UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

ELAINE ROSÂNGELA LEUTWILER DI GIACOMO
SILVA

Associação da variabilidade climática dos oceanos
com a vazão de rios da Região Norte do Brasil

(Versão corrigida)

SÃO PAULO
2013

ELAINE ROSÂNGELA LEUTWILER DI GIACOMO
SILVA

Associação da variabilidade climática dos oceanos
com a vazão de rios da Região Norte do Brasil

Elaine Rosângela Leutwiler Di Giacomo Silva

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Geografia.

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

(Versão corrigida)

O exemplar original encontra-se disponível no CAPH (Centro de apoio à pesquisa histórica) da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas (FFLCH)

São Paulo
2013

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.

Nome: SILVA, Elaine Rosângela Leutwiler Di Giacomo

Título: Associação da variabilidade climática dos oceanos com a vazão de rios da Região Norte do Brasil

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____
Julgamento: _____

Instituição: _____
Assinatura: _____

Prof. Dr. _____
Julgamento: _____

Instituição: _____
Assinatura: _____

Prof. Dr. _____
Julgamento: _____

Instituição: _____
Assinatura: _____

À minha filha Rebeca, amor da minha vida.

AGRADECIMENTOS

A Deus por me dar forças e me inspirar todos os dias. Aos meus pais pelos ensinamentos e sacrifícios feitos para que eu chegasse até aqui. Aos meus irmãos Leandro e Renato e meus sobrinhos, Igor, Danilo, Sabrina e a recém chegada Alice companheiros de uma vida.

Ao meu marido Lucas pelo amor, compreensão e paciência em esperar que eu tivesse tempo para nós, já que as minhas quatro jornadas diárias: como mãe, professora, dona-de-casa e estudante muitas vezes, sucumbiram as minhas forças.

À professora Maria Elisa, por ter tornado realidade um de meus maiores sonhos, ter acreditado em meu trabalho e me proporcionado valiosos ensinamentos.

Aos meus amigos e companheiros de faculdade Marcos Lino, Karine Mirieli, Carlos Vinícius, Luana Marum, Angélica Nakamura, Willian dos Santos, Alessandra Garcia, Ronei Pacheco e Luís Henrique. Passei junto a vocês muitos dos melhores momentos da minha vida.

Aos amigos e companheiros de laboratório Jorge Sleimann, Júlio Chiquetto, Giovana Luz, Priscilla Ikefuti, Carlos Batista e Karine Mirieli, que por terem dentro de si uma imensa generosidade, me ofereceram grandes auxílios, além de tornarem o laboratório de clima, um local agradável de estudar.

Aos professores do Departamento de Geografia em especial, e aos do Departamento de Meteorologia do IAG, em particular, pelos conhecimentos transmitidos.

Por fim, ao CNPQ, pelo auxílio financeiro disponibilizado para a realização desta pesquisa.

RESUMO

SILVA, E.R.L.G., Associação da variabilidade climática dos oceanos com a vazão de rios da Região Norte do Brasil. 2013. 182 f. Dissertação (Mestrado) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

O objetivo desta pesquisa foi investigar a relação linear existente entre a Temperatura de Superfície do Mar (TSM) dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio Madeira, localizado na parte sul da região Norte do Brasil. A investigação foi feita nas escalas mensal, sazonal e anual, para o período de 1968 a 2009. A hipótese de que alterações climáticas na região Norte do Brasil estariam associadas a episódios de aquecimento e resfriamento dos oceanos globais, já que quando ocorrem têm o potencial de modificar o padrão de precipitação em áreas remotas do globo, foi a motivação central da pesquisa. A pesquisa foi desenvolvida com base em análises estatísticas para os dados de TSM, índices climáticos e a vazão do rio Madeira. Observou-se que a vazão mensal do rio Madeira apresenta correlação linear significativa com áreas específicas dos oceanos Atlântico e Pacífico. No Oceano Atlântico Norte, são significativas as correlações obtidas nos setores tropical (área AT3) e norte (área AT1). O setor subtropical do Atlântico Norte (AT2) apresenta correlações lineares não tão expressivas como suas áreas tropical e norte. O Atlântico Sul não apresenta áreas com correlações lineares significativas com a vazão. As áreas com correlação significativa do Atlântico Norte (AT1) apresentam valores negativos máximos entre -0,6 e -0,4. Os valores de correlação linear entre a vazão mensal do rio Madeira e a TSM do Atlântico (AT2) apresentam um pequeno aumento para os cálculos realizados com defasagem temporal de até nove meses, entre 0,3 a 0,4 para 5 meses de defasagem entre a vazão e a TSM. A TSM do setor oeste do Pacífico tropical apresenta fortes valores negativos de correlação linear com a vazão do rio Madeira, com valores máximos que variam entre -0,7 e -0,4. Tal qual acontece para o Atlântico, as águas superficiais do Pacífico tropical oeste apresentam um pequeno aumento dos valores de correlação linear para defasagens maiores entre a TSM e a vazão. As áreas com forte correlação negativa no setor oeste do Pacífico tropical foram denominadas PA1, no norte, e PA3, no sul. Uma pequena área com correlação significativa e positiva a leste da bacia do Pacífico, junto à costa do Chile, foi denominada PA2. Nesta área os valores máximos de correlação linear entre a vazão mensal e a TSM variam entre 0,2 e 0,4. A análise de correlação linear entre a vazão anual do rio Madeira e índices climáticos indicam que os índices ODP, MEI e OAN são os mais bem correlacionados com a vazão, apresentando valores iguais a 0,89, 0,86 e 0,85, respectivamente. Com base na TSM das áreas bem correlacionadas com a vazão do rio Madeira e nos índices climáticos considerados, foi desenvolvido um modelo estocástico de regressão linear múltipla para a previsão da vazão trimestral com antecedência de um trimestre. A TSM das áreas do setor oeste do Pacífico tropical, PA1, e do Atlântico Norte tropical, AT3, constituíram as variáveis selecionadas para a elaboração do modelo estocástico. O modelo estocástico foi desenvolvido para o início da série temporal considerada, de 1968 a 1988, e apresentou um ajuste linear com coeficiente de determinação igual a 78%. A verificação do modelo foi feita para o final da série, de 1989 a 2009. O erro médio normalizado calculado pela diferença entre os valores de vazão previstos pelo modelo e os observados foi igual a 40%. Desta forma, conclui-se que a vazão trimestral do setor sul da região Norte do Brasil é uma variável que pode ser prevista com base na variabilidade da temperatura das águas superficiais dos oceanos Pacífico e Atlântico. A análise do comportamento

atmosférico com base em períodos específicos de anomalias de TSM no Atlântico Norte tropical indica que a ocorrência de TSMs mais altas (baixas) que o normal foram acompanhadas por ventos de leste mais fracos (fortes). Foram analisados os campos atmosféricos médios para os meses chuvosos de novembro a março para as variáveis Velocidade Vertical (Ω) em 500 e 850 hPa, divergência e vorticidade do vento. Os resultados obtidos demonstram que em média, a variabilidade atmosférica foi determinante no que se refere às anomalias apresentadas pela vazão.

Palavras-chave: variabilidade climática, temperatura da superfície do mar, índices climáticos, teleconexão, Rio Madeira, vazão fluvial.

Abstract

SILVA, E.R.L.G., Association of climatic variability of the oceans with the outflow of rivers in Northern Brazil. 2013. 182 f. Dissertation (Master Degree) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

The objective of this research was to investigate the linear relation between the sea surface temperature (SST) over Pacific and Atlantic oceans and the outflow of the Madeira river, located at the southern part of the Northern region of Brazil. The investigation considered monthly, seasonal and annual scales, to the period between 1968 to 2009. The consideration about the influence of heating and cooling of oceanic areas over climate around the world constitutes the main hypothesis taken in account in the study. The research was developed based on statistical analysis considering SST, climatic indexes and river outflow data. The monthly outflow for Madeira River shows significant linear correlation to SST at specific areas over Atlantic and Pacific. Over North Atlantic, the linear correlation values are significant at the tropical and north sectors, namely AT3 and AT1, respectively. The subtropical sector of North Atlantic presents positive correlation but not too expressive as the tropical and north areas of Atlantic. South Atlantic does not present significant values of linear correlation with the river outflow. The area with significant correlation over North Atlantic (AT1) presents maximum negative values ranging between -0,6 and -0,4. In general, the greater the interval between river outflow and SST data, greater is the linear correlation values. SST data from the western sector of tropical Pacific presents strong negative correlation with Madeira River outflow data, and shows maximum values ranging between -0,7 and -0,4. The areas to the West of Pacific showing high negative correlation were named PA1 and PA3, to northern and southern sectors, respectively. A small area that shows significant positive linear correlation to the river outflow data, PA2, is located over the eastern side of Pacific basin, very closed to the coast of Chile. In this area, the linear maximum correlation values range between 0,2 and 0,4. Linear correlation analysis between annual river outflow data and climatic indices indicates that PDO, MEI and NAO are those more correlated with the river outflow data, presenting values equal to 0,89, 0,86 e 0,85, respectively. Based on averaged SST and climatic indices well correlated to the Madeira River outflow data, a stochastic model was developed in order to forecast the river outflow in seasonal scale. SST from west of tropical Pacific, PA1, and from tropical North Atlantic, AT3, were selected to build up the stochastic model. The stochastic model was developed considering the first half of the total series, between 1968 and 1988, while the last period was used to validate the model, between 1989 and 2009. The linear adjusting over the first period reach a determining coefficient equal to 78% and the normalized mean error obtained for the second period was equal to 40%. Thus, we conclude that the seasonal outflow for Madeira River is a climatic variable that can be forecast based on the SST variability over specific areas on Pacific and Atlantic oceans. The analysis of atmospheric behavior based on specific periods of SST anomalies in the tropical North Atlantic indicates that the occurrence of SSTs higher (lower) than normal was accompanied by easterly winds weak (strong). We analyzed the average atmospheric fields for the rainy months from November to March for variables Vertical Speed (Omega) at 500 and 850 hPa, divergence and vorticity of the wind. The results show that approximately the atmospheric variability was decisive with regard to the deficiencies presented by the outflow.

Keywords: climatic variability, sea surface temperature, climatic index, teleconnection, Madeira River, river outflow.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Esquema hipotético do padrão global da média e alta troposfera das anomalias de altura geopotencial (linhas sólidas) no inverno do Hemisfério Norte durante episódios quentes da TSM do Pacífico Equatorial. As setas escuras refletem o fortalecimento dos jatos subtropicais em ambos os hemisférios, juntamente com o fortalecimento dos ventos leste próximos ao equador durante os episódios quentes. As setas claras retratam a média troposfera, distorcida pelo padrão de anomalia, com um pronunciado cavado sobre o Pacífico central e uma crista sobre o oeste do Canadá. A área sombreada indica as regiões de aumento de nebulosidade e chuvas; a baixa (alta) pressão é indicada pela letra L (H), (tradução nossa).....pg 7

Figura 2: Representação esquemática das condições oceânicas e atmosféricas verificadas no oceano Pacífico em anos considerados normais. Fonte: NOAA. Disponível em <<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/nino-home.html#>> (Acessado em 07/11/2012). (tradução nossa).....pg 12

Figura 3: Representação esquemática das condições oceânicas e atmosféricas verificadas no oceano Pacífico durante episódios de *El Niño*. Fonte: NOAA. Disponível em <<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/nino-home.html#>> (Acessado em 07/11/2012). (tradução nossa).....pg 13

Figura 4: Representação esquemática das condições oceânicas e atmosféricas verificadas no oceano Pacífico durante episódios de *La Niña*. Fonte: NOAA. Disponível em <<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/nino-home.html#>> (Acessado em 07/11/2012). (tradução nossa).....pg 14

Figura 5: Localização das regiões de *Niño* no Oceano Pacífico. Fonte: The International research institute for climate and society (IRI). Disponível em <<http://iri.columbia.edu/climate/ENSO/background/monitoring.html>> (acessado em 04/01/2013).....pg 16

Figura 6: Comportamento da precipitação para anos com presença de (a) EN e (b) LN.pg 17

Figura 7: Coeficiente de correlação linear entre a precipitação mensal da América do Sul e a TSM_{jan} das regiões de *Niño* 1+2(a,b,c), 3(d,e,f) e 3.4(g,h,i), com defasagem temporal de 1 a 9 meses.....pg 18

Figura 8: Localidades utilizadas para a criação do índice MEI, sendo que P+ e P- representam o dipolo leste-oeste da PNM; U representa a anomalia zonal do vento de oeste no Pacífico Central; V+ e V- indicam a anomalia meridional dos ventos no sentido nordeste-sudoeste; S e A representam a média das anomalias de temperatura do oceano e da atmosfera e C corresponde à nebulosidade anômala sobre o Pacífico Central durante eventos ENOS. Os retângulos representam as regiões de *Niño*, e as letras D e T correspondem às localidades de Darwin e Taiti, respectivamente. (Volter, 1998).....pg 22

Figura 9: Série mensal do índice multivariado do ENSO (MEI), de 1950 a outubro de 2012. A curva em azul demonstra a ocorrência da LN, enquanto que a curva em vermelho EN. Fonte: *Physical Sciences Division* PSD/NOAA. Disponível em: <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/mei.html>>. Acessado em 16/10/2012.....pg 22

Figura 10: Valores mensais do índice da ODP para o período de 1900 a agosto de 2012. Fonte: Joint Institute for the study of the atmosphere and ocean (JISAO). Disponível em <<http://jisao.washington.edu/pdo/>>. Acessado em 20/11/2012. (tradução nossa).....pg 24

Figura 11: Anomalias de TSM (cores) durante o inverno do hemisfério norte. As setas indicam tensão de cisalhamento do vento, e os contornos, a PNM, para a fase quente e fria da ODP. Fonte: JISAO. Disponível em: <<http://jisao.washington.edu/pdo/>>. Acessado em 20/11/2012. (tradução nossa).....pg 25

Figura 12: Representação esquemática que ilustra as relações entre as anomalias de pressão e temperatura associadas à fase positiva da Oscilação do Atlântico Norte. Fonte: Wallace e Gutzler (1981).....pg 30

Figura 13: Representação esquemática de anos com intensificação da alta pressão do Atlântico Norte. Fonte: Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME).pg 32

Figura 14: Representação esquemática de anos com intensificação da alta pressão do Atlântico Sul. Fonte: FUNCEME.....pg 32

Figura 15: Mapa de localização da Bacia do rio Madeira em relação à América do Sul. Fonte: ANA (2013). Org. Santos, W.; Silva, E.R.L. (2013).....pg 34

Figura 16: Mapa de localização da Bacia do rio Madeira, destacando a densa rede fluvial existente nesta bacia, e em bacias adjacentes e respectivos postos fluviométricos (vazão) utilizados nesta pesquisa. A área delimitada pelo retângulo vermelho corresponde à precipitação média ocorrida nesta localidade. Obs.: a ausência de dados fluviométricos ao Sul da bacia do rio Madeira (região do rio Mamoré, Bolívia), correspondente ao alto curso do rio Madeira ocorreu pela indisponibilidade de dados nesta localidade.pg 35

Figura 17: Mapa de localização da Bacia do rio Madeira, com destaque para os principais rios desta bacia, e de bacias adjacentes e respectivos postos fluviométricos (vazão). A área delimitada pelo retângulo vermelho corresponde à precipitação média ocorrida nesta localidade.....pg 36

Figura 18: Topografia da América do Sul. Org. Sleiman, J. (2008).....pg 39

Figura 19: Bacia do rio Amazonas e principais afluentes. Fonte: Neto, A.R. (2006).....pg 40

Figura 20: Unidades climáticas do Brasil. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/download/estatistica.shtm>>, Acessado em: 14/01/2013.....pg 42

Figura 21: Série temporal (a) trimestral e (b) anual dos postos de vazão do rio Madeira para o período de 1968 a 2009.....pg 48

Figura 22: Regiões oceânicas escolhidas com base nos valores de correlação entre a TSM e a vazão do rio Madeira.....pg 54

Figura 23: Climatologia da (a) precipitação (mm), e (b) vazão (m^3/s), durante os anos de 1968 a 2009.....pg 66

Figura 24: Padrão oceânico de correlação linear entre a série temporal de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico iniciada em janeiro de 1968 e a vazão mensal do rio Madeira (a) sem (lag 0) e (b-j) com defasagem temporal (lags de 1 a 9 meses). A defasagem temporal caracterizou-se pelo deslocamento da vazão à frente da TSM. A significância estatística na região dos valores coloridos de correlação é superior a 95%. Os retângulos pretos indicam as áreas que serão utilizadas na construção do modelo estocástico.....pg 69 e 70

Figura 25: Coeficiente de correlação linear entre a TSM das áreas do (a) Oceano Pacífico e (b) Atlântico e a vazão mensal do rio Madeira, com início da série de TSM em janeiro de 1968 e defasagem temporal de 0 a 9 meses entre as duas séries.....pg 72

Figura 26: Variabilidade interanual da vazão e os respectivos sub-períodos apresentados, suavizados com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos.....pg 74

Figura 27: Séries temporais da precipitação (curva azul), e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a precipitação e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente à precipitação.....pg 76

Figura 28: Séries temporais da média anual da anomalia de TSM nas áreas PA1 (curva vermelha), PA2 (curva azul) e PA3 (curva verde), localizadas no Oceano Pacífico e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a média da TSM nas áreas oceânicas especificadas e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente a cada área.....pg 77

Figura 29: Diagramas de dispersão entre a vazão anual do rio Madeira e a TSM média nas áreas PA1, PA2 e PA3, suavizadas com média móvel (a) 6 e (b) 12 anos.....pg 78

Figura 30: Séries temporais dos valores anuais da anomalia da vazão do rio Madeira (barras), do IOS (curva vermelha) e MEI (curva verde) suavizadas com média móvel de seis e doze anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre o IOS, MEI e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente a cada um dos índices.....pg 79

Figura 31: Séries temporais da ODP (curva vermelha), e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a ODP e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente à ODP.....pg 80

Figura 32: Diagramas de dispersão entre a vazão anual do rio Madeira e os índices IOS (SOI), PDO e MEI, suavizadas com média móvel (a) seis e (b) doze anos.....pg 81

Figura 33: Séries temporais dos valores anuais da vazão do rio Madeira (barras), da região de *Niño*1+2 (curva vermelha), *Niño*3 (curva azul), *Niño*3.4 (curva amarela), *Niño*4 (curva verde) , suavizadas com média móvel de seis e doze anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre as regiões de *Niño* e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente a cada uma das regiões.....pg 83

Figura 34: Diagramas de dispersão entre a vazão anual do rio Madeira e a TSM das regiões de *Niño*, suavizadas com média móvel (a) seis e (b) doze anos.....pg 83

Figura 35: Séries temporais da TSM anual média nas áreas AT1 (curva vermelha), AT2 (curva azul) e AT3 (curva verde), localizadas no Oceano Pacífico e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a média da TSM nas áreas oceânicas especificadas e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente a cada área.....pg 85

Figura 36: Diagramas de dispersão entre a vazão anual do rio Madeira e a TSM média nas áreas AT1, AT2 e AT3, suavizadas com média móvel (a) 6 e (b) 12 anos.....pg 86

Figura 37: Séries temporais dos índices ATN (curva vermelha) e ATS (curva amarela) e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a média da TSM nas áreas oceânicas especificadas e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente a cada um dos índices.....pg 87

Figura 38: Séries temporais da OAN (curva vermelha), e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a OAN e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente à OAN.....pg 88

Figura 39: Diagramas de dispersão entre a vazão anual do rio Madeira e os índices OAN (NAO), TNA, TSA, suavizados com média móvel de (a) 6 e (b) 12 anos.....pg 89

Figura 40: Anomalia média de (a) TSM e (b) componente zonal do vento, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968-1976, referentes ao primeiro sub-período.....pg 93

Figura 41: Anomalia média de omega em (a) 500 mb e (b) 850 mb para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968 a 1970, referentes ao primeiro sub-período, 1968-1976.....pg 93

Figura 42: Anomalia média de divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968 a 1970, referentes ao primeiro sub-período de 1968 a 1976.....pg 93

Figura 43: Média dos valores de divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968 a 1970, referentes ao primeiro sub-período de 1968-1976.....pg 94

Figura 44: Anomalia média de vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968 a 1970, referentes ao primeiro sub-período de 1968-1976.....pg 94

Figura 45: Média dos valores de vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968 a 1970, referentes ao primeiro sub-período de 1968-1976.....pg 94

Figura 46: Anomalia média de (a) TSM e (b) componente zonal do vento para os meses chuvosos (novembro a março), referentes ao segundo sub-período, 1977-1998.....pg 97

Figura 47: Média das anomalias de omega em (a) 500 mb e (b) 850 mb para os meses chuvosos (novembro a março) de 1984 a 1986, referentes ao segundo sub-período, 1977-1998.....pg 97

Figura 48: Média dos valores de omega em (a) 500 mb e (b) 850 mb para os meses chuvosos (novembro a março) de 1984 a 1986, referentes ao segundo sub-período da vazão.....pg 98

Figura 49: Anomalia média de divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1984 a 1986, referentes ao segundo sub-período, 1977-1998.....pg 98

Figura 50: Anomalia média de divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1977 a 1998, referentes ao segundo sub-período.....pg 98

Figura 51: Anomalia média de vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1984 a 1986, referentes ao segundo sub-período da vazão de 1977 a 1998.....pg 99

Figura 52: Anomalia média de vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1977 a 1998, referentes ao segundo sub-período.....pg 99

Figura 53: Anomalia média de (a) TSM e (b) componente zonal do vento para os meses chuvosos (novembro a março) de 1999 a 2009, referentes ao terceiro sub-período.....pg 103

Figura 54: Anomalia média de omega em (a) 500 mb e (b) 850 mb para os meses chuvosos (novembro a março) de 2003 a 2005, referentes ao terceiro sub-período, 1999-2009.....pg 103

Figura 55: Anomalia média de divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1999 a 2001, referentes ao terceiro sub-período 1999 a 2009.....pg 103

Figura 56: Média dos valores de divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março), de 1999 a 2001, referentes ao terceiro sub-período de 1999 a 2009.....pg 104

Figura 57: Média das anomalias de vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1999 a 2009, referentes ao terceiro sub-período.....pg 104

Figura 58: Média dos valores de vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1999 a 2009, referentes ao terceiro sub-período de 1999 a 2009.....pg 104

Figura 59: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A1, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.pg 107

Figura 60: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A2, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.pg 108

Figura 61: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A3, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.....pg 109

Figura 62: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A4, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.
.....pg 110

Figura 63: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A5, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.
.....pg 111

Figura 64: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A6, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.
.....pg 112

Figura 65: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo B1, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado à variável independente na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.
.....pg 114

Figura 66: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo B2, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado à variável independente na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.
.....pg 115

Figura 67: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) com o modelo B3, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado à variável independente na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.
.....pg 116

Figura 68: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) com o modelo B4, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado à variável independente na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.
.....pg 116

Figura 69: Modelo de previsão da vazão (a) para os primeiros 84 trimestres e (b) verificação do modelo para os últimos 84 trimestres.....pg 117

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Localização dos postos com observações da vazão do rio Madeira e o período adquirido.....pg 46

Tabela 2: Séries temporais da vazão do Rio Madeira e respectivos meses com dados faltantes.....pg 47

Tabela 3: Áreas dos oceanos Pacífico e Atlântico que apresentaram os maiores valores de correlação linear com a vazão mensal do rio Madeira, para o período de 1968 a 2009..... pg 54

Tabela 4: Quadro resumo com as correlações entre a vazão, os índices climáticos e a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico utilizados no estudo, suavizadas com média móvel 6 e 12 anos..... pg 90.

Tabela 5: Sinal das anomalias dos campos atmosféricos de velocidade vertical (Omega em 500 e 850 hPa), divergência (200 e 850 hPa) e vorticidade relativa (200 e 850 hPa), para os meses chuvosos (novembro a março) do primeiro sub-período, 1968 a 1976. O valor positivo da anomalia de cada variável está indicado pela cor vermelha e o valor negativo, por azul.pg 95

Tabela 6: Sinal das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico para os meses chuvosos (novembro a março) do primeiro sub-período, 1968 a 1976. O valor positivo da anomalia de cada variável está indicado pela cor vermelha e o valor negativo, por azul.....pg 95

Tabela 7: Sinal das anomalias nos campos atmosféricos de velocidade vertical (Omega 500 e 850 hPa), divergência (200 e 850 hPa) e vorticidade relativa do ar (200 e 850 hPa), para os meses chuvosos (novembro a março) para o período de 1977 a 1998.....pg 100

Tabela 8: Sinal das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico para os meses chuvosos (novembro a março) do segundo sub-período, 1977 a 1998. O valor positivo da anomalia de cada variável está indicado pela cor vermelha e o valor negativo, por azul.....pg 101

Tabela 9: Sinal das anomalias nos campos atmosféricos de velocidade vertical (Omega 500 e 850 hPa), divergência (200 e 850 mb) e vorticidade (200 e 850 hPa), para os meses chuvosos (novembro a março) para o terceiro sub-período da vazão.....pg 105

Tabela 10: Sinal das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico para os meses chuvosos (novembro a março) do segundo sub-período, 1999 a 2009. O valor positivo da anomalia de cada variável está indicado pela cor vermelha e o valor negativo, por azul.pg 105

Tabela 11: Modelos de regressão linear múltipla elaborados para a simulação da vazão anual do rio Madeira durante o período de 1968 a 2009, considerando-se a influência de variáveis oceânicas do Pacífico e Atlântico. Todas as variáveis usadas na elaboração dos modelos foram normalizadas por seu desvio padrão e suavizadas por média móvel com janela de 12 tempos.....pg 106

Tabela 12: Modelos de regressão linear elaborados para a simulação da vazão anual do rio Madeira durante o período de 1968 a 2009, considerando-se a influência de variáveis oceânicas do Pacífico e Atlântico inseridas paulatinamente em relação ao modelo B1. Todas as variáveis usadas na elaboração dos modelos foram normalizadas por seu desvio padrão e suavizadas por média móvel com janela de 12 tempos.....pg 113

Tabela 13: Coeficiente de determinação dos modelos estatísticos elaborados para a simulação da vazão anual do rio Madeira, constituído pelas variáveis independentes PA1, PA2, PA3, ODP, MEI, IOS, *Niño* 1+2, 3, 3.4 e 4; A4 por AT1, AT2, AT3, AT4, ATN, ATS e OAN; e A6, por PA1, PA2, PA3, ODP, MEI, IOS, *Niño* 1+2, 3, 3.4, 4, AT1, AT2, AT3, AT4, ATN, ATS e OAN.....pg 121

LISTA DE SIGLAS

ANA: Agência Nacional de Águas

ASCII : *American Standard Code for Information Interchange*

ATN: Índice do Atlântico Tropical Norte

ATS: Índice do Atlântico Tropical Sul

CPC/NOAA: *Climatic Prediction Center / National Oceanic and Atmospheric Administration*

CPTEC: Centro de Previsões e Estudos do Clima

EN: *El Niño*

ENOS: *El Niño* Oscilação Sul

FORTTRAN: *Formula Translation System*

GRADS: *Grid Display and System*

ICOADS: *International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*

IOS: Índice de Oscilação Sul

IRI: *International research institute for climate and society*

JISAO: Joint Institute for the study of the atmosphere and ocean

LIs: Linhas de Instabilidade

LN: *La Niña*

MEI: *Multivariate ENSO Index*

OAN: Oscilação do Atlântico Norte

ODP: Oscilação Decadal do Pacífico

OS: *Oscilação Sul*

PNM: Pressão ao Nível Médio do Mar

PSD: *Physical Sciences Division*

R: *Project for Statistical Computing*

TSM: Temperatura da Superfície do Mar

TSM_{JAN}: Temperatura da Superfície do Mar para o mês de Janeiro

ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT: Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA.....	1
2. OBJETIVO	4
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
4. CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO.....	39
5. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	45
6. DADOS E METODOLOGIA	46
6.1 Campos atmosféricos utilizados.....	61
7. INSTRUMENTOS DE APOIO	64
8. RESULTADOS E DISCUSSÕES	65
8.1 Associação linear entre a vazão do rio Madeira e a TSM.....	67
8.2 Análise dos padrões atmosféricos e oceânicos	91
8.3 Modelo estocástico de simulação para a vazão anual do rio madeira	106
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS	119
10. BIBLIOGRAFIA CONSULTADA	123
11. APÊNDICES	132

1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA

A ocorrência e distribuição da precipitação no globo terrestre são observadas em determinadas regiões, que oferecem condições atmosféricas específicas. Em escala planetária, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é um exemplo de sistema que favorece a convergência do ar em baixos níveis da atmosfera e está associada a altos totais de precipitação (Musk, 1996). Devido à dinâmica característica da atmosfera, em torno de um esferóide, as latitudes médias e altas constituem, em escala sinótica e planetária, regiões favoráveis à instabilidade atmosférica e conseqüentemente, à formação de nebulosidade e precipitação (Musk, 1996).

Além das forçantes dinâmicas e termodinâmicas em grande escala, fatores geográficos regionais e locais podem alterar a distribuição e a intensidade da precipitação. A orientação e inclinação do terreno, tal como a presença de cadeias montanhosas e disposição de vertentes, a oferta de vapor d'água e convergência do ar em baixos níveis, tanto por evapotranspiração como por transporte horizontal (Hartmann, 1994), são exemplos de aspectos que alteram a dinâmica de sistemas atmosféricos.

A variabilidade climática de uma região é definida atualmente como a composição de variações em várias escalas temporais e espaciais. Os sistemas atmosféricos na escala de tempo que atuam sobre determinada região constituem as componentes que definem o padrão climático local. Adicionalmente, o conhecimento da frequência e intensidade de atuação destes sistemas atmosféricos, em um determinado período de tempo, é importante para a caracterização da variabilidade climática local.

Desde o início do século XX, a comunidade científica tem registrado a observação de oscilações atmosféricas e oceânicas que estariam relacionadas ao comportamento climático em áreas remotas [(Walker, 1924); (Walker; Bliss, 1932); (Bjerkness, 1969)]. Atualmente são conhecidos fenômenos atmosféricos que apresentam variabilidade marcada nas escalas intrasazonal, sazonal, interanual e decadal. Muitos estudos indicam a associação entre a ocorrência destes fenômenos localizados e a variabilidade climática em regiões remotas tais como indicaram os

estudos de Wallace e Gutzler (1981), Van Loon e Rogers, (1978 e 1979), Souza e Cavalcanti, (2009).

Anomalias extremas de precipitação e temperatura em diversas localidades do globo estão muitas vezes associadas a eventos de aquecimento e resfriamento anômalos dos oceanos. Os fenômenos *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS), a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) e a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) são exemplos de fenômenos climáticos associados a padrões espaciais característicos de TSM nos oceanos e a teleconexões.

O aquecimento intenso de parte da superfície do planeta (oceano ou continente) provoca alteração da estrutura termodinâmica da camada atmosférica subjacente, fazendo com que a pressão atmosférica em níveis altos se eleve. Este padrão anômalo interfere no escoamento atmosférico predominante através da propagação de ondas tal como indicou os estudos de Hoskins et. al (1977) e Hoskins e Karoly (1981).

Nesta perspectiva, a riqueza de recursos hídricos de um país está, em grande parte, ancorada em seu regime pluviométrico, na distribuição de águas pelo território e na possibilidade do uso da água como recurso natural. O volume de água contido na superfície continental, em especial, o volume das calhas dos rios foi sempre utilizado para o atendimento das necessidades sociais e econômicas da humanidade, sendo determinante para a manutenção do ecossistema geral.

Dentre as atividades humanas intrinsecamente ligadas à disponibilidade da água, tanto no solo quanto nos rios, podem ser citadas a agropecuária, o abastecimento domiciliar e industrial e a geração de energia hidrelétrica, sendo que alterações na dinâmica pluvial podem acarretar problemas oriundos da escassez ou excesso hídrico.

O Brasil dentro do contexto internacional, detém cerca de 12% das reservas de água doce disponíveis no mundo, sendo que a Bacia Amazônica concentra 70% deste volume¹. É formada pela maior e mais extensa rede hidrográfica do planeta, com uma área de aproximadamente 6.110.000 km², estendendo-se por vários países da América do Sul, sendo que o Brasil comporta 63% desta área, o Peru, 17%, Bolívia, 11%, Colômbia, 5,8%, Equador, 2,2%, Venezuela, 0,7% e Guiana,

¹ Informações disponíveis em: <<http://www.brasil.gov.br/inovacao/Cases/agua-doce/agua-e-consumo-consciente>>. Acessado em 18/01/2012.

0,2%. A contribuição hídrica média da bacia do Amazonas é de aproximadamente 133.000 m³/s, ou 73% dos recursos hídricos do país².

Além da abundância de águas superficiais, a região amazônica dispõe de reservatórios de águas subterrâneas, provenientes de aquíferos formados através dos depósitos arenosos da Formação Alter do Chão (Cretáceo) e por coberturas terciárias e são utilizadas principalmente para o abastecimento do consumo doméstico e industrial (Rebouças, 2006).

Dada à grande expressividade do ciclo hidrológico na região Norte do Brasil, a presente pesquisa tem por objetivo investigar as possíveis relações existentes entre a variabilidade da vazão fluvial na região Norte do Brasil e as oscilações da temperatura da superfície do mar nos Oceanos Pacífico e Atlântico.

Sob o prisma da teoria Geossistêmica, analisado por Sochava (1977), Monteiro (2000) e Rodrigues (2001), cujo modelo é pautado basicamente pela integração entre os sistemas atmosfera, litosfera e hidrosfera, a alteração de um destes componentes altera os demais. Desta forma, considerando-se anomalias de TSM nos oceanos e a consequente alteração dos padrões atmosféricos local e remotos, levantam-se as seguintes questões:

- as alterações dos valores da vazão de rios na região Norte do Brasil estariam associadas a episódios de aquecimento e resfriamento dos oceanos globais, já que estes modificam o padrão da precipitação em áreas remotas do globo?
- em caso da questão anterior apresentar resposta afirmativa, seria possível construir um modelo estocástico de simulação e previsão da vazão fluvial para a região Norte do Brasil em função de variáveis oceânicas?

Além do aspecto científico que permite aprofundar o conhecimento das relações entre a variabilidade climática da precipitação e vazão fluvial na região Norte do Brasil e padrões oceânicos, a construção de modelos estocásticos que apresentem boas habilidades para a previsão da vazão fluvial pode ser utilizada como subsídio no planejamento do uso de recursos naturais.

² Informações disponíveis em: <<http://www2.ana.gov.br/Paginas/portais/bacias/amazonica.aspx>> Acessado em 18/01/2013.

2. OBJETIVO

Nesta pesquisa, pretende-se identificar as áreas oceânicas mais bem correlacionadas com a vazão do rio Madeira, localizado na região Norte do Brasil. As escalas temporais consideradas neste estudo são trimestral e anual. As áreas oceânicas serão identificadas com a aplicação do cálculo do coeficiente de correlação linear entre as variáveis oceânicas (TSM e índices climáticos) e as variáveis continentais (vazão e precipitação). Os cálculos de correlação linear devem levar em conta a defasagem temporal entre as variáveis oceânicas e continentais. Os resultados obtidos com a análise de correlação linear devem permitir a construção de um modelo estocástico linear para a simulação e previsão da vazão do rio Madeira.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A teoria da circulação geral da atmosfera proposta por Halley, em 1686, está pautada principalmente, na diferença de radiação solar recebida pelas regiões polares e o equador terrestre, disparando, desta forma, o mecanismo de troca de energia entre as várias faixas latitudinais de cada hemisfério. Dentro desta proposta teórica, o ar quente subiria na região das baixas latitudes e se deslocaria em altos níveis em direção aos pólos. Ao atingir os pólos o ar se resfria, desce e retorna, deslocando-se em baixos níveis, em direção ao equador. Atualmente esta circulação é conhecida como célula de *Walker* e está restrita aos trópicos (Musk, 1996).

A inclusão da rotação da terra na teoria da circulação geral (1735, Hadley³, apud, Lorenz, 1967, p. 19) e do desenvolvimento de modelos tri-celulares, primeiramente por Ferrel, em 1856, (1856⁴, Ferrel apud, Musk, 1996, p.150), posteriormente por Bergeron (1928) e Rossby (1941) proporcionaram a verificação da ocorrência de ventos de oeste em altos níveis, ventos de leste (alísios), a formação de anticiclones subtropicais em superfície, além da inclusão da frente polar e dos ventos de oeste em latitudes médias (Musk, 1996).

Um grande avanço para o entendimento do sistema climático deu-se com a consideração do oceano e de sua interação com a atmosfera como importante organizador dos padrões climáticos pelo globo. O monitoramento da ocorrência de anomalias de TSM passou a ser de fundamental importância, já que estas quando surgem, modulam o comportamento atmosférico através da modificação dos campos de pressão, na geração e propagação de ondas atmosféricas.

À influência entre condições físicas localizadas em climas de regiões remotas dá-se o nome de teleconexão, e conforme Ambrizzi (2003), “[...] teleconexão refere-se a um recorrente e persistente padrão de anomalia de pressão e circulação de grande escala que cobre vastas áreas geográficas”.

Walker (1924), através da correlação de dados de pressão, temperatura e precipitação, identificou três padrões de teleconexões sendo dois para o hemisfério norte – a OAN e a Oscilação do Pacífico Norte, e um para o hemisfério sul – a Oscilação Sul (OS).

³Hadley, 1735

⁴Ferrel, 1856

⁵ Informações disponíveis em <<http://jisao.washington.edu/pdo/>>

A contribuição dos trabalhos de Bjerknes (1966 e 1969) para o entendimento das teleconexões mostrou que anomalias de TSM observadas ao longo do Equador (regiões centro e leste do Pacífico) durante os meses de novembro de 1957 a fevereiro de 1958 foram acompanhadas do aumento da intensidade dos ventos de oeste em latitudes médias, além de sugerir que anomalias de temperatura no oceano Pacífico equatorial intensificaria a circulação de Hadley.

Posteriormente, Hoskins et. al (1977), através de experimentos com modelos barotrópicos, sugeriram que a introdução de fontes fixas de vorticidade no Hemisfério Norte pode dar origem a uma sucessão de cristas e cavados que se propagam e cruzam o equador.

Em seguida, Hoskins e Karoly (1981), utilizando-se de modelos baroclínicos a fim de observarem a resposta atmosférica a forçantes orográficas e térmicas, verificaram para os subtrópicos, que a introdução de forçantes térmicas a 18,1° N resultaram em perturbações de intensidade máxima em altos e baixos níveis a oeste da fonte, além de alterações nos padrões de pressão, vento e temperatura em baixos níveis (900mb). Quando a fonte foi introduzida a 300 mb, houve a propagação de um trem de ondas no sentido do pólo e a leste da fonte. Quanto às forçantes orográficas, para simulações em 300 mb foi possível observar o desenvolvimento de “trens de ondas” na região do Himalaia e Montanhas Rochosas.

Através da análise de anomalias de altura geopotencial em 700 mb realizadas por Horel e Wallace (1981) foi proposto um esquema hipotético dos padrões de teleconexões para o inverno do hemisfério Norte durante episódios de anomalias positivas da TSM do Pacífico equatorial, que inclui a propagação de um “trem de ondas” do equador em direção ao hemisfério norte e formação de uma baixa sobre o Pacífico norte central e uma alta sobre o oeste do Canadá, padrão este que ficou conhecido como Pacífico - América do Norte (PNA) também discutido em Wallace e Gutzler (1981).

Figura 1: Esquema hipotético do padrão global da média e alta troposfera das anomalias de altura geopotencial (linhas sólidas) no inverno do Hemisfério Norte durante episódios quentes da TSM do Pacífico Equatorial. As setas escuras refletem o fortalecimento dos jatos subtropicais em ambos os hemisférios, juntamente com o fortalecimento dos ventos leste próximos ao equador durante os episódios quentes. As setas claras retratam a média troposfera, distorcida pelo padrão de anomalia, com um pronunciado cavado sobre o Pacífico central e uma crista sobre o oeste do Canadá. A área sombreada indica as regiões de aumento de nebulosidade e chuvas; a baixa (alta) pressão é indicada pela letra L (H), (tradução nossa).

A existência de forte interação entre o oceano e a atmosfera permitiu o entendimento de fenômenos originados do acoplamento entre estes dois sistemas. O El Niño Oscilação Sul (ENOS) [Diaz; Kiladis, (1992); (Trenberth, 1997)] e o gradiente meridional da TSM do Atlântico Tropical [(Nobre; Shukla, (1996); Nobre, (1996)] são exemplos destas interações: a instalação de padrões anômalos de TSM modifica o padrão da circulação atmosférica.

Ao observarmos os estudos acima citados e as conexões existentes entre a os trópicos e subtropicais, um melhor entendimento do clima pode ocorrer se tomarmos como base teórico metodológica, a abordagem geossistêmica. Segundo Christofolletti (1979), os sistemas possuem elementos ou unidades, e estes se encontram interrelacionados, uns dependendo dos outros, através de ligações que denunciam os fluxos. Este mesmo autor destaca a importância dos mecanismos de

realimentação (*feedback*), onde mecanismos subsequentes podem voltar a exercer influências sobre os mecanismos antecedentes. Dentro desta perspectiva teórica, o sistema climático opera através das interrelações das unidades que o compõe, sendo que a alteração em uma destas unidades pode influenciar as demais.

Como exemplo de interação e retroalimentação tem-se a OS descrita por Walker, (1924) e Bjerkness, (1969). Este fenômeno é decorrente da alteração dos padrões médios de pressão ao nível do mar entre Taiti (Polinésia Francesa) e Darwin (Austrália) e adjacências, também atrelado aos padrões de TSM principalmente no Pacífico Equatorial.

A pressão atmosférica apresenta o caráter de gangorra barométrica entre as duas localidades – quando uma apresenta valores mais baixos que o normal, a outra apresenta valores mais altos que o normal; a mudança nos valores do sinal da anomalia de pressão em uma localidade está associada à alteração dos valores da outra [Walker (1924) e Walker e Bliss, (1932)]. Estas flutuações que ocasionalmente ocorrem, acabam por modificar a circulação zonal existente no equador conhecida como circulação de *Walker*, caracterizada por movimentos ascendentes e ventos de oeste em altos níveis sobre o Pacífico oeste e Indonésia, e de subsidência e ventos de leste em baixos níveis sobre o leste do Pacífico e costa oeste da América do Sul particularmente nas imediações do Peru e Equador (Bjerknes, 1969; Veiga, 2004).

A modificação do posicionamento dos ramos subsidentes e ascendentes das células de Walker, causada por seu deslocamento zonal está associada às alterações dos valores de anomalias da TSM no Pacífico tropical e contribui para alterar o padrão global de precipitação, seja por ação direta ou por propagação de ondas de Rossby para os trópicos e extratropicais e foram largamente discutidos por Walker (1924), Walker e Bliss, (1932), Bjerknes, (1969), Wallace e Gutzler, (1981), Karoly, (1989) entre outros.

As ondas Rossby, são oscilações de larga escala, que se propagam tanto no oceano quanto na atmosfera formando-se devido à variação de Coriolis com a latitude. Primeiramente descrita por Rossby em 1939, tem como características sua velocidade de fase com movimento para oeste, e a velocidade de grupo podendo ser em qualquer direção.

De acordo com os estudos citados, percebe-se que a existência de fontes de calor nos oceanos está associada à propagação de ondas de Rossby na atmosfera, pois estas podem influenciar o padrão climático em áreas afastadas.

Índices Climáticos e a Vazão Fluvial

Como já apresentado anteriormente, os oceanos têm grande potencial para influenciar o padrão climático de regiões ao redor do globo. São descritos a seguir os índices oceânicos que podem apresentar correlação com a variabilidade da vazão na região Norte do Brasil.

As variáveis selecionadas para análise são: o Índice da Oscilação Sul (IOS), o Índice do ENSO Multivariado (MEI), a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), as anomalias de TSM das regiões do *Niño* 1+2, 3, 3.4 e 4, o Índice do Atlântico Tropical Norte (ATN), o Índice do Atlântico Tropical Sul (ATS) e a Oscilação do Atlântico Norte (OAN). Além dos índices, foram consideradas a TSM das áreas dos oceanos Pacífico e Atlântico, a vazão do rio Madeira e a precipitação.

A Oscilação Sul

Walker e Bliss (1932), ao fazerem um resgate das séries históricas da Pressão ao Nível Médio do Mar (PNM), verificaram a existência de duas grandes áreas principais que estão bem correlacionadas: uma delas é a região da Austrália e a outra abrange a parte central e leste do Pacífico Tropical.

Estes dados demonstraram que as anomalias de PNM oscilavam de tal forma que quando os valores de pressão se apresentavam abaixo da média em uma localidade, a outra tendia a apresentar valores maiores que os normais observando-se que o sudeste do Pacífico Tropical e a região da Austrália-Indonésia funcionavam tal qual uma gangorra barométrica.

“Em termos gerais, quando a pressão é alta no oceano Pacífico, ela tende a ser baixa no oceano Índico, da África até a Austrália; estas condições estão associadas à baixas temperaturas em ambas as áreas, e chuva variando em direções opostas à pressão. Estas condições são relativamente diferentes no inverno e no verão sendo necessário examinar separadamente as estações de dezembro a fevereiro e junho a agosto.” (Walker; Bliss, 1932, p. 60, tradução nossa).

A descoberta de que o aquecimento anômalo na costa do Peru e altas pressões anômalas sobre a região da Austrália também estavam ligados a padrões atmosféricos na Ásia, em particular no que se refere às monções indianas (aumento ou diminuição sazonal da quantidade de chuvas), e a mudanças nos padrões atmosféricos na região da Indonésia e Malásia foi descrita por Sir Gilbert Walker, em 1924.

Com base no conjunto de dados da Oscilação Sul foi proposto o IOS, estimado a partir das flutuações dos valores de pressão em baixos níveis atmosféricos, em regiões distintas do Pacífico Sul. Este índice é definido como a diferença entre a anomalia de pressão entre Taiti (17°S, 150°W) e a anomalia de pressão em Darwin (12°S, 130°E) (Varejão-Silva, 2001).

O IOS assume valores positivos quando a pressão em Taiti é maior do que sua média climatológica (gerando anomalias positivas) e, a pressão em Darwin é menor do que a sua média climatológica (gerando anomalias negativas), caracterizando a intensificação dos sistemas atmosféricos semipermanentes, tal como indicaram Ropelewski e Jones (1987).

Por outro lado, é considerado negativo quando a pressão em Taiti é menor do que a média (gerando anomalias negativas) e, ao mesmo tempo, a pressão em Darwin é maior do que a média (gerando anomalias positivas), o que caracteriza o enfraquecimento dos sistemas atmosféricos semipermanentes. No primeiro caso, a diferenças de anomalias de pressão entre as duas regiões sempre será positiva, enquanto que no segundo caso a diferença sempre será negativa. Quando o IOS assume valores negativos (positivos) corresponde à fase quente (fria) do ENOS.

O IOS pode ser obtido da seguinte forma:

$$IOS = p'_{Taiti} - p'_{Darwin} ,$$

em que p'_{Taiti} e p'_{Darwin} indicam, respectivamente, a anomalia de pressão atmosférica ao nível médio do mar em Taiti e Darwin.

A OS envolve a troca de grandes quantidades de energia e massa na direção zonal (leste-oeste) da Bacia do Pacífico Equatorial e Tropical Sul, com dois centros de ação, um sobre a Indonésia e outro sobre o Taiti. Estes dois centros fazem parte da circulação de *Walker* (Bjerknes, 1969), no sentido zonal, com movimentos ascendentes e descendentes em áreas mais e menos aquecidas, respectivamente.

Os dados provenientes de estudos sobre o Oceano Pacífico Equatorial demonstraram que simultaneamente ao aparecimento de persistentes valores positivos (negativos) de anomalias de TSM na costa oeste do Peru e Equador foi observada alteração dos valores de pressão atmosférica, temperatura do ar e precipitação em várias partes do globo, como demonstrou os trabalhos de Walker (1924), Horel e Wallace (1981), Ropelewisk e Ralpert (1987).

Através desta constatação pode-se visualizar três comportamentos distintos da TSM e da pressão atmosférica para o Pacífico Equatorial leste: períodos que apresentam valores próximos à climatologia (normais), anos com anomalias positivas de TSM e, negativas de pressão (ENOS em sua fase positiva - EN) e, anos com anomalias negativas de TSM e, positivas de pressão (ENOS em sua fase negativa - LN). Os três comportamentos são apresentados a seguir.

Em anos normais, sem a presença de anomalias intensas de TSM (Figura 2), o ramo ascendente da célula de *Walker* encontra-se localizado sobre a região da Indonésia e nos setores norte e nordeste da Austrália. Nesta região, a TSM do Pacífico tropical é normalmente maior se comparada aos valores do setor leste do Pacífico.

A região da Indonésia, por apresentar um oceano menos profundo e maior quantidade de ilhas, aquece-se mais facilmente do que a região leste do Pacífico. Além deste aspecto físico regional, o deslocamento de águas superficiais de leste para oeste, acompanhando o escoamento dos alísios na faixa equatorial, contribui para o maior aquecimento do setor oeste do Pacífico tropical. O maior aquecimento desta região contribui para a formação de áreas com pressão menor em níveis baixos da atmosfera. Estas condições propiciam a ascensão do ar devido à convergência em níveis baixos. A condensação do ar seguida de sua ascensão contribui para a formação de nuvens e precipitação na região da Indonésia (Ahrens, 2009).

No Pacífico leste, em especial na costa oeste da América do Sul, em anos com anomalias fracas de TSM, encontra-se nas proximidades do Peru o ramo

subsidente da célula de *Walker*, o qual inibe a formação de nuvens de chuva devido à subsidência de ar frio e seco. Nestas regiões, a TSM é mais baixa e a pressão atmosférica mais alta se comparada ao setor oeste do Pacífico. Desta forma, tal como visto na Figura 2, a termoclina encontra-se mais elevada a leste do que a oeste do Pacífico, indicando uma camada de *Ekman* mais rasa a leste do que a oeste (Ahrens, 2009).

Figura 2: Representação esquemática das condições oceânicas e atmosféricas verificadas no oceano Pacífico em anos considerados normais. Fonte: *National Oceanic Atmospheric Administration* (NOAA). Disponível em <http://www.pmel.noaa.gov/tao/el_nino/nino-home.html#> (Acessado em 07/11/2012). (Tradução nossa).

Em anos de ocorrência da fase positiva do ENOS (figura 3), os padrões atmosféricos e oceânicos modificam-se. O enfraquecimento dos ventos alísios no Pacífico equatorial, ou mesmo a reversão de seu sentido, ocorre de forma associada à propagação de ondas de *Kelvin* no oceano, de forma que a água aquecida a oeste passa a se deslocar para o setor centro-leste do Pacífico (Wyrtki, 1975). A pressão atmosférica diminui no Pacífico leste e aumenta no setor oeste, alterando, desta forma, as localidades em que ocorrem os ramos subsidentes e ascendentes da célula de *Walker*. A TSM nas proximidades da costa do Peru passa a apresentar persistentemente anomalias positivas. A migração de águas anormalmente quentes em direção à costa oeste da América do Sul modifica o gradiente zonal de

temperatura estabelecido entre o Pacífico Leste e Oeste. A profundidade da termoclina nos setores leste e oeste do Pacífico modifica-se, fica mais profunda no leste e mais rasa no setor oeste, comparada aos anos normais.

Figura 3: Representação esquemática das condições oceânicas e atmosféricas verificadas no oceano Pacífico durante episódios de *El Niño* (EN). Fonte: NOAA. Disponível em <<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/nino-home.html#>> (Acessado em 07/11/2012). (Tradução nossa).

Durante eventos de *El Niño* (EN) parte da circulação de *Walker* pode ter o posicionamento de seus ramos ascendentes e descendentes modificado. De acordo com Coelho et al. (2002), o ramo subsidente da célula de *Walker* passa a se localizar sobre o leste da Amazônia e região Nordeste do Brasil enquanto que o ramo ascendente desloca-se para oeste da Amazônia, Norte do Peru e Equador.

O enfraquecimento dos ventos de leste na faixa equatorial do Pacífico está associado ao maior acúmulo de água nas camadas superficiais do Pacífico leste, comprometendo o mecanismo de ressurgência nesta região (Wyrтки, 1975). Alísios fortes contribuem para o afloramento de águas profundas e frias na costa oeste da América do Sul.

Em anos de ocorrência da fase negativa do ENOS, tal como ilustrado pela figura 4, observam-se anomalias de leste intensas dos alísios, na região equatorial.

A pressão atmosférica em baixos níveis aumenta no Pacífico Leste e diminui no setor oeste (Indonésia), alterando desta forma, as localidades em que ocorrem os movimentos subsidentes e ascendentes na célula de *Walker* (Varejão-Silva, 2001).

A TSM na proximidade da costa do Peru passa a apresentar persistentemente anomalias negativas. O deslocamento de águas anormalmente frias modifica o gradiente zonal de temperatura estabelecido entre o Pacífico Leste e Oeste. A diferença de profundidade da termoclina no setor leste e oeste é máxima, com profundidade acentuada a oeste, como observado na Figura 4.

Figura 4: Representação esquemática das condições oceânicas e atmosféricas verificadas no oceano Pacífico durante episódios de La Niña (LN). Fonte: NOAA. Disponível em <http://www.pmel.noaa.gov/tao/el_nino/nino-home.html#> (Acessado em 07/11/2012). (Tradução nossa).

El Niño-Oscilação Sul

Para Trenberth, (1997), o termo EN refere-se ao aquecimento das águas do Pacífico Tropical ao longo da costa do Peru e Equador, atingindo seu pico geralmente na época do natal, com duração de semanas a um mês, mas que, em determinados anos, o aumento da TSM perdura de forma incomum, modificando o clima das localidades próximas e de outras localizadas em localidades remotas.

A componente atmosférica ligada ao EN é conhecida como OS. Anomalias de TSM e da OS persistentes por períodos maiores que cinco meses constituem o fenômeno derivado do acoplamento entre o oceano e a atmosfera, recebendo a denominação de ENOS, sendo que este é composto por duas fases, uma quente e a outra fria. A fase quente deste fenômeno é conhecida como *El Niño* e a fase fria recebeu a denominação de *La Niña*, os quais consistem, respectivamente, no aumento e diminuição da TSM do setor centro-leste do Pacífico Tropical.

O diagnóstico de ocorrência de episódios ENOS, início e término são estabelecidos por meio de índices, calculados com base em variáveis atmosféricas e oceânicas, tais como o IOS, e o MEI, além de anomalias da TSM das regiões denominadas *Niño* 1+2, *Niño* 3, *Niño* 3.4 e *Niño* 4. As regiões de *Niño* são utilizadas para o monitoramento de anomalias de TSM no Oceano Pacífico Equatorial e foram classificadas de acordo com a distância em relação à costa oeste da América do Sul. Estão dispostas na área circunscrita pelos paralelos 5° N e 5° S e pelos meridianos 80° O e 160° L. A primeira região *Niño* 1+2 encontra-se mais próxima à costa oeste da América do Sul, as demais estão dispostas nesta mesma faixa latitudinal, porém mais afastadas da costa (Figura 5). A região de *Niño* 4 localiza-se na porção mais afastada da costa.

Figura 5: Localização das regiões de *Niño* no Oceano Pacífico. Fonte: *The International research institute for climate and society* (IRI). Disponível em <<http://iri.columbia.edu/climate/ENSO/background/monitoring.html>> (acessado em 04/01/2013).

Trenberth (1997) aponta a importância do monitoramento região de *Niño* 3.4 para se diagnosticar o início de episódios ENOS dado que esta região localiza-se nas proximidades da piscina de águas quentes do Pacífico Central e dos principais centros de convecção.

Um dos critérios adotados *pelo Climatic Prediction Center/ National Oceanic and Atmospheric Administration* (CPC/NOAA) para determinar a ocorrência de eventos ENOS (quentes e frios), baseia-se na média trimestral do valor absoluto da anomalia de TSM igual ou superior (inferior) a $0,5^{\circ}\text{C}$ ($-0,5^{\circ}\text{C}$), persistentes por um período igual ou superior a cinco meses na região de *Niño* 3.4 do Pacífico Equatorial.

Tendo em vista estes critérios Silva (2008), elaborou composites de precipitação para períodos distintos de ENOS (eventos de 1982-1983, 1991-1992 e 1997-1998, para EN e 1988-1989, 1998-1999 e 2000-2001 para LN), além de mapas de correlação sem defasagem e com defasagem temporal de um a nove meses entre a precipitação da América do Sul e a TSM_{jan} das regiões de *Niño*. Os resultados para os composites demonstraram que durante os eventos de EN, a região do alto curso do rio Madeira, localizada na Bolívia apresentou baixos valores positivos de anomalia de precipitação e os estados de Rondônia Amazonas, no Brasil, apresentaram valores negativos (figura 6a). Para os eventos de LN, verificou-se situação oposta (figura 6b).

Os mapas com defasagem temporal, entre a precipitação e as áreas de *Niño* 1+2, 3 e 3.4, demonstraram a existência de correlações altas e positivas na costa oeste do Peru e Equador, com valores superiores a 0,6 (figuras 7a-i), para uma defasagem de até dois meses. O leste do Amazonas e o litoral norte da região nordeste do apresentaram correlações inferiores a -0,3, que se mantiveram até cinco meses após a TSM_{JAN} . Verificou-se ainda que o aumento da defasagem temporal entre a TSM_{Jan} e a precipitação mensal (fevereiro a outubro) acarretou no aumento da abrangência espacial das correlações positivas sobre o Brasil, com exceção do norte da regiões Norte, parte do Nordeste e extremo sul do Brasil.

Figura 6: Anomalias de precipitação mensal na América do Sul para os anos com presença de (a) EN e (b) LN.

Figura 7: Coeficiente de correlação linear entre a precipitação mensal da América do Sul e a TSM_{jan} das regiões de *Niño* 1+2(a,b,c), 3(d,e,f) e 3.4(g,h,i), com defasagem temporal de 1 a 9 meses.

Nobre e Shukla (1996) sugeriram que o fenômeno do ENOS poderia influenciar a circulação atmosférica e as anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical Norte através de padrões de teleconexão nas altas latitudes do Hemisfério Norte. Ondas de Rossby geradas no Pacífico Equatorial Central devido à fonte anômala de calor seguiriam em direção às latitudes mais altas do Hemisfério Norte e ao atingirem o Atlântico Norte agiria no sentido de desintensificar a alta subtropical e consequentemente os ventos alísios sobre o Atlântico Tropical Norte. Já para o Atlântico tropical Sul os ventos alísios devido a esta configuração, sofreriam intensificação.

A análise das séries temporais de precipitação das estações de observação nas ilhas localizadas no Pacífico equatorial - Tarawa, Canton, Christmas e Fanning, durante o inverno do Hemisfério Norte, segundo Horel e Wallace (1981), demonstrou fortes relações entre a precipitação observada e o estabelecimento de episódios quentes na superfície do oceano no Pacífico equatorial. Todas as estações consideradas mostraram tendência ao aumento de precipitação durante episódios quentes para a série temporal de 1951 a 1978. Em somente um dos sete episódios quentes observados no período, no evento de 1952-1953, a estação de Canton não apresentou aumento de precipitação.

Precipitações ocorridas na Índia e no Sri Lanka, entre 1875 e 1979, particularmente na estação de verão, quando ocorrem as chuvas de monções, foram relacionadas a eventos ENOS (Rasmusson e Carpenter, 1983). Os dados revelaram uma forte tendência à ocorrência de anomalias negativas de precipitação em relação à média do período em 21 dos 25 eventos quentes ocorridos neste período foram classificados como moderados e fortes.

A análise dos dados de 1700 estações pluviométricas ao redor do globo, por Ropelewski e Halpert (1987), permitiu a identificação de localidades bem correlacionadas com episódios de ENOS: as regiões a norte e a sudeste da América do Sul, norte, leste e sudeste australianos (incluindo a Tasmânia), norte e centro da Índia, sendo observado déficit de precipitação durante as monções de verão quando da ocorrência de eventos de EN e, extremo sul indiano, Sri Lanka e Minicoy, onde foi registrado aumento da precipitação no período de inverno, durante eventos de EN. No continente africano, a região oeste equatorial (áreas do Kenya, Uganda, Ruanda, Burundi e Tanzânia) apresentou tendência de aumento da precipitação entre outubro do ano de início de episódios de EN e abril do ano seguinte; a região sudoeste do

continente africano apresentou condições mais secas entre novembro do ano de início do episódio de EN e maio do ano seguinte.

Associações entre os padrões de precipitação de dezembro a maio na América do Sul e a TSM de sete subáreas do Pacífico Equatorial, localizadas entre as latitudes de 10°N e 10°S, e longitudes que se estendem desde a Indonésia até a costa oeste da América do Sul, durante a ocorrência dos fenômenos ENOS foi demonstrada por Coelho et al. (2002), através de correlação linear simples. Os autores demonstraram que as anomalias positivas de TSM nestas áreas estiveram associadas positivamente e de modo significativo à precipitação no extremo norte da América do Sul (com valores de correlação linear superiores a 0,5), ao norte de Roraima (Brasil), noroeste da Guiana e nordeste da Venezuela, e, negativamente à precipitação observada no Nordeste do Brasil (com valores de correlação linear inferiores a -0,4). Destacaram a região oceânica entre 100° O e 150° O (região coincidente à de *Niño 3*) como a que apresentou os maiores valores de correlação linear entre a precipitação e a TSM em episódios quentes durante os meses de dezembro a maio.

A ocorrência de variabilidade espaço temporal entre o começo e fim da estação chuvosa na Amazônia central, norte e leste, no período de 1979 a 1996, indicam, segundo Marengo *et al.* (2001), uma associação aparente entre anomalias de TSM, tanto no Pacífico Equatorial como no Atlântico Tropical, e a precipitação. Para estes autores, embora eventos de *El Niño* e *La Niña* possam contribuir para definir a variabilidade temporal da precipitação observada nas três regiões amazônicas analisadas, não o explicam totalmente. Os autores sugerem que outros mecanismos de escala climática contribuem para a determinação da variabilidade da precipitação nesta região.

Marengo e Hastenrath (1993) observaram que as anomalias de precipitação observadas no norte do Brasil durante eventos EN estão associadas à desintensificação da circulação da alta subtropical do Atlântico Norte e à intensificação da alta subtropical do Atlântico Sul, com consequente desintensificação dos alísios de nordeste e a ocorrência de anomalias positivas de TSM no Atlântico Tropical Norte. Esta desintensificação dos alísios de nordeste poderia diminuir a quantidade de umidade transportada do Atlântico Tropical Norte em direção à Amazônia. Além disso, os autores verificaram que anomalias positivas de TSM no

Atlântico Norte favoreceram o posicionamento mais ao norte da ZCIT. Para períodos de LN, o padrão observado foi o oposto ao descrito anteriormente.

Grimm et al. (1998) apontaram para alguns mecanismos físicos e dinâmicos que podem intensificar a ocorrência de seca na Amazônia durante eventos de EN sendo que os principais são: fraca intensidade de alísios de nordeste associada, anomalias positivas de TSM no Atlântico Tropical norte, e alísios de sudeste intensos. O aumento da TSM no Atlântico norte assim como os alísios de sudestes mais intensos tende a deslocar a ZCIT para norte. Estas características associadas à convecção anômala na costa oeste do Peru e à consequente subsidência compensatória a leste dos Andes são mecanismos que intensificam a seca na Amazônia.

Multivariate ENSO Index - MEI

O índice MEI é outro que auxilia a identificação de eventos de aquecimento e resfriamento anômalos das águas do Pacífico tropical. Seu valor advém da aplicação de análise multivariada através da técnica da análise de componentes principais das seguintes variáveis: Pressão atmosférica ao nível do mar, as componentes zonal e meridional do vento em superfície, temperatura da superfície do oceano, temperatura do ar e a fração total de nuvens em áreas específicas do Pacífico (Figura 8). O MEI é obtido a partir da primeira componente principal não rotacionada de todos os seis campos observados (Wolter e Timlin, 1998). Valores positivos (negativos) do MEI sinalizam aquecimento (resfriamento) anômalo das águas do Pacífico Equatorial centro-leste e eventualmente, o início de um evento EN, tal como indicado na figura 9. Os valores mensais de MEI podem ser adquiridos no site <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/mei.html>.

Figura 8: Localidades utilizadas para a criação do índice MEI, sendo que P+ e P- representam o dipolo leste-oeste da PNM; U representa a anomalia zonal do vento de oeste no Pacífico Central; V+ e V- indicam a anomalia meridional dos ventos no sentido nordeste-sudoeste; S e A representam a média das anomalias de temperatura do oceano e da atmosfera e C corresponde à nebulosidade anômala sobre o Pacífico Central durante eventos ENOS. Os retângulos representam as regiões de Niño, e as letras D e T correspondem às localidades de Darwin e Taiti, respectivamente (Wolter, 1998).

Figura 9: Série mensal do índice multivariado do ENSO (MEI), de 1950 a outubro de 2012. A curva em azul demonstra a ocorrência da LN, enquanto que a curva em vermelho EN. Fonte: *Physical Sciences Division* (PSD/NOAA). Disponível em: <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/mei.html>>. Acessado em 16/10/2012.

Segundo Wolter e Timlin (1993), a análise dos dados mensais do período de 1950 a 1990, utilizados para a elaboração do MEI, permitiu a observação dos principais centros de ação do ENSO sobre o Oceano Pacífico (figura 8) e, das mudanças no padrão oceano-atmosfera causadas por sua ocorrência.

Singh (2001), ao estabelecer relações entre os valores do MEI, para os meses de abril e maio, e a ocorrência de precipitação durante a estação das

monções indianas, encontrou valores negativos do coeficiente de correlação linear para as localidades de Himachal Pradesh e Hills of West Uttar Pradesh ($r = -0,5$) e Lakshadweep e Punjab ($r = -0,4$). Concluíram desta forma, que eventos de aquecimento (resfriamento) no Pacífico Equatorial podem estar associados à supressão (intensificação) da chuva nestas localidades.

Lopes (2006) encontrou relações entre anomalias de precipitação no Rio Grande do Sul, a TSM das regiões de *Niño* e o índice MEI, entre os anos de 1950 e 2002, para os bimestres outubro-novembro e novembro-dezembro. Este autor observou que eventos de resfriamento, representados por anomalias negativas de MEI e da TSM nas regiões de *Niño*, apresentaram relações mais significativas com a precipitação do estado do Rio Grande do Sul, em comparação aos eventos de aquecimento do Pacífico.

A Oscilação Decadal do Pacífico - ODP

A ODP é uma oscilação de longo prazo associada à variabilidade da temperatura da superfície do mar no Oceano Pacífico Norte (Latif; Barnett, 1994; Trenberth, 1994; Gershunov; Barnett, 1998).

Caracterizada como um EN de vida longa (Manthua, 1997) já que esta oscilação apresenta padrão espacial semelhante ao observado em eventos ENOS quanto as “assinaturas” deixadas nos padrões globais de TSM, pressão ao nível do mar e vento (Zhang et al. 1997). Entretanto, os eventos de ENOS e ODP apresentam periodicidade temporal distinta, enquanto os episódios de ENOS costumam perdurar por até 18 meses, os eventos de ODP apresentam uma periodicidade de 20 a 30 anos. O primeiro é classificado como uma variabilidade interanual enquanto que o segundo como uma variabilidade decadal, além disso, o EN possui maior influência sobre a região tropical do que em latitudes mais altas (Zang et al., 1997).

Durante a fase quente desta oscilação, anomalias negativas de TSM são encontradas no Pacífico norte central, concomitantemente ao aparecimento de anomalias positivas de TSM ao longo da costa oeste da América do Norte. Baixas pressões são encontradas no Pacífico Norte central e este padrão da pressão

reforça o giro anti-horário sobre esta localidade, enquanto que altas pressões ocorrem no oeste da América do Norte e Pacífico Subtropical, reforçando a circulação horária sobre o Pacífico Subtropical. A fase negativa ou fria da ODP é caracterizada pelo resfriamento nos setores equatorial e tropical do Pacífico centro-leste, enquanto que o setor oeste extratropical dos dois hemisférios apresenta anomalias positivas da TSM (Mantua, 1997; 2002).

O índice que caracteriza a ODP é derivado da primeira componente principal das anomalias mensais da TSM do oceano Pacífico Norte, desde o polo até 20°N⁵.

Com base na série de dados disponíveis, desde o início do século XX até os dias atuais, observam-se na figura 10 as fases frias da ODP entre 1900 e 1924 e entre 1947 e 1976, e as fases quentes entre 1925 e 1946 e entre 1977 até meados da década de 1990 (Kayano e Andreoli, 2009).

Figura 10: Valores mensais do índice da ODP para o período de 1900 a agosto de 2012. Fonte: *Joint Institute for the study of the atmosphere and ocean* (JISAO). Disponível em <<http://jisao.washington.edu/pdo/>>. Acessado em 20/11/2012.

⁵ Informações disponíveis em <<http://jisao.washington.edu/pdo/>>

Figura 11: Anomalias de TSM (cores) durante o inverno do hemisfério norte. As setas indicam tensão de cisalhamento do vento, e os contornos, a PNM, para a fase quente e fria da ODP. Fonte: JISAO. Disponível em: <<http://jisao.washington.edu/pdo/>>. Acessado em 20/11/2012. (tradução nossa).

Quando a ODP está em sua fase negativa existe a tendência de ocorrer um maior número de episódios LN, enquanto que em sua fase positiva, há maior ocorrência de eventos EN, tal como sugerem Gershunov e Barnett (1998) e McCabe e Dettinger (1999).

Segundo Mantua et al. (1997), os sinais da ODP são bastante claros durante a estação de inverno do noroeste da América do Norte. O índice da ODP apresentou correlação positiva com as chuvas de inverno ao longo da costa do Golfo do Alaska, norte do México e sul da Flórida e, correlação negativa com a maior parte do interior da América do Norte e ilhas Havaianas, para o período de 1900 a 1992, para os meses de Dezembro a Fevereiro.

Utilizando-se de informações da espessura de anéis de árvores, técnica conhecida como dendrocronologia, de localidades próximas à fronteira dos Estados Unidos e México (área definida pelas coordenadas 30°N-36°N e 114°O-120°O) Biondi et al. (2001) estimaram o tempo, a amplitude e a frequência da oscilação decadal na bacia do Pacífico para o período de 1661 a 1991. Já que a taxa de crescimento do xilema (tecido encontrado em plantas vasculares) das espécies utilizadas é muito influenciada pela estação fria e pela variabilidade da precipitação. Estes autores verificaram que durante episódios em que a ODP esteve em sua fase negativa (positiva) houve menor (maior) crescimento dos tecidos das plantas na

região considerada, o que foi claramente observado durante a fase negativa da ODP entre 1947 e 1977.

Analizando os padrões de teleconexão do ENOS nas três fases da ODP (positiva, negativa e neutra) e suas relações com a precipitação da América do Sul, Kayano e Andreoli (2009) demonstraram que as variações na precipitação são consideravelmente mais intensas (fracas) quando o ENOS e a ODP encontram-se na mesma fase (fases opostas). Além disso, as autoras observaram que a ODP e o ENOS podem ter efeitos combinados na distribuição da precipitação em algumas localidades da América do Sul.

Oceano Atlântico Tropical

Além do Pacífico, as anomalias de TSM observadas no Oceano Atlântico Tropical também estão associadas à variabilidade climática na América do Sul. A verificação de ocorrência de TSM anômalas pode ser obtida através do cálculo de índices climáticos como o ATN e o ATS, cujos valores são utilizados para se monitorar anomalias de TSM do Atlântico Tropical Norte e Tropical Sul, respectivamente, (Enfield, 1999). A OAN é outro índice que tem sido associado a padrões climáticos em regiões remotas, principalmente, na Europa, Irlanda e EUA.

O gradiente meridional da anomalia de TSM na região tropical do Atlântico contribui para a caracterização da variabilidade do Atlântico Tropical. Este gradiente está associado a intensidade dos ventos alísios, de sudeste e de nordeste, e, também, à posição da ZCIT (Nobre, 1996). Por sua vez, a posição da ZCIT está associada ao padrão de distribuição sazonal das chuvas sobre o Atlântico Equatorial, parte do nordeste brasileiro e região central da Amazônia (Molion, 1993). O padrão de anomalias de TSM pode estar associado a anomalias negativas e positivas nos setores norte e sul do Atlântico Tropical, ou vice-versa. Alguns períodos apresentam anomalias mais fortes no setor norte ou sul anomalias fracas no setor oposto, ou anomalias fracas em ambos os hemisférios.

Estudos demonstraram que em anos em que o Atlântico Tropical Norte apresentou anomalias negativas de TSM e o Atlântico Tropical Sul, anomalias positivas, verificou-se o aumento dos totais pluviométricos sobre o norte do nordeste

brasileiro (Hastenrath e Heller, 1977). Tal situação está associada à formação de um gradiente meridional de TSM apontando para o sul, e faz com que a ZCIT seja deslocada mais para o sul de sua posição climatológica.

Moura e Shukla (1981) estudaram a dinâmica associada ao estabelecimento do gradiente de TSM no Atlântico Tropical e sua associação com a ocorrência de períodos mais secos no Nordeste brasileiro durante as três maiores secas ocorridas nos anos de 1951, 1953 e 1958. Nestes anos, anomalias positivas e negativas de TSM foram observadas no Atlântico Tropical Norte e Sul, respectivamente, o que favoreceu a migração da ZCIT para norte, levando à diminuição da precipitação no Nordeste. A ZCIT tende a acompanhar as águas mais aquecidas do oceano.

A verificação de que em determinados períodos, a variabilidade da TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico atuaram em conjunto sobre precipitação na América do Sul, no período de 1960 a 1998, para as estações de verão e outono em anos com a ocorrência de episódios ENOS e do Dipolo do Atlântico, demonstrou que a combinação de ambas resultou em fortes reduções na precipitação do centro-norte e oeste da Amazônia (100 mm/mês) e aumento da precipitação no leste (50 mm/mês) (Souza et al., 2000).

A evolução destes estudos demonstrou a ocorrência de dois cenários anômalos e contrastantes quando ambos os oceanos, Pacífico e Atlântico, agiram em conjunto sobre a precipitação no Norte e Nordeste do Brasil (Souza et al., 2004) sendo o primeiro cenário denominado desfavorável, com manifestações concomitantes de EN no Pacífico e do gradiente de TSM apontando para norte, no Atlântico intertropical, e o segundo denominado favorável, com a ocorrência de LN juntamente com o gradiente de TSM apontando para o sul, no Atlântico. No cenário desfavorável, verificou-se a presença de anomalias negativas de precipitação para as localidades ao leste do Pará e Ilha de Marajó, além da região semi-árida do nordeste brasileiro; para o cenário favorável, estas mesmas localidades apresentaram anomalias positivas de precipitação.

A proposta de classificação das anomalias de TSM do oceano Pacífico em sinais mais fortes (fracos) (Ambrizzi et al., 2002) indicou que em anos com a ocorrência de anomalias positivas de TSM mais fracas, o sinal da precipitação sobre o Nordeste brasileiro é positivo, contrariamente ao que ocorre em anos de anomalias positivas mais fortes. Uma das conclusões a que se chegou é a de que quando os eventos de ENOS não são tão fortes, é o oceano Atlântico que acaba por modular a

precipitação sobre o Norte e Nordeste brasileiros. Isto ocorre, pois quando o gradiente de TSM do Oceano Atlântico intertropical aponta para o sul, favorecendo o deslocamento da ZCIT no sentido da anomalia positiva, permitindo, desta forma, que haja maior precipitação sobre a região do Nordeste brasileiro.

A seca ocorrida na Amazônia brasileira em 2005 ocorreu, em parte, devido à ocorrência de anomalias positivas de TSM no Oceano Atlântico tropical norte, de acordo com exposto por Marengo (2008). Esta situação contribuiu para a intensificação de movimentos de subsidência compensatórios sobre a região Norte do Brasil. Como consequência, alguns trechos dos rios Madeira e Amazonas (alto e médio) tiveram suas atividades de navegação interrompidas, uma vez que os níveis de água ficaram extremamente baixos. Países como Bolívia, Brasil, Peru e Colômbia foram os mais seriamente atingidos pela seca de 2005.

A formulação de índices climáticos com a finalidade de se monitorar o início e o final da instalação das anomalias de TSM no Atlântico intertropical norte e sul auxilia o estudo de eventos climáticos como os relatados. Os Índices do ATN e do ATS, são definidos através da anomalia média mensal para as localidades circunscritas respectivamente pelas coordenadas A (57,5°O; 5,5°N); B (15,0°O; 23,5°N) para o ATN, e C (30°O; 0°); D (10°L; 20°S), para o ATS. O conjunto de dados do *Global sea-ice and Sea Surface Temperature*⁶ (GISST) versão 2.3B e do *National Oceanic and Atmospheric Administration Optimum Interpolation Sea Surface Temperature Analysis*⁷ (NOAA OI), versão 2, com resolução espacial de um grau foram utilizados para a criação dos índices ATN e ATS.

⁶ www.metoffice.gov.uk/hadobs/gisst/

⁷ www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst_analysis/

A Oscilação do Atlântico Norte - OAN

Descrita primeiramente por Walker (1924) e posteriormente por Walker e Bliss (1932), este padrão climático é a principal variabilidade interanual e intrasazonal da circulação atmosférica observada no Atlântico Norte, sendo constituído por um dipolo de anomalias no sentido norte-sul, com um centro localizado sobre a Groenlândia e o outro, de sinal contrário, na área central do Atlântico Norte, entre as latitudes 35° N e 40° N, sendo composta por duas fases: uma positiva e outra negativa (Hurrel, 1995).

A fase positiva ocorre quando a alta pressão atmosférica dos Açores e a baixa pressão da Islândia estão mais intensas que o normal fazendo com que os ventos de oeste em latitudes médias e os alíseos nos trópicos fiquem mais fortes. São observados nesta fase, invernos mais amenos e chuvosos sobre o norte da Europa devido ao transporte de calor e umidade para esta região. Por outro lado, nestas situações é observada seca no Mediterrâneo. Na Figura 12, observa-se um esquema que ilustra a associação entre o escoamento atmosférico e anomalias de aquecimento atmosférico durante a fase positiva da OAN, segundo Wallace e Gutzler (1981).

Foi observada durante o período de 1900 a 1930 a prevalência da fase positiva da OAN, segundo, quando a região da baixa pressão atmosférica da Islândia apresentou, durante as estações de inverno, intensas baixas pressões e, a região dos Açores, altas pressões acima do normal. Como consequência ventos sobre o Atlântico Norte ganharam uma forte componente de oeste e sua influência sobre o oceano contribuiu para que a temperatura do ar ficasse acima do normal durante os períodos de inverno na maior parte do continente europeu (Hurrel, 1995).

A fase positiva da OAN tende a estar associada a temperaturas acima do normal no leste dos Estados Unidos e norte da Europa, sendo observadas temperaturas inferiores à média climatológica na Groenlândia, sul da Europa e Oriente Médio (Hurrel, 1995). Quanto à precipitação, são observados valores acima da média no norte da Europa e Escandinávia, na estação de inverno, e, abaixo da média no sul e centro europeu. Padrões opostos de temperatura e precipitação são encontrados na fase negativa desta oscilação. O prolongamento temporal de uma de

suas fases pode provocar modificações na temperatura do ar na região da Rússia, como já havia destacado Walker e Bliss (1932).

A intensificação da alta dos Açores durante a fase positiva da OAN está associada ao fortalecimento dos alíseos de nordeste no Atlântico Tropical Norte. Esta situação, em geral, está associada ao transporte de umidade para o interior da América do Sul. Em períodos em que os alíseos de nordeste encontram-se enfraquecidos, o transporte de umidade para a América do Sul torna-se enfraquecido conforme pontuaram Hastenrath (1976) e Aceituno (1988).

A fase negativa desta oscilação ocorre quando os dois centros de ação de pressão atmosférica encontram-se enfraquecidos, com pressões mais altas na região da Islândia e, mais baixas que o normal na região dos Açores. Sob estas condições ocorre seca no norte da Europa e invernos mais chuvosos no Mediterrâneo (Wallace e Gutzler, 1981; Cavalcanti e Ambrizzi, 2009).

Entre os anos de 1940 a 1970, período em que a OAN apresentou sua fase negativa, a temperatura média do ar durante as estações de inverno europeu ficou frequentemente abaixo do normal (Hurrell, 1995).

Figura 12: Representação esquemática que ilustra as relações entre as anomalias de pressão e temperatura associadas à fase positiva da OAN. Fonte: Wallace e Gutzler (1981).

Para a América do Sul, a ocorrência de águas mais frias que o normal no Atlântico Norte intensifica o sistema de alta pressão do Atlântico Norte (alta dos Açores) e os ventos alísios de nordeste. Se além das condições descritas acima houver a ocorrência simultânea de TSM mais quentes que o normal no Atlântico Sul, o sistema de alta pressão do Atlântico Sul e os alísios de sudeste enfraquecem, favorecendo o deslocamento da ZCIT para posições mais ao sul de sua climatologia. Este cenário acaba por ser favorável a ocorrência de anos com chuvas acima do normal para o norte da América do Sul, conforme representação esquemática na figura 13.⁸

Condições opostas são encontradas quando há o enfraquecimento da alta pressão dos Açores: a TSM do Atlântico Norte tende a ser mais alta que o normal, desintensificando os alísios de sudeste; a ocorrência simultânea de TSM mais fria do que o normal no Atlântico Sul, intensifica os alísios de sudeste, fazendo com que a ZCIT fique mais ao norte de sua climatologia, cenário favorável a chuvas abaixo do normal, conforme figura 14⁹. Estes aspectos foram observados nos trabalhos de Van Loon e Rogers (1978) e Van Loon e Meehl, (1979)

⁸Todas as informações acerca do funcionamento deste mecanismo estão disponíveis em <http://www.funceme.br/produtos/script/chuvas/Grafico_chuvas_postos_pluviometricos/totalchuvas/el_nino/nov2002/bol_el_nino_nov2002.htm> Acessado em 26/01/2013.

⁹ Idem a anterior

Figura 13: Representação esquemática de anos com intensificação da alta pressão do Atlântico Norte. Fonte: Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME).

Figura 14: Representação esquemática de anos com intensificação da alta pressão do Atlântico Sul. Fonte: FUNCEME.

A Vazão Fluvial

Embora este estudo tenha o seu foco na análise da vazão do rio Madeira, na região Norte do Brasil, é importante observar que a vazão não existe isoladamente. Seus valores são decorrentes da interação de um sistema muito maior, que é conhecido como Bacia Hidrográfica, podendo ser definida como:

“Bacia Hidrográfica é um sistema que compreende um volume de materiais, predominantemente sólidos e líquidos, próximos à superfície terrestre, delimitado interna e externamente por todos os processos que, a partir do fornecimento de água pela atmosfera, interferem no fluxo de matéria e energia de um rio ou de uma rede de canais fluviais. Inclui, portanto, todos os espaços de circulação, armazenamento, e de saídas de água e do material por ela transportado que mantêm relações com esses canais. A rede fluvial também denominada rede hidrográfica ou rede de drenagem, é composta por todos os rios de uma bacia hidrográfica hierarquicamente interligados”. (Rodrigues e Adami, 2005, p. 147-148).

Para estes autores, aos estudos de bacias hidrográficas é aplicada a noção de sistema aberto, uma vez que troca energia e matéria com o meio. A bacia hidrográfica é composta por subsistemas, como os sistemas de vertentes, dos canais fluviais e das planícies de inundação. É possível subdividir uma bacia hidrográfica levando-se em consideração a ordem hierárquica de seus canais. Segundo Holton (1945) (*apud* Rodrigues e Adami, 2005), os canais de primeira ordem são os canais sem afluentes, os de segunda ordem são caracterizados pela confluência de dois rios de primeira ordem e, assim, sucessivamente.

Figura 15: Mapa de localização da Bacia do rio Madeira em relação a parte da América do Sul. Fonte: ANA (2013). Org. Santos, W.; Silva, E.R.L. (2013).

Figura 16: Mapa de localização da Bacia do rio Madeira, destacando a densa rede fluvial existente nesta bacia, e em bacias adjacentes, além dos respectivos postos fluviométricos (vazão) utilizados nesta pesquisa. A área delimitada pelo retângulo vermelho corresponde à precipitação média ocorrida nesta localidade. Obs.: a ausência de dados fluviométricos ao Sul da bacia do rio Madeira (região do rio Mamoré, Bolívia), correspondente ao alto curso do rio Madeira, ocorreu pela indisponibilidade de dados nesta localidade.

Figura 17: Mapa de localização da Bacia do rio Madeira, com destaque para os principais rios desta bacia, e das bacias adjacentes, além dos respectivos postos fluviométricos (vazão). A área delimitada pelo retângulo vermelho corresponde à precipitação média ocorrida nesta localidade.

A vazão fluvial pode não representar bem o valor da chuva regional uma vez que pode sofrer alterações provocadas pela superfície terrestre, como evaporação, infiltração e pela própria ação antrópica. Desta forma, o estudo da variabilidade da vazão fluvial observada em associação a padrões climáticos remotos, como anomalias da temperatura da superfície do mar, têm validade se parte do pressuposto que a vazão apresenta variabilidade semelhante à da precipitação regional. Desta forma, considera-se que a vazão responde às oscilações climáticas remotas tal como a precipitação. Os valores de vazão são, em geral, obtidos pelo cálculo do produto da área da seção transversal do rio ($\text{área} = \text{largura} \times \text{profundidade}$) pela velocidade média do escoamento, sendo expresso, segundo Cunha e Guerra (2006) como $Q = A \times V$.

Desta forma, é possível notar que as relações consideradas no cálculo da vazão podem se alterar ao longo do tempo, alterando também o valor da vazão já que pela dinâmica natural da bacia e do canal fluvial, a área da secção transversal pode se alterar.

A análise de estudos climáticos cujos resultados apontam para a correlação entre os dados de precipitação e TSM sugere possíveis relações com a variabilidade temporal da vazão de rios. A observação da ocorrência de valores negativos de correlação linear entre a vazão do rio Amazonas e a TSM do Pacífico central e leste (Amarasekera et al., 1997) atribuiu cerca de 10% da variância da vazão deste rio aos episódios de ENOS.

Os resultados da análise sobre a relação entre as vazões médias mensais do rio Piancó, na Paraíba, com anomalias de TSM nos oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico, para o trimestre fevereiro a abril (Gomes Filho et. al 2000) demonstraram a existência de altas correlações entre as séries temporais. Para o mês de fevereiro foi possível notar anomalias com sinais opostos no Atlântico Tropical, com correlações negativas ao norte e positivas ao sul do equador. A TSM do Pacífico Equatorial esteve correlacionada positivamente à vazão do rio Piancó.

Utilizando-se da técnica de correlação mensal defasada entre a vazão do rio Paraná e a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico, e da análise de componentes principais, cuja série temporal foi utilizada para a construção de modelo de previsão estocástica para a vazão, Cardoso et. al (2004), demonstraram que o primeiro modo do oceano Pacífico explicou 34,13% da variância com valores de correlação

positivos ($r=0,4$) por todo o Pacífico tropical, e negativo ($r=-0,2$) na faixa subtropical central e oeste. Quanto à previsão estocástica, a previsibilidade do modelo demonstrou ser maior para um mês de antecedência, diminuindo conforme as defasagens aumentaram.

Com a aplicação da análise de ondeletas aos dados mensais de vazão dos rios Amazonas, Paraná, Orinoco e Congo, e, aos índices IOS e OAN, Labat et al. (2005) encontraram fortes relações quase bienais entre a série temporal de vazão do rio Amazonas e a série temporal do IOS. Relações típicas de eventos ENSO, com tempo de retorno entre três e seis anos foram observadas para todos os rios analisados. Quanto à OAN, em análises multidecadais foram encontradas associações com a vazão; para séries temporais mais curtas, as associações observadas foram fracas.

Para o sudeste brasileiro, Marengo e Alves (2005) observaram tendência linear negativa da vazão dos rios que compõem a Bacia do rio Paraíba do Sul. Os autores sugeriram que tais tendências não estão necessariamente atreladas a mudanças no regime pluvial das localidades analisadas. Nas séries hidrológicas das cidades de Campos, Resende, Guaratinguetá e Pindamonhangaba, no estado de São Paulo, foram encontradas tendências negativas de vazão, e altas correlações entre dois anos consecutivos. A utilização da técnica de autorregressão da série temporal mostrou a ocorrência de altas correlações entre as vazões estudadas, e em vários anos consecutivos, sugerindo que o uso da água para abastecimento, geração de energia e desvio dos rios, poderia ser o responsável pela queda nas vazões, ou seja, a má gestão do recurso natural, e não necessariamente a variabilidade ou a mudança climática, poderia estar ocorrendo na região estudada, e estes fatores seriam os responsáveis pela tendência observada.

4 CARACTERIZAÇÃO GERAL DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia Amazônica, com uma área de 6.112.000 km², ocupa mais da metade do território brasileiro e é a maior do mundo em extensão e volume de água doce. Tem como divisores topográficos o Planalto das Guianas ao norte, a Cordilheira dos Andes a oeste e o Planalto Brasileiro ao sul (Cunha, 2006).

Pode ser destacada pela continuidade de suas florestas, pela ordem de grandeza de sua principal rede hidrográfica e pelas sutis variações de seus ecossistemas, em nível regional e de altitude. Trata-se de um gigantesco domínio de terras baixas florestadas, disposto em anfiteatro, enclausurado entre a grande barreira imposta pelas terras cisandinas e pelas bordas dos planaltos Brasileiro e Guianense (Ab' Saber, 2003).

Figura 18: Topografia da América do Sul. Org. Sleiman, J. (2008)

(Figuras 19 e 20). Ao adentrar o território brasileiro, percorre inicialmente trechos da Depressão Marginal Sul-Amazônica com altitudes entre 100 e 400 m, e posteriormente, a Depressão da Amazônia Ocidental no oeste da Amazônia, caracterizada por terrenos baixos em torno dos 200 m de altitude (Ross, 2003).

Por estar localizada na faixa tropical, tem como uma de suas características a ocorrência de altas temperaturas e elevadas médias pluviais. No território brasileiro, o rio Madeira transita por três unidades climáticas, segundo classificação do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), sendo que em seu trecho inicial, o regime climático é o equatorial úmido, com três meses secos; ao norte de Rondônia e sul do Amazonas, com um a dois meses secos; na porção central do Amazonas, sub-seco, voltando ao regime equatorial úmido com um a dois meses secos ao desaguar no rio Amazonas (Figura 20).

Figura 20: Unidades climáticas do Brasil. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home/download/estatistica.shtm>>, Acessado em: 14/01/2013.

Os principais mecanismos atmosféricos atuantes na região e moduladores do regime pluvial derivam da combinação ou da atuação predominante da Zona de Convergência Intertropical, da penetração de sistemas frontais oriundos do sul e da convecção local auxiliada pela evapotranspiração da floresta Amazônica (Vianello e Alves, 2002). O posicionamento da Cordilheira dos Andes contribui para o direcionamento da umidade advinda do Oceano Atlântico Tropical Norte.

De maneira geral, a precipitação durante o verão está associada ao aquecimento continental e à formação de um centro de baixa pressão, a Baixa do

Chaco. Este centro de baixos níveis está associado à formação de um centro correspondente, em altos níveis atmosféricos, de alta pressão, sistema conhecido como alta da Bolívia. O enfraquecimento deste sistema se dá nos meses de outono e inverno, ocasionando nas regiões sul e leste da Amazônia a estação seca. Além deste sistema, a organização da banda de nebulosidade entre novembro e março, conhecida como Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS), e a formação de linhas de instabilidade a partir das brisas marítimas, são fundamentais para a caracterização do padrão de chuvas na região (Molion, 1987).

O jato de baixos níveis, formado pelo desvio dos ventos alísios devido o encontro deste com a cordilheira andina no setor leste deste relevo, constitui-se por um escoamento intenso de ar em baixos níveis atmosféricos que leva umidade da bacia Amazônica para o sul do Brasil, norte da Argentina e para a região da Bacia do Prata, principalmente na estação de verão deste continente (Marengo, 2006).

Os ventos alísios transportam umidade do Oceano Atlântico tropical para a Amazônia e estão associados a pressões elevadas no Atlântico Tropical Norte durante o verão e o outono (Marengo e Nobre, 2009). Ao se encontrar com a Cordilheira dos Andes, o escoamento é desviado para o sul e sudeste da América do Sul. Em caso de intensificação do escoamento, há o surgimento do jato de baixos níveis, responsável por transportar umidade até o norte da Argentina (Marengo e Nobre, 2009).

Durante o inverno, a ZCIT fica deslocada para norte, seguindo o deslocamento sazonal da baixa pressão equatorial e das águas mais aquecidas do Atlântico Tropical norte. Também é possível verificar nesta estação do ano a ocorrência de friagens no oeste da Amazônia, desde o oeste de Rondônia até o estado do Acre, em consequência da entrada de massas de ar frio e seco vindas do sul (Ab'Saber, 2003).

A importância da evapotranspiração da floresta Amazônica e de sua contribuição para a precipitação regional passou a ser discutida na metade dos anos 1970 e, apontou para a hipótese de que o aumento do desmatamento na floresta tropical úmida poderia levar a uma drástica redução da disponibilidade de água, e à alteração do ciclo hidrológico e, em consequência, provocar mudanças climáticas regionais e planetárias (Schneider *et al.*, 2006). Este estudo pretendeu simular os efeitos do desmatamento da floresta Amazônica, com o uso de modelos acoplados de circulação geral da atmosfera, e demonstrou que mudanças no uso do solo e na

cobertura vegetal têm o potencial de influenciar o aumento da variabilidade de fenômenos de aquecimento e resfriamento anômalos das águas do Pacífico Equatorial.

Outro mecanismo que promove a precipitação na Amazônia são as linhas de instabilidade (LIs), também conhecidas como linhas de Cumulonimbus. Desenvolvem-se frequentemente na costa norte do Brasil banhada pelo Atlântico tropical, podem se propagar para o interior do continente e causar grande volume de precipitação (Kousky, 1980) e Molion, (1987). Sua formação e intensidade estão associadas à brisa marítima e ao aquecimento diurno. Sua máxima atividade convectiva ocorre no final da tarde em decorrência do aquecimento diurno.

A convecção profunda nos trópicos tem um papel fundamental na circulação global e na energética da atmosfera tropical por meio da extração de calor da camada limite planetária, o qual é redistribuído na alta troposfera. Assim as LIs constituem um dos sistemas atmosféricos mais importantes no transporte de calor para a alta troposfera. (Cohen et al., 2009)

Segundo Cavalcanti (1982), a ZCIT tem suas posições extremas ao sul entre março e abril, e, ao norte, entre agosto e setembro. A máxima ocorrência de linhas de instabilidade entre abril e agosto pode ser atribuída parcialmente ao lento deslocamento da ZCIT rumo ao hemisfério norte. Segundo esta autora, as LIs na região norte do Brasil com forte intensidade ocorrem do começo do ano até meados de março. A partir de abril, predominam LIs com média intensidade e, depois de setembro, as LIs fracas tornam-se mais frequentes. Isto se deve ao deslocamento latitudinal da ZCIT que entre março e abril está mais bem definida sobre o litoral norte brasileiro. Entre agosto e setembro, a ZCIT está mais bem definida em latitudes mais ao norte, e as LIs sobre o continente apresentam-se enfraquecidas. Desta forma, a ZCIT tem papel fundamental na intensificação das LIs.

5 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

O principal caminho percorrido para o entendimento da variabilidade climática foi pautado na Análise Integrada, com a finalidade de se compreender o funcionamento da interrelação existente entre sistema oceânico e o atmosférico e como ambos são capazes de influenciar padrões climáticos observados no norte da América do Sul e a variabilidade da vazão do rio Madeira. Anteriormente à Análise Integrada foi necessário explorar as unidades do sistema climático considerado, o que é condição integrante para o cumprimento do objetivo desta pesquisa. As unidades do sistema climático analisadas foram:

- A ODP, a OAN, o e o IOS; índices associados à teleconexões atmosféricas;
- O ATN e ATS; índices baseados em anomalias da TSM do Oceano Atlântico;
- A TSM das regiões *Niño* 1+2, 3, 3.4 e 4, e o MEI; índices indicativos da ocorrência do ENOS no Oceano Pacífico.
- Os campos de escoamento atmosférico em 200 e 850 hPa para a identificação de regiões de convergência e divergência do ar em baixos e altos níveis da atmosfera;
- A precipitação da área onde se localizam os postos de vazão selecionados.
- A TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico.

6 DADOS E METODOLOGIA

Para a execução deste trabalho foram utilizados os dados de vazão do rio Madeira, obtidos do site da Agência Nacional de Águas (ANA). A localização dos postos de coleta das informações das vazões está referenciada na Tabela 1.

Tabela 1: Localização dos postos com observações da vazão do rio Madeira e o período adquirido.

Rio	Posto	Nome da Estação	Latitude	Longitude	Série Temporal
Madeira	1.	Abunã nº 15320002 (RO)	-9° 42' 11"	-65° 21' 53"	1976 a 2004
	2.	Manicoré nº 15700000 (AM)	-5° 49' 00"	-61° 18' 07"	1968 a 2009
	3.	Humaitá nº 15630000 (AM)	-7° 30' 19"	-62° 39' 46"	1972 a 2009

Os postos de vazão encontram-se localizados na Região Hidrográfica Amazônica, sub-bacia do rio Madeira, conforme resolução nº 32, de 15 de outubro de 2003, do Conselho Nacional de Recursos Hídricos¹⁰.

Dentre os postos de observação da vazão no rio Madeira, muitos encontram-se desativados, ou, com um grande número de dados faltantes ao longo da série temporal de interesse.

Um grande número de dados faltantes comprometeria a análise estatística. Por exemplo, o cálculo de correlação linear para séries temporais muito pequenas pode apresentar coeficientes de correlação mais altos, levando a interpretações errôneas quanto ao grau de associação entre as variáveis estudadas.

Desta forma, optou-se por trabalhar com as séries dos postos de vazão mencionadas na tabela 2. Estas séries apresentaram um menor número de dados faltantes além de cobrirem períodos de tempo parcialmente coincidentes.

É possível perceber que embora os postos de vazão representem o escoamento da água no mesmo rio, as séries temporais apresentam tamanhos diferentes, inclusive com dados faltantes. No caso de dados faltantes (Tabela 2), a média espacial foi calculada com base no(s) dado(s) existente(s).

¹⁰<http://arquivos.ana.gov.br/infohidrologicas/InventariodasEstacoesFluviometricas.pdf>

Tabela 2: Séries temporais da vazão do Rio Madeira e respectivos meses com dados faltantes.

Postos	Série temporal	Meses com dados faltantes	Total de meses faltantes
1. Abuña	1976 a 2004	Dez de 1991; Jan de 1992; Out/Nov/Dez de 1998; Jan a Dez dos anos 1999 e 2000; Jan a Ago de 2001;	37
2. Manicoré	1968 a 2009	Jan a Dez dos anos 1986 e 1987; Jan a Out de 1990; Jan a Dez de 2006; Set de 2009	67
3. Humaitá	1972 a 2009	Jan a Dez 1990; Ago a Dez de 1991; Jan a Dez de 1992; Mai/Jun/Jul de 1993; Mai de 1994; Jan a Dez de 2006	48

Como os dados de vazão obtidos originalmente encontravam-se na escala diária, foi realizado o cálculo de média simples para obter valores mensais, trimestrais e anuais.

O cálculo da média simples pode ser obtido da seguinte forma, segundo Costa Neto (1977):

$$\overline{X_t} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}$$

em que a X_i representa cada observação da série original e i varia de 1 a n_i ; n indica o número total de tempos para um determinado sub-período da série e o

símbolo $\sum$ significa o somatório de todos os elementos da série temporal ou sub-período.

Ao se confeccionar o gráfico das séries temporais nas escalas mensal, anual e trimestral dos três postos de vazão referenciados na tabela 2, verificou-se que a variabilidade entre eles era muito parecida (figura 21 a – b). Verificou-se também que os mapas com defasagem temporal entre a TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico e a vazão de cada um dos três postos demonstraram resultados muito parecidos. Desta forma, optou-se por trabalhar com a média espacial da vazão entre os três postos.

Figura 21: Série temporal (a) trimestral e (b) anual dos postos de vazão do rio Madeira para o período de 1968 a 2009.

Os dados mensais de precipitação foram obtidos junto ao Centro de Previsões e Estudos do Clima (CPTEC), disponíveis para o Brasil com uma resolução espacial de $0,25^\circ$, para o período de 1961 a 2009. O período considerado no desenvolvimento desta pesquisa foi definido entre 1968 e 2009.

Considerou-se a precipitação média calculada para a área delimitada entre 66° O e 60° O e entre 10° S e $4,5^\circ$ S (figuras 15, 16 e 17), área sobre a região dos postos de observação da vazão. Dos dados de precipitação também foram retiradas a sazonalidade e a tendência linear de longo prazo com o auxílio do *software Grads*.

Os dados de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico foram obtidos do *Earth System Research Laboratory - Physical Sciences Division* (PSD), do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). Estes dados apresentam resolução espacial de 2 graus e estão disponíveis desde o ano 1800. A versão aqui utilizada é a *Extended Reconstruction Sea Surface Temperature SST V3b*.

Os dados de vento (850 e 200 hPa) e omega em 500 hPa são derivados do conjunto de dados do projeto *Reanalysis I* (Kalnay, 1996) obtidos junto ao *Physical Sciences Division – PSD*, do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) na escala mensal.

Os índices climáticos MEI, ODP, OAN, IOS, ATN, ATS e a TSM das regiões de *Niño* 1+2, 3, 3.4 e 4 foram obtidos do *Physical Sciences Division – PSD*, do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), na escala mensal, para o período de 1968 a 2009.

Técnicas estatísticas empregadas

O tratamento dos dados foi baseado em técnicas estatísticas. A verificação da consistência dos dados referentes à vazão dos rios foi realizada nas escalas mensal, trimestral e anual. O cálculo para as diversas escalas temporais foi realizado utilizando-se a linguagem computacional Fortran 77, já que os dados de vazão e dos índices climáticos utilizados estavam inicialmente em formato ASCII – TXT e, devendo ser, posteriormente, transformados em dados não formatados para leitura no *software Grads*.

Os cálculos estatísticos e os *scripts*¹¹ utilizados foram desenvolvidos para serem utilizados no *software Grads*. Fez-se uso de programas já desenvolvidos pelo Dr. Bin Guan, do Departamento de Ciências Atmosféricas e Oceânicas da Universidade de Maryland, para a retirada do ciclo sazonal, para a média sazonal, etc.

¹¹ Disponíveis em: < http://www.atmos.umd.edu/~bguan/grads/GrADS_Scripts.html> Acessado em 20/03/2009.

Retirada do Ciclo Sazonal

O ciclo sazonal de cada uma das variáveis foi removido anteriormente à realização do cálculo da correlação linear. Todas as variáveis aqui estudadas apresentam ciclo sazonal, ou seja, em determinadas épocas do ano têm seus valores aumentados ou diminuídos em função da passagem das estações do ano.

Este aumento e diminuição é uma oscilação esperada e faz parte do ciclo natural das variáveis. Em alguns anos, esta oscilação não é normal, e representa anomalias que podem indicar que algo não representativo do ciclo sazonal normal ocorre. Desta forma, como o ciclo sazonal já é uma oscilação conhecida, filtramo-lo das séries temporais dos dados. A remoção do ciclo sazonal de uma série temporal pode ser feita através da remoção da média climatológica de cada mês do valor mensal observado. Desta forma, obtém-se a anomalia da variável considerada que pode ser escrita da seguinte forma (Wilks, 2006):

$$y'_{i,j} = y_{i,j} - \bar{y}_j \text{ (anomalia)}$$

$$\bar{y}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n y_{i,j}$$

sendo $y'_{i,j}$ a anomalia, $y_{i,j}$, o valor mensal e $\bar{y}_j$ a média da série temporal; i indica o contador anual para a série de 1968 a 2009, J indica o mês considerado e N , o número total de anos. O *script* utilizado para a realização deste cálculo no *software Grads* foi o *deseason.gs*.

Retirada da tendência linear de longo prazo

A tendência linear de longo prazo foi retirada empregando-se a equação da regressão linear simples, calculada da seguinte forma:

$$y_t = a + bt,$$

sendo que o y_t representa o valor de y estimado para um determinado tempo t , a , o coeficiente linear da reta de regressão, b o coeficiente angular e t , a variação temporal. Desta forma, obtemos a reta de regressão linear da série temporal e a remoção da tendência linear de longo prazo pode ser feita através da subtração da parte angular do cálculo da reta (bt) do valor original de $y(t)$, obtendo-se assim uma nova série temporal sem tendência linear. Segundo Costa Neto (1977), $\hat{y}(t)$ pode ser escrita como:

$$\hat{y}(t) = y(t) - bt$$

O *script* utilizado no *Grads* para a realização deste cálculo foi o *ltrend.gs*.

Correlação Linear

A determinação da relação existente entre as variáveis aqui estudadas foi calculada pelo coeficiente de correlação linear, com e sem defasagem mensal entre as variáveis. O cálculo da correlação linear mede o grau de associação entre duas variáveis quaisquer. O coeficiente de correlação assume valores entre -1 e +1, sendo que o valor igual a 1 expressa correlação positiva perfeita entre as duas variáveis consideradas e valor igual a -1 expressa correlação negativa perfeita entre

as duas variáveis, ou seja, as anomalias têm o mesmo valor absoluto em todos os passos de tempo, entretanto, apresentam sinais contrários; valor próximo ou igual a zero indica que há pouca ou nenhuma dependência linear entre as variáveis analisadas.

O cálculo do coeficiente de correlação linear de Pearson (r) entre duas variáveis quaisquer, x e y , pode ser escrito como segue, tal como em Costa Neto (1997) e Wilks (2006):

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_x \sigma_y},$$

em que x_i e y_i indicam as duas variáveis observadas em cada passo de tempo i ; $\bar{x}$ e $\bar{y}$, a média aritmética de cada série temporal; σ_x e σ_y são, respectivamente, o desvio padrão de x e y .

O cálculo do coeficiente de correlação linear com defasagem temporal foi realizado pelo atraso mensal da TSM em relação aos dados de vazão, de forma a permitir resultados que pudessem sugerir a influência pretérita dos oceanos na vazão do rio Madeira. A defasagem temporal entre a vazão e a TSM variou de um e nove meses, podendo ser expresso matematicamente da seguinte forma:

$$r_{i,p} = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_{i+p} - \bar{y})}{\sigma_x \sigma_y}, \quad p=[0, 9] \text{ e } i=[1,9]$$

em que x_i e y_i representam, respectivamente, as variáveis TSM e vazão; $\bar{x}$ e $\bar{y}$ representam a média dos valores de vazão e TSM e σ_x e σ_y , o desvio padrão de cada uma das variáveis. O script utilizado para a realização deste cálculo no *Grads* foi o lagcorr.gs.

Todas as variáveis foram normalizadas pelos seus respectivos desvios-padrão, permitindo assim a intercomparação entre as variáveis.

O desvio-padrão, σ , de um conjunto de dados pode ser determinado numericamente, segundo Wilks (2006), como:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_i^N (X_i - \bar{X})^2}{N - 1}},$$

em que x_i é a variável considerada, i , o contador das observações realizadas e N , o número total de observações.

Teste t-Student

A significância estatística do cálculo do coeficiente de correlação foi avaliada com a aplicação do teste *t-Student*, cujo valor limite para se considerar o cálculo significativo é definido, segundo Costa Neto (1977), por:

$$t_{n-2} = r \frac{\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}},$$

em que r é o coeficiente de correlação e n , o tamanho da amostra, no caso, a quantidade de meses considerados no período de 1968 a 2009.

A técnica da correlação linear permitiu a escolha de regiões dos oceanos Pacífico e Atlântico bem correlacionadas linearmente com os dados de vazão.

As localidades oceânicas que apresentaram as maiores correlações com os dados de vazão estão listadas na Tabela 3 e indicadas no mapa da figura 22.

Tabela 3: Áreas dos oceanos Pacífico e Atlântico que apresentaram os maiores valores de correlação linear com a vazão mensal do rio Madeira, para o período de 1968 a 2009.

Áreas	Localização	
	Longitude	Latitude
PA1	200°O - 185°O	8°N - 18°N
PA2	78°O - 70°O	25°S - 18°S
PA3	170°O - 150° O	40°S - 30° S
AT1	15°O - 0°	60° N - 65°N
AT2	65°O - 58°O	37° N e-41° N
AT3	55°O - 37°O	8°N - 20° N

Figura 22: Regiões oceânicas escolhidas com base nos valores de correlação entre a TSM e a vazão do rio Madeira.

Das áreas definidas pelas coordenadas geográficas listadas na Tabela 3, foram retiradas séries temporais que representam a média espacial dos valores de TSM, para o período de 1968 a 2009.

Cálculo da Média Móvel

A técnica da média móvel consiste em calcular a média aritmética das N observações mais próximas a cada tempo da série temporal. É utilizado o termo média móvel pois a cada tempo a observação mais antiga é substituída pela mais recente, calculando-se desta forma uma nova média móvel.

Genericamente, o cálculo da média móvel para N tempos pode ser realizado através da seguinte equação, segundo Morettin e Tolo (2006):

$$M_t = \frac{x_{t-j} + \dots + x_{t-1} + x_t + x_{t+1} + \dots + x_{t+j}}{N},$$

em que t é o contador de tempos da série temporal, N é igual ao número de valores somados e j é igual a $(N-1)/2$, no caso de N ser ímpar.

Este procedimento tem a função de suavizar a série temporal original. Como parte da oscilação de alta frequência é filtrada da série original, os valores de correlação linear entre as séries temporais suavizadas tendem a aumentar. As séries temporais nas escalas mensal, trimestral e anual de todas as variáveis aqui consideradas foram suavizadas com média móvel de seis e doze tempos ($N=6$; $N=12$). Estes cálculos foram realizados com o auxílio do *software Grads*, através do uso da função `rmean.gs`.

Para a obtenção da média móvel com janelas de 6 e 12 anos, as seguintes expressões, descritas em Reboita (2005)¹² foram utilizadas respectivamente:

Média Móvel 6

$$y_6 = \frac{1}{12} [x_{t-3} + 2(x_{t-2} + x_{t-1} + x_t + x_{t+1} + x_{t+2}) + x_{t+3}]$$

e

Média Móvel 12

$$y_{12} = \frac{1}{24} [x_{t-6} + 2(x_{t-5} + x_{t-4} + x_{t-3} + x_{t-2} + x_{t-1} + x_t + x_{t+1} + x_{t+2} + x_{t+3} + x_{t+4} + x_{t+5}) + x_{t+6}]$$

Segundo Reboita (2005), o cálculo da média móvel com janela de 12 meses (y_{12}) pode ser descrito da seguinte maneira: Utiliza-se os 13 primeiros valores da série temporal e calcula-se a média conforme a expressão acima. Posteriormente são utilizados os valores correspondentes ao intervalo do segundo dado da série até o décimo quarto, aplicando-se novamente a expressão e seu resultado colocado na oitava posição e assim, sucessivamente. A autora ressalta que haverá perda de seis informações no início da série e de seis no final, já que a média é centrada em 12 anos.

¹² Explicações retiradas da apostila sobre Introdução à Estatística aplicada à Climatologia parte III Análise de Séries Temporais disponíveis em <http://mirabeli.meteo.furg.br/aulas/Poligrafos/PoligrafoMichelleIII.pdf> (acessado em 07/02/2013).

Construção dos modelos estocásticos¹³ de simulação e previsão

A técnica de regressão linear simples e múltipla, aplicada neste trabalho, foi utilizada por autores tais como Hastenrath (1984 e 1990) e por Hastenrath e Greischar (1993), cujos trabalhos visaram o prognóstico das anomalias de precipitação no Nordeste brasileiro. Outros trabalhos que merecem destaque quanto à utilização destas técnicas são os desenvolvidos por Cardoso e Dias (2002) e Cardoso, Dias e Chamorro (2004). Tais estudos versaram sobre associações existentes entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão de rios das regiões sul e sudeste do Brasil.

Dentro da perspectiva apresentada por estes autores, e pelas técnicas por eles empregadas, foi possível, após a escolha das áreas bem correlacionadas com a vazão do rio Madeira e a construção de séries temporais mensais para estas áreas, a construção dos modelos de regressão linear simples e múltipla, com o objetivo de se avaliar a possibilidade de simulação e previsão da vazão.

Os dados considerados como possíveis preditores da vazão, foram os índices PDO, MEI, as anomalias de TSM das regiões de Nino 1+2, 3, 3.4 e 4, para o Oceano Pacífico, e OAN, TNA, TSA para o oceano Atlântico, além das anomalias de TSM das localidades referenciadas na tabela 3.

A técnica de regressão linear simples descreve a relação linear entre duas variáveis. A regressão linear múltipla estabelece a relação linear entre uma determinada variável, denominada variável dependente, e duas ou mais variáveis, denominadas variáveis independentes.

De forma genérica, um modelo de regressão linear simples pode ser escrito da seguinte forma, de acordo com Wilks (2006):

$$\hat{y} = a + bx,$$

¹³ Segundo Morettin e Tolo (2006), um modelo é a descrição probabilística de uma série temporal, podendo ser chamado de modelo probabilístico ou estocástico.

em que $\hat{y}$ representa a variável dependente estimada, a , o coeficiente linear, b , o coeficiente angular e o x , a variável independente.

O modelo linear de regressão múltipla pode ser escrito da seguinte forma, segundo Wilks (2006):

$$\hat{y} = a_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \dots + b_nx_n,$$

em que $\hat{y}$ representa a variável dependente estimada, ou preditando, a_0 , o intercepto, b_i , o coeficiente angular de cada variável independente e x_i , as variáveis independentes. A variável observada, y , pode ser escrita como a soma entre a variável estimada, $\hat{y}$, e o erro associado à estimativa, ε , tal como em Wilks (2006):

$$y = \hat{y} + \varepsilon.$$

A estimativa do modelo foi realizada através da utilização das ferramentas estatísticas contidas no *software* R.

Coeficiente de determinação

O coeficiente de determinação, também conhecido como R^2 , é uma medida de ajuste do modelo em relação aos valores observados. O R^2 pode variar entre 0 e 1, e indica o quanto o modelo é capaz de explicar os valores observados. Quanto maior o valor de R^2 , mais eficaz é o modelo no sentido de explicar os dados observados. Tal cálculo pode ser expresso como o exposto em Wilks (2006):

$$R^2 = \frac{SQ_{\text{exp}}}{SQ_{\text{tot}}} = 1 - \frac{SQ_{\text{res}}}{SQ_{\text{tot}}},$$

em que SQ_{tot} representa a soma total dos quadrados das diferenças entre a média e cada valor observado; SQ_{exp} é a soma dos quadrados explicada pelo modelo, indicando a diferença entre a média das observações e o valor estimado em cada observação, sendo que, quanto menor a diferença, maior eficácia tem o modelo; e SQ_{res} representa a soma dos quadrados dos resíduos, ou seja, calcula a parte não explicada pelo modelo. A inclusão de muitas variáveis independentes mesmo que expliquem pouco a variável independente, aumentarão o valor de R^2 . A utilização do R^2 ajustado é uma medida alternativa do coeficiente de determinação, que penaliza a inclusão de regressores pouco explicativos, podendo ser escrito da seguinte forma:

$$\overline{R^2} = 1 - \frac{n-1}{n-(k+1)}(1-R^2);$$

em que $(k+1)$ representa o número de variáveis explicativas mais a constante; inclusão de muitas variáveis independentes com pouco poder explicativo prejudica o valor do R^2 ajustado, pois aumenta k em uma unidade, porém não aumenta demasiadamente, o valor do R^2 .

Os cálculos da regressão linear simples e múltipla e do coeficiente de determinação foram realizados com auxílio do *software* R.

Modelo estocástico de previsão

O modelo linear estocástico de previsão foi construído para a escala temporal trimestral, sendo que os valores de TSM das áreas PA1 e AT3 constituíram as variáveis independentes e a vazão, a variável dependente. A TSM das áreas PA1 e AT3 foram escolhidas com base nos resultados das análises dos mapas de correlação linear (Figuras 24 a-j) e dos modelos de regressão linear simples (Figura 66). Estes resultados mostram que ambas as variáveis apresentam forte associação com a vazão. O modelo com defasagem temporal foi construído para a defasagem temporal de um trimestre entre a vazão e a TSM das áreas PA1 e AT3, tendo sido a vazão adiantada em relação à TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico. Desta forma, permite-se construir um modelo de previsão para a trimestral vazão.

Genericamente, o modelo de previsão da vazão com defasagem temporal em relação à TSM pode ser escrito da seguinte forma:

$$vaz\tilde{a}o(t+3)=a_0+b_1PA1(t)+b_2AT3(t),$$

sendo que t é o mês em que são observadas as variáveis independentes, a_0 e b_i são coeficientes linear e angular do modelo.

Como a série temporal total de que se dispõe abrange o período de 1968 a 2009, foi preciso dividi-la para que uma parte fosse ocupada para a construção do modelo e a outra, para sua verificação. O modelo foi construído para o período de 1968 a 1988, para a escala trimestral. Sua verificação foi feita para o período de 1989 a 2009. A diferença entre a vazão estimada pelo modelo e a observada no período de 1989 a 2009 gerou o erro médio do modelo. O erro médio foi calculado através erro quadrático médio normalizado (em inglês, *Normalized Mean Square Error*)¹⁴,

¹⁴ Disponível em <http://rem.jrc.ec.europa.eu/RemWeb/atmes2/20b.htm>. Acessado em 20/12/2012.

$$NMSE = \frac{1}{N} \sum_i \frac{(E_i - O_i)^2}{\bar{E}\bar{O}}$$

$$\bar{E} = \frac{1}{N} \sum_i E_i \quad \text{e} \quad \bar{O} = \frac{1}{N} \sum_i O_i$$

em que E_i indica a vazão estimada e $\bar{E}$, a respectiva média, O_i , a vazão observada, $\bar{O}$, a respectiva média, i , o contador temporal e N , o número total de tempos, no caso, N é igual a 84 trimestres.

6.1 Campos atmosféricos utilizados

Adicionalmente à análise do comportamento da série temporal de vazão em conjunto às séries temporais da TSM das áreas PA1 e AT3, selecionadas para a construção do modelo de previsão, foram analisados os padrões atmosféricos e oceânicos em períodos específicos da série temporal caracterizados por anomalias intensas da vazão. A análise do comportamento atmosférico foi realizada com o intuito de se verificar a consistência física das relações lineares entre as anomalias de TSM e os padrões climáticos característicos da região de estudo (bacia do rio Madeira). A série temporal da vazão apresenta três sub-períodos bastante distintos: os sub-períodos caracterizados por anomalias negativas da vazão ocorreram no início e final da série, de 1968 a 1976 e de 1999 a 2009; o caracterizado por anomalias positivas ocorreu no período intermediário, de 1977 a 1998, tal como identificado na Figura 26 a-b.

Com o intuito de se verificar a presença de períodos mais e menos propícios a condições climáticas secas e úmidas para a estação chuvosa local (novembro a março), considerou-se a construção dos campos de anomalias de divergência e vorticidade relativa do ar, em 200 e 850 hPa e da velocidade vertical (Omega) em 500 e 850 hPa.

Segundo Holton (2004), a vorticidade relativa pode ser definida como a medida da rotação de um fluido, sendo um campo vetorial definido pela torção da velocidade. Matematicamente, a vorticidade relativa do ar e a divergência em um plano horizontal de mesma pressão, na forma diferencial, podem ser escritas da seguinte maneira:

$$vort = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \quad \text{e} \quad div = \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right),$$

em que u e v são as componentes zonal e meridional do vento. x e y as direções zonal e meridional.

Na forma discreta, tem-se: $vort \approx \left(\frac{\Delta v}{\Delta x} \right) - \left(\frac{\Delta u}{\Delta y} \right)$, em que $\left(\frac{\Delta v}{\Delta x} \right)$ representa a variação da componente meridional do vento (v), na direção (x), e $\left(\frac{\Delta u}{\Delta y} \right)$ representa a variação da componente zonal do vento (u) na direção (y). Valores negativos (positivos) de vorticidade relativa indicam circulação ciclônica (anticiclônica) no hemisfério sul; para o hemisfério norte, o sinal é contrário. Valores de vorticidade relativa negativos em baixos níveis da atmosfera estão associados à formação de nebulosidade, enquanto que valores positivos de vorticidade tendem a inibi-la (Holton, 2004).

Na forma discretizada, a divergência do ar pode ser escrita como: $div \approx \left(\frac{\Delta u}{\Delta x} \right) + \left(\frac{\Delta v}{\Delta y} \right)$

, em que $\left(\frac{\Delta u}{\Delta x} \right)$ é a variação da componente zonal do vento (u) na direção zonal (x),

e $\left(\frac{\Delta v}{\Delta y} \right)$ é a variação da componente meridional (v) do vento na direção meridional

(y) A divergência horizontal expressa a intensidade com que o ar diverge (converge) de (para) um determinado ponto. Valores positivos (negativos) de divergência indicam divergência (convergência) do ar, em ambos os hemisférios.

Na escala sinótica, a divergência do ar ocorre à frente (a leste) de um cavado nos ventos superiores de oeste e induzem a ocorrência de convergência em

superfície e movimentos ascendentes, os quais favorecem a ocorrência de nuvens profundas e, eventualmente, de chuva. A convergência do ar que ocorre à frente (a leste) de uma crista em altos níveis induz divergência em baixos níveis e, portanto, movimentos descendentes que são favoráveis ao desenvolvimento de anticiclones em superfície e à ocorrência de tempo seco (Musk, 1996).

Os cálculos de vorticidade relativa e divergência do vento foram realizados através das funções específicas do GrADS (hcurl - vorticidade e hdivg - divergência).

Para movimentos em escala sinótica, o componente da velocidade vertical do vento (Omega) é da ordem de poucos centímetros por segundos e é muito menor do que os movimentos horizontais (Holton, 2004). Devido a isto, a velocidade vertical não é medida diretamente e sim inferida através de duas formas bastante comuns: o método cinemático, baseado na equação da continuidade, e o método adiabático, baseado na equação da termodinâmica. Ambos os métodos são aplicados utilizando-se do sistema de coordenadas isobáricas em que $\omega(p)$ é inferido ao invés de $w(z)$ (Holton, 2004).

A forma mais tradicional de representação da equação da velocidade vertical (Omega), segundo Holton (2004), é a seguinte:

$$\underbrace{\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right)}_A \omega = \underbrace{\frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[\mathbf{V}_g \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) \right]}_B + \underbrace{\frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left[\mathbf{V}_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right]}_C$$

Omega negativo (positivo), $\omega < 0$ ($\omega > 0$) implica em movimento vertical ascendente (descendente) e o termo A é proporcional a velocidade vertical, desta forma, movimentos ascendentes (descendentes) ocorrem quando as somas dos termos B e C forem positivas (negativas),

As localidades onde são observados valores negativos de Omega estão suscetíveis à instabilidade atmosférica, à formação de nuvens e consequente precipitação. Valores positivos de omega inibem ou, ao menos, enfraquecem o movimento ascendente. Com base no comportamento atmosférico em escala

sinótica é possível inferir condições de instabilidade e estabilidade atmosférica em períodos distintos.

7 INSTRUMENTOS DE APOIO

O *software Grid Analysis and Display System* (GrADS) foi utilizado para a construção de mapas com campos de correlação linear entre a vazão do rio Madeira e a TSM dos oceanos, com análises dos campos atmosféricos, assim como para o cálculo da significância estatística associada aos cálculos do coeficiente de correlação. As médias trimestrais e anuais foram efetuadas com o auxílio da linguagem de programação Fortran 77.

A elaboração do modelo de regressão linear simples e múltipla e dos diagramas de dispersão entre as diversas variáveis utilizadas foi realizada com o auxílio do *Software R - (Project for Statistical Computing)*.

8 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são discutidos os resultados obtidos pelas análises feitas com os conjuntos de dados de TSM para os oceanos Pacífico e Atlântico, dados de vazão do rio Madeira e dados que caracterizam a atmosfera.

Primeiramente são discutidos os resultados obtidos com a análise de correlação linear, com e sem defasagem temporal, entre a vazão do rio Madeira e a TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico. Posteriormente à escolha das áreas oceânicas mais bem correlacionadas com a vazão, são apresentados os resultados de correlação linear entre a vazão mensal e a precipitação e da vazão com os índices climáticos. Com o objetivo de demonstrar a associação entre as anomalias de vazão e TSM observadas e os processos atmosféricos associados são analisados Os padrões espaciais atmosféricos para períodos específicos. Os resultados da elaboração de modelos estatísticos de simulação e previsão da vazão trimestral, construídos com base nas análises diagnósticas previamente elaboradas, são apresentados.

Climatologia da precipitação e da vazão na região do rio Madeira

A climatologia da precipitação calculada com base nos dados adquiridos demonstra que o acumulado máximo mensal concentra-se no trimestre janeiro-fevereiro-março (verão do hemisfério sul) e que os valores médios mensais mínimos ocorrem no trimestre junho-julho-agosto (inverno do hemisfério sul), tal como ilustrado na Figura 23. As características das chuvas de inverno e verão para a região estudada foram discutidas no capítulo 4.

Quanto à climatologia da vazão do rio Madeira, é possível observar que os valores máximos concentram-se nos meses de março e abril (outono do hemisfério sul) e os valores mínimos, no trimestre agosto-setembro-outubro (final do inverno e início da primavera). É possível observar a existência de defasagem temporal de aproximadamente um a dois meses entre os valores máximos e mínimos de precipitação e vazão. Embora a precipitação da região do rio Madeira apresente precipitação média bastante baixa para o mês de julho (58mm), a vazão média observada durante o período seco (agosto-outubro) varia entre 5 mil e 10 mil $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$. Além de receber o escoamento da chuva referente aos meses anteriores, o rio Madeira tem tributários, particularmente em seu alto curso, cujas águas são provenientes dos Andes bolivianos.

Figura 23: Climatologia da (a) precipitação (mm), e (b) vazão (m^3/s), durante os anos de 1968 a 2009.

8.1 Associação linear entre a vazão do rio Madeira e a TSM

Ao relacionarmos a série de vazão mensal do rio Madeira (de janeiro a outubro) com a da TSM_{JAN} (TSM do mês de janeiro) dos oceanos Atlântico e Pacífico, verifica-se que valores absolutos do coeficiente de correlação linear altos e significativos ($r > |\pm 0,3|$) foram encontrados nos dois oceanos considerados, tal como evidenciado na Figura 24 a-j). Além de valores significativos, verifica-se que as áreas oceânicas com valores significativos são extensas, levando à sugestão de que pode haver uma associação física entre a variabilidade da superfície dos oceanos Pacífico e Atlântico e da vazão do rio Madeira. Os mapas de correlação linear entre TSM e vazão mostrados neste estudo (Figura 24 a-j) foram elaborados com base nas séries temporais de TSM com início em janeiro de 1968 e a série temporal de vazão do rio Madeira com início variando entre janeiro de 1968 e outubro de 1968, de forma a propiciar a verificação de correlações distintas entre as variáveis temporalmente defasadas. Testes com o início das séries temporais de TSM para os demais meses do ano (fevereiro a novembro) foram realizados. Contudo, não indicaram padrões espaciais de correlação linear muito distinto dos mostrados aqui. Desta forma, optou-se por mostrar apenas os campos associados à série temporal de TSM com início no mês de janeiro de 1968.

Grandes áreas com valores negativos de correlação são encontradas no Atlântico Norte, entre a Groenlândia e a costa oeste da Noruega, denominada de área AT1, e no Atlântico Tropical, entre o litoral norte/nordeste da América do Sul e a costa oeste do continente africano, denominada de área AT3. Os valores absolutos máximos de correlação linear nestas áreas são altos superiores a 0,6, em especial para o Atlântico Tropical. A área AT1 apresenta valores máximos entre -0,6 e -0,5 e a área AT3, entre -0,7 e -0,6. Os valores de correlação linear mostram-se persistentes mesmo quando é considerada defasagem temporal de até nove meses entre a vazão e a TSM_{jan} .

A área AT2 localizada na costa leste dos Estados Unidos apresenta valores positivos de correlação linear com a vazão do rio Madeira, com valores mais intensos, superiores a 0,3 para defasagem temporal entre 4 (vazão de maio) e 9 (vazão de outubro) meses.

No setor oeste do Oceano Pacífico, as áreas PA1, observa-se que a TSM tropical, entre 220°O e 180°O, apresenta com valores negativos de correlação, para

todos os intervalos temporais considerados (Figura 24 b-j). Em geral, os valores absolutos de correlação linear são maiores que 0,4, chegando a serem superiores a 0,5 em áreas relativamente extensas. Para intervalos temporais de até 4 meses, observam-se valores de correlação superiores a 0,6 no setor oeste do Pacífico Tropical norte e sul. A área definida por correlações negativas significativas (valor absoluto superior a 0,5) no setor oeste do Pacífico Sul, denominada de PA3, apresenta uma extensão maior quando se considera a correlação entre a vazão e a TSM para intervalos temporais superiores a 4 meses.

Toda a área no setor centro e leste do Pacífico Tropical apresenta valores positivos de correlação entre a vazão do rio Madeira e a TSM, contudo, grande parte dela está associada a valores não significativos, inferiores a 0,2.

O padrão exibido pela bacia do Pacífico é similar ao padrão tipo ferradura (horseshoe) exibido em trabalhos como os de Schneider e Cornuelle (2005) e Zang e Delworth (2007), e é semelhante a padrão espacial do primeiro modo apresentado pela aplicação da análise de componentes principais aos dados de TSM do Pacífico. Este padrão, devido às oscilações de larga escala, está associado à Oscilação Decadal do Pacífico.

A área PA2, localizada na costa oeste da América do Sul, entre o Chile e o Peru, apresenta correlações positivas com a vazão, com valores máximos entre 0,3 e 0,4,. Os valores de correlação linear na área PA2 intensificam-se conforme a defasagem temporal aumenta entre a TSM_{jan} e a vazão, alcançando valores máximos de 0,4 a 0,5 para defasagens superiores a quatro meses.

Importante ressaltar que a área PA2 localiza-se próxima às áreas utilizadas para o monitoramento do início e fim dos episódios ENOS, desta forma, sugere-se que anomalias positivas e negativas de TSM nesta localidade observadas concomitantemente aos eventos de EN e LN podem contribuir para o aumento e a diminuição da precipitação e, conseqüentemente, da vazão na região do rio Madeira.

Figura 24: Padrão oceânico de correlação linear entre a série temporal de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico iniciada em janeiro de 1968 e a vazão mensal do rio Madeira iniciada (a) sem (lag 0) e (b-j) com defasagem temporal (lags de 1 a 9 meses). A defasagem temporal caracteriza-se pelo deslocamento da vazão à frente da TSM. A significância estatística na região dos valores coloridos de correlação é de 95%. Os retângulos pretos indicam as áreas que serão utilizadas na construção do modelo estocástico.

O aumento da defasagem temporal entre a vazão do rio Madeira e a TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico indica que a vazão observada entre os meses de junho e outubro apresenta maior correlação com a TSM de janeiro, o que pode ser visto na Figura 25 a-b. Os valores absolutos de correlação linear para as áreas oceânicas selecionadas no Pacífico (PA1, PA2 e PA3) variam entre 0,3 e 0,6, em média.

Para o Atlântico, a TSM média das áreas AT1 e AT3 apresentam correlação negativa muito semelhante para todas as defasagens temporais consideradas, com valores entre -0,6 e -0,5. Os valores do coeficiente de correlação entre a TSM média da área do Atlântico Norte subtropical (AT2) e a vazão do rio Madeira variam entre 0,3 e 0,4 para uma defasagem temporal entre 5 e 9 meses (Figura 25 b).

Figura 25: Coeficiente de correlação linear entre a TSM das áreas do (a) Oceano Pacífico e (b) Atlântico e a vazão mensal do rio Madeira, com início da série de TSM em janeiro de 1968 e defasagem temporal de 0 a 9 meses entre as duas séries.

Vazão fluvial do rio Madeira e índices climáticos

Nesta seção, serão analisados as correlações das séries temporais anuais do rio Madeira e dos índices climáticos utilizados neste estudo. É importante ressaltar que a vazão, apresentou três sub-períodos bastante distintos quanto aos valores de anomalia, com alternância de valores negativos, no primeiro sub-período, positivo no segundo, e novamente negativo no terceiro, conforme ilustra a Figura 26 a-b. Os três sub-períodos foram utilizados nas análises dos índices climáticos, do padrão atmosférico e da TSM, discutidos adiante.

a

b

Figura 26: Variabilidade interanual da vazão e os respectivos sub-períodos apresentados, suavizados com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos.

Associação entre os valores anuais de precipitação e vazão do rio Madeira

A utilização da variável vazão para identificar associações climáticas com a variabilidade oceânica requer a verificação de semelhança entre os dados de precipitação e vazão. Na escala anual, a correlação linear entre as séries temporais dos valores de vazão do rio Madeira e da precipitação regional (média para a área definida por 66° O e 60° O e entre 10° S e 4,5° S), entre 1968 e 2009, ambas suavizadas com média móvel de seis anos, é igual a 0,68. As séries temporais para os valores anuais de vazão do rio Madeira e precipitação estão ilustradas na Figura 27. É possível observar que a série temporal da vazão, quando suavizada com média móvel seis e doze anos (Figura 26 a-b), exhibe três sub-períodos distintos caracterizados pela alternância e prevalência de anomalias negativas, positivas e negativas. Os sub-períodos foram definidos pelos intervalos temporais entre 1968 e 1974, entre 1975 e 1996 e entre 1997 e 2009 para uma suavização de 6 anos e entre 1968 e 1976, entre 1977 e 1998, entre 1999 e 2009, para uma suavização de doze anos. Verifica-se adicionalmente que a precipitação regional segue um padrão parecido de oscilação temporal com o da vazão.

O comportamento temporal das séries avaliadas nesta seção demonstra uma possível associação entre as variáveis precipitação e vazão e a ODP, que apresenta periodicidade média na escala de 20 anos. Tal aspecto será abordado posteriormente.

Figura 27: Séries temporais da precipitação (curva azul), e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a precipitação e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente à precipitação.

Associação entre a vazão do rio Madeira e os valores anuais de TSM no Oceano Pacífico: Áreas PA1, PA2, PA3 e Vazão.

Na análise da série temporal das áreas do oceano Pacífico, suavizadas com média móvel 6 (Figura 28 a), é possível observar que entre os anos de 1968 a 2009, as áreas PA1 e PA3, exibiram valores absolutos de correlação negativos com a vazão do rio Madeira ($r > 0,93$ e $r > 0,79$, respectivamente) e que a área PA2 apresentou valores absolutos de correlação positivos ($r > 0,72$) além de apresentar variabilidade temporal semelhante à da vazão.

Dentro do primeiro sub-período da vazão, caracterizado por valores de anomalia negativa para a vazão, as áreas PA1 e PA3 do Pacífico apresentaram valores de anomalia positiva e a área PA2, anomalias positivas sendo que para as áreas PA3 e PA2 os valores positivos (negativos) permaneceram até 1977.

O segundo sub-período da vazão, compreendido entre os anos de 1975 a 1996, caracterizado por anomalias positivas de vazão, temos a área PA1 apresentando anomalias negativas de TSM para todo o sub-período, a área PA3, com anomalias negativas de TSM a partir de 1977 permanecendo desta forma até o ano 1997; e a área PA2 com anomalias positivas de TSM entre os anos de 1977 a 2000 (Figura 28 a).

O terceiro sub-período compreendido pelos anos de 1997 a 2009, caracterizado por anomalias negativas de vazão, observa-se um cenário muito próximo ao esboçado pelo primeiro sub-período, tendo iniciado nas áreas PA1 e PA3 a instalação de anomalias positivas de TSM e a partir do ano 2000, e de anomalias negativas de TSM na área PA2 (Figura 28 a).

Na série temporal suavizada com média móvel 12 (Figura 28 b), fica bastante nítido nos três sub-períodos apresentados pela série temporal da vazão (1968 a 1976, 1977 a 1998 e 1999 a 2009) a associação desta com as áreas PA1, PA2 e PA3; verifica-se que a mudança no sinal da anomalia de TSM das áreas, coincide com a mudança no sinal da anomalia da vazão e da precipitação.

Para a vazão e as áreas do oceano Pacífico PA1, PA2 e PA3, assim como observado com a variável precipitação, observa-se uma possível associação entre as variáveis e a ODP devido ao padrão estabelecido pelas variáveis, com mudanças no sinal das anomalias de TSM em um intervalo de aproximadamente 20 anos (Figura 28 b).

Figura 28: Séries temporais média anual da anomalia de TSM nas áreas PA1 (curva vermelha), PA2 (curva azul) e PA3 (curva verde), localizadas no Oceano Pacífico e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a média da TSM nas áreas oceânicas especificadas e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente a cada área.

A dispersão entre os dados anuais de vazão e TSM nas áreas PA1 PA2 e PA3 do Pacífico, observadas nas Figuras 29 a-b, apresentam correlações altas entre as variáveis.

Figura 29: Diagramas de dispersão entre a vazão anual do rio Madeira e a TSM média nas áreas PA1, PA2 e PA3, suavizadas com média móvel (a) 6 e (b) 12 anos.

Associação entre a vazão anual do rio Madeira, IOS e o MEI

A análise dos dados anuais de vazão, do IOS e MEI permitem concluir que há boa correlação linear entre as séries temporais (0,52 e 0,60 para dados de IOS e MEI, respectivamente, suavizados com janela de seis anos). A alta correlação linear pode ser notada ainda pela distribuição temporal dos dados ao longo do período analisado, tal como mostrado na Figura 30 a-b. Como os valores negativos de IOS estão associados à existência de anomalias positivas de TSM no Pacífico Equatorial centro-leste, o sinal da correlação entre a vazão do rio Madeira e o IOS é negativo. Isto indica que eventos quentes (frios) do Pacífico Equatorial estariam associados a anomalias positivas de vazão na região do rio Madeira.

Figura 30: Séries temporais dos valores anuais da anomalia da vazão do rio Madeira (barras), do IOS (curva vermelha) e MEI (curva verde), suavizadas com média móvel de seis e doze anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre o IOS, MEI e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente a cada um dos índices.

Associação entre a vazão do rio Madeira e a ODP

Em geral, pode-se dizer que a vazão anual do rio Madeira acompanha as oscilações temporais da ODP, tal como evidenciado pelas séries temporais mostradas na Figura 31 a-b. Anomalias negativas (positivas) da vazão anual estão associadas a anomalias negativas (positivas) da ODP, indicando a possibilidade da ODP exercer influência sobre a variabilidade da vazão do rio Madeira. Para os dados suavizados com janela de seis anos, observa-se uma correlação linear igual a 0,69 entre as duas variáveis associadas (Figura 31 a).

Figura 31: Séries temporais da ODP (curva vermelha), e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a ODP e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente à ODP.

O diagrama de dispersão entre a vazão do rio Madeira os índices do Pacífico, (Figura 32 a-b), indicam que a ODP é a que apresenta o melhor ajuste linear entre as variáveis oceânicas do Pacífico.

Figura 32: Diagramas de dispersão entre a vazão anual do rio Madeira e os índices IOS (SOI), PDO e MEI, suavizadas com média móvel (a) seis e (b) doze anos.

Associação entre a vazão anual do rio Madeira e a TSM das regiões de *Niño*

A anomalia de TSM anual das regiões de *Niño* 1+2 e 3 apresenta correlação linear positiva com a vazão do rio Madeira, com valores de 0,44 e 0,42, respectivamente. A TSM das áreas *Niño*3.4 e *Niño*4 apresentam valores baixos de correlação linear com a vazão do rio Madeira, 0,18 e -0,09, respectivamente. A evolução anual da vazão do rio Madeira e da TSM nas regiões de *Niño* está ilustrada na Figura 33 a-b.

O aumento da vazão do rio Madeira e da precipitação nesta localidade, observado durante os eventos de aquecimento anômalo do Pacífico Equatorial centro-leste, aparentemente está mais associado ao padrão de precipitação observado no centro-sul do Brasil para anos de EN, tal como ilustrado pelas Figuras 7 a-i (Silva, 2008). Desta forma, esta região não apresenta o mesmo padrão de anomalias de precipitação que o observado para o norte da América do Sul. Em geral, a região norte da América do Sul apresenta correlação linear negativa com o as águas do Pacífico Equatorial centro-leste devido à intensificação do ramo descendente da célula de Walker sobre a região.

A TSM das áreas de *Niño*3.4 e *Niño*4 correlacionam-se bem e positivamente com a vazão do rio Madeira nos dois períodos de anomalias positivas da vazão, de 1980 a 1987 e de 1990 a 1996. No início e final do período analisado, de 1968 a 1980 e de 1996 a 2009, a TSM das áreas de *Niño*3.4 e *Niño*4 não se correlacionam bem com a vazão. Este fato indica que o Pacífico Equatorial centro-leste contribui para determinar parte da variabilidade da vazão do rio Madeira e não sua totalidade.

Os resultados do trabalho de Coelho et al. (2002) corroboram com o encontrado no presente estudo. Estes autores demonstraram que a TSM da área circunscrita pelos meridianos 100°O e 150°O, e, pelos paralelos (5°S e 5°N), correspondentes à região de *Niño* 3, exerce forte influência sobre a precipitação da América do Sul durante eventos de EN e que, durante eventos de LN, a TSM da região central do Pacífico, aproximadamente em 180°O, correspondente à região de *Niño* 4, mostrou ser a que mais exerce influência sobre a precipitação da América do Sul.

Figura 33: Séries temporais dos valores anuais da vazão do rio Madeira (barras), da região de *Niño*1+2 (curva vermelha), *Niño*3 (curva azul), *Niño*3.4 (curva amarela), *Niño*4 (curva verde), suavizadas com média móvel de seis e doze anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre as regiões de *Niño* e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente a cada uma das regiões.

O diagrama de dispersão entre a vazão do rio Madeira e a TSM das regiões de *Niño*, (Figura 34 b), indica que a região de *Niño* 3 é a que apresenta o melhor ajuste linear entre as variáveis oceânicas do Pacífico e a vazão.

Figura 34: Diagramas de dispersão entre a vazão anual do rio Madeira e a TSM das regiões de *Niño*, suavizadas com média móvel (a) seis e (b) doze anos.

Associação entre a vazão do rio Madeira e os valores anuais de TSM no Oceano Atlântico: Áreas AT1, AT2 e AT3.

A TSM média das áreas AT1 e AT3 no Oceano Atlântico Norte, tropical e extremo norte, respectivamente, apresenta altos valores de correlação linear negativa com a vazão do rio Madeira (-0,80 e -0,78, respectivamente). A TSM média da área AT2, Atlântico Norte subtropical, apresenta correlação linear também alta, porém positiva (0,67). Os valores de correlação calculados para estas áreas do Atlântico foram suavizados com média móvel com janela de seis anos (Figura 35 a).

De forma geral, a TSM média da área AT1, Atlântico Norte tropical, apresenta correlação negativa com a vazão anual do rio Madeira. Isso indica que, de forma geral, em situações de anomalias positivas de TSM nestas áreas do Atlântico Norte seriam observadas anomalias negativas da vazão do rio Madeira. Por outro lado, anomalias positivas da vazão do rio Madeira seriam observadas quando as anomalias de TSM no Atlântico Tropical fossem negativas. Nesta última situação, os ventos alísios estariam mais intensos, levando mais ar úmido para dentro do continente sulamericano. A posição meridional da ZCIT de acordo com o aquecimento do setor tropical do Atlântico também está associada à observação de anomalias positivas e negativas da vazão no rio Madeira. Anomalias positivas no Atlântico Norte (Sul) tropical faria com que a ZCIT se deslocasse mais para o norte (sul) de sua posição climatológica.

Anomalias da TSM no Atlântico Norte tropical (AT3) parecem estar associadas a anomalias de TSM com o mesmo sinal no setor norte do Atlântico Norte (área AT1), conforme observado nos campos da Figura 24 a-j. A TSM média da área AT2, Atlântico subtropical, apresenta correlações positivas com a vazão do rio Madeira, porém, com valores inferiores aos apresentados pela TSM das áreas AT1 e AT3. A série temporal da TSM na área AT1 (Figura 35 a) apresenta comportamento similar à série temporal da TSM na área PA1 do Pacífico (Figura 28 a). Apesar de serem áreas de bacias distintas, apresentam associação linear forte ($r = 0,78$). Durante o primeiro sub-período da série temporal analisada, de 1968 a 1973, a vazão do rio Madeira apresentou anomalias negativas enquanto que a TSM da área AT1 apresentou anomalias positivas. A partir de meados da década de 70 até meados da década de 90, as anomalias da TSM em AT1 passaram a apresentar

signal negativo enquanto que as anomalias da vazão foram primordialmente positivas. Do ano 2000 até o final da série temporal, as anomalias de TSM em AT1 são positivas e as da vazão, negativas (Figura 35 a).

A análise dos dados suavizados com janela de 12 anos, conforme apresentado na Figura 35 b, indica de forma mais nítida a mudança de sinal das anomalias de TSM nas áreas AT1 e AT3 em associação ao sinal das anomalias da vazão do rio Madeira.

Figura 35: Séries temporais da TSM anual média nas áreas AT1 (curva vermelha), AT2 (curva azul) e AT3 (curva verde), localizadas no Oceano Pacífico e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a média da TSM nas áreas oceânicas especificadas e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente a cada área.

Os diagramas de dispersão mostrados na Figura 36 evidenciam a maior linearidade entre a vazão anual do rio Madeira e a TSM das áreas AT1 e AT3 se comparada à linearidade relativa à TSM da área AT2. Por outro lado, verifica-se que as observações de TSM nas áreas AT1 e AT2 apresentam forte dispersão entre si enquanto que a TSM nas áreas AT2 e AT3, uma linearidade mais acentuada. Os resultados apresentados na Figura 36 a-b foram obtidos com a suavização dos dados com média móvel de seis e doze anos.

Figura 36: Diagramas de dispersão entre a vazão anual do rio Madeira e a TSM média nas áreas AT1, AT2 e AT3, suavizadas com média móvel (a) 6 e (b) 12 anos.

Vazão anual do rio Madeira e os índices ATN, ATS e OAN

Os índices ATN e ATS, que representam as anomalias de TSM em áreas específicas do Atlântico Tropical Norte e Sul, não mostram melhores valores de correlação linear com a vazão do rio Madeira em relação às anomalias de TSM das áreas oceânicas AT1, AT2 e AT3, consideradas na seção 11.2. Em particular, o índice ATS exprime valores baixos de correlação linear, em torno de 0,22, para séries temporais suavizadas com janela de seis anos. A evolução temporal dos índices climáticos do Atlântico Tropical e da vazão anual está indicada na Figura 37. Estes aspectos podem ser também vistos nos diagramas de dispersão mostrados na Figura 39.

Figura 37: Séries temporais dos índices ATN (curva vermelha) e ATS (curva amarela) e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a média da TSM nas áreas oceânicas especificadas e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente a cada um dos índices.

O índice da Oscilação do Atlântico Norte, OAN, apresenta boa correlação linear positiva com a vazão anual, 0,74, para a série temporal suavizada com média móvel de seis anos, tal como apresentado na Figura 38. A fase positiva (negativa) da OAN, caracterizada pelo sub-período de 1975 a 1995, está associada a anomalias negativas (positivas) de TSM no norte Atlântico Norte e Atlântico Norte Tropical, que intensificariam (enfraqueceriam) o sistema de alta pressão subtropical dos Açores, no Atlântico subtropical, associando-se a ventos alísios de nordeste mais (menos) intensos e ao deslocamento da ZCIT mais para sul (norte) de sua posição climatológica. Esta situação estaria associada à advecção de umidade mais (menos) intensa na direção da América do Sul, propiciando anomalias positivas (negativas) de precipitação e vazão no interior continente.

Figura 38: Séries temporais da OAN (curva vermelha), e da vazão do rio Madeira (barras), suavizadas com média móvel com janela de (a) 6 e (b) 12 anos. O valor do coeficiente de correlação linear entre a OAN e a vazão anual do rio Madeira está indicado ao lado da legenda de cor referente à OAN.

Ao observarmos a dispersão apresentada pelas variáveis vazão e índices do Atlântico, verifica-se que em ambas as análises (Figura 39 a-b) os índices OAN (NAO) e TNA, localizados na primeira coluna, quadros 2 e 3, são as variáveis independentes que mais se associaram à variável dependente vazão, já que estas variáveis apresentaram suas retas de regressão (verde), melhores ajustadas.

Figura 39: Diagramas de dispersão entre a vazão anual do rio Madeira e os índices OAN (NAO), TNA, TSA, suavizados com média móvel (a) 6 e (b) 12 anos.

Na Tabela 4, é possível observar o quadro resumo das correlações entre a vazão do rio Madeira, os índices utilizados e a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico.

Tabela 4: Quadro resumo com as correlações entre a vazão, os índices climáticos e a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico utilizados no estudo, suavizadas com média móvel 6 e 12 anos.

Índices	Valores do coeficiente de Correlação (r)	
	Vazão 6	Vazão 12
PA1	-0,93	-0,97
PA2	0,72	0,91
PA3	-0,79	-0,93
ODP	0,69	0,88
NIÑO 1+2	0,44	0,64
NIÑO 3	0,42	0,73
NIÑO 3.4	0,18	0,58
NIÑO 4	-0,09	0,23
IOS	-0,51	-0,84
MEI	0,60	0,86
AT1	-0,80	-0,90
AT2	0,59	0,67
AT3	-0,78	-0,86
OAN	0,74	0,85
ATN	-0,77	-0,82
ATS	-0,22	-0,62

8.2 Análise dos padrões atmosféricos e oceânicos

Mapas dos campos atmosféricos referentes a períodos específicos da série temporal estudada foram elaborados com o objetivo de se avaliar a situação climática predominante e sugerir a influência das anomalias oceânicas no clima continental. As variáveis atmosféricas analisadas foram: divergência e vorticidade do vento em 200 e 850 hPa, velocidade vertical (ω) em 500 e 850 hPa. Mapas da anomalia média da TSM para os mesmos períodos também foram elaborados. As análises atmosféricas ativeram-se sempre à estação chuvosa da região do rio Madeira, de dezembro a março. Os sub-períodos considerados foram definidos pelo sinal da anomalia da vazão observada, tal como indicado na Figura 26 a-b.

Esta análise qualitativa possibilita a verificação de possíveis associações entre o escoamento atmosférico de níveis superiores, médios e inferiores às anomalias positivas e negativas da precipitação e da vazão do rio Madeira ocorridas ao longo da série temporal analisada. A análise atmosférica terá seu foco particularmente sobre a região de estudo, que inclui a Bolívia e a parte sul da região Norte do Brasil. A região da Bolívia é considerada uma vez que o rio Madeira percorre este território (Figura 17). O escoamento atmosférico no litoral norte do Brasil também é considerado.

Para o primeiro sub-período, caracterizado por anomalias negativas de vazão e precipitação, é possível observar que a TSM no Atlântico Tropical Norte (área AT3) esteve dentro da climatologia (Figura 40 a), concomitantemente à ocorrência de ventos alísios de nordeste mais fracos entre as latitudes de 30°N a 40°N (Figura 40 b). Apesar do Atlântico Norte Tropical não mostrar anomalias positivas de TSM, o que estaria associada a anomalias negativas de precipitação e vazão para a região do rio Madeira, de acordo com a análise linear aplicada neste estudo, o Oceano Pacífico apresentou durante todo o primeiro sub-período, 1968 a 1976, anomalias negativas nos setores centro-leste da bacia (Figura 40 b). Ao observarmos a Tabela 6, é possível verificar que em cinco, das oito estações chuvosas analisadas, condições de TSM mais frias nesta localidade predominaram em boa parte do sub-período. As TSMs do setor oeste (áreas PA1 e PA3) ficaram dentro da climatologia.

Durante os anos de 1968 a 1970 observa-se anomalias do movimento vertical ascendente no sentido de enfraquecê-lo, tanto em 500 hPa como em 850 hPa, tal como ilustrado nas Figuras 41 a-b. As anomalias positivas de Omega em 500 hPa ocupam quase todo o território brasileiro neste período (Figura 41 a). Anomalias positivas de Omega foram bastante frequentes (6 anos em 9) sobre a região de estudo, tanto em altos quanto em baixos níveis da atmosfera, tal como apresentado na tabela 5. Esta característica favorece a intensificação de movimentos descendentes ou o enfraquecimento de movimentos ascendentes sobre a região estudada

Os campos médios de anomalia de divergência e da divergência média em altos e em baixos níveis da atmosfera (Figura 42 a-b e Figura 43 a-b), para o período de 1968 a 1970, indicam anomalias negativas em altos níveis de forma a enfraquecer o movimento ascendente médio, associado a valores médios positivos em baixos níveis. O comportamento tanto em altos quanto em baixos níveis contribuem para a observação de anomalias negativas de precipitação e vazão neste período. Além disso, boa parte deste sub-período (7 anos em 9) esteve sob a influência de anomalias negativas de divergência em altos níveis (Tabela 5).

Os campos de anomalia de vorticidade relativa em altos níveis (Figura 44 a), mostram o enfraquecimento dos valores médios positivos, contribuindo também para o enfraquecimento de sistemas convectivos. Em baixos níveis, (Figura 44 b), a anomalia de vorticidade relativa média é levemente positiva neste período, indicando um ambiente desfavorável à formação de convecção.

Figura 40: Anomalia média de (a) TSM e (b) componente zonal do vento, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968-1976, referentes ao primeiro sub-período.

Figura 41: Anomalia média de Omega em (a) 500 mb e (b) 850 mb para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968 a 1970, referentes ao primeiro sub-período, 1968-1976.

Figura 42: Anomalia média de divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968 a 1970, referentes ao primeiro sub-período de 1968 a 1976.

Figura 43: Média dos valores de Divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968 a 1970, referentes ao primeiro sub-período de 1968-1976.

Figura 44: Anomalia média de Vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968 a 1970, referentes ao primeiro sub-período de 1968-1976.

Figura 45: Média dos valores de vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos para os meses chuvosos (novembro a março) de 1968 a 1970, referentes ao primeiro sub-período de 1968-1976.

Tabela 5: Sinal das anomalias dos campos atmosféricos de velocidade vertical (Omega em 500 e 850 hPa), divergência (200 e 850 hPa) e vorticidade relativa (200 e 850 hPa), para os meses chuvosos (novembro a março) do primeiro sub-período, 1968 a 1976. O valor positivo da anomalia de cada variável está indicado pela cor vermelha e o valor negativo, por azul.

1º Sub-período						
Anos	Omega		Divergência		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	200 hPa	850 hPa	200 hPa	850 hPa
1968	Positivo	Negativo	Negativo	Positivo	Negativo	Negativo
1969	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo	Positivo
1970	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo
1971	Positivo	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo
1972	Negativo	Positivo	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo
1973	Positivo	Positivo	Positivo	Negativo	Negativo	Negativo
1974	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo	Positivo	Negativo
1975	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Positivo
1976	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo	Negativo
Legenda	Positivo				Negativo	

Tabela 6: Sinal das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico para os meses chuvosos (novembro a março) do primeiro sub-período, 1968 a 1976. O valor positivo da anomalia de cada variável está indicado pela cor vermelha e o valor negativo, por azul.

1º Sub-período						
Anos	AT1	AT2	AT3	PA1	PA2	PA3
1968	Negativo	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo
1969	Negativo	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo
1970	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo
1971	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo
1972	Positivo	Negativo	Negativo	Negativo	Positivo	Negativo
1973	Negativo	Positivo	Negativo	Negativo	Negativo	Positivo
1974	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo	Positivo
1975	Negativo	Positivo	Negativo	Negativo	Negativo	Negativo
1976	Negativo	Negativo	Negativo	Positivo	Positivo	Positivo
Legenda:	Positivo				Negativo	

Quanto ao segundo sub-período, de 1977 a 1998, caracterizado por anomalias positivas de vazão e precipitação, é possível observar que o Atlântico Tropical Norte exibiu valores de anomalias negativas de TSM (Figura 46 a), concomitantemente à intensificação dos alísios de nordeste (Figura 46 b). O padrão de anomalias de TSM no Pacífico evidencia para o 2º sub-período analisado, a maior frequência de águas mais frias que o normal na região oeste do Pacífico (PA1) e águas mais quentes nos setores central e leste, e próximo à costa do Chile (área PA2). Para o Atlântico, a área AT3 apresentou anomalias negativas em boa parte deste sub-período (15 anos em 22), tal como indicado na Tabela 8, o que pode ter favorecido a intensificação dos ventos alísios associado à intensificação da alta pressão subtropical do Atlântico Norte e ao resfriamento das águas neste setor contribuindo em média, para o aumento da precipitação e vazão no interior do continente.

Em média, as áreas do Pacífico oeste, PA1 e PA3 apresentaram valores negativos de TSM enquanto o centro-leste do Pacífico, valores positivos (Tabela 6). De acordo com as análises lineares realizadas neste estudo e o padrão verificado durante o 2º sub-período, as anomalias de vazão deveriam apresentar anomalias positivas, tal como foi observado. Este segundo sub-período da vazão foi marcado pela prevalência da fase quente da ODP (1977 a meados de 1990) e por três episódios de EN fortes (1982-1983; 1990-1993; 1997-1998), dois moderados (1986-1988; 1994-1995), por um evento de LN forte (1988-1989) e um de LN moderada (1994-1995).

Os campos médios da anomalia da velocidade vertical (Ω) para todo o 2º sub-período indicam que em baixos níveis, os valores ficaram muito próximos da média, enquanto que em 500 hPa foram observadas anomalias positivas de Ω (Figura 47 a), o que induziria ao enfraquecimento do movimento ascendente médio. Verifica-se que o enfraquecimento da velocidade vertical ascendente em 500 hPa foi bem mais homogêneo durante o primeiro sub-período (Figura 41 a-b) do que o observado no segundo sub-período. Ainda pode-se observar o enfraquecimento médio do movimento vertical ascendente em 850 hPa durante o primeiro sub-período, enquanto o segundo sub-período apresenta valores próximos à média climatológica (Figura 47 b). Uma melhor caracterização do campo de Ω

durante este sub-período, pode ser observada nas Figuras 48 a-b relativas à média dos valores de Omega, para o período chuvoso dos anos de 1984 a 1986.

Os campos médios de anomalia de vorticidade em altos e baixos níveis apresentaram valores próximos de zero, indicando que, em média, a vorticidade ficou com valores próximos à climatologia.

O campo médio da anomalia de divergência em altos níveis (Figuras 49 a-b e 50 a-b) apresenta valores positivos, o que favoreceria o desenvolvimento de sistemas convectivos sobre a região do rio Madeira. Em baixos níveis o campo médio de divergência do ar apresenta valores próximos à média climatológica. Assim, o padrão entre a alta e a baixa troposfera contribui para favorecer a ocorrência de instabilidade atmosférica e, consequentemente, de precipitação.

Figura 46: Anomalia média de (a) TSM e (b) componente zonal do vento para os meses chuvosos (novembro a março), referentes ao segundo sub-período, 1977-1998.

Figura 47: Média das anomalias de Omega em (a) 500 mb e (b) 850 mb para os meses chuvosos (novembro a março) de 1984 a 1986, referentes ao segundo sub-período, 1977-1998.

Figura 48: Média dos valores de Omega em (a) 500 mb e (b) 850 mb para os meses chuvosos (novembro a março) de 1984 a 1986, referentes ao segundo sub-período da vazão.

Figura 49: Anomalia média de divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1984 a 1986, referentes ao segundo sub-período, 1977-1998.

Figura 50: Anomalia média de divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1977 a 1998, referentes ao segundo sub-período.

Figura 51: Anomalia média de vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1984 a 1986, referentes ao segundo sub-período da vazão de 1977 a 1998.

Figura 52: Anomalia média de vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1977 a 1998, referentes ao segundo sub-período.

Tabela 7: Sinal das anomalias nos campos atmosféricos de velocidade vertical (Omega 500 e 850 hPa), divergência (200 e 850 hPa) e vorticidade relativa do ar (200 e 850 hPa), para os meses chuvosos (novembro a março) para o período de 1977 a 1998.

2º Sub-período						
Anos	Omega		Divergência		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	200 hPa	850 hPa	200 hPa	850 hPa
1977	Positivo	Negativo	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo
1978	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo
1979	Positivo	Positivo	Positivo	Positivo	Positivo	Positivo
1980	Negativo	Negativo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo
1981	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Positivo
1982	Negativo	Positivo	Negativo	Negativo	Negativo	Positivo
1983	Negativo	Negativo	Positivo	Negativo	Negativo	Negativo
1984	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo
1985	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo
1986	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo
1987	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Positivo	Positivo
1988	Positivo	Positivo	Positivo	Negativo	Negativo	Positivo
1989	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo	Negativo	Positivo
1990	Negativo	Positivo	Positivo	Negativo	Negativo	Positivo
1991	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo	Positivo
1992	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo	Positivo
1993	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo	Positivo
1994	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo	Positivo
1995	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo	Positivo
1996	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo	Positivo
1997	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo	Positivo
1998	Positivo	Positivo	Negativo	Positivo	Negativo	Positivo
Legenda	Positivo			Negativo		

Tabela 8: Sinal das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico para os meses chuvosos (novembro a março) do segundo sub-período, 1977 a 1998. O valor positivo da anomalia de cada variável está indicado pela cor vermelha e o valor negativo, por azul.

2º Sub-período						
Anos	AT1	AT2	AT3	PA1	PA2	PA3
1977						
1978						
1979						
1980						
1981						
1982						
1983						
1984						
1985						
1986						
1987						
1988						
1989						
1990						
1991						
1992						
1993						
1994						
1995						
1996						
1997						
1998						
Legenda:			Positivo			Negativo

O terceiro sub-período, caracterizado por anomalias negativas da vazão e precipitação na região do rio Madeira, apresenta anomalias médias positivas de TSM no Atlântico Tropical Norte (Figura 53 a) e ventos alísios de nordeste mais fracos (Figura 53 b), cenário médio muito próximo ao ocorrido no primeiro sub-período da série temporal analisada. As áreas PA1 e PA3 no Pacífico oeste apresentam anomalias positivas de TSM, o que está associado às anomalias negativas de vazão do rio Madeira, de acordo com a análise linear aplicada. Observa-se que o centro-leste do Pacífico tropical apresenta, em média, anomalias negativas de TSM. Assim, conclui-se que a maior ocorrência de períodos frios no Pacífico centro-leste tropical está associada a anomalias negativas de vazão na região do rio Madeira.

Uma das explicações para a ocorrência de anomalias negativas de vazão e precipitação neste sub-período, foram as TSMs dos oceanos Pacífico e Atlântico terem apresentado, na maior parte do terceiro sub-período, valores de anomalias positivas (Tabela 10). No caso da área AT1, o aquecimento anômalo encontrado nesta localidade pode ter contribuído para o enfraquecimento da alta do Atlântico norte com consequente enfraquecimento dos alísios de nordeste, como pôde ser observado durante todo o terceiro sub-período nas Figuras do Apêndice I ao VII deste trabalho.

Os campos de vorticidade relativa em altos e baixos níveis apresentaram valores muito próximos aos climatológicos. O campo médio de anomalia de Omega em 500 hPa apresenta valores negativos, o que contribuiria para a intensificação do movimento vertical ascendente. Por outro lado, o campo de anomalias de Omega em 850 hPa apresenta valores próximos de zero, indicando que os valores médios foram próximos aos da média climatológica (Figura 54 a-b). Análises mais profundas devem ser realizadas para se identificar exatamente as causas da ocorrência, em média, de anomalias negativas de vazão e precipitação neste terceiro sub-período na região do rio Madeira.

Figura 53: Anomalia média de (a) TSM e (b) componente zonal do vento para os meses chuvosos (novembro a março) de 1999 a 2009, referentes ao terceiro sub-período.

Figura 54: Anomalia média de Omega em (a) 500 mb e (b) 850 mb para os meses chuvosos (novembro a março) de 2003 a 2005, referentes ao terceiro sub-período, 1999-2009.

Figura 55: Anomalia média de divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1999 a 2001, referentes ao terceiro sub-período 1999 a 2009.

Figura 56: Média dos valores de Divergência em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março), de 1999 a 2001, referentes ao terceiro sub-período de 1999 a 2009.

Figura 57: Média das anomalias de Vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1999 a 2009, referentes ao terceiro sub-período.

Figura 58: Média dos valores de vorticidade em (a) altos (0.2101) e (b) baixos (0.995) níveis atmosféricos, para os meses chuvosos (novembro a março) de 1999 a 2009, referentes ao terceiro sub-período de 1999 a 2009.

Tabela 9: Sinal das anomalias nos campos atmosféricos de velocidade vertical (Omega 500 e 850 hPa), divergência (200 e 850 mb) e vorticidade (200 e 850 mb), para os meses chuvosos (novembro a março) para o terceiro sub-período da vazão.

3º sub-período						
Anos	Omega		Divergência		Vorticidade	
	500 hPa	850 hPa	200 hPa	850 hPa	200 hPa	850 hPa
1999						
2000						
2001						
2002						
2003						
2004						
2005						
2006						
2007						
2008						
2009						
Legenda						

Tabela 10: Sinal das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico para os meses chuvosos (novembro a março) do segundo sub-período, 1999 a 2009. O valor positivo da anomalia de cada variável está indicado pela cor vermelha e o valor negativo, por azul.

3º sub-período						
Anos	AT1	AT2	AT3	PA1	PA2	PA3
1999						
2000						
2001						
2002						
2003						
2004						
2005						
2006						
2007						
2008						
2009						
Legenda:						

8.3 Modelo estocástico de simulação para a vazão anual do rio Madeira

Todos os modelos de simulação foram elaborados para o período de 1968 a 2009. Os modelos A1 a A6 e B1 a B4 foram elaborados sem defasagem temporal entre a vazão e as variáveis independentes, apenas o modelo de previsão foi construído com defasagem temporal de um trimestre. Os modelos construídos e as variáveis independentes utilizadas estão listados na Tabela 11.

Tabela 11: Modelos de regressão linear múltipla elaborados para a simulação da vazão anual do rio Madeira durante o período de 1968 a 2009, considerando-se a influência de variáveis oceânicas do Pacífico e Atlântico. Todas as variáveis usadas na elaboração dos modelos foram normalizadas por seu desvio padrão e suavizadas por média móvel com janela de 12 tempos.

Modelos	Variáveis independentes	R ²
A1	Precipitação, PA1, PA2, PA3, ODP, MEI, IOS, <i>Niño</i> 1+2, <i>Niño</i> 3, <i>Niño</i> 3.4, e <i>Niño</i> 4	0,97
A2	PA1, PA2, PA3, ODP, MEI, IOS <i>Niño</i> 1+2, <i>Niño</i> 3, <i>Niño</i> 3.4, e <i>Niño</i> 4	0,97
A3	Precipitação, AT1, AT2, AT3, OAN, TNA e TSA	0,90
A4	AT1, AT2, AT3, OAN, TNA e TSA	0,89
A5	Precipitação PA1, PA2, PA3, AT1, AT2, AT3, OAN, TNA, TSA, ODP, MEI, IOS, <i>Niño</i> 1+2, <i>Niño</i> 3, <i>Niño</i> 3.4 e <i>Niño</i> 4	0,99
A6	PA1, PA2, PA3, AT1, AT2, AT3, OAN, TNA, TSA, ODP, MEI, IOS, <i>Niño</i> 1+2, <i>Niño</i> 3, <i>Niño</i> 3.4 e <i>Niño</i> 4	0,99

Os resultados encontrados para o modelo de simulação A1 mostram um ajuste linear com R^2 igual a aproximadamente 0,97, ou seja, as variáveis independentes escolhidas no processo de elaboração do modelo explicam 97% da variância média da vazão anual, tal como indicado na Figura 59.

Figura 59: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A1, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.

O modelo A2, elaborado com as mesmas variáveis independentes que o modelo A1, porém sem a precipitação, apresenta ajuste com R^2 igual a aproximadamente 0,97. Os coeficientes de determinação para os modelos A1 e A2 são iguais. Isto indica que as variáveis independentes relativas ao comportamento do oceano Pacífico contribuem para a variabilidade da vazão do rio Madeira. As variáveis que apresentaram maior linearidade com a vazão foram a TSM da área PA1, o IOS e a ODP (Figura 60).

Figura 60: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A2, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.

O modelo A3, elaborado com as variáveis do Oceano Atlântico, o índice de Oscilação do Atlântico Norte e a precipitação da região do rio Madeira, apresenta ajuste linear com R^2 igual a aproximadamente 0,89, tal como indicado na Figura 61. As variáveis independentes que apresentaram os menores erros associados a um ajuste estatístico linear com a vazão foram a TSM da área AT1 e a TSM do Atlântico Sul (TSA).

Figura 61: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A3, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.

O modelo A4, elaborado com as variáveis do Oceano Atlântico, os índices OAN, ATN e ATS, apresenta ajuste linear com R^2 igual a aproximadamente 0,89, tal como indicado na Figura 62. Se comparado ao modelo anterior, a retirada da variável precipitação pouco alterou o valor de R^2 sugerindo que as variáveis independentes relativas a ambos os oceanos são capazes de exercer influência sobre a vazão. As variáveis independentes que apresentaram os menores erros associados a um ajuste estatístico linear com a vazão foram a TSM da área AT1 e a TSM do Atlântico Sul (TSA).

Figura 62: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A4, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.

O modelo de simulação da vazão A5, construído com todas as variáveis dos oceanos Pacífico e Atlântico juntamente com a precipitação da região do rio Madeira, apresenta um ajuste linear R^2 de aproximadamente 0,99, tal como indicado na Figura 63, ou seja, as variáveis independentes escolhidas no processo de elaboração do modelo explicam 99% da variância média da vazão anual.

Figura 63: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A5, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.

Para o modelo A6, elaborado com todas as variáveis de ambos os oceanos apresenta um ajuste linear de 0,99, tal como indicado na Figura 64. Se comparado ao modelo anterior, a retirada da variável precipitação pouco alterou o valor de R^2 sugerindo que as variáveis independentes relativas a ambos os oceanos são capazes de exercer influência sobre a vazão.

Figura 64: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo A6, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado às variáveis independentes na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.

As variáveis independentes que apresentaram os maiores valores de correlação com a vazão do rio Madeira, foram escolhidas para serem simuladas e inseridas paulatinamente em relação ao modelo B1, conforme pode ser observada na Tabela 12.

Tabela 12: Modelos de regressão linear elaborados para a simulação da vazão anual do rio Madeira durante o período de 1968 a 2009, considerando-se a influência de variáveis oceânicas do Pacífico e Atlântico inseridas paulatinamente em relação ao modelo B1. Todas as variáveis usadas na elaboração dos modelos foram normalizadas por seu desvio padrão e suavizadas por média móvel com janela de 12 tempos.

Modelos	Variáveis independentes	R ²
B1	PA1	0,94
B2	PA1 AT3	0,95
B3	PA1 AT3 IOS	0,953
B4	PA1 AT3 IOS NIÑO1+2	0,955
Previsão	PA1 e AT3	0,79

A simulação da vazão anual determinada somente pela TSM da área PA1, setor oeste do oceano Pacífico, como variável independente (modelo B1), provê um ajuste linear com $R^2 = 0,94$. Ou seja, em média, 94% da variabilidade da vazão anual suavizada é estatisticamente atribuída à variabilidade da TSM nesta área. Além do alto valor do R^2 , esta variável apresenta alta significância estatística, 99,99%, na elaboração do modelo linear.

Os valores observados e simulados pelo modelo B1, Figura 65, ilustram a alta linearidade existente entre a vazão anual e a TSM da área PA1, assim como os diagramas de dispersão apresentados na Figura 65.

Figura 65: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo B1, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado à variável independente na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.

A inclusão da TSM na área AT3, região tropical do Atlântico Norte, pouco acrescenta ao ajuste linear obtido em B1. O modelo B2, elaborado com a TSM em PA1 e em AT3 apresenta R^2 igual a 95%. OS valores observados e simulados pelo modelo B2 estão ilustrados na Figura 66. O fato da TSM da área AT3 não aumentar muito o coeficiente de determinação não significa que esta variável não seja fisicamente importante para a variabilidade da vazão do rio Madeira. Poder-se-ia, como exercício, iniciar a construção do modelo com a TSM em AT3 e observar o que ocorreria com o ajuste do modelo após a inclusão da TSM em PA1. A inclusão do IOS como variável independente no modelo linear B3 também pouco acrescenta ao ajuste linear, o R^2 passa a ser igual a 95,3%. Os dados de vazão anual simulados pelo modelo B3 estão ilustrados na Figura 67. Com a inclusão da TSM na região do *Nino1+2*, o ajuste linear passa a apresentar R^2 igual a 95,5% (Figura 68).

Figura 66: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) pelo modelo B2, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado à variável independente na construção do modelo linear, além do valor do R^2 ajustado.

Figura 67: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) com o modelo B3, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado à variável independente na construção do modelo linear, além do valor do R² ajustado.

Figura 68: Vazão anual observada (curva preta) e simulada (curva vermelha tracejada) com o modelo B4, para o período de 1968 a 2009. As informações ao lado direito do gráfico indicam o coeficiente angular associado à variável independente na construção do modelo linear, além do valor do R² ajustado.

Previsão e verificação do modelo estocástico para a vazão trimestral do rio Madeira

O modelo estatístico usado para a verificação foi o elaborado a partir das variáveis PA1 e AT3, que representam a TSM média da área do setor oeste do Pacífico Tropical e do Atlântico Tropical Norte, tal como expresso na Figura 69 b. Foi considerada a escala trimestral em vez da anual para que se pudesse ter uma série temporal mais longa, propiciando assim um resultado estatístico mais confiável. Neste caso as variáveis foram suavizadas com média móvel de 12 tempos, ou 12 médias trimestrais. O período total de análise foi constituído por 168 médias trimestrais, de 1968 a 2009, para cada variável, vazão, TSM em PA1 e em AT3.

O modelo foi elaborado para a primeira parte da série temporal, para os primeiros 84 trimestres, de 1968 a 1988 (Figura 69 a). A verificação do modelo foi feita para a segunda parte da série temporal, para os últimos 84 trimestres, de 1989 a 2009 (Figura 69 b). Para se verificar o potencial preditivo do modelo, a variável dependente, vazão trimestral foi deslocada em relação às variáveis independentes, TSM em PA1 e em PA3. O modelo foi elaborado com um deslocamento temporal de apenas um trimestre, para a previsão da vazão.

Figura 69: Modelo de previsão da vazão (a) para os primeiros 84 trimestres e (b) verificação do modelo para os últimos 84 trimestres.

O modelo elaborado para os primeiros 84 trimestres pode ser escrito como:

$$\text{vazão}_{\text{simulada}} = \text{intercepto} + (-0,74) * \text{PA1} + (-0,24) * \text{AT3}$$

O coeficiente de determinação para o modelo de previsão foi igual a 78%, ou seja, a TSM nas áreas PA1 e AT3 explicam, em média, 78% da variância da vazão trimestral, considerando-se aqui um intervalo temporal de um trimestre entre variáveis as independentes e a dependente.

O erro médio quadrático da vazão prevista em relação à vazão observada para o período de 1989 a 2009 é igual 40%. Ao se considerar que o cálculo do NMSE (capítulo 9.9.2) leva em conta a diferença entre os valores exatos de vazão prevista e vazão observada, podemos inferir que o modelo elaborado (Previsão) é bastante eficiente. A previsão da vazão para intervalos de variação da variável, como intervalos quantílicos, por exemplo, já exprimiria informação importante.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esta pesquisa teve por objetivo conhecer as associações lineares entre a temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio Madeira, localizado na região norte da América do Sul. Foram feitas análises nas escalas mensal, trimestral e anual para o período de 1968 a 2009. Com a identificação de áreas oceânicas potenciais que pudessem ser consideradas como variáveis influenciadoras da vazão do rio Madeira, foi elaborado um modelo baseado em regressão linear múltipla para a simulação e previsão da vazão anual e trimestral. Com o intuito de se comprovar a possível influência dos oceanos no comportamento climático sobre o norte da América do Sul foram analisados campos oceânicos e atmosféricos para períodos específicos de tempo.

Os padrões espaciais de correlação linear entre a TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico sugerem que a ocorrência de anomalias de TSM nestes oceanos podem estar associadas a mudanças no ciclo hidrológico da vazão e da precipitação no norte da América do Sul. Os campos de correlação linear indicam a existência de valores negativos intensos, entre -0,7 e -0,4, no setor oeste tropical do Pacífico e valores positivos menores, entre 0,2 e 0,4, no setor centro leste. Este padrão espacial assemelha-se muito ao padrão dos primeiros modos resultante da aplicação de Análise de Componentes Principais à TSM do Pacífico [Schneider; Cornuelle (2005) e Zang; Delworth (2007)].

O setor centro-leste do Pacífico tropical (PA2) é caracterizado por valores positivos de correlação linear, o que significa que anomalias positivas (negativas) de TSM nesta região estão associadas a anomalias positivas (negativas) de vazão do rio Madeira. Concomitantemente a este padrão, anomalias negativas (positivas) de TSM no setor oeste do Pacífico tropical estão associadas a anomalias positivas (negativas) de vazão do rio Madeira. O aumento observado da vazão do rio Madeira e da precipitação na localidade estudada, durante os eventos de aquecimento anômalo do Pacífico Equatorial centro-leste, aparentemente está mais associado ao padrão de precipitação observado no centro-sul do Brasil para anos de EN, tal como ilustrado pelas Figuras 7 a-i (Silva, 2008). Desta forma, esta região não apresenta o mesmo padrão de anomalias de precipitação que o observado para o norte da América do Sul. Em geral, a região norte da América do Sul apresenta correlação

linear negativa com o as águas do Pacífico Equatorial centro-leste devido à intensificação do ramo descendente da célula de Walker sobre a região.

No Oceano Atlântico, os maiores valores absolutos de correlação linear com a vazão mensal do rio Madeira são observados no setor tropical norte, região dos alísios de nordeste, e no setor norte do Atlântico, entre a Groelândia e norte da Europa. Estas regiões apresentam valores negativos de correlação linear (entre -0,7 e -0,3), ou seja, anomalias negativas de TSM estão associadas a anomalias positivas de vazão do rio Madeira. Este comportamento está associado à intensificação dos ventos alísios e à maior advecção de umidade do Atlântico Norte tropical para o interior do continente sulamericano através do escoamento de baixos níveis, e, portanto, à maior probabilidade de ocorrência de precipitação e aumento da vazão. Os valores negativos de correlação linear nos setores tropical e norte do Atlântico Norte indicam possivelmente a associação da intensificação ou enfraquecimento concomitante da alta-subtropical do Atlântico Norte (alta dos Açores) e da baixa pressão da Islândia, no norte do Atlântico, tal como sugerem Van Loon e Rogers (1978) e Van Loon e Meehl, (1979).

O setor subtropical do Atlântico Norte apresenta valores positivos de correlação linear com a vazão do rio Madeira, porém, pouco significativos. Os valores neste setor variam, em geral, entre 0,2 e 0,4

A análise da série da vazão anual suavizada do rio Madeira juntamente com o índice da ODP sugere a existência períodos que variam de 15 a 20 anos, indicando a presença de oscilações decadais. Os períodos de 1968 a 1976 e de 1999 a 2009, caracterizados por anomalias negativas da vazão do rio Madeira, coincidiram com a fase fria da ODP e, o período de 1977 a 1998, caracterizado por anomalias positivas da vazão, coincidiu com a fase quente da ODP.

A análise dos padrões atmosféricos demonstrou que períodos com anomalias positivas de chuva na região do rio Madeira estiveram associados a anomalias de leste do vento zonal, com a intensificação dos ventos de leste em baixos níveis, implicando em maior entrada de umidade no continente sulamericano (Figura 48 b). Períodos caracterizados por anomalias negativas de precipitação na região do rio Madeira (Figura 53 b) estiveram associados a anomalias de oeste da componente zonal do vento no Atlântico Tropical Norte, o que implica na diminuição da entrada de umidade no América do Sul.

Foram construídos dez modelos estatísticos, baseados em regressão linear múltipla, para simulação da vazão anual sendo determinada pela variação da TSM em áreas específicas dos oceanos Atlântico e Pacífico, além de índices climáticos. Todos os modelos construídos apenas com variáveis oceânicas, sem considerar a precipitação local, apresentaram um ajuste linear elevado, com valores do coeficiente de determinação superiores a 89%, tal como indicado na tabela abaixo.

Tabela 13: Coeficiente de determinação dos modelos estatísticos elaborados para a simulação da vazão anual do rio Madeira constituído pelas variáveis independentes PA1, PA2, PA3, ODP, MEI, IOS, *Niño* 1+2, 3, 3.4 e 4; A4 por AT1, AT2, AT3, AT4, ATN, ATS e OAN; e A6, por PA1, PA2, PA3, ODP, MEI, IOS, *Niño* 1+2, 3, 3.4, 4, AT1, AT2, AT3, AT4, ATN, ATS e OAN.

Modelo	R ² (%)
A2	97,0
A4	89,0
A6	99,0
B3	95,3
B4	95,5

O modelo estatístico construído para a previsão da vazão trimestral do rio Madeira considerou apenas duas variáveis independentes: a TSM das áreas do Pacífico Tropical oeste, PA1, e do Atlântico Norte tropical, AT3. Foi elaborado para o período de 1968 a 1988 com intervalo temporal de um trimestre entre a variável dependente e as variáveis independentes, de tal forma, que a TSM das áreas PA1 e AT3 de um trimestre qualquer determinasse o valor da vazão para o trimestre seguinte. Tal modelo apresentou coeficiente de determinação igual a 78%. O modelo para a previsão da vazão foi verificado para o período de 1989 a 2009, período constituído pelos 84 últimos trimestres da série temporal considerada. A verificação do modelo de previsão proveu um erro médio normalizado igual a 40%. Considerando-se que o erro médio normalizado tenha sido calculado pela diferença entre o valor previsto e o observado da vazão trimestral, conclui-se que o modelo de previsão da vazão trimestral apresentou boa habilidade.

Sugere-se como estudos futuros o aprofundamento da compreensão da dinâmica atmosférica característica de períodos específicos de anomalias de TSM

no Pacífico e Atlântico, buscando fornecer uma conclusão mais robusta acerca das associações lineares entre TSM e vazão fluvial no sul da região norte do Brasil. Outro estudo pertinente ao tema e que ainda não foi desenvolvido é a verificação, através do uso de análise estatística, tal como a análise de ondeletas, das frequências predominantes nas séries temporais de vazão e da temperatura da superfície do mar.

10 BIBLIOGRAFIA CONSULTADA¹⁵

AB´SABER, A.N. **Os domínios de natureza no Brasil**: Potencialidades Paisagísticas. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 159p.

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate. **Monthly Weather Review**, v.116, iss.3, p.505-524, March, 1988.

Agência Nacional de Águas (ANA), **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil**: Informe 2012, ed. esp. Brasília, 2012. 216p.

AHRENS, C.D. **Meteorology Today**: An introduction to weather, climate, and the environment. Belmont, California: Brooks/Cole, 2009. 549p.

AMARASEKERA, K.N. et al. ENSO and the natural variability in the flow of tropical rivers. **Journal of Hydrology**, v.200, p.24-39, 1997.

AMBRIZZI, T.; COELHO, C.A.S.; UVO, C.B. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and Applied Climatology**, n.71, p.185-197, 2002.

AMBRIZZI, T. EL Niño – **Oscilação Sul e Teleconexões atmosféricas no hemisfério austral**. Tese de Livre Docência, São Paulo: Universidade de São Paulo, 2003. 201p.

BARROS, V.R.; GRIMM, A.M. Relationship between temperature and circulation in Southeastern South America and its influence from El Niño and La Niña events. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.80, n.1, p.21-32, February, 2002.

BERGERON, T. Ober die dreidimensional verkniipfende Wetteranalyse. **Geofys. Pub.** 6 (6), 1928. 111p.

BJERKNES, J. A possible response of the atmospheric Hadley circulation to Equatorial anomalies of ocean temperature. **Tellus**, v.18, iss.4, p.820-829, 1966.

_____. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v.97, iss.3, p.163-172, March, 1969.

BIOND, F.; GERSHUNOV, A.; CAYAN, D.R. North Pacific Decadal Climate Variability since 1661. **Letters**, v.14, iss.1, p.5-10, January, 2001.

CAVALCANTI, I.F.A.; KOUSKY, V. Influências da circulação de escala sinótica na circulação da brisa marítima na costa N-NE da América do Sul, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, II, Pelotas, 1982, **Anais**. Pelotas: Sociedade Brasileira de Meteorologia, p.409-425. Disponível em: <<http://www.cbmet.com>>, Acesso em: 01/11/10.

¹⁵ De acordo com a Associação Brasileira de Normas Técnicas. NBR 6023.

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, cap.20, p.317-335.

CARDOSO, A.O.; DIAS, P.L.S. Relações entre a vazão de alguns rios do Estado de São Paulo e anomalias de TSM no Atlântico e Pacífico, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XII, Foz do Iguaçu, Paraná, 2002. **Anais**. Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Meteorologia, p.1077-1086. Disponível em < <http://www.cbmet.com/index.php>> Acessado em 31/07/2009.

_____.; DIAS, P.L.S.; CHAMORRO, L. O uso de TSM e vazão como preditores de vazão no rio Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XIII, Fortaleza, Ceará, 2004. **Anais**. Fortaleza: Sociedade Brasileira de Meteorologia, n.p. Disponível em: < <http://www.cbmet.com/index.php>> Acessado em: 31/07/2009.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise de Sistemas em Geografia**. São Paulo: Ed. Hucitec, Ed. da Universidade de São Paulo, 1979, 106p.

COELHO, C.A.S.; DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. Estudo climatológico sazonal da precipitação sobre o Brasil em episódios extremos da Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.14, n.1, p.49 – 65, 1999.

_____.; **Anomalias de Precipitação sobre a América do Sul e sua relação com a Temperatura de Superfície do Mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico durante períodos extremos de El Niño-Oscilação Sul**, Dissertação de Mestrado, São Paulo: Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas, USP, 2001.

_____.; UVO, C.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific sst on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and applied climatology**, v.71, iss.3-4, p.185-197, 2002.

COHEN, J. et al. Linhas de Instabilidade na costa N-NE da América do Sul. In: CAVALCANTI, I.F.A. et al. (org), **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap.5, p.75-93.

COSTA, K.M.S., **Variabilidade oceânica associada à variabilidade climática da vazão na Bacia do Rio São Francisco**. Dissertação de Mestrado. São Paulo: Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Departamento de Geografia, USP, 2012. 163p.

COSTA NETO, P.L. de O. (1939), **Estatística**. São Paulo: Edgard Blücher, 1977. 264p.

CUNHA, S.B. Bacias Hidrográficas. In: CUNHA, S.B.; GUERRA, A.J.T. **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. cap.6, p.229-271.

DIAZ, H.F.; KILADIS, G.N. Atmospheric teleconnections associated with the extreme phases of the Southern Oscillation. In: DIAZ, H.F.; MARKGRAF, V. **El Niño: Historical and paleoclimatic aspects of the Southern Oscillation**. New York: Cambridge University Press, 1992. cap.2, p.7-28.

ENFIELD, D.B.; MESTAS-NUÑEZ, A.M.; MAYER, D.A.; CID-SERRANO, L. How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v.104, iss.C4, p.7841-7848, January, 1999.

_____; MESTAS-NUNEZ A.M.; TRIMBLE, P.J. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. **Geophysical Research Letters**, v.28, n.10, p.2077-2080, May 2001.

FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Clima da Amazônia. **Revista Climanálise**. Edição comemorativa de 10 anos, Cachoeira Paulista, 1996. Disponível em: <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/fish.html>>. Acessado em: 10/08/2010.

GERSHUNOV, A.; BARNETT, T.P. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, n.12, p. 2715-2725, December, 1998.

GOMES FILHO, M.; SOUSA, F. de A.S; CAVALCANTI, E.P. Relação entre as vazões médias mensais do Rio Piancó e as anomalias de Temperatura da Superfície dos Oceanos Atlântico e Pacífico Tropical. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.4, n.2, p.304-308, 2000.

GRIMM, A.M.; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v.11, n. 11, p.2863-2880, 1998.

_____; SILVA, P.F.Z.O., MARENGO, J. Sinais de El Niño na precipitação da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, X, Brasília, 1998. **Anais**. Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/index.php>>, Acessado em: 01/11/11.

_____; The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v.16, n.2, p.263-280, January, 2003.

HARTMANN, D.L. **Global Physical Climatology**, International geophysics series, v.56. San Diego, California: Academic Press, 1994. 411p.

HASTENRATH, S., Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the Tropical Americas, **Journal of Atmospheric Sciences**, v.33, iss.2, p. 202-215, February, 1976.

_____; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.103, iss.435, p.77-92, 1977.

_____. Towards the monitoring and prediction of Northeast Brazil droughts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.110, p.411-425, 1984.

_____. Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v.3, p.893-904, August, 1990.

_____; GREICHAR, L. Further work on the prediction of northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v.6, p.743-758, April, 1993.

HOLTON, J.R., **An introduction to dynamic meteorology**, 44.ed. San Diego, California: Elsevier Academic Press, 2004. 535p.

HOREL, J.D.; WALLACE, J.M. Planetary-Scale Atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. **American Meteorological Society**, v. 109, p.813-829, April, 1981.

HOSKINS, B.J.; SIMMONS, A.J.; ANDREWS, D. G. Energy dispersion in a barotropic atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.103, n.438, October, 1977.

HOSKINS, B.J.; KAROLY, D.J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.38, p.1179-1196, June, 1981.

HURRELL, J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. **Sciences**, New Series, v.269, n.5224, p.676-679, August, 1995.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.77, n.3, March, 1996.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V.; Variabilidade Decenal a Multidecenal. In: CAVALVANTI, I.F.A. et al. (org), **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap.23, p.375-383.

KAROLY, D.J. Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation events. **Journal of Climate**, v.2, p.1239-1252, November, 1989.

KILADIS, G.N.; LOON, H.V. The Southern Oscillation, Part VII: Meteorological anomalies over the Indian and Pacific sectors associated with the extremes of the oscillation. **Monthly Weather Review**, v.116, p.120-136, January, 1988.

KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in the Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v.108, p.488-498, April, 1980.

LATIF, M.; BARNETT, T.P. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. **Science**, 266, p.634-637, 1994.

LABAT, D.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J. Recent advances in wavelet analyses: Part 2 – Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability, **Journal of Hydrology**, v.314, iss.1-4, p.289-311, 2005.

LOPES, F.Z. **Relação entre o MEI (Multivariate ENSO Index) e a precipitação pluvial no estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação de Mestrado. Pelotas: Universidade Federal de Pelotas, Faculdade de Meteorologia, 2006.159p.

LORENZ, E.N. **The nature and theory of the general circulation of the atmosphere**, Word Meteorological Organization, 1967. 161p.

McCABE, G.J.; DETTINGER, M.D. Decadal variations in the strength of ENSO teleconnections with precipitation in the western United States. **International Journal of Climatology**, n.19, p.1399-1410, 1999.

_____; PALECKI, M. A.; BETANCOURT, J.L. Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. **PNAS**, v.101, n.12, p.4136-4141, March, 2004.

MANTUA, N.J., et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, iss.6, p. 1069-1079, June, 1997.

_____; HARE, S.R. The Pacific Decadal Oscillation, **Journal of Oceanography**. v.58, p.35-44, 2002.

MARENGO, J.A.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v.6, iss.4, p.617-627, April, 1993.

_____; UVO, C. Variabilidade e mudança climática no Brasil e América do Sul. **Revista Climanalise**, Edição comemorativa de 10 anos, Cachoeira Paulista, 1996. Disponível em <<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliexp10a/mudanca.html>>. Acessado em: 10/08/2010.

_____; et al. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. **Journal of Climate**, v.14, iss. 5, p.833-852, March, 2001. Disponível em: <www.ametsoc.org/PUBS/journals/index.html>. Acessado em 08/03/2010.

_____; ALVES, L.M. Tendências hidrológicas da bacia do Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.2, p.215-226, 2005.

_____; On the hydrological cycle of the Amazon basin: A historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, ed. esp. LBA, v.21, n.3, p.1-19, Dezembro, 2006.

_____; NOBRE, C.A.; TOMASELLA, J. The Drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v.21, iss.3, p.495-516, February, 2008.

_____; NOBRE, C.A. Clima da Região Amazônica, In: CAVALVANTI, I.F.A. et al. (org), **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, cap.13, p.197-212.

MOLION, L.C.B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.2, p.107-117, 1987.

_____. Amazonian rainfall and its variability. In: BONELL, M. et al. **Hydrology and Water Management in the humid tropics: hidrological research issues and strategies for water management**. Paris, France, New York, USA: Unesco Cambridge, Cambridge University Press, 1993. cap.8, p.99-111.

MONTEIRO, C.A.F. **Teoria e Clima Urbano**, Tese de Livre-Docência. São Paulo: Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, Agosto, 1975.

MONTEIRO, C.A.F. **Geossistemas**: a história de uma procura, São Paulo: Contexto, 2000. 127p.

MORETTIN, P.A.; TOLOI, C.M.C. **Análise de séries temporais**, 2.ed. São Paulo: Edgard Blucher, 2006, 538p.

MOURA, A.D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a General Circulation Model. **Journal of Atmospheric Science**, v.38, p.2653-2675, December, 1981.

MUSK, L.F. (1988), **Weather Systems**. New York: Cambridge University Press, 1996, 158p.

NETO, A. R. **Simulação hidrológica na Amazônia: Rio Madeira**. Tese de Doutorado, Rio de Janeiro: COPPE/UFRJ, 2006, 195p.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v.9, iss. 10, p.2464-2479, October, 1996.

NOBRE, P. Variabilidade Interanual do Atlântico Tropical e sua influência no clima da América do Sul. **Revista Climanálise**, Edição comemorativa de 10 anos, Cachoeira Paulista, 1996. Disponível em: <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/clmse_pn.html>. Acessado em: 10/08/2010.

PINTO, A.O. **Hydrographia do Amazonas**, Rio de Janeiro: Imprensa Nacional, 1930. 438p.

RASMUNSSON, E.M.; CARPENTER, T.H. The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka. **Monthly Weather Review**, v.111, iss.3 p.517-528, March, 1983.

REBOUÇAS, A.C. Água doce no mundo e no Brasil. In: REBOUÇAS, A.C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J. (org), **Águas doces no Brasil: Capital ecológico, uso e conservação**. São Paulo: Escrituras Editora, cap.1, p.1-34, 2006.

RODRIGUES, C. A teoria Geossistêmica e sua contribuição aos estudos geográficos e ambientais. **Revista do Departamento de Geografia**, n.14, p.69-77, 2001.

_____. ADAMI, S., Técnicas fundamentais para o estudo de bacias hidrográficas, In: VENTURI, L.A.B. (org) **Praticando a Geografia**: técnicas de campo e laboratório, São Paulo: Oficina de textos, 2005. cap.9, p.147-166.

ROPELEWSKI, C.F; HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v.115, p.1606-1626, August, 1987.

_____; JONES, P.D., Notes and correspondence – An Extension of the Tahiti-Darwin Southern Oscillation Index. **Monthly Weather Review**, v.115, n.8, p.2161- 2165, September, 1987.

ROSS, J.L.S. (1996) Os fundamentos da Geografia da Natureza. In:_____ (org) **Geografia do Brasil**, São Paulo: Edusp, 2003. cap.1, p.15-65.

ROSSBY, C.G. Relation between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action, **Journal of Marine Research**, v. 2, p.38-55, 1939. Disponível em: <http://www.aos.princeton.edu/WWWPUBLIC/gkv/history/Rossby_collab39.pdf>, Acessado em: 11/01/2013.

_____. The scientific basis of the modern meteorology. In: **Yearbook of Agriculture, Climate and Man**. U.S. Gov. p.599-655, 1941.

SCHNEIDER, N.; CORNUELLE, B.D. The forcing of the Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Climate**, v. 18, p. 4355-4373, November, 2005.

SCHNEIDER, E.K., et al., Potential effects of Amazon deforestation on tropical climate. **Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies**, June de 2006. Disponível em: <<http://www.iges.org/cola.html>>. Acessado em: 10/08/2008.

SILVA, E.R.; SILVA, M.E.S.; MATSUO, P.T. Influência da temperatura da superfície do mar das regiões de *Niño* 1+2 e *Niño* 3 na precipitação mensal da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XV, São Paulo, 2008. **Anais**. São Paulo: Sociedade Brasileira de Meteorologia, São Paulo, 2008. (CD-ROM).

_____.; SILVA, M. E. S. Influência da Temperatura de Superfície do Mar na precipitação da América do Sul e na vazão do rio Madeira. In: ENCONTRO DE GEÓGRAFOS DA AMÉRICA LATINA, 12, Montevideu, 2009. **Anais**. Montevideu: Universidad de La República, Montevideu.

SOCHAVA, V.B. O estudo de Geossistemas. Métodos em questão n. 16, São Paulo: Universidade de São Paulo, Instituto de Geografia, 1977. 51p.

SING, O. P. Multivariate ENSO index and Indian monsoon rainfall: relationships on monthly and subdivisional scales. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v.78, iss.1-2, p.1-9, September, 2001.

SOUZA, E. B., et al. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, v.30(2), p.305-318, Abril - Junho, 2000.

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T.; PULWART, R.S. The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In: DIAZ, F.; RAYMOND S. **The Hadley Circulation: Present, Past and Future**. Advances in global change research. London: Kluwer academic publishers, 2004, cap.7, p.203-235,

_____; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. The regional precipitation over the eastern Amazon/Northeast Brazil modulated by tropical pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.2, p.113-122, 2004.

SOUZA, P.; CAVALCANTE, I.F.A. Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. **International Journal of Climatology**, v. 29, iss. 14, p. 2091-2105, January, 2009. Disponível em <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.1823/pdf>> Acessado em: 09/01/2012.

TRENBERTH, K.E.; HURRELL J. W. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. **Climate Dynamics**, v.9, iss.6, p.303-319, March 1994.

TRENBERTH, K.E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, n.12, p.2771-2777, December, 1997.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO, Sistema Integrado de Bibliotecas da USP. Diretrizes para apresentação de Dissertações e Teses da USP: documento eletrônico e impresso Parte I (ABNT)/Sistema Integrado de Bibliotecas da USP; Vânia Martins Bueno de Oliveira Funaro et al. 2. Ed. Ver. Ampl. São Paulo, 2009. Disponível em :< www.biblioteca.fflch.usp.br/normas> Acessado em 09/10/2012.

UVO, C. B.; TÖLLE, U.; BERNDTSSON, R. Forecasting discharge in Amazonia using artificial neural networks. **International Journal of Climatology**, v.20, iss.12, p.1495-1507, October, 2000.

VAN LOON, H.; ROGERS, J.C. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General description. **Monthly Weather Review**, v.106, iss.3, p.296-310, March, 1978.

_____; MEEHL, G. A. The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part III: Teleconnections with lower latitudes. **Monthly Weather Review**, v.107, iss.9, p.1095-1106, September, 1979.

VAREJÃO-SILVA, M.A. Circulação Geral da Atmosfera. In: **Meteorologia e Climatologia**, Brasília: INMET, Gráfica e Editora Pax, cap. 7, p. 347-353, 2001.

VEIGA, J.A.P. **Mecanismo de formação e manutenção da circulação de Walker**, Tese de Doutorado. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2004. 206p.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa: Editora UFV, 2002. 449p.

WALKER, G.T. (1924) Correlation in seasonal variations of weather, IX. A further study of world weather. **Memoirs of the India Meteorological Department**, v. XXIV, p.275-333, Calcutta, 1926. Disponível em: <<http://www.rmets.org/publications/classic-papers>>. Acessado em 01/11/2012.

WALKER, G.T.; BLISS, E.W. World Weather V. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 4, n. 36, 1932. Disponível em: <<http://www.rmets.org/publications/classic-papers>>. Acessado em 01/11/2012.

WALLACE, J.M.; GUTZLER, D.S.; Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v.109, iss.4 p.784- 812, April, 1981.

WILKS, D.S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2.ed. San Diego, California: Academic Press, 2006. 627p.

WOLTER, K., TIMLIN, M.S. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. Proc. Of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma. Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma, p.52-57, 1993. Disponível em <<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>>. Acessado em 08/09/2009.

WOLTER K., TIMLIN, M.S, Measuring the strength of ENSO – How does 1997/98 rank? **Weather**, v.53, n.9, p.315-324, September, 1998.

WYRTKI, K., El Niño – the dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. **Journal of Physical Oceanography**, v.5, iss.4, p.572-584, October, 1975.

ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; BATTISTI, D. S. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. **Journal of Climate**, v.10, p.1004-1020, May, 1997.

ZANG R.; DELWORTH, T.L. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on North Pacific climate variability. **Geophysical Research Letters**, v. 34, iss.23, L23708, DOI:10.1029/2007GL031601, December, 2007.

10 APÊNDICES

Apêndice I – Anomalia de Omega em 500 hPa, para os meses chuvosos

Apêndice I – Anomalia de Omega em 500 hPa, para os meses chuvosos

Anomalia Omega (Dez/Mar) 500 hPa (04)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 500 hPa (05)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 500 hPa (06)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 500 hPa (07)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 500 hPa (08)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 500 hPa (09)

Apêndice II – Anomalia de Omega em 850 hPa, para os meses chuvosos

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (92)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (93)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (94)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (95)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (96)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (97)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (98)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (99)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (00)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (01)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (02)

Anomalia Omega (Dez/Mar) 850 hPa (03)

APÊNDICE III – DIVERGÊNCIA EM 200 MB

Anomalia de divergencia em 200 mb (92)

Anomalia de divergencia em 200 mb (93)

Anomalia de divergencia em 200 mb (94)

Anomalia de divergencia em 200 mb (95)

Anomalia de divergencia em 200 mb (96)

Anomalia de divergencia em 200 mb (97)

Anomalia de divergencia em 200 mb (98)

Anomalia de divergencia em 200 mb (99)

Anomalia de divergencia em 200 mb (00)

Anomalia de divergencia em 200 mb (01)

Anomalia de divergencia em 200 mb (02)

Anomalia de divergencia em 200 mb (03)

Anomalia de divergencia em 200 mb (04)

Anomalia de divergencia em 200 mb (05)

Anomalia de divergencia em 200 mb (06)

Anomalia de divergencia em 200 mb (07)

Anomalia de divergencia em 200 mb (08)

Anomalia de divergencia em 200 mb (09)

APÊNDICE IV – DIVERGÊNCIA EM 850 MB

Anomalia de divergencia em 850 mb (80)

Anomalia de divergencia em 850 mb (81)

Anomalia de divergencia em 850 mb (82)

Anomalia de divergencia em 850 mb (83)

Anomalia de divergencia em 850 mb (84)

Anomalia de divergencia em 850 mb (85)

Anomalia de divergencia em 850 mb (86)

Anomalia de divergencia em 850 mb (87)

Anomalia de divergencia em 850 mb (88)

Anomalia de divergencia em 850 mb (89)

Anomalia de divergencia em 850 mb (90)

Anomalia de divergencia em 850 mb (91)

APÊNDICE V – VORTICIDADE EM 200 MB

APÊNDICE VI – VORTICIDADE EM 850 MB

APÊNDICE VII – TSM GLOBAL