**Universidade de São Paulo
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia Física**

PRISCILLA VENÂNCIO IKEFUTI

**VARIABILIDADE CLIMÁTICA NO OESTE PAULISTA E
SUAS LIGAÇÕES COM A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE
DO MAR DOS OCEANOS PACÍFICO E ATLÂNTICO**

**(Versão Corrigida)
São Paulo, 2012**

PRISCILLA VENÂNCIO IKEFUTI

**VARIABILIDADE CLIMÁTICA NO OESTE PAULISTA E
SUAS LIGAÇÕES COM A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE
DO MAR DOS OCEANOS PACÍFICO E ATLÂNTICO**

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

Área de Concentração: Climatologia

Orientadora: Profa. Dra. Maria Elisa Siqueira Silva

(Versão corrigida)

(O exemplar original se encontra disponível no CAPH da FFLCH (Centro de
Apoio à Pesquisa Histórica))

São Paulo, 2012

*À minha família: Obrigado pelo
cuidado, apoio e amor incondicional.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais Kazuo Ikefuti e Maria Ivone que sempre acreditaram em mim e na minha capacidade, me dando apoio e principalmente incentivo para superar os desafios que foram surgindo no meu caminho na universidade.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela bolsa de mestrado concedida, possibilitando a minha completa dedicação na realização dessa pesquisa.

À Profa. Dra. Maria Elisa Siqueira Silva pela oportunidade, confiança, ensinamento físico da climatologia, pelo espírito crítico, essencial para a elaboração desta pesquisa.

À Profa. Dra. Ligia Vizeu Barroso e ao Prof. Dr. Emerson Galvani pelas sugestões durante a pesquisa.

Aos amigos do laboratório de bioclimatologia: Karine, Giovana, João Paulo e Cássio pela convivência, pela amizade, e pela ajuda. A um amigo em especial do grupo: Carlos, pelo incentivo incondicional nas pesquisas, nos relatórios, nas matérias de faculdade, o meu muito obrigado por estar sempre disposto a me ajudar, não teria conseguido sem você!

As minhas amigas Renata e Thaisa que sempre me incentivaram nessa minha caminhada, por fazerem minha convivência em São Paulo mais fácil, essas garotas acreditam mais em mim, do que eu mesma.

Ao Gabriel Ravazi por ser meu melhor amigo e namorado desde muito tempo e ter toda a paciência e compreensão do mundo estando sempre ao meu lado em todos os momentos, tanto nos bons, quanto nos ruins, obrigado por escutar minhas

angustias, meus desabafos e pelos conselhos que sempre me deu. Você faz a minha vida ser mais fácil, parceria que vai durar a vida toda.

As minhas irmãs Michelle e Cynthia que além de me darem sempre muita força com os estudos, compartilharam comigo as dificuldades da vida acadêmica, obrigado queridas pelas conversas, pelas dicas, pela experiência de vida.

Agradeço a todos que me ajudaram e que não foram lembrados aqui. Obrigado ao meu Deus pela força que vem de dentro e nunca me deixa desistir. A minha forma de enxergar a vida me trilhou por caminhos felizes.

“A dúvida é o princípio da sabedoria.”
Aristóteles.

Resumo

IKEFUTI, P. V. **Variabilidade climática no oeste paulista e suas ligações com a temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico**. Dissertação (Mestrado); Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 2012.

Vários estudos fornecem evidências de que os oceanos Atlântico e Pacífico desempenham papel significativo nas flutuações climáticas que ocorrem no Brasil. O objetivo desta pesquisa é avaliar a relação entre a temperatura da superfície do mar, TSM, dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão de rios localizados no oeste do estado de São Paulo. Foram analisados 30 anos de dados, de 1979 a 2008. Os dados de vazão foram obtidos da Agência Nacional de Águas, os dados da temperatura da superfície do mar e radiação de onda longa emergente, do CDC/NOAA, e as variáveis climáticas (temperatura mínima, média e máxima, precipitação e umidade relativa) foram obtidos do INMET e referem-se aos dados observados na estação meteorológica da cidade de Presidente Prudente. Os resultados foram obtidos pela estimativa da correlação linear entre as séries mensais de vazão e dos dados climáticos com a temperatura da superfície do mar nos oceanos, com e sem defasagem temporal. Áreas com correlação alta e significativa foram encontradas no oceano Pacífico e Atlântico. Os padrões oceânicos obtidos para os quatro postos de vazão se assemelham entre si, sugerindo que a variabilidade climática dos postos é parecida. O padrão de “ferradura” no Oceano Pacífico Tropical está presente em todos os casos avaliados, assim como áreas meridionalmente adjacentes com sinais trocados no setor norte do Atlântico Norte. No Oceano Atlântico, as principais áreas de correlações lineares foram encontradas no hemisfério sul, indicando valores positivos. As correlações entre a TSM e as variáveis climáticas (temperaturas, umidade relativa, precipitação e ROL) também apresentaram correlações significativas no Pacífico Tropical, indicando o padrão de “ferradura”. O modelo estocástico construído para simulação da vazão trimestral, em Presidente Prudente, com base em regressão linear múltipla forneceu um ajuste com explicação da variância igual a 49%. O modelo construído considerando-se as variáveis oceânicas e continentais fornece uma explicação da variância igual a 69%. Tal resultado sugere que seja possível considerar apenas variáveis oceânicas na elaboração de um modelo prognóstico para a vazão trimestral. Os períodos com anomalias positivas de vazão estiveram associados a maior convergência (divergência) do ar em baixos (altos) níveis, à intensificação do movimento vertical ascendente e movimento vertical ascendente intensificado.

Palavras-chave: Vazão de rios; Temperatura da superfície do mar; Variabilidade Climática; Oeste Paulista.

ABSTRACT

IKEFUTI, P. V. **Climatic variability at the western of São Paulo state and its relation to sea surface temperature on Pacific and Atlantic oceans.** Dissertation (Master Degree). Faculty of Philosophy, Letters and Human Sciences, University of São Paulo, 2012.

Several studies provide evidence that the Atlantic and Pacific oceans play a significant role in climate fluctuations that occur in Brazil. The objective of this research is to evaluate the relationship between sea surface temperature, SST, on Pacific and Atlantic oceans, and the observed river outflow in the western state of São Paulo. We analyzed 30 years of data, from 1979 to 2008. The river outflow data were obtained from the National Water Agency, the data of sea surface temperature and emergent longwave radiation, from the CDC / NOAA, and climatic variables (minimum, mean and maximum temperature, precipitation and relative humidity) were obtained from INMET. The latter refers to observed data in the meteorological station of the city of Presidente Prudente. The results were obtained by estimating the linear correlation between monthly series of river outflow data, climate data and sea surface temperature in the oceans, with and without lag. Areas with high and significant correlations were found in the Pacific and Atlantic oceans. The ocean patterns obtained for the four river outflow stations resemble each other, suggesting that the variability of the climate stations is similar. The pattern of "horseshoe" in the Tropical Pacific Ocean is present in all cases investigated, as well as areas meridionally adjacent and presenting opposite signs at the northern of North Atlantic. In the Atlantic Ocean, the main areas of linear correlations were found at the southern hemisphere, indicating positive values. The correlations between SST and climatic variables (precipitation and ROLE) also presented significant correlations values on Tropical Pacific, depicting the horseshoe pattern. The stochastic model built to simulate the quarterly river outflow, in Presidente Prudente, based on multiple linear regression, provided a fit that explained 49% of river outflow variance. The built model considering oceanic and continental variables provides an explanation of 69%. This result suggests that it is possible to consider only oceanic variables in the development of prognostic models for quarterly river outflow at the region. The periods with positive river outflow anomalies were associated with greater air convergence (divergence) at low (high) levels and intensified upward movement.

Key words: river outflow; sea surface temperature; climatic variability; western of São Paulo state.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Distribuição da temperatura média da América do Sul.....	25
Figura 2: Precipitação média mensal do Brasil entre 1977 a 2006.....	27
Figura 3: Fase quente e fria do ENOS.....	36
Figura 4: Efeitos globais do El Niño e La Niña.....	37
Figura 5: Oscilação Decadal do Pacífico 1900-2010.....	43
Figura 6: Localização das cidades de estudo.....	48
Figura 7: Precipitação média mensal das cidades de Presidente Prudente, Rancharia, Bastos e Marília para o período de 1979 a 2008 com linha de tendência.....	50
Figura 8: Hidrografia do Estado de São Paulo.....	52
Figura 9: Localização dos rios de estudo em seus municípios.....	54
Figura 10: Molinete.....	54
Figura 11: Seção transversal de um canal fluvial.....	55
Figura 12: Anomalias de vazão dos postos fluviais de Presidente Prudente, Bastos, Marília e Rancharia.....	67
Figura 13: Vazão mensal do rio Mandaguari na cidade de Presidente Prudente.....	68
Figura 14: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a vazão do rio Mandaguari.....	70
Figura 15: Variabilidade da vazão do Rio Mandaguari e TSM.....	71
Figura 16: Anomalia normalizada da vazão mensal em rio Mandaguari.....	72
Figura 17: Vazão mensal do rio Capivari na cidade de Rancharia.....	72
Figura 18: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a vazão do rio Capivari.....	74
Figura 19: Variabilidade da vazão do rio Capivari e TSM.....	75
Figura 20: Anomalia normalizada da vazão mensal em rio Capivari.....	76
Figura 21: Vazão mensal do rio Copaíba na cidade de Bastos.....	76
Figura 22: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a vazão do rio Copaíba.....	78
Figura 23: Variabilidade da vazão do rio Copaíba e TSM.....	80
Figura 24: Anomalia normalizada da vazão mensal em rio Copaíba.....	81
Figura 25: Vazão mensal do rio do Peixe na cidade de Marília.....	81
Figura 26: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a vazão do rio do Peixe.....	83
Figura 27: Anomalia da Oscilação do Atlântico Norte e da TSM do Atlântico Norte	

(at1dp) para o período de 1979 a 2004.....	84
Figura 28: Variabilidade da vazão do rio do Peixe e TSM.....	85
Figura 29: Anomalia normalizada da vazão mensal em rio do Peixe.....	86
Figura 30: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a precipitação da cidade de Presidente Prudente.....	87
Figura 31: Variabilidade da precipitação de Presidente Prudente e TSM.....	88
Figura 32: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a temperatura média da cidade de Presidente Prudente.....	89
Figura 33: Variabilidade da temperatura média de Presidente Prudente e TSM.....	90
Figura 34: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a umidade relativa da cidade de Presidente Prudente.....	91
Figura 35: Variabilidade da umidade relativa de Presidente Prudente e TSM.....	92
Figura 36: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e ROLE da cidade de Presidente Prudente.....	94
Figura 37: Variabilidade da ROLE de Presidente Prudente e TSM.....	95
Figura 38: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a temperatura máxima da cidade de Presidente Prudente.....	96
Figura 39: Variabilidade da temperatura máxima de Presidente Prudente e TSM.....	97
Figura 40: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a temperatura mínima da cidade de Presidente Prudente.....	99
Figura 41: Variabilidade da temperatura mínima de Presidente Prudente e TSM.....	101
Figura 42: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a vazão do rio Copaíba.....	104
Figura 43: Vazão trimestral observada e simulada para o rio Copaíba.....	105
Figura 44: Dispersão entre a vazão trimestral em Bastos e as variáveis independentes.....	106
Figura 45: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a vazão do rio do Peixe.....	108
Figura 46: Vazão trimestral observada e simulada para o rio do Peixe.....	109
Figura 47: Dispersão entre a vazão trimestral em Marília e as variáveis independentes.....	110
Figura 48: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a vazão do rio Mandaguari.....	111
Figura 49: Vazão trimestral observada e simulada para o rio Mandaguari.....	112
Figura 50: Dispersão entre a vazão trimestral em Presidente Prudente e as variáveis independentes.....	113
Figura 51: Correlação linear entre TSM do oceano Atlântico e Pacífico e a vazão do rio	

Capivari.....	114
Figura 52: Vazão trimestral observada e simulada para o rio Capivari.....	115
Figura 53: Dispersão entre a vazão trimestral em Rancharia e as variáveis independentes...	116
Figura 54: Anomalia normalizada da vazão anual observada e simulada para o posto de Presidente Prudente, entre 1979 e 2001.....	118
Figura 55: Média da anomalia de divergência do ar, ω , ROLE, escoamento do vento, vorticidade para o período chuvoso (outubro a março) de 1979 a 1981.....	120
Figura 56: Média da anomalia de divergência do ar, ω , ROLE, escoamento do vento, vorticidade para o período chuvoso (outubro a março) de 1982 a 1986.....	123
Figura 57: Média da anomalia de divergência do ar, ω , ROLE, escoamento do vento, vorticidade para o período chuvoso (outubro a março) de 1987 a 1991.....	126
Figura 58: Média da anomalia de divergência do ar, ω , ROLE, escoamento do vento, vorticidade para o período chuvoso (outubro a março) de 1992 a 1995.....	129
Figura 59: Média da anomalia de divergência do ar, ω , ROLE, escoamento do vento, vorticidade para o período chuvoso (outubro a março) de 1996 a 1998.....	132
Figura 60: Média da anomalia de divergência do ar, ω , ROLE, escoamento do vento, vorticidade para o período chuvoso (outubro a março) de 1999 a 2001.....	135
Figura 61: Anomalia mensal normalizada da vazão dos rios considerados no estudo.....	137
Figura 62: Correlação linear entre a TSM de janeiro dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão dos rios (a) Copaíba, (b) do Peixe, (c) Mandaguari, (d) Capivari.....	139

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Coeficiente de Determinação (R^2) do modelo de simulação com variáveis climáticas.....	103
Tabela 2: Coeficiente de Determinação (R^2) do modelo de simulação sem variáveis climáticas.....	103
Tabela 3: Localização geográfica das regiões de TSM selecionadas - Rio Copaíba.....	104
Tabela 4: Localização geográfica das regiões de TSM selecionadas - Rio do Peixe.....	107
Tabela 5: Localização geográfica das regiões de TSM selecionadas - Rio Mandaguari.....	111
Tabela 6: Localização geográfica das regiões de TSM selecionadas - Rio Capivari.....	114

LISTA DE SIGLAS

TSM: Temperatura da superfície do mar
MPA: Massa Polar Atlântica
FPA: Frente Polar Atlântica
MEC: Massa Equatorial Continental
MTC: Massa Tropical Continental
ZCIT: Zona de Convergência Intertropical
LI: Linha de Instabilidade
VCAN: Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
NEB: Nordeste Brasileiro
ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul
JBN: Jato de Baixos Níveis
JST: Jato Subtropical
JP: Jato Polar
CCM: Complexo Convectivo de Mesoescala
EN: El Niño
OS: Oscilação Sul
ENOS: El Niño Oscilação Sul
ROLE: Radiação de Onda Longa Emergente
OMJ: Oscilação de *Madden Julian*
ODP: Oscilação Decadal do Pacífico
PNM: Pressão ao Nível do Mar
CDC: *Center Diagnostic Center*
NCAR: *National Center for Atmospheric Research*
ANA: Agência Nacional das Águas
INMET: Instituto Nacional de Meteorologia
GrADS: *Grid Analysis and Display System*

SUMÁRIO

•	1. INTRODUÇÃO E JUSTIFICATIVA.....	17
•	2. OBJETIVOS.....	21
•	3. REVISÃO DA BIBLIOGRAFIA.....	22
	3.1. Variabilidade espacial da temperatura.....	24
	3.2. Variabilidade espacial da precipitação.....	26
	3.3. Variabilidade na América do Sul.....	28
	3.4. Caracterização da área de estudo.....	45
	3.4.1. Formação Histórica.....	45
	3.4.2. Caracterização Climática.....	49
•	4. METODOLOGIA E DADOS.....	51
	4.1. Temperatura da superfície do mar.....	51
	4.2. Vazão de rios.....	52
	4.2.1. Cálculo da vazão de rios.....	54
	4.3. Precipitação, temperatura média e umidade relativa.....	56
	4.4. Métodos considerados na análise.....	56
	4.4.1. Transformação dos dados e adequação para a análise.....	56
	4.4.2. Análise de correlação simples.....	59
	4.4.3. Teste de significância.....	61
	4.4.4. Regressão linear múltipla.....	62
	4.4.5. Divergência, Velocidade Vertical e Vorticidade Relativa.....	64
•	5. RESULTADOS.....	66
	5.1. Análise dos mapas de correlação entre TSM e vazão.....	66
	5.1.1. Correlação entre a TSM e a vazão do rio Ribeirão Mandaguari.....	68
	5.1.2. Correlação entre a TSM e a vazão do rio Ribeirão Capivari.....	72
	5.1.3. Correlação entre a TSM e a vazão do rio Ribeirão Copaíba.....	76
	5.1.4. Correlação entre a TSM e a vazão do rio do Peixe.....	81
	5.2. Análise dos mapas de correlação entre as variáveis climáticas e a TSM.....	86
	5.2.1. Correlação entre a TSM e a precipitação de Presidente Prudente.....	86
	5.2.2. Correlação entre a TSM e a temperatura média.....	88
	5.2.3. Correlação entre a TSM e a umidade relativa do ar.....	90
	5.2.4. Correlação entre a TSM e a ROLE.....	93
	5.2.5. Correlação entre a TSM e a temperatura máxima.....	95

5.2.6. Correlação entre a TSM e a temperatura mínima.....	98
• 6. RESULTADOS REFERENTES Á SIMULAÇÃO DA VAZÃO NO	
OESTE PAULISTA.....	102
6.1.1. Posto de Bastos.....	103
6.1.2. Postos de Marília.....	107
6.1.3. Posto de Presidente Prudente.....	110
6.1.4. Posto de Rancharia.....	113
6.2. Análise do Padrão atmosférico.....	117
6.2.1. Escoamento atmosférico - Período de 1979 a 1981.....	118
6.2.2. Escoamento atmosférico - Período de 1982 a 1986.....	120
6.2.3. Escoamento atmosférico - Período de 1987 a 1991.....	123
6.2.4. Escoamento atmosférico - Período de 1992 a 1995.....	126
6.2.5. Escoamento atmosférico - Período de 1996 a 1998.....	129
6.2.6. Escoamento atmosférico - Período de 1999 a 2001.....	132
• 7. CONCLUSÃO E DISCUSSÃO.....	136
• 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	141
• ANEXOS.....	157

1. INTRODUÇÃO

Os oceanos constituem mais de 70% da superfície total do planeta Terra; essas extensas massas de água influenciam de maneira significativa o modo de vida da população mundial. Por outro lado, funcionam também na regulação do sistema climático terrestre, devido à sua grande extensão e troca de calor com a atmosfera em escalas de tempo mais longas devido à alta capacidade térmica da água (NATORI, 2003).

Os padrões anômalos da interação oceano-atmosfera, variação da temperatura da superfície do oceano e instabilidade atmosférica, que se processam sobre os oceanos tropicais estão relacionados com a geração de fenômenos climáticos anômalo em diversas regiões do globo (PHILANDER, 1992).

A temperatura da superfície do mar (TSM) tem importante influência no aquecimento e volume de umidade na atmosfera, afetando sua circulação nas escalas de tempo e clima. Por sua vez, a atmosfera dirige a circulação dos oceanos através de fluxos de momentum e calor (CHAVES, 2004).

O oceano supre a atmosfera com vapor d'água e energia que influenciam o ciclo hidrológico e a energética da atmosfera, a qual, por sua vez, fornece água para os oceanos em forma de precipitação e energia, que afetam a circulação termoalina e as correntes oceânicas superficiais geradas pelos ventos. A TSM exerce um papel importantíssimo nesse complexo mecanismo de interações, pois por meio dela a energia em forma de fluxo de calor é trocada entre a atmosfera e o oceano. Pequenas variações de TSM podem acarretar grandes variações nos fluxos da interface ar-mar, além de provocar impactos significativos no escoamento atmosférico, consequentemente, nos sistemas meteorológicos (PEZZI *et al.*, pág. 385, 2009).

Vários fenômenos climáticos podem ser citados como exemplo de interação entre oceano e atmosfera, um dos mais expressivos é o El Niño que afeta o tempo e

o clima de diversos continentes.

As anomalias de TSM dos oceanos influem de maneira direta na precipitação e temperatura atmosférica. O aumento da precipitação propicia também o aumento das vazões de rios e lagos.

Pode-se definir o movimento na atmosfera com base em seus centros de ação (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007). Os centros de ação são extensas áreas de alta e baixa pressão atmosférica que contribuem para a caracterização do clima em qualquer parte do globo, pois são eles que dão origem aos movimentos da atmosfera. O movimento do ar tem sua movimentação geralmente dos centros de ação positiva, ou alta pressão, para os centros negativos, de baixa pressão. Na América do Sul, a dinâmica e a circulação atmosférica é definida pela interação de sete centros de ação, cinco centros positivos e dois negativos.

Os centros de ação positiva são constituídos pelo Anticiclone dos Açores, Anticiclone Semifixo do Atlântico, Anticiclone Semifixo do Pacífico e o Anticiclone Migratório Polar. A Depressão do Chaco e a Depressão na faixa latitudinal de 60 graus sul constituem os centros negativos de ação (AMORIM, 2000).

Devido aos centros de ação, a dinâmica atmosférica da América do Sul é marcada pela atuação de massas de ar equatorial, tropical e polar. No Brasil, a massa equatorial atua principalmente nas regiões norte e nordeste e tem como características principais altos valores de temperatura e umidade. É quente por ter sua formação em áreas tropicais e próximas do equador, e, úmida porque se origina em uma faixa latitudinal com alta quantidade de umidade, além de estar sobre uma superfície com farta rede de drenagem fluvial e com densa floresta úmida. As massas de ar tropical que atuam no Brasil são influenciadas tanto por características marítimas como por características continentais. A massa de ar tropical Atlântica

desempenha considerável papel na definição dos tipos climáticos no país por ter caráter semi-permanente. Origina-se sobre a faixa subtropical do Oceano Atlântico, possuindo temperatura elevada. Essa massa atua o ano todo, principalmente na faixa litorânea do país que, devido a sua orografia característica, contribui para a observação de elevados valores de precipitação (máximo anual no litoral da região Sudeste do Brasil superior 2000 mm). A massa tropical continental forma-se na região central da América do Sul e, por não estar próxima do oceano ou de grandes cursos d'água, é quente e seca. A massa de ar polar Atlântica é formada em áreas polares sobre o Oceano Atlântico, sendo caracterizada por ser fria e relativamente úmida (mais úmida do que uma massa originada na mesma faixa latitudinal sobre o continente, entretanto, apresenta baixa umidade específica se comparada com massas originadas em latitudes mais baixas). Na Região Sul do Brasil, esta massa é responsável pela queda da temperatura no inverno e pela baixa pluviosidade e umidade na parte central do continente. As massas de ar formadas nas regiões de latitudes mais altas conseguem chegar até baixas latitudes por se deslocarem pela calha natural formada pela Cordilheira dos Andes e bacia Platina. As regiões frontogenéticas da América do Sul localizam-se na parte central da Argentina, sobre a região formada pelo sul do Brasil, Paraguai e norte da Argentina (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007)

Essas regiões frontogenética apresentam elevados valores de precipitação e umidade, podendo apresentar alguns eventos meteorológicos extremos, durante o ano, que chamam a atenção da sociedade e das unidades de governo por se tratar da principal causa de desastres naturais no Brasil. As condições adversas das condições atmosféricas, normalmente, estão diretamente associadas a calamidades que afetam a população das cidades. O estudo mais profundo das características

climáticas da região oeste paulista pode trazer contribuições aos estudos dos processos de transformação socioeconômica de uma área do interior do Estado.

As cidades médias presentes no oeste paulista, como Presidente Prudente e Marília, vêm ao longo do tempo assumindo novas funções no processo de restauração produtiva do Estado, com o surgimento de setores industriais especializados e específicos de alta tecnologia e com o elevado aumento do setor de serviços (MOURÃO, 2005).

Deste modo, essa pesquisa teve como objetivo analisar a influencia da variável oceânica TSM, nas variáveis climáticas no oeste do Estado de São Paulo, buscando assim, contribuir para um melhor entendimento da relação oceano-atmosfera e sua influencia no clima regional.

2. OBJETIVO

Esta pesquisa tem como objetivo central analisar a associação entre a variabilidade da TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade climática dos últimos 30 anos do extremo oeste do Estado de São Paulo. As variáveis que foram utilizadas para a caracterização climática da região foram: a precipitação, a temperatura mínima, média e máxima do ar, a umidade do relativa, ROLE e a vazão de rios em escala mensal.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A sociedade tem suas características socioeconômicas e culturais influenciadas pelos padrões de temperatura e chuva que as afetam e, de forma mais precisa, pela variabilidade climática associada a cada padrão. O conhecimento da variação das características climáticas em certa localidade é importante para o desenvolvimento de estratégias de adaptação e de mitigação de seus impactos.

Nos dias atuais é amplamente reconhecido que os oceanos desempenham papel predominante no controle do clima e em sua variabilidade. O que se deve à alta capacidade térmica da água e aos padrões de circulação superficial e profunda (NATORI, 2003).

As variáveis atmosféricas são elementos que caracterizam os sistemas complexos naturais, cujas séries temporais apresentam padrões que variam da alta periodicidade à quase aleatoriedade (TSONIS e ELSNER, 1989), constituindo-se, portanto, de padrões complexos. A melhor compreensão do comportamento complexo, requer a aplicação de métodos e técnicas matemáticas aprimoradas, que permitam a verificação de suas características lineares e não-lineares.

O clima terrestre envolve complexos processos físico-dinâmicos que ocorrem no sistema acoplado oceano-atmosfera. A Temperatura da Superfície do Mar (TSM) exerce um papel importantíssimo nesse complexo mecanismo de interações, pois, por meio dela, a energia em forma de fluxo de calor, sensível ou latente, é trocada entre a atmosfera e o oceano. Pequenas variações de TSM podem acarretar grandes variações dos fluxos de energia na interface ar-mar, provocando impactos significativos no escoamento atmosférico e, conseqüentemente, nos sistemas meteorológicos (NATORI, 2003).

A precipitação pluviométrica é um dos mais importantes parâmetros

meteorológicos, sobretudo quando se trata de regiões tropicais. Todo um conjunto de atividades, a começar pelas agrícolas e hidrológicas, das quais tantas outras dependem, estão estreitamente associadas ao regime das chuvas, sendo gravemente afetadas pelas secas ou enchentes. Portanto, oscilações climáticas que produzem anomalias de precipitação são de grande importância prática (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

O padrão de distribuição de chuvas em larga escala espacial e temporal se relaciona fortemente com correntes marinhas, zonas de temperatura, ventos oceânicos e dinâmica de baixa atmosfera (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007). Tipicamente, ao longo do Equador, as altas taxas de evaporação e a instabilidade atmosférica gerada pelas correntes quentes levam a chuvas de origem convectiva. Já nas regiões tropicais, as áreas a leste dos continentes são mais chuvosas que as áreas a oeste, uma vez que para elas convergem ventos quentes e úmidos vindos do oceano tropical. Nas bordas continentais onde há correntes frias, a atmosfera torna-se mais estável, contribuindo para a diminuição dos índices pluviométricos. Em latitudes médias, há bastante chuva por conta da interferência de sistemas frontais e, dessas latitudes em direção aos pólos, as taxas de precipitação tendem a diminuir por conta da diminuição do gradiente meridional de temperatura e por se caracterizarem nestas regiões áreas de altas pressões (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

3.1. Variabilidade espacial da temperatura

A distribuição da temperatura do ar no Brasil segue, em boa parte, o padrão de distribuição meridional de energia no globo terrestre e, conseqüentemente, a localização das zonas climáticas. A disposição do território brasileiro e sua

localização geográfica permitem que apresente várias faixas latitudinais de diferentes temperaturas. A distribuição das temperaturas médias anuais crescentes de sul para norte evidencia essa similaridade, reforçada pelo fato de o país não apresentar nenhuma feição topográfica notável a ponto de a desconfigurar de forma acentuada. A maior parte do Brasil está inserida nas zonas climáticas: equatorial e tropical, conferindo ao país predominância de elevadas temperaturas com poucas amplitudes térmicas. O setor meridional brasileiro está incluído na faixa climática subtropical, o clima apresenta temperaturas, em média, mais baixas em relação a região equatorial do Brasil e as amplitudes térmicas mais acentuadas (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

No inverno, a atuação mais significativa da Massa Polar Atlântica (MPA), em consórcio com a diminuição da disponibilidade de energia solar, responde pelas baixas temperaturas médias de toda a região Sul do Brasil, parte do sul da região Centro-Oeste e boa parte da região Sudeste. A predominância da atuação da MPA rebaixa as temperaturas nesta época para valores médios inferiores a 18°C (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

No verão, as temperaturas médias anuais são mais elevadas (entre 27°C e 28°C) do território brasileiro ocorrem no setor norte do semi-árido nordestino. Nas estações intermediárias outono e primavera, o padrão de variação espacial da temperatura média segue as estações precedentes. A distribuição da temperatura média no Brasil para o período de 1979 a 2008 pode ser vista na Figura 1.

Figura 1: Distribuição espacial da temperatura média da América do Sul entre 1979 e 2008. Fonte: Este mapa de temperatura foi elaborada de forma online na página <http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>, da NOAA/ESRL.

No estado de São Paulo são registradas grandes amplitudes térmicas, com importantes variações diurnas, isso é comum devido a sua posição latitudinal. Segundo Nunes *et al.* (2009), “Em certas ocasiões, as temperaturas chegam a oscilar até mais de 20°C em menos de 24 horas, o que propicia amplo espectro de aspectos bióticos e abióticos”.

As características do local e da região sobrepõem-se aos controles globais, podendo provocar sensíveis diferenças de temperatura dentro da mesma cidade, como em áreas urbanas e áreas rurais, esta última com temperaturas mais amenas que as áreas centrais pavimentadas da cidade, devido à maior presença de umidade em relação à cidade, de acordo com o discutido por Amorim (2000).

3.2. Variabilidade espacial da precipitação

A distribuição e da chuva no Brasil (Figura 2) está associada à atuação de diferentes sistemas atmosféricos de várias escalas, planetária, sinótica, meso e local. O tamanho do país explica, em parte, as diferenças nos regimes pluviométricos característicos, expressas pela diversidade climática do país e representada por tipos chuvosos, semi-áridos, equatoriais, tropicais e subtropicais. Existem grandes contrastes de precipitação no Brasil como as chuvas abundantes e relativamente permanentes na região Norte, e a escassez e a concentração das chuvas que ocorrem no Nordeste. A sazonalidade das chuvas está presente de forma marcada na região Centro–Oeste devido à maior continentalidade. Na região Sul do Brasil, as chuvas são relativamente bem distribuídas ao longo do ano, embora os valores anuais sejam inferiores aos da Amazônia. A precipitação na região Sudeste apresenta grande influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul, atuante no período de verão, fazendo com que algumas áreas, em especial áreas litorâneas, apresentem volume anual similar aos observados na Amazônia (superiores a 2500 mm), (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

Segundo Mendonça e Danni-Oliveira (pág. 147, 2007):

A maioria das terras brasileiras está inserida na faixa tropical–equatorial do globo, o que lhe confere uma distribuição temporal das chuvas marcada pela sazonalidade. A formação de nebulosidade devido à convecção local de ar quente e úmido contribui para grande parte da sazonalidade da precipitação no território brasileiro. Nos quentes verões tropicais, a maior parcela do território fica à mercê de elevados índices de chuva. No inverno, ao contrário, em grande parte do país são observados índices reduzidos de chuva.

Figura 2: Precipitação média mensal no Brasil, para o período de 1977 a 2006.

Fonte: Atlas Pluviométrico, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.
<http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?infoid=1351esid=9>

Sobre a formação de instabilidade na região sudeste Sant'Anna Neto (pág. 50, 2005) coloca que:

“Além dos sistemas atmosféricos da baixa troposfera, como as massas de ar e as frentes, outros sistemas são responsáveis por perturbações e instabilidades. As ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul) resultantes do corredor de umidade da massa equatorial continental, no sentido noroeste/sudeste, alimentam e intensificam a perturbação frontal, notadamente nos estados de São Paulo e Minas Gerais. Além destes, também atuam na região as

linhas de instabilidade do ar tropical e os Complexos Convectivos de meso-escala (CCM's). As linhas de instabilidade ocorrem principalmente no encontro do ar úmido do oceano com o ar seco do continente e os CCM's, da depressão do Chaco, sobre o oeste paulista."

Na região sudeste, a estação chuvosa tem atuação das frentes frias e da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que provoca chuvas intensas no Estado de São Paulo causando enchentes e alagamentos. No inverno, estação menos chuvosa, a influencia da maritimidade é maior, distribuindo as chuvas no sentido meridional, com diminuição da precipitação no sentido zonal, nesta estação a atuação das frentes frias e sistemas convectivos de mesoescala são mais marcantes (NUNES *et al.* 2009).

3.3 Variabilidade Climática na América do Sul

O comportamento dos oceanos, principalmente de sua camada superficial, que mantêm contato físico direto com a atmosfera, influenciam fortemente a variabilidade climática no globo (TRENBERTH, 1990). Como a água tem alta capacidade térmica, a influência que o oceano pode provocar na atmosfera tem impacto em escalas de tempo maiores, afetando a atmosfera em sua escala climática. Por outro lado, as principais alterações causadas na atmosfera na escala de tempo têm sua origem em seu próprio movimento, através da propagação de ondas no meio fluido. Estas ondas podem ser geradas inclusive por aquecimentos anômalos e relevos protuberantes (HOLTON, 1976; TRENBERTH, 1990).

Existem vários sistemas que são responsáveis pelo estabelecimento do padrão climático sazonal na América do Sul, como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), os Vórtices Ciclônicos de Baixos Níveis (VCAN), as ondas de

leste, Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), frentes frias, Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) e Linha de Instabilidade (LI).

A Zona de Convergência Intertropical - ZCIT - é considerada o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, assim como sobre áreas continentais adjacentes (MELO, CAVALCANTI e SOUZA, 2009). Considerando a região do Atlântico Equatorial, a ZCIT migra meridionalmente de acordo com a estação do ano. Desloca-se de sua posição mais ao norte (em torno de 14°N), durante agosto - setembro, final do verão no hemisfério norte, para sua posição mais ao sul (em torno de 2°S), durante março - abril, final do verão no hemisfério sul (MELO, CAVALCANTI e SOUZA, 2009). Essa migração sazonal da ZCIT tem papel importante na determinação da estação chuvosa do norte da região Nordeste, por exemplo. Em anos chuvosos, a ZCIT pode atingir posição central média até 5°S , aproximando-se da costa nordestina e proporcionando elevados totais de precipitação. A associação da ZCIT com outros sistemas, como uma Linha de Instabilidade ou ondas de leste, pode favorecer a ocorrência de totais diários de precipitação que excederam 100 mm em cidades nordestinas, tal como o observado em cidades localizadas no Pará, Maranhão e Ceará, em março de 2008, de acordo com o relatado por Melo, Cavalcanti e Souza (2009).

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN) têm influência importante na precipitação do nordeste brasileiro, principalmente quando se originam (ou se deslocam) sobre o continente. Os VCAN são sistemas caracterizados por centros de pressão baixa que se originam na alta troposfera, apresentam um centro relativamente frio, convergência de massa, movimentos verticais subsidentes no seu centro e, ascendentes na periferia. A nebulosidade se desenvolve principalmente na

periferia do sistema devido à presença de movimento ascendente do ar e é mais intensa na borda do lado em que ocorre seu deslocamento. O VCAN apresenta importante interação com outros dois sistemas atmosféricos que atuam na América do Sul: a Alta da Bolívia e a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Conforme o VCAN se desloca sobre o continente, as regiões que se localizam sob seu setor central sofrem com a ausência de precipitação, o que atinge muitas vezes o interior do estado da Bahia (CAVALCANTI *et al.*, 2009)

As ondas de leste, ou distúrbios ondulatórios de leste, propagam-se desde a África até o Atlântico Tropical, e sua atividade máxima ocorre durante o inverno austral (MACHADO *et al* 2009). De acordo com Machado *et al* (2009), com estudos realizados pelo *Garp Atlantic Tropical Experiment* (GATE) foi possível determinar as principais características das ondas de leste, tais como o comprimento de onda, que varia entre 2000 e 3500 km; tempo decorrido entre a passagem de um cavado sobre uma mesma localidade, variando de 3 a 5 dias, e, a velocidade de propagação para oeste, caracterizada por uma, média de 8 m s^{-1} . Existem hipóteses de que as ondas de leste exerçam influência significativa na formação de linhas de instabilidade na costa do Norte-Nordeste, que se propagam para o interior da Amazônia (MACHADO *et al* 2009).

As Linhas de Instabilidade (LI) podem se desenvolver em qualquer região do território brasileiro, desde que haja condições de instabilidade termodinâmica suficientes. Desenvolvem-se frequentemente na costa norte-nordeste da América do Sul e podem se propagar para o interior do continente, mergulhadas no escoamento preferencial dos alíseos de nordeste, causando quantidades apreciáveis de precipitação por onde passa (COHEN *et al.* 2009). O sistema de LI é composto da seguinte forma: à sua frente há nuvens cúmulos em desenvolvimento; a seguir, uma

borda dianteira de convecção em forma de cúmulonimbus, ou seja, a própria LI com chuva forte associada; e, finalmente, em sua retaguarda, observa-se uma camada ampla de nuvens estratiformes na região da bigorna (COHEN *et al.* 2009). As LI são mais frequentes na costa norte – nordeste do Brasil em maio e menos frequentes em janeiro. Quanto à variação dos totais anuais, nota-se que o número de casos de LI junto à costa tende a diminuir em anos de El Niño, enquanto que em anos de La Niña o número de casos tende a aumentar no nordeste brasileiro. A maioria das LI apresenta intensidade média ao longo do ano. Nos três primeiros meses do ano, predominam LI de forte intensidade e, nos três últimos meses, de fraca intensidade. Verificou-se também que em anos de El Niño, a LI tende a se formar entre o litoral da Venezuela e o do Amapá, um pouco ao norte da localização média de formação considerada, enquanto que em anos de La Niña, a LI tende a se formar mais no litoral norte e nordeste do Brasil, um pouco ao sul da média considerada (COHEN *et al.*, 2009).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) apresenta uma banda de nebulosidade e chuvas com orientação noroeste-sudeste, a região da ZCAS é caracterizada pela convergência de umidade em baixos níveis, provavelmente oriunda da região Amazônica (noroeste) e do Oceano (Sudeste) daí a definição da sua orientação, e divergência em altos níveis (SANCHES e DIAS, 1999). Uma das principais características da ZCAS é a de estar associada ao jato subtropical de altos níveis em cerca de 35° S (KODAMA, 1993). Muito embora tais características sejam observadas em todos os verões, existem variações que ocorrem na organização espacial, na intensidade das chuvas e na circulação, essas variações, muitas vezes, são responsáveis pela ocorrência de eventos extremos, alagamentos e deslizamentos de terra (CARVALHO e JONES, 2009). Entretanto quando ocorre a

supressão desse sistema ocorrem representativos períodos de seca ou má distribuição das chuvas sobre grandes regiões do território brasileiro.

A convergência de umidade na região da ZCAS é favorecida presença dos Andes, de tal forma que os alísios são forçados a girar no sentido anti-horário, passando a apresentar sentido para o sul. A penetração de sistemas frontais até latitudes subtropicais e a consequente organização da convecção tropical em forma de faixa de nebulosidade na direção noroeste-sudeste é um mecanismo associado à formação e manutenção da ZCAS. Estudos relativamente recentes mostram que a ZCAS pode persistir por até 10 dias ou mais (PAEGLE e MO, 1997).

Um outro sistema importante na modulação da precipitação no sul do Brasil e região da Bacia do Prata durante o verão austral é o Jato de Baixos Níveis (JBN) (MARENGO *et al.*, 2009). O JBN é observado em uma região estreita ao longo da costa oriental dos Andes em direção à bacia do Prata e contribui para o transporte meridional de umidade da Amazônia para os subtrópicos, além de modular a ocorrência de sistemas convectivos (MARENGO *et al.*, 2009)

Os sistemas atmosféricos no sudeste da América do Sul (incluindo o Sudeste e Sul do Brasil) podem ser originados ou modulados pela presença de jatos de altos níveis. Os jatos de altos níveis são intensas correntes de ventos que estão concentradas na alta troposfera. De acordo com a Organização Meteorológica Mundial (OMM, 1992), a corrente de jato define-se como uma corrente de ar em forma de um estreito cano ou ducto, quase horizontal, geralmente próximo à tropopausa, cujo eixo localiza-se ao longo de uma linha de velocidade máxima e de fortes cisalhamentos horizontais e verticais. O núcleo da corrente de jato é a linha ao longo da qual as velocidades do vento são máximas, tanto na dimensão vertical quanto na horizontal. A corrente de jato localiza-se entre 9000 e 13000 metros de

altitude. Existem dois tipos de corrente de jato: o Jato Subtropical (JST) e o Jato Polar (JP).

As frentes frias afetam o tempo sobre a América do Sul durante todo o ano, se deslocam de sudoeste para nordeste sobre o continente e Oceano Atlântico adjacente. Durante o inverno, esses sistemas são acompanhados de massas de ar de latitudes altas que, muitas vezes, causam geadas e friagens em áreas agrícolas do Sudeste e Sul do Brasil (CAVALCANTI e KOUSKY, 2009). Algumas vezes, as frentes frias alcançam latitudes muito baixas sobre o sudoeste da Amazônia e também ao longo da costa nordeste do Brasil. De acordo com Cavalcanti e Kousky, (2009) quando as frentes frias avançam para norte (em direção ao Equador), durante a estação de verão, algumas vezes interagem com o ar úmido e quente tropical, produzindo convecção profunda e organizada e chuvas fortes sobre o continente, causando excessiva precipitação e inundações, deslizamento de encostas, além de ventos fortes e granizo. Durante o verão, as frentes frias frequentemente se posicionam ao longo da costa do Brasil, entre São Paulo e Bahia, na região da posição climatológica da ZCAS, originando períodos prolongados de chuva forte, algumas vezes com ocorrência de inundações e prejuízos materiais e humanos na região (CAVALCANTI e KOUSKY, 2009).

Eventualmente atuando em conjunto com o jato subtropical de altos níveis, os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) constituem agrupamentos de cumulonimbus cujas bigornas formam uma cobertura contínua. Segundo Silva Dias *et al.* (2009) a maior parte dos CCM que ocorrem na faixa entre 15° e 30°S tem um ciclo de vida típico, com início à noite ou de madrugada, chegando a sua máxima extensão durante a manhã e dissipando-se por volta do meio dia. Esse ciclo de vida mostra uma forte dependência com a situação geográfica do início dos sistemas,

relacionado com a topografia: a cadeia montanhosa dos Andes a oeste, o vale dos rios Paraguai e Paraná, e mais a leste, a Serra do mar. Por outro lado, grande parte dos CCM forma-se em associação com um fluxo de ar quente e úmido proveniente da região amazônica. Os CCM ocorrem com maior frequência nos meses da primavera (39%) (SILVA DIAS *et al.*, 2009).

Uma vez indicados os principais sistemas de tempo atuantes na América do Sul, passamos a discutir sua variabilidade interanual, as anomalias naturais características a qualquer padrão climático. A oscilação global interanual mais importante consiste no fenômeno ENSO, *El Niño-South Oscillation*, em combinação com outro importante fenômeno de oscilação da pressão atmosférica ao nível do mar, a Oscilação Sul (OS). Cane (2005) definiu ENOS como um fenômeno de escala global relacionado a um acoplamento oceano-atmosfera que ocorre sobre o Pacífico Tropical. O fenômeno ENOS constitui um fenômeno de dois componentes: um de natureza oceânica, no caso o EN, e outro de natureza atmosférica, representado pela OS.

Durante um episódio de El Niño: a pressão do ar sobre a Indonésia é superior à média enquanto valores abaixo da média são notados sobre o Pacífico tropical ocidental: as anomalias de TSM são positivas e os ventos alísios estão enfraquecidos no Pacífico equatorial central e leste: a termoclina fica mais rasa do lado oeste e aumenta no Pacífico equatorial central e leste. Durante um episódio de La Niña a diferença de pressão inverte-se, com pressão do ar inferior à média sobre a Indonésia e acima da média sobre o Pacífico tropical ocidental e as características anômalas de TSM, ventos, convecção e profundidade da termoclina são inversas daquelas para o episódio de El Niño. Termoclina é a região onde há uma rápida mudança na temperatura do oceano que separa as águas mais quentes, próximas a superfície das águas mais frias e mais profundas, ou seja, possui um alto gradiente de temperatura (GERÓLAMO, 2008).

Em condições normais, os ventos alísios sopram em direção ao oeste, no Oceano Pacífico Equatorial. Esses ventos forçam as águas quentes e superficiais em direção ao Pacífico Oriental, de tal modo que a superfície do mar fica mais elevada na Indonésia do que no setor leste do Pacífico (GERÓLAMO, 2008). A temperatura do mar é maior no setor oeste do Pacífico e mais fria próximo à costa da América do Sul, devido também à ascensão de águas mais frias oriundas das profundezas do oceano, causada pela ressurgência. No setor oeste, região da Indonésia, a baixa profundidade do oceano é um fator que contribui para que as águas fiquem mais aquecidas. Precipitações são normalmente mais abundantes no Pacífico Tropical oeste em função da maior convergência do ar e da alta evaporação sobre águas mais quentes, sendo a região centro-leste do Pacífico relativamente mais seca (NATORI, 2003).

Durante episódios de EN, os ventos alísios de leste se enfraquecem nas regiões oeste e central do Pacífico, provocando o aumento da profundidade de águas quentes no setor leste e, a diminuição no setor oeste do Pacífico. As chuvas seguem as anomalias quentes de TSM em direção ao centro-leste, o que implica em enchentes no Peru e seca na Indonésia e Austrália (NATORI, 2003). O deslocamento zonal da fonte de calor no Pacífico, correspondente ao deslocamento das águas mais quentes em direção ao leste, resulta em grandes mudanças na circulação da atmosfera global. Isso provoca mudanças na circulação da atmosfera global e, em regiões bem afastadas do Pacífico Tropical. A Figura 3 indica as duas situações opostas quanto às anomalias no Pacífico Tropical, com o impacto observado na vegetação, tal como indicado pela anomalia do índice de vegetação.

Figura 3: Anomalias de TSM no Oceano Pacífico indicando a fase quente, em abril de 1983, (quadro superior) e a fase fria (quadro inferior), em abril de 1989, do ENOS. Anomalias do Índice de Vegetação nos continentes.

Fonte: Adaptado de <http://www.noaa.gov/ocean.html>, 2012.

Em geral, durante eventos de El Niño, observa-se na América do Sul subtropical aumento da precipitação principalmente sobre o sul do Brasil, norte da Argentina e Uruguai (GERÓLAMO, 2008). Este aumento é associado à intensificação do Jato Subtropical e a uma persistente situação de bloqueio atmosférico (DIAZ, 1998). Por outro lado, esta mesma situação no Pacífico está associada a secas no Norte e Nordeste brasileiro devido ao deslocamento zonal da célula de Walker (GRIMM, 2003). Contudo, a influência dos episódios de eventos extremos de ENOS no leste da América do Sul ainda não é clara (GERÓLAMO, 2008). Carvalho (2004) mostrou que durante episódios de La Niña (El Niño) e em

anos neutros há maior frequência de ocorrência de ZCAS com característica continental (oceânica).

Figura 4: Impactos globais do El Niño e La Niña para os períodos de dezembro a fevereiro e de junho a agosto.

Fonte: adaptado de <http://enos.cptec.inpe.br/>, 2012.

O impacto do ENOS apresenta não apenas variações intrasazonais (Grimm, 2003), como também uma variabilidade inter episódios dos padrões anômalos observados na América do Sul. Através do estudo dos eventos EN 1982/83, 86/87, 91/92 e 97/98, verificou-se a existência da variabilidade inter eventos da temperatura da superfície do mar (TSM), da circulação atmosférica e da precipitação sobre as Américas. Além disso, estes autores sugerem a importância da dinâmica interna da atmosfera na variabilidade inter eventos da resposta atmosférica, pois o modelo de circulação geral atmosférico (MCGA) utilizado subestima esta variação ao ser

forçado apenas com a TSM observada. Já Marengo *et al.* (2002) verificou a influência da variabilidade inter ENOS sobre o JBN, que é sensível à posição da convecção máxima no Pacífico Equatorial.

Inclusive, foi observado que durante eventos EN (La Niña - LN) os episódios de JBN ocorrem em uma frequência de normal a acima (abaixo) da climatologia, possivelmente associada ao aumento (decréscimo) da precipitação no Sul do Brasil geralmente observado durante a fase quente (fria) do ENOS. Focando o Brasil, Coelho *et al.* (2002) realizou um estudo climatológico sazonal de precipitação observada durante eventos classificados como forte/moderados e fracos de EN e LN e verificaram diferenças significativas intersazonais e entre as diversas intensidades de episódios extremos de ENOS consideradas.

Ambrizzi *et al.* (2004) analisaram a influência dos eventos extremos de ENOS sobre as células regionais de Walker e Hadley e seus respectivos impactos sobre a precipitação sazonal de verão e outono da América do Sul. Observaram que nem todos os eventos EN e LN produzem os impactos canônicos devido à atuação conjunta do Pacífico Equatorial e do Atlântico Tropical na modulação das células de circulação regionais e, conseqüentemente, da precipitação.

Pisciottano (1994), investigando a relação entre a precipitação sobre o Uruguai e o fenômeno ENOS, verificou que anos com altos valores de IOS tendem a ter precipitação abaixo da média, especialmente de outubro até dezembro. Para o período de março até julho, a precipitação tende a ficar acima depois de anos de EN e abaixo da média depois de anos de LN.

Grimm (2009) estudou a influência do fenômeno El Niño na precipitação anual sobre a América do Sul, correlacionando as componentes principais de TSM à precipitação anual, para o período 1955 a 2000. A primeira componente principal

indicou anomalias positivas (negativas) de precipitação durante episódios La Niña (El Niño) no Norte/Nordeste do Brasil e anomalias negativas (positivas) sobre o Sul do Brasil, também em episódios de La Niña (El Niño). A segunda componente principal apresenta variabilidade maior no centro leste do Brasil, nas proximidades da posição climatológica da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), com sinais opostos e de menor intensidade no norte e sul do Brasil. A autora ainda aponta neste trabalho a variabilidade interanual da precipitação nas diferentes estações do ano.

Vários estudos verificaram a existência de uma relação entre a ZCAS e a TSM próxima à costa sudeste do continente. Nobre (1988) sugeriu que, durante episódios de ZCAS, as anomalias de TSM observadas na região de ocorrência destes sistemas sejam, ao menos em parte, uma resposta oceânica à circulação atmosférica. Barros *et al.* (2000) verificaram que no nordeste da Argentina, Uruguai e Sul do Brasil a precipitação de verão é influenciada pela TSM do sudoeste do Atlântico Sul. Robertson e Mechoso (2000), Muza (2005), entre outros, igualmente observaram uma associação entre as anomalias de TSM no sudoeste do Atlântico Sul e a precipitação sobre o Sudeste e o Sul do Brasil.

Grimm e Feuser (1998) encontram indícios de que a relação entre a TSM no Oceano Atlântico e as precipitações são igualmente significativas no Sudeste do Brasil e nos Estados do Sul do Brasil (RS, SC e PR).

O dipolo do Atlântico é uma mudança anômala da TSM no oceano Atlântico tropical. Este fenômeno muda a circulação meridional da atmosfera (Hadley) e inibe ou aumenta a formação de nuvens sobre o Nordeste do Brasil e alguns países da África, diminuindo ou aumentando a precipitação. Manifestações da tal variabilidade de dipolo na TSM anômala tem sido obtida através de análise de componentes

principais, mas alguns estudos tem questionado a idéia de que a variabilidade do dipolo ocorre como um modo intrínseco da flutuação na TSM anômala do Atlântico. Houghton e Tourre (1992) encontraram uma estrutura de dipolo no segundo modo de sua análise de componentes principais, mas as anomalias de TSM no norte e sul da ZCIT não são significativamente correlacionadas. Enfield e Mayer (1997) sugerem que as anomalias de TSM no Atlântico Norte tropical ocorre independentemente e a configuração de dipolo não é inerente ao Atlântico tropical.

Cardoso (2005) investigou observacional e numericamente a relação entre a TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico e a precipitação e vazão de alguns rios do sul e sudeste do Brasil. A autora verificou que a TSM é um bom preditor de vazão e precipitação principalmente para o sudeste do País, com a contribuição dos modos observados no Pacífico tropical e subtropical, assim como no Atlântico Sul subtropical. Seus resultados numéricos indicam que o Modelo de circulação geral da atmosfera utilizado é sensível às forçantes de TSM observadas nos subtrópicos de ambos os oceanos e que o modelo é capaz de reproduzir os padrões de teleconexão conhecidos na literatura.

Aceituno (1998) analisou a relação entre a Oscilação Sul e as anomalias de chuvas na região nordeste do Brasil, com base em dados de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE), para o período de 1974 a 1983 e, dados da direção e velocidade do vento, pressão atmosférica e temperatura da superfície do mar, para o período de 1948 a 1983, coletados por navio. A análise de correlação entre a precipitação da estação chuvosa nos trópicos, e o IOS, durante os episódios de El Niño, indicam condições relativamente secas sobre a porção norte da América do Sul durante eventos de El Niño. Em contraste com essa anomalia negativa de precipitação na região Norte, foi relatado relativa abundância da precipitação no sul

do Brasil durante estes mesmos períodos.

A tentativa de associação da variabilidade da TSM do Atlântico e Pacífico sul com a temperatura da cidade de São Paulo durante o inverno, por Cardoso e Silva Dias (2004), indicou alta correlação linear significativa entre a TSM e os valores de temperatura média e mínima. Os autores deste trabalho, entretanto, deixam claro que a influência da TSM é apenas um dos fatores que contribuem para a determinação do clima de inverno na cidade de São Paulo.

Minuzzi (2006) analisou a influência dos episódios La Niña na estação chuvosa do centro-sul brasileiro, utilizando dados diários de 203 estações localizadas na região sudeste. A influência de eventos La Niña foi representada pelos valores mensais de IOS e TSM do Pacífico Sul. Os resultados indicaram influência do fenômeno La Niña na determinação do início da estação chuvosa no sudeste brasileiro, na chuva acima da média no extremo norte de Minas Gerais e na chuva abaixo da média no extremo sul deste estado, além de se associar à estiagem em grande parte do estado de Minas Gerais, durante o trimestre de janeiro-fevereiro-março. Foi demonstrado ainda que, no Estado de São Paulo, eventos La Niña estiveram associados a anomalias positivas da precipitação no trimestre novembro-dezembro-janeiro.

Andreoli e Kayano (2007) analisaram a influência do Atlântico Tropical Sul e do Pacífico Leste na variabilidade da precipitação no nordeste brasileiro. Sob condições de El Niño, a circulação de Walker desloca-se para leste, de forma que seu ramo ascendente passa a se localizar sobre o Pacífico central e leste, ocasionando intensa convecção nesta região. Seu ramo descendente passa a se localizar sobre o nordeste do Brasil e Atlântico Tropical adjacente, região onde a convecção é inibida. Por outro lado, as anomalias de precipitação nessa região têm

sido relacionadas a anomalias de TSM no Atlântico Tropical, Norte e Sul.

Em estudos sobre a Oscilação Madden Julian (OMJ), Kayano, Jones e Silva Dias (2009) analisaram os impactos que esta oscilação apresenta na distribuição de precipitação nos trópicos e subtrópicos. A OMJ corresponde a uma célula de circulação zonal direta na região tropical que influencia a Zona de Convergência do Pacífico Sul e a do Atlântico Sul, desempenhando papel fundamental na variabilidade da precipitação na América do Sul, na escala média de 30 a 60 dias. Detectaram, neste estudo, que a fase da OMJ caracterizada por supressão de convecção sobre a Indonésia e aumento de convecção sobre o Pacífico Central está associada ao aumento significativo da precipitação diária sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil.

Outra escala temporal de variabilidade climática na América do Sul é a interdecadal, associada às variações de TSM (PAEGLE e MO, 2002). A precipitação no sudeste da América do Sul apresenta variabilidade interdecadal associada à Oscilação Decadal do Pacífico (em inglês, *Pacific Decadal Oscillation*, PDO) e à Oscilação do Atlântico Norte (em inglês, *North Atlantic Oscillation*, NAO), segundo Grimm (2003).

Estudos atuais tem analisado um padrão de anomalias de TSM no oceano Pacífico, semelhante ao fenômeno ENOS, mas em escala de tempo maior chamado ODP. A ODP apresenta duas fases (Figura 5): uma quente e uma fria, da mesma forma que o ENOS. A fase quente esta relacionada com o ar seco e inverno mais quente na região mais ao norte do oceano Pacífico, no oeste dos estados Unidos e Canadá há um déficit de precipitação e neve. Esta fase apresenta águas aquecidas no Pacífico tropical leste, na costa do Alasca e a oeste dos Estados Unidos e Canadá, e águas mais frias no Pacífico norte. A fase fria apresenta configuração

inversa a fase quente, com anomalias negativas de TSM no Pacífico tropical leste e positivas no Pacífico extratropical norte e sul (GERÓLAMO, 2008).

Figura 5: Oscilação Decadal do Pacífico 1900-2010.
Fonte: Adaptado do www.atmos.washington.edu

Trenberth (1990), analisou a variabilidade climática nas escalas decenal e multidecenal e mostrou que a pressão ao nível do mar (PNM) foi bem mais baixa no Pacífico norte durante os meses de inverno de 1977 a 1988 do que no período de 1947 a 1976. Verificaram ainda que as variações da PNM no Pacífico Norte, de 1947 a 1987, estiveram fortemente relacionados ao padrão de onda do Pacífico-América do Norte (PNA, *Pacific North America*). Kayano e Andreoli (2009) analisaram a variabilidade da ODP e verificaram que ela apresentou fase fria para os períodos 1900-1924 e 1947-1976 e fase quente para os períodos de 1925-1946 e 1977-1990. Na América do Sul a variabilidade decenal do clima é influenciada pela ODP e OAN. Barreiro et al. (2002) investigaram a variabilidade interanual e decadal da ZCAS durante o verão austral através de um estudo numérico com o modelo *Community*

Climate Model 3. Encontraram duas principais forçantes: uma resposta local às anomalias de TSM do Atlântico Sul com escala temporal interanual-decadal e uma resposta remota às anomalias de TSM do Pacífico em uma escala interanual. A primeira não apresenta quase nenhum sinal sobre o continente, influenciando a precipitação apenas na porção oceânica da ZCAS e na costa sul do Brasil, enquanto que a resposta remota consiste em um deslocamento da ZCAS durante eventos El Niño. Os autores sugerem que a porção oceânica da ZCAS apresenta alguma previsibilidade devido à sua relação com a TSM, enquanto que a porção continental é quase que imprevisível por ser primariamente forçada pela dinâmica interna da atmosfera. Posteriormente, Barreiro *et al.* (2005) confirmaram seus resultados obtidos sobre a influência do Atlântico Sul na ZCAS através de um estudo de comparação de modelos. Neste trabalho os autores reforçam que a ZCAS é dominada pela variabilidade interna ao obter como o principal modo de variabilidade interna na escala interanual uma estrutura dipolar similar aos modos observacionais relacionados à variabilidade da ZCAS obtidos na escala interanual (ROBERTSON e MECHOSO, 2000) e intrasazonal (PAEGLE e MO., 2002).

Em suma, esta pesquisa tem como objetivo avaliar a influência do comportamento dos oceanos Atlântico e Pacífico na variabilidade climática da precipitação, temperatura e vazão de rios da região do extremo oeste paulista, nos últimos 30 anos.

3.4. Caracterização da área de estudo.

3.4.1. Formação Histórica

O início da ocupação do Oeste Paulista aconteceu na segunda metade do século XIX e foi habitada basicamente por mineiros. A principal atividade econômica

dos mineiros era a criação de gado e o comércio pecuário com a região centro oeste do país.

Com a marcha pioneira para o Oeste Paulista ocorreu-se a expansão da cafeicultura e a expansão da construção das estradas de ferro. Nessa época o oeste paulista foi marcado pelas grandes propriedades privadas de gado e café (SOUSA, 2008).

A decadência da produção do café fez com que muitos fazendeiros passassem a investir em outras culturas agrícolas, o algodão teve predomínio do cultivo na região após o declínio cafeeiro (SOUSA, 2008).

Com o processo de descentralização das indústrias nos anos de 80 e 90, a região oeste do Estado recebeu poucas unidades industriais que se desconcentraram da região metropolitana de São Paulo (MOURÃO, 2005).

Santos (2001) ressaltou a necessidade de olhar para o interior de São Paulo com mais atenção na questão do processo de descentralização.

“Evidenciando a reorganização industrial na Região Concentrada, os Estados sulinos e o interior do Estado de São Paulo ganham com a emigração de estabelecimentos da Região Metropolitana de São Paulo, com a criação de novas indústrias e, paralelamente, com a concentração-dispersão do valor da transformação industrial. A automação industrial é, outrossim, responsável pela queda no emprego industrial, sobretudo nas indústrias que nascem modernas nessas “fronteiras internas” da área core do país”. Por outra parte, as fronteiras agropecuárias modernas do Centro-Oeste tornam-se agora novas fronteiras industriais, “externas” à Região Concentrada, e abrigam um número pequeno de poderosas indústrias.”

Embora nas cidades médias o setor industrial não seja tão expressivo na questão do número total de estabelecimentos, existem empresas importantes do ponto de vista econômico fazendo com que essas cidades médias estabeleçam novas articulações de comércio (GOMES, 2007).

A região oeste paulista, do ponto de vista do desenvolvimento econômico, foi incorporado no processo de expansão da fronteira agrícola e pelo cultivo do café e ainda devido a extensão das rodovias até os limites com os demais Estados. (OLIVETTE, 2005).

Com a ocupação da região muito de sua característica biogeográfica foi devastada devido a exploração da terra para a agricultura e pecuária ou pela retirada da vegetação para a construção e ampliação das cidades e suas economias.

São exemplos da participação da região nas fases posteriores a do ciclo do café, a presença de lavouras de algodão e amendoim nas décadas de 60 e 70, onde o município de Presidente Bernardes foi recordista nacional de produção, o que influenciou a implantação de agroindústrias do setor no âmbito regional e, mais recentemente, a presença de frigoríficos e laticínios, além da introdução da lavoura de cana-de-açúcar para fins de produção de álcool. (OLIVETTE, 2005).

A região oeste apresenta baixa qualificação da mão-de-obra, a pouca expressão do mercado consumidor e com a falta de investimentos industriais de grande magnitude em suas cidades. A cidade de Presidente Prudente, nessa situação, foi se afirmando como centro comercial e fornecedor de serviços especializados, principalmente nas áreas de educação e saúde.

Nos anos 80, com a construção das usinas hidrelétricas houve uma dinamização da economia de alguns municípios da região.

A dinâmica econômica da região também foi alterada devido a instalação de inúmeros presídios pelo governo estadual. Com isso houve uma necessidade pela demanda de serviços públicos, já que as famílias dos detentos mudaram-se para os municípios da região (OLIVETTE, 2005).

De acordo com Olivette (2005) mesmo com os problemas citados a região possui um grande potencial.

Encontram-se instaladas algumas empresas com elevada competitividade, as quais operaram não somente no âmbito regional, mas também nos mercados nacional e internacional. Muitas empresas são originárias da própria região e os seus dirigentes e acionistas são pessoas comprometidas com ela e têm grande interesse em reverter o quadro de estagnação econômica. As empresas já instaladas apresentam condições para responderem muito favoravelmente às ações indutoras empreendidas pelo poder público estadual.

As cidades de Presidente Prudente e Marília (Figura 6) contam com centros universitários de expressão nacional. Nas cidades de Dracena, Rosana e Presidente Prudente contam com campus universitários da Universidade Estadual Paulista – UNESP. Em Presidente Prudente a Faculdade de Ciências e Tecnologia possui 12 cursos de graduação nas três áreas do conhecimento. A cidade apresenta ainda inúmeras universidades privadas, que juntamente com a pública, atrai empresas e serviços devido a presença desses polos de conhecimento e recursos humanos (OLIVETTE, 2005).

A região do oeste paulista localiza-se entre os vales do Rio do Peixe e Paranapanema. É caracterizada pela existência de colinas amplas e suaves, sobre as formações Santo Anastácio, Adamantina e Caiuá – Grupo Bauru (Amorim, 1993). A região sofreu intensas transformações antropogênicas, ocasionadas pela ação de grileiros e especuladores imobiliários, ocupada pelos cafeicultores e ainda atravessada por ferrovias, grandes consumidoras de lenha, teve sua vegetação natural, com predomínio de matas, rapidamente extinta e substituída por culturas e pastagens.

Figura 6: Localização das cidades de estudo.
Organização: Priscilla V. Ikefuti.

3.4.2. Caracterização climática

O Oeste Paulista, localizado em uma zona de transição climática compartilhada pelos sistemas atmosféricos intertropicais e extratropicais, vem, há muito tempo, merecendo a atenção de vários autores, quanto à sua dinâmica climática, que visam a aduzir os fenômenos pluviais que nela ocorrem. Grande parte destes estudos versa sobre a gênese pluvial, mas não considera a variabilidade desses eventos pluviais.

A maritimidade e a continentalidade são os atributos do meio físico que mais influenciam o clima da região sudeste, pois interferem diretamente na temperatura e na disponibilidade de umidade (NUNES, 2009). Na região oeste paulista a continentalidade é fator dominante no clima com elevadas temperaturas tanto no

verão como no inverno proporcionando estresse térmico para o calor aos seus moradores (IKEFUTI, 2009).

O clima do oeste paulista é do tipo tropical. Esta área é caracterizada pela presença de um período seco (inverno), sob influência predominante dos sistemas polares e um período chuvoso (verão), sofrendo atuações de sistemas intertropicais e extratropicais (MONTEIRO, 1971). A região é marcada por intensas chuvas que ocorrem de dezembro a fevereiro. O período mais seco é formado pelo trimestre de junho a agosto e as maiores temperaturas não ocorrem nos meses de verão, e sim, durante os meses de setembro e outubro, apresenta-se ainda sob o domínio da massa de ar tropical atlântica e da massa de ar tropical continental, na maior parte do ano (SILVA, 2006). A figura 7 ilustra a precipitação total anual das cidades analisadas na pesquisa.

Figura 7: Precipitação total anual das cidades de Presidente Prudente, Rancharia, Bastos e Marília para o período de 1979 a 2008 com linha de tendência de precipitação.

Como o Oeste do estado de São Paulo encontra-se numa área de transição climática, compartilhada pelos sistemas atmosféricos inter e extratropicais, nele ocorre conflito entre as massas Tropical Atlântica e Tropical Continental, e a massa Polar Atlântica, havendo ainda participação esporádica da massa Equatorial Continental (BOIN, 2000).

Segundo a classificação de Thornthwaite (1948), a unidade climática da região de interesse é considerada como úmida e sub-úmida (com índice efetivo de umidade de cerca de 10) e do tipo megatérmico (com índices térmicos da ordem de 1180).

4. METODOLOGIA E DADOS

O desenvolvimento deste estudo tem como base a análise de dados mensais e anuais das seguintes variáveis: temperatura da superfície do mar, vazão de rios, precipitação pluviométrica, temperatura mínima, média e máxima, ROLE e umidade relativa. A descrição mais detalhada de cada uma delas é feita a seguir.

4.1. Temperatura da superfície do mar

A TSM é um importante indicador do estado do sistema climático global. Assim, conhecimentos mais precisos do comportamento da TSM são essenciais para pesquisa em climatologia, incluindo a previsão climática. Os dados de TSM são determinados através de observação feita por navios, bóias e satélites. Algumas áreas próximas às zonas geladas dos oceanos apresentam grandes incompatibilidades na TSM observada, o que precisa ser solucionado (NATORI, 2003). Estas diferenças são causadas pelas poucas observações obtidas para estas áreas. Assim, a incerteza das observações de TSM em latitudes altas constitui um grande problema para as pesquisas do clima.

Os dados de TSM utilizados aqui foram obtidos do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), e estão disponíveis no site do *Climatic Diagnostic Center* (CDC). A resolução espacial da grade regular dos dados de TSM é obtida com o uso do radiômetro *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) acoplado ao satélite NOAA 7 que capta as informações no canal do infravermelho com resolução espacial de 0,25 graus. O domínio espacial coberto pelos dados de TSM é global. Os dados originais utilizados neste estudo têm resolução mensal.

4.2. Vazão de rios

O conjunto de dados diários de vazão de rios é oriundo da Agência Nacional de Águas (ANA) e pode ser obtido, em forma digital, no site <http://hidroweb.ana.gov.br/hidroweb/>.

Figura 8: Hidrografia do Estado de São Paulo.

Neste trabalho foram utilizados os dados mensais da vazão de quatro rios obtidos em postos fluviométricos no extremo oeste paulista: representando a área do município de Presidente Prudente, foram utilizados os dados de vazão do rio Ribeirão Mandaguari ($21^{\circ}52'S$ e $51^{\circ}15'O$) (Figura 9) que possui uma área de drenagem de 700 km^2 ; para a área de Marília, foram utilizados os dados do rio do Peixe ($22^{\circ}18'S$ e $50^{\circ}01'O$) (Figura 9) que possui 734 km^2 de área de drenagem; para Bastos, os dados utilizados foram os do Ribeirão Copaíba ($21^{\circ}56'S$ e $50^{\circ}39'O$) (Figura 9) esse posto apresenta uma vazão baixa com relação aos outros postos e

possui uma pequena área de drenagem 65 km²; para Rancharia, os dados do Ribeirão Capivari (22°31'S e 50°54'O) (Figura 9) foram utilizados, este posto apresenta uma área de drenagem de 646 km². Todos os rios utilizados nesta pesquisa pertencem a bacia do Rio Paraná e todas as estações de medida pertencem a Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica – Departamento de Águas e Energia Elétrica (FCTH/DAEE).

Figura 9: Localização dos rios objeto de estudo (em destaque azul) nos municípios selecionados.
Organização: Priscilla V. Ikefuti.

4.2.1. Cálculo da vazão

A medida da vazão de uma seção transversal de um rio é calculada, normalmente, com a ajuda de um aparelho eletrônico chamado “molinete” (Figura 10). Com esse aparelho obtêm-se a medida da velocidade da corrente fluvial em pontos selecionados.

Figura 10 : Molinete.

O molinete assemelha-se a um catavento, onde suas hélices giram mais rapidamente conforme o fluxo de água. Existem molinetes para rios com baixa e alta vazão, e eles podem ser instalados em suportes ou suspensos por cabos.

Para efetuar-se a tomada das medidas, coloca-se o molinete em determinada seção do curso d'água, variando as posições, não só ao longo da seção, mas também ao longo da profundidade. Antes da utilização do molinete, para a tomada de dados, o mesmo deve ser aferido em um laboratório de hidráulica, para que se tenha uma perfeita entre o número de voltas dadas pela hélice do molinete com a velocidade da água, em um intervalo de tempo considerado. Para isso o molinete deve ser aplicado em velocidades de correntes conhecidas, contando-se assim, o número de voltas que o mesmo dá em 60 segundos. (CORRÊA, 2007).

A seção transversal de um rio varia em profundidade, no sentido em que no meio do rio encontra-se a maior profundidade, esse valor diminui no sentido da margem. Figura 11.

Figura 11: Seção transversal de um canal fluvial
Fonte: Corrêa (2007).

Se, por um lado, o emprego da vazão de rios pode ser considerado como vantajoso uma vez que a vazão pode representar a chuva integrada em determinada bacia hidrográfica e por apresentar continuidade temporal, seu uso indiscriminado pode levar a conclusões errôneas. A vazão de um rio pode, naturalmente ou não, ser alterada por alterações da superfície, pelo assoreamento natural de seu leito ou por intervenções humanas, como barragens ou desvios do curso principal. Desta forma, a modificação dos dados de vazão por ações ocorridas na superfície continental gera inconsistência com os sinais climáticos. Por outro lado, a precipitação é uma variável que apresenta descontinuidade tanto temporalmente como espacialmente, dificultando a identificação da variabilidade climática de forma consistente. Assim, o uso de dados de vazão neste estudo impõe a verificação de sua variabilidade com os dados de precipitação. Para a análise desta variabilidade, foi gerada uma série de gráficos de dispersão entre a precipitação e a vazão dos postos analisados.

4.3. Precipitação, temperatura mínima, média e máxima e umidade relativa.

Os dados de precipitação, temperaturas e umidade relativa do ar foram

observados e registrados na estação meteorológica do município de Presidente Prudente e fazem parte do banco de dados do INMET (estação N° A707). Estes dados apresentam, tal como os demais, resolução mensal. Para as outras cidades foram utilizados os dados de precipitação da ANA.

4.4. Métodos Considerados na Análise dos Dados

4.4.1. Transformação dos dados e adequação para a análise

A manipulação dos dados foi feita com o auxílio do software GrADS (*Grid Analysis and Display System*). As séries de precipitação, vazão, TSM, temperatura mínima, média e máxima, ROLE e umidade relativa do ar foram recortadas para o período de 1979 até 2008. A resolução temporal original das séries consideradas é diária, exceto a série temporal de TSM, que foram, nesta etapa, reduzidas a valores mensais. Com o objetivo de se identificar a variabilidade climática “natural”¹ das séries temporais consideradas optou-se por retirar a sazonalidade e a tendência linear de longo prazo. A remoção da sazonalidade é feita pois, se uma série temporal tem um tipo marcante de variação dentro de um ano, isto pode esconder ou exagerar o movimento básico da série, por exemplo, se um verão é mais frio ou mais quente do que a média dos verões para uma certa localidade. A sazonalidade de uma série é retirada com base na seguinte formulação matemática:

$$PCP'_t = PCP_t - med(PCP_t)$$

---

¹ Entende-se como variabilidade climática natural as oscilações no clima que independe da atuação do homem, como as oscilações interanuais: El Niño e La Niña e interdecadais: Oscilação Decadal do Pacífico. A variabilidade climática antrópica é entendida como aquelas que são influenciadas pela atividade humana que aumenta a concentração dos gases do efeito estufa.

PCP'_t = anomalia de precipitação para um determinado mês t ;
 PCP_t = precipitação observada no mês em questão;
 $med(PCP_t)$ = média climatológica do mês t .

Nos estudos de variabilidade do clima, esse procedimento de remoção de sazonalidade é muito comum e consiste em remover das séries das variáveis utilizadas na pesquisa a variância associada ao ciclo sazonal, definido pelas médias a longo prazo. Com a remoção do ciclo sazonal as flutuações presentes na série temporal se tornam mais evidentes e estatisticamente significativas (GUEDES *et al*, 2006).

A sazonalidade foi removida a partir do software Grads, com a aplicação da função **deaseason.gs**, que possui esta e outras funções estatísticas desenvolvidas na Universidade de *Maryland* pelo meteorologista Dr. Bin Guan e encontram-se disponíveis no site http://www.atmos.umd.edu/~bguan/grads/GrADS_Scripts.html

A tendência linear de uma série temporal geralmente mostra a variação da série temporal analisada no tempo, pode mostrar que a série está aumentando ou diminuindo, essa tendência é calculada a partir da fórmula:

$$Y_t = \alpha + bt + erro$$

Y_t = regressão linear no tempo t ;
 α = coeficiente linear da reta de regressão;
 b = coeficiente angular;
 t = variação do tempo.

A remoção da tendência linear é um procedimento realizado para que seja observada a análise das outras variáveis climáticas que não a própria tendência linear. A remoção da tendência de longo prazo pode ser realizada com a aplicação

do seguinte procedimento:

$$Y(t)^* = y(t) - bt$$

$Y(t)^*$ = série sem tendência;

$y(t)$ = valor original de y ;

bt = parte angular de t .

Para a remoção da tendência linear foi utilizada a função **ltrend.gs** no Grads, que define a tendência linear da série, com a tendência determinada a mesma é removida da série.

4.4.2. Análise de correlação simples

Com o intuito de se associar a variabilidade dos oceanos Pacífico e Atlântico com a variabilidade sobre o continente, procedemos ao cálculo do coeficiente de correlação entre a TSM e as variáveis observadas no continente, na região sudeste do estado de São Paulo. Os dados atmosféricos continentais utilizados neste cálculo do coeficiente de correlação linear foram os observados no município de Presidente Prudente. Estes resultados são apresentados em forma de mapas na seção 5.2.

A análise de correlação simples é uma técnica estatística muito utilizada em várias áreas de estudo, pois possui uma representação matemática simples.

A análise de correlação entre duas variáveis, x e y , por exemplo, pode ser feita com o cálculo do coeficiente de correlação linear de Pearson, r , que é dado pela razão entre a covariância simples das duas variáveis e o produto de seus respectivos desvios-padrão:

$$r = \frac{\text{cov}(x,y)}{S_x S_y}$$

em que S_x e S_y são os desvios-padrão das variáveis x e y . Como:

$$cov(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n - 1}$$

e como

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n - 1}} \quad S_y = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n - 1}}$$

resulta que

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}},$$

O coeficiente de correlação linear tem a importante propriedade de ser adimensional e de variar de -1 a +1, o que não ocorre com a covariância. A sua correta interpretação envolve a consideração dos seguintes fatores quanto ao:

- *sinai do coeficiente da correlação*: o valor positivo do coeficiente de correlação indica que as duas variáveis tendem a aumentar ou diminuir conjuntamente. O valor negativo do coeficiente de correlação indica que as duas variáveis correlacionadas apresentam sinais contrários em relação à média para uma mesma situação.

- *valor absoluto do coeficiente de correlação*: mostra a intensidade da relação linear entre duas variáveis. O valor nulo indica total ausência de relação linear, enquanto que o valor absoluto igual à unidade indica uma relação linear perfeita, positiva ou negativa;

- *quadrado do coeficiente de correlação (r^2)*: indica o percentual da variância de

uma das variáveis explicada pela outra.

Em outras palavras a correlação permite mostrar o quanto uma variável é capaz de “explicar” quase toda a variação na outra variável. Quando o coeficiente de correlação está próximo de zero, nenhuma variável explica a variação na outra (WALLIS e ROBERTS, 1964).

A correlação linear deve ser determinada entre as variáveis continentais e as variáveis oceânicas, o que indica possivelmente as áreas oceânicas mais bem correlacionadas com dados de vazão, precipitação, temperatura e umidade relativa, para a região oeste do estado de São Paulo. O filtro 1-2-1 (média móvel) foi aplicado aos dados de vazão de rios, precipitação, temperaturas, ROLE, umidade relativa e TSM como forma de identificar a variabilidade anual e interanual. É razoável utilizar a média móvel para aplainar a série, na esperança de obter um retrato mais verdadeiro dos movimentos básicos da série, ou seja enxergar o sinal de uma correlação ou as oscilações de mais baixa frequência. Para o cálculo da média móvel no trabalho foi utilizada a função **rmean.gs** no Grads. A aplicação da média móvel pode ser expressa matematicamente pela seguinte equação:

$$Z_t = \frac{1}{2n + 1} \sum_{j=-n}^n X_{t+j}$$

A correlação linear foi calculada para séries temporais com início em todos os meses do ano e para intervalos de tempo (meses) distintos entre a vazão e a TSM, podendo-se, desta forma, verificar qual o período do ano que apresenta maior potencial para influenciar o clima continental no extremo oeste do estado de São Paulo. Os intervalos temporais foram considerados sempre com a TSM atrasada em relação à vazão de rio.

4.4.3. Teste de significância.

A significância estatística do coeficiente de correlação foi calculada pelo teste estatístico paramétrico *t-Student* (HAIR *et al.* 2005). Este é um teste de hipótese que leva em consideração uma população bivariada, onde é destacada a relação entre uma variável independente *versus* uma variável dependente. Ele representa uma medida de confiabilidade de um determinado resultado (CHAVES, 2004). Por exemplo, quando se utiliza um nível de significância estatística de 0,05, isso quer dizer que existe uma probabilidade de 95% de chances que este resultado seja coerente.

Seu calculo está baseado no tamanho da série temporal (amostra) e no valor do coeficiente de correlação.

Nesta pesquisa considerou-se um nível de significância estatística igual a 95% (ou $\alpha = 0,05$). O valor limite entre significância e não significância estatística é dada pela equação:

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}}$$

O valor de t é obtido através da relação acima e da distribuição *t-Student*, em forma de tabela, encontrada em livros de estatística como, por exemplo, em Hair *et al* (2005).

A partir das áreas oceânicas mais bem correlacionadas com os dados de vazão e precipitação, é possível traçar gráficos de espalhamento e da própria série temporal para auxiliar a identificação do tipo de correlação que existe entre as variáveis oceânicas e as continentais.

4.4.4. Regressão linear múltipla.

Com base nas áreas mais bem correlacionadas com a vazão mensal dos rios do extremo sudoeste do estado de São Paulo, foi elaborado um modelo de regressão linear múltipla para a vazão nas escalas trimestral e anual. Neste caso foram consideradas variáveis independentes, a média da TSM para as áreas onde foram identificados os maiores valores de correlação linear e as variáveis da estação meteorológica. Um modelo de regressão linear múltipla pode ser escrita como:

$$Y = a + b_1 x_1 + b_2 x_2 + \dots + b_k x_k$$

a = intercepto do eixo y ;

b_i = coeficiente angular da i -ésima variável;

k = número de variáveis independentes.

Os coeficientes a e b são coeficientes de regressão como o seguinte significado:

- O coeficiente b é a declividade da reta e define o aumento ou diminuição da variável y por unidade de variação da variável x ;
- A constante a é o intercepto y , sendo igual ao valor de $\hat{y}$ para $x = 0$.

No modelo matemático de regressão verifica-se que para cada valor de x há uma diferença entre o valor amostrado y e o valor projetado $\hat{y}$. Essa diferença é denominada desvio d . Quanto menor for a soma de todos os desvios melhor será o ajuste da reta, ou o poder de explicação do modelo.

$$d = y_i - \hat{y}_i$$

Para se chegar aos valores dos parâmetros a e b é utilizado o *método dos*

quadrados mínimos que parte da soma dos quadrados dos desvios.

$$\sum_{i=1}^n d_i^2 = \sum_{i=1}^n [y_i - \bar{y}]^2$$

$$\sum_{i=1}^n d_i^2 = \sum_{i=1}^n [y_i - a - bx_i]^2$$

O objetivo da análise de regressão múltipla é usar as variáveis independentes cujos valores são conhecidos para (simular) os valores de variável dependente selecionada para a análise.

Foram elaborados diagramas de dispersão (*scatterplot*) entre a vazão e as variáveis continentais e oceânicas com significância maior que 95% para se observar a variabilidade temporal dos dados.

A disposição dos pontos observados das variáveis analisadas no gráfico de dispersão em uma linha aproximadamente reta, com valores positivos ou negativos, caracteriza uma relação linear das séries, se a disposição dos pontos não for linear, indica que a relação entre elas é baixa. A apresentação dos dados em gráficos de dispersão também auxilia na identificação de *outliers* (observações fora do padrão) (HAIR *et al* 2005).

4.4.5. Divergência, Velocidade Vertical e Vorticidade Relativa.

A Vorticidade de um fluido expressa a tendência de uma porção de fluido rotacionar nas três direções do espaço, x (zonal), y (meridional) e z (vertical). A circulação do ar no sentido horário e anti-horário indica a existência de sistemas de baixa ou alta pressão, o que sugere a formação de nuvens e consequentemente precipitação devido à instabilidade na atmosfera. A divergência do ar é entendida

como linhas de corrente convergindo (divergindo) para (de) um ponto (região). Quando há divergência do ar em baixos níveis ocorre descendência do ar, expansão da área, inibindo a formação de nuvens e chuva, contrariamente a convergência do ar, contração/redução da área, em baixos níveis propicia a formação de nuvens altas e conseqüentemente de chuva. Valores positivos de divergência indicam divergência, enquanto que valores negativos indicam convergência do ar (MUSK, 1996). A elaboração de mapas com os campos de divergência e Vorticidade do vento permite analisar as características da instabilidade de uma determinada localidade.

Para analisar os padrões atmosféricos na região oeste paulista no período de estudo foram elaborados mapas de vorticidade e divergência do ar em 200 e 850 hPa e de velocidade vertical (ômega) em 500 hPa em uma grade de 2,5° de latitude e longitude.

A componente vertical da vorticidade e da divergência do ar, no plano horizontal (x,y) são expressas pela formulação matemática:

$$\delta = \frac{\partial z}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

$$\nabla \cdot \vec{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$$

onde, u, v e w são componentes zonal, meridional e vertical do vento, nas respectivas direções.

Foram utilizadas as funções **hdivg.gs** (divergência) e **hcurl.gs** (vorticidade) no Grads para a elaboração dos mapas atmosféricos.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados são mostrados em duas partes: análise dos mapas de correlação linear calculada entre a TSM e a vazão dos rios da região oeste do estado de São Paulo, na escala mensal e com os dados da estação meteorológica de Presidente Prudente (precipitação, temperatura mínima, média e máxima, umidade relativa e radiação de onda longa emergente). Neste último caso, as análises foram realizadas para cada uma das variáveis, considerando os oceanos Pacífico e Atlântico; na segunda parte foi analisado o modelo de simulação da vazão, a partir do cálculo de regressão linear múltipla de preditores de áreas oceânicas pré selecionadas e de variáveis atmosféricas, posteriormente foi também analisado os campos de vento, divergência, vorticidade relativa e velocidade vertical do ar para verificar as condições atmosféricas nos períodos anômalos positivos e negativos da vazão do Rio Mandaguari.

5.1. Análise dos mapas de correlação linear entre vazão e TSM

Os rios utilizados para o cálculo de correlação linear entre a TSM dos oceanos e a vazão continental foram: Ribeirão Mandaguari (Presidente Prudente), Ribeirão Copaíba (Bastos), Ribeirão Capivari (Rancharia) e Rio do Peixe (Marília), todos localizados no oeste paulista. Os critérios para a escolha desses rios foram a área de drenagem e a vazão média mensal. Tal como descrito na seção 5, técnicas e métodos, os cálculos foram efetuados para dados com resolução mensal. Os rios escolhidos para esta pesquisa possuem variabilidade de vazão similar, mesmo o posto de Bastos que possui uma vazão muito baixa, apresenta uma variação semelhante aos rios com grande volume de vazão, como o rio do Peixe (Figura 12). Em certos anos é possível observar uma discrepância dos dados de vazão nos

postos de Rancharia e Marília, é razoável ponderar que tenha havido um erro com os dados de vazão para esses dois postos. Na figura 12 nota-se um pico positivo de vazão para o posto de Marília no ano de 1995, enquanto que para os outros postos a anomalia de vazão foi negativa.

Figura 12: Anomalias de vazão dos postos fluviais de Presidente Prudente, Bastos, Marília e Rancharia.

A correlação linear entre a TSM e a vazão dos rios foi calculada com e sem defasagem temporal. São mostrados os mapas nas Figuras 14, 18, 22 e 26 com a série de TSM iniciando em janeiro e a série da vazão iniciando entre janeiro e novembro. Foram calculadas a correlação linear para a TSM iniciando em todos os meses do ano, contudo, os resultados foram bastante semelhantes, optando-se então por apresentar apenas os mapas com TSM iniciando em janeiro.

5.1.1 Correlação linear entre TSM mensal e vazão do rio Ribeirão Mandaguari.

A evolução temporal dos dados de vazão no rio Mandaguari mostra uma pequena tendência linear positiva ao longo do período considerado, aproximadamente $2 \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$ (Figura 13). A série temporal apresenta picos de vazão associados à ocorrência do fenômeno El Niño de forte intensidade nos anos de 1983, 1998 e moderado no ano de 2003.

Figura 13: Vazão mensal do rio Mandaguari na cidade de Presidente Prudente (linha preta), para o período de 1979 a 2004. O valor médio mensal da vazão está representado com a linha vermelha. A reta de tendência linear está indicada em azul.

A série histórica da vazão do rio Mandaguari com início no mês de janeiro apresenta correlação linear mais intensas e persistente com a região tropical do Oceano Pacífico Norte ocidental, com valores absolutos superiores a 0,5, tal como indicado na Figura 14. Isto indica que fenômenos que ocorrem no Pacífico, tais como ENOS e ODP podem estar associados à variabilidade da vazão do Mandaguari. O Oceano Pacífico tropical norte ocidental apresenta correlação negativa e significativa

com a vazão do rio Mandaguari. Os valores de correlação linear nesta área do Pacífico (pa3dp) aumentam com a defasagem temporal: com defasagem de 10 meses entre a vazão e a TSM, observa-se uma grande área com valores entre - 0,5 e -0,6. Contrariamente, os valores de correlação linear no Pacífico Equatorial leste (pa1dp) são positivos e diminui com o aumento da defasagem temporal. Nesta área, os valores máximos de correlação linear variam entre 0,4 e 0,5, para o caso sem defasagem temporal, e, inferiores a -0,2 para defasagem temporal superior a oito meses. Nota-se a diminuição desta área do Pacífico Equatorial leste (pa1dp), que apresenta valores positivos de correlação, com o aumento da defasagem temporal. A TSM de áreas específicas do Atlântico Norte e Sul apresentam correlação linear positiva e significativa em relação aos dados mensais da vazão do rio Mandaguari, com valores mais intensos no Atlântico Norte (at1dp) com valores máximos variando entre 0,5 e 0,6 e valores relativamente inferiores no Atlântico Sul (at2dp e at3dp) (valores máximos variando entre 0,4 e 0,5). No Atlântico Norte, os valores de correlação linear aumentam com a defasagem temporal, já no Atlântico Sul, os valores de correlação diminuem com a defasagem.

Figura 14: Correlação linear entre a TSM de janeiro dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio Mandaguari, em Presidente Prudente, iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2004. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

A correlação linear entre a TSM do Pacífico Equatorial (pa1dp) e a vazão do rio Mandaguari, durante o período considerado e sem defasagem temporal, assume valor igual a 0,47. A correlação positiva é bem definida, principalmente nos anos de 1982 e 1997-98, quando as anomalias positivas de TSM estão associadas a anomalias positivas de vazão (Figura 15, curva verde). Tal como mencionado em outros trabalhos científicos (GRIMM, 1998; 2009), anos de El Nino forte estão bem associados à anomalias positivas de precipitação e, possivelmente, de vazão.

No Oceano Atlântico Sul (at3dp) a correlação linear da TSM com a vazão do rio Mandaguari apresenta sinal positivo, com $r = 0,38$, tal como indicado na Figura 14 (acima). No sudeste do Atlântico Sul, as anomalias da vazão do Mandaguari são, em geral, contrárias às anomalias de TSM (at2dp). A correlação negativa entre as duas

variáveis apresenta valor máximo igual a 0,52. Apesar da distribuição espacial (Figura 15-d) não apresentar bem esta correlação linear negativa no sudeste do Atlântico Sul, devido possivelmente ao nível de significância exigido na construção do mapa, a região com correlação negativa parece ser persistente para toda a série temporal analisada, de 1979 a 2004.

Figura 15: Vazão mensal do rio do Mandaguari (curva verde) e TSM do (a) Pacífico Equatorial, do (b) Pacífico Norte, do (c) Atlântico Sul e do (d) Atlântico Sul Subtropical (curva preta), para o período de 1979 a 2004.

A variabilidade da vazão assim como a da precipitação na cidade de Presidente Prudente ao longo do período analisado pode ser vista na Figura 16. Existe uma elevada correlação ($r = 0,60$) entre as duas variáveis. Nos anos de 1983, 1998 e 2002/03 observam-se anomalias positivas de precipitação que são também acompanhadas por anomalias positivas de vazão.

Figura 16: Anomalia normalizada da vazão mensal em Mandaguari (posto de Presidente Prudente) (curva vermelha), da precipitação (barra azul) e gráfico de dispersão entre vazão e precipitação (direita) para o período de 1979 e 2004.

5.1.2. Correlação entre TSM e vazão do rio Ribeirão Capivari

Os dados de vazão do rio Capivari para o período de 1979 a 2004 mostram uma tendência linear positiva. Entre os períodos 1979 e 1988 e, 1996 e 2008 observa-se uma nítida tendência de aumento da vazão em Capivari; entre 1988 e 1995, a vazão, aparentemente, parece estar estacionária. A tendência média é de aumento anual igual a $4,43 \text{ m}^3$.

Figura 17: Vazão mensal do rio Capivari (linha preta), na cidade de Rancharia, SP, para o período de 1979 a 2004. O valor médio mensal da vazão está representado com a linha

vermelha. A reta de tendência linear está indicada em azul.

Em geral, o rio Capivari apresenta o mesmo padrão de correlação linear com TSM que o rio Mandaguari (Figura 14): valores negativos de correlação no Pacífico Tropical mais a oeste (pa2dp) e valores positivos mais a leste, no setor equatorial do Pacífico (embora não seja possível visualizar os valores positivos nesta área) (Figura 18). Outra área do oceano com valores coincidentes com o caso de Mandaguari é o Atlântico Sul extratropical (at1dp). Nesta área, os valores de correlação linear apresentam-se mais intensos (Figura 18) do que no caso de Mandaguari (Figura 14). Estas figuras apresentam resultados para a série temporal da TSM sempre com início no mês de janeiro. Para defasagens menores do que quatro meses (Figura 18a-c) entre a vazão do rio Capivari e a TSM, a correlação linear negativa é mais intensa no hemisfério sul (alcançando valores entre -0,5 e -0,6), enquanto que para defasagens maiores que 5 meses o sinal da correlação parece se intensificar no Pacífico Tropical norte e alcança valores entre -0,4 e -0,5). As áreas com correlação linear positiva no Atlântico Sul extratropical (at1dp) estão associadas a valores altos, entre 0,5 e 0,6, para defasagem de até seis meses entre a vazão do rio Capivari e a TSM. Para defasagens entre seis e dez meses, os valores de correlação linear são mais fracos, porém ainda fortes, atingem valores máximos entre 0,4 e 0,5.

Figura 18: Distribuição espacial da correlação linear entre TSM_{JAN} dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio Capivari, em Rancharia, SP, iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), entre 1979 e 2004. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

Na figura 19 é possível observar as áreas dos oceanos Pacífico e Atlântico que apresentam maior correlação linear com a vazão mensal do rio Capivari. Na região do Pacífico Equatorial (at2dp), a correlação linear é negativa, e alcança valor absoluto máximo igual a 0,49. No Pacífico Tropical Sul (pa3dp) a correlação também é inversa com a vazão e possui valor absoluto igual a -0,52.

A extensa área do Atlântico Sul que apresenta valores positivos de correlação linear com a vazão do rio Capivari mostra máximos de correlação entre 0,5 e 0,6 para defasagens inferiores a seis meses.

Figura 19: Vazão mensal do rio do Capivari (curva verde) e TSM do (a) Pacífico Equatorial, do (b) Pacífico Tropical Sul, do (c) Atlântico Sul e do (d) Atlântico Sul Subtropical adjacente à costa (curva preta), para o período de 1979 a 2004.

A figura 20 apresenta a anomalia normalizada da vazão observada no rio Capivari com a precipitação em Rancharia (SP). Observa-se que a evolução da vazão acompanha aproximadamente a curva da precipitação. No ano de 1985 e 1990 nota-se que as anomalias positivas de vazão foram maiores que as anomalias de precipitação, acredita-se que tenha ocorrido um erro de valores de vazão para esse posto, nesse período em questão, como já havia sido exposto no início do capítulo.

Figura 20: Anomalia normalizada da vazão mensal em Capivari (posto de Rancharia) (curva vermelha), da precipitação (barra azul) e gráfico de dispersão entre vazão e precipitação (direita) para o período de 1979 e 2004.

5.1.3. Correlação linear entre TSM e vazão do Ribeirão Copaíba

A tendência da variabilidade da vazão do rio Copaíba em Bastos é representada na figura 20. A vazão deste rio é pequena, mas apresenta tendência positiva de $0,012 \text{ m}^3/\text{mês}$ e de $0,145 \text{ m}^3/\text{ano}$. Os picos de vazão identificados ocorreram nos anos de 1987, 1992 e 1994.

Figura 21: Tendência da vazão (linha preta) do rio Copaíba na cidade de Bastos para o período de 1979 a 2002. O valor médio mensal da vazão está representado com a linha vermelha. A reta de tendência linear está indicada em azul

A distribuição espacial da correlação linear entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão mensal do rio Copaíba (Figura 22), cuja observação é feita no município de Bastos, assemelha-se ao padrão encontrado para os rios Mandaguari (Figura 14) e Capivari (Figura 18). Com valores positivos de correlação linear no Pacífico Equatorial Leste (pa1dp), valores negativos no Pacífico Tropical Sul e Norte (pa2dp e pa3dp, respectivamente) e valores positivos de correlação no Atlântico Sul (at1dp, at2dp e at3dp). Nota-se que enquanto a TSM do Pacífico Equatorial Leste apresenta valores altos de correlação com a vazão do rio Copaíba, com valores máximos entre 0,4 e 0,6 para defasagens de até quatro meses entre a TSM e a vazão (Figura 22 a-c), a TSM das áreas tropicais e subtropicais (pa2dp e pa3dp) do Pacífico mais a oeste, nos hemisférios norte e sul, apresentam valores mais altos de correlação para defasagens maiores (Figura 22 d-f). Conclui-se desta forma que estas últimas áreas possam apresentar papel mais eficiente como preditores da vazão com defasagem temporal maior. Observa-se que a TSM do Pacífico Tropical e Subtropical norte (pa3dp) é bem correlacionada negativamente com a vazão do rio Copaíba e apresenta valores máximos entre -0,6 e -0,7. Os valores mais intensos de correlação linear apresentados na Figura 22 podem ter sido produzidos pelo tamanho reduzido desta série (1984-2002) em comparação com a série temporal dos demais rios analisados (1979-2004).

Figura 22: Correlação linear entre a TSM de janeiro dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio Copaíba, em Bastos, iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2004. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

A correlação linear entre a vazão mensal do rio Copaíba e a TSM na região do Niño (pa1dp) é positiva e tem valores máximos entre 0,5/0,6. No ano de 1992 e 1998 houve aquecimento das águas oceânicas do Pacífico Leste Equatorial associado ao aumento na vazão deste rio. Nos anos de 1984 e 1996 ocorreu, de forma contrária, resfriamento das águas superficiais nesta região, o que esteve associado a anomalias negativas da vazão.

A área ao sul do Oceano Atlântico, adjacente à Argentina (at2dp), apresenta correlações positivas e significativas da TSM com a vazão mensal do rio Copaíba (Figura 23), com valores máximos variando entre 0,5 e 0,8, para defasagens temporais de seis a dez meses. Para defasagens menores que quatro meses, os valores máximos de correlação linear positiva nesta área são menores, variam entre

0,3 e 0,6. Desta forma, conclui-se que a TSM do sul do Atlântico Sul deve prover as melhores previsões da vazão do rio Copaíba para uma antecedência entre seis e dez meses, considerando-se a aplicação de um modelo estocástico linear. Outra área aparentemente importante no Oceano Atlântico é a que se localiza na costa oeste da África (at1dp). A TSM desta área apresenta correlações negativas com a vazão do rio Copaíba e, os maiores valores absolutos ($0,7 < r < 0,8$) aparecem para defasagens entre oito e dez meses (Figura 23 d-f). Tal como para os rios analisados anteriormente, Mandaguari e Capivari, a TSM do Atlântico Sul subtropical e extratropical apresenta pequenas áreas com sinal negativo de correlação linear. É evidente que a defasagem menor entre a vazão e a TSM desta área apresenta os maiores valores de correlação.

Figura 23: Vazão mensal do rio do Copaíba (curva verde) e TSM do (a) Pacífico Equatorial, do (b) Pacífico Tropical Sul, do (c) Pacífico Norte Oriental, do (d) Atlântico Tropical Sul, (e) Atlântico Sul e do (f) Atlântico Sul (curva preta), para o período de 1984 a 2004.

A vazão do rio Copaíba tem configuração semelhante com a precipitação da cidade de Bastos (Figura 24). Apesar da vazão do rio Copaíba ser pequena, em média, apresenta variação temporal parecida à da precipitação. No ano de 1995, observa-se uma queda na precipitação acompanhada por uma queda na vazão do rio.

Figura 24: Anomalia normalizada da vazão mensal em Copaíba (posto de Bastos) (curva vermelha), da precipitação (barra azul) e gráfico de dispersão entre vazão e precipitação (direita) para o período de 1979 e 2004.

5.1.4. Correlação Linear entre TSM e vazão do rio do Peixe.

A série temporal da vazão do rio do Peixe apresenta tendência quase nula, apesar de ser ligeiramente negativa (Figura 25). Desta forma, dificilmente pode-se considerá-la significativa. O posto do rio do Peixe apresenta um grande volume de vazão, dentre os rios estudados é o que apresenta o maior volume de água.

Figura 25: Tendência da vazão (linha preta) do rio do Peixe na cidade de Marília para o período de 1979 a 2004. O valor médio mensal da vazão está representado com a linha vermelha. A reta de tendência linear está indicada em azul.

Para defasagens menores do que dois meses entre a vazão do rio do Peixe e a TSM, observa-se padrão espacial de correlação linear semelhante aos característicos dos rios analisados anteriormente, Mandaguari, Capivari e Copaíba, com valores positivos no Pacífico Equatorial Leste e, negativos no setor oeste do Pacífico, em latitudes mais altas dos hemisférios norte e sul.

Observa-se também valores negativos no Oceano Atlântico Sul, na área adjacente à costa sudeste da América do Sul. No caso do rio do Peixe, observam-se áreas com correlação significativa no sul do Pacífico Sul, com valores negativos a

oeste e, positivos a leste. Padrão que predomina para os padrões obtidos para defasagem temporal menor do que seis meses entre vazão e TSM.

Ressalta-se desta análise área com forte correlação negativa no norte do Atlântico Norte (at1dp), ao sul da Groelândia, com valores absolutos que variam entre 0,5 e 0,7. Necessária se faz a análise da possível influência relativa a esta área do Atlântico Norte, para assegurar que não se trata de resultado espúrio oriundo do cálculo aplicado. É possível identificar nos padrões espaciais de correlação linear elaborados para as demais séries de vazão (Figuras 14, 18 e 22) pequenas áreas com valores negativos ao sul da Groelândia, sugerindo que esta área possa, de alguma forma, ter conexão física com a vazão fluvial no oeste do estado de SP. A TSM do sul da Groelândia apresenta correlação significativa com a vazão do rio do Peixe para todas as defasagens temporais consideradas, tal como visto na Figura 26. Tais áreas com correlação negativa podem estar associadas à Oscilação do Atlântico Norte, que mostra uma periodicidade que varia em décadas, o que é compatível com a variabilidade da TSM observada ao sul da Groelândia, tal como indicado pela Figura 27.

A área ao sudeste do Pacífico Sul (pa2dp), na costa do Chile, apresenta correlações negativas com a série temporal de vazão do rio do Peixe. Apresenta valores absolutos sempre superiores a 0,3, aumentando com o aumento da defasagem temporal entre vazão e TSM. Este fato indica que a TSM atrasada em relação à vazão, em mais de seis meses, apresenta alto potencial de bom preditor para a vazão do rio do Peixe. Os valores máximos de correlação linear negativa na costa do Chile variam entre 0,4 e 0,5 (Figura 26 d-f) para defasagem temporal entre seis e dez meses.

Figura 26: Correlação linear entre a TSM de janeiro dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio do Peixe, em Marília, iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2004. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

Figura 27: Anomalia da Oscilação do Atlântico Norte e da TSM do Atlântico Norte (at1dp) para o período de 1979 a 2004.

A vazão do rio do Peixe apresenta correlação linear mais forte com a TSM de áreas do Oceano Atlântico (Figura 28 b-d) em relação às demais séries analisadas neste estudo. De qualquer forma, as áreas identificadas no Oceano Atlântico, como bem correlacionadas à vazão do rio do Peixe, podem ser analisadas em trabalhos futuros como potenciais preditores para a vazão mensal ou sazonal das demais séries de vazão, uma vez confirmada a semelhança de variabilidade entre estes postos.

Figura 28: Vazão mensal do rio do Peixe (curva verde) e TSM do (a) Pacífico Sul Oriental, do (b) Atlântico Norte, do (c) Atlântico Sul e do (d) Atlântico Tropical Sul (curva preta), para o período de 1979 a 2004.

A vazão do rio do Peixe acompanha relativamente bem a precipitação observada na área. Observam-se anomalias negativas da precipitação e de vazão anteriormente a 1982, entre 1984 e 1986, entre 1992 e 1993, entre 1996 e 1998,

entre 2000 e 2004, tal como indicado na Figura 29. Os picos de anomalia positiva de precipitação e vazão podem ser observados nos anos de 1983 e 1989.

Figura 29: Anomalia normalizada da vazão mensal em rio do Peixe (posto de Marília) (curva vermelha), da precipitação (barra azul) e gráfico de dispersão entre vazão e precipitação (direita) para o período de 1979 e 2004.

5.2. Variáveis atmosféricas e a TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico

Nesta seção são apresentados os resultados das análises de correlação linear entre a TSM e os atributos atmosféricos: precipitação (seção 6.2.1) temperatura do ar (seção 6.2.2), umidade relativa do ar (seção 6.2.3), radiação de onda longa (seção 6.2.4), temperatura máxima (seção 6.2.5) e temperatura mínima (seção 6.2.6).

5.2.1. Correlação Linear entre a TSM do Pacífico e Atlântico e a precipitação mensal da cidade de Presidente Prudente

Os campos espaciais de correlação linear obtidos para a precipitação mensal apresentam aproximadamente o mesmo padrão obtido para os dados de vazão na região oeste do estado de São Paulo: com valores positivos no Pacífico Equatorial Leste (pa1dp), valores negativos no Pacífico Extratropical Oeste Norte e Sul, valores

positivos no setor sudeste do Pacífico Sul (pa3dp) e, negativos no setor oeste do Pacífico Sul (pa2dp). Pode-se ainda visualizar uma área com valores de correlação negativa no Atlântico Norte (Figura 31 c), entre o Canadá e Groelândia. No Pacífico, os valores de correlação são mais intensos para pequenas defasagens temporais, menores do que quatro meses (Figura 30 a-c). Observa-se ainda uma pequena área com correlação negativa no Atlântico Sul (at2dp), área adjacente ao setor sudeste da América do Sul. Apesar de pequena, a área permanece para os cálculos efetuados para todas as defasagens temporais, sendo que os valores mais intensos são observados para grandes defasagens, entre seis e dez meses (Figura 30 d-f).

Figura 30: Correlação linear entre a precipitação de Presidente Prudente, iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2008. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

Figura 31: Precipitação anual de Presidente Prudente (curva verde) e TSM do (a) Pacífico Tropical Sul, do (b) Pacífico Sul, e do (c) Atlântico Norte (curva preta), para o período de 1979 a 2008.

5.2.2. Correlação Linear entre a TSM do Pacífico e Atlântico e a temperatura do ar na cidade de Presidente Prudente

Os resultados da estimativa da correlação linear entre TSM e a temperatura média na cidade de Presidente Prudente indicam que a área ao sul do Oceano Atlântico Sul apresentam os valores maiores e mais significativos (Figura 32). Verificam-se correlações negativas fortes, com valores absolutos variando entre 0,3 e 0,6. As correlações mais intensas entre TSM e temperatura média nesta área do Atlântico Sul ocorrem para defasagem temporal de 2 a 8 meses (Figura 32 b-e). É possível verificar também nessa área associação com a variabilidade da TSM localizada na região adjacente, ao norte. A TSM desta região apresenta correlações positivas com a temperatura mensal em Presidente Prudente. Apesar dos valores de correlação serem baixos e apresentarem pouca significância estatística, é possível identificar uma área homogênea com valores positivos. Outra área oceânica aparentemente significativa para a explicação física da temperatura na parte central

da América do Sul parece ser a costa oeste da África, especialmente para defasagem temporal inferior a quatro meses.

Figura 32: Correlação linear entre a temperatura média de Presidente Prudente, iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2008. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

Sugere-se que o aquecimento (resfriamento) das águas superficiais no sul do Atlântico Sul poderia estar associado à diminuição (aumento) da temperatura do ar mensal em Presidente Prudente. A figura 33 mostra a correlação negativa da vazão com a temperatura média.

Figura 33: Temperatura média de Presidente Prudente (curva verde) e TSM do (a) Atlântico Sul, para o período de 1979 a 2008.

5.2.3. Correlação Linear entre a TSM do Pacífico e Atlântico e a umidade relativa do ar na cidade de Presidente Prudente

O padrão espacial de correlação linear entre a TSM e a umidade relativa mensal observada em Presidente Prudente (Figura 34), para o período 1979 a 2008, reflete em grande parte o padrão obtido para a variável precipitação (Figura 30). Este padrão está associado a uma grande área de valores positivos de correlação no Pacífico Equatorial Leste (pa1dp) e, valores negativos no Pacífico Oeste Tropical e Extratropical, sul (pa3dp) e norte, formando o padrão espacial de ferradura obtido nos primeiros modos da Análise de Componentes Principais aplicada à TSM (Grimm, 2009). Outra área do Pacífico, com potencial para explicação da UR, é o sudeste do Pacífico Sul (pa2dp), que indica valores positivos de correlação linear. Neste caso, apesar de semelhante ao padrão obtido no caso da variável precipitação (Figura 34), o padrão espacial de correlação não indica a área a oeste desta, com valores negativos de correlação, tal como observado na Figura 30 (seção anterior) que apresentam a distribuição espacial de correlação linear para o caso da precipitação em Presidente Prudente. É interessante identificar valores de correlação

com sinais contrários no Atlântico Tropical norte e sul para os campos com defasagem temporal inferior a seis meses entre a umidade relativa e a TSM (Figura 34a-c). É possível identificar um padrão de sinais contrários da correlação linear na direção meridional do Oceano Atlântico Norte, indicando valores negativos bem ao norte, entre o Canadá e Groelândia, seguidos rumo ao sul por valores positivos, depois negativos e, por fim, positivos, encontrados na região tropical do Atlântico Norte (Figura 34a-c).

Figura 34: Correlação linear entre a umidade relativa de Presidente Prudente, iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2008. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

A correlação linear positiva entre a umidade relativa de Presidente Prudente e a TSM média do Pacífico Equatorial (pa1dp) Leste é igual a $r = 0,62$ (Figura 35a). Os anos de 1983, 1987 e 1993 (anos de El Niño) apresentam aquecimento na TSM que é acompanhado pelo aumento da umidade relativa. Nos anos de 1986 e 2000,

observam-se anomalias negativas de TSM e umidade relativa em Presidente Prudente (Figura 35a).

De 1984 a 1986, em 1988, 1992, 1995-1996, 2000, 2001, o sinal das anomalias de TSM no Atlântico Sul Tropical e UR em Presidente Prudente são contrários, contribuindo para o valor negativo da correlação linear obtida para o período considerado.

Figura 35: Umidade Relativa de Presidente Prudente (curva verde) e TSM do (a) Pacífico Equatorial, do (b) Pacífico Sul, do (c) Pacífico Tropical Sul, do (d) Atlântico Tropical Sul e do (e) Atlântico Sul (curva preta), para o período de 1979 a 2008.

5.2.4. Correlação Linear entre a TSM do Pacífico e Atlântico e a radiação de onda longa emergente - ROLE

O padrão espacial de correlação linear entre a TSM e os valores ROLE para a região de Presidente Prudente (dados obtidos do CDC/NOAA) (Figura 36), para a série temporal de 1979 a 2008, é bastante similar ao obtido para a variável precipitação (Figura 30), porém, apresenta sinais contrários aos obtidos para a variável precipitação uma vez que, em geral, valores pequenos de radiação de onda longa emergente estão associados nebulosidade densa e, portanto, a valores altos de precipitação. Os valores mais intensos de correlação linear no Oceano Pacífico ocorrem para as menores defasagens temporais, como observado na Figura 36. Novamente observa-se a forma de ferradura² constituída pelos valores negativos (Pacífico Leste Equatorial) e positivos (Pacífico oeste Tropical Norte e Sul) de correlação no Pacífico. As áreas com intensos valores de correlação linear positiva e negativa, entre TSM e ROLE no sul do Pacífico Sul, entre 30 e 80 graus, são também identificadas nas estimativas de correlação entre TSM e precipitação (Figura 30), obviamente com sinais contrários. Estas áreas com forte correlação linear, tais como as áreas do Pacífico Tropical, como aparecem sistematicamente para as variáveis: vazão, precipitação, umidade relativa e ROLE devem estar associadas a processos físicos e dinâmicos importantes para a definição do clima na região central da América do Sul. No Atlântico Tropical identifica-se a área com correlação linear positiva e intensa principalmente para as menores defasagens temporais, menores do que quatro meses (Figura 36 a-c).

---

² O formato de correlação em forma de “ferradura” é um padrão encontrado no oceano Pacífico identificado em inúmeros estudos relacionado a TSM. É um padrão onde são encontradas anomalias de TSM de mesmo sinal no Pacífico tropical Norte e Sul oeste e anomalias de TSM de sinais opostos no Pacífico Equatorial leste, formando um desenho similar ao de uma ferradura de cavalo. Esse padrão espacial é semelhante ao padrão associado a ODP.

Figura 36: Correlação linear entre a radiação de onda longa emergente de Presidente Prudente, iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2008. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

No Atlântico Sul Oriental (at2dp) a correlação negativa apresentou valores de $r = 0,4$ com defasagem temporal de até 6 meses, após 6 meses a correlação enfraquece e r assume valores iguais a 0,2. Ambas as correlações do Atlântico diminuem em proporção e valor com a defasagem.

Tanto as áreas do Pacífico Equatorial (pa2dp) como as do Pacífico Sul (pa1dp), que apresentam correlação linear negativa com a ROLE de Presidente Prudente, indicam forte associação linear entre as variáveis correlacionadas, tal como pode ser notado na Figura 37 a-b. A TSM média do Atlântico Sul Tropical (at1dp) também mostra forte associação com a ROLE da região continental estudada, porém com valores positivos de correlação (Figura 37 d). Neste caso, sugere-se que anomalias positivas de TSM nesta área do Atlântico levem a

supressão da nebulosidade e, conseqüentemente, da precipitação no setor oeste do estado de SP.

Figura 37: Radiação de Onda Longa Emergente de Presidente Prudente (curva verde) e TSM do (a) Pacífico Sul, do (b) Pacífico Equatorial, do (c) Pacífico Norte Ocidental, do (d) Atlântico Tropical Sul e do (e) Atlântico Sul (curva preta), para o período de 1979 a 2008.

5.2.5. Correlação Linear entre a TSM do Pacífico e Atlântico e a temperatura máxima de Presidente Prudente

Tanto os padrões espaciais de correlação entre TSM e temperatura mínima (seção 6.2.6) como os padrões entre TSM e temperatura máxima em Presidente Prudente evidenciam valores intensos negativos aproximadamente na mesma região do Atlântico Sul, setor sul, entre 40 e 60 graus sul e entre 70 e 10 oeste. Entretanto, os valores absolutos de correlação de TSM com a temperatura mínima (máximos

alcançam valores entre 0,6 e 0,7) são maiores do que os relativos à temperatura máxima (máximos alcançam valores entre 0,4 e 0,5).

Outra diferença marcante observada nos campos de correlação linear entre a TSM e as temperaturas máxima e mínima é identificada nas áreas definidas no Pacífico Equatorial. Enquanto a temperatura máxima está associada à TSM do Pacífico por valores mais tênues de correlação (Figura 38), a temperatura mínima (Figura 40) está associada por valores mais intensos. Os valores máximos de correlação positiva no Pacífico Equatorial para Tmin chegam a variar entre 0,4 e 0,5.

Figura 38: Correlação linear entre a temperatura máxima de Presidente Prudente, iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2008. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

A figura 39 apresenta as correlações entre a temperatura máxima de Presidente Prudente e a TSM do oceano Atlântico, que demonstrou correlação maior em relação ao oceano Pacífico.

Na região do Atlântico Sul (at1dp) a correlação negativa tem valor de $r = 0,44$ para toda a série analisada. É possível observar no gráfico que as pequenas variações negativas de TSM provocam anomalias de maior intensidade positivas na temperatura máxima, como observado nos anos de 1986, 1995 e 2002.

A região do Atlântico Tropical Sul (at2dp) apresenta correlação positiva com a temperatura máxima com $r = 0,45$. O sinal positivo da correlação fica bem claro nos anos de 1984/86 e 1997/99, onde no primeiro período a anomalia positiva da TSM é acompanhada por uma variação também positiva da temperatura máxima com intensidade ligeiramente maior que a TSM, no segundo período a variação negativa da TSM resultou em mesma variação da temperatura máxima.

Figura 39: Temperatura máxima de Presidente Prudente (curva verde) e TSM do (a) Atlântico Sul e do (b) Atlântico Tropical Sul (curva preta), para o período de 1979 a 2008.

5.2.6. Correlação entre a TSM do Pacífico e Atlântico com a temperatura mínima de Presidente Prudente.

A temperatura mínima de Presidente Prudente apresenta áreas bem correlacionadas com os oceanos Pacífico e Atlântico com valores de correlação superiores a 0,6 (Figura 40). No oceano Pacífico a região Equatorial (pa1dp), apresenta correlação positiva com a temperatura mínima, a região de correlação ocupa quase toda a faixa equatorial do oceano com $r = 0,5$ nas correlações sem defasagem e com defasagem de até 2 meses. Na região logo abaixo dessa área positiva de correlação existe uma região negativa (pa2dp). A região negativa apresenta tamanho inferior, mas com mesmo valor de r da correlação positiva, com a defasagem temporal, ambas as áreas perdem tamanho e intensidade chegando a valores nulos com defasagem temporal de 10 meses.

O oceano Atlântico também apresenta correlações positivas e negativas, situadas na parte sul. A correlação positiva (at2dp) adjacente a costa do Brasil tem $r = 0,5$ no tempo inicial e com defasagem de 2 e 4 meses, esse valor diminui com a defasagem temporal e com 10 meses o valor cai para 0,3. A correlação negativa (at1dp) apresenta maior área e valor de correlação. No tempo inicial o valor de r é igual a 0,5, mas com a defasagem temporal esse valor aumenta para 0,6 permanecendo com até 6 meses de defasagem. As áreas de correlação negativa são mais persistentes do que a área positiva, os valores de r são significativos com até 10 meses de defasagem temporal (Figura 40). Cardoso e Silva Dias (2004) encontraram resultado semelhante com relação a cidade de São Paulo na estação do inverno, foi encontrado um dipolo de correlação no oceano Atlântico e Pacífico com temperatura mínima de São Paulo.

Figura 40: Correlação linear entre a temperatura mínima de Presidente Prudente, iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2008. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

A figura 41 apresenta as correlações entre a temperatura mínima e a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico. No oceano pacífico Equatorial (pa1dp), a grande área de correlação positiva tem valor de $r = 0,48$ durante o período de 1979 a 2008. A correlação é mais bem desenhada no período que vai de 1989 a 2002, onde as oscilações de TSM são bem acompanhadas com as anomalias de temperatura mínima. Os anos de 1987, 1992 e 1998 apresentaram aumento na TSM na região do Niño e aumento na temperatura mínima de Presidente Prudente. Na região do Pacífico Tropical Sul (pa2dp) a correlação com a temperatura mínima é negativa e tem valor de r para o período analisado igual a 0,59. Nos anos de 1995 e 1998 foram registradas anomalias negativas de TSM que resultou em anomalias positivas de temperatura mínima em mais de 2°C.

No oceano Atlântico a correlação negativa (at1dp) encontrada na região mais ao sul possui $r = 0,54$, a temperatura mínima se mostrou mais sensíveis as oscilações negativas de TSM, nos anos de 1987 e 2003 observa-se um desvio da TSM em -1°C resultando em anomalias de temperatura mínima em 1987 em $+3^{\circ}\text{C}$ e em 2003 em $+4^{\circ}\text{C}$. Na correlação positiva (at2dp) nos anos de 2002/03 observa-se um pico na série de anomalia de TSM acompanhada com um pico da anomalia da temperatura mínima em 2003. Nos anos de 1982 e 1997 as anomalias de TSM e temperatura mínima foram negativas.

Figura 41: Temperatura mínima de Presidente Prudente (curva verde) e TSM do (a) Pacífico Equatorial, do (b) Pacífico Tropical Sul, do (c) Atlântico Sul Oriental e do (d) Atlântico Tropical Sul (curva preta), para o período de 1979 a 2008.

6. RESULTADOS REFERENTES À SIMULAÇÃO DA VAZÃO NO OESTE PAULISTA

Neste capítulo são apresentados os resultados da elaboração de modelos de regressão linear múltipla que podem ser usados para a simulação da vazão fluvial no oeste paulista. Os modelos construídos constituem um ajuste linear entre a vazão trimestral (variável dependente), observada em postos fluviais no oeste paulista, e variáveis independentes. Para cada posto de vazão foram gerados dois tipos modelos: um, em que as variáveis independentes constituem a média da TSM em áreas oceânicas pré-selecionadas, através da análise de correlação linear elaborada no capítulo anterior, e outro, cujas variáveis independentes constituem, além da TSM média das áreas oceânicas pré-selecionadas, variáveis atmosféricas características da região estudada (temperatura máxima (var1dp), temperatura mínima (var2dp), temperatura média (var3dp), umidade relativa (var4dp) e precipitação (var5dp)).

Durante o processo de elaboração de cada modelo de regressão linear foi feita uma análise de correlação entre as variáveis independentes e a variável dependente. Todos os ajustes apresentados aqui referem-se a um modelo diagnóstico, de tal forma que os dados das variáveis independentes ocorreram no mesmo tempo em que a variável dependente (vazão fluvial). Pondera-se que é possível a elaboração de modelos estocásticos prognósticos, ou seja, considerando-se, na elaboração do modelo, uma defasagem temporal entre a ocorrência das variáveis independentes e dependentes.

De modo geral, os resultados de simulação da vazão trimestral dos postos fluviais do oeste paulista apresentaram bom ajuste linear, com explicação da variância da vazão trimestral superior a 42%, exceto para o posto de Rancharia, cujo R^2 é igual a 31%. Os modelos estocásticos foram elaborados com base em séries

temporais suavizadas com média móvel de nove tempos (trimestres, neste caso).

A elaboração dos modelos, tal como apresentado no capítulo de métodos, contou com a remoção da tendência linear de longo prazo e da sazonalidade de cada variável. As séries temporais foram normalizadas por seu desvio padrão para que os resultados pudessem ser visualizados no mesmo gráfico.

Tabela 1: Coeficiente de Determinação (R^2) do modelo de simulação com variáveis climáticas.

Bastos	Marília	P. Prudente	Rancharia
0,78	0,52	0,69	0,64

Tabela 2: Coeficiente de Determinação (R^2) do modelo de simulação sem variáveis climáticas.

Bastos	Marília	P. Prudente	Rancharia
0,69	0,45	0,49	0,34

6.1.1. Posto de Bastos

O modelo estocástico para a vazão em Bastos foi elaborado para o período de 1984 a 2002. Tanto a simulação da vazão para o caso do modelo elaborado apenas com variáveis oceânicas como no caso do modelo elaborado adicionalmente com variáveis continentais, observa-se, um bom ajuste linear, com R^2 igual a 67% e 74%, respectivamente. Visualmente é possível observar um bom ajuste entre as variáveis independentes e a vazão (Figura 43).

Tanto num caso como no outro, todas as variáveis fornecidas ao *software* estatístico que elaborou a escolha das variáveis independentes mais bem ajustas linearmente à vazão foram escolhidas como constituintes do modelo final proposto (Figura 43). Na Figura 42, é possível visualizar as áreas oceânicas pré-selecionadas e fornecidas ao pacote estatístico R para a elaboração do modelo estocástico. Pelos resultados apresentados pelo modelo elaborado (Figura 43) é possível notar que algumas variáveis independentes apresentam distintos valores de p. Quanto menor o valor de p, maior a probabilidade de a amostra selecionada representar a

população respectiva.

Verifica-se que o modelo elaborado apenas com as variáveis oceânicas é bem ajustado linearmente à vazão, sugerindo que seja possível considerar apenas variáveis oceânicas na elaboração de um modelo prognóstico para a vazão trimestral em Bastos. Tais resultados não são apresentados neste trabalho.

TABELA 3: Localização geográfica das regiões de TSM selecionadas - Rio Copaíba.			
pa1dp	100°W/96°W	at1dp	7°E/10°E
	2°S/2°N		40°S/38°S
pa2dp	98°W/94°W	at2dp	40°W/45°W
	25°S/20°S		50°S/45°S
pa3dp	200°W/190°W	at3dp	18°W/15°W
	10°N/20°N		65°S/60°S

Figura 42: Correlação linear entre a TSM de janeiro dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio Copaíba, em Bastos iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2004. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

Figura 43: Vazão trimestral observada (linha preta) e simulada (linha vermelha pontilhada) para o rio Copaíba, para o período de 1979 a 2004. O gráfico superior (inferior) indica o resultado de modelo estocástico elaborado com (sem) as variáveis continentais e com as oceânicas.

Com base nos gráficos de dispersão (Figura 44), verifica-se que a aplicação de testes de colinearidade entre as variáveis pode ser uma opção técnica que leve à melhoria dos aspectos físicos representados no modelo estocástico. Por exemplo, a análise entre as médias da TSM nas áreas pa1dp e pa3dp indica alta correlação entre elas. Sabe-se que o padrão de alternância de anomalias de TSM entre o Pacífico Equatorial Leste e o Pacífico Extratropical Oeste, tal como evidenciado na Figura 44, deve representar o mesmo fenômeno físico, sugerindo que estas duas

variáveis possam contribuir com a mesma informação física na elaboração do modelo estocástico. Estas são sugestões que podem ser investigadas em trabalhos futuros.

Figura 44: Dispersão entre a vazão trimestral em Bastos e as variáveis independentes (coluna e linha 1), para o período de 1979 a 2004. As demais colunas e linhas indicam a dispersão entre as variáveis independentes consideradas.

6.1.2. Posto de Marília

No posto de Marília o modelo de simulação da vazão foi elaborado para o período de 1979 a 2004. As áreas oceânicas escolhidas para entrar no modelo como preditores pode ser vistas na figura 45. Na simulação com o maior número de preditores (variáveis oceânicas e climáticas) o $R^2 = 0,52$. As áreas do Atlântico, at1dp e at2dp foram os preditores que explicaram melhor a vazão do rio do Peixe, $p = 0,01$ nas duas simulações (Figura 46). As áreas do Pacífico, a umidade relativa e a ROLE também foram estatisticamente significante para simular a vazão. Para a simulação somente com as TSM o R^2 foi igual a 0,45.

A tabela 4 apresenta as localizações geográficas das TSM selecionadas para o modelo de simulação de Marília.

TABELA 4: Localização geográfica das regiões de TSM selecionadas – Rio do Peixe.			
pa1dp	180°W/176°W	at1dp	38°W/33°W
	52°S/48°S		60°N/63°N
pa2dp	81°W/79°W	at2dp	5°W/0°
	32°S/29°S		65°S/60°S
pa3dp	117°W/114°W	at3dp	5°E/10°E
	67°S/64°S		12°S/10°S

Figura 45: Correlação linear entre a TSM de janeiro dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio do Peixe, em Marília iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2004. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

Figura 46: Vazão trimestral observada (linha preta) e simulada (linha vermelha pontilhada) para o rio do Peixe, para o período de 1979 a 2004. O gráfico superior (inferior) indica o resultado de modelo estocástico elaborado com (sem) as variáveis continentais e com as oceânicas.

No gráfico de dispersão (Figura 47) as áreas do Pacífico apresentam linearidade positiva e negativa com a vazão de Marília. As variáveis pa1dp e pa2dp apresentam correlação negativa enquanto pa3dp apresenta linearidade positiva. As variáveis var1dp, var2dp e var3dp apresentam-se bem correlacionadas uma com a outra, essa alta correlação pode ser observada em todos os postos para essas variáveis por se tratarem todos do mesmo elemento climático.

Figura 47: Dispersão entre a vazão trimestral em Marília e as variáveis independentes (coluna e linha 1), para o período de 1979 a 2004. As demais colunas e linhas indicam a dispersão entre as variáveis independentes consideradas.

6.1.3. Posto de Presidente Prudente.

O modelo de simulação da vazão trimestral do rio Mandaguari com as variáveis oceânicas e atmosféricas como preditores apresentou R^2 igual a 69%. As áreas at2dp e at3dp (figura 49) apresentaram significância estatística elevada assim como a precipitação (var5dp) (Figura 49b).

A linha de simulação da vazão fica mais ajustada com o observado até o 30º trimestre e depois do 60º trimestre (Figura 49). O valor de R^2 indica que 49% da variação da vazão é explicada pela variação das TSM. As variáveis que mais explicaram essa variação foram as áreas do oceano Atlântico, at1dp e at3dp apresentaram 99% de confiabilidade e at2dp 99,9% (Figura 49d).

As áreas oceânicas utilizadas no modelo de simulação tem sua localização demonstrada na figura 48.

TABELA 5: Localização geográfica das regiões de TSM selecionadas – Rio Mandaguari.			
pa1dp	100°W/96°W	at1dp	58°W/55°W
	12°S/8°S		40°N/42°N
pa2dp	182°W/178°W	at2dp	9°E/12°E
	15°S/11°S		41°S/38°S
pa3dp	197°W/192°W	at3dp	12°W/8°W
	28°N/32°N		60°S/57°S

Figura 48: Correlação linear entre a TSM de janeiro dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio Mandaguari, em Presidente Prudente iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2004. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

Figura 49: Vazão trimestral observada (linha preta) e simulada (linha vermelha pontilhada) para o rio Mandaguari, para o período de 1979 a 2004. O gráfico superior (inferior) indica o resultado de modelo estocástico elaborado com (sem) as variáveis continentais e com as oceânicas.

Os mapas de dispersão da vazão de Presidente Prudente (Figura 50) apresentam-se positivamente correlacionado com áreas do Pacífico (pa1dp) e do Atlântico (at1dp e at3dp). As temperaturas apresentaram-se negativamente correlacionadas com a vazão, a umidade relativa e a precipitação correlacionaram positivamente com a vazão de Presidente Prudente, assim como nos postos de Bastos e Marília.

Figura 50: Dispersão entre a vazão trimestral em Presidente Prudente e as variáveis independentes (coluna e linha 1), para o período de 1979 a 2004. As demais colunas e linhas indicam a dispersão entre as variáveis independentes consideradas.

6.1.4. Posto de Rancharia

No modelo de simulação do Posto de Rancharia com variáveis oceânicas e atmosféricas, foram selecionados oito variáveis que explicaram a vazão trimestral observada do rio Capivari, três delas com significância estatística igual a 99,9%.

Na figura 52b é possível observar que as variáveis atmosféricas tiveram maior confiabilidade na simulação da vazão. A temperatura máxima e média juntamente com a área do Atlântico norte apresentaram 99,9% de significância estatística.

As variáveis escolhidas como preditores explicaram 64% da variação da vazão trimestral observada do rio Capivari. Na simulação da vazão a partir das áreas oceânicas o modelo explicou somente 34% da variação da vazão observada. No mapa abaixo (Figura 51) as áreas oceânicas utilizadas no modelo de simulação estão assinaladas.

TABELA 6: Localização geográfica das regiões de TSM selecionadas – Rio Capivari.			
pa1dp	212°W/210°W	at1dp	57°W/52°W
	38°S/35°S		59°S/55°S
pa2dp	182°W/178°W	at2dp	45°W/43°W
	10°S/7°S		30°S/27°S
pa3dp	95°W/91°W		
	31°N/28°N		

Figura 51: Correlação linear entre a TSM de janeiro dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio Capivari, em Rancharia iniciando em janeiro (lag=0), março (lag=2), maio (lag=4), julho (lag=6), setembro (lag=8), novembro (lag=10), para a série temporal de 1979 a 2004. As áreas coloridas apresentam significância estatística superior a 95%.

Figura 52: Vazão trimestral observada (linha preta) e simulada (linha vermelha pontilhada) para o rio Capivari, para o período de 1979 a 2004. O gráfico superior (inferior) indica o resultado de modelo estocástico elaborado com (sem) as variáveis continentais e com as oceânicas.

Com base no gráfico de dispersão da figura 53, no oceano Pacífico as correlações com o Pacífico equatorial e tropical sul apresentaram-se negativamente correlacionadas com a vazão, ou seja, anomalias negativas de TSM estariam associadas a anomalias positivas de vazão. No oceano Atlântico observa-se uma maior correlação entre as áreas selecionadas e a vazão do rio Capivari.

No posto de Rancharia a temperatura mínima, média e máxima esteve

correlacionada negativamente com a vazão (Figura 53), assim como nos outros postos, isso sugere que quando há uma anomalia de temperatura negativa, possivelmente ocasionado por uma entrada de ar polar, há um aumento na vazão média do posto fluvial. A vazão mostrou-se também positivamente correlacionada com a umidade e precipitação.

Figura 53: Dispersão entre a vazão trimestral em Rancharia e as variáveis independentes (coluna e linha 1), para o período de 1979 a 2004. As demais colunas e linhas indicam a dispersão entre as variáveis independentes consideradas.

6.2. Análise do padrão atmosférico para o período de 1979 a 2001

A análise do padrão atmosférico foi realizada para períodos distintos da anomalia de vazão observada em Presidente Prudente. Observam-se seis períodos distintos em que a vazão apresentou anomalias características: 1979 a 1981; 1982 a 1986; 1987 a 1991; 1992 a 1995; 1996 a 1998; 1999 a 2001 (Figura 54). Foram elaborados mapas com os campos médios de anomalia de vento, vorticidade relativa, divergência em 200 e 850 hPa e velocidade vertical (ω) em 500 e 850 hPa para os períodos anômalos da vazão.

A análise atmosférica feita em 200 hPa é considerada uma análise em altos níveis, que permite observar o comportamento do escoamento atmosférico sem muita influência da superfície (diferenças entre terra e mar; relevo). A 500 hPa, a análise é feita em níveis médios da atmosfera, permitindo identificar movimentos verticais característicos, ascendência (valores negativos de ω) ou descendência (valores positivos de ω). A análise em 850 hPa é utilizada para caracterizar os baixos níveis da troposfera.

Figura 54: Anomalia normalizada da vazão anual observada e simulada para o posto de

Presidente Prudente, entre 1979 e 2001.

6.2.1. Padrão atmosférico - 1979 a 1981

O primeiro período da vazão foi caracterizado por anomalias positivas de vazão, e foi definido de 1979 a 1981. Neste período o fenômeno El Niño foi considerado fraco.

Tanto os padrões de divergência do ar em 200 e 850 hPa como os de movimento vertical construídos para este período (1979-1981) corroboram a observação de anomalias positivas de vazão no oeste de SP. Estes parâmetros atmosféricos contribuem para o aumento da umidade neste período. Os valores da anomalia de ROLE são positivos para este período sobre a região, indicando um período com menos nebulosidade que o normal. O campo médio de vorticidade relativa em altos níveis contribui pouco para anomalias positivas de vazão.

O mapa de anomalia do vento, em baixos níveis (850 hPa), indica anomalias de leste sobre o Atlântico, podendo ter contribuído para o aumento da convergência de umidade neste período.

6.2.2. Escoamento atmosférico - Período de 1982 a 1986.

No período de 1982 a 1986 a anomalia de vazão registrou valores abaixo da média. Nesse período as duas fases do ENOS foram registradas, em 1982/1983 houve a atuação do El Niño de forte magnitude, em 1984/1985 ocorreu a Lã Niña de fraca magnitude.

O mapa de anomalia da divergência do vento mostra que em 200 e 850 hPa foram registrados anomalias positivas de divergência, em 200 hPa com anomalias

mais elevadas. Em baixos níveis a divergência positiva inibe a formação de nuvens corroborando com os resultados anômalos de vazão negativa.

No mapa da anomalia da velocidade vertical em 500 hPa observa-se que a região do oeste paulista não foram registrados dados fora da média para o período de 1982 a 1986. Para o mesmo período as anomalias de ROLE para a região foram negativas, esse resultado indica formação de nuvens altas e por consequência precipitação, não correspondendo com o que foi registrado na vazão de Presidente Prudente.

No mapa das anomalias de vento em 200 hPa, observa-se uma fraca anomalia na região estudada, nota-se ventos anômalos na região equatorial e norte do oceano Pacífico. Não é possível identificar a presença do jato sub-tropical ao sul da América do Sul. Nota-se nesse mapa (figura 56f) uma circulação no oceano Atlântico sul horária, no sentido oposto a média do vento para o período (Anexo B).

No mapa de anomalia de vorticidade do vento em 200 hPa as anomalias foram negativas em todo o Estado de São Paulo, a convergência em altos níveis gera um sistema de alta pressão em baixos níveis, inibindo a formação de nuvens e precipitação.

6.2.3. Escoamento atmosférico - Período de 1987 a 1991.

O período de 1987 a 1991 foi um período de anomalias muito próximas à média da vazão entre 1979 a 2001. Entre 1987/88 registrou-se um ligeiro aumento na média da vazão, assim como em 1990/91. Esses dois períodos foram anos de El Niño considerado moderado. No ano de 1989 a anomalia de vazão foi negativa, esse ano a La Niña foi considerada de forte magnitude.

A região oeste paulista no mapa de anomalia de divergência do vento em

200hPa e 850 hPa (Figuras 57a-b) esteve entre áreas de divergência positiva e negativa, em altos níveis ao norte da região estudada prevaleceu anomalias de divergência positiva e ao sul divergências negativas, em baixos níveis encontrou-se situação inversa, sustentando as condições observadas em baixos níveis.

As anomalias de velocidade vertical em 500 hPa esteve dentro da normalidade em quase todo o Estado de São Paulo, em apenas uma pequena região no extremo oeste foram registradas anomalias positivas de ômega. Assim como no mapa de anomalia de velocidade vertical a ROLE (Figuras 57c-d) também apresentou valores dentro da média para o período de 1987 a 1991, corroborando para o que foi visto na vazão de Presidente Prudente para o mesmo período.

A anomalia da vorticidade do vento em 200 hPa (Figura 57g) é negativa em todo o Estado de São Paulo, indicando a convergência do ar em altos níveis, a análise em baixos níveis verificou-se situação semelhante ao mapa de anomalia de divergência do ar, valores negativos de anomalia foram encontrados na região ao norte da área analisada e ao sul anomalias positivas.

6.2.4. Escoamento atmosférico - Período de 1992 a 1995.

No quarto período considerado, de 1992 a 1995, as anomalias de vazão em Presidente Prudente foram negativas, com amplitude similar à do período de 1982/1986. No anos de 1990/93 foram registrados anos de El Niño forte e em 1994/1995 moderado.

Tanto em altos como em baixos níveis (200 e 850 hPa) a divergência do ar propicia maior formação de nebulosidade, por apresentar, respectivamente, anomalias positivas e negativas (Figura 68a,b) numa região dominada por

movimento vertical associada ao aquecimento continental durante a estação de verão. Apesar da divergência do ar ser favorável ao incremento de nebulosidade neste período sobre o oeste de SP, é possível perceber que as anomalias de ROLE na região indicam desvios positivos (Figura 58d), que estão associados à menor formação de nebulosidade e consequentemente, de desvios negativos de precipitação. Esta informação é corroborada pelo movimento vertical que esteve com valores próximos à sua climatologia (Figura 58c). A análise do campo de anomalias e do campo médio de ROLE para o período de 1992 a 1995 indica que a borda sudoeste da grande área com intensa nebulosidade centrada sobre o centro-norte da América do Sul durante os meses de verão apresenta menos nebulosidade em relação à climatologia definida de 1981 a 2010.

Apesar da vortacidade em altos níveis indicar intensificação do movimento anticiclônico (Figura 58g) neste período, em baixos níveis (Figura 58h), a circulação da atmosfera apresenta também uma tendência anticiclônica, contribuindo, em relação à média climatológica, para vertical ascendente mais fraco.

6.2.5. Escoamento atmosférico - Período de 1996 a 1998.

O período de 1996 a 1998 as anomalias de vazão no posto fluvial do rio Mandaguari foram positivas, mas de menor amplitude com relação ao período também positivo de anomalia de vazão de 1979/81. Neste período foi registrado o fenômeno El Niño de forte magnitude nos anos de 1997/98, o que poderia explicar a anomalia positiva de vazão.

As anomalias de divergência do vento em altos e baixos níveis (Figuras 59a-

b) auxiliam no entendimento desse período anômalo de vazão. Em 200 hPa observa-se valores positivos de divergência, ou seja, este comportamento indica que na região de estudo prevaleceu movimentos divergentes em altos níveis, formando um sistema de alta pressão, contribuindo para a ocorrência de convergência em baixos níveis, baixa pressão em 850 hPa, como é possível observar na Figura 59b onde ocorrem valores negativos de divergência na região oeste paulista.

O campo de anomalia de velocidade vertical em 500 hPa (Figura 59c) mostra que no oeste do Estado de São Paulo existe uma ascendência de ar devido aos valores negativos, resultado esperado de acordo com o sinal da anomalia de vazão do mesmo período. Essa ascendência do ar propicia a formação de nuvens altas gerando chuva na região.

No mapa de ROLE (Figura 59d) observa-se valores negativos de anomalia em todo o sudeste-sul do país. Esses valores indicam que nessa região houve formação de nuvens altas de chuva que reforça a vazão positiva em Presidente Prudente.

Os campos de anomalia de vento em altos níveis mostram dois centros de alta pressão no oceano Pacífico sul, na região do oceano Atlântico as anomalias ficaram próximas da média para o período. Em 850 hPa verificou-se o fortalecimento dos ventos de oeste na região equatorial e uma anomalia de vento vindos de nordeste no Estado de São Paulo.

As anomalias de vorticidade do vento em 200 hPa (Figura 59g) corrobora para os resultados da vazão. Para esse nível os valores de vorticidade foram positivos indicando movimento anticiclônico em altos níveis e forçando movimentos ciclônicos em baixos níveis.

6.2.6. Escoamento atmosférico - Período de 1999 a 2001.

O último período de vazão analisado apresenta valores negativos de anomalia de vazão. Este período está inserido em uma fase fria da ODP que teve início em 1998. Com relação à ocorrência de ENOS, este período esteve compreendido totalmente em eventos La Niña moderado.

Os campos de anomalias de divergências apresentam valores positivos em altos níveis e negativos em baixos níveis (Figuras 60a-b), isso significa predominância de sistema de baixa pressão em superfície, logo presença de chuva.

Esse resultado não se apresenta conclusivo com o encontrado com o período da vazão analisado.

Na análise do campo de velocidade vertical em 500 hPa nota-se que no Estado de São Paulo não foram registradas anomalias de ω para esse nível.

A região do oeste paulista, no mapa de anomalias de ROLE (Figura 60d), está no limite entre valores positivos e negativos, provavelmente a área encontra-se com valores dentro da média para o período analisado.

No mapa de anomalia de vento em baixos níveis observa-se a intensificação do jato polar na latitude de 60°S . No continente da América do Sul as anomalias são de baixa magnitude.

As anomalias de vorticidade em 200 hPa (Figura 60g) não foram satisfatórias para a caracterização atmosférica do período anômalo negativo de vazão no posto de Presidente Prudente. Em baixos níveis a área de estudo localizou-se entre valores positivos e negativos de anomalia de vorticidade. Este comportamento foi observado também no período de 1992/95 onde a vazão também foi negativa.

7. CONCLUSÃO

As relações entre o oceano e atmosfera vem sendo estudada há algum tempo. Muitos pesquisadores têm estudado as associações da temperatura da superfície do mar nos oceanos Pacíficos e Atlântico com a precipitação, vazão e temperatura em diversas áreas do globo. Em especial, relações estabelecidas para a América do Sul e Brasil foram estudadas por Hasthenrath (1979), Ropelewski e Halpert (1987), Kousky e Ropelewski (1989) e Rao e Hada (1990), Aceituno (1998), Grimm (2003), Coelho (2000 e 2002); Cardoso e Silva Dias (2004); Cardoso (2005); Minuzzi (2006), dentre outros. Cada trabalho, com particularidades metodológicas, diferentes recortes de espaço e tempo, encontraram alguma relação entre a TSM e as variáveis climáticas de estudo (precipitação, temperatura e vazão fluvial).

Nesta pesquisa, propôs-se a identificação e análise de áreas oceânicas que apresentassem potencial para influenciar fisicamente a variabilidade climática no setor oeste do estado de São Paulo no período de 1979 a 2008. A associação entre a TSM e os atributos climáticos no oeste de São Paulo foi estimada pelo coeficiente de correlação linear. Com base nas áreas oceânicas identificadas nesta análise, construiu-se um modelo estocástico para a simulação da vazão fluvial observada no posto de Presidente Prudente. Os dados observados no continente foram obtidos das estações do DAEE e do INMET.

A estimativa da correlação linear entre a TSM e a vazão fluvial observada nos postos considerados no estudo mostrou que as áreas oceânicas com valores mais intensos e significativos localizam-se em posições semelhantes. Este resultado indica que a variabilidade mensal da vazão observada nos postos considerados é parecida, tal como verificada na Figura 61, reapresentada nesta seção como ilustração.

Figura 61: Anomalia mensal normalizada da vazão dos rios considerados no estudo, entre 1979 e 2004, cujos postos de observação localizam-se nas cidades de Presidente Prudente, Bastos, Marília e Rancharia, setor oeste do estado de São Paulo.

O padrão espacial de correlação linear no formato de "ferradura" no Oceano Pacífico Tropical foi encontrado para os quatro postos fluviais considerados no estudo, com algumas variações de forma e intensidade. A Figura 62, indicada nesta seção, representa o padrão espacial obtido no caso dos quatro postos considerados. Em geral, a intensidade do valor de correlação diminui com o aumento da defasagem temporal considerada entre a TSM e a vazão fluvial (Pacífico Equatorial e Tropical Norte e Sul e Atlântico Sul). O padrão no formato de ferradura no Pacífico Tropical é conhecido por ser representativo dos primeiros modos de variação da TSM obtidos por análise multivariada (Análise de Componentes Principais, por exemplo). O padrão de correlação espacial entre TSM e vazão fluvial assemelha-se ao padrão de Oscilação Decadal do Pacífico.

O padrão espacial de correlação linear também foi identificado por outros autores, como (CAYAN *et al.*, 2001; SCHMIDT e WEBB, 2001; MCCCBE e DETTINGER, 2002, COSTA, 2012) para atributos climáticos (precipitação, vazão e neve) Com base nos vários estudos já realizados entre a variabilidade da TSM no Pacífico e a da precipitação na América do Sul, sugerimos que as áreas aqui indicadas com forte correlação linear devem explicar em parte a variabilidade da vazão no setor oeste de São Paulo. As regiões definidas como do Niño1, Niño1+2 e Niño3 (GRIMM, 1994; LUCIO *et al.* 1999) estão englobadas na área de correlação positiva no Pacífico Equatorial Leste.

Áreas com correlação negativa e positiva respectivamente nos setores oeste e leste do sul do Pacífico Sul ocorrem de forma reincidente para as várias séries de vazão consideradas e são identificadas em vários intervalos temporais. Conclui-se, desta forma que devem ter associações físico-dinâmicas com a variabilidade climática do setor oeste do estado de São Paulo.

No Oceano Atlântico Norte observou-se áreas com correlação linear com sinais opostos, com sinal negativo no extremo norte, entre o leste o Canadá e Groelândia, e sinal positivo mais ao sul, no leste dos EUA e Canadá. Estas áreas podem estar associadas a valores negativos de correlação no setor tropical do Atlântico Norte. Desta forma, em situações de anomalias negativas de TSM no Atlântico Tropical Norte, podem ocorrer anomalias positivas dos ventos alíseos de nordeste, o que poderia promover maior entrada de umidade na América do Sul.

Figura 62: Correlação linear entre a TSM de janeiro dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão dos rios (a) Copaíba, (b) do Peixe, (c) Mandaguari, (d) Capivari para a série temporal de 1979 a 2004.

O setor sul do Atlântico Sul apresenta correlações positivas significativas com a vazão do oeste do estado de São Paulo.

A explicação da variância da vazão trimestral em Presidente Prudente pelas variáveis independentes oceânicas permitiu uma aproximação igual a 49%. A consideração de variáveis continentais (precipitação, temperatura e umidade relativa) permitiu a construção de um modelo que explicasse 69% da variância da

vazão. Desta forma, verifica-se que a TSM média de áreas específicas dos oceanos contribuem para explicar boa parte da variância da vazão trimestral em Presidente Prudente. Sugere-se aqui, para trabalhos futuros, a construção de modelos prognósticos para a vazão, uma vez que foi identificada correlação linear significativa entre a vazão e a TSM para intervalos temporais que variaram de um a dez meses.

Os campos da anomalia das variáveis atmosféricas (divergência do ar, vorticidade, movimento vertical, OLR), em geral, subsidiaram no entendimento do comportamento da atmosfera nos períodos anômalos de vazão (positivos e negativos). Durante os períodos de anomalias positivas de vazão estiveram presentes situações de convergência (divergência) do ar em baixos (altos) níveis e movimento vertical ascendente intensificado. Notou-se, contudo, que a análise do comportamento atmosférico dos períodos com anomalia positiva de vazão foi mais facilmente realizada pelas condições de vento, velocidade vertical, divergência e vorticidade, do que a análise dos períodos caracterizados por anomalias negativas de vazão.

Muitos trabalhos sobre climatologia foram realizados na região oeste do Estado de São Paulo, mas nenhum analisou a influência dos oceanos na variabilidade climática na região específica. O resultado dessa pesquisa corrobora para a utilização das TSMs dos oceanos Pacíficos e Atlântico na previsão da precipitação e vazão de rios no oeste do Estado paulista. Deste modo, os modelos de previsão poderão ser úteis para a agricultura, prevendo períodos de déficit de vazão e precipitação, podendo os agricultores tomar preventivamente medidas de irrigação para que não haja perdas na lavoura.

8. BIBLIOGRAFIA

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South América Sector. **Montly Weather Review** v.116, 1998.

ALVES, J. M. B.; REPELLI, C. A. A variabilidade pluviométrica no setor norte do Nordeste e os eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS). **Revista Brasileira de Meteorologia**, Fortaleza- CE, 1992.

AMBRIZZI, T.; SOUZA, E. B. The Hadley and Walker regional circulation and associated ENSO impacts on South America seasonal rainfall. **Advances in global Change research**, v.12, p. 203-235, 2004.

AMORIM, M.C de C.T. **Análise ambiental e qualidade de vida na cidade de Presidente Prudente/SP. Presidente Prudente**. 136p. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Faculdade de Ciências e Tecnologia – Universidade Estadual Paulista, 1993.

AMORIM, M.C. de C.T. **O Clima Urbano de Presidente Prudente/SP**. São Paulo, 322p. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, USP, 2000.

ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. Enso-Related Rainfall Anomalies in South America and Associated Circulation Features During Warm and Cold Pacific Decadal Oscillation Regimes, International Journal of Climatology. **Internacional Journal Climatology**, 25: p. 2017–2030, 2005.

ANDREOLI, R.V. e KAYANO, M.T. A importância relativa do Atlântico tropical sul e Pacífico leste na variabilidade de precipitação no nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.1, p. 63-74, 2007.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 8 edição – Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2002.

BARREIRO, V.R.; CHANG, P.; SARAVANAN, R. Variability of the south atlantic convergence zone simulated by an atmospheric general circulation model. **Journal of Climate**, v.15, n.7, p. 745-763, 2002.

BARROS, V. R.; GONZALEZ, M.; LIEBMANN, B. Influence of the south atlantic convergence zone an south atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in southeastern south america. **Theor. Appl. Climatology**, v.67, p.123-133, 2000.

BARRIOS, N.A.Z.; SANT'ANNA NETO, J.L. A circulação atmosférica no extremo oeste paulista. **Boletim Climatológico**, Presidente Prudente, v.1, n.1, p.8-9, março 1996.

BOIN, M.N. **Chuvas e erosões no oeste paulista: uma análise climatológica aplicada**. Tese de doutorado em Geociências. Universidade Estadual Paulista - Rio Claro, 2000.

BUSSAB, W.O.; MORETTIN, P. A. **Estatística básica**. 5 edição. São Paulo: Saraiva, 2002.

CAMPANA, N. A.; TUCCI, C. E. M. Previsão da vazão em macrobacias urbanas: Arroio Dilúvio em Porto Alegre. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 4, n. 1, p. 19-33, jan./mar. 1999.

CANE, M. A; ZEBIAK, S. E. DOLAN, S.C. Experimental forecasts of El Niño. **Nature**, v. 321, 1986.

CANE, M.A; CLEMEN, A.C. Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate. **Paleoceanography**, v.14, n.4, pg 441-457, 1999.

CANE, M. A; The evolution of El Niño, past and future. **Earth an Planetary Science Letters** 230, pg 227-240, 2005.

CARDOSO, A.O. e SILVA DIAS, P. L. Variabilidade da TSM do Atlântico e Pacífico e

temperatura na cidade de São Paulo no inverno. **Revista Brasileira de meteorologia**, v.19, n.3, p. 307-324, 2004.

CARDOSO, A.O. **Relações entre a TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico e as condições climáticas no sul e sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado, IAG/USP, 2005.

CARVALHO, L. M., JONES, C., and LIEBMANN, B.: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall, **J. Climate**, 17, 88–108, 2004.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C. Zona de convergência do Atlântico Sul. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 6, 2009.

CASTRO, A. C. **Padrões de variabilidade intrasazonal sobre a cidade de São Paulo e oceano Atlântico sul adjacente utilizando a análise de ondeleta, no período de 1982 a 2005**. Dissertação de mestrado em meteorologia, IAG/USP São Paulo, 2007.

CAVALCANTI, I. F. A. Episódios de El Niño/Oscilação Sul durante a década de 1968 a 1996 e suas influências sobre o Brasil. **Revista Climanálise**, Cachoeira Paulista, Edição Comemorativa de 10 anos. 1996.

CAVALCANTI, I. F. A.; AMBRIZZI, T. Teleconexões no Brasil. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 20, 2009.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. Frentes frias sobre o Brasil. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 9, 2009.

CAYAN, D.R. et al. Changes in the onset of spring in the western United States: **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 82, no. 3, p. 399-415, March 2001.

CHANG, P.; SARAVANAN, L.; HEGERL, C. The effect of local sea surface

temperatures on atmospheric circulation over the tropical Atlantic sector. **Journal Climate**, v.13, p. 2195-2216, 2000.

CHAVES, R.R. **Conexões entre a temperatura da superfície do oceano Atlântico e a convecção de verão sobre a América do Sul e as áreas adjacentes**. Tese de Doutorado em Meteorologia – INPE, São José dos Campos, 2004.

COELHO, C. A. S. et al. Estudo Climatológico Sazonal da Precipitação sobre o Brasil em Episódios Extremos da Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, p. 49-65, Rio de Janeiro, 1999.

COELHO, C.A.S. **Anomalias de precipitação sobre a América do sul e sua relação com a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico durante períodos extremos de ENOS**. Dissertação de mestrado em meteorologia IAG/USP, São Paulo, 2002.

CONTI, J.B. Geoecologia: O Clima, os Solos e a Biota. In: ROSS, J. L. S. **A Geografia do Brasil**. São Paulo: Edusp, 2003.

CORRÊA, I. C. S. Metodologia para cálculo de vazão de uma seção transversal de um canal fluvial, 2007. Disponível em <http://www.ufrgs.br/lageo_geodesia/iisapgu/CorrealCS.pdf> Acessado em: 13/01/2012.

COSTA, K. M. dos S. et al. Variabilidade Temporal da Vazão e Precipitação no Alto e Baixo São Francisco. In: Encontro de Geógrafos de America Latina, 12, 2009, Montevideo. **Anais...** Montevideo: EGAL, 2009.

COSTA, K. M. dos S. **Variabilidade oceânica associada a variabilidade climática da vazão na bacia do rio São Francisco**. Dissertação de Mestrado, Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas – Universidade de São Paulo- USP, 2012.

COSTA NETO, P. L. O. **Estatística**. Editora Edgar Blücher Ltda. São Paulo, 1977.

COHEN, J.; CAVALCANTI, I.F.A.; BRAGA, R.H.; NETO, L.S. Linhas de instabilidade

na costa N-NE da América do sul. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 5, 2009.

DIAZ, A.F. MECHOSO, C.R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay an southern Brazil and sea surface temperature in the pacific and atlantic oceans. **Journal of Climate**. v.11, n.2, p. 251-271, 1998.

DRUMOND, A. R. M.; AMBRIZZI, T. Estudo observacional e numérico da variação da circulação atmosférica nas Américas em episódios extremos da Oscilação Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 18, p. 1-12, Rio de Janeiro, 2003.

ENFIELD, D. B. Thermal1y Driven Wlnd Variabílity in the Planetary Boundary Layer Above Lima. Peru. **J. Geophys. Res.**, **86**, 2005-2016. 1981.

ENFIELD, D.B.; MAYER, D. A. Tropical atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño Southern Oscilation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n.C1, p. 929-945, 1997.

FERRAZ, S.E.T. **Variabilidade intrassazonal no Brasil e sul da América do Sul**. Tese de doutorado IAG/USP, São Paulo, 2004.

FERREIRA, N. J.; RAMIREZ, M. V.; GAN, M.A. Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam na vizinhaça do nordeste do Brasil. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 3, 2009.

FIGUEROA, S. N. **Estudos dos Sistemas de Circulação de Verão sobre a América do Sul e suas Simulações com Modelos Numéricos**. 1999. 181 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos.

GALVÃO, C. O. **Aplicabilidade em Recursos Hídricos da Previsão de Precipitação de Longo Prazo no Nordeste do Brasil**. Teses. 167 f. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Porto Alegre-RS, 1999.

GAN, M. A. **Ciclogêneses e ciclones sobre a América do Sul**. São José dos Campos, 1992. 195p. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto de Pesquisas Espaciais. (INPE-5400-TDI/479).

GERÓLAMO, R. O.P. **Variabilidade interanual e decenal do ciclo anual da temperatura da superfície do mar no Pacífico Tropical**. Dissertação em Meteorologia – INPE, São José dos Campos, 2008.

GOMES, M. F. Filho; 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, Campina Grande, 2000.

GOMES, M. T. S. **O processo de reestruturação produtiva em cidades médias do oeste paulista: Araçatuba, Birigui, Marília, Presidente Prudente e São José do Rio Preto**. Tese de Doutorado em geografia Humana. Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas - Universidade de São Paulo, 2007.

GRAHAM, N. E. Decadal-scale climate variability in the 1970s and 1980s: observations and model results. **Climate Dynamics**, v. 10 (3), 1994. p. 135-162. Disponível em: < <http://resources.metapress.com/pdf-review.axd?code=p784r074m7447632&size=largest>>. Acessado em: 25 jun. 2011.

GRIMM, A. M.; FEUSER, V.R. Relações entre as temperaturas da superfície do mar sobre o Atlântico e precipitação no sul e sudeste do Brasil. **Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia**, Brasília, 1998.

GRIMM, A. M. 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, 2003.

GRIMM, A. M. Variabilidade Interanual do Clima no Brasil. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 22, 2009.

GUETTER, G. K. Previsão Climática de Precipitação: Previsão Probabilística Local. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10, Rio de Janeiro, 2000. **Anais...** Sociedade Brasileira de Meteorologia. 2000.

GUSMÃO, A. M. Alta da Bolívia. **Revista Climanálise**, Cachoeira Paulista, Edição Comemorativa de 10 anos. 1996.

HAIR, J. J. F.; ANDERSON, R. E.; TATHAM, R.L.; BLACK, W. C. **Análise multivariada de dados**. 5 edição, porto Alegre: Bookman, 2005.

HASTENRATH, S. Dipoles, Temperature Gradients, and tropical climate anomalies. **Bull. American Meteorology Society**, v.83, p. 735-738, 2002.

HASTENRATH, S. Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts. **Progress in Oceanography**, v.70, p.407-415, 2006. Disponível em: <http://www.mendeley.com/research/circulation-andteleconnection-mechanisms-ofnortheast-brazil-droughts/> Acessado em 24/08/2010.

HASTENRATH, S.; WU, M. C.; CHU, P. S. Towards the monitoring and prediction of the north-east Brazil droughts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. V. 110, p. 411-425. 1984. Disponível em <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49711046407/abstract> Acessado em 24/08/2010.

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**. v. 103, 77-92. 1977. Disponível em <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49710343505/abstract> >. Acessado em: 24/08/2010.

HOLTON, J. R.; CLIFFORD, M. Stratospheric Vacillation Cycles. **Journal of Atmospheric Sciences**. v 33, pg 2218-2225, 1976.

HOUGHTON, R.; TOURRE, Y. M. Characteristics of low frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical atlantic. **Journal of Climate**, v.5, p. 765-770,

1992.

IKEFUTI, P.V. **Estudos do conforto térmico em bairros com diferentes padrões de construção em Presidente Prudente**. Monografia em Geografia - Faculdade de Ciências e Tecnologia – FCT/UNESP. 2009.

IPCC. Climate Change 2007. **The physical science basis – Summary for policymakers**. In: www.cptec.inpe.br – Acessado em 18/03/2009.

KAPLAN, A; CANE, M. A. Analysis of global sea surface temperature 1856-1991. **Journal of Geophysical Research**, v.103, n.C9, pg 567-589, 1998.

KAYANO, M.T. ANDREOLI, V.A. Variabilidade Decenal a Multidecenal. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 23, 2009.

KAYANO, M.T. e SILVA DIAS, P.L. Variabilidade Intrassazonal. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 21, 2009.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. **J. Meteor. Soc. Japan**, 71, 581-610. 1993.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 107 (9), p. 1140-1153, set. 1979.

KREPPER, C. M.; SEQUEIRA, M. E. Low frequency variability of rainfall in southeastern South America. **Theoretical and Applied Climatology**, Wien, v. 61, p. 19-28, 1998.

LAU, N. C.; NATH, M. J. A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere-ocean system. **Journal of Climate**, v. 7, p. 1184-1207, 1994.

LIEBMANN, B. ALLURED, D.: Daily Precipitation Grids for South America. **Bulletin**

of the **American Meteorological Society**, 86, 1567-1570, 2005.

LORENZ, E.N. Deterministic Nonperiodic Flow. 1963. **American Meteorological Society**. Acessado em 27 de agosto de 2009.

LORENZ, E.N. Dimension of weather and climate attractors. 1990. **American Meteorological Society**. Acessado em 27 de agosto de 2009.

LOPES, F. Z. **Relação entre o MEI (Multivariate ENSO Index) e a Precipitação Pluvial no Estado do Rio Grande do Sul**. 2006. 159f. Dissertação. (Mestrado em Ciências). Faculdade de Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 1995.

MACHADO, L.A.; FERREIRA, N.J.; LAURENT, H.; DIEDHIOU, A. Distúrbios Ondulatórios de leste. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 4, 2009.

MCCABE, G. J.; DETTINGER, M.D. Primary models and predictability of year-to-year snowpack variations in the western United States from teleconnections with Pacific Ocean climate: **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 13-25. 2002.

MANTUA, N. J.; HARE, S. R. The Pacific Decadal Oscillation. **Journal of Oceanography**, v. 58, n. 1, p. 35-44. 2002. Disponível em <<http://www.springerlink.com/content/5xm9ngv5fn5dc2r7/>>. Acessado em 24/03. 2011.

MANTUA, N. J. et al. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, 78, p. 1069-1079, 1997.

MARENGO, JA; DOUGLAS M; SILVA DIAS. The South American Low-Level Jet east of the Andes during the LBA-TRMM and WET AMC campaign of January-April 1999. **J. Geophys. Res.**, 107, 47/1-47/11, 2002.

MARENGO, JA; AMBRIZZI, T.; SOARES R.W. Jato de baixos níveis ao longo dos Andes. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 11, 2009.

MECHOSO, C. R.; IRIBARREN, G. P. Streamflow in Southeastern South America and the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 5, p. 1535-1539, December, 1992.

MEDONÇA, F; DANNI-OLIVEIRA, I. M. Climatologia: Noções Básicas e climas do Brasil. ed. **Oficina Textos**, São Paulo, 2007

MELO, A.B.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cáp. 2, 2009.

MINUZZI, R. Influência da La Niña na estação chuvosa da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.22, n.3, p. 345-353; 2007.

MONTEIRO, C.A. de F. Análise Rítmica em Climatologia. **Climatologia**, 1 São Paulo . IGEOG/USP, 1971.

MOLION, L. C. B.; MORAES, J. C. Southern Oscillation and the discharge of rivers in tropical South America. *Revista Brasileira de Engenharia. Caderno de Recursos Hídricos* 5, 1. 1987.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 38, p. 2653-2675. 1981.

MOURÃO, P. F. C. **A industrialização do Oeste Paulista: o caso de Marília. Presidente Prudente**. Dissertação de Mestrado - Faculdade de Ciências e Tecnologia – FCT/UNESP - 1994.

MUSK, L.F., **Weather Systems**, Cambridge University Press. Cambridge, 160 p. 1996.

MUZA, M.N. **Variabilidade intrassazonal e interanual dos eventos extremos de precipitação e seca no sul e sudeste do Brasil durante o verão austral**.

Dissertação de mestrado em meteorologia IAG/USP, São Paulo, 2005.

NATORI, A. A. **Relações entre precipitação no Sueste da América do Sul e TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico**. Dissertação de mestrado em meteorologia, IAG/USP São Paulo, 2003.

NOBRE, C.A. Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico SUL: A importância do oceano Atlântico. **Climanálise**, 3(4), 30-33, 1988.

NUNES, L. H. ; KOGA-VICENTE, A. ; CANDIDO, D. H. . Clima da região Sudeste do Brasil. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

OLIVEIRA, G. S. O **El Niño e Você – O fenômeno climático**. São José dos Campos. Transtec Editorial. 116 p. 1999.

OLIVETTE, M. P. A. **O setor agropecuário no contexto da sustentabilidade: a região oeste do Estado de São Paulo**. Tese de Doutorado em Geografia. Faculdade de Filosofia Letras e Ciências Humanas – Universidade de São Paulo, 2005.

PAEGLE, J.N.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over south america during summer. **Montly Weather Review**, v. 125, p. 279-291, 1997.

PAEGLE, J.N.; MO, K. C. Linkages between summer rainfall variability over south America and sea surface temperayures anomalies. **Journal of Climate**, v.15, n.12, p. 1389-1407, 2002.

PEIXOTO, J.P. e OORT, A, H. Physics of Climate. **Reviews of Modern Physics. American Physical Society**, 1984.

PEZZI, L.P. et al. A corrente de jato subtropical sobre a América do Sul. **Climanálise Especial**, ed. Comemorativa de 10 anos, p. 155-162, out. 1996.

PEZZI, L. e SOUZA,R.B. Variabilidade de mesoescala e interação oceano atmosfera

no Atlântico Sudoeste. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap 24, 2009.

PISCIOTTANO, G. DIAZ, A. MECHOSO, R.; GAZES, G. El Nino southern oscillation impact on rainfall in Uruguay. **Journal of Climate**, v.7, p. 1286-1302, 1994.

REBOITA et al. Climatologia de Ciclones sobre o Atlântico Sul Utilizando Métodos Objetivos na Detecção destes Sistemas. In: **IX CONGREGMET, Congresso Argentino de Meteorologia**, Buenos Aires, AR, Outubro 3-7, 2005.

REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. da. Relationship between the southern annular mode and southern hemisphere atmospheric systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 48-55, 2009.

REBOITA, M. S. **Introdução à Estatística Aplicada à Climatologia Parte III – Análise de Séries Temporais**. Relatório de Pesquisa, 2005. Disponível em: <http://mirabeli.meteo.furg.br/aulas/Poligrafos/PoligrafoMichelleIII.pdf>

ROBERTSON, A.W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the south atlantic convergence zone. **Montly Weather Review**, v.128, p. 2947-2957, 2000.

ROLIM, G.S.; CAMARGO, M.B.P.; LANIA, D. G.; MORAES, J. F. L. Classificação climática de Koppen e de Thornthwaite e sua aplicabilidade na determinação de zonas agroclimáticas para o Estado de São Paulo. *Bragantia*: Campinas, v.66, n.4, pg 711-720, 2007.

ROPELEWSKI, C.F. e HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Nino/Southern Oscillation. **Climate Analysis Center Nacional Meteorological Center**, NW Sinoa, Washington, DC, 1983.

SANCHES, M. B.; DIAS, M. A. F. da S. Análise Sinótica no Verão: A Influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). **Revista de Iniciação Científica**, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 71-76, abril. 1999.

SANT'ANNA NETO, J. L.; ZAVANTINI, J. A. (org.). **Variabilidade e mudanças climáticas: implicações ambientais e socioeconômicas**. Maringá: UEM, 2000.

SANT'ANNA NETO, J. L. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 1, n. 1, 2005.

SANTOS, M. **Por uma outra globalização - do pensamento único à consciência universal**, Record, São Paulo, 2001.

SCHLESINGER, M. E.(Org.) **Climate-Ocean Interaction**. Dordrecht: Kluwer. p. 21-52. 1990.

SCHWING, F. B.; MURPHREE, T.; GREEN, P. M. The Northern Oscillation Index (NOI): A New Climate Index for the Northeast Pacific. **Progress in Oceanography**. 53: 115-139. 2002.

SCHULTZ, C. **Variabilidade climática e padrões de clorofila no oceano Atlântico Sudoeste**. Monografia em Oceanografia IO/USP, São Paulo, 2008.

SILVA, B. C. da; TUCCI, E. M.; COLLISCHONN, W. Previsão de vazão de longo prazo na bacia do Rio São Francisco II. Ajuste do modelo hidrológico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, p. 1-13. 2005.

SILVA, B. C. da; CLARKE, R. T. Análise Estatística de Chuvas intensas na Bacia do São Francisco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 13, p. 265-272, 2004.

SILVA, B. C. da; COLLISCHONN, W.; TUCCI, E. M. Simulação da Bacia do São Francisco através do Modelo Hidrológico MGB-IPH. In: **CONGRESSO DE RECURSOS HÍDRICOS DO NORDESTE**, 7, São Luís-MA. 2004.

SILVA, C.B. Dinâmica atmosférica e análise geoestatística do clima da área de integração paisagística “Raia Divisória” SP/PR/MS: Uma proposta de tipologia climática. **Revista Brasileira de Climatologia**, v.2, p. 53-70, 2006.

SILVA, M.E.S. e GUETTER, A.K. Mudanças climáticas regionais observadas no oeste do Paraná. **Revista Terra Livre n.20 “Mudanças Climáticas: Repercussões Globais e Locais”**, São Paulo, 2003.

SILVA, W. B.; GANDÚ, A. W. Análise Diagnóstica do Jato Sub-Tropical, Durante a Evolução da Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., v. 1.,1996, Campos do Jordão. **Anais...** Campos do Jordão: Sociedade Brasileira de Meteorologia, p.373-376, 1996.

SILVA DIAS, M.A.; ROZANTE, J.R.; MACHADO, L. A. Complexos convectivos de mesoescala na América do sul. **Tempo e Clima no Brasil**, São Paulo: Oficina de Textos, cap. 12, 2009.

SOUSA, A.A. A formação histórica do oeste paulista: Alguns apontamentos sobre a introdução da imigração japonesa. *Geografia em Atos*, v.1, n.8, UNESP – Presidente Prudente, 2008.

SOUSA, E. B.; AMBRIZZI, T. A precipitação observada no norte-Nordeste de TSM no Atlântico (CD-ROM). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, Foz do Iguaçu, Paraná, 2002. **Anais...** Foz do Iguaçu. Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2002.

TEIXEIRA, C.E.P. The influence of the Southern Annular Mode (SAM) over the sea surface temperatures in the Southwestern Atlantic. **Proceedings of VIII ICSHMO**, Foz do Iguaçu, Brasil, p. 1427-1431, 2006.

THOMPSON, L. G.; MOSLEY- THOMPSON, E.; ARNAO, B. M. El Niño Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelcraya ice cap, Peru. **Science**, 226, 50-53. 1984.

TRENBERTH, K. E. Recent Observed Interdecadal Climate Changes in the Northern Hemisphere. **Bulletin of the American Meteorological Society**. V. 71, n. 7, July 1990.

THORNTHWAITE, C.W. Na approach towards a rational classification os climate. **Geographic Review**. 38:55-94. 1948

TSONIS, A. A.; ELSNER, J. B. Chaos, Strange Attractors, and Weather. **Bulletin of the American Meteorological Society**, vol. 70, Issue 1, pp.14-23, 1989.

TUCCI, C. E. M. et al. Previsão de Vazão de Longo Prazo na Bacia do Rio São Francisco III: Previsão da Vazão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. p. 1-13. 2005.

TUCCI, C. E. M. e MARQUES, D. M. L. M. (Org) **Avaliação e controle da drenagem urbana**. Associação Brasileira de Recursos Hídricos. p. 53-78, Porto Alegre, 2000.

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos – SP, 1989.

UVO, C. B. et al. The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. **Journal of Climate**, vol. 11, 551-562. 1998.

XAVIER et al. Climatologia da Precipitação no Ceará e suas Relações com Eventos El Niño e La Niña: 1900-1999. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA** (em CDRom), Rio de Janeiro, out. 2000. Disponível em: <<http://www.cbmet.com/cbm-files/12-55b16f5c7b89f7a063a5a006a49ef4fc.pdf>>

Acessado em: 06/05/2011.

XAVIER, L.Y. **Estudo de variabilidade climática na América do Sul com base em**

análise comparativa de séries temporais de temperatura de superfície do mar e anéis de crescimento arvore. Monografia em Oceanografia IO/USP São Paulo, 2006.

WALLIS, W.A.; ROBERTS, H. V. **Curso de Estatística.** 2 edição. São Paulo: Editora Fundo de Cultura, 1964.

ANEXOS

ANEXO A

Mapas de significância estatística entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio Mandaguari em Presidente Prudente para o mês de janeiro.

Mapas de significância estatística entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio Capivari em Rancharia para o mês de janeiro.

Mapas de significância estatística entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio Copaiba em Bastos para o mês de janeiro.

Mapas de significância estatística entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a vazão do rio do Peixe em Marília para o mês de janeiro.

Mapas de significância estatística entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a temperatura média da cidade de Presidente Prudente-SP para o mês de janeiro.

Mapas de significância estatística entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a temperatura máxima da cidade de Presidente Prudente-SP para o mês de janeiro.

Mapas de significância estatística entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a temperatura mínima da cidade de Presidente Prudente-SP para o mês de janeiro.

Mapas de significância estatística entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a precipitação da cidade de Presidente Prudente-SP para o mês de janeiro.

Mapas de significância estatística entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a umidade relativa da cidade de Presidente Prudente-SP para o mês de janeiro.

Mapas de significância estatística entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a radiação de onda longa emergente para o mês de janeiro.

ANEXO B

Média dos ventos em 200hPa para o período de 1979 a 2008.

Média dos ventos em 850 hPa para o período de 1979 a 2008