacífico		9,5%	1,8%	8,5%	2,8%	2,8%	4,5%
Equatorial							
Pacífico Norte		0,0%	0,9%	0,0%	1,3%	0,1%	0,2%

Mesmo que os dados sem tendência linear sejam mais artificiais, pois remove-se algo real que é a tendência dos valores, o resultado estatístico da análise da variabilidade da vazão sem tendência deve ser considerado,

destacando-se a importância da tendência linear nos resultados de simulação da vazão da sub-região Amazonas-Foz em relação à TSM média do Atlântico.

A partir da análise de ondeletas da vazão da sub-região Amazonas-Foz verifica-se que esta apresenta alta energia para periodicidades entre 4 e 8 anos, em particular na década de 1990, como apresentado na Figura 112b,c. A série temporal da TSM da região de Niños também apresenta maior energia para esta faixa de periodicidade (Figura 118), contudo, para um período de tempo maior. As periodicidades entre 12 e 16 anos também são importantes para a série temporal da vazão, embora a energia associada apareça parcialmente fora do cone de influência, indicando menor representatividade para a série temporal considerada (1976-2010).

Figura 112 – Análise de ondeletas para os dados de vazão da sub-região Amazonas-Foz da bacia amazônica brasileira, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da vazão mensal (m^3/s), (b) variação temporal do espectro de potência para a vazão mensal da região Norte (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão

na faixa espectral de 2 a 4 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

A TSM média da região Antártica-África, na escala mensal, apresenta maior potência global de periodicidade entre 3 e 6 anos (Figura 113b e 113c), coincidindo com os valores altos de energia associada à variabilidade da vazão para faixas de frequências semelhantes. Este aspecto sugere que a TSM média na região Antártica-Africa deva ser considerada como potencial preditora da vazão.

Figura 113 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Antártica-África, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Antártica-África (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 3 a 6 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

A variabilidade da região de TSM Antártica-América do Sul é apresentada na Figura 114, mostrando que a maior potência da variabilidade ocorreu em períodos de 2 a 6 anos dentro da margem de significância (Figuras 114 b e 114c), com potência máxima de aproximadamente $0,2^{\circ}\text{C}$.

Figura 114 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Antártica-América do Sul, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Antártica-América do Sul (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 0 a 12 meses (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Já a região de TSM do Atlântico Central apresenta pico de potência de variabilidade em torno de 8 anos (Figuras 115b e 115c) e variabilidade maior durante o período de 1983 a 1994 (Figura 115d). Observa-se um segundo máximo para periodicidade de 2 a 4 anos para esta área oceânica. Os períodos de maior variância da TSM no Atlântico Central coincidem parcialmente com os períodos de maior variância da vazão na sub-região Amazonas-Foz, o que

pode explicar a correlação significativa estatisticamente entre valores anuais sem tendência de vazão e TSM para esta região, bem como o resultado da regressão linear múltipla para dados sem tendência.

Figura 115- Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Atlântico Central, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Atlântico Central (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 0 a 12 meses (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

A região de TSM Atlântico Sul tem padrão de variabilidade bastante semelhante ao do Atlântico Central, com maior variância para periodicidade de 8 anos (Figuras 116b e 116c). Alguns períodos com alta variância encontram-se fora do cone de influência, ficando o período de 1990 a 2000 no interior do cone de influência (Figura 116b).

Figura 116 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Atlântico Sul, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Atlântico Sul (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 0 a 12 meses (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

A variabilidade da TSM da região do Índico condiz, em parte, com a da vazão na sub-região Amazonas-Foz, principalmente entre 1985 e 1995. Seu espectro de potência (Figuras 117b e 117c) mostra várias faixas com alta energia entre 4 e 10 anos.

Figura 117 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Índico, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Índico (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 2 a 4 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

A periodicidade da energia relativa à faixa de 2 a 4 anos é semelhante para a média da TSM nas regiões do Índico e do Niño-Pacífico Equatorial (Figura 118d). Entretanto, a máxima potência da variância alcançada para esta faixa de periodicidade (2-4 anos) na região do Niño (Figura 118c) é quase 10°C^2 , muito maior do que a potência alcançada no Índico ($\sim 0,5^{\circ}\text{C}^2$) e maior do que aquela alcançada nas demais regiões oceânicas.

Figura 118 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Niño - Pacífico Equatorial, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Niño - Pacífico Equatorial (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 2 a 4 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Os resultados usados na análise de ondeletas para a região do Pacífico Norte são mostrados na Figura 119. A área Pacífico Norte apresenta maior energia da variabilidade interdecenal próximo a 14 anos (Figura 119b,c) (valor máximo global maior do que 6°C²), com alguns períodos fora do cone de influência. Periodicidades entre 4 e 8 anos parecem também ser importantes para esta área oceânica, alcançando valores de variância próximos a 4°C².

Figura 119 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Pacífico Norte, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Pacífico Norte (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas, (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 0 a 12 meses (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

De todas as áreas oceânicas consideradas com alta correlação linear com a vazão da sub-região Amazonas-Foz, as áreas de Niño e Pacífico Norte são as que mostram os maiores valores de variância para periodicidades de 2 a 16 anos, com valores máximos maiores do que 6°C^2 . Atlântico Central e Sul apresentam variâncias máximas em torno de 3 e 2°C^2 . As áreas Antártica-África e Antártica-América do Sul apresentam valores de variância de TSM na escala de décimos de graus.

Como indicado anteriormente, as variáveis que se associam linearmente à variabilidade da vazão da sub-região Amazonas-Foz (considerando os dados sem tendência linear), sem suavização dos dados, são a TSM do Índico ($r=-0,441$), Atlântico Sul ($r=0,370$) e Atlântico Central ($r=-0,243$). A região dos

Niños apresenta correlação significativa somente para os dados com MM de 3 meses ($r=-0,429$) e MM de 6 meses ($r=-0,233$). Mesmo não sendo a TSM da área ENOS a principal variável explicativa dos modelos lineares apresentados até o momento para a vazão desta sub-região, analisa-se na Figura 120 a relação entre os fenômenos ENOS e as anomalias de vazão observada na sub-região tendo em vista o destaque dado pela bibliografia específica.

Figura 120 – Ciclo anual médio de vazão na sub-região Amazonas-Foz para anos com diferentes eventos ENOS: anos com El Niño forte (curva vermelha), anos com El Niño fraco (curva amarela), anos com La Niña forte (azul) e anos com La Niña fraca (verde).

Os maiores valores médios de vazão anual na sub-região Norte ocorrem em anos de La Niña forte em todos os meses do ano, seguidos pelos anos com El Niño fraco. Há um destaque para a parte inicial do período chuvoso (fevereiro a junho), quando se percebe que em anos de La Niña forte os valores de vazão são cerca de $10.000\text{m}^3/\text{s}^{-1}$ maiores do que em anos de La Niña fraca (~20% maior) e cerca de $15.000\text{m}^3/\text{s}^{-1}$ maiores (~30% maior) do que em anos com El Niño forte.

Os menores registros de vazão ocorreram nos anos com El Niño forte (exceto em janeiro e dezembro, quando os menores valores são registrados em anos sob domínio de La Niña fraca).

O mesmo procedimento de análise foi aplicado aos anos com sinal positivo e negativo do índice NAO, como apresentado na Figura 121. Verifica-se que durante o período chuvoso e meses posteriores ocorrem anomalias positivas de vazão na sub-região Amazonas-Foz quando o NAO é positivo e anomalias negativas de vazão quando o NAO é negativo, especialmente entre maio e novembro.

Figura 121 - Média de vazão mensal para anos com índices positivos (curva vermelha) e negativos (curva azul) do índice NAO para a série temporal de 1976 a 2010.

Porém, como pode ser visto na Figura 122, nem todas as anomalias positivas de vazão estão relacionadas à La Niña (são exemplos os anos de 1978 e 2009) e nem todas as anomalias negativas estão associadas a El Niño (exemplo, 1976, 1989 e 1993). Portanto, torna-se necessário entender o que faz com que se tenham anomalias de vazão independente do fenômeno ENOS.

Figura 122 - Anomalia mensal de vazão na sub-região Amazonas-Foz e indicação de eventos ENOS conforme *Oceanic Niño Index* (ONI) entre 1976 e 2010. Linhas azuis indicam eventos de La Niña e linhas vermelhas, de El Niño.

Analisando as Figuras 123 e 124, que apresentam os desvios padrões de TSM para anos com anomalia positiva e negativa de vazão, respectivamente, verifica-se um padrão bastante semelhante ao que foi registrado para o caso da sub-região Norte. Para anos com anomalias positivas, a variabilidade de TSM no Pacífico localiza-se mais na porção central, também no Pacífico Norte e no Atlântico Norte, de julho a dezembro, com valores relativamente baixos. Já para a média dos anos com ocorrência de anomalias negativas de vazão, a variabilidade de TSM no Pacífico é forte (acima de 2 desvios padrões) na região canônica do ENOS, ou seja, da costa do Peru em direção ao Pacífico central em todos os meses do ano. Há também variabilidade alta em regiões do Pacífico Norte e do Atlântico Norte de maio a dezembro.

Desvio Padrão da TSM em anos com anomalia positiva de vazão: sub-região Amazonas-Foz

Figura 123 - Média do desvio padrão da TSM para anos com anomalias positivas de vazão na sub-região Amazonas-Foz (1978, 1989, 2007, 2008 e 2009).

Desvio Padrão da TSM em anos com anomalia negativa de vazão: sub-região Amazonas-Foz

Figura 124 - Média do desvio padrão da TSM para anos com anomalias negativas de vazão na sub-região Amazonas-Foz (1980, 1981, 1983, 1985, 1991, 1992, 1997, 1998, 2002 e 2010).

Ao analisar o ciclo sazonal dos anos que apresentaram anomalias positivas maiores do que um desvio padrão à média (Figura 125), verifica-se que todos os meses apresentaram anomalias superiores à climatologia. Os anos com anomalias positivas foram 1978, 1989, 2007, 2008 e 2009, sendo que 1989, 2007 e 2008 foram anos de La Niña forte (60% dos casos), quando se espera que ocorram anomalias positivas de vazão na sub-região Amazonas-Foz. 1978 foi um ano de El Niño fraco (20% dos casos) e 2009, El Niño forte (20% dos casos).

Figura 125 – Ciclo anual da vazão na sub-região Amazonas-Foz para a média climatológica (curva vermelha), os anos 1978 (curva contínua), 1989 (curva pontilhada), 2007 (curva traço médio), 2008 (curva traço grande) e 2009 (curva traço-ponto-traço), com valores anuais superiores a um desvio padrão em relação ao valor climatológico, de 1976 a 2010.

Quando se analisa o ciclo sazonal dos anos em que houve anomalia negativa maior do que um desvio padrão na sub-região Amazonas-Foz (Figura 126) também se verifica que, de forma geral, esta anomalia se deu em todos os meses do ano. Os anos que registraram anomalias negativas de vazão foram 1980, 1981, 1983, 1985, 1991, 1992, 1997, 1998, 2002 e 2010, sendo 1983, 1991, 1992, 1997, 1998, 2002 e 2010 (70% dos casos) anos de El Niño forte ou moderado, e 1980, 1981 e 1985 (30% dos casos) anos de ENOS neutro, não havendo nenhum ano com anomalia negativa coincidindo com ano de La Niña.

Figura 126– Ciclo anual da vazão na sub-região Amazonas-Foz para a média climatológica (curva vermelha), os anos 1980 (curva traço-contínuo), 1981 (curva pontilhada), 1983 (curva traço pequeno), 1985 (curva traço médio), 1991 (curva traço-ponto-traço), 1992 (curva traço-grande), 1997 (curva traço curto-ponto), 1998 (curva traço longo-ponto), 2002 (curva traço-fino) e 2010 (curva traço-médio-fino), com valores anuais inferiores a um desvio padrão em relação ao valor climatológico, de 1976 a 2010.

Esses resultados são significativos e corroboram os resultados anteriores, mostrando que os eventos ENOS podem explicar significativamente a variabilidade da vazão na sub-região Amazonas-Foz, principalmente quando se trata das anomalias negativas (ou eventos de El Niño). Como a circulação atmosférica que altera o regime climático nessa sub-região da bacia amazônica já foi amplamente discutida na bibliografia pertinente, não serão apresentados os mapas e gráficos dos componentes atmosféricos para esta sub-região.

8.3 ANÁLISE DA RELAÇÃO TSM E VAZÃO NA SUB-REGIÃO OESTE DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA

A sub-região Oeste é a que apresenta, dentre as cinco sub-regiões objetos desta pesquisa, a maior correlação entre os dados de vazão e precipitação na escala mensal ($r=0,399$) e a segunda maior correlação ($r=0,697$) para os valores anuais (a sub-região que apresenta a maior correlação com a precipitação anual é a Sul, com $r=0,757$). É uma sub-região relativamente pequena, que praticamente não recebe água pela vazão de rios de outros países ou outras sub-regiões. Portanto, os resultados de sua análise são importantes do ponto de vista espacial.

A Figura 127 apresenta os padrões de correlação entre a TSM e a vazão desta sub-região. Nos mapas de correlação com e sem defasagem temporal verifica-se principalmente áreas com correlação positiva no setor oeste do Pacífico tropical e setores subtropicais do Pacífico Norte e Sul e negativa no setor equatorial centro-leste. Pode-se observar a formação de padrão semelhante ao de "ferradura" observado em situações de eventos ENOS e nas fases da PDO. Este padrão é mais bem configurado quando se considera a correlação entre a TSM e a vazão defasadas de dois a sete meses. Ainda no Pacífico é possível observar valores intensos de correlação negativa no sul do Pacífico Sul (área centrada em 60°S e 120°O), próximo ao mar de Ross, na Antártica. Esta área mostra-se frequentemente bem correlacionada com as oscilações do Pacífico Equatorial. No mapa de correlação sem defasagem temporal (lag 0) da Figura 127 verifica-se que não há um padrão de correlação semelhante ao ENOS, apesar de se perceber valores negativos no Pacífico Equatorial, acompanhado por um padrão positivo no Pacífico Tropical Norte. O Pacífico Norte é a área que apresenta os valores mais intensos de correlação positiva com a vazão da sub-região Oeste. O padrão espacial de correlação no oceano Atlântico apresenta valores negativos no Atlântico Tropical Norte e positivos no Atlântico Subtropical Norte, para a maior parte das defasagens temporais consideradas. O Atlântico Sul também apresenta um padrão recorrente, com valores positivos de correlação na região subtropical adjacente à costa da América do Sul. Valores negativos de correlação na região tropical do Atlântico Sul também parecem ser recorrentes. Esta alteração de valores de correlação entre Atlântico Sul Tropical e Subtropical pode estar associada à instalação da ZCAS em posições meridionais distintas, ou à sua maior ou

menor inclinação em relação ao eixo meridional. Acompanhando esta hipótese, situações em que a ZCAS estivesse posicionada mais ao sul de sua posição climatológica favoreceriam maior precipitação e vazão na sub-região Oeste. De modo contrário, situações em que a ZCAS estivesse deslocada mais para norte favoreceriam condições mais secas à sub-região considerada. Águas menos (mais) aquecidas no Atlântico Tropical Norte estariam associadas a ventos alísios mais (menos) intensos e favoreceriam a maior (menor) entrada de umidade na sub-região Oeste, proporcionando mais precipitação e vazão. Dependendo da sub-região analisada a área no Atlântico Tropical Norte apresenta padrões distintos de correlação. No oceano Índico observa-se um padrão de dipolo entre o sul do continente africano, com correlação positiva, e a Austrália, correlação negativa.

Com aumento da defasagem temporal, a correlação positiva no Pacífico Norte se enfraquece e apresenta valores negativos a partir de 4 meses, quando a região do Pacífico Equatorial se configura com um padrão de ENOS mais bem definido. A correlação negativa observada na região do Pacífico Sul se intensifica para correlações com defasagens de até três meses, começando a enfraquecer a partir daí. Isto indica que apesar da TSM das áreas do Pacífico Equatorial e Pacífico Sul estarem correlacionadas linearmente, apresentando, em geral, correlação negativa com a vazão da sub-região Oeste, apresentam defasagem temporal entre si.

A correlação negativa no Atlântico Tropical é mais forte para a situação sem defasagem temporal (lag 0 na Figura 127); com o aumento do intervalo temporal, os valores de correlação diminuem até o padrão espacial se desconfigurar a partir de seis meses de defasagem. Ou seja, esta área oceânica seria mais importante como preditora em um modelo estocástico para simulação/previsão da vazão na sub-região Oeste para o período de seis meses posteriores à observação da TSM. A área do Atlântico Sul, por volta da latitude 50°S e longitude 30°O, com correlação positiva se torna mais intensa para defasagens de um a cinco meses. O padrão de dipolo zonal no Índico, entre o sudeste da África e o sul da Austrália, permanece para defasagens de até sete meses, quando se desconfigura.

Correlação entre Vazão (anomalia) e TSM (dtrend): sub-região Oeste

Figura 127 - Correlação linear entre TSM e dados de vazão mensal da sub-região Oeste para o período de 1976 a 2010. Os valores de significância estatística para essa correlação estão apresentados no Apêndice F.

Considerando os padrões espaciais de correlação que se apresentaram entre a TSM e a vazão na sub-região Oeste, e considerando as regiões oceânicas que podem ter uma ligação física com a circulação na sub-região Oeste da bacia amazônica brasileira, e que apresentaram padrões mais persistentes para as várias defasagens temporais consideradas, foram definidas cinco regiões de TSM conforme apresentadas na Figura 128, sendo denominadas Niño (Pacífico Equatorial), Atlântico Central, Pacífico Sul, Atlântico Tropical Sul e Pacífico Norte.

Áreas de TSM bem correlacionadas com a vazão para a sub-região Oeste

Figura 128 - Áreas oceânicas bem correlacionadas (1976-2010) com a vazão da sub-região Oeste da Amazônia.

Procurando identificar quanto essas regiões adotadas na presente pesquisa se correlacionam com índices climáticos já conhecidos foi realizado o teste de correlação linear entre ambos, cujo resultado está apresentado na Tabela 18.

Tabela 18 - Correlação linear entre as áreas de TSM selecionadas neste estudo e que apresentam correlação significativa com a vazão da sub-região Oeste e os índices climáticos de TSM, obtidos do PSD/ESRL/NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>) (Antarctic Oscillation - AAO; Southern Oscillation Index - SOI; Caribbean Index - CAR; Atlantic Meridional Mode - AMM; Tropical South Atlantic - TSA; Pacific Decadal Oscillation - PDO).

	r
Niño - Pacífico Equatorial X SOI	-0,805
Pacífico Norte X PDO	0,218
Pacífico Sul X AAO	-0,324
Atlântico Tropical Sul X TSA	-0,274
Atlântico Central X CAR	0,829
Atlântico Central X AMM	0,879

Identifica-se que o Niño e o SOI apresentam correlação alta entre si, de $r=-0,805$, assim como o Atlântico Central com o AMM ($r=0,879$) e o CAR ($r=0,829$). O Pacífico Sul apresenta correlação não desprezível com o AAO, com $r=-0,324$.

A Tabela 19 apresenta o valor da correlação entre as áreas selecionadas de TSM e a vazão na sub-região Norte, bem como sua significância estatística sem suavização dos dados e com suavização de 3 e 6 meses.

Tabela 19 - Correlação linear entre vazão anual e valores anuais de TSM para áreas oceânicas bem correlacionadas com a vazão para a sub-região Oeste da bacia amazônica, para o período de 1976 a 2010, com defasagem temporal (MM) de 0 a 6 meses.

Valores em negrito são significativos estatisticamente ao nível de 90% (t-crítico - 1,307), segundo teste t-Student.

Áreas de TSM bem correlacionadas	Correlação com a vazão da sub-região Oeste	Correlação com a vazão da sub-região Oeste	Correlação com a vazão da sub-região Oeste
	MM = 0 meses	MM = 3 meses	MM = 6 meses
Atlântico Central	r = -0,317 t = 1,924	r = -0,231 t = 1,363	r = -0,134 t = 0,776
Atlântico Tropical Sul	r = -0,007 t = 0,044	r = 0,001 t = 0,005	r = 0,084 t = 0,484
Niño - Pacífico Equatorial	r = 0,082 t = 0,474	r = 0,187 t = 1,093	r = 0,391 t = 2,440
Pacífico Norte	r = 0,041 t = 0,240	r = -0,288 t = 1,727	r = -0,218 t = 1,283
Pacífico Sul	r = -0,355 t = 2,181	r = -0,037 t = 0,212	r = -0,102 t = 0,589

Verifica-se que, segundo este cálculo, as áreas de TSM Pacífico Sul ($r=-0,355$) e Atlântico Central ($r=-0,3176$) tem maior correlação, com dados anuais, com a variabilidade da vazão na sub-região Oeste com dados sem suavização. Nos dados com MM = 3 meses, o Atlântico Central persiste, com mesmo sinal negativo, porém, com menor intensidade ($r=-0,231$) e o Pacífico Norte aparece com $r=-0,288$ e o Pacífico Sul passa a ter correlação bastante baixa ($r=-0,037$). Para dados com MM = 6 meses somente a região do Niño tem correlação significativa, com $r=0,391$, chamando atenção pelo fato de ser uma correlação positiva. Para acompanhar como se dá a associação entre os dos dados anuais de vazão e TSM das diversas regiões oceânicas selecionadas para esta sub-região é a apresentada a Figura 129.

(a)

$$r = -0,317$$

$$r = -0,231$$

$$r = -0,134$$

(b)

 $r = -0.007$

 $r = -0.001$

 $r = -0,084$

(c)

 $r = 0,082$

 $r = 0.187$

 $r = 0,391$

(d)

$$r = 0,041$$

$$r = -0,288$$

$$r = -0,218$$

(e)

 $r = -0,355$

 $r = -0,037$

 $r = -0,102$

Figura 129 - Vazão anual na sub-região Oeste e média da TSM na região (a) Atlântico Central, (b) Atlântico Tropical Sul, (c) Niño-Pacífico Equatorial, (d) Pacífico Norte (e) Pacífico Sul, para período de 1976 a 2010. Os valores de vazão e TSM foram suavizados por MM com janela de 3 a 6 meses.

Analisando a mesma correlação, entre áreas de TSM e vazão para a sub-região Oeste, agora com dados sem tendências, verifica-se, pela Tabela 20, que as mesmas regiões de TSM continuam melhor correlacionadas com a vazão da sub-região Oeste, para os três casos de MM apresentados.

Tabela 20 - Correlação entre vazão anual e valores anuais de TSM, sem tendência, para áreas oceânicas bem correlacionadas com a vazão da sub-região Oeste da bacia amazônica, para o período de 1976 a 2010, com suavização (MM) de 0 a 6 meses. Valores em negrito são significativos estatisticamente ao nível de 90% (t -crítico = 1,307), segundo o teste t -Student.

Áreas de TSM bem correlacionadas		Correlação com a vazão da sub-região Oeste	Correlação com a vazão da sub-região Oeste	Correlação com a vazão da sub-região Oeste
		MM = 0 meses	MM = 3 meses	MM = 6 meses
Atlântico Dtrend	Central	r = -0,382 t = 2,377	r = -0,271 t = 1,617	r = 0,159 t = 0,925
Atlântico Sul Dtrend	Tropical	r = -0,005 t = 0,031	r = -0,027 t = 0,155	r = 0,047 t = 0,270
Niño Equatorial Dtrend	- Pacífico	r = 0,079 t = 0,460	r = 0,195 t = 1,142	r = 0,362 t = 2,230
Pacífico Dtrend	Norte	r = 0,047 t = 0,274	r = -0,223 t = 1,314	r = -0,029 t = 0,166
Pacífico Sul Dtrend		r = -0,393 t = 2,455	r = -0,130 t = 0,753	r = -0,050 t = 0,287

Para acompanhar como se dá a correlação entre a vazão e a TSM das diversas regiões de TSM selecionadas, apresenta-se a Figura 130.

(a)

$$r = -0,382$$

$$r = -0,271$$

$$r = 0,159$$

(b)

$$r = -0,005$$

$$r = -0,027$$

$$r = -0,047$$

(c)

$$r = 0,079$$

$$r = 0,195$$

$$r = 0,362$$

(d)

 $r = 0,047$

 $r = -0,223$

 $r = -0,029$

(e)

$$r = -0,393$$

$$r = -0,130$$

$$r = -0,050$$

Figura 130 - Vazão anual na sub-região Oeste e média da TSM, sem tendência, na região (a) Atlântico Central, (b) Atlântico Tropical Sul, (c) Niño-Pacífico Equatorial, (d)

Pacífico Norte (e) Pacífico Sul, para o período de 1976 a 2010, com dados suavizados por MM de 0 a 6 meses.

Ao analisar a Tabela 21, que apresenta a regressão linear simples entre cada variável explicativa e a variável dependente, separadamente, para dados com e sem tendência linear e com suavização por MM de 0 a 6 meses, percebe-se que há significativa variação no valor de r para os dados com e sem tendência linear para todas as regiões de TSM. O padrão das áreas de TSM mais explicativas, para dados com tendência, é semelhante ao resultado visto para os cálculos de correlação linear, ou seja, as regiões que mais explicam a variabilidade da vazão são o Atlântico Central, o Pacífico Norte e o Pacífico Sul, além da região do Niño.

Tabela 21 - Porcentagem da variância da vazão mensal da sub-região Oeste explicada por cada uma das áreas de TSM selecionadas para dados com tendência e sem tendência linear, para o período de 1976 a 2010 e casos de média simples, com MM de 3 meses e MM de 6 meses). O valor de R^2 total refere-se à soma linear do R^2 individual calculado para cada regressão linear simples, de forma que não deve ser igual ao valor de R^2 de um modelo de regressão linear múltipla, onde se assume a covariância entre as variáveis independentes.

	MM = 0 meses		MM = 3 meses		MM = 6 meses	
	Com tendência linear	Sem tendência linear	Com tendência linear	Sem tendência linear	Com tendência linear	Sem tendência linear
Atlântico Central	79,2%	4,5%	82,8%	5,8%	79,5%	0,8%
Atlântico Tropical Sul	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%	0,0%
Niño (Pacífico Equatorial)	23,4%	0,05%	22,9%	1,3%	14,7%	2,1%
Pacífico Norte	74,2%	0,09%	81,9%	1,3%	83,0%	1,0%
Pacífico Sul	67,5%	0,05%	71,2%	11,1%	61,5%	19,2%

Para verificar em mais detalhe como se daria o acoplamento da variabilidade temporal da vazão na sub-região Oeste com a variabilidade temporal da TSM das áreas oceânicas selecionadas utilizou-se a técnica de ondeletas. O resultado para os dados mensais de vazão (Figura 131a) mostram que há um máximo de variabilidade (mais de $6 \text{ m}^6/\text{s}^2$) para periodicidades entre 2 e 6 anos, com pico para periodicidades de 4 anos (Figuras 131b,c). Os valores máximos de variância desta faixa de frequência, 2-4 anos, ocorreram nos períodos de 1980-1986 e 1995-2005, atingindo o máximo de $6 \text{ m}^6/\text{s}^2$ e $2 \text{ m}^6/\text{s}^2$ (Figura 131d), respectivamente.

Figura 131 - Análise de ondeletas para os dados de vazão da sub-região Oeste, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da vazão (m^3/s), (b) variação temporal do espectro de potência para a vazão mensal da sub-região Oeste (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 2 a 4 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Em geral, as várias áreas oceânicas selecionadas mostram grande parte da energia em periodicidades de 2 a 4 anos (Figuras 132 a 136), coincidindo com a periodicidade com alta energia na série de vazão da sub-região Oeste (Figura 131). A TSM do Atlântico Central apresenta maior variância nesta faixa de frequência (2-4 anos) no período 1985-2000 (Figura 132b), com valores máximos de 1 e 2 graus². A região de Niño apresenta uma faixa com periodicidades significativas entre 2 e 6 anos, de 1980 a 2005, com valores máximos de variância próximos a 14 graus² (Figura 133b-d). A área do Pacífico Norte, Figura 134, além de apresentar grande energia (3-4 °C²) na faixa de 8-14 anos, posteriormente a 1990, apresenta energia relativamente alta (1,5-2 °C²) na faixa centrada em 4 anos. A área do Pacífico Sul também apresenta alta energia relativa na faixa de 2-4 anos, como visto na Figura 135, com valores máximos de variância alcançando entre 0,5 e 0,6 °C². Os maiores valores ocorrem nos período de 1980-1990 e 1995-2002, coincidindo parcialmente com os períodos de máxima variância na série temporal de vazão da sub-região Oeste.

Figura 132 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Atlântico Central, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Atlântico Central (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 0 a 12 meses (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Figura 133 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Niño-Pacífico Equatorial, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Niño-Pacífico Equatorial (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 4 a 8 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Figura 134 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Pacífico Norte, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Pacífico Norte (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas, ((c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 2 a 4 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Figura 135 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Pacífico Sul, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Pacífico Sul (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 2 a 4 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

É possível verificar, portanto, alta energia em determinadas faixas de periodicidades tanto nos dados de vazão como nos dados de TSM. Essa análise pode ser melhorada estudando cada faixa de frequência separadamente, ficando como proposta para estudos futuros.

Como visto anteriormente, apesar de a região do Niño não apresentar correlação significativa com a vazão para dados sem defasagem temporal, com 6 meses de MM esta é a região que melhor explica a variabilidade da vazão na sub-região Oeste. Por saber a importância que este evento tem para a variabilidade climática global decidiu-se fazer a média da vazão para os anos com diferentes eventos ENOS, como pode ser visto na Figura 136. Não se verifica muita diferenciação entre as linhas de média do ciclo sazonal da vazão na sub-região Oeste para anos com El Niño forte, El Niño fraco, La Niña forte e

La Niña fraca e verifica-se que o padrão de anomalia é invertido ao obtido para as duas sub-regiões analisadas anteriormente, Norte e Amazonas-Foz. Nos anos com menor volume de vazão ocorrem eventos La Niña e, nos anos com maior vazão ocorrem eventos de El Niño forte e fraco no período de abril a dezembro, sendo que em janeiro e fevereiro, as maiores vazões são registradas durante eventos de La Niña. Vale lembrar que a correlação, vista nas Tabelas 19 e 20, é positiva, contrária à registrada em outras regiões. Esse padrão de anomalias é semelhante ao observado na região sul da América do Sul, com maiores índices pluviométricos registrados durante episódios de El Niño e menores índices registrados durante eventos La Niña.

Figura 136 – Ciclo anual médio de vazão na sub-região Oeste para anos com diferentes eventos ENOS: anos com El Niño forte (curva vermelha), anos com El Niño fraco (curva amarela), anos com La Niña forte (azul) e anos com La Niña fraca (verde).

Como pode ser verificado pela Figura 137, os anos de maiores anomalias positivas de vazão, como 1978, 1982, 1998 e 2004, não há ocorrência de eventos La Niña, como seria esperado para a região Norte do Brasil, como dito pela bibliografia, mas, pelo contrário, influências de eventos

de El Niño. Do mesmo modo, as mais intensas anomalias negativas de vazão, como 1979, 1984, 1994/95 não ocorrem em períodos com eventos de El Niño.

Figura 137 - Anomalia mensal de vazão na sub-região Oeste e indicação de eventos ENOS conforme *Oceanic Niño Index* (ONI) entre 1976 e 2010. Setas azuis indicam eventos de La Niña e setas vermelhas, de El Niño.

Esse resultado torna interessante a análise de anomalias de circulação de outras variáveis que possam afetar a variabilidade da vazão na sub-região Oeste da bacia amazônica brasileira.

Visando verificar quais áreas oceânicas apresentam maior variabilidade durante anos com anomalias positivas e negativas de vazão na sub-região Oeste maiores que um desvio padrão, são apresentadas as Figuras 138 e 139. Como já afirmado por Dessler et al. (2010), a região do Niño é uma das áreas globais que apresenta maior variabilidade de TSM. No caso da região Oeste, áreas com alta variabilidade são detectadas nos oceanos, porém, esse padrão aparece com posição diferenciada nos meses dos anos em caso de anomalias positivas ou negativas. Em caso de anomalias positivas, há maior variabilidade na região do ENOS entre setembro e dezembro, na região do Niño canônico. Já para as anomalias negativas a maior variabilidade de TSM ocorre no centro-leste do Pacífico Equatorial entre janeiro e fevereiro, restringindo-se à costa do

Peru nos demais meses do ano e demonstrando um enfraquecimento na região do Pacífico Central, que volta a ter maior variabilidade a partir de outubro, quando a maior variabilidade na costa do Peru diminui. Para os anos de anomalia positiva de vazão na sub-região Oeste verifica-se que há alta variabilidade de TSM no Pacífico Norte durante todo o ano, sem um padrão definido no Atlântico, exceto para os meses de junho, julho e agosto, quando há maiores valores de desvio padrão em 50°N e 60°W, entre o nordeste do Canadá e a Groenlândia. Para anos com anomalias negativas de vazão, o Atlântico apresenta maior variabilidade de maio a outubro, ao sul da Groenlândia.

Desvio Padrão da TSM em anos com anomalia positiva de vazão: sub-região Oeste

Figura 138 - Desvio padrão médio para anos com anomalias positivas de vazão na sub-região Oeste (1982, 1993, 1999 e 2009).

Desvio Padrão da TSM em anos com anomalia negativa de vazão: sub-região Oeste

Figura 139 - Desvio padrão médio para anos com anomalias negativas de vazão na sub-região Oeste (1980, 1983, 1995, 1998, 2005, 2006 e 2010).

Quando se analisa a Figura 140, que apresenta o ciclo sazonal dos anos com anomalias positivas maiores do que um desvio padrão, verifica-se que todos os anos apresentam valores acima da média em todos os meses, exceto em novembro de 2009. Os anos com anomalias positivas de vazão são 1982, 1993, 1999 e 2009. Desses anos, em 1982 ocorreu evento de El Niño forte, em 1993 não houve ocorrência de eventos ENOS, em 1999 ocorreu La Niña forte e em 2009, El Niño moderado, ou seja, não há um padrão de relação entre eventos ENOS e anomalias positivas de vazão para a sub-região Oeste. Em particular, o ano de 1999, no qual se registrou o evento La Niña forte, não apresenta os maiores valores de anomalia positiva de vazão, como poderia se esperar. Portanto, caberia aqui uma análise mais detalhada para verificar o que poderia provocar as anomalias positivas de vazão nesta sub-região.

Figura 140– Ciclo anual da vazão na sub-região Oeste para a média climatológica (curva vermelha), os anos 1982 (curva traço-contínuo), 1993 (curva pontilhada), 1999 (curva traço pequeno) e 2009 (curva traço médio) com valores anuais superiores a um desvio padrão em relação ao valor climatológico, de 1976 a 2010.

Para procurar entender a circulação atmosférica que leva a anomalias positivas de vazão na sub-região Oeste optou-se por analisar o ano de 1993, já que este não apresenta eventos ENOS. Caberia também uma análise sobre os

anos de 1982 e 2009, nos quais se registraram eventos El Niño forte e moderado, respectivamente, o que deveria levar, segundo a bibliografia, a anomalias negativas de precipitação. Fica essa sugestão para estudos futuros.

A TSM em 1993 (Figura 141), ano que também apresentou anomalias positivas de vazão na sub-região Norte, tem um padrão negativo no Atlântico, especialmente no Atlântico Tropical Sul e Subtropical, além de anomalias também negativas, porém menos intensas, no Atlântico Tropical Norte.

Figura 141 - Anomalia anual de TSM em 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), dados sem tendência linear.

A Figura 142 mostra padrão de ômega com significativa intensificação do movimento ascendente ao norte da América do Sul, centrada na coordenada (60°W; 5°S), atingindo a sub-região Oeste. Esse acréscimo de movimento ascendente pode ter levado a mais precipitação nesta sub-região e, por consequência, a anomalias positivas de vazão durante todo o ano de 1993. Em contrapartida, no setor central e leste da América do Sul, é evidente menor movimento ascendente ou intensificação de movimentos subsidentes, em 1993.

Média Anual de Anomalia de Ômega em 1993

Figura 142 - Anomalia anual de velocidade vertical do vento (ômega) (Pa/s) em 850 hPa, para a América do Sul durante o ano de 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Os dados de ROLE e precipitação, por outro lado, não parecem contribuir para o esclarecimento do padrão observado no campo médio de velocidade vertical. Há um padrão extenso de anomalia de ROLE positiva (Figura 143) na direção noroeste-sudeste, sobre Peru e Bolívia, principalmente, e atingindo a sub-região Oeste. Sobre o nordeste da América do Sul, é possível perceber um padrão de anomalias negativas de ROLE, o que deve ter contribuído para as anomalias positivas de precipitação nesta região, indicadas na Figura 144.

Anomalia Média Anual de ROLE em 1993

Figura 143 - Anomalia anual de radiação de onda longa emergente (ROLE) em 850 hPa para a América do Sul durante o ano de 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Da mesma forma que os dados de ROLE, os dados de anomalia de precipitação em 1993 (Figura 144) são, em geral, positivos no nordeste da América do Sul.

Anomalia de precipitação em 1993: dados GPCP

Figura 144 - Anomalia anual de precipitação (mm/dia) para a América do Sul durante o ano de 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados do GPCP.

Os dados de divergência em altos níveis (Figura 145) mostram que há um padrão de anomalias positivas sobre a faixa amarela que se estende, na direção noroeste-sudeste, sobre o oeste do Amazonas, Acre, sul do Pará, Goiás e Minas Gerais, provendo condições para que haja maior possibilidade de convergência do ar em níveis baixos da atmosfera e, portanto, maior precipitação. Assim, pode-se supor que a anomalia positiva de vazão na sub-região Oeste tenha tido origem em movimentos anômalos ascendentes locais nesta faixa noroeste-sudeste.

Anomalia de divergência do ar em 1993

Figura 145 - Anomalia anual de divergência ($s^{-1} \times 10^{-6}$ em nível sigma 0,2101 para a América do Sul durante o ano de 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Os perfis verticais seguintes mostram que em baixos níveis, até 950 hPa, houve a prevalência de intensificação de movimentos ascendentes, como evidenciam as anomalias negativas de omega (Figura 146). Associado a este comportamento, é possível verificar anomalias de nordeste sobre a sub-região Oeste, delimitada por $75^{\circ}O; 10^{\circ}S$ e $65^{\circ}O; 5^{\circ}S$ na componente horizontal do

vento, com anomalias negativas tanto da componente zonal (Figura 147) quanto da componente meridional (Figura 148) do vento em baixos níveis da atmosfera. Assim, o aumento da precipitação, e vazão, na sub-região Oeste, em 1993, é explicado mais facilmente pelas condições da baixa troposfera.

Figura 146 - Anomalia de omega em 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010) sobre a sub-região Oeste, delimitada pelas coordenadas 75°O e 10°S e 65°O e 5°S. Dados Reanálise I NCEP/NCAR.

Figura 147 - Anomalia da componente zonal do vento em 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010) sobre a sub-região Oeste, delimitada pelas coordenadas 75°O e 10°S e 65°O e 5°S. Dados Reanálise I NCEP/NCAR.

Figura 148 - Anomalia da componente meridional do vento em 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). sobre a sub-região Oeste, delimitada pelas coordenadas 75°O e 10°S e 65°O e 5°S. Dados Reanálise I NCEP/NCAR.

Apesar da anomalia de precipitação na sub-região Oeste ser positiva em 1993, contrastando com os resultados médios do conjunto de dados da Reanálise I, estes mesmos dados evidenciam uma anomalia ciclônica média, em baixos níveis, sobre o setor leste da América do Sul, em 1993. No mapa de anomalia de circulação na América do Sul em 1993 (Figura 149) não é possível identificar anomalias de convergência na região da sub-região Oeste, tal como visto nos perfis verticais mostrados anteriormente. O padrão de anomalia ciclônica a leste da América do Sul indica sua permanência em grande parte do ano.

Figura 149 - Anomalia anual circulação em 850 hPa para a América do Sul durante o ano de 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Analisando-se o campo de anomalia de vento meridional em 850 hPa, em 1993, Figura 150, verifica-se um padrão de onda desde o setor centro-oeste (Andes), ou mesmo desde o Pacífico adjacente, até o setor centro-leste da América do Sul, com uma oscilação de anomalias positivas e negativas.

Anomalia de vento meridional em 1993

Figura 150 - Anomalia anual de vento meridional em 850 hPa, para a América do Sul, durante o ano de 1993 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

As análises dos dados de 1993 levam à hipótese de que a anomalia de vazão neste ano tenha sido resultado de um padrão mais localizado de anomalia convergente em baixos níveis.

Passando para a análise do ciclo sazonal dos anos que apresentaram anomalias negativas maiores do que um desvio padrão (Figura 151), verifica-se que todos os anos apresentam valores abaixo da média para todos os meses, exceto janeiro de 1983 e novembro e dezembro de 1998. Portanto, a análise anual responde a padrões de variabilidade climática persistentes durante todo o ano, evidenciando a maior probabilidade de instalação de um mesmo padrão climático sobre a região. Os anos que apresentaram anomalias negativas de vazão na sub-região Oeste para o período de 1976 a 2010 foram 1980, 1983, 1995, 1998, 2005, 2006 e 2010. Destes, 1980, 2005 e 2006 foram anos neutros quanto a eventos ENOS, 1998 e 2010 apresentaram eventos de anomalia positiva de TSM no Pacífico Equatorial no início do ano e, negativa, nos meses do final do ano; 1995 foi um ano de El Niño moderado e 1983, El Niño forte.

Assim como para os dados de anomalias positivas, a sub-região Oeste não apresenta anomalias negativas fortemente relacionadas aos eventos ENOS. Portanto, a circulação atmosférica será analisada com mais detalhe

para verificar quais áreas oceânicas podem estar mais associadas à variabilidade da vazão nesta sub-região. Além disso, não serão detalhados os padrões atmosféricos de anos com anomalias associadas a eventos ENOS por estes já terem sido discutidos por outros autores.

Figura 151– Ciclo anual da vazão na sub-região Oeste para a média climatológica (curva vermelha), os anos 1980 (curva traço-contínuo), 1983 (curva pontilhada), 1995 (curva traço pequeno), 1998 (curva traço médio), 2005 (curva traço-pequeno ponto traço-pequeno), 2006 (curva traço-grande), 2010 (curva traço-grande ponto traço-grande), com valores anuais inferiores a um desvio padrão em relação ao valor climatológico, no período de 1976 a 2010.

Assim como para os dados de anomalias positivas de vazão, esta sub-região não apresenta anomalias negativas fortemente relacionadas aos eventos ENOS. Portanto, a circulação atmosférica será analisada com mais detalhe para verificar a possibilidade de áreas oceânicas estarem mais associadas à variabilidade da vazão nesta sub-região. O ano selecionado para a análise detalhada da circulação atmosférica é 1980, já que a anomalia negativa de 2005/2006 foi analisada com detalhe por Marengo et al. (2008), quando detectaram que a anomalia negativa nesta região esteve associada não ao El Niño, mas às águas anormalmente quentes no Atlântico Tropical Norte, que reduziram a intensidade dos alísios e, portanto, a entrada de umidade na

região amazônica durante o verão, reduzindo, também, os movimentos ascendentes sobre a região continental, o que reduziu a chuva.

Em 1980 a média anual de anomalia de TSM (Figura 152) apresenta anomalias positivas de TSM no Atlântico Norte tropical e subtropical e, negativas no Atlântico Sul subtropical. Em relação ao ano de 1993 e considerando os padrões ocorridos no Pacífico e Atlântico, o padrão do Atlântico Norte tropical e subtropical, em 1980, parece ter sido o mais distinto. Em 1993, foram observadas anomalias negativas de TSM no Atlântico Norte. Quanto ao Pacífico, verifica-se um padrão de anomalias positivas e negativas no Pacífico Norte subtropical, com anomalias positivas em torno de 50°N e, negativas, em torno de 25°N. Não há configuração de TSM semelhante ao padrão ENOS.

Figura 152 - Anomalia anual de TSM em 1980 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), dados sem tendência linear.

Os dados de velocidade vertical do vento (ômega), apresentados na Figura 153, demonstram uma forte anomalia positiva centrada aproximadamente na coordenada de 25°S e 70°W, sobre os Andes, que se estende para a região norte da América do Sul, atingindo a sub-região Oeste da bacia amazônica brasileira. Essa anomalia positiva de movimento vertical inibide a convecção e, conseqüentemente, a precipitação sobre a sub-região em estudo. De forma contrária a 1980, em 1993 são observadas anomalias negativas de ômega nesta mesma área (Figura 142), valores que também se

estendem para a região norte. De forma distinta do campo médio de 1993, o setor nordeste da América do Sul apresenta anomalias negativas de omega em 1980. O ano de 1980 apresenta maior concordância físico-dinâmica entre os padrões de anomalias de omega e ROLE em relação ao de 1993.

Média Anual de Anomalia de Ômega em 1980

Figura 153 - Anomalia anual de velocidade vertical dos ventos (ômega) em 850 hPa para a América do Sul durante o ano de 1980 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010).

Os dados de radiação de onda longa emergente (ROLE) em 1980 (Figura 154) também confirmam a redução da precipitação nesse ano, com um extenso padrão positivo sobre o norte e oeste da América do Sul (sudoeste da região amazônica), estendendo-se sobre o Pacífico equatorial, e um padrão negativo sobre o nordeste da América do Sul. Verifica-se que, tanto em 1993 como em 1980, há um padrão determinante de anomalias de ROLE sobre o continente, que afetou extensas regiões.

Anomalia Média Anual de ROLE em 1980

Figura 154 - Anomalia anual de radiação de onda longa emergente (ROLE) em 850 hPa para a América do Sul durante o ano de 1980 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Para procurar entender a origem dessas anomalias de circulação que levaram a redução da precipitação sobre a América do Sul apresenta-se o mapa de anomalia de circulação em 1980 (Figura 155). Verifica-se uma anomalia positiva de velocidade de ventos, em baixos níveis, provenientes do Pacífico em torno de $10^{\circ}S$ que, quando atingem o continente, se direcionam para o sul. Por outro lado há uma anomalia, também positiva, de ventos se originando no centro do continente sul americano, se direcionando para o norte, e norte da sub-região Oeste. Essa anomalia positiva parece funcionar como um bloqueio para os ventos oriundos do Atlântico, e que se direcionariam para a sub-região Oeste, mas neste ano, estão fazendo seu movimento para sul mais a leste do que a climatologia. Assim, a porção da atmosfera sobre a sub-região Oeste tem redução da chegada de ventos úmidos e também, redução da velocidade dos ventos

Figura 155 - Anomalia da média anual da circulação sobre a América do Sul em 1980 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010). Dados da Reanálise I.

O padrão espacial de anomalias da componente meridional do vento em 1980 (ano de anomalias positivas de vazão na sub-região Oeste), Figura 156, apesar de apresentar algumas semelhanças, como anomalias positivas sobre os Andes e negativas a leste, apresenta valores mais intensos do que os observados em 1993, e uma oscilação de sinais negativos e positivos que ocupa posições mais ao sul do que o padrão de 1993 (Figura 149). Este comportamento distinto entre 1993 e 1980 está associado ao padrão de anomalias observado na sub-região Oeste. Em 1993, foram registradas anomalias negativas e, em 1980, anomalias positivas. No primeiro caso, o padrão contribuiu para que houvesse anomalias de convergência do ar em baixos níveis e, no segundo, de divergência do ar.

A intensidade das anomalias negativas da componente meridional do vento pode determinar a propagação de ondas para o continente. Essa afirmação, no entanto, deveria ser confirmada com modelagem numérica, o que fica como sugestão de estudos futuros.

Anomalia de vento meridional em 1980

Figura 156 - Anomalia anual de vento meridional na América do Sul em 1980 (com relação à média climatológica de 1976 a 2010), segundo dados da Reanálise I NCEP/NCAR.

Apesar dos padrões de anomalia de ROLE e precipitação para os anos de 1993 e 1980 apresentarem-se bastante similares, o padrão de anomalias para 1980 é mais deslocado para norte, o que pode ter contribuído para as anomalias contrárias de precipitação e vazão observadas na sub-região Oeste nestes dois anos analisados. Ou seja, mesmo dentro de um período com padrão climático regional constante, é possível observar diferenças em anos específicos, principalmente em áreas localizadas nas regiões limítrofes entre anomalias positivas e negativas de ROLE e precipitação, como é o caso da sub-região Oeste.

8.4 ANÁLISE DA RELAÇÃO TSM E VAZÃO NA SUB-REGIÃO SUL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA

A sub-região Sul da bacia amazônica brasileira é, dentre as analisadas, a que teve maior alteração no uso do solo durante o período considerado,

devido ao desmatamento ocorrido a partir dos anos de 1960-70 com as frentes pioneiras oriundas do centro-sul do Brasil. Também foi a que registrou a maior tendência negativa de vazão durante o período analisado, com média de 39,75% para dados mensais e 33,39% para dados anuais, sendo estatisticamente significativa. Além de situar-se no centro do continente sulamericano (efeito de continentalidade), parte desta sub-região encontra-se em uma zona climática de transição entre os climas subtropical e tropical do Brasil, o que contribui para que tenha a maior amplitude no ciclo anual tanto de chuva quanto de vazão se comparada às demais sub-regiões consideradas. Estas peculiaridades diferenciam-na das demais sub-regiões analisadas, que apresentam clima equatorial. A sub-região Sul tem como principais rios constituintes o Tapajós e o Xingu, afluentes da margem direita do Amazonas.

Quando se analisa a correlação linear entre a TSM e a vazão para esta sub-região, na Figura 157, verifica-se que a região do Índico, Pacífico Sul, Pacífico Equatorial e Atlântico Sul tropical apresentam sinal negativo de correlação, que vão enfraquecendo com a defasagem temporal, exceto a região do Pacífico Equatorial, que tem a correlação negativa aumentada. As áreas que apresentam correlação positiva são o Pacífico Norte e Sul tropical (configurando-se um padrão semelhante ao "ferradura" em associação com a correlação negativa no Pacífico Equatorial centro-leste) e o Atlântico Sul subtropical, entre as latitudes de 30° e 60°S, que vai enfraquecendo com a defasagem temporal, após o intervalo de quatro meses entre a TSM e a vazão. Apesar de haver áreas oceânicas que, em média, apresentam os sinais positivos e negativos mencionados, indicando relação linear entre elas, a modulação dos valores de correlação em relação à defasagem temporal nas diversas áreas oceânicas apresenta diferentes fases. A TSM do sul do Pacífico Sul apresenta correlação mais intensa com a vazão da sub-região Sul para defasagens de até dois meses, enquanto que a TSM do Pacífico Equatorial apresenta os maiores valores entre cinco e sete meses de defasagem. As áreas de correlação negativa do Atlântico tropical associadas à variabilidade da vazão têm maior significância para defasagens de até quatro meses. As áreas com correlação positiva no setor subtropical do Atlântico Sul apresenta também os maiores valores para defasagens de até quatro meses com a vazão.

Correlação entre Vazão (anomalia) e TSM (dtrend): sub-região Sul

Figura 157 - Correlação linear entre TSM e dados de vazão mensal da sub-região Sul para o período de 1976 a 2010. Os valores de significância estatística para essa correlação estão apresentados no Apêndice G.

As áreas com correlação negativa no Pacífico Equatorial apresentam seus maiores valores e maior abrangência espacial para as defasagens de seis e sete meses, o que ocorre coincidentemente com a fraca correlação positiva na parte externa (regiões tropicais e subtropicais) da ferradura.

Procurando entender mais em detalhe a relação entre vazão e as áreas de TSM mais bem correlacionadas com ela, foram definidas seis áreas oceânicas, sendo denominadas Niño (Pacífico Equatorial), Pacífico Sul, Atlântico Central, Pacífico Norte, Atlântico Tropical Sul e Atlântico Sul, tendo seus limites apresentados na Figura 158.

Figura 158 - Áreas oceânicas bem correlacionadas (1976-2010) com a vazão da sub-região Sul da Amazônia.

A Tabela 22 apresenta a correlação linear entre as áreas oceânicas selecionadas e os índices já conhecidos que tenham proximidade geográfica.

Tabela 22 - Correlação linear entre as áreas de TSM selecionadas neste estudo e que apresentam correlação significativa com a vazão da sub-região Sul e os índices climáticos de TSM, obtidos do PSD/ESRL/NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>) (Antarctic Oscillation - AAO; Southern Oscillation Index - SOI; Caribbean Index - CAR; Atlantic Meridional Mode - AMM; Tropical South Atlantic - TSA; Pacific Decadal Oscillation - PDO) para o período de 1976 a 2010.

	r
Niño - Pacífico Equatorial X SOI	-0,820
Pacífico Norte X PDO	0,653
Pacífico Sul X SOI	-0,533
Pacífico Sul X AAO	-0,289
Atlântico Central X CAR	0,745
Atlântico Central X AMM	0,881
Atlântico Tropical Sul X TSA	0,864
Atlântico Sul X AMM	0,406
Atlântico Sul X TSA	-0,326
Atlântico Sul X AAO	-0,139

Verifica-se que dos dez testes comparativos realizados, todos se apresentaram significativos para o teste t-Student (t-crítico 1,307) e seis com correlação superior a $r = 0,5$. O Pacífico Sul apresenta maior correlação linear com o índice do ENOS (SOI) do que com a oscilação Antártica (AAO),

mostrando que possivelmente os padrões de variabilidade do sul do Pacífico Sul seja maisconectada com o ENOS. A região Atlântico Sul tem maior correlação com o modo meridional do Atlântico (AMM) do que com os índices TSA e AAO.

Para verificar mais especificamente a associação entre a TSM das áreas selecionadas e a vazão da sub-região Sul foram efetuados cálculos de correlação linear entre os dois conjuntos de dados, verificado-se a significância estatística pelo teste t-Student, conforme verifica-se na Tabela 23. Para os dados sem suavização (MM = 0 meses) as regiões de TSM com correlação significativa são o Atlântico Central ($r=-0,484$) e o Atlântico Tropical Sul ($r=-0,387$). Porém, com o avanço da defasagem temporal, com MM = 3 meses, todas as sub-regiões tem correlação significativa com a vazão, sendo o maior valor registrado para a região Atlântico Central ($r=-0,446$) e, o menor, no Pacífico Norte ($r=-0,227$). Para os dados com MM de 6 meses, somente o Pacífico Norte não apresenta valores de correlação significativos com a vazão da sub-região Sul. Portanto, todas as regiões escolhidas, especialmente para a suavização de 3 meses, são significativas para a elaboração de um modelo estocástico de previsão da vazão para a sub-região Sul.

Tabela 23 - Correlação linear entre vazão anual e valores anuais de TSM para áreas bem correlacionadas com a vazão para a sub-região Sul da bacia amazônica, para o período de 1976 a 2010, com defasagem temporal (MM) de 0 a 6 meses. Valores em negrito são significativos estatisticamente ao nível de 90% (t -crítico = 1,307), segundo teste t-Student.

Áreas de TSM bem correlacionadas	Correlação com a vazão da sub-região Sul	Correlação com a vazão da sub-região Sul	Correlação com a vazão da sub-região Sul
	MM = 0 meses	MM = 3 meses	MM = 6 meses
Atlântico Central	$r = -0,484$ $t = 3,184$	$r = -0,446$ $t = 2,862$	$r = -0,597$ $t = 4,274$

Atlântico Sul	$r = 0,118$ $t = 0,686$	$r = 0,257$ $t = 1,527$	$r = 0,294$ $t = 1,766$
Atlântico Tropical Sul	$r = -0,387$ $t = 2,413$	$r = -0,409$ $t = 2,574$	$r = -0,435$ $t = 2,775$
Niño - Pacífico Equatorial	$r = -0,212$ $t = 1,248$	$r = -0,366$ $t = 2,259$	$r = -0,224$ $t = 1,320$
Pacífico Norte	$r = -0,170$ $t = 0,991$	$r = -0,227$ $t = 1,338$	$r = -0,079$ $t = 0,455$
Pacífico Sul	$r = -0,004$ $t = 0,028$	$r = 0,283$ $t = 1,695$	$r = 0,614$ $t = 4,468$

As séries temporais de vazão anual e dos índices de TSM são apresentadas na Figura 159.

$$r = -0,446$$

$$r = -0,597$$

(b)

$$r = 0,118$$

$r = 0,257$

$r = 0,294$

(c)

$r = -0,387$

$r = -0,409$

$r = -0,435$

(d)

$r = -0,212$

 $r = -0,366$

 $r = -0,224$

(e)

 $r = -0,170$

$$r = -0,227$$

$$r = -0,079$$

(f)

$$r = -0,004$$

Figura 159 - Vazão anual na sub-região Sul e média da TSM na região (a) Atlântico Central, (b) Atlântico Sul, (c) Atlântico Tropical Sul (d) Niño-Pacífico Equatorial, (e) Pacífico Norte (f) Pacífico Sul.

Considerando a tendência de redução da vazão na sub-região Sul, indicada no Capítulo 7, apresentam-se os resultados para os dois casos para comparação, dados com tendência e sem tendência linear. Os resultados para a correlação linear entre os dados sem tendência linear são apresentados na Tabela 24.

Tabela 24 - Correlação entre vazão anual e valores anuais de TSM, sem tendência, para áreas oceânicas bem correlacionadas com a vazão para a sub-região Sul da bacia amazônica, para o período de 1976 a 2010, com suavização (MM) de 0 a 6 meses. Valores em **negrito** são significativos estatisticamente ao nível de 90% (t-crítico - 1,307), segundo o teste t-Student.

Áreas de TSM bem correlacionadas	Correlação com a vazão da sub-região Sul	Correlação com a vazão da sub-região Sul	Correlação com a vazão da sub-região Sul
	MM = 0 meses	MM = 3 meses	MM = 6 meses
Atlântico Central Detrend	r = -0,295 t = 1,775	r = -0,030 t = 0,172	r = 0,152 t = 0,883
Atlântico Sul Detrend	r = 0,200 t = 1,174	r = 0,417 t = 2,635	r = 0,648 t = 4,887
Atlântico Tropical Sul Detrend	r = -0,233 t = 1,379	r = -0,220 t = 1,295	r = 0,290 t = 1,740
Niño Pacífico Equatorial Detrend	r = -0,205 t = 1,206	r = -0,380 t = 2,359	r = -0,100 t = 0,577
Pacífico Norte Detrend	r = -0,244 t = 1,451	r = -0,470 t = 3,058	r = -0,310 t = 1,873
Pacífico Sul Detrend	r = -0,266 t = 1,590	r = -0,220 t = 1,295	r = 0,080 t = 0,461

Há uma importante mudança no padrão de correlação entre os dois conjuntos de dados. Para os dados com MM = 0 meses, a região de TSM do Atlântico Central continua sendo a área com maior valor de correlação ($r = -0,295$), porém com um valor menor ao comparar-se com os dados com tendência, seguida, no caso sem tendência linear, pela região Pacífico Sul ($r = -0,266$), Pacífico Norte ($r = -0,244$) e Atlântico Tropical Sul ($r = -0,233$), todas significativas para o nível de 90%, conforme o teste t-Student. As correlações para a TSM das regiões Niño-Pacífico Equatorial ($r = -0,205$) e Atlântico Sul ($r = 0,200$) não se apresentaram estatisticamente significativas neste teste para a defasagem temporal de 0 meses, mas para os dados suavizados com MM = 3 meses ambos são significativos. A TSM da região do Niño, no entanto, não mantém correlação significativa com a vazão da sub-região Sul com valores

suavizados com $MM = 6$ meses. Somente a região Pacífico Norte mantém correlação linear significativa para os 3 casos apresentados. Ressalta-se o papel da tendência linear ao avaliar-se os resultados para a região de TSM Pacífico Sul, que com dados com tendência apresentou um aumento da correlação linear com maior suavização (de $r = -0,004$ para $MM = 0$ meses para $r = 0,614$ para $MM = 6$ meses), porém quando utiliza-se os dados sem tendência linear ocorre o inverso, com correlação significativa para $MM = 0$ ($r = -0,266$) e não significativa nos casos seguintes. Caso semelhante ocorrem com a região Atlântico Central, que possui correlação significativa em todos os casos avaliados para dados com tendência linear, porém no caso dos dados sem tendência linear, a correlação com a vazão na sub-região Sul só é significativa no caso de $MM = 0$ meses.

Na Figura 160 são apresentadas as séries de dados anuais sem tendência, de 1976 a 2010, de vazão da sub-região Sul e TSM das áreas mais bem correlacionadas.

$$r = -0,030$$

$$r = 0,152$$

(b)

$$r = -0,200$$

$r = 0,417$

$r = 0,648$

(c)

$r = -0,233$

(d)

$r = -0,380$

$r = -0,100$

(e)

$r = -0,244$

$r = -0,470$

$r = -0,310$

(f)

$r = -0,266$

Figura 160 - Vazão anual na sub-região Sul e média da TSM, sem tendência, na região (a) Atlântico Central, (b) Atlântico Sul, (c) Atlântico Tropical Sul (d) Niño-Pacífico Equatorial, (e) Pacífico Norte (f) Pacífico Sul.

Para verificar o valor explicativo de cada uma das áreas oceânicas selecionadas, realizou-se um teste de regressão linear simples aplicando o teste separadamente a cada uma das áreas de TSM, para os dados com MM de 0 a 6 meses. Verifica-se na Tabela 25 que, com dados sem suavização, as áreas de TSM que mais explicam a variável dependente vazão da sub-região Sul, na escala mensal sem a retirada da tendência linear, são o Atlântico Sul (70%), o Atlântico Central (68,8%) e o Atlântico Tropical Sul (67,6%). Após a retirada da tendência linear, as áreas oceânicas que mais explicam a vazão

para dados sem defasagem temporal são o Niño (5,2%), o Atlântico Tropical Sul (4,4%) e o Atlântico Central (3,6%). Importante notar que o Atlântico Tropical Sul e o Atlântico Central permanecem como boas variáveis explicativas, e vão aumentando seu poder explicativa com a suavização dos dados de 3 e 6 meses, o mesmo ocorrendo com a região do Niño, mantendo-se na mesma ordem de variáveis explicativas com MM = 6 meses. A variável que menos explica a variância da vazão para os 3 conjuntos de dados, sem tendência linear, é a região do Pacífico Norte. O destaque, nesta Tabela 24, é verificar que, para dados sem tendência linear, a região do Niño - Pacífico Equatorial é a melhor variável explicativa, o que não ocorreu para os dados com tendência linear.

Tabela 25 - Porcentagem da variância da vazão mensal da sub-região Sul explicada por cada uma das áreas de TSM selecionadas para dados com e sem tendência linear, para o período de 1976-2010. O valor de R² total refere-se à soma linear do R² individual calculado para cada regressão linear simples, de forma que não deve ser igual ao valor de R² de um modelo de regressão linear múltipla, onde se assume a covariância entre as variáveis independentes.

	MM = 0 meses		MM = 3 meses		MM = 6 meses	
	Com tendência linear	Sem tendência linear	Com tendência linear	Sem tendência linear	Com tendência linear	Sem tendência linear
Atlântico Central	68,8%	3,6%	74,7%	4,8%	73,4%	6,0%
Atlântico Sul	70,0%	1,4%	73,5%	2,3%	70,0%	3,5%
Atlântico Tropical Sul	67,6%	4,4%	69,6%	5,4%	58,9%	6,7%
Niño - Pacífico Equatorial	30,8%	5,2%	29,2%	7,1%	16,0%	9,8%
Pacífico Norte	57,5%	0,8%	64,7%	1,7%	65,9%	3,0%
Pacífico Sul	39,5%	1,3%	42,3%	2,0%	53,0%	3,6%

A Figura 161, com os resultados da aplicação da transformada de ondeletas para a vazão da sub-região Sul, mostra maior potência de periodicidade entre 2 e 8 anos, com pico em 4 anos (Figuras 161b e 161c), o

que é um padrão conhecido para eventos ENOS. Periodicidades nesta faixa (2-8 anos) ocorreram com maior regularidade nos períodos 1985-1990 e a partir de 2000 (Figura 161b). Observa-se energia relativamente alta para oscilações na faixa de 12-16 anos, embora esta energia esteja localizada fora do cone de influência.

Figura 161 - Análise de ondeletas para os dados de vazão da sub-região Sul da bacia amazônica brasileira, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da vazão (m^3/s^{-1}), (b) variação temporal do espectro de potência para a vazão mensal da sub-região Sul (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 2 a 4 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Quanto às análises das ondeletas de TSM para as áreas selecionadas com maior correlação com a vazão da sub-região Sul, a região Atlântico Central (Figura 162) mostra pico de potência para a faixa centrada em oito anos (Figuras 162b e 162c). Esta periodicidade alta está presente em todo o

período analisado, embora as extremidades estejam fora do cone de influência. As periodicidades de 2 a 4 anos apresentam forte energia entre 1985 e 1990. Assim, a área oceânica selecionada no Atlântico Central tem como contribuir para a variabilidade da vazão da sub-região Sul na faixa de 2 a 4 anos e na faixa centrada em 8 anos.

Figura 162- Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Atlântico Central, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Atlântico Central (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 0 a 12 meses (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

As periodicidades com maior energia no Atlântico Sul tropical, Figura 163, ocorrem na faixa centrada em quatro anos e na faixa entre 16 e 18 anos, embora esta última esteja fora do cone de influência. Assim, sugere-se que a possível influência na vazão da sub-região Sul deve ocorrer nestas faixas de periodicidades.

Figura 163- Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Atlântico Tropical Sul, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Atlântico Tropical Sul (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 0 a 12 meses (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Ao se analisar a Figura 164, com os resultados da análise espectral para a TSM da região do Niño - Pacífico Equatorial, verificam-se semelhanças com os resultados obtidos para a vazão na sub-região Sul. A maior potência de variabilidade ocorre para periodicidades de 2 a 8 anos, com pico em 4 anos (Figuras 164b e 164c).

Figura 164- Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Niño - Pacífico Equatorial, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Niño - Pacífico Equatorial (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 0 a 12 meses (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

A região de TSM do Pacífico Norte, apresentada na Figura 165, mostra uma potência maior de periodicidade de na faixa centrada em oito anos (Figuras 165b e 165c), além de altos valores nas faixas centradas em dois, no início da década de 1980, e quatro anos, no final da década de 1990.

Figura 165- Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Pacífico Norte, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM ($^{\circ}\text{C}$), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Pacífico Norte (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 0 a 12 meses (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Em comparação a outras áreas oceânicas, tais como Niño (Figura 164), Atlântico Central (Figura 162), Atlântico Sul tropical (Figura 163) e Pacífico Norte (165), a área do Pacífico Sul (Figura 166) apresenta baixa energia para todo o espectro analisado. Apresenta faixas mais largas de periodicidades com energia relativamente alta, de um a quatro anos, com energia mais alta no início da década de 1980 e em quase toda década de 1990. Outra faixa com alta energia relativa no Pacífico Sul ocorre para periodicidades maiores do que oito anos (Figura 166b). Assim, o Pacífico Sul, apesar de sua energia total ser relativamente baixa, com valores máximos de $0,04\text{ }^{\circ}\text{C}^2$, apresenta energia relativamente alta em boa parte do espectro total considerado.

Figura 166 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Pacífico Sul, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Atlântico Tropical Sul (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas, (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da TSM na faixa espectral de 1 a 2 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Para identificar as áreas de maior variabilidade durante eventos de anomalias positivas e negativas de vazão na sub-região Sul são analisados mapas com o desvio padrão médio nas duas situações, nas Figuras 167 e 168.

Verifica-se na Figura 167, com o desvio padrão de TSM para anos com anomalia positiva de vazão que em janeiro e fevereiro a maior variabilidade está na região do Pacífico Equatorial Central, sendo que entre março e maio não se verifica uma área que apresente significativo padrão de variabilidade. A partir de junho, áreas no Pacífico Norte, centrada em (30°N;140°O), e no Atlântico Norte, centrada em (40°N; 30°O), apresentam desvio padrão maior que 1,2 °C. A partir de agosto, a região do Pacífico Equatorial na região de Niño Canônico (próximo à costa do Peru) começa a apresentar variabilidade

maior que 1,2 °C desvios padrões, fortalecendo-se até dezembro. Áreas no Pacífico Norte e Atlântico Norte também apresentam variabilidade maior que um 1,0 desvio padrão, mas sem apresentar regularidade espacial.

Já na Figura 168, quando são apresentados os índices de desvio padrão para anos com anomalias negativas de vazão na sub-região Sul, pode-se perceber que a área que mais se destaca é a do Pacífico Equatorial, que se mantém com variabilidade acima de 1,4 °C desvios padrões o ano todo, tendo, porém, um enfraquecimento durante o inverno austral. O Pacífico Sul apresenta variabilidade maior do que um desvio padrão em janeiro e fevereiro, enfraquecendo gradualmente até junho. Durante o inverno austral o Atlântico Norte apresenta maior variabilidade, porém sem regularidade espacial e de intensidade.

Desvio Padrão da TSM em anos com anomalia positiva de vazão: sub-região Sul

Figura 167 - Desvio padrão médio para anos com anomalias positivas de vazão na sub-região Sul (1977, 1978, 1982, 1989 e 2008).

Desvio Padrão da TSM em anos com anomalia negativa de vazão: sub-região Sul

Figura 168 - Desvio padrão médio para anos com anomalias negativas de vazão na sub-região Sul (1998, 2002, 2003, 2006 e 2010).

Sabendo-se da importância do ENOS para a variabilidade climática global, analisa-se a Figura 169, que mostra a média dos ciclos sazonais para anos com La Niña forte e fraca e El Niño forte e fraco que ocorreram durante o período de estudo. E verifica-se que o padrão é o já registrado para a região amazônica, ou seja, maiores índices de vazão para anos com La Niña forte, principalmente durante o período chuvoso e os menores índices de vazão quando da ocorrência de El Niño ou La Niña fraca (fevereiro a abril).

Figura 169 – Ciclo anual médio de vazão na sub-região Sul para anos com diferentes eventos ENOS: anos com El Niño forte (curva vermelha), anos com El Niño fraco (curva amarela), anos com La Niña forte (azul) e anos com La Niña fraca (verde).

Essa influência do ENOS fica clara ao verificar que em eventos de El Niño como 1983, 1997 e a vazão foi negativa nesta região e durante anos de La Niña, como 1976 e 2009-2010 a vazão foi positiva (Figura 170). Mas vários eventos de anomalias positivas e negativas não coincidem com eventos ENOS. Isso será mais bem analisado com os componentes atmosféricos para definir-se como outras áreas de TSM podem influenciar a variabilidade climática nesta sub-região.

Figura 170 - Anomalia mensal de vazão na sub-região Sul e indicação de eventos ENOS conforme *Oceanic Niño Index* (ONI) entre 1976 e 2010. Setas azuis indicam eventos de La Niña e setas vermelhas, de El Niño.

Ao se analisar o ciclo anual dos anos com anomalias positivas de vazão maiores do que um desvio padrão na sub-região Sul (1977, 1978, 1982, 1989 e 2008), na Figura 171, e comparando-se com o índice ONI, identifica-se que todos os anos apresentaram eventos La Niña ou estavam ainda sob influência deles. Todos os anos apresentaram todos o ciclo anual com valores superiores ao valor climatológico para esta região.

Figura 171 – Ciclo anual da vazão na sub-região Sul para a média climatológica (curva vermelha), os anos 1977 (curva traço-contínuo), 1978 (curva pontilhada), 1982 (curva traço pequeno), 1989 (curva traço grande) e 2008 (curva traço-ponto), com valores anuais superiores a um desvio padrão em relação ao valor climatológico.

Para os anos com anomalias negativas, todos os anos analisados (1998, 2002, 2003, 2006 e 2010) apresentam vazão abaixo da média em todos os meses, como verificado na Figura 172. Dos cinco anos que apresentaram mais do que um desvio padrão negativo, 1998 apresentou El Niño forte, 2002, 2003 e 2010, El Niño moderado e 2006, El Niño fraco.

Figura 172 – Ciclo anual da vazão na sub-região Sul para a média climatológica (curva vermelha), os anos 1998 (curva traço-contínuo), 2002 (curva pontilhada), 2003 (curva traço pequeno), 2006 (curva traço grande) e 2010 (curva traço-ponto), com valores anuais inferiores a um desvio padrão em relação ao valor climatológico.

Isso nos leva a sugerir que a sub-região Sul da bacia amazônica brasileira tem suas maiores anomalias positivas e negativas ligadas às anomalias de TSM na região do Pacífico, como também verificados nos testes de correlação linear e regressão linear para dados sem tendência e com defasagem temporal, especialmente de 3 meses.

8.5 ANÁLISE DA RELAÇÃO TSM E VAZÃO NA SUB-REGIÃO CENTRAL DA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA

Como já visto no Capítulo 6, a sub-região Central tem influências de chuvas de regiões climáticas diferentes na vazão dos seus principais rios, como é o caso do Madeira, que nasce na Bolívia, e do Putumayo e Ucayali,

que nascem na Colômbia e no Peru, respectivamente. Como a média da vazão para a sub-região Central foi feita a partir da vazão que advém dos rios citados e mais das estações de rios menores na região, não é possível afirmar que a variabilidade da vazão registrada nessa sub-região seja reflexo do que ocorre nela, mas é um conjugado da variabilidade do escoamento proveniente de várias origens. Assim, a interpretação dos resultados de correlação linear entre a TSM e vazão desta sub-região deve ser feita com cuidado.

A sub-região Central apresenta, como pode ser verificado na Figura 173, no mapa sem defasagem temporal (lag 0), um padrão de correlação entre TSM e vazão bastante diferente do observado para a vazão das demais sub-regiões: sem correlação negativa na região do ENOS (que aparece, no entanto, mesmo não sendo na região do padrão canônico, a partir de defasagens superiores a quatro meses) e com uma forte correlação negativa com o Atlântico Tropical. O padrão negativo no Atlântico Tropical persiste para todas as defasagens consideradas. A partir de quatro meses de defasagem entre a TSM e a vazão da sub-região Central (Figura 173), o Atlântico Sul tropical apresenta valores negativos e significativos de correlação. A região subtropical do Atlântico Sul, ao sul de 20°S, apresenta valores positivos de correlação linear com a vazão, em contraposição ao Atlântico Sul tropical, sendo os valores mais intensos observados entre dois e sete meses de defasagem entre as duas variáveis.

Assim, é possível sugerir que, para eventos concomitantes, ou com pequena defasagem temporal, de até dois meses, áreas mais aquecidas no Atlântico Sul tropical, que podem estar associadas ao deslocamento da ZCIT para latitudes mais ao sul de sua posição climatológica, e áreas mais aquecidas no Pacífico Equatorial, devem favorecer anomalias positivas de precipitação e vazão na sub-região Central. De forma análoga, áreas mais aquecidas (frias) no Atlântico Norte tropical devem favorecer menos (mais) precipitação e vazão na sub-região Central, para quase todas as defasagens, sendo este processo mais significativo para defasagens de um a seis meses.

Correlação entre Vazão (anomalia) e TSM (dtrend): sub-região Central

Figura 173 - Correlação linear entre TSM e dados de vazão mensal da sub-região Central para o período de 1976 a 2010. Os valores de significância estatística para essa correlação estão apresentados no Apêndice H.

Áreas mais aquecidas do Pacífico Equatorial estariam associadas a maior precipitação e vazão, na sub-região Central, diferindo do padrão obtido para as demais sub-regiões consideradas neste estudo, quando o aquecimento do Pacífico Equatorial favorece anomalias negativas de precipitação. Este processo parece estar mais associado à variabilidade da precipitação observada em regiões localizadas mais ao sul e centro da América do Sul, que apresentam associação positiva (negativa) com águas mais aquecidas (resfriadas) no Pacífico Equatorial (SILVA, 2013). A vazão média representativa da sub-região Central foi calculada considerando-se, em parte, a vazão do rio Madeira, que nasce na região central da Bolívia.

Visando selecionar áreas oceânicas com TSM bem correlacionada com a vazão na sub-região Central, decidiu-se estudar em mais detalhes as áreas denominadas Pacífico Central, Atlântico Sul, Atlântico Tropical Sul e Atlântico Central, como pode ser observado na Figura 174.

Áreas de TSM bem correlacionadas com a vazão para a sub-região Central

Figura 174 - Áreas oceânicas bem correlacionadas (1976-2010) com a vazão da sub-região Central da Amazônia.

Com relação à correlação linear entre as áreas de TSM mais bem correlacionadas e os índices climáticos conhecidos, apresentados na Tabela 26, verifica-se que o Pacífico Central é bem correlacionado com o índice SOI ($r = -0,836$), o Atlântico Sul tropical, com a TSA ($r = 0,940$), o Atlântico Central, com os índices TNA, AMM e CAR ($r = 0,977$, $r = 0,908$ e $r = 0,791$, respectivamente), sendo que somente o Atlântico Sul não apresentou correlação linear significativa com nenhum dos índices climáticos considerados (AAO e TSA, com $r = -0,188$ e $r = -0,130$, respectivamente).

Tabela 26 - Correlação linear entre as áreas de TSM selecionadas neste estudo e que apresentam correlação significativa com a vazão da sub-região Central e os índices climáticos de TSM, obtidos do PSD/ESRL/NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>) (Antarctic Oscillation -

AAO; Southern Oscillation Index - SOI; Caribbean Index - CAR; Atlantic Meridional Mode - AMM; Tropical South Atlantic - TSA; Tropical North Atlantic - TNA), para o período 1976 a 2010.

	r
Pacífico Central X SOI	-0,836
Atlântico Tropical Sul X TSA	0,940
Atlântico Sul X AAO	-0,188
Atlântico Sul X TSA	-0,130
Atlântico Central X AMM	0,908
Atlântico Central X TNA	0,977
Atlântico Central X CAR	0,791

A região de TSM que apresentou os maiores valores de correlação linear com a vazão da sub-região Central foi a do Atlântico Central para os valores com tendência ($r = -0,515$), a única com valores significativos para os casos sem suavização dos dados e $MM = 3$ meses ($r = -0,322$), como pode ser verificado na Tabela 27. Porém, com suavização de $MM = 6$ meses, a região Atlântico Central não mostra mais correlação significativa com a vazão da sub-região Central; neste caso, as regiões Atlântico Sul e Atlântico Tropical Sul apresentam valores significativos ($r = 0,231$ e $r = -0,368$, respectivamente). Somente a área de TSM Pacífico Central não apresentou nenhum valor de correlação significativo com a vazão da sub-região Central, porém o maior valor de r ($-0,126$) foi registrado com $MM = 3$ meses.

Tabela 27 - Correlação linear entre vazão anual e valores anuais de TSM para áreas bem correlacionadas com a vazão para a sub-região Central da bacia amazônica, para o período de 1976 a 2010, com defasagem temporal (MM) de 0 a 6 meses. Valores em negrito são significativos estatisticamente ao nível de 90% (t -crítico = 1,307), segundo teste t -Student.

Áreas de TSM bem correlacionadas	Correlação com a vazão da sub-região Central	Correlação com a vazão da sub-região Central	Correlação com a vazão da sub-região Central
	MM = 0 meses	MM = 3 meses	MM = 6 meses
Atlântico Central	r = -0,515 t = 3,451	r = -0,322 t = 1,953	r = -0,199 t = 0,199
Atlântico Sul	r = 0,060 t = 0,345	r = 0,080 t = 0,461	r = 0,231 t = 1,363
Atlântico Tropical Sul	r = -0,110 t = 0,632	r = -0,158 t = 0,919	r = -0,368 t = 2,273
Pacífico Central	r = 0,108 t = 0,624	r = -0,126 t = 0,729	r = 0,051 t = 0,293

São apresentadas as séries de dados anuais, com tendência linear, de 1976 a 2010, para cada uma das áreas de TSM bem correlacionadas com a vazão para os casos sem suavização e com suavização por MM de 3 e 6 meses, na Figura 175.

(a)

$r = -0,322$

$r = -0,199$

(b)

$r = 0,060$

$$r = 0,080$$

$$r = 0,231$$

(c)

$$r = -0,110$$

$$r = -0,158$$

$$r = -0,368$$

(d)

$$r = 0,108$$

Figura 175 - Vazão anual na sub-região Central e média da TSM na região (a) Atlântico Central, (b) Atlântico Sul, (c) Atlântico Tropical Sul e (d) Pacífico Central, para o período de 1976 a 2010.

A Tabela 28 apresenta os resultados de correlação linear entre a vazão na sub-região Central e TSM de áreas oceânicas, dados sem tendência linear e com defasagens de 0 a 6 meses. É possível verificar que há um padrão similar para a região de TSM Atlântico Central, com os valores mais significativos, e únicos significativos para os dados sem defasagem temporal ($r = 0,547$) e com suavização com $MM = 3$ meses ($r = -0,340$), ambos maiores do que para os dados com tendência. Para o período com $MM = 6$ meses, porém, a região do Atlântico Central não apresenta correlação significativa, sendo significativa,

para esse conjunto de dados, somente a região de TSM Atlântico Sul ($r = 0,390$).

Tabela 28 - Correlação entre vazão anual e valores anuais de TSM, sem tendência linear, para áreas oceânicas bem correlacionadas com a vazão da sub-região Central da bacia amazônica brasileira, para o período de 1976 a 2010, com suavização (MM) de 0 a 6 meses. Valores em negrito são significativos estatisticamente ao nível de 90% (t -crítico = 1,307), segundo o teste t -Student.

Áreas de TSM bem correlacionadas	Correlação com a vazão da sub-região Central	Correlação com a vazão da sub-região Central	Correlação com a vazão da sub-região Central
	MM = 0 meses	MM = 3 meses	MM = 6 meses
Atlântico Central	$r = -0,547$	$r = -0,340$	$r = 0,197$
Detrend	$t = 3,760$	$t = 2,076$	$t = 1,154$
Atlântico Sul Detrend	$r = 0,092$	$r = 0,106$	$r = 0,390$
	$t = 0,533$	$t = 0,612$	$t = 2,433$
Atlântico Tropical Sul	$r = -0,048$	$r = -0,130$	$r = -0,160$
Detrend	$t = 0,279$	$t = 0,753$	$t = 0,931$
Pacífico Central Detrend	$r = 0,124$	$r = -0,110$	$r = 0,190$
	$t = 0,720$	$t = 0,635$	$t = 1,111$

Para verificar o comportamento das séries temporais dos dados de vazão da sub-região Central e médias de áreas oceânicas para o período de 1976 a 2010, com defasagens temporais de 0 a 6 meses, é apresentada a Figura 176.

(a)

$$r = -0,547$$

$$r = -0,340$$

$$r = 0,197$$

(b)

$$r = 0,092$$

$$r = 0,106$$

$$r = 0,390$$

(c)

 $r = -0,048$

 $r = -0,130$

 $r = -0,160$

(d)

$$r = 0,124$$

$$r = -0,110$$

$$r = 0,190$$

Figura 176 - Vazão anual na sub-região Central e média da TSM, sem tendência, na região (a) Atlântico Central, (b) Atlântico Sul, (c) Atlântico Tropical Sul e (d) Pacífico Central, para o período 1976-2010.

Na Tabela 29, que mostra a porcentagem da variância explicada por cada uma das áreas de TSM, separadamente, através de regressão linear simples, é possível verificar que a sub-região Central tem sua vazão predominantemente explicada pela região do Atlântico Central. A aplicação de regressão linear simples para cada uma das variáveis explicativas permite concluir que a região do Atlântico Central explica mais de 70% da variância da vazão para dados com tendência linear nos três conjuntos de dados com e sem suavização, e explica e é a variável que mais explica a vazão para os dados sem tendência linear. No caso dos dados sem tendência linear a região de TSM do Pacífico Central assume mais importância do que para os dados com tendência linear, sendo a segunda variável que melhor explicaria os dados de vazão, sem tendência.

Tabela 29 - Porcentagem da variância da vazão mensal da sub-região Central explicada por cada uma das áreas de TSM selecionadas para dados com e sem tendência linear, para o período de 1976-2010. O valor de R² total refere-se à soma linear do R² individual calculado para cada regressão linear simples, de forma que não deve ser igual ao valor de R² de um modelo de regressão linear múltipla, onde se assume a covariância entre as variáveis independentes.

	MM = 0 meses		MM = 3 meses		MM = 6 meses	
	Com tendência linear	Sem tendência linear	Com tendência linear	Sem tendência linear	Com tendência linear	Sem tendência linear
Atlântico Central	71,5%	5,8%	75,0%	8,0%	71,8%	10,9%
Atlântico Sul	60,9%	0,1%	64,5%	0,0%	64,7%	0,3%
Atlântico Tropical Sul	83,9%	0,0%	85,5%	0,0%	79,5%	0,1%
Pacífico Central	7,7%	2,8%	6,6%	2,5%	4,0%	1,9%

A análise espectral de ondeletas permite verificar que a série temporal de vazão na sub-região Central, apresentada na Figura 177, há alta energia para periodicidades na faixa de oito anos (Figuras 177b e 177c), que atinge $6 \times 10^7 \text{ (m}^3\text{s}^2)$. Periodicidade entre 12 e 16 anos e entre 2 e 4 anos também são

importantes. ocorrem, respectivamente, na faixa de 2 a 4 anos e de 8-12-16 anos.

Figura 177 - Análise de ondeletas para os dados de vazão da sub-região Central, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da vazão ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$), (b) variação temporal do espectro de potência para a vazão mensal da sub-região Central (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 2 a 4 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

A TSM da região do Atlântico Central, a que apresentou melhores resultados de correlação linear com a vazão anual da sub-região Central da Amazônia, a análise de ondeletas apresenta maior energia (variância) para periodicidades na faixa de oito anos (Figuras 178b e 178c), com um longo período de atuação com energia semelhante em quase todo o período analisado (Figura 178b).

Figura 178 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Atlântico Central, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Atlântico Central (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 4 a 8 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

O Atlântico Sul (Figura 179) apresenta a maior potência para periodicidades de 12 a 16 anos (Figuras 179b e 179c) e, um pico secundário para periodicidades em torno de quatro anos. Assim, sugere-se que o Atlântico Sul possa influenciar a vazão da sub-região Central na faixa de 12 a 16 anos.

Figura 179 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Atlântico Sul, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variância temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Atlântico Sul (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 4 a 8 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

O espectro de potência total para a região do Atlântico Tropical Sul mostra maior energia para periodicidades em torno de 16 anos (Figuras 180b e 180c). As periodicidades entre 4 e 8 anos e entre 1 e 2 anos aparecem com valores significativos de energia. Altos valores de energia para periodicidades em torno de 16 anos ocorreram por um longo período, desde o início da série temporal considerada até o ano 2000 (estes valores ficam em boa parte fora do cone de influência). O período entre o final da década de 1980 e o início da de 1990 é também caracterizado por periodicidades entre 4 e 8 anos (~ 6 anos) com energia relativamente alta. O período da década de 1990 até o início da de 2000 é caracterizado por periodicidades de 1 a 3 anos. Assim, pode-se concluir que o Atlântico Sul tropical pode interferir no comportamento da vazão da sub-

região Central em todas as faixas espectrais apresentadas como energia relativamente alta. Análises mais aprofundadas de comparação entre as séries temporais para faixas espectrais específicas devem prover informações acerca de possíveis conexões entre o comportamento dos oceanos e hidrologia continental.

Figura 180 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Atlântico Tropical Sul, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Atlântico Tropical Sul (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 4 a 8 anos (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

O espectro de potência total da região do Pacífico Central (Figura 181) é semelhante aos espectros das áreas do Pacífico Central associadas às demais sub-regiões, com máximos de energia total entre 2 e 4 anos ($\sim 3,5 \text{ (m}^3 \text{ s}^{-1})^2$). Além desta faixa, esta região apresenta energia relativamente alta para

periodicidades em torno de 10 anos ($\sim 3,0 \text{ (m}^3 \text{ s}^{-1})^2$), o que pode contribuir para explicar a variabilidade da vazão da sub-região Central.

Figura 181 - Análise de ondeletas para os dados de TSM da região Pacífico Central, para o período de 1976 a 2010. (a) Série temporal da TSM (°C), (b) variação temporal do espectro de potência para a TSM mensal da região Pacífico (a significância estatística, ao nível de 95%, está indicada por isolinhas pretas), (c) espectro de potência total (a linha tracejada representa o nível de significância de 95%), (d) série temporal da média da variância da vazão na faixa espectral de 0 a 12 meses (a linha tracejada representa a significância média da variância dos sinais captados pela onda Morlet).

Durante anos em que há ocorrência de eventos de La Niña a vazão na sub-região Central é maior do que nos demais anos, especialmente no período chuvoso, como pode ser verificado na Figura 182.

Figura 182– Ciclo anual médio de vazão na sub-região Central para anos com diferentes eventos ENOS: anos com El Niño forte (curva vermelha), anos com El Niño fraco (curva amarela), anos com La Niña forte (azul) e anos com La Niña fraca (verde).

A Figura 183, no entanto, mostra que há não há grande relação entre as anomalias de vazão e anos de El Niño e La Niña. Os anos de principais anomalias negativas, como 1980, 1990 e 2005, por exemplo, não são relacionados a anos de El Niño e anomalias positivas, tais como em 1978, 1983, 1991, 1997 e 2006 não estão relacionados com eventos de La Niña, como esperado. Portanto, verifica-se que a sub-região Central tem um comportamento de vazão semelhante com a porção Sul da América do Sul (provavelmente devido a ser composta pelo rio Madeira) e da região do norte do Peru, por onde percorrem os rios Putumayo e Ucayali, que formam essa sub-região.

Figura 183 - Anomalia mensal de vazão na sub-região Central e indicação de eventos ENOS conforme *Oceanic Niño Index* (ONI), entre 1976 e 2010. Setas azuis indicam eventos de La Niña e setas vermelhas, de El Niño.

Para averiguar melhor esta questão, analisa-se a Figura 184, que apresenta os ciclos anuais dos anos com anomalias positivas maiores do que um desvio padrão, sendo eles 1977, 1978, 1982, 1989 e 2009. Desses anos, 1977 e 1978 são neutros, 1982, 1989 e 2009 são caracterizados por eventos El Niño, mostrando um padrão bastante diferente do normalmente apresentado para a região Amazônica, quando, com eventos de El Niño, as anomalias seriam negativas. Porém, esse resultado pode ser atribuído ao afluxo de água proveniente da região Andina, que tem anomalias positivas de precipitação quando ocorrem eventos de El Niño.

Figura 184– Ciclo anual da vazão na sub-região Central para a média climatológica (curva vermelha), os anos 1977 (curva traço-contínuo), 1978 (curva pontilhada), 1982 (curva traço-pequeno), 1989 (curva traço médio), 2008 (curva traço grande, com valores anuais superiores a um desvio padrão em relação ao valor climatológico).

Para as anomalias negativas de vazão maiores do que um desvio padrão (Figura 185), diferentemente do verificado para as outras sub-regiões, não há uma preponderância do ano todo com anomalias abaixo da média. Verifica-se, neste caso, que há anos com anomalias negativas no início e positivas no final do ano, e vice-versa. A maior anomalia negativa ocorreu em outubro, novembro e dezembro de 2010. Os anos que apresentaram anomalias negativas foram 1998, 1999, 2002, 2003, 2006 e 2010. No caso de anomalias negativas relativamente intensas na região norte do Brasil é esperada a ocorrência de eventos El Niño, e, neste caso não foi registrado nenhum evento de El Niño forte, somente 2002 e 2003 que apresentaram eventos El Niño moderados. Porém, 1998 e 2010 apresentaram eventos fortes de El Niño nos meses do início do ano e La Niña nos meses do final do ano. 2006 foi um ano neutro e em 1999 foi registrado um evento de La Niña.

Figura 185– Ciclo anual da vazão na sub-região Central para a média climatológica (curva vermelha), os anos 1998 (curva traço-contínuo), 1999 (curva pontilhada), 2002 (curva traço-pequeno), 2003 (curva traço grande), 2006 (curva traço-pequeno ponto) e 2010 (curva traço-grande ponto), com valores anuais inferiores a um desvio padrão em relação ao valor climatológico.

Assim, verifica-se que a região do ENOS não explica totalmente a variabilidade da vazão na sub-região Central, bem como não explica os maiores eventos de anomalias positivas e negativas, sendo a variabilidade do Atlântico Tropical que mais define a variabilidade da vazão nesta sub-região.

9 REGRESSÃO LINEAR: MODELO ESTOCÁSTICO PARA PREVISÃO DE VAZÃO NA BACIA AMAZÔNICA BRASILEIRA

A elaboração de modelos estocásticos de simulação e previsão da vazão para as sub-regiões da bacia amazônica brasileira baseou-se no uso das médias de TSM das áreas oceânicas com maior correlação com a vazão de cada sub-região, como definido no capítulo 8. Foram realizados testes para dados sem sazonalidade e tendência linear, suavizados através da aplicação de Média Móvel (MM) para 3, 6, 9 e 12 meses.

Os modelos de previsão foram desenvolvidos para todas as sub-regiões, para uma antecendência de três meses, considerando-se que este período seria suficiente para que o poder público e a população residente nas áreas ribeirinhas se preparassem para os possíveis eventos extremos previstos com esta abordagem. Nem sempre o período de três meses é o mais significativo estatisticamente para a previsão, mas foi adotado como padrão para as cinco sub-regiões homogêneas. Vários testes foram feitos utilizando as defasagens mais significativas para cada uma das regiões oceânicas, porém, os resultados foram bastante semelhantes aos com defasagem de três meses, ora melhores, ora piores. Desta forma, adotou-se o período de três meses de defasagem como padrão para a elaboração dos modelos de previsão para todas as sub-regiões.

A elaboração do modelo foi realizada com os dados de anomalia, sem tendência linear, de vazão e TSM para o período de 1976 a 1992, totalizando 204 meses. Para confirmar a capacidade de previsão do modelo, a equação do modelo foi aplicada aos dados de vazão para o período de 1993 a 2010, totalizando 216 meses. Os resultados para cada uma das sub-regiões homogêneas é apresentado a seguir.

9.1 SUB-REGIÃO NORTE

Para a elaboração do modelo para a sub-região Norte foram fornecidas ao pacote estatístico XLSTAT os dados de vazão de 1976 a 1992 como variável y dependente, quantitativa, e, como variáveis explicativas, os dados de médias de TSM das seguintes áreas oceânicas: Atlântico Central, Atlântico Tropical Norte, Atlântico Tropical Sul, Niño, Pacífico Sul e Pacífico Tropical Sul. Todos os dados passaram por remoção de tendência linear.

Para a sub-região Norte o modelo que apresentou maior valor de R^2 ajustado foi o com MM de 12 meses, sendo igual a 0,679, como indicado na Tabela 30. O valor de F também foi o maior, 67,68, e a correlação entre o simulado e o observado entre 1993 e 2010 foi igual a 0,515, um valor significativo estatisticamente. Verifica-se que, quanto mais suavizado é o dado, maior é significância estatística do modelo e maior a correlação entre os dados observados e previstos.

Tabela 30 - Modelos estocásticos para a previsão da vazão mensal, com antecedência de três meses, para a sub-região Norte da bacia amazônica brasileira, para dados suavizados com média móvel e janelas de 3 a 12 meses.

	R^2	R^2 ajustado	EQM (Erro quadrado médio)	F	Pr>F	Correlação simulado e observado 1993-2010
MM 3 meses	0,186	0,176	1.108.667,005 15,53%	19,625	< 0,0001	0,269374
MM 6 meses	0,313	0,297	588.469,540 11,31%	19,042	< 0,0001	0,312821
MM 9 meses	0,410	0,395	353.664,877 8,77%	28,445	< 0,0001	0,3507
MM 12 meses	0,679	0,669	146.552,786 5,64%	67,688	< 0,0001	0,515628

Analisando-se em mais detalhes os resultados dos modelos, percebe-se que, quanto maior a suavização dos dados, maior o número de variáveis independentes selecionadas com a aplicação da regressão linear, ou seja, mais áreas de TSM são selecionadas como possíveis preditoras da vazão na sub-região Norte. Como visto na Figura 186, com suavização de três meses, o modelo selecionou as regiões oceânicas Niño-Pacífico Equatorial e Atlântico Central.

Figura 186 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Norte, com dados suavizados por média móvel de três meses, para o período de 1993 a 2010.

Para o modelo com MM de três meses verifica-se, na Figura 187, que as linhas entre o previsto e o observado, para 1993 a 2010, são mais coincidentes em anos de anomalias negativas de vazão, como em 1997-1998 e 2009, quando há eventos de EN e, também, em anos com eventos de LN, em 2007-2008, quando há anomalia positiva de vazão. Porém, o caso de intensa anomalia positiva em 2008-2009 não foi previsto por este modelo, que considerou as duas áreas de TSM já citadas.

Figura 187 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de três meses, de 1993 a 2010.

Quando se observa o modelo com dados suavizados com MM de seis meses (Figura 188), onde o $R^2=0,313$, é possível verificar que além das regiões de TSM do Niño e do Atlântico Central, foram incluídas as áreas de Atlântico Tropical Norte e Pacífico Sul, o que provocou o aumento a acurácia do modelo.

Figura 188 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Norte, com dados suavizados por média móvel de seis meses, para o período de 1993 a 2010.

Quando se analisa o acoplamento entre os dados de vazão observada e prevista (Figura 189), verifica-se que o modelo previu bem a anomalia negativa de 1997-1998 e especialmente os eventos positivos e negativos entre 1995 e 2005.

Figura 189 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de seis meses, de 1993 a 2010.

Para o modelo elaborado com dados suavizados por média móvel de nove meses (Figura 190), foram selecionadas as mesmas áreas oceânicas selecionadas pelo modelo suavizado com média móvel de seis meses.

Figura 190 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Norte, com dados suavizados por média móvel de nove meses, para o período de 1993 a 2010.

Assim como o modelo para os dados com média móvel de seis meses, os dados de vazão prevista e observada entre 1993 e 2010 (Figura 191) mostram-se mais coincidentes para o período entre 1995 e 2005, com correlação de 0,3507 para todo o período.

Figura 191 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

Para o modelo elaborado com média móvel de 12 meses, como pode ser observado na Figura 192, o Atlântico Central não figura mais como variável preditora, sendo que o Atlântico Tropical Sul assume papel importante, seguido por Pacífico Sul, Niño, Atlântico Tropical Norte e Pacífico Tropical Sul.

Figura 192- Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Norte, com dados suavizados por média móvel de doze meses, para o período de 1993 a 2010.

Como pode ser visto na Figura 193, há boa concordância entre as anomalias de vazão observada e prevista entre 1996 e 2000 e novamente, entre 2008 e 2010. Há uma previsão superestimada de vazão para o ano de 1993, porém, concordando com uma anomalia positiva ocorrida no período de 1993-1994. Nota-se que no período entre 2002 e 2004, a anomalia da vazão observada muda de sinal com a suavização, sugerindo que esta aproximação, com média móvel de 12 meses, não é a mais precisa possível, apesar de apresentar R^2 elevado.

Figura 193 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de doze meses, de 1993 a 2010.

Revisando os dados de correlação entre vazão mensal e a TSM das áreas oceânicas selecionadas, para dados suavizados com MM de seis meses, todas as regiões de TSM apresentaram valores significativos de correlação, exceto a região do Atlântico Central, que somente apresentou correlação linear significativa com a vazão para dados sem suavização. Assim, conclui-se que há boa concordância entre os resultados de correlação linear e o previsto pelos modelos aqui apresentados.

9.2 SUB-REGIÃO AMAZONAS-FOZ

A elaboração do modelo de regressão linear múltipla para previsão da vazão da sub-região Amazonas-Foz foi realizada também utilizando-se o pacote estatístico XLSTAT. Os dados de vazão de 1976 a 1992 foram inseridos como variável y dependente, quantitativa, e, como variáveis explicativas, os dados de médias de TSM das seguintes áreas oceânicas: Antártica-África,

Antártica-América do Sul, Atlântico Central, Atlântico Sul, Índico, Niño, Pacífico Norte. Todos os dados passaram por remoção de tendência linear.

Para a sub-região Amazonas-Foz o modelo que apresentou os maiores valores de R^2 ajustado também foi, como no caso da sub-região Norte, o modelo com MM de 12 meses, sendo de 0,287, porém a melhor correlação entre o observado e o previsto foi registrada para o modelo com MM de seis meses, igual a 0,389, enquanto o modelo com MM de 12 meses, apresenta correlação igual a 0,308, como pode ser verificado na Tabela 31.

As áreas que melhor prevêm a vazão no modelo com MM de seis meses são Pacífico Norte, Antártica-América do Sul, Atlântico Central e Atlântico Sul. Para o caso do modelo com MM de 12 meses, todas as áreas de TSM selecionadas, exceto o Pacífico Norte, figuram como variáveis importantes para a previsão da vazão, sendo, em ordem decrescente de valor de R^2 ajustado, o Atlântico Central, Antártica-África, Antártica-América do Sul, Índico, Niño e Atlântico Sul.

Tabela 31 - Modelos estocásticos para a previsão da vazão mensal, com antecedência de três meses, para a sub-região Amazonas-Foz da bacia amazônica brasileira, para dados suavizados com média móvel e janelas de 3 a 12 meses.

	R^2	R^2 ajustado	EQM (Erro quadrado médio)	F	Pr>F	Correlação simulado e observado 1993-2010
MM 3 meses	0,242	0,226	36.506.997,994 13,84%	15,473	< 0,0001	0,301907
MM 6 meses	0,252	0,237	30.795.824,617 12,71%	16,109	< 0,0001	0,389872
MM 9 meses	0,279	0,256	25.845.794,132 11,64%	11,991	< 0,0001	0,387975
MM 12 meses	0,310	0,287	21.781.599,643 10,64%	13,707	< 0,0001	0,308929

No caso do modelo com MM de três meses, as áreas selecionadas foram o Pacífico Norte, Atlântico Sul, Atlântico Central e Antártica-América do Sul (Figura 194), sendo o R^2 deste modelo igual a 0,242.

Figura 194 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Amazonas-Foz, com dados suavizados por média móvel de três meses, para o período de 1993 a 2010.

Na Figura 195 percebe-se que o modelo não foi capaz de prever os grandes picos do final da década de 2000, além de ter previsto anomalias positivas entre 2001 e 2003, enquanto foram observadas anomalias negativas.

Figura 195 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

No caso do modelo com MM de seis meses (Figura 196), as áreas selecionadas foram as mesmas que para o modelo com MM de três meses.

Figura 196 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Amazonas-Foz, com dados suavizados por média móvel de seis meses, para o período de 1993 a 2010.

Da mesma forma como para o modelo com MM de três meses, o modelo não se mostrou muito hábil na previsão das anomalias de vazão na sub-região Amazonas-Foz para dados suavizados com MM de nove meses, como pode ser visto na Figura 197, apresentando, no entanto, a maior correlação entre o previsto e o observado ($r = 0,389$).

Figura 197 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

Com maior suavização dos dados, com MM de nove meses (Figura 198), o Pacífico Norte não figura mais como preditor, porém todas as demais regiões de TSM aparecem no modelo, destacando-se a região do Atlântico Central. Para o modelo com MM de 12 meses, o cenário é o mesmo, com os mesmos sinais e intensidades (Figura 200).

Figura 198 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Amazonas-Foz, com dados suavizados por média móvel de nove meses, para o período de 1993 a 2010.

Analisando-se as Figuras 199 e 201 percebe-se que com os dados mais suavizados (média móvel de nove e doze meses) o modelo consegue prever melhor os padrões gerais do que com os com média móvel de três e seis meses, apesar de os resultados de correlação serem bastante semelhantes.

Figura 199 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

Figura 200 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Amazonas-Foz, com dados suavizados por média móvel de doze meses, para o período de 1993 a 2010.

Figura 201 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

Comparando-se os resultados dos modelos de regressão linear e as correlações lineares entre vazão e TSM (sem tendência linear) apresentadas no capítulo 8, não se verifica boa concordância entre os resultados. Para os dados sem suavização, as áreas de TSM que apresentaram correlação significativa com a vazão na sub-região Amazonas-Foz foram Atlântico Central, Atlântico Sul e Índico. Já para com suavização de seis meses, as correlações significativas foram registradas para as áreas de TSM Atlântico Sul, Índico e Niño-Pacífico Equatorial. Isso mostra a importância de se aplicar várias técnicas estatísticas para melhor compreensão dos dados.

9.3 SUB-REGIÃO OESTE

A elaboração do modelo de regressão linear múltipla para previsão da vazão da sub-região Oeste com antecedência de três meses foi realizada inserindo-se os dados de vazão de 1976 a 1992, no pacote estatístico XLSTAT,

como variável dependente, e, como variáveis explicativas, os dados de médias de TSM das seguintes áreas oceânicas: Atlântico Central, Atlântico Sul, Niño, Pacífico Norte e Pacífico Sul. Todos os dados passaram por remoção de tendência linear.

De forma semelhante ao verificado para a sub-região Amazonas Foz, o melhor modelo foi o com média móvel para 12 meses, com R^2 igual a 0,262, enquanto a melhor correlação entre os valores simulados e o observados, entre 1993 e 2010, foi verificada para o modelo com média móvel de seis meses, com $r=0,406$. O modelo construído com média móvel de 12 meses apresentou correlação igual a 0,183 (Tabela 32).

No modelo com média móvel de seis meses, as áreas selecionadas são o Pacífico Sul, com R^2 próximo a 0,5 e o Atlântico Central, com R^2 pouco acima de 0,1. Já para o caso do modelo com média móvel de doze meses, novamente o Pacífico Sul apresenta o maior valor de R^2 , próximo de 0,5, seguido da região Atlântico Central, com R^2 próximo de 0,2, incluindo-se, neste caso, a região de TSM Pacífico Norte, com R^2 acima de 0,15. Importante notar que para essa sub-região, a TSM da área de Niño não apresenta valores significativos, o que corrobora com os demais resultados observados no capítulo 8 desta tese.

Tabela 32 - Modelos estocásticos para a previsão da vazão mensal, com antecedência de três meses, para a sub-região Oeste da bacia amazônica brasileira, para dados suavizados com média móvel e janelas de 3 a 12 meses.

	R^2	$R^2_{ajustado}$	EQM (Erro quadrado médio)	F	Pr>F	Correlação simulado e observado 1993-2010
MM 3 meses	0,150	0,137	63.169,730 17,53%	11,503	< 0,0001	0,342136
MM 6 meses	0,197	0,188	38.402,462 13,67%	23,612	< 0,0001	0,406923
MM 9 meses	0,243	0,231	28.436,523 11,76%	20,265	< 0,0001	0,296309
MM 12 meses	0,262	0,250	22.670,185 10,50%	21,997	< 0,0001	0,183623

O modelo com média móvel de três meses (Figura 202) apresenta a TSM das regiões Pacífico Sul, Atlântico Central e Atlântico Sul como preditoras da vazão da sub-região Oeste. A correlação linear entre a vazão e as áreas de TSM com média móvel de três meses foi significativa, segundo o teste t-Student, para as sub-regiões Atlântico Central e Pacífico Norte, mostrando, portanto, pouca concordância entre os testes estatísticos de correlação e regressão linear.

Figura 202 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Oeste, com dados suavizados por média móvel de três meses, para o período de 1993 a 2010.

Quando se analisa a Figura 203, que apresenta as curvas de vazão observada e prevista para a sub-região Oeste, de 1993 a 2010, verifica-se que há boa concordância somente em alguns períodos, tais como as anomalias positivas de 2002 e 2007 e as anomalias negativas de 1998 e 2009.

Figura 203 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

Para o modelo com média móvel de seis meses (Figura 204) o modelo de regressão linear exclui a região de TSM Atlântico Sul e somente as regiões Pacífico Sul e Atlântico Central são consideradas como preditoras.

Figura 204 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Oeste, com dados suavizados por média móvel de seis meses, para o período de 1993 a 2010.

Quando se analisa as curvas de vazão prevista e observada, na Figura 205, verifica-se um melhor acoplamento, especialmente a partir de 1995, sendo as anomalias negativas ou positivas parcialmente previstas. A correlação entre dados previstos e observados para o modelo com média móvel de seis meses foi a maior para a região Oeste, sendo igual a 0,406.

Figura 205 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

O modelo com média móvel de nove meses, além de considerar as regiões de TSM Pacífico Norte e Atlântico Central, também mostra a consideração a região do Pacífico Norte como preditora (Figura 206).

Figura 206 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Oeste, com dados suavizados por média móvel de nove meses, para o período de 1993 a 2010.

Na Figura 207, verifica-se que os dados previstos e observados para suavização com média móvel de meses são relativamente concordantes, com correlação igual a 0,296.

Figura 207 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

As regiões de TSM adotadas pelo modelo com média móvel de doze meses (Figura 208) são as mesmas das consideradas pelo modelo com média móvel de nove meses. As TSM das áreas do Pacífico Sul e Atlântico Central estiveram presentes em todos os modelos elaborados para a sub-região Oeste.

Figura 208 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Oeste, com dados suavizados por média móvel de doze meses, para o período de 1993 a 2010.

Com dados suavizados com média móvel de 12 meses o modelo elaborado é capaz de prever alguns sinais da vazão mensal, sem identificar muito bem as intensidades observadas (Figura 209). A correlação linear entre os valores previstos e o observados é igual a 0,183.

Figura 209 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

Portanto, para a sub-região Oeste, as regiões de TSM mais significativas para a previsão da vazão são as regiões Pacífico Sul e Atlântico Central.

9.4 SUB-REGIÃO SUL

Na elaboração do modelo de regressão linear múltipla para previsão da vazão da sub-região Sul foram considerados os dados de vazão mensal de 1976 a 1992, no pacote estatístico XLSTAT, como variável dependente, e, como variáveis explicativas, os dados de médias de TSM das seguintes áreas oceânicas: Atlântico Central, Atlântico Sul, Atlântico Tropical Sul, Niño, Pacífico Norte e Pacífico Sul. Tantos os dados de vazão quanto de médias de TSM são considerados sem tendência linear.

No caso da sub-região Sul, como pode ser verificado na Tabela 33, o melhor modelo construído foi o com dados suavizados com média móvel de 12 meses, com valor de R^2 igual a 0,463 e correlação entre dados observados e simulados, para o período de 1993-2010, foi igual a 0,52.

Este modelo considera todas as regiões de TSM selecionadas (ao contrário do modelo com média móvel de meses, que considera somente a região do Niño para previsão da vazão, como pode ser visto na Figura 210). No caso do modelo com média móvel de 12 meses, a região de TSM com maior valor de R^2 ajustado é a região do Niño, seguida do Atlântico Central, Pacífico Norte, Pacífico Sul, Atlântico Tropical Norte e Atlântico Sul, sendo esta última a única que contribui para o sinal positivo da anomalia de vazão.

Tabela 33 - Modelos estocásticos para a previsão da vazão mensal, com antecedência de três meses, para a sub-região Sul da bacia amazônica brasileira, para dados suavizados com média móvel e janelas de 3 a 12 meses.

	R^2	R^2 ajustado	EQM (Erro quadrado médio)	F	Pr>F	Correlação simulado e observado 1993-2010
MM 3 meses	0,113	0,108	408.048,508 22,52%	25,015	< 0,0001	0,398899
MM 6 meses	0,244	0,228	235.589,482 17,11%	15,371	< 0,0001	0,446915
MM 9 meses	0,354	0,341	154.911,314 13,87%	25,792	< 0,0001	0,491393
MM 12 meses	0,480	0,463	107.387,682 11,55%	28,113	< 0,0001	0,520725

Na Figura 210 pode-se observar o modelo com dados com média móvel de três meses, sendo que somente a região do Niño, com sinal negativo para a vazão, foi indicada pelo modelo como preditora, com R^2 igual a 0,113.

Figura 210 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Sul, com dados suavizados por média móvel de três meses, para o período de 1993 a 2010.

A correlação linear entre os dados observados e previstos igual a 0,398, como pode ser verificado na Figura 211. Verifica-se que o modelo parece prever melhor as anomalias negativas da vazão mensal, como nos períodos centrados em 1998 e em 2010.

Figura 211 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

No modelo com dados com média móvel de seis meses, o modelo elaborado apresenta mais três regiões de TSM além da região de Niño, sendo elas o Atlântico Central, o Atlântico Sul e o Pacífico Norte (Figura 212).

Figura 212 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Sul, com dados suavizados por média móvel de seis meses, para o período de 1993 a 2010.

O maior número de variáveis preditoras parece fazer com que o modelo seja mais preciso, já que a correlação entre os dados observados e previstos de 1993 a 2010 é igual a 0,446, maior que para o modelo com menor suavização. Novamente é possível afirmar que o modelo parece ser mais hábil ao prever as tendências negativas de vazão.

Figura 213 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

O modelo com dados suavizados com média móvel de nove meses é bastante semelhante ao modelo elaborado com dados suavizados com média móvel de seis meses, como pode ser visto na Figura 214.

Figura 214 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Sul, com dados suavizados por média móvel de nove meses, para o período de 1993 a 2010.

A correlação entre os dados previstos e observados melhora levemente, com $r=0,491$ (Figura 215).

Figura 215 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

O modelo elaborado com média móvel de 12 meses, Figura 216, apresenta todas as regiões de TSM como variáveis previsoras, e, como visto na Tabela 33, aumentando a habilidade estatística em prever a vazão. O R^2 calculado neste caso é 0,480, o maior valor para esta sub-região.

Figura 216 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Sul, com dados suavizados por média móvel de doze meses, para o período de 1993 a 2010.

A correlação entre os dados previstos e observados também é a maior para esta sub-região, igual a 0,520. Verifica-se que este modelo apresenta, qualitativamente, habilidade para prever as principais anomalias de vazão, com exceção dos períodos de 1994-1995 e 2004-2006 (Figura 217).

Figura 217 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

9.5 SUB-REGIÃO CENTRAL

Na elaboração do modelo de regressão linear múltipla para previsão da vazão mensal da sub-região Central foram considerados, no pacote estatístico XLSTAT, os dados de vazão, de 1976 a 1992, como variável dependente, e, como variáveis explicativas, os dados de médias de TSM das seguintes áreas oceânicas: Atlântico Central, Atlântico Sul, Atlântico Tropical Sul e Pacífico Central. Tantos os dados de vazão quanto de médias de TSM foram consideradas sem tendência linear.

A sub-região Central apresentou valores muito baixos de R^2 ajustado em todos os quatro modelos propostos, comparando-se com os resultados obtidos para as demais sub-regiões, como pode ser visto na Tabela 34. O melhor resultado é registrado para o modelo com média móvel de meses (R^2 ajustado= 0,054), sendo que as regiões de TSM selecionadas pelo modelo são o Atlântico Sul, com sinal positivo, e o Atlântico Central, com sinal negativo. O modelo que apresentou a melhor correlação linear entre os valores observados e simulados foi o construído com média móvel de nove meses, com $r=0,633$, resultado significativo. Vale ressaltar que nenhum modelo apresentou a região de TSM do Pacífico Central como preditora.

Tabela 34 - Modelos estocásticos para a previsão da vazão mensal, com antecedência de três meses, para a sub-região Central da bacia amazônica brasileira, para dados suavizados com média móvel e janelas de 3 a 12 meses.

	R^2	R^2 ajustado	EQM (Erro quadrado médio)	F	Pr>F	Correlação simulado e observado 1993-2010
MM 3 meses	0,064	0,054	3.972.464,758 9,92%	6,651	0,002	0,529049
MM 6 meses	0,057	0,047	2.812.340,546 8,34%	5,806	0,004	0,629951

MM 9 meses	0,041	0,031	2.120.508,277 7,25%	4,059	0,019	0,633973
MM 12 meses	0,059	0,049	1.569.648,011 6,23%	5,883	0,003	0,484885

No caso do modelo com dados com média móvel de 3 meses, o modelo selecionou como variáveis preditoras, com sinal positivo, a região Atlântico Sul e, com sinal negativo, a região Atlântico Central (Figura 218).

Figura 218 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Central, com dados suavizados por média móvel de três meses, para o período de 1993 a 2010.

A correlação entre os dados previstos e observados é igual a 0,529, sendo significativa, mesmo que, ao se observar a Figura 219, se perceba que as maiores anomalias não foram previstas corretamente pelo modelo quanto à intensidade.

Figura 219 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

O modelo com dados com média móvel de seis meses apresenta as mesmas variáveis independentes (Figura 220), com os mesmos sinais que o modelo com suavização de três meses.

Figura 220 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Central, com dados suavizados por média móvel de seis meses, para o período de 1993 a 2010.

Porém a correlação entre o previsto e o observado foi maior, sendo igual a 0,629 (Figura 221).

Figura 221 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

Para os dados com média móvel de nove meses, novamente, tem-se como variáveis preditoras as regiões de TSM Atlântico Sul e Atlântico Central (Figura 222).

Figura 222 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Central, com dados suavizados por média móvel de nove meses, para o período de 1993 a 2010.

Para este modelo, tem-se o maior valor de correlação linear entre os valores previstos e observados para esta sub-região, sendo igual a 0,633 (Figura 223). Vale ressaltar, no entanto, que para a sub-região Central as correlações entre previsto e observado foram altas em todos os modelos propostos.

Figura 223 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

No modelo com dados suavizados com média móvel de 12 meses, verifica-se uma alteração na seleção das variáveis preditoras, sendo que, nesse caso, não consta mais a região do Atlântico Sul e figura a região Atlântico Tropical Sul que, assim como a região Atlântico Central, apresentam contribuição negativa em relação à vazão (Figura 224).

Figura 224 - Modelo, por regressão linear, para a vazão mensal da sub-região Central, com dados suavizados por média móvel de doze meses, para o período de 1993 a 2010.

Neste caso, a correlação entre o previsto e o observado foi menor, igual a 0,484 (Figura 225).

Figura 225 - Vazão mensal observada (linha preta) e prevista pelo modelo (linha vermelha) com média móvel de nove meses, de 1993 a 2010.

Portanto, para a sub-região Central sugere-se que as variáveis Atlântico Central e Atlântico Sul sejam as mais indicadas para elaboração de modelos de previsão de vazão.

Sugere-se que em pesquisas futuras sejam analisadas com maior propriedade, para períodos específicos, as diferenças, e suas possíveis causas, entre os resultados previstos e observados pelos modelos propostos, para cada sub-região considerada.

10 CONCLUSÃO

No presente estudo dedicou-se a entender as diferenças entre a variabilidade da vazão e o comportamento hídrico das cinco sub-regiões homogêneas definidas para a bacia amazônica brasileira bem como as possíveis teleconexões entre tal variabilidade e a variabilidade da superfície dos oceanos, para o período de 1976-2010.

Lembrando do objetivo geral da tese, que é contribuir para a determinação de áreas oceânicas associadas à variabilidade espacial da vazão de rios de sub-regiões da bacia amazônica brasileira e para o aumento da compreensão relativa aos processos atmosféricos responsáveis pelos excessos e déficits hídricos na região, considera-se que o mesmo foi atingido, conforme segue.

Inicialmente, definiu-se que a vazão é um bom indicador do comportamento hídrico de uma bacia hidrográfica, sendo uma variável robusta estatisticamente para demonstrar, indiretamente, a variabilidade da precipitação, esta sim uma variável climática. Pelos cálculos de correlação e tendência linear realizados, conclui-se que a vazão responde melhor, do ponto de vista espacial, à variabilidade dos componentes atmosféricos.

Procurando aprofundar-se nas características do ciclo hidrológico de cada sub-região optou-se por detalhar o comportamento dos dados de chuva e vazão, para o período de 1976 a 2010, quanto à tendência linear. Verificou-se que há diferenças significativas nas respostas desses dados. De forma geral, a porção norte da bacia amazônica brasileira apresentou tendências positivas de chuva e vazão para o período analisado enquanto a porção sul da área de estudos apresenta tendência negativa de chuva e vazão. Destaque é dado para a sub-região homogênea Sul que apresenta 39% de redução da vazão para o período analisado. Enquanto isso, na sub-região Central, também na

porção sul, foi verificado um decréscimo de 15% da chuva para o período analisado.

As sub-regiões apresentam comportamentos diferenciados quanto à variabilidade, tendência e correlação com a temperatura da superfície do mar.

A vazão da sub-região Norte apresenta correlação linear significativa, para dados sem tendência linear, com as regiões oceânicas Pacífico Sul ($r = -0,417$), Atlântico Tropical Norte ($r = 0,375$), Niño ($r = -0,313$) e Atlântico Central ($r = -0,239$), para dados sem suavização, mostrando que tanto o Pacífico quanto o Atlântico desempenham papel importante na modulação da variabilidade da vazão desta sub-região. As análises de ondeletas vêm a confirmar esta mesma conclusão, mostrando que a periodicidade mais marcante da variabilidade da vazão se assemelha à variabilidade do Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical. As análises das anomalias positivas e negativas de vazão maiores do que um desvio padrão também evidenciam que a variabilidade do ENOS é importante para a variabilidade da vazão respondendo por 40% dos casos analisados de anomalias positivas (com atuação de La Niña) e 66% dos casos analisados de anomalias negativas (atuação de El Niño). Ou seja, outras áreas oceânicas podem modular a variabilidade da vazão nesta sub-região. Quando analisada em mais detalhe, a circulação atmosférica em anos com anomalias positivas e negativas de vazão, não associados a eventos ENOS, evidenciou a importância do Atlântico e também de variabilidade associada à Oscilação Decenal do Pacífico. Esta associação, no entanto, carece de estudos mais detalhados. Quanto à elaboração do modelo de previsão por regressão linear para esta sub-região homogênea, o modelo que provê os melhores resultados para a previsão da vazão mensal com antecedência de três meses foi o elaborado com dados suavizados com média móvel de 12 meses. A TSM das áreas Atlântico Tropical Sul, Atlântico Tropical Norte, Niño, Pacífico Sul e Pacífico Tropical Sul são as variáveis que mais explicam a vazão, e provêm correlação linear igual a 0,515 entre os valores previstos e observados.

Para a sub-região homogênea Amazonas-Foz foram registrados valores significativos de correlação linear entre os dados, sem tendência linear, da vazão mensal e a TSM das áreas oceânicas Índico ($r = -0,441$), Atlântico Sul (r

= 0,370) e Atlântico Central ($r = -0,243$), isso para dados sem suavização. Para dos suavizados com média móvel de 3 e 6 meses, as regiões mais bem correlacionadas com a vazão são Niño, Atlântico Sul e Índico. A alta correlação linear entre a vazão na sub-região Amazonas-Foz com o Atlântico Sul e o Índico merece maior aprofundamento futuro, pois pode estar associada ao deslocamento de ondas de Rossby extratropicais no Atlântico Sul, pelo escoamento de oeste, para o oceânico Índico (FUKUTOMI e YASUNARI, 2013). Quando se analisam os eventos de anomalias negativas e positivas de vazão maiores do que um desvio padrão, os eventos ENOS explicam 60% das anomalias positivas e 70% dos casos de anomalias negativas. Quanto aos modelos de previsão de vazão mensal para esta sub-região, todos apresentaram resultados estatísticos bastante semelhantes, mas o que apresentou a maior correlação linear entre os valores previstos e observados foi o modelo com dados suavizados com média móvel em seis meses. As regiões oceânicas consideradas pelo modelo estocástico como melhores preditoras da vazão são o Atlântico Sul (Antártica-América do Sul), o Atlântico Central, o Atlântico Tropical Sul e o Pacífico Norte. A TSM das áreas de Niño e do Índico foi considerada somente para os dados com média móvel de nove e doze meses.

No caso da sub-região Oeste, as regiões oceânicas que apresentaram valores significativos com a vazão, para dados sem suavização e sem tendência linear, foram o Pacífico Sul ($r = -0,393$) e o Atlântico Central ($r = -0,382$). Para dados com suavização de três meses, a TSM do Atlântico Central permanece no modelo ($r = -0,271$) e a do Pacífico Sul passa a não apresentar mais correlação significativa, sendo significativa a correlação da região oceânica Pacífico Norte ($r = 0,223$) com a vazão. Para suavização com média móvel de seis meses, somente a região do Niño apresenta correlação significativa com a vazão ($r = -0,362$). A análise com ondeletas mostra que a vazão da sub-região Oeste tem maior energia para periodicidades de 2 a 4 anos, assemelhando-se muito das periodicidades preferenciais da região do Niño e Pacífico Sul. Na análise dos casos de anomalias de vazão maiores do que um desvio padrão, para as anomalias positivas não houve nenhum padrão de associação com eventos ENOS, o que se repetiu para as anomalias

negativas. Por isso, uma análise da circulação atmosférica mais detalhada foi realizada e o resultado foi que mesmo que movimentos em escala regional ou global definam os padrões gerais do clima, alguns aspectos locais ou fenômenos que ocorrem entre dois grandes domínios de padrões climáticos podem definir anomalias de vazão, como as verificadas em 1980 e 1993. O modelo estocástico de previsão da vazão mensal que apresentou maior correlação com a vazão observada ($r = 0,406$) foi o desenvolvido com dados suavizados com média móvel de seis meses, e as áreas oceânicas definidas como melhores preditoras são o Pacífico Sul e o Atlântico Central.

Em princípio, especulava-se que a sub-região Sul apresentaria um comportamento de associação com a TSM semelhante ao registrado para a porção sul da América do Sul. No entanto, o que se verificou foi um comportamento bem semelhante ao esperado para o norte da América do Sul, com grande importância do Atlântico e do ENOS, sendo que o El Niño está associado a anomalias negativas de vazão e a La Niña, a anomalias positivas. Sugere-se que esta associação se dá pelo fato de a região ter rios que escoam do Planalto Central brasileiro para a calha do rio Amazonas, não tendo influência de rios de outras sub-regiões e sendo o relevo, neste caso, um fator importante para o escoamento das massas de ar que atuam nessa região. A análise de ondeletas revela que a maior energia de variabilidade da vazão na sub-região Sul ocorre entre 2 e 4 anos, muito semelhante à periodicidade característica da TSM na região dos Niños. Para todos os anos em que ocorreram anomalias negativas de vazão maiores do que um desvio padrão, houve a ocorrência de eventos El Niño, e para os anos com anomalias positivas de vazão, todos estiveram sob influência de eventos La Niña. Quanto ao modelo de previsão da vazão para a sub-região Sul, o que apresentou os melhores resultados estatísticos por regressão linear ($R^2 = 0,480$) e a melhor correlação linear ($r = 0,520$) entre dados previstos e observados foi o modelo com dados suavizados com média móvel de 12 meses, e as áreas oceânicas selecionadas como os melhores preditores foram o Niño, Atlântico Central, Pacífico Norte, Pacífico Sul, Atlântico Sul e Atlântico Tropical Sul.

A sub-região Central foi a que apresentou resultados mais diferenciados com relação ao mencionado na bibliografia sobre a associação entre TSM e

vazão ou precipitação para a região Norte do Brasil. Sugere-se que os resultados apresentados sejam produtos da forma como a análise de agrupamento dos postos de vazão dessa sub-região foi realizada, o que resultou no agrupamento de postos dos rios Solimões (formado pela junção do Putumayo Eucayali, com regime climático característico do norte do Peru e sul da Colômbia) e Madeira (que tem sua nascente na Bolívia). Portanto, a correlação positiva (até a defasagem temporal de três meses) entre vazão e TSM do Pacífico Equatorial poderia ser atribuída aos efeitos que o ENOS causa no norte do Peru ou na Bolívia, o que deverá ser melhor investigado futuramente, através de análise de correlação linear com dados dos postos da bacia do rio Solimões e do rio Madeira. Portanto, alerta-se para o cuidado no agrupamento de dados de vazão para postos com padrões climáticos distintos. De toda forma, os testes de correlação linear mostraram que a área de TSM mais bem associada à variabilidade da vazão nesta sub-região é a do Atlântico Central, e a análise de ondeletas mostrou alta energia na variabilidade para a faixa espectral em torno de oito anos, o que também está mais associado com a variabilidade da TSM da região do Atlântico Central do que com a variabilidade preferencial das águas do Pacífico Equatorial. Os modelos de regressão linear para previsão da vazão mensal desta sub-região tiveram resultados estatísticos bem ruins, com o maior $R^2 = 0,064$ no caso dos dados com média móvel de três meses. Porém a associação da vazão prevista com a observada apresentou valores altos de correlação, com o maior valor sendo $r = 0,633$, no caso dos dados com média móvel de nove meses, sendo que as regiões adotadas como previsoras foram o Atlântico Central e o Atlântico Sul.

De forma geral, verifica-se que os eventos ENOS são importantes na definição da variabilidade da bacia amazônica, sendo mais efetivos nas anomalias negativas (especialmente nas sub-regiões Norte e Amazonas-Foz), porém para cada sub-região há de se considerar outras áreas de TSM. Ou seja, uma conclusão importante deste estudo é que a bacia amazônica, dependendo da escala de interesse, não pode ser tratada como um todo quando da análise climática.

Procurando sintetizar as informações das cinco sub-regiões homogêneas, é possível afirmar, de forma geral, que o ENOS desempenha

mais influência na variabilidade da vazão das sub-regiões Norte, Amazonas-Foz e Sul, e que a variabilidade da temperatura da superfície do mar no Atlântico Tropical Norte influencia a variabilidade da vazão nas sub-regiões Central e Oeste, esta que também apresentou resultados de influência de processos convectivos locais que influenciaram anomalias positivas e negativas de vazão.

Desta forma, a hipótese da tese foi confirmada, de que, observando-se as particularidades da associação entre a temperatura da superfície do mar e vazão para cada sub-região seria possível elaborar um modelo estocástico de previsão mais adequado a cada sub-região, tendo cada um maior acurácia e significância estatística.

Esta pesquisa pode ser considerada como o início de uma série de outros estudos que foram tendo as necessidades detectadas ao longo da aplicação de testes aos dados aqui utilizados. Por exemplo, é preciso verificar quais as diferenças entre o padrão do Atlântico Norte para as cinco sub-regiões analisadas, ou seja, como as anomalias de TSM neste oceano atingem a atmosfera nas diferentes áreas da bacia amazônica brasileira. Também seria importante dar mais atenção à questão da defasagem dos dados de TSM na correlação com a vazão, pois há um intervalo de tempo diferente para que anomalias de TSM produzam algum impacto climático nas várias áreas continentais consideradas. A análise de ondeletas também despertou uma série de curiosidades que deverão ser testadas no futuro, tais como os padrões de variabilidade da vazão para as cinco sub-regiões homogêneas, variando entre dois e quatro anos e centrado em oito anos, que caracterizam os padrões de variabilidade do ENOS e Atlântico Norte, por exemplo.

A região Amazônica, importante área de reserva de biodiversidade, importante reserva aquífera, local de especulação geopolítica global e vista, atualmente, como uma das áreas mais importantes para preservação ambiental, tendo em vista os já percebidos efeitos do aquecimento global, é ainda uma grande fonte de desconhecimento. Pouco ainda se sabe sobre os processos hidrodinâmicos locais ou regionais e como essa dinâmica poderia afetar a circulação atmosférica regional e de outros pontos do globo. Esforços vêm sendo feitos por pesquisadores do mundo todo, e esta pesquisa busca ser

uma tentativa de contribuir nessa linha de conhecimento, e, espera-se, seja início de uma série de outros estudos.

11 REFERÊNCIAS

AB´SABER, A.N. **Amazônia: do discurso à práxis**. São Paulo: EDUSP, 2004.

ALVES, L.M. et al. Histórico de secas na Amazônia. In__: BORMA, L.S.; NOBRE, C.A. **Secas na Amazônia: causas e consequências**. São Paulo: Oficina de textos, 2013, p. 21-27.

AMARASEKERA, K.N. et al. ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers. **Journal of Hidrology**. Vol. 200, p. 24-39, 1997.

AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on El Niño and La Niña non-zonal basic flow. **Revista Brasileira de Meteorologia**. Vol. 9, n. 1, p. 54-65, 1994.

AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B.J.; HSU, H.-H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the Austral winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**. Vol. 52, p. 3661-3672, 1995.

AMBRIZZI, T. **El Niño/Oscilação Sul e teleconexões atmosféricas no hemisfério austral**. São Paulo: USP/IAG, 2003. (Tese de Livre-Docência).

ASHOK, K. et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 112, C11007 (27p.), 2007.

AVISSAR, R.; LIU, Y. Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 101, n. D3, p. 7499-7518, mar. 1996.

AYOADE, J.O. **Introdução à Climatologia para os trópicos**. 5ª ed. Rio de Janeiro: Edgard Blücher, 1998.

BARROS, J.R.; ZAVATTINI, J.A. Bases conceituais em Climatologia Geográfica. **Mercator - Revista de Geografia da UFC**, n. 16, ano 8, p. 255-261, 2009.

BECKER, B. K. **Amazônia**. 3ª ed. São Paulo: Ática, 1991.

BERBERY, E.H.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; HOREL, J.D.: Wavelike Southern Hemisphere extratropical teleconnections. **Journal of the Atmospheric Sciences**. Vol. 49, p. 155-177, 1992.

BESSAT, Frédéric. A mudança climática entre ciência, desafios e decisões: olhar geográfico. **Terra Livre**. São Paulo: ano 19, vol.1, no. 20, p. 11-26, jan/jul 2003.

BETTS, A.K., et al. The Amazon boundary layer and mesoscale circulations. In: KELLER, M. et al. **Amazonia and global change**. Washington, American Geophysical Union, p. 163-181, 2009.

BEVAN, S.L., et al. Impact of atmospheric aerosol from biomass burning on Amazon dry-season drought. **Journal of Geophysical research**. Vol. 114, D09204 (11 p.), 2009.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly weather review**. Vol. 97, n. 3, p. 163-172, mar. 1969.

BLACKMON, M.L., LEE, Y.-H; J.M.; WALLACE, J.M.: Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. **Journal of Atmospheric Science**, vol. 41, p. 961-979, 1984a.

_____, _____, _____; HSU, H. -H. Time variations of 500 mb height fluctuations with long, intermediate, and short time scales as deduced from lag correlation statistics. **Journal of Atmospheric Science**, vol. 41, p. 981-991, 1984b.

BORMA, L.S. et al. Impactos dos eventos extremos de seca e cheia sobre os recursos hídricos amazônicos e ações da defesa civil. In____: BORMA, L.S.; NOBRE, C.A. **Secas na Amazônia: causas e consequências**. São Paulo: Oficina de textos, 2013, p. 305-337.

BOTTA, A.; RAMANKUTTY, N.; FOLEY, J.A. Long-term variations of climate and carbon fluxes over the Amazon basin. **Geophysical Research Letters**. Vol. 29, n. 9, p. 1319 (33 1-4), 2002.

BRANCO, S. M. **O desafio amazônico**. 12^a ed. São Paulo: Moderna, 1989.

BRITO-CASTILHO, L. et al. Pacific Decadal Oscillation and the filled capacity dams and rivers of the Gulf of California continental watershed. **Atmosfera**. Vol. 15, p. 121-138, 2002.

CARLETON, A. Sea Ice-Atmosphere signal of the Southern Oscillation in the Weddell Sea, Antarctica. **Journal of Climate**. Vol. 1, p. 379-388, abr. 1988.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite Phases of the Antarctic Oscillation and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral Summer. **Journal of Climate**. Vol. 18, p. 702-718, 2005.

CARVALHO, L. M. V.; et al. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 34, p. 1-20, 2010.

CASTRO, N.J. et al. **Expansão do sistema elétrico brasileiro e o potencial hidroelétrico da região amazônica. Texto de discussão do setor elétrico nº50**. Rio de Janeiro: GESEL/UFRJ, 2012.

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

CAVALCANTI, I.F.A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões e suas influências no Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A.; et al. (org.) **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p. 317-335.

CAVALCANTI, I.F.A. et al. Características atmosféricas e oceânicas em anos de seca. In__: BORMA, L.S.; NOBRE, C.A. **Secas na Amazônia: causas e consequências**. São Paulo: Oficina de textos, 2013, p. 54-77.

CEBDS. Conselho Empresarial Brasileiro para o Desenvolvimento Sustentável. **Estudo sobre adaptação e vulnerabilidade à variabilidade climática: casos do setor elétrico brasileiro**. Rio de Janeiro: CEBDS, 2013.

CHEN, F.; AVISSAR, R. Impact of land-surface moisture variability on local shallow convective cumulus and precipitation in large-scale models. **Journal of Applied Meteorology**. Vol. 33, p. 1382-1401, dez. 1994.

CHEN, T.-C.; YOON, J.-H.; CROIX, K.J.S.; TAKLE, E.S. Suppressing Impacts of the Amazonian Deforestation by the Global Circulation Change. **Bulletin of the American Meteorological Society**. Vol. 82, n. 10, p. 2209-2216, out. 2001.

CHEVALIER, P. Aquisição e processamento de dados. In: TUCCI, C.E.M. (org.) **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2a. ed. Porto Alegre: ABRH, 2001, p. 485-525.

CHIU, L.S. Variation of Antarctic Sea Ice: an update. **Monthly weather review**. Vol. 111, p. 578-580, mar. 1983.

CHRISTOFOLETTI, Antônio. Implicações Geográficas relacionadas com as mudanças climáticas globais. **Boletim de Geografia Teorética**, N. 23 (45-46), p. 18-31, 1993.

CHU, P.-S.; YU, Z.-P.; HASTENRATH, S. Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon Basin: which way has it gone? **Bulletin of the American Meteorological Society**. Vol. 75, n. 4, abr. 1994.

COBB, K.M. et al. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. **Nature**, vol. 424, p. 271-276, jul. 2003.

COE, M.T. et al. Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon Basin. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 107, n. D20, 8044, p. 11/1-11/17, 2002.

COELHO, C.A.S. **Anomalias de precipitação sobre a América do Sul e suas relações com a Temperatura da Superfície do Mar do Pacífico e Atlântico**

durante eventos extremos de El Niño - Oscilação Sul. São Paulo: USP/IAG, 2001 (Dissertação de mestrado).

COELHO, C. A. S.; UVO, C.B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and Applied Climatology**. Vol. 71, p. 185-197, 2002.

COELHO, C.A.S.; et al. Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. **Meteorological Applications**, n. 19, p. 237-255, 2012.

COSTA, M.H.; FOLEY, J.A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. **Journal of Geophysical research**. Vol. 104, n. D12, p. 189-198, 1999.

COVEY, D.L.; HASTENRATH, S. The Pacific El Niño phenomenon and the Atlantic Circulation. **Monthly Weather Review**, vol. 106, p. 1280-1287, 1978.

COX, P.M.; et al. Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. **Letters to Nature**. Vol. 453, 212-215, mai. 2008.

CPC/NCEP/NOAA. **El Niño Regions**. Disponível em <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/nino_regions.shtml>. Acesso em 31 ago. 2013.

CPTEC/INPE. **El Niño e La Niña**. Disponível em <<http://enos.cptec.inpe.br/>>. Acesso em 15 set. 2013.

CUNHA, D.G.F.; VECCHIA, F. As abordagens clássica e dinâmica de clima: uma revisão bibliográfica aplicada ao tema da compreensão da realidade climática. Disponível em <http://www.eesc.usp.br/ppgsea/files/Ref2011_ABORDAGENS_CLASSICA_E_DINAMICA_DO_CLIMA.pdf>. Acesso em 04 jun. 2012.

CURTIS, S.; HASTENRATH, S. Trends of upper-air circulation and water vapour over equatorial South America and adjacent oceans. **International Journal of Climatology**. N. 19, p. 863-876, 1999.

D'ALMEIDA, C.; et al. Review: The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. **International Journal of Climatology**. Vol. 27, p. 633-647, 2007.

DESER, C.; ALEXANDER, M. A.; XIE, S.-P.; PHILLIPS, A.S. Sea Surface Temperature variability: patterns and mechanisms. **Annual Review of Marine Science**. Vol. 2, p. 115-143, 2010.

DEWITTE, B. et al. Change in El Niño flavours over 1958-2008: implications for the long-term trend of the upwelling off Peru. **Deep-Sea Research II**. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2012.04.011>, 2012.

DICKINSON, R.E.; HENDERSON-SELLERS, A.. Modelling tropical deforestation: a study of GCM land-surface parametrizations. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**. Vol. 114, p. 439-462, 1988.

DRUMMOND, A. R.de M.; AMBRIZZI, T. The role of SST on the South American atmospheric circulation during January, February and March 2001. **Climate Dynamics**. Vol. 24, p. 781-791, 2005.

DURIEUX, L.; MACHADO, L.A.T.; LAURENT, H. The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. **Remote Sensing of Environment**. Vol. 86, p. 132-140, 2003.

ELTHAIR, E.A.; BRAS, R.L. Precipitation Recycling in the Amazon basin. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**. Vol. 120, p. 861-880, 1994.

ELTHAIR, E.A.B.; BRAS, R.L. Precipitation Recycling. **Reviews of Geophysics**. Vol. 34, n. 3, p. 367-378, ago. 1996.

ENFIELD, D.B.; MAYER, D.A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 102, n. C1, p. 929-945, jan. 1997.

ENFIELD, D.B. et al. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and River Flows in the Continental U.S. **Geophysical Research Letters**. p.1-17 2001.

ESPINOZA, J.C. et al. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. **Environmental Research Letters**. Vol. 9, p. 124007 (9p.), 2014.

ESRL/PSD/NOAA. **Monthly/Seasonal Climate Composites**. Disponível em <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>>. Acesso em 31 out. 2013.

FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Clima da Amazônia. **Climanálise especial 10 anos**. P. 24-41, 1996.

FISCH, G.; et al. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. **Theoretical Applied Climatology**. Vol. 78, p. 47-59, 2004.

FOLEY, J.A. et al. El Niño - Southern Oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. **Global Biogeochemical Cycles**. Vol. 16, n. 4, p. 79/1-79/20., 2002.

FRAPPART, F.; et al. Changes in terrestrial water storage versus rainfall and discharges in the Amazon basin. **International Journal of Climatology**. Publicado Online, p. 1-18, 2013.

FU, R. et al. How do Tropical Sea Surface Temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the Equatorial Amazon? **Journal of Climate**. Vol. 14, p. 4003-4023, Oct. 2001.....

FU, R.; et al. Increased in dry-season length over Southern Amazonia in recent decades and its implication for future climate projection. **PNAS**. Vol. 110, n. 45, p. 18110-18115, nov. 2013.

FUKUTOMI, Y.; YASUNARI, T. Extratropical forcing of tropical wave disturbances along the Indian Ocean ITCZ. **Journal of Geophysics Research: Atmospheres**. Vol. 119, p. 1154-1171.

GARCIA ,N. O.; MECHOSO, C.R. Variability in the discharge of South American rivers and in climate. **Hydrological Sciences Journal**. Vol. 50, n. 3, p. 458-478, jun. 2005.

GENTA, J.L.; et al. A recent increasing trend in the Streamflow of Rivers in Southeastern South America. **Journal of Climate**. Vol.11, p. 2858-2862, 1998.

GEDNEY, N.; VALDES, P.J. The effect of Amazonian deforestation on the northern hemisphere circulation and climate. **Geophysical Research Letters**. Vol. 27, n. 19, p. 3053-3056, out. 2000.

GOCIC, M.; TRAJKOVIC, S. Analysis of changes in meteorological variables using Mann-Kendall and Sen's slope estimator statistical testes in Serbia. **Global and Planetary Change**. Vol. 100, p. 172-182, 2013.

GONG, D.; WANG, S. Definition of Antartic oscillation index. **Geophysical research letters**. Vol. 26, n. 4, p. 459-462, fev. 1999.

GRIMM, A.; BARROS, V.R.; DOYLE, M.E. Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**. Vol. 13, p. 35-58, 2000.

GRIMM, A.M.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal timescales. In___: VIMEUX, F.; SYLVESTRE, F.; KHODRI, M. **Past climate variability in South America and Surrounding Regions: from the last glacial maximum to the Holocene**. 14^a ed. USA: Springer, 2009, p. 159-191.

HAIR, J.F. et al. **Análise multivariada de dados**. 5a. ed. Porto Alegre: Bookman, 2005.

HARRISON, D.E.; LARKIN, N.K. El Niño-Southern Oscillation sea surface temperature and wind anomalies, 1946-1993. **Review of Geophysics**. Vol. 36, n. 3, p. 353-399, ago. 1998.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quart. J. R. Met. Soc.**, vol. 103, p. 77-92, 1977.

HOREL, J.D.; WALLACE, J.M. Planetary-Scale Atmospheric Phenomena associated with the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**. Vol. 109, p. 813-89, abr. 1981.

HOSKINS, B.J. et al. Energy dispersion in a barotropic atmosphere. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**. Vol. 103, p. 553-567, 1977.

HOSKINS, B.J.; KAROLY, D. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of Atmosphere Science**. Vol. 38, p. 1179-1196, 1981.

HOSKINS, B.J. Dynamical processes in the atmosphere and the use of models. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**. Vol. 109, p.1–21, 1983.

HSU, H.-H.; LIN, S.-H. Global teleconnections in the 250 mb streamfunction field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, Vol. 120, p. 1169-1190, 1992.

HURRELL, J.W.; KUSHNIR, Y.; VISBECK, M. The North Atlantic Oscillation. **Science**. Vol. 291, p. 603-604, jan. 2001.

JISAO - Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean. **The Pacific Decadal Oscillation (PDO)**. Disponível em <<http://research.jisao.washington.edu/pdo/>>. Acesso em 26 mai. 2015.

JUNK, W.J.; MELLO, J.A.S.N. Impactos das represas hidrelétricas na bacia amazônica brasileira. **Estudos avançados (online)**. Vol. 4, n. 8, p. 126-143, 1990.

KAGAN, B. A. **Ocean-atmosphere interaction and Climate Modeling**. Tradução M. A. Chazin. Cambridge: Cambridge University Press, 1995.

KALNAY, E. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**. Vol. 77, n. 3, p.437-471, mar. 1996.

KAO, H.-Y.; YU, J.-Y. Contrasting Eastern-Pacific and Central Pacific types of ENSO. **Journal of Climate**. Vol. 22, p. 615- 632, fev. 2009

KAROLY, D.J. Southern Hemisphere Circulation Features associated with El Niño - Southern Oscillation events. **Journal of Climate**. Vol. 2, p 1239-1252, nov. 1989.

KAYANO, M.T.; OLIVEIRA, C.P. de; ANDREOLI, R.V. Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology**. Vol. 29, p. 1439-1448, 2009.

KIDSON, J.W. Principal Modes of Southern Hemisphere low-frequency variability obtained from NCEP-NCAR Reanalyses. **Journal of Climate**. Vol. 12, p. 2808-2830, set. 1999.

KOCZOT, K.; DETTINGER, M. Climate effects of Pacific Decadal Oscillation on streamflow of the Feather River, California. **Western Snow Conference**. 2003.

KOUSKY, V.E.; KAYANO, M.T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**. Vol. 7, p. 1131-1143, jul. 1994.

LARAQUE, A. et al. Heterogeneous distribution of rainfall and discharge regimes in the Ecuadorian Amazon Basin. **Journal of Climatology**. Vol. 8, p. 1364-1381, dez. 2007.

LAURANCE, W.F.; WILLIAMSON, G.B. Positive feedbacks among forest fragmentation, drought, and climate change in the Amazon. **Conservation Biology**. Vol. 15, n. 6, p. 1529-1535, dez. 2001.

LEAN, J.; WARRILOW, D.A. Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. **Letters to Nature**. Vol. 342, p. 411-413, nov. 1989.

LESSA, R. **Amazônia: as raízes da destruição**. 10^a ed. São Paulo: Atual, 1991.

LETTAU, H.; LETTAU, K.; MOLION, L.C.B. Amazonia's hydrologic cycle and the role of Atmospheric Recycling in assessing deforestation effects. **Monthly Weather Review**. Vol. 107, n.3, p. 227-238, mar. 1979.

LI, W.; FU, R.; JUÁREZ, R.I.N.; FERNANDES, K. Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. **Philosophical transactions of the Royal Society – B Biological Science**. Vol. 363 (1498), p. 1767-1772, mai. 2008.

LIEBMANN, B.; HARTMANN, D.L. An observational study of tropical-midlatitude interaction on intraseasonal time scales during winter. **Journal of Atmospheric Sciences**. Vol. 41, n. 23, p. 3333-3350, dez. 1984.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J.A. Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, p. 4308-4318, 2001.

LIEBMANN, B. et al. An observed trend in Central South American Precipitation. **Journal of Climate**. Vol. 17, p.4357-4367, nov. 2004

LINAGE, C. de; FAMIGLIETTI, J.S.; RANDERSON, J.T. Statistical prediction of terrestrial water storage changes in the Amazon Basin using tropical Pacific and North Atlantic sea surface temperatures anomalies. **Hydrology and Earth System Sciences**. Vol. 18, p. 2089-2102, 2014.

MAGAÑA, V.; AMBRIZZI, T. Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. **Atmósfera** [online]. Vol.18, n.4, pp. 211-235, 2005.

MAKARIEVA, A.M.; et al. Where do winds come from? A new theory on how water vapor condensation influences atmospheric pressure and dynamics. **Atmospheric Chemistry and Physics**. Vol. 13, p. 1039-1056, 2013.

MAKARIEVA, A.M.; et al. Why does air passage over forest yield more rain? Examining the coupling between rainfall, pressure, and atmospheric moisture content. **Journal of Hydrometeorology**. Vol. 15, p. 411-426, 2014.

MANTUA, N.J., et al. A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon. **Bulletin of the American Meteorological Society**, Vol. 78, p. 1069-1079, 1997.

MANTUA, N. The Pacific Decadal Oscillation. **Encyclopedia of Global Environmental Change**. Washington: Wiley.; 2002.

MARENGO, J.A. Interannual variability of surface climate in the Amazon Basin. **International Journal of Climatology**. Vol. 12, p. 853-863, 1992.

MARENGO, J.A.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon Basin. **Journal of Climate**. Vol. 6, p. 617-627, 1993.

MARENGO, J.A et al. Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazônia, eastern Brazil, and northwestern Peru. **Journal of Geophysical Research**. Vol 103, n. D2, p. 1775-1783, 1998.

MARENGO, J.A.; et al. ; Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**. Vol. 14, p. 833-852, 2001.

MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. General Characteristics and variability of climate in the Amazon Basin and its links to the global climate system. In__: **Biogeochemistry of the Amazon Basin**. New York: Oxford University Press, p. 17-39, 2001.

MARENGO, J.A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical Applied Climatology**. Vol. 78, p. 79-96, 2004

MARENGO, J.A. et al. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**. Vol. 21, p. 495-516, feb. 2008.

MARENGO, J.A. Long-term trends and cycles in the hydrometeorology of the Amazon basin since the late 1920s. **Hydrological processes**. N. 23, p. 3236-3244, 2009.

MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Clima da região amazônica. In: CAVALCANTI, I.F. de A. et al. (org.) **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, p.197-212.

MARENGO, J.A.; et al. Development of regional future climate change scenarios in South America using Eta CPTEC/HadCM3 climate change

projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and Paraná River basins. **Climate Dynamics**. Vol. 38, p. 1829-1848, 2012.

MASON, S.J.; GODDARD, L. Probabilistic Precipitation Anomalies Associated with ENSO. **Bulletin of American Meteorological Society**. Vol. 82, nº 4, p. 619-638, 2001.

McGRATH, D.G. Varzeiros, geleiros e o manejo dos recursos naturais na várzea do baixo Amazonas. **Papers do NAEA nº 4**. Belém, NAEA, 1991.

McPHADEN, M.J.; LEE, T.; McCLURG, D. El Niño and its relationship to changing background conditions in the tropical Pacific Ocean. **Geophysical Research Letters**. Vol. 38, L15709 (4p.), 2011.

McPHADEN, M.J. A 21st Century shift in the relationship between ENSO SST and warm water volume anomalies. **Geophysical Research Letters**. Vol. 39, L09706 (5p.), 2012.

MECHOSO, C.R.; IRIBARREN, G.P. Streamflow in Southeastern South America and the Southern Oscillation. **Journal of Climate**. Vol. 5, p. 1535-1539, 1992.

MEDVIGY, D.; WALKO, R.L.; AVISSAR, R. Effects of deforestation on spatiotemporal distributions of precipitation in South America. **Journal of Climate**. Vol. 24, p. 2147-2163, abr. 2011.

MEDVIGY, D.; WALKO, R.L.; AVISSAR, R. Simulated links between deforestation and extreme cold events in South America. **Journal of Climate**. Vol. 25, p. 3851-3866, jun. 2012.

MEIRELLES FILHO, J. **O livro de ouro da Amazônia**. 5ª. ed. Rio de Janeiro: Ediouro, 2006.

MÉLICE, J.-L.; SERVAIN, J.. The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean. **Climate Dynamics**. N. 20, p. 447–464, 2003.

MELLO-THÉRY, N.A.de. **Território e gestão ambiental na Amazônia: terras publicas e dilemas do Estado**. São Paulo: Annablume, 2011.

MENDONÇA, F.A.; DANNI-OLIVEIRA, I.M. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MINOBE, S. A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. **Geophysical Research Letters**, Vol 24, p. 683-686, 1997.

MO, K.C., WHITE, G.H., Teleconnections in the Southern Hemisphere. **Meteorological Weather Review**. Vol. 113; p. 22-37, 1985.

MO, K.C.; GHIL, M. Statistics and dynamics of persistent anomalies. **Journal of Atmospheric Sciences**. Vol. 44, n. 5, p. 877-901, mar. 1987.

MO, K.C.; HIGGINS, R.W. The Pacific-South American Modes and tropical convection during the Southern Hemisphere Winter. **Monthly Meteorological Review**. Vol. 126, p. 1581-1596, jun. 1998

MOLINIER, M. et al. Les régimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents. In: CHEVALIER, P.; POUYAUD, B. **L' hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement**. Oxfordshire UK, IAHS Press, p. 209-222, 1996.

MOLION, L.C.B. **A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the Amazonas basin with consideration of deforestation effects**. Tese (Doutorado). Universidade de Wisconsin, Madison, USA, 141p. 1976.

MOLION, L.C.B. Climatologia Dinâmica da região amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Climatologia**. Vol. 2, p. 107-117, 1987.

MONTEIRO, C. A. F., **O ritmo hibernal de evolução da frente polar e as chuvas na fachada sub-tropical atlântica do Brasil: contribuição metodológica à análise geográfica dos tipos de tempo no Brasil**. Tese (Doutoramento em Ciência). FFLCH/USP, 1967, 101 p.

MONTEIRO, C.A.F. Análise rítmica em Climatologia: problemas da atualidade climática em São Paulo e achegas para um programa de Trabalho.

Climatologia. São Paulo: Universidade de São Paulo/Instituto de Geografia, 1971.

MONTEIRO, C. A. F.. **Clima e excepcionalismo: conjecturas sobre o desempenho da atmosfera como fenômeno geográfico.** Florianópolis: EDUFSC, 1991.

MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of drought in northeast Brazil: observatios, theory and numerical experiment with a general circulation model. **Journal of the atmospheric sciences.** V. 38, p. 2653-2675, dec. 1981.

MULLIGAN, M.; RUBIANO, J.; BURKE, S.; SOESBERGER, A. van. **Water security in Amazonia: a report for the Amazonia Security Agenda Project.** Amazonia Security Agenda, disponível em <[segamazonia.org/sites/default/files/press_](http://segamazonia.org/sites/default/files/press_releases/water_security_in_amazonia.pdf)

[releases/water_security_in_amazonia.pdf](http://segamazonia.org/sites/default/files/press_releases/water_security_in_amazonia.pdf)>. 2013. Acesso em 27 mai. 2014.

NCEP/NOAA. **ENSO Cycle: Recent Evolution, Current Status and Predictions.**Disponível em <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/lanina/>. Acesso em 29 out. 2013.

NOBRE, C.A.; SELLERS, P.J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate.** Vol. 4, p. 957-988, out. 1991.

NOBRE, P.; SHUKLA, J.. Variations of sea surface temperature, Wind stress, and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate.** Vol. 9, p. 2464-2479, out. 1996.

NOBRE, C.A. et al. Understanding the Climate of Amazonia: progress from LBA.In: KELLER, M. et al. (org.) **Amazonia and global change.** Washington: American Geophysical Union, p. 145-147, 2009a.

NOBRE, C.A et al. Characteristics of Amazonian Climate: Main Features. In: KELLER, M. et al. (org.) **Amazonia and global change.** Washington: American Geophysical Union, p. 149-162, 2009b.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K.C. Alternating Wet and Dry Conditions over South America during Summer. **Monthly Weather Review**. Vol. 125, p. 279-291, fev. 1997.

PÉDÉLABORDE, P. O tempo e o clima. In: **Introduction a l'étude scientifique du clima**. Tradução de Neide Aparecida Zamuner Barrios. Paris: SEDES, 1970.

PEZZA, A.B.; RASHID, H.A.; SIMMONDS, I. Climate links and recent extremes in antarctic sea ice, high-latitude cyclones, Southern Annular Mode and ENSO. **Climate -Dynamics**. Vol. 38, p. 57-73, 2012.

PEZZI, L.P.; CAVALCANTI, I.F.A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, Vol. 17, p.205-212, 2001.

PINTO, N.L.S.(org.) **Hidrologia Básica**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.

PONGRATZ, J.; et al. The impact of land cover change on surface energy and water balance in Mato Grosso, Brazil. **Earth Interactions**. Vol. 10, n. 19, p. 1-17, 2006.

POVEDA, F.; MESA, O.J. Feedbacks between hydrological processes in Tropical South America and Large-Scale Ocean-Atmospheric Phenomena. **Journal of Climate**. Vol. 10, p. 2690-2702, 1997.

POVEDA, G. et al. Seasonality in ENSO-related precipitation, river discharges, soil moisture, and vegetation index in Colombia. **Water resources research**. Vol. 37, n. 8, p. 169-2178, ago. 2001.

PRODES/INPE. **Projeto PRODES: monitoramento da floresta amazônica brasileira por satélite**. Disponível em <<http://www.obt.inpe.br/prodes/index.php>>. Acesso em 27 out. 2013.

RAMOS DA SILVA, R.; WERTH, D.; AVISSAR, R. Regional impacts of future land-cover changes on the Amazon Basin wet-season climate. **Journal of Climate**. Vol. 21, p. 1153-1170, mar. 2008.

RAO, V.B. et al. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 101, n. 21, p. 26539-26551, 1996.

RASMUSSEN, E.M.; WALLACE, J.M. Meteorological aspects of the El Nino/Southern Oscillation. **Science: New Series**. Vol. 222, n. 4629, p. 1195-1202, dez. 1983.

RIBEIRO, Carlos Magno. A variabilidade do clima: um fenômeno natural? **Caderno de Geografia**. Belo Horizonte, v.6, n.8, p. 71-77, dez. 1996.

RICHEY, et al. Amazon Discharge and climate variability: 1903 a 1985. **Science**. Vol. 246. P. 101-103, 1989.

RODRIGUES, R.R.; HAARSMA, R.J.; CAMPOS, E.J.D.; AMBRIZZI, T. The impacts of inter-El Nino variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil climate. **Journal of Climate**. Vol. 24, n. 13, p. 3402-3422, jul. 2011.

ROGERSON, P.A. **Métodos estatísticos para Geografia: um guia para o estudante**. 3ªed. Porto Alegre: Bookman, 2012.

RONCHAIL, J. et al. Interannual rainfall variability in the Amazon Basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic oceans. **Internacional Journal of Climatology**. Vol. 22, p. 1663-1686, 2002.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**. 115, p. 1606-1626, 1987.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Precipitation patterns associated with the High Index Phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**. Vol. 2, p. 268-284, 1989.

ROPELEWSKI, C.F.; HALPERT, M.S. Quantifying Southern Oscillation - precipitation relationships. **Journal of Climate**. Vol. 9, p. 1043-1059, 1996.

ROSS, J.L.S. Fundamentos da Geografia da Natureza. In: ROSS, J.L.S. (org.) **Geografia do Brasil**. São Paulo: EDUSP, 1996, p. 13-66.

ROY, S.B.; AVISSAR, R. Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 107, D20 (8037), p. LBA 4-1 – LBA 4-12, 2002.

SAMPAIO, G.; et al. Regional Climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters**. Vol. 34, p. L17709 (7p.), set. 2007.

SANT'ANNA NETO, J.L. Por uma Geografia do Clima. Antecedentes históricos, paradigmas contemporâneos e uma nova razão para um novo conhecimento. **Terra Livre**. São Paulo, n. 17, p. 49-62, 2001.

SCHNEIDER, E.K.; FAN, M.; KIRTMAN, B.P.; DIRMEYER, P.A. **PotentialeffectsofAmazondeforestationon Tropical Climate**. Disponível em <[ftp://cola.gmu.edu/pub/ctr/ctr_226.pdf](http://cola.gmu.edu/pub/ctr/ctr_226.pdf)>. Acesso em 24 mar. 2015.

SERVAIN, J. Simple Climatic Indices for the Tropical Atlântic Ocean and some application. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 96, n. C8, p. 15137-15146, ago. 1991.

SERVAIN, J.; WAINER, I.; DESSIER, A. Évidence d'une liaison entre les deux principaux modes de variabilité climatique interannuelle de l'Atlantique tropical. **Géophysique externe, climat et environnement**. n. 327, p. 1-8, 1998.

SERVAIN, J.; WAINER, I.; AYINA, H.L.; ROQUET, H. The relationship between the simulated climatic variability modes of the tropical Atlantic. **International Journal of Climatology**. Vol. 20, p. 939-953, 2000.

SHUKLA, J.; NOBRE, C.; SELLERS, P. Amazon deforestation and climate change. **Science**. Vol. 247, p. 1322-1325, 1990.

SILVA, G.A.M. da. **Evolução dos eventos El Niños em fases distintas da Oscilação Decadal do Pacífico**. 2009. 112f. Tese (Doutorado). São Paulo: IAG/USP, 2009.

SILVA, G.A.M da; DRUMMOND, A.; AMBRIZZI, T. The impact of El Niño on South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation. **Theoretical Applied Climatology**. DOI 10.1007/s00704-011-0427-7, abr. 2011.

SILVA, M.E.S.; FRANCHITO, S.H.; RAO, V.B. Effects of Amazonian deforestation on climate: a numerical experiment with a coupled biosphere-atmosphere model with soil hydrology. **Theoretical Applied Climatology**. Vol. 85, p. 1-18, 2006.

SILVA, E. R. L. G. **Associação da variabilidade climática dos oceanos com a vazão de rios da Região Norte do Brasil**. 2013. 182f. Dissertação (Mestrado) - FFLCH/USP. São Paulo, 2013.

SIMMONDS, I.; JACKA, T.H. Relationships between the Interannual variability of Antarctic Sea Surface Temperature and the Southern Oscillation. **Journal of Climate**. Vol. 8, p. 637-647, mar.1995.

SIMMONS, A.J. The forcing of stationary wave motion by tropical diabatic heating. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**. Vol. 108, p. 503-534, 1982.

SIMMONS, A.J. et al. Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection pattern. **Journal of Atmospheric Sciences**. Vol. 40, n. 6, p. 1363-1391, jun. 1983.

SORRE, M. Objeto e Método da Climatologia. In: **Traité de Climatologie Biologique et Médicale**. Tradução de José Bueno Conti. Paris: M.Piery Masson et Cie Éditeurs, vol. I, p. 1-9, 1934.

SOUZA, E.B. et al. On the influence of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole pattern on de Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazônica**. Vol. 30, n. 2, p. 305-318, 2000.

SOUZA, E.B.; AMBRIZZI, T. A precipitação observada no norte-nordeste do Brasil durante episódios simultâneos de ENOS no Pacífico e Dipolo de anomalias de TSM no Atlântico. **Anais**. XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Foz do Iguaçu, 7p., 2002.

SOUZA, E.B.; AMBRIZZI, T.; COELHO, C.A.S. Two ENSO episodes with reversed impacts on the regional precipitation of the Northeastern South America. **Meteorologica**. Vol. 29, n. 1 e 2, p. 5-16, 2004.

SOUZA, P.; CAVALCANTI, I.F.A. Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. **Internacional Journal of Climatology**. Vol. 29, p. 2091-2105, jan. 2009.

STENSETH, N. C. et al., 2003, Studying climate effects on ecology through the use of climate indices the North Atlantic Oscillation, El Nino Southern Oscillation and beyond. **Proc. R. Soc. Lond. B**. p. 03PB0175.1 - 03PB0175.10, 2003.

TAVARES, A.C. **Variabilidade e Mudanças Climáticas**. 2001. 228 f. Tese (Livre-Docência) - Departamento de Geografia, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2001.

TING, M.; KUSHNIR, Y.; SEAGER, R.; LI, C. Forced and internal twentieth-century SST trends in the North Atlantic. **Journal of Climate**. Vol. 22, p. 1469-1481, mar. 2009.

TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A practical guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**. Vol 79, n. 1, jan. 1998.

TRENBERTH, K.E.; SHEA, D.J. On the evolution of the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**. Vol. 115, p. 3078-3096, dec. 1987.

TURNER, J. ENSO and the Antarctic. **International Journal of Climatology**. N. 24, p. 1-31, 2004.

TWINE, T.E.; FOLEY, J.A. Effects of El Niño-Southern Oscillation on the Climate, Water Balance, and streamflow of the Mississippi River Basin. **Journal of Climate**. Vol. 18, p. 4840-4861, nov.2005.

UVO, C.B.; et al. The relationship between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly precipitation. **Journal of Climate**, vol. 11, p. 551-563, abr. 1998.

UVO, C.B.; GRAHAM, N.E. Seasonal runoff forecast for northern South America: a Statistical model. **Water Resources Research**. Vol. 34, n.12, p. 3515-3524, 1998.

VAN LOON, H.; SHEA, D.J. The Southern Oscillation. Part IV: The precursors South of 15°S to the extremes of the Oscillation. **Monthly Weather Review**. Vol. 113, p. 2063-2074, dec. 1985.

VERA, C.; SILVESTRI, G.; BARROS, V.; CARRIL, A. Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. **Journal of Climate**. Vol. 17, n. 9, p. 1741-1753, mai. 2004.

VOLDOIRE, A.; ROYER, J.F. Tropical deforestation and climate variability. **Climate Dynamics**. Vol. 22, p. 857-874, 2004.

WALLACE, J.M.; GUTZLER, D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. **Meteorological Weather Review**. Vol. 109, p. 785-812, 1981.

WANNER, H.; et al. North Atlantic Oscillation - concepts and studies. **Surveys in Geophysics**. Vol. 22, p. 321-382, 2001.

WELLS, N. **The atmosphere and ocean: a physical introduction**. 2^aed. Chichester: John Wiley & Sons, 1998.

WERTH, D.; AVISSAR, R. The local and global effects of Amazon deforestation. **Journal of Geophysical Research**. Vol. 107, n. D20, p. LBA 55-1 – 55-8, 2002.

WILKS, D.S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. 2^a ed. San Diego - CA: Elsevier, 2006.

XLSTAT. **Ajuda**. Complemento do Excel, disponibilizado pela Addinsoft. 2014.

YUAN, X; MARTINSON, D.G. Antarctic Sea Ice extent variability and its global connectivity. **Journal of Climate**. Vol. 13, p. 1697-1717, mai. 2000.

ZAVATTINI, J.A.; BOIN, M.N. **Climatologia Geográfica: teoria e prática de pesquisa**. Campinas: Alínea, 2013.

ZEBIK, S.E. Air-Sea interaction in the Equatorial Atlantic Region. **Journal of Climate**. Vol. 6, p. 1567-1586. Aug. 1993.

ZENG, N.; DICKINSON, R.E.; ZENG, X. Climatic impact of Amazon deforestation – a mechanistic model study. **Journal of Climate**. Vol. 9, p. 859-883, abr. 1996.

ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. **Journal of geophysical research**. Vol. 104, n. D8, p. 9097-9106, 1999.

ZHANG, H.; HENDERSON-SELLERS, A.; MCGUFFIE, K.. Impacts of tropical deforestation. Part I: Process Analysis of local climatic change. **Journal of Climate**. Vol. 9, p. 1497-1517, jul. 1996a.

ZHANG, H.; MCGUFFIE, K.; HENDERSON-SELLERS, A. Impacts of tropical deforestation. Part II: the role of large-scale dynamics. **Journal of Climate**. Vol. 9, p. 2498-2521, out. 1996b.

12 APÊNDICES

APÊNDICE A - Áreas de TSM bem correlacionadas com a vazão para as sub-regiões:

a) Norte

Niño		Pacífico Tropical Sul		Atlântico Tropical Norte		Pacífico Sul		Atlântico Central		Atlântico Tropical Sul	
lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon
de - 5 a 5	de - 90 a -150	-10	168	44	-53	-61	-121	26	-19	-27	-7
		-32	-109	36	-42	-71	-122	17	-18	-46	-2
		-40	-111	24	-78	-68	-174	12	-74	-45	-39
		-31	156	30	-79	-64	-141	18	-81	-25	-42

b) Amazonas-Foz

Antártica – América do Sul		Antártica – África		Índico		Niño		Pacífico Norte		Atlântico Sul		Atlântico Central	
lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon
-60	-123	-57	-5	7	71	6	-85	49	-146	-25	7	de 21 a 1	de - 70 a -28
-72	-118	-58	44	1	91	-7	-82	41	-141	-42	-3		
-74	-151	-66	46	-16	100	-12	171	18	158	-50	-32		
-65	-154	-68	-4	-8	74	2	-175	32	157	-33	-26		

c) Oeste

Niño		Atlântico Central		Pacífico Sul		Atlântico Tropical Sul		Pacífico Norte	
lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon
de -5 a 5	de -90 a -150	26	-19	-61	-121	-27	-7	53	-172
		17	-18	-71	-122	-46	-2	46	-152
		12	-74	-68	-174	-45	-39	48	-167
		18	-81	-64	-141	-25	-42	54	-178

d) Sul

Niño		Pacífico Sul		Atlântico Central		Pacífico Norte		Atlântico Tropical Sul		Atlântico Sul	
lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon
17	-105	-65	-133	16	-29	55	-152	-9	-3	-30	-9
9	-86	-73	-140	9	-28	53	-134	-18	-5	-49	-22
0	-81	-74	-173	8	-46	50	-152	-24	-10	-45	-45
-10	-80	-68	-153	14	-59	53	-160	-16	-37	-28	-29
-17	-73										
-14	-170										
3	-171										

e) Central

Pacífico Central		Atlântico Sul		Atlântico Central		Atlântico Tropical Sul	
lat	lon	lat	lon	lat	lon	lat	lon
30	-118	-26	-37	14	-74	-6	-31
-10	-80	-22	-4	28	-23	-6	5
-16	170	-30	0	9	-27	-17	7
-1	162	-49	-9	13	-67	-14	-34
		-50	-27				
		-35	-41				

APÊNDICE B - Nomes e coordenadas geográficas dos postos de vazão utilizados na pesquisa.

Posto vazão	Latitude	Longitude	Vazão média mensal (m3/s)
ABUNÃ	-9°42'11"	-65°21'53"	17959,01
ALTAMIRA	-3°12'53"	-52°12'44"	7931,774
APALAÍ	1°13'15"	-54°39'25"	276,9883
ARIQUEMES	-9°55'32"	-63°04'17"	173,9405
BARRADOSÃO MANUEL-JUSANTE	-7°20'23"	-58°09'19"	8234,157
BARRAGEMCONJ4	-2°48'56"	-54°18'06"	182,9538
BELOHORIZONTE	-5°23'34"	-52°52'38"	5068,611
BOASORTE	-6°44'09"	-51°59'43"	3567,069
BOCADO GUARIBA	-7°42'24"	-60°35'12"	1460,84
BOCADO INFERNO	-1°30'11"	-54°52'22"	163,6333
BRASILÉIA	10°59'59"	-68°45'42"	119,4395
CACHOEIRA MORENA	-2°06'32"	-59°20'07"	675,9513
CAJUEIRO	-5°39'00"	-54°31'15"	834,0658
CANUTAMA	-6°32'20"	-64°23'09"	6465,143
CARACARAÍ	1°49'17"	-61°27'25"	2980,968
CRUZEIRO DOSUL	-7°37'59"	-72°39'42"	887,6266
CUCUI	1°12'55"	-66°51'09"	4919,243
CUNURI	0°12'34"	-69°22'41"	330,1457
CURICURIARI	-0°12'02"	-66°48'08"	12487,15
EIRUNEPÉ MONTANTE	-6°41'04"	-69°52'52"	1800,475
ENVIRA	-7°25'41"	-70°01'21"	1191,877
ESTIRÃO DO REPOUSO	-4°20'27"	-70°54'20"	2550,595
FAZENDÁRIO BRANCO	-9°53'13"	-62°59'05"	25,53631
FÉESPERANÇA	2°52'15"	-61°26'26"	300,212
FLORIANO PEIXOTO	-9°04'00"	-67°23'49"	611,4714
FONTANILHAS	11°21'30"	-58°20'34"	1467,346
FOZ DO BREU	-9°24'35"	-72°42'57"	172,5608
GAVIÃO	-4°50'21"	-66°51'02"	4762,627
GUAJARÁ-MIRIM	10°47'33"	-65°20'52"	8040,495

HUMAITÁ	-7°30'10"	-63°01'06"	22978,2
HUMBOLDT	-10°10'10"	-59°27'58"	314,2236
IPIXUNA	-7°03'20"	-71°41'21"	1365,54
JATUARANA	-3°03'48"	-59°38'52"	125499
JIPARANÁ	-10°52'25"	-61°56'08"	709,3539
LÁBREA	-7°15'29"	-64°47'51"	5543,051
LARANJEIRAS	-5°41'48"	-54°14'44"	1194,929
MANACAPURU	-3°18'38"	-60°36'34"	103156,8
MANICORÉ	-5°49'00"	-61°18'07"	24418,67
MATOGROSSO	-15°00'33"	-59°57'29"	127,3605
MISSÃOIÇANA	1°04'28"	-67°35'41"	1863,282
ÓBIDOS-LINIGRAFO	-1°55'09"	-55°30'47"	172433,5
PALMEIRASDOJAVARI	-5°08'20"	-72°48'49"	633,3633
PEDRADOÓ	-4°31'40"	-54°00'45"	2646,717
PEDRASNEGRAS	-12°51'05"	-62°53'57"	876,2083
PIMENTABUENO	-11°41'01"	-61°11'32"	213,1333
PONTESELACERDA	-15°12'55"	-59°21'14"	57,98123
PORTOVELHO	-8°44'54"	-63°55'01"	18661,1
PRAINHAVELHA	-7°12'28"	-60°39'00"	3348,738
SANTARÉMSUCUNDURI	-6°47'44"	-59°02'32"	442,6884
SANTOANTONIODOIÇÁ	-3°06'38"	-67°55'53"	55737,4
SANTOSDUMONT	-6°26'25"	-68°14'46"	4051,581
SÃO FELIPE	0°22'18"	-67°18'46"	7991,617
SÃO FRANCISCO RIO JARI	-0°34'04"	-52°34'09"	1072,582
SÃO PEDRO DE OLIVENÇA	-3°26'23"	-68°45'46"	47016,26
SERINGALDACARIDADE	-9°02'38"	-68°34'38"	1332,275
SERINGALFORTALEZA	-7°42'56"	-66°59'59"	3735,484
SERRA DOMOA	-7°26'48"	-73°39'52"	31,20328
SERRA DONAVIO	0°57'02"	-52°0'36"	341,5331
SERRINHA	-0°28'55"	-64°49'44"	17824,02
TABAJARA	-8°55'56"	-62°03'20"	1405,657
TAUMATURGO	-8°56'04"	-72°47'21"	384,4323

TIRIOS	2°13'26"	-55°57'23"	17,82246
UHEALTAMIRA	-3°17'55"	-52°12'07"	7956,556
UHEBELOMONTE	-3°06'07"	-51°46'43"	7932,697
UHEPOMBAL	-5°55'04"	-52°35'27"	4801,989
UHESÃO FELIX	-6°47'52"	-52°00'02"	3600,794
VALPARAISOMONTANTE001	-8°39'12"	-67°22'30"	2039,247
VILABITTENCOURT	-1°23'41"	-69°25'42"	13669,18

APÊNDICE C - Nomes e coordenadas geográficas dos postos de precipitação utilizados na pesquisa.

Posto chuva	Latitude	Longitude	Média mensal (mm)
ABUNA	-9:42:11	-65:21:53	144
ACAMPAMENTOIBDF	-1:47:32	-51:26:4	168
ACANUI	-1:49:16	-66:36:0	247
AGROPECUARIACAJABI	-10:44:46	-54:32:46	166
AGUABOA	-14:4:35	-52:9:1	129
ALMEIRIM	-1:31:35	-52:34:42	157
ALÔBRASIL	-12:9:51	-51:41:49	142
ALTAFORESTA	-9:52:13	-56:6:8	183
ALTAMIRA	-3:12:51	-52:12:47	181
ANTÔNIOLEMO	-1:47:30	-50:26:5	231
APALAI	01:13:13	-54:39:22	167
ARAPARI	-1:46:25	-54:23:50	142
AREIAS	-1:12:47	-51:15:44	237
ARIQUEMES	-9:55:54	-63:3:25	159
ARUMÃ-JUSANTE	-4:44:27	-62:9:7	206
ASSISBRASIL	-10:56:0	-69:34:0	132
BACAVAL	-13:38:29	-58:17:21	150
BADAJÓS	-3:25:6	-62:40:43	214
BALSADORIOURUBÚ	-2:54:47	-59:2:36	191
BARCELOS	-0:58:4	-62:55:43	193
BARRADOSÃO MANUEL	-7:20:20	-58:9:18	196
BARRAGEM-CONJ.4	-2:48:54	-54:17:52	142
BARREIRINHA	-2:47:32	-57:3:52	224
BARROALTO-SAORAIMUNDODEIPIXUNA	-3:52:30	-63:47:9	156
BARURI	-2:1:29	-61:32:29	213
BELTERRA	-2:38:0	-54:57:0	153
BENJAMIMCONSTANT	-4:23:0	-70:2:0	214
BERURI	-3:53:52	-61:22:29	234
BOA ESPERANÇA_PA	-6:42:9	-51:47:55	167
BOA UNIÃO	-2:52:50	-68:47:55	244

BOAVISTA	02:49:00	-60:39:0	147
BOCADOACRE	-8:44:8	-67:24:1	157
BOCADOGUARIBA	-7:42:19	-60:34:42	244
BOCADOINFERNO	-1:30:0	-54:52:17	172
BOMFIM	03:22:42	-59:48:56	136
BOQUEIRÃO	03:17:26	-61:17:17	145
BORBA	-4:23:29	-59:35:54	172
BOTECODOSMINEIROS	-11:50:42	-59:20:22	145
BRASFOR	-14:23:3	-58:14:4	127
BRASILNOVO	-3:37:0	-52:32:28	177
BRASNORTE	-12:6:59	-58:0:1	151
BREVES	-1:40:48	-50:28:41	189
CAAPIRANGA	-3:19:47	-61:12:48	147
CACHDAPORTEIRA-CONJ1	-1:5:15	-57:2:49	232
CACHIMBO	-9:49:2	-54:53:9	194
CACHOEIRA	-7:42:9	-66:3:5	197
CACHOEIRAMORENA	-2:6:52	-59:20:7	188
CACHOEIRÃO	-11:39:11	-55:42:6	143
CAJUEIRO	-5:39:1	-54:31:15	148
CANUTAMA	-6:32:20	-64:23:9	197
CARACARAÍ_ANA	01:49:17	-61:7:25	157
CARAUARI	-4:57:0	-66:54:0	202
CARMO	00:30:29	-50:44:54	160
CARVOEIRO	-1:23:40	-61:58:45	181
CEREJEIRA	-13:11:48	-60:49:24	146
CIPOAL	-2:47:6	-50:27:13	224
COARI_INMET	-4:5:0	-63:8:0	192
CODAJÁS_INMET	-3:50:0	-62:5:0	234
COLIDER	-10:47:55	-55:26:55	147
COLOCAÇÃOCAXIAS	-5:22:51	-68:59:54	244
COLÔNIA DOTAIANO	03:17:14	-61:5:18	146
COLORADODOOESTE	-13:6:51	-60:32:54	160
CRUZEIRO DOSUL	-7:36:40	-72:40:52	176
CUCUÍ	01:12:53	-66:51:8	250
CUMARU	-0:35:54	-63:23:52	179
CUPARI	-4:10:30	-55:25:37	172

DECIOLÂNDIA	-14:11:0	-57:30:25	171
DIVÍNEA	-12:56:23	-51:49:35	127
EIRUNEPE	-6:40:0	-69:52:0	174
ENVIRA	-7:25:41	-70:1:21	223
ESCOLACARAMURÚ	-10:30:18	-63:38:46	174
ESTIRÃODASANTACRUZ	-4:17:32	-65:12:6	212
FAZENDAAGROCHAPADA	-13:26:48	-54:16:50	154
FAZENDAAREIÃO	-15:24:1	-60:1:54	102
FAZENDAESTRELADONORTE	-3:52:14	-50:27:46	162
FAZENDAFLORDOCAMPO	-11:44:56	-60:52:4	166
FAZENDAITAUBA	-11:28:17	-56:26:0	156
FAZENDAPARANÁ	01:07:35	-60:23:58	175
FAZENDAPARANACRE	-7:57:4	-71:28:56	153
FAZENDARIOBRANCO	-9:53:14	-62:59:16	165
FAZENDASANTAEMÍLIA	-10:32:21	-53:36:32	165
FAZENDASÃOJOÃO	03:39:39	-61:23:2	154
FAZENDASHEFFER	-8:20:4	-65:43:10	182
FAZENDATUCUNARÉ	-13:28:0	-58:58:30	186
FAZENDAVERDUM	02:25:08	-59:55:6	153
FÉESPERANÇA	02:52:15	-61:26:26	169
FEIJÓ	-8:9:49	-70:21:23	157
FONTANILHAS	-11:20:30	-58:20:18	156
FONTEBOA	-2:32:0	-66:10:0	209
FORTEDASGRAÇAS	-3:38:29	-66:6:11	249
FOZDOGREGÓRIO	-6:48:0	-70:39:0	183
GARAPU	-13:29:44	-52:27:16	138
GLEBACELESTE	-12:12:0	-56:30:0	153
GRANJAGAZELA	-3:25:10	-51:15:21	178
GUAJARÁ-MIRIM	-10:47:33	-65:20:52	129
HUMAITÁ_ANA	-7:30:55	-63:1:43	127
HUMBOLDT	-10:10:31	-59:27:6	161
IAUARETÊ_ANA	00:37:00	-69:12:0	262
INDECO	-10:6:45	-55:34:12	170
IPIXUNA	-7:3:3	-71:41:3	203
ITACOATIARA_INMET	-3:8:15	-58:26:35	188
ITAITUBA_INMET	-4:49:24	-56:0:0	165

ITAPÉUADOPARÁ	-2:20:11	-52:55:7	163
JARILÂNDIA	-1:7:24	-51:59:47	209
JARU	-10:26:45	-62:27:56	166
JATOBA	-5:9:15	-56:51:20	178
JUARA	-11:15:11	-57:30:24	161
JUÍNA	-11:24:29	-58:43:7	172
JURUENA	-10:19:45	-58:30:6	171
JURUTI	-2:9:8	-56:5:15	183
KM1027DABR-163	-7:30:24	-55:15:41	188
KM1326BR-163	-5:10:57	-56:3:28	176
KM1385BR-163	-4:45:17	-56:4:46	193
KM947BR-163	-8:11:14	-55:7:10	168
LÁBREA_INMET	-7:15:0	-64:50:0	184
LIVRAMENTO	-0:17:20	-66:9:12	172
LOUROPOÇO	01:20:17	-68:41:7	258
MACAPÁ	00:02:42	-51:6:35	212
MALOCADOCONTÃO	04:10:00	-60:31:44	136
MALOCASÃO TOMÉ (COM.CURIRI)	00:10:33	-67:56:45	286
MANACAPURU	-3:18:30	-60:36:34	179
MANICORÉ	-5:49:0	-61:18:0	207
MARAÃ	-1:51:40	-65:35:26	208
MARACACUERA FLORESTAL	-2:14:42	-51:10:46	209
MARCORONDON	-12:0:55	-60:51:18	159
MATOGROSSO	-15:0:29	-59:56:57	110
MAUÉS_ANA	-3:24:2	-57:42:56	174
MINERAÇÃO JACUNDÁ	-9:10:45	-62:57:11	202
MINERAÇÃO ORIENTE NOVO	-9:35:11	-62:23:38	177
MINERAÇÃO PONTE MASSANGANA	-9:45:39	-63:17:15	169
MIRANTE DA SERRA	-11:0:13	-62:39:22	146
MISSÃO IÇANA	01:04:27	-67:35:36	289
MISSÃO SURUCUCU	02:50:09	-63:38:30	178
MONTE ALEGRE	-2:0:8	-54:4:35	140
MONTE ALEGRE DO XINGU	-4:39:56	-52:43:13	130
MOURA_ANA	-1:27:32	-61:37:59	187
NAVIO	-0:23:57	-51:25:13	177
NHAMUNDA	-2:11:23	-56:42:38	194

NOVACALIFORNIA	-9:45:20	-66:36:42	162
NOVAESPERANÇA	-6:21:38	-61:46:0	178
NOVAMARINGÁ	-13:1:45	-57:5:33	143
NOVAMUTUM	-13:48:56	-56:7:20	154
NOVAOLINDADONORTE	-3:53:5	-59:5:23	191
NOVOAIRÃO	-2:37:12	-60:56:52	182
NOVOARIPUANÁ	-5:7:16	-60:22:59	203
NÚCLEOARIEL	-9:51:23	-58:14:56	158
NÚCLEOCOLONIALRIOFERRO	-12:31:4	-54:54:45	146
ÓBIDOS	-1:54:5	-55:31:7	156
OEIRASDOPARÁ	-2:0:7	-49:51:49	212
ORIXIMINÁ	-1:45:35	-55:51:41	199
OSÓRIOFONSECA	-3:49:0	-58:17:10	185
PADRONAL	-13:10:59	-59:52:37	173
PALMEIRASDOJAVARI	-5:8:15	-72:48:49	217
PARANATINGA	-14:25:4	-54:2:58	154
PARICACHOEIRA	00:15:06	-69:47:4	240
PARINTINS	-2:38:0	-56:44:0	196
PASSAGEMDABR-309	-14:36:43	-53:59:55	159
PEDRASNEGRAS	-12:51:5	-62:53:57	152
PEDREIRAS	-9:41:25	-65:59:35	157
PIMENTABUENO	-11:41:1	-61:11:32	161
PIMENTEIRAS	-13:28:47	-61:2:47	168
PONTESELACERDA	-15:12:56	-59:21:13	119
PORTOANTUNES	-2:53:25	-66:56:57	239
PORTOARIRI	00:18:12	-51:7:36	182
PORTODEMOZ_INMET	-1:44:0	-52:14:0	188
PORTODOSGAÚCHOS	-11:32:9	-57:25:2	159
PORTORONCADOR	-13:33:23	-55:19:54	144
PORTOVELHO_INMET	-8:46:0	-63:55:0	173
PORTOWALTER	-8:16:3	-72:44:4	196
POSTOABONARI-FUNAI	-1:17:56	-60:23:59	198
POSTOAJURICABA	00:53:03	-62:37:20	165
PRAINHA	-1:48:4	-53:28:48	143
PRAINHAVELHA	-7:12:18	-60:38:37	210
PRESIDENTEFIGUEIREDO	-2:2:30	-60:1:33	213

PRINCIPEDABEIRA	-12:25:37	-64:25:21	105
PROJETOTUCUMÃ	-6:44:40	-51:8:57	166
RESTAURANTEPORTEIRADOAMAZONAS	-9:30:3	-67:16:56	169
RIOBRANCO	-9:58:33	-67:48:0	163
RURÓPOLISPRESIDENTEMÉDICI	-4:5:22	-54:54:10	169
SANTACRUZ	-1:10:44	-53:35:58	167
SANTAMARIADOBOIAÇU	-0:30:24	-61:47:9	201
SANTARÉM	-2:26:35	-54:42:27	189
SANTAREMSUCUNDURI	-6:47:43	-59:2:27	198
SANTARITADOWEIL	-3:34:23	-69:22:15	167
SANTAROSA	-8:52:13	-57:24:59	177
SANTOANTÔNIOBR-364	-9:15:38	-63:9:43	167
SANTOANTÔNIODOIÇÁ	-3:6:6	-67:56:8	212
SANTOSDUMONT	-6:26:30	-68:14:38	209
SÃO BENTO	-7:31:8	-65:21:0	127
SÃO FELIPE	00:22:16	-67:18:49	238
SÃO FRANCISCO	-0:34:16	-52:34:30	189
SÃO GABRIELDACACHOEIRA	-0:7:0	-67:0:0	240
SÃO PAULO DE OLIVENÇA	-3:27:25	-68:54:43	221
SÃO PEDRO	-2:21:0	-65:7:0	285
SÃO RAFAEL	-6:14:52	-61:50:21	116
SERINGAL70	-10:14:11	-62:37:38	145
SERINGALBOAFÉ	-7:14:9	-72:20:1	190
SERINGALDACARIDADE	-9:2:38	-68:34:38	133
SERINGALFORTALEZA	-7:43:2	-66:59:5	194
SERINGALGUARANY	-9:6:37	-68:59:36	161
SERINGALJENIPAPO	-6:0:1	-60:11:16	201
SERINGALMOREIRA	-5:6:33	-63:59:5	207
SERRA DOMOA	-7:26:8	-73:39:8	197
SINOP(FAZENDASEMPREVERDE)	-11:41:29	-56:26:55	160
SÍTIO SÃO PEDRO	-3:53:20	-54:18:54	155
SÍTIO VISTA ALEGRE	-8:5:52	-63:38:51	184
SOLEDADE	-6:37:0	-69:8:0	231
SOURE(ILHA DEMARAJÓ)	-0:44:0	-48:31:0	260
SUIALIQUEILÂNDIA	-11:43:48	-51:59:20	152
TABAJARA	-8:56:0	-62:3:14	187

TARAQUA	00:07:53	-68:32:26	271
TARAUCA(SEABRA)	-8:10:0	-70:46:0	180
TAUMATURGO	-8:56:7	-72:47:6	120
TEFÉ	-3:22:0	-64:42:0	198
TIRIOS_INMET	02:13:31	-55:56:57	132
TRIVELATO	-9:56:30	-57:7:59	183
TUNUI	01:23:20	-68:9:13	352
TUPURUQUARA	-0:25:13	-65:0:55	199
URUARA	-3:40:40	-53:33:16	147
URUCARA	-2:32:16	-57:45:29	168
VILAALEGRE	-13:46:41	-59:46:3	164
VILABITTENCOURT	-1:23:41	-69:25:42	255
VILADOAPUI	-7:12:3	-59:53:32	170
VILASÃO BENEDITO	-1:59:30	-50:22:7	231
VILASÃO JOSÉ DOXINGU	-10:48:26	-52:44:46	167
VILASURUMU	04:11:46	-60:47:38	113
VISTAALEGRE2	-11:26:27	-61:29:2	167
VISTAALEGRE-CONJ.2	-1:7:49	-56:3:12	213
XAPURI	-10:38:59	-68:30:24	141
XIBAUA	-5:53:37	-67:51:25	225

APÊNCICE D - Teste de Significância para 99%.Sub-região Norte.

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 6

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 7

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 8

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 9

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 10

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 11

APÊNDICE E - Teste de Significância para 99%.Sub-região Amazonas-Foz.

APÊNDICE F - Teste de Significância para 99%.Sub-região Oeste.

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 6

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 7

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 8

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 9

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 10

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 11

APÊNDICE G - Teste de Significância para 99%.Sub-região Sul.

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 6

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 7

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 8

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 9

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 10

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 11

APÊNDICE H - Teste de Significância para 99%.Sub-região Central.

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 6

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 7

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 8

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 9

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 10

SIGNIFICANCIA VAZjan x TSM Lag 11