UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE FILOSOFIA, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
CONVÊNIO DINTER-MINTER USP/UEA
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA

SÉRGIO ORLEANS DE MELO GADELHA

VARIABILIDADE CLIMÁTICA E CORRELAÇÃO ENTRE TSM E VAZÃO FLUVIAL
NOS RIOS AMAZONAS E NEGRO.

(VERSÃO REVISADA)

SÃO PAULO

2011

SÉRGIO ORLEANS DE MELO GADELHA

VARIABILIDADE CLIMÁTICA E CORRELAÇÃO ENTRE TSM E VAZÃO FLUVIAL
NOS RIOS AMAZONAS E NEGRO.

Dissertação apresentada ao Programa de
Pós-graduação em Geografia
Física FFLCH/USP, para obtenção de grau
de mestre em Geografia. Área de
concentração: Geografia Física.
Orientadora: Prof. Dr^a Maria Elisa Siqueira
Silva.

SÃO PAULO

2011

Sérgio Orleans de Melo Gadelha

Variabilidade Climática e Correlação entre TSM e Vazão Fluvial nos Rios Amazonas e Negro.

Dissertação de Mestrado – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Departamento de Geografia Física.

1. TSM – Temperatura da Superfície do Mar 2. Índices Climáticos. 3. Vazão Fluviométrica.

I. Universidade de São Paulo. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Departamento de Geografia Física

*“A DEUS, que com disciplina e sapiência, me
levou ao objetivo de realização deste trabalho.
À meus pais, minha esposa e meus filhos”.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, na pessoa de Jesus Cristo que me conduz até hoje pelo árduo e desconhecido caminho do conhecimento para a verdade, me fazendo superar os mais inacreditáveis obstáculos.

Aos meus pais José e Eunice Gadelha, pela coragem, heroísmo, dedicação e proteção, as vezes despercebidas nas atitudes, porém sempre reveladas e verdadeiras nos sentimentos.

A minha esposa Ester Gadelha e meus filhos Samuel e Raquel, pelo apoio incondicional e incansável e a alegria de todos os momentos em família.

A Minha orientadora Maria Elisa Siqueira, pelo desfrute dos melhores momentos para o conhecimento e aprendizagem que minha razão pôde experimentar a partir da convivência e relacionamento.

Aos professores do programa de Pós-Graduação do departamento de Geografia Física da USP, por me proporcionarem o prazer de seus irretocáveis conhecimentos.

As Universidades de São Paulo e Universidade do Estado do Amazonas pela parceria em convenio que proporcionou o Programa MINTER em Geografia Física.

Agradeço também a FAPEAM – Fundação de Amparo a Pesquisa no Estado do Amazonas, pelo patrocínio do estágio do programa na USP.

Aos amigos Hosana Bezerra, Antenor F. Filho, José Brandão, Mario Bessa e Vicente Nogueira, pela ajuda e incentivo em todos os momentos necessários ao estagio do programa.

Aos colegas de aula pela boa vontade e incentivo permanente de nosso interesse comum no sentido de concluir o programa.

Aos colegas de trabalho Conceição Brito e Cristtien Lobato, pelo apoio e superação em minha ausência.

Muito obrigado.

RESUMO

Variabilidade climática é um sistema complexo gerado pela participação de diversos atores e sua atuação na dinâmica atmosférica, a (TSM) Temperatura da Superfície do Mar tem papel fundamental de influencia nas diversas características dos índices climáticos: Southern Hemisphere Anular Mode Index (SAM), Southern Oscillation Index (SOI), El Nino / Oscilação Sul (ENSO), (TNA) Tropical North Atlantic Index, (PDO) Pacific Decada Oscillation, North Atlantic Oscillation Index (NAO). Os Índices com variações climáticas e suas implicações, possuem um espectro de atuação e formação do clima, que se inicia nos macro-sistemas através de suas influências extraterrestres, pelos períodos de atividade solar e outros, que nos convidam a buscar um melhor entendimento sobre o clima e suas forças resultantes. Portanto essa é uma pesquisa simplista, procura demonstrar os entes envolvidos nos processos de variabilidade climática, realçando muito mais o papel dos oceanos e sua influencia de correlação sobre os regimes fluviométricos, estimando definir também a sua grande importância e um melhor entendimento do ciclo hidrológico da escala espaço-temporal na região da bacia Amazônica, partindo de uma leitura do sistema atmosférico e sua influencia dinâmica resultante sobre o ciclo hidrológico. A pesquisa adquiriu através da (ANA) Agencia Nacional de Águas os dados de vazão fluvial dos rios Solimões/Amazonas e Negro, e junto ao Earth System Research Laboratory – Physical Sciences Division da NOAA, foram adquiridos os valores de TSM e Índices climáticos, já para os dados de precipitação foram solicitados junto Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE). Todos estes dados foram tratados em processamento no Software GrADS e ainda compilados em FORTRAN, para a análise estatística através de (R)– Análise e Planejamento de Experimentos, para fornecer os dados de correlação linear, Test-t e regressão linear com o objetivo de sustentar e apoiar a análise dos resultados que possam prognosticar a partir da defasagem entre as variáveis TSM e o comportamento resultante da vazão fluvial.

Palavras-chaves: Variabilidade Climática; Correlação Linear; TSM Temperatura da Superfície do Mar; Vazão Fluvial na Bacia Amazônica.

ABSTRACT

Climate variability is a complex system generated by the participation of various actors and their role in atmospheric dynamics, the Sea Surface Temperature(SST) plays a key role in influencing the several features of the climate indexes: Southern Hemisphere Canceled Index Mode (SAM), Southern Oscillation Index (SOI), El Niño / Southern Oscillation (ENSO), (TNA) Tropical North Atlantic Index (PDO) Pacific Decade Oscillation, North Atlantic Oscillation Index (NAO). The climate changes indexes and their implications have a spectrum in the activity and formation of the climate, which begins in macro-systems through their extraterrestrial influences, during periods of solar activity and others, who urges us to search a better understanding of the climate and its resultant forces. Therefore, this is a simplistic research, seeking to show the entities involved in the climate variability processes, emphasizing much more the role of the oceans and its influence on the fluvial routines correlation, and estimating also define a major and also a better understanding of the hydrological cycle spatiotemporal scale in the region of the Amazon basin, starting from a reading of the atmospheric system and its resulting dynamic influence on the hydrological cycle, acquired through this research (ANA) National Water Agency data flow of the rivers Solimões / Amazonas and Negro River, and with the Earth System Research Laboratory - Physical Sciences Division of NOAA, which acquired values of SST and climate indexes. The precipitation data was requested from Center for Weather Forecasting and Climate Studies (CPTEC / INPE). All these data were processed in the processing software GrADS and also compiled in FORTRAN for statistical analysis using (R) - Analysis and Design of Experiments, to provide data for linear correlation, T-test and linear regression in order to sustain and support the analysis of the results which could predict from the discrepancy between the SST variables and the resulting conduct of river flow.

Keywords: Climate Variability; Linear correlation; SST Sea Surface Temperature, Flow River in the Amazon Basin.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO.....	11
1.1 – Justificativa.....	12
2 – DESENVOLVIMENTO.....	12
2.1 - Temperatura da superfície do mar.....	12
2.2 - Índices climáticos.....	16
2.3 - Vazão Fluvial.....	23
3 - ÁREA DE ESTUDO.....	24
3.1 – Características da área de estudo.....	25
4 – OBJETIVO.....	30
5 – METODOS.....	30
5.1 – Procedimentos	31
6 – DADOS.....	31
7 – RESULTADOS.....	35
7.1 - Resultados posto de Manaus.....	36
7.2 - Resultados posto de Óbidos.....	46
8 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	55
9 – REFERNCIAS.....	57
10 – ANEXOS	66

LISTA DE ABREVIATURAS

ANA – Agencia Nacional de Águas

ACP – Analise de Componentes Principais

CAPES – Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos.

ENSO – El Niño / Oscilação Sul

FAPEAM – Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Amazonas

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INPE – Instituto Nacional de Pesquisa Espacial

MEI – *Multivariate ENSO Index.*

MNRAS – *Monthly Notices da Rayal Astronomical Society.*

MGB – Modelos de Grandes Bacías

NAO – *North Atlantic Oscillation Index.*

NOI – *Northern Oscillation Index.*

NTA – *North Tropical Atlantic Index.*

PDO – *Pacific Decadal Oscillation.*

PNM – Pressão ao Nível do Mar.

SAM – *Southern Hemisphere Annular Mode Index.*

SOI – *Southern Oscillation Index.*

TNA – *Tropical North Atlantic Index.*

TSM – *Sea Surface Temperature.*

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE FIGURAS

Figura1: Mapa da Amazônia Legal com as estações fluviométricas de Manaus no rio Negro e Óbidos no rio Amazonas.....	27
Figura 2: Valor absoluto da cota do rio Negro (curva azul) e anomalias (curva amarela) sem ciclo sazonal e sem tendência linear, período de 1903 a 2009.....	33
Figura 3: Padrão espacial de correlação linear entre TSM (janeiro) e cota do rio Negro em Manaus, período de 1974 a 2005.....	33
Figura 4: Gráfico de correlação entre vazão e TSM do Atlântico Equatorial, nas coordenadas 305° a 342° Longitude, 3° a 25° Latitude Sul.....	34
Figura 5: Visão cartográfica das áreas de TSM, grau de significância 90% com vazão em Manaus, série temporal de janeiro, no período de 1974 à 2005.....	35
Figura 6: Mapa posto de coleta de dados localizado a jusante da bacia do rio Negro Lat: -3:6:54, Lon: -59:58:16, no Município de Manaus AM.....	36
Figura 7: Visão cartográfica de correlação de áreas de TSM com vazão no rio Negro (Manaus): AT1- Área(Long- 305,342; Lat 3,25), AT2- Área(Long- 310,345;Lat 38,60), AT3- Área(Long- 50,97; Lat -18,09), PA1- Área(Long- 200,237;Lat 08,56), PA2- Área(Long- 200,240; Lat -30,-10), PA3- Área(Long- 200,250;Lat-77,-40).....	36
Figura 8: Gráfico de correlação entre vazão e TSM AT1- Área(Long- 305,342; Lat 3,25) Oceano Atlântico Equatorial, com Vazão em Manaus.....	37
Figura 9: Gráfico de correlação entre vazão e TSM AT2- Área(Long- 310,345; Lat 38,60) Oceano Atlântico Norte, com Vazão em Manaus.....	37
Figura 10: Gráfico de correlação entre vazão e TSM AT3- Área(Long- 50,97; Lat -18,09) Oceano Índico, com Vazão em Manaus.....	38
Figura 11: Gráficos de dispersão entre as variáveis de TSM(Regiões do Atlântico e Índico) e vazão para Manaus.....	38
Figura 12: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA1- Área(Long- 200,237; Lat 08,56) Oceano Pacífico Equatorial, com Vazão em Manaus.....	39
Figura 13: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA2- Área(Long- 200,240; Lat -30,-10) Oceano Pacífico Tropical Sul, com Vazão em Manaus.....	39
Figura 14: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA3- Área(Long- 200,250; Lat -77,-40) Oceano Pacífico Sul, com Vazão em Manaus.....	40
Figura 15: gráficos de dispersão entre as variáveis de TSM(regiões do Pacífico)	

e vazão para Manaus.....	40
Figura16: gráficos de dispersão entre as variáveis de precipitação e vazão para Manaus.....	42
Figura 17: Painel I, gráficos de dispersão com Lags(defasagens) de 0 a 5 meses, entre as variáveis TSM e vazão em Manaus.....	43
Figura 18: Painel II, gráficos de dispersão com Lags(defasagens) de 6 a 11 meses, entre as variáveis TSM e vazão em Manaus.....	44
Figura 19: Painel III, Modelo Manaus R, gráficos de regressão linear entre as variáveis de vazão e índices, TSM e modelo total, em todos aplicando média móvel 9.....	45
Figura 20: Mapa posto de coleta de dados localizado a jusante na bacia do rio Solimões/Amazonas Lat: -1:55:9, Lon: -55:30:47, no Município de Óbidos-Pa...	46
Figura 21: Gráfico de correlação entre vazão e TSM AT1- Área(Long- 300,340; Lat 10,24) Oceano Atlântico Equatorial Norte, com Vazão em Óbidos.....	46
Figura 22: Gráfico de correlação entre vazão e TSM AT2 Área (Long- 283,305; Lat 20,40) Oceano Atlântico Norte, com Vazão em Óbidos.....	47
Figura 23: Gráfico de correlação entre vazão e TSM AT3- Área(Long- 283,305; Lat 20,40) Oceano Atlântico Norte, com Vazão em Óbidos.....	47
Figura 24: Gráficos de dispersão entre as variáveis de TSM (regiões do Atlântico e Índico) e vazão em Óbidos.....	48
Figura 25: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA1- Área(Long- 180,215; Lat 25,42) Oceano Pacífico Norte, com Vazão em Óbidos.....	49
Figura 26: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA2- Área(Long- 200,278; Lat -20,10) Oceano Pacífico Equatorial, com Vazão em Óbidos.....	49
Figura 27: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA3- Área(Long- 200,260; Lat -70,-42) Oceano Pacífico Sul, com Vazão em Óbidos.....	50
Figura 28: gráficos de dispersão entre as variáveis de TSM(regiões do Pacífico) e vazão em Óbidos.....	50
Figura 29: Painel IV, gráficos de dispersão com Lags(defasagens) de 0 a 5 meses, entre as variáveis TSM e vazão em Óbidos.....	51
Figura 30: Painel V, gráficos de dispersão com Lags(defasagens) de 6 a 11 meses, entre as variáveis TSM e vazão em Óbidos.....	52
Figura31: Os valores de correlação Entre as variáveis de vazão e precipitação	

sobre a bacia do rio Solimões/Amazonas em Óbidos, apresentam baixos valores de correlação, porém não desprezíveis..... 53

Figura 32: Painel VI Modelo Óbidos R, gráficos de regressão linear entre as variáveis de vazão e índices, TSM e modelo total, em todos aplicando média móvel 9..... 54

1. INTRODUÇÃO.

Apesar da abundância existente, a distribuição espacial e temporal da água sobre o nosso planeta é bastante irregular causando problemas de excesso de água em alguns lugares e de escassez em outros. Numa mesma região, além do ciclo anual bem conhecido existe variabilidade na escala de poucos anos a décadas que está associada à ocorrência de períodos secos e úmidos.

Continuamente movendo-se entre os oceanos, a atmosfera e a superfície terrestre, a quantidade total de água do planeta permanece constante no tempo, porém, forçadamente seu ciclo hidrológico, muda o seu estado físico com apenas três opções de formas: líquida, sólida e gasosa, provocando o movimento de suas moléculas dentro do sistema hidrológico.

O movimento da água entre os reservatórios do oceano, atmosfera e solo compõe o ciclo hidrológico. A atmosfera e a superfície terrestre são os principais componentes desse ciclo. A componente superficial é responsável pela saída, entrada e armazenamento de água nos continentes e oceanos. A componente atmosférica é responsável pelo transporte de vapor d'água (umidade). Considerando que o clima de uma determinada região deve sofrer influência de condições climáticas próximas e remotas, este trabalho aborda a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e a vazão fluvial no norte da América do Sul.

O clima global e regional é determinado por vários fatores, cujas fontes podem ser externas ou internas ao próprio sistema Terra-atmosfera, como a atividade solar por exemplo. Internamente estuda-se intensamente a influência que determinados padrões oceânicos e atmosféricos podem ter sobre o clima de outras localidades espalhadas na superfície terrestre. Anomalias de aquecimento e resfriamento na superfície dos oceanos provocam o surgimento de anomalias na atmosfera. Estas anomalias se deslocam na atmosfera sob a forma de ondas, alterando o clima de áreas remotas do globo terrestre. Assumindo que a vazão fluvial anual é bem correlacionada à precipitação anual, propõe-se nesta pesquisa a avaliação das correlações existentes entre TSM e a vazão fluvial na bacia amazônica.

1.1 JUSTIFICATIVA.

O clima de uma região é determinado por fatores, que atuam tanto na escala global da atmosfera, como na topografia local. Conforme Molion (1987), a distribuição dos continentes pelo globo, a extensão das áreas continentais e os padrões de temperatura dos oceanos, são exemplos de fatores de escala global. A topografia, cobertura vegetal, as correntes oceânicas (adjacentes aos continentes), são exemplos de fatores climáticos em escala espacial mais reduzida.

As Evidências observacionais e resultados de modelos de circulação geral da atmosfera, indicam que as condições oceânicas e atmosféricas sobre a Bacia do Atlântico Tropical estão associadas a variabilidade interanual do clima sobre as Américas (Nobre e Shukla, 1996) e África (Parker et al., 1988; Folland, 1991). Na América do Sul, as regiões que apresentam sinais intensos de fatores oceânicos remotos na precipitação, mais influenciadas pelas circulações atmosféricas e oceânicas do Atlântico Tropical são: O leste da Amazônia (Nobre e Shukla, 1996); A Região do Nordeste do Brasil (Nobre e Shukla, 1996); O extremo sul do Brasil e Uruguai (Diaz e Studzinski, 1994).

Apesar de vários estudos indicarem a correlação linear entre índices climáticos e a precipitação na América do Sul, poucos se ocupam de estudar a associação com a vazão fluvial. Além, deste aspecto, a consideração de apenas uma localidade sobre o continente permite encontrar áreas específicas nos oceanos que possam estar associadas à variabilidade local continental. O conhecimento de fatores que possam explicar a possibilidade de construção de modelos estocásticos que possam prever com mais acuracidade os períodos com anomalias positivas e negativas de vazão fluvial.

2 DESENVOLVIMENTO.

2.1 TEMPERATURA DA SUPERFICIE DO MAR.

As dificuldades práticas para o estudo dos oceanos, provêm da necessidade de se obter dados de forma contínua, tanto na dimensão temporal quanto na espacial.

A moderna concepção sobre como observar e medir parâmetros importantes no mar, surgiu a partir da década de 1960, quando os primeiros astronautas observaram com grande clareza diversas feições da superfície dos oceanos (Curran, 1985). Em 1973, com a missão Skylab, ficou bem enfatizada a importância do monitoramento do planeta a partir de um programa contínuo de observação via satélite (Robinson, 1985).

O desenvolvimento de sensores eletrônicos para a medida de parâmetros oceanográficos tornou a coleta de dados nos oceanos uma atividade freqüente.

Ao final da década de 1970, após inúmeros trabalhos com o uso de dados observados por satélites meteorológicos para fins de monitoramento de feições oceânicas (Legeckis, 1978), consolidou-se o surgimento e o desenvolvimento de técnicas para estudar os oceanos com base em dados de sensoriamento remoto, conhecido hoje como a oceanografia Espacial.

A definição de sensoriamento remoto como coleta de informação sobre um determinado objeto sem entrar em contato físico com ele, foi fundamentada por Rees, (1990), baseando-se na coleta remota de dados oceanográficos, sem a necessidade de se lançarem instrumentos ao mar.

A partir da operacionalidade dos satélites da *National Oceanic and Atmospheric Administration*(NOAA) na década de 1970, aumentaram muito as vantagens da coleta de dados oceânicos por sensoriamento remoto. As mais importantes são: a visão sinótica, a alta resolução espacial e temporal dos dados. Com esta base de dados é possível construir séries temporais de dados com consistência espacial e por longos períodos de parâmetros estimados através das informações obtidas por satélite.

Donlon *et al.* (1999), afirma que é através da camada superficial do oceano que ocorrem os processos de interação ar-mar que controlam o clima do planeta. A radiação emitida do oceano para a atmosfera se dissipa na forma de calor, e a medida da temperatura da superfície do mar tem importância extrema nos processos de interação oceano atmosfera para melhor caracterização do balanço climático do planeta.

Para se efetuar a leitura mais precisa de valores de temperatura da superfície do mar, algoritmos foram desenvolvidos para converter dados de radiância, coletados via satélite, em temperaturas de brilho da superfície do mar (TSM), estimada através de algoritmos descritos por Kidwell (1995).

Todos os algoritmos de conversão da radiância em temperaturas de brilho são baseados na Lei de Planck ($I = \epsilon \delta T^4$), descrita em Curran (1985), Robinson (1985) e livros de sensoriamento remoto¹. Os algoritmos levam em consideração a relação entre a temperatura de brilho obtida para uma mesma localidade (mesma cena) sobre o oceano para diferentes faixas espectrais, janelas atmosféricas e em diferentes ângulos de visada dos sensores de satélite. Mais informações sobre estas técnicas podem ser obtidas em McClain *et al.* (1985), Mutlow *et al.* (1994) e Souza e Lorenzzetti (2003), dentre outros.

A característica mais importante destas técnicas de sensoriamento remoto é que os algoritmos produzem dados de TSM relacionados à “temperatura de balde”, que é aquela comumente medida em campo pela oceanografia convencional e que diz respeito à primeira camada de poucos metros no oceano. Em contrapartida, as técnicas de sensoriamento remoto estimam a temperatura superfina (*skin temperature*) dos oceanos, que corresponde à temperatura da camada milimétrica da interface ar-mar, estimada através da utilização de radiômetros termais, conforme Donlon *et al.* (1999).

A grande vantagem de se utilizar dados contínuos de TSM para a oceanografia é a produção de cartas sinóticas sobre a estrutura termal da camada superficial do oceano. Nestas cartas, muitas feições de meso-escala nos oceanos podem ser discernidas, e uma análise temporal destas feições pode ser realizada com base nas imagens que podem ser obtidas para a mesma região em intervalos regulares de tempo. Robinson *et al.* (1999), com um conhecimento prévio da área de estudo, as cartas de TSM, podem fornecer informações referentes à presença de águas oriundas de diferentes correntes oceânicas, feições do tipo vórtices, anéis ou meandros e gradientes horizontais de temperatura.

Estudos climatológicos dos oceanos também podem ser feitos com base nos dados de TSM. Séries temporais dessas imagens podem ser utilizadas para calcular o valor climatológico da TSM em regiões específicas do oceano ou em todo oceano global. Robinson (1985), Da Silva *et al.* (1998) afirmam que a partir de dados climatológicos também podemos estudar as anomalias de TSM e relacioná-las a

fenômenos oceanográficos localizados, como, por exemplo, as ressurgências (ascensão de águas frias de camadas mais profundas do oceano pelo efeito do vento e topografia de fundo), as propriedades de absorção e espalhamento da água.

A estimativa do campo de vento na superfície do mar é feita com o uso de escaterômetros, Robinson (1985), Da Silva *et al.* (1998) e Violante-Carvalho e Carvalho (2003) oferecem textos extensos sobre as aplicações das imagens de radar para estudos de ondas nos oceanos. Violante-Carvalho e Carvalho (2003), por exemplo, explicam como as imagens de radar podem ser usadas para gerar a análise de dados permitindo o cálculo para o diagnóstico de ondas da superfície do oceano. A medição de ondas e sua distribuição bidimensional, assim como o campo de ventos no oceano, ainda são obtidos dificilmente através de técnicas convencionais, por alguns problemas.

A distribuição irregular das observações convencionais dos chamados navios de oportunidade constitui um antigo problema no delineamento e monitoramento da temperatura da superfície dos oceanos que freqüentemente resultava em grandes regiões desprovidas de registros e observação. Em 1973, a NOAA iniciou uma tentativa de produzir de maneira rotineira estimativas de TSM, e passou a ser amplamente utilizado para o estudo dos oceanos. Entretanto, segundo Barbieri *et al.* (1983), os algoritmos usados para extrair a TSM dos dados obtidos por satélite sofriam de algumas deficiências, tais como a presença de nuvens no campo de visada e a correção inadequada para os constituintes atmosféricos.

Os satélites de órbita polar da série NOAA, trabalharam no período de 1972 a 1978; aproveitamento dos dados coletados foram utilizados para estimar os primeiros valores de TSM. Maul e Sidran (1973), com os dados de radiação atmosférica, medida por radiômetros, estimaram a temperatura da superfície do mar com acurácia de 2°C e, determinaram duas principais fontes de erro: a absorção da radiação infravermelha pelo vapor de água atmosférico e a presença de nuvens não identificáveis espacialmente no campo de visada do radiômetro.

Posteriormente, à medida que as temperaturas da superfície do mar, derivadas de satélite, tornaram-se mais precisas, ficou claro que a maioria dos dados de TSM obtidos por navios de oportunidade não apresentava acurácia suficiente para permitir comparações de qualidade com os dados de satélite. Isto se tornou particularmente óbvio quando Strong e McClain (1984) compararam os

valores de temperatura obtidos com dados de navio, bóias ancoradas e bóias a deriva e encontraram diferenças médias entre os dados de TSM.

2.2 ÍNDICES CLIMÁTICOS.

A atmosfera terrestre, os oceanos, as geleiras, os lagos, os rios e a crosta terrestre contêm cerca de 14 milhões de metros cúbicos água, (Peixoto e Oort, 1990). A quantidade de água transportada anualmente através do ciclo hidrológico é equivalente ao volume de água em uma camada de aproximadamente um metro de profundidade de água líquida espalhada uniformemente sobre a superfície da Terra. Essa quantidade de água anualmente entra na atmosfera através da evaporação e retorna à superfície como precipitação.

Para evaporar um metro de água em um ano é necessária uma boa dispersão de energia no sistema climático global e essa atividade é uma propriedade do sol que fornece a energia necessária para evaporar a água a partir da superfície, (Hartmann, 1994).

Uma vez dentro da atmosfera, o vapor d'água pode ser transportado horizontal e verticalmente por grandes distâncias. Estes movimentos horizontais e verticais do vapor d'água são cruciais para o balanço de água das áreas continentais, sabe-se que cerca de um terço da precipitação que cai nas áreas continentais da Terra é água evaporada dos oceanos e transportada para o continente pela atmosfera. (Hartmann, 1994). O excesso de precipitação em relação à evaporação nas áreas continentais permite o retorno das águas ao oceano através dos rios.

Inserido neste processo interação o fenômeno El Nino/Oscilação Sul (ENSO), é um exemplo de interação oceano - atmosfera, em que o aquecimento/resfriamento das águas da bacia do Pacífico equatorial impacta as circulações atmosféricas, alterando os padrões de circulação em nível global, (Trenberth, 1997).

A alteração de circulação atmosférica no Pacífico Equatorial influencia a circulação sobre a América do Sul. Estudos sobre o ENSO, indicam sua influencia sobre a precipitação em três regiões do Brasil: no sul, semi-árido do Nordeste e

Amazônia (Kousky, 1980). Ropelewski e Halpert (1987) e Kiladis e Diaz (1989) apresentam resultados que mostram a Amazônia como uma região significativamente influenciada pelos eventos El Niño e La Niña.

Segundo (Marengo, 1992 e Marengo e Hastenrath, 1993). O norte e leste da Amazônia junto com o Nordeste são afetados pela diminuição da precipitação em anos de El Niño. Em contrapartida, o Sul do Brasil apresenta em geral anomalias positivas de precipitação em anos de El Niño.

O ENSO exemplifica parcialmente a importância de considerarmos as anomalias de TSM no Pacífico Tropical em estudos de variabilidade climática sobre a América do Sul.

O El Niño está associado à redução da precipitação no norte do Nordeste brasileiro e parte leste da Amazônia devido ao deslocamento zonal do ramo descendente da célula de Walker sobre a região, que causa a inibição da formação de nuvens convectivas (Fisch *et al.*, 1998). Durante eventos La Niña ocorre em geral, o aumento dos índices de pluviosidade no leste da Amazônia e o Nordeste do Brasil (Souza *et al.*, 1999).

O Southern Oscillation Index (SOI), é um índice de variabilidade climática, que não tem boa correlação com as regiões extratropicais, porém as regiões do Pacífico Tropical, as variações de El Niño/La Niña demonstram uma tendência favorável em se correlacionar, principalmente em observações da circulação atmosférica na América do Sul, conforme Molion e Moraes (1987), Mechoso e Iribarren (1992), o índice é obtido através da diferença da anomalia entre as regiões de Darwin e Taiti no Oceano Pacífico, onde as anomalias negativas são características no período de El Niño, e as anomalias positivas se apresentam durante o período de La Niña.

Os resultados obtidos por Molion e Moraes mostram que a vazão dos rios da região norte do Brasil apresentam-se, positivamente, correlacionados com a série do SOI, enquanto que a vazão do rio Paraná correlaciona, negativamente.

A inversão de sinais de correlação de variáveis do Pacífico Tropical com a vazão de rios sobre o trópico úmido na América do Sul, também, foi observada e relatada por Silva e Silva (2010).

Reboita, Ambrizzi e Rocha (2008) analisaram a relação entre o Southern Annular Mode (SAM), e sistemas atmosféricos no hemisfério Sul, observando a

trajetória de ciclones extratropicais durante sua fase negativa. Na América do Sul e no Atlântico Sul há uma grande quantidade nas anomalias de precipitação, pois durante a fase positiva são observadas situações opostas. Pesquisas anteriores apresentaram relações das fases do SAM com a precipitação conforme (SILVESTRE e VERA, 2003; CARVALHO *et al.*, 2005 apud REBOITA, AMBRIZZI e ROCHA, 2008).

A Oscilação do Atlântico Norte (NAO) é o modelo mais importante de variabilidade climática decadal do Oceano Atlântico Norte, e desempenha um papel importante nas condições de tempo e clima na costa leste da América do Norte e na Eurásia de oeste, como destacaram van Loon e Rogers (1978), Wallace e Gutzler (1981), Hurrell (1995, 1996) e Kushnir (1999).

Conhecida desde a obra clássica de Walker (1924), a Oscilação do Atlântico Norte é uma das maiores fontes de variabilidade decadal dentro da circulação atmosférica do hemisfério Norte, como sugeriu Hurrell (1996).

Muito embora as primeiras observações de Walker em 1924 tenham sido bem descritas, seus detalhamentos só foram realizados algum tempo depois pelo próprio Walker em companhia com Edward Bliss, em *Teleconexões Atmosféricas* (1932). O índice que representa a Oscilação do Atlântico Norte foi definido por estes outros autores como a diferença na anomalia de pressão atmosférica entre as estações de medição na Islândia e nos Açores. Assim como a Oscilação Decadal do Pacífico, a do Atlântico apresenta fases bem definidas: uma fase da alta (positiva) e outra da baixa (negativa).

A fase positiva da Oscilação do Atlântico Norte, segundo Kushnir (1999), é marcada por forte gradiente meridional de pressão atmosférica com intensas anomalias de baixa pressão sobre a região da Islândia e de alta pressão sobre os Açores, registradas durante o período de inverno do hemisfério boreal.

Destaca-se que a Oscilação do Atlântico Norte não desempenha apenas suas influências térmicas em superfície durante a estação de inverno apenas no setor do Atlântico Norte. A variabilidade da temperatura em superfície ocorre sobre todo o hemisfério Norte, como destacou Greatbatch (2000). Isso indica que a oscilação do

Atlântico Norte, assim como a oscilação do Ártico, também é uma oscilação hemisférica, como também destacaram Thompson e Wallace (1998).

Referindo-se a variabilidade da oscilação do Atlântico Norte e do Ártico, os estudos da oceanografia física de Weddell e Ross, evidenciam que as áreas de surgimento destas oscilações são muito importantes para compreensão da circulação profunda dos oceanos. Isso está associado ao “afundamento” das águas provindas de grande circulação geral dos oceanos, – “*Conveyor Belt*”, no mar da Noruega, como sugeriu Broecker (1991). Esta região conduz as águas superficiais até ao fundo dos oceanos, onde elas são renovadas, sobretudo em suas condições térmicas.

Na década de 1950, Stommel mostrou que possivelmente, toda a água que se direciona para as profundezas dos oceanos formam uma grande corrente de contorno oeste nos continentes. Esta consideração foi usada na construção do modelo teórico de circulação profunda de Stommel e Arons (1960). Além deste fato, de conhecimento pleno dos oceanógrafos, sabe-se, hoje, que estas águas profundas frias são essenciais para o equilíbrio térmico dos oceanos, sobretudo para a manutenção da termohalina.

Em 1991, Broecker sugeriu que a circulação termohalina conseguia transportar para as áreas de renovação das águas, tanto no mar da Noruega como nos mares próximos à Antártica, grandes massas de água com energia. Isso certamente exerce forte influência no comportamento das Oscilações do Atlântico e do Ártico, segundo Hall e Bryden (1982).

Com base nas observações e influência das oscilações no Atlântico Norte e no Ártico, alguns autores destacam repercussões causadas, também, no hemisfério sul. Kushnir (1999) e Silva (2010), mostraram que a intensificação da alta subtropical do Atlântico Norte, o fortalecimento dos ventos alísios de nordeste em direção ao continente sul-americano, contribuindo com o deslocamento mais ao sul da ZCIT e com os valores pluviais na região norte da América do Sul. Este aspecto foi bem evidenciado por Kayano e Andreoli (2009).

A fase negativa da Oscilação do Atlântico Norte está associada a anomalias negativas, da baixa da Islândia e a anomalias positivas de pressão na região

subtropical dos Açores. Nesta fase, o posicionamento das correntes de jatos é distinta do que ocorre durante a fase positiva, o que ocasiona alteração das trilhas de tempestades (ROGERS, 1990) e mudanças drásticas de temperaturas regionais, tanto na Europa quanto a nordeste do Canadá e Estados Unidos.

A baixa pressão intensificada, à sudoeste da Islândia, nesta fase da oscilação acaba contribuindo para a formação de um intenso cavado (calha) de pressão na costa leste da bacia do Atlântico Norte, o que permite que a corrente de jato conduza o ar polar para regiões localizadas mais ao sul do que o habitual, como destacaram Jones e Davis (1995) e Hartley e Keebles (1998). Segundo Colucci (1976), quando o cavado se desloca dentro da bacia do Atlântico Norte para o extremo leste, desenvolvem-se intensas tempestades. Estas tempestades podem se intensificar ainda mais quando há uma eventualmente a combinação de fatores, como a intensificação e deslocamento do cavado a leste associada a anomalias positivas de TSM da mesma região ligadas às correntes do Golfo como destacou Hartley (1996).

O deslocamento do cavado para leste torna os invernos mais úmidos no Mediterrâneo e temperaturas mais amenas na Groenlândia, durante o inverno repercussões desta fase da oscilação no continente sul-americano também são visíveis. O enfraquecimento do giro anti-horário da alta subtropical dos Açores está associado ao enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste, o que deve causar a redução do transporte de umidade para o interior da América do Sul, tal como sugere Silva (2010).

Além dos índices climáticos citados, será considerado neste trabalho o Modo Anular Sul (SAM). O SAM é caracterizado pela diferença meridional de anomalia de pressão zonal médio ao nível do mar entre 40 e 65°S. Esta oscilação se configura pela existência de anomalias de pressão em latitudes médias com sinal oposto ao observado sobre a Antártida e latitudes altas (ROGERS e VAN LOON, 1981; GONG e WANG, 1999).

Desde os trabalhos de Walker (1924) que atenções sobre a circulação atmosférica em escala planetária têm sido dadas para compreensão da variabilidade climática das várias localidades do globo. O primeiro trabalho de Walker (Walker, 1924) já havia notificado a existência de três grandes oscilações (PDO, NAO e OS),

no entanto, foi somente a partir de outra contribuição do Sir Gilbert Walker em 1928, que evidências foram levantadas sobre a possibilidade de haver outra oscilação nas latitudes altas do hemisfério sul.

Algumas décadas mais tarde, com a existência de mais dados de pressão no hemisfério sul, análises mais detalhadas foram realizadas a respeito desta possível oscilação sugerida por Walker em 1928, como mostram Kidson (1975), Rogers e van Loon, (1981), Mo e White, (1986), Connolley (1997) e Gong e Wang (1998).

Esta anomalia, descrita por estes autores a partir da década de 1970, foi chamada de oscilação Antártica que se referiam a uma grande alternância da anomalia de pressão atmosférica em latitudes médias e em latitudes mais altas.

Com a aplicação da técnica de análise de componentes principais (ACP) aos dados de pressão anual, temperatura e chuva para o segmento temporal de 1951 a 1960, para 1900 estações em torno do globo, Jonh Kidson, em 1974 indicou que mais anomalias de pressão atmosférica podiam ser interpretados meridionalmente, pois refletiam uma diferença básica entre os ciclos de oscilação nos hemisférios norte e sul.

O primeiro autovetor das condições de pressão das latitudes médias, Kidson, 1974, Rogers e Van Loon de 1982, Nas análises do padrão espacial mostraram que as anomalias de pressão em 500 hPa nas latitudes médias são de sinais contrários aos encontrados ao redor da Antártica. Isso representa um padrão altamente barotrópico e com sugestão de fortalecimento e enfraquecimento do vento zonal nas duas faixas latitudinais consideradas.

O coeficiente de correlação entre os coeficientes de expansão temporal oriundas da ACP para PNM(Pressão ao nível do mar) e altura geopotencial em 500 hPa, encontrado por Rogers e Van Loon, para a estação de verão, foi igual a 0,90. Para a estação de inverno, o padrão espacial de anomalias e correlação linear 0,93 entre os coeficientes de expansão temporal para PNM e Θ 500, são semelhantes aos do verão.

O coeficiente de correlação linear entre os coeficientes de expansão de PNM Θ 500 para o mesmo período igual a 0,83, para a estação de inverno. As melhores correlações foram encontradas entre as ilhas do sul da Argentina e estações da

Antártica desde o final de 1950, com 99% de significância estatística. Para a estação de verão, as correlações não apresentaram significância.

Estas primeiras observações de diferenças entre os campos de pressão sugeriram a existência de oscilação de pressão entre as regiões de latitudes médias e altas no hemisfério sul (Kidson, 1974), semelhantes às observadas no hemisfério norte, tal como as descrições feitas por Walker e Bliss (1928).

A fase positiva do SAM é caracterizada pelo predomínio de anomalias negativas na região da Antártica e anomalias positivas na região de latitudes médias. Durante esta fase, os ciclones extratropicais e frentes frias acabam se alocando para as regiões próximas à Antártica. Em latitudes médias, as regiões do cinturão de alta pressão acabam modificando o deslocamento e intensidade dos sistemas transientes, tal como observado por Carvalho *et al.* (2005) e Reboita *et al.* (2009).

Durante a fase negativa do SAM, tem-se o predomínio de anomalias positivas sobre a Antártica e negativas ao seu redor, na região das latitudes médias. Nesta fase a frequência de ciclones extratropicais e frentes frias sobre as latitudes médias são intensificadas, Carvalho (2005) e Reboita (2009).

Duas contribuições evidenciam bem a importância de se compreender os papéis na variabilidade climática exercido pelo modo anular sul, o trabalho de Carvalho *et al.*, publicado em 2005 e o de Reboita *et al.*, em 2009, analisaram a variabilidade espacial e sazonal da ocorrência de ciclones no Hemisfério Sul e as regiões de frontogênese na América do Sul, e no oceano Atlântico Sul, em diferentes fases do SAM.

As fases negativas do SAM estiveram associadas a anomalias positivas de precipitação no verão e outono no sudeste do Brasil, Uruguai e centro da Argentina. No outono os valores máximos de anomalias de precipitação foram observados no sudeste do Brasil. Estes resultados corroboram a tele-conectividade com a América do Sul descrita nas diferentes fases do SAM por Carvalho *et al.* (2005); observando que o jato subtropical fica enfraquecido, favorecendo a propagação e sistemas transientes pela América do Sul.

Por outro lado, durante a fase positiva do SAM o padrão espacial da precipitação nas mesmas regiões se opõe à fase negativa, particularmente durante o outono, quando foram observadas anomalias de precipitação mais intensas no sudeste do Brasil. Estes padrões de anomalias negativas também foram observados durante o verão sobre o centro e o norte do Brasil. Neste caso, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) foi deslocada mais para o norte de sua posição climatológica.

As análises de tele-conexões realizadas por Carvalho *et al* (2005) mostram que durante as fases positivas do SAM, as ondas subtropicais parecem estar deslocadas para uma porção mais ao sul. Sugerindo-se que desta forma menos ciclones cruzam a América do Sul durante a fase positiva.

2.3 VAZÃO FLUVIAL

É possível estimar vazões em grandes bacias, conforme Jazinski *et al.* (2001), a construção de curva-chave e feita combinando-se a altimetria espacial e vazão de rios observadas em estações fluviométricas para a previsão de vazão na bacia de inundação do rio Negro.

A aferição de vazão é uma etapa importante na estruturação de uma série hidrológica, em estações fluviométricas convencionais, elas são realizadas com grandes dificuldades, devido a elevados custos financeiros, disponibilidade de equipamentos e outros.

Na bacia do rio Negro, por exemplo, (Frappart *et al.*, 2005), efetuou estudos propondo a utilização de dados altimétricos espaciais para estimar volumes de água e (Leon *et al.*, 2006), estimou cálculos de curvas-chave, profundidades e declividades de rios da mesma bacia.

Hastenrath em 1990 elaborou um estudo diagnóstico e de previsão de descargas anômalas em rios do norte da América do Sul, utilizando técnicas estatísticas como correlação linear e a técnica de regressão múltipla *stepwise*. As bacias utilizadas foram as dos rios Madden, Magdalena, Orinoco e nas Guianas: Cuyuni, Essequibo, Suriname, Maroni e Oyapock.

Neste trabalho, Hastenrath observou que os ciclos anuais de precipitação e vazão do rio no norte da América do Sul são dominados pela migração sazonal da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical). Além disso, o autor encontrou estreitas relações para o período de agosto-dezembro das vazões dos rios Madden e Magdalena com fases da alta do Índice de Oscilação Sul. Assim como para o período entre maio e julho para a vazão dos rios nas Guianas, como já havia sido identificado por Aceituno (1988) em rio na Colômbia.

As razões que podem justificar a variabilidade oscilatória da ZCIT tão importante à vazão quanto à precipitação ao norte da América do Sul são diversas; Hastenrath observou que havia um importante acoplamento entre oceano/atmosfera, que preponderava sobre o Atlântico Tropical, o qual se caracterizava pelo aparecimento de anomalias de TSM com sinais opostos, num padrão de dipolo (ou gradiente meridional térmico).

3 ÁREA DE ESTUDO

A Bacia amazônica abrange uma área de drenagem de 6.112.000 Km² e recebe uma precipitação média anual da ordem de 2.460 mm/ano, sendo considerada a maior bacia hidrográfica do mundo (Salati *et al.*, 2002).

Segundo Filizola (2002), a região hidrográfica amazônica, corresponde a uma área de 6.925.674 km², que se estende desde as nascentes do rio Amazonas nos Andes Peruanos até sua foz no Oceano Atlântico. O Brasil comporta 63,88% da área da bacia em seu território constituindo o vasto conjunto de diversos tipos de rios e cursos de água que favorecem uma grande rede de transporte fluvial com mais de 50 mil quilômetros de trechos navegáveis (FILIZOLA *et al.*, 2002).

Bacia Hidrográfica ou de drenagem é entendida por Cunha (1994), Suguio e Bigarella (1990); como sistema fluvial definido pela área que abrange um rio principal e seus afluentes. Para os autores, a geometria da rede e delimitação de drenagem resulta da inter-relação dos fatores topográficos, índice pluviométrico, cobertura vegetal, tipo de solo, litologia e estrutura geológica.

Bertalanffy (1993), definiu três tipos de sistemas: *sistema aberto*, *sistema fechado* e *sistema isolado*. Sistema aberto foi definido pelo autor como todo sistema que recebe matéria e energia, processa esses elementos no interior do sistema e em seguida troca esses elementos com o ambiente adjacente.

Christofolletti (2002, p. 92), fez considerações sobre os elementos componentes do sistema, como entradas e saídas, observando importantes fatores na dinâmica de um sistema de drenagem, por sua composição dependente de elementos fundamentais como: “A cobertura vegetal, a superfície topográfica, os solos e os aquíferos subterrâneos”. Portanto, fundamentado na concepção sistêmica bacia de drenagem ou bacia hidrográfica pode ser entendida como *sistema aberto*.

A Bacia Amazônica apresenta períodos de águas altas entre os meses de abril a julho, enquanto que a estiagem ocorre entre outubro a dezembro e a influencia de ondas das marés chega-se a registrar a 900 Km a montante da desembocadura no Oceano Atlântico, a declividade média da linha de água para o trecho do médio Amazonas (Manacapuru-Óbidos) é de 1,50 cm/km, variando em função do regime hidrológico desde 2,10 cm/Km no período de cheia, até 1,00 cm/Km no período de estiagem (KOSUTH *et al.*, 1999; STRASSER, 2002).

Estudando a gênese e os tipos de planícies aluviais e de leitos fluviais na Amazônia brasileira, a partir de interpretação de mosaicos do Radambrasil. Tricart (1977), considerou que os fatores estruturais, tectônicos, as oscilações climáticas e conseqüentemente as flutuações do nível do mar, desempenharam papel determinante na formação dos vales atuais na bacia do rio Amazonas.

3.1 CARACTERISTICAS GERAIS

A estrutura geológica da bacia Amazônica é bastante complexa, considerando a variedade litológica de sua área. Segundo Sioli, (1985) e Junk, (1993), a abacia apresenta rochas pré-cambrianas do Complexo Guianense, como do super grupo Uatumã que conclui o grupo Iricoumé (riolitos, riodacitos, andesitos, etc.) e Granito Mapuera (granitos e micro granitos).

No Cenozóico são destaques os sedimentos da Formação Barreiras, de idade Terciário (arenitos, siltitos, argilitos) e expressiva área de sedimentos aluviais do Quaternário.

O relevo que está relacionado com a estrutura geológica apresenta muitas variações: serras, cristais, superfícies aplainadas, escarpas erosivas, formas de dissecação em ravinas e vales dissecados em colinas e ravinas, colinas tabuladas aplainadas e tabuleiros aplainados.(Junk, 1993)

Apresenta, também, terraços e várzea. Morfoestruturalmente insere se nas seguintes unidades de relevo: Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas, Planície Amazônica, Depressão Periférica do norte do Pará, Planalto Rebaixado da Amazônia (Médio Amazonas), parte do Planalto Dissecado Rio Trombetas - Rio Negro e Planalto Dissecado Norte da Amazônia, segundo classificação do (RADAM, 1974.v.6).

Para melhor especificação da área de estudo que deste trabalho é importante apresentarmos suas características gerais, conforme o caderno da região hidrográfica amazônica que compõe os documentos básicos do Plano Nacional de Recursos Hídricos. A Região hidrográfica amazônica representa cerca de 40% do território brasileiro, e 60% da disponibilidade hídrica do país, é um sistema complexo que apresenta uma densa rede de drenagem, com uma grande quantidade de rios, lagos e igarapés com inúmeras variabilidades de extensão e largura, bem como no volume de água por eles transportado.

O Rio Solimões/Amazonas tem suas nascentes situadas na cordilheira dos Andes, no Peru, mas tradicionalmente se atribuem aos rios Ucaiali e Marañon como sendo suas nascentes, a partir de onde percorre mais de 6.000 quilômetros até a sua desembocadura no Oceano Atlântico. Uma das principais estações de referência hidrológica encontra-se no trecho fluvial do rio Amazonas na cidade de Óbidos(PA), onde a vazão média é de aproximadamente $170000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (ANA, 2007). A Vazão mínima no percorrer deste espaço pode chegar aos $85000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, enquanto que no pico de cheia pode atingir $270000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Na região de estuário, o rio Amazonas apresenta uma vazão média de aproximadamente $209000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (MOLINIER *et al.*, 1995, *apud* FILIZOLA & GUYOT, 2004). A bacia de drenagem do Rio Amazonas apresenta eqüidistância entre largura e comprimento. Possui uma

variação longitudinal e latitudinal, percebesse que sua forma de leque é importante para o clima regional, pois no domínio da floresta, define uma distribuição irregular das precipitações na bacia de drenagem, que por sua vez vai definir o regime fluvial dos rios da margem direita e esquerda do rio Amazonas.

O regime hidrológico do rio Solimões/Amazonas resulta fundamentalmente do regime pluviométrico que é bastante irregular nas dimensões espacial e temporal.

Essa irregularidade na distribuição das chuvas na bacia, principalmente em sentido meridional Norte/Sul, provoca uma desigualdade no regime fluvial dos rios da margem direita e da margem esquerda. Esse desequilíbrio, conhecido como “fenômeno da interferência”, define o regime anual único para o rio Solimões/Amazonas, que é de cheia e vazante.

Elaborado por: Willer Hermeto Pinto, base cartográfica fonte IBGE.

Figura1- Mapa da Amazônia Legal com as estações fluviométricas de Manaus no rio Negro e Óbidos no rio Amazonas.

A relação da vegetação com o clima desempenha papel fundamental no ciclo hidrológico da Amazônia. Salati (1983) estudando a relação clima/floresta na Amazônia é afirmativo quando estabelece o título “O Clima Atual Depende da Floresta”, onde-se conclui que 50% da precipitação pluviométrica que cai no centro-

oeste da bacia de drenagem do Amazonas é resultado da evapotranspiração da floresta.

Segundo Filizola *et al.* (2002, p. 40), dados de 850 postos pluviométricos coletados em diferentes países Amazônicos, no período de 1970 a 1996, dão para o conjunto da bacia um índice pluviométrico médio de 2300 mm/ano sendo a maior variação da pluviosidade observada no sentido meridional em função da diferença na distribuição de energia nos hemisférios, e do deslocamento da ZCIT. O período de maior pluviosidade no norte da bacia acontece no meio do ano, entre maio e julho, neste mesmo período o sul da bacia enfrenta a estiagem. Na região rios que drenam a água ao sul da bacia, o máximo pluviométrico acontece de dezembro a março.

A bacia hidrográfica do rio Negro, com seu exutório definido pela confluência com o rio Solimões, na cidade de Manaus, estende-se entre as latitudes 3°14'S e 5°8'N e as longitudes 72°57'W e 58°16'W, cobrindo cerca de 12% da bacia Amazônica. Possui uma área de drenagem de aproximadamente 712.000 km², da qual 82% encontra-se inserida no território brasileiro, 10% na Colômbia, 6% na Venezuela e 2% na Guiana. No Brasil, a bacia do rio Negro ocupa parte dos estados de Roraima e Amazonas.

Segundo classificação de Martinez e Le Toan (2007), cerca de 90% da área da bacia do rio Negro é coberta por florestas tropicais e aproximadamente 15% de sua superfície é coberta por água durante o período de cheia.

Verifica-se alta variabilidade espacial da precipitação na bacia do rio Negro, com valores entre menos de 1200 mm/ano na região nordeste e até mais de 5300 mm/ano em toda a região da bacia, de acordo com Nobre *et al.* (1991) e Marengo (2005). De acordo com dados observados durante o mesmo intervalo de tempo, a bacia do rio Negro apresenta um escoamento superficial específico de 50,8 l/s/km² e vazões médias mensais variando de 21.500 até 50.800 m³/s.

Filizola *et al.* (2002, p. 40) O Rio Negro atinge cheia máxima a montante de sua bacia entre julho e agosto enquanto que a vazante acontece em janeiro. O que está associado com o ciclo sazonal de precipitação no hemisfério norte.

As medições da cota do rio Negro, realizadas diariamente no porto de Manaus, desde o segundo semestre de 1902, mostram regularidade na frequência da cheia no mês de junho, enquanto que a vazante é mais irregular, com maior frequência nos meses de outubro, novembro e dezembro (Filizola *et al.* 2002).

Ressalta-se o fato de que mesmo sendo as cotas registradas no Porto de Manaus, portanto, no rio Negro, a influência maior no regime é do Rio Solimões/Amazonas, pois esse rio provoca represamento hidráulico do rio Negro até mesmo a montante de Manaus, conforme observa Guyot (1993, *apud* FILIZOLA, 2002, p. 43), “Na verdade, as cotas registradas no rio Negro pela estação de Manaus são fortemente influenciadas pelos níveis do rio Solimões, não correspondendo à vazão do Rio Negro”. Observa ainda, que “Este efeito de barramento hidráulico é largamente observado em todos os afluentes do rio Solimões-Amazonas”.

Destaca-se que as cheias estão associadas a cotas superiores a 28 metros em relação ao nível do mar. Esse fato é relevante, pois as cheias com cotas superiores a 28 metros no porto de Manaus provocam transbordamento em mais de 90% da planície do curso médio e inferior do rio Amazonas, enquanto que cheias com cotas superiores 28,5 metros provocam alagamento em praticamente toda a planície. Isto significa dizer que os moradores da várzea têm suas terras alagadas em quase 50% do período, (Filizola *et al.*, 2002).

Observa-se que, segundo Mello e Barros, (2001) nos centenários registros de medição no porto de Manaus, aconteceram cheias excepcionais nos anos: 1909, 1922, 1953, 1971, 1975, 1976, 1989, 1994 e 1999, com cotas superiores a 29 metros; já nos anos: 1906, 1916, 1926, 1936, 1958, 1963, 1997, observa-se vazantes extremas com cotas inferiores a 15 metros, as menores já registradas.

A pluviosidade na bacia amazônica, além do fator de evapotranspiração da floresta, tal como citado por Sallati (1983), é complementada pelo transporte de umidade realizado pelos aliseos, levando o ar de encontrando a cordilheira dos Andes e desviando-a para o Centro-Oeste, (Sallati e Ribeiro, 1979).

A variação da pluviosidade na região Equatorial da America do Sul é originada principalmente em função da diferença na distribuição de energia nos

hemisférios, associada ao deslocamento meridional ZCIT. Assim o período de maior pluviosidade no norte da bacia amazônica acontece o período de menor pluviosidade ocorre entre dezembro e março, enquanto que no sul a bacia está em período de estiagem. Já os rios que drenam a água do sul da bacia o máximo pluviométrico acontece de dezembro a março (Filizola, 2002).

4 OBJETIVO

O objetivo desta pesquisa é simular a Vazão anual dos rios Amazonas e Negro no norte da America do Sul, com base em variáveis oceânicas, obtidas a partir da correlação linear entre vazão e temperatura da superfície do mar. A identificação das áreas oceânicas potenciais influenciadoras da variabilidade de vazão anual é um objetivo subjacente.

5 METODOS.

O método de correlação linear busca a semelhança de comportamento e de variabilidade (intensidade e sentido) entre duas variáveis ou duas series temporais que apresentam baixa correlação.

A correlação linear foi estimada para series temporais sem tendência linear e sem ciclo sazonal.

A construção do modelo estocástico linear para a simulação da vazão anual considerou como variáveis independentes as médias de TSM e índices climáticos IOS, SAM, PDO, NAO, Niño 1+2, Niño 3, Niño 3+4 e Niño 4.

A regressão linear múltipla foi escolhida para estabelecer o ajuste entre a vazão linear e as variáveis independentes. Segundo SILVA (1994) e CARDOSO (2005), a regressão linear múltipla pode ser escrita como: $y = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_nx_n + e$, onde y é a variável dependente (vazão), e que a_0 é um intercessão da vazão (y) e a_1 e a_n são os coeficientes angulares estimados. O erro obtido pelo ajuste está representado em e . O valor simulado pela regressão linear múltipla é expresso por: $y = a_0 + a_1x_1 + \dots + a_nx_n$. A correlação entre TSM e vazão foi

estimada com o auxílio do software Grads e o modelo de regressão linear múltiplo, com o pacote estatístico R.

5.1 PROCEDIMENTO METODOLOGICOS.

A identificação das áreas oceânicas bem correlacionadas à vazão dos rios Amazonas e Negro foi feita pelo cálculo de coeficiente de correlação linear de Pearson: $r = \sum_{i=1}^n \left(\frac{(X_i - \bar{x})(Y_i - \bar{y})}{S_x S_y} \right)$, em que X_i e Y_i são as variáveis correlacionadas no caso, TSM e vazão, S_x e S_y indicam o desvio padrão das variáveis x e y , ou seja, novamente TSM e vazão. O desvio padrão de uma determinada variável x é dado por: $S_x = \frac{1}{n} [\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2]^{1/2}$, neste caso x_i é o valor da variável no tempo i e $\bar{x}$ é a média da variável x_i . N é o número de tempos considerados na série temporal. Segundo Luz (2010), o coeficiente de correlação traz evidência a relação existente entre duas variáveis, distribuídas, positiva ou negativamente próximos a uma reta, já para Costa Neto (1977) a correlação linear tem seu grau de mensuração dada pela variância entre duas variáveis.

Os valores do coeficiente de correlação linear, r , podem variar entre -1 e +1. Assim quando $r=+1$, temos a ocorrência de uma correlação linear positiva perfeita, quando o resultado é oposto $r=-1$, apresenta-se uma correlação linear negativa, porém também perfeita. Se r é próximo de zero as correlações são desprezíveis.

Nesse caso esse processo se repete nos pares de correlação conforme a seguir: primeiro a correlação entre as variáveis de TSM e Vazão Fluvial, o mesmo se aplicará entre as variáveis de vazão e os índices climáticos: ENSO (áreas de El Niño), PDO, NAO, SOI, SAM, também acontecendo na correlação entre vazão e precipitação, nesta aplicação dos procedimentos levaremos em consideração os dados de vazão como variável dependente por sofrer variação das demais variáveis, que consideraremos independentes, pois atuam como influenciadoras no processo de vazão fluvial.

6 DADOS.

Os dados das estações fluviométricas foram obtidos junto à Agência Nacional de Águas (ANA) (www.ana.gov.br), para um período mínimo de 31 anos em series temporais de 1974 à 2005.

Os dados de TSM mensal foram obtidos junto ao site do *Climate Diagnostic Center/National Oceanic and Atmospheric Administration*(CDC/NOAA), para o período de 1974 ate o ano de 2009. Os dados de TSM apresentam resolução espacial de 2 graus.

As informações e dados dos índices climáticos para os oceanos Atlântico e Pacífico foram obtidos junto ao *Earth Sistem Research Laboratory* (www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list) para o mesmo período da série temporal dos dados de vazão e cotas das estações fluviais.

Para a realização da presente pesquisa foram utilizados dados de TSM, dados de vazão dos rios Solimões/ Amazonas e Negro e dados dos índices climáticos: PDO (Oscilação Decadal do Pacífico), SAM (Modulo Anular Sul), NAO (Oscilação do Atlântico Norte), SOI (Índice de Oscilação Sul) e os dados de TSM das regiões de Ninos (Niño 1-2, Niño 3 e Niño 4) e dados de precipitação com resolução de 0.25 graus sua aquisição se deu junto ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE).

Os dados de vazão dos rios Solimões/Amazonas e nível de cota no rio Negro foram adquiridos junto ao departamento da Agência Nacional de Águas (ANA). Os postos de coleta ou estações fluviométricas onde são captados os registros de dados estão localizados nos municípios de Manaus (Rio Negro), Manacapuru, São Paulo de Olivença e Óbidos (rio Solimões/Amazonas). Os dados de precipitação mensal também foram utilizados para comparação aos dados de vazão e cota por resolução espacial de 0.25°, sua aquisição se deu junto ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE). Após a realização de algumas adequações de formato dos dados de vazão, cota e índices climáticos, os mesmos foram submetidos aos seguintes tratamentos estatísticos: 1- retirada do ciclo sazonal e de tendência, os mesmos procedimentos estatísticos, também, foram aplicados para os dados de TSM e de precipitação, temos um exemplo na figura 2, conforme abaixo:

Figura 2 – Valor absoluto da cota do rio Negro (curva azul) e anomalias (curva amarela) sem ciclo sazonal e sem tendência linear, período de 1903 a 2009.

Figura 3 : Padrão espacial de correlação linear entre TSM (janeiro) e cota do rio negro em Manaus, período de 1974 a 2005.

Os resultados da plotagem de correlação entre TSM e Vazão embora sejam apresentados no formato cartográfico, tem a mesma validade dos métodos e procedimentos tradicionais mais utilizados em todos os ramos do conhecimento, no

que diz respeito a correlação linear de Pearson por exemplo, segundo Luz (2010), o coeficiente de correlação traz evidência a relação existente entre duas variáveis distribuídas positiva ou negativamente próximos a uma reta, já para Costa Neto (1977) a correlação linear tem seu grau de mensuração dada pela variância entre duas variáveis: TSM e Vazão ou nível de cota(Manaus).

Os Produtos da correlação linear serão processados novamente no software GrADS, para gerar o gráficos lineares demonstrando das duas variáveis correlacionadas, conforme a figura 4 a baixo:

Figura 4 – Gráfico de correlação entre vazão e TSM do Atlântico Equatorial, nas coordenadas 305° a 342° Longitude, 3° a 25° Latitude Sul.

Outro produto do processo de correlação em Lag's, são as figuras cartográficas que demonstram no campo visual o grau de significância da correlação proposta, veja conforme a figura 4 acima.

Figura 5 - Visão cartográfica das áreas de TSM, grau de significância 90% com vazão em Manaus, série temporal de janeiro, no período de 1974 à 2005.

7 RESULTADOS.

Neste capítulo serão mostrados os resultados da pesquisa referentes ao posto fluvial do rio Negro no estado do Amazonas, no município de Manaus e do posto fluvial no rio Solimões/Amazonas no município de Óbidos no estado do Pará.

Para cada posto serão mostrados os resultados em mapas cartográficos indicando as áreas bem correlacionadas, também os lags de 0 a 11 com e sem defasagem temporal entre os gráficos de correlação linear entre a TSM global de cada uma das áreas com a variável de vazão fluvial.

Os resultados foram obtidos adotando-se a TSM com início no mês de janeiro e atrasada em relação à vazão, o que proporcionou algumas informações relativas ao poder prognóstico das variáveis oceânicas em relação à vazão. Ainda é mostrado neste capítulo os resultados da análise comparativa entre a variabilidade temporal da vazão e da precipitação, da vazão e dos índices climáticos considerados e da vazão e dos valores médios de TSM nas áreas mais bem correlacionadas com a vazão.

7.1 Resultados posto de Manaus.

Elaborado por: Willer Hermeto Pinto, base cartográfica fonte IBGE.

Figura 6 – Mapa posto de coleta de dados localizado a jusante da bacia do rio Negro Lat: - 3:6:54, Lon: -59:58:16, no Município de Manaus AM.

Figura 7 - Visão cartográfica de correlação de áreas de TSM com vazão no rio Negro(Manaus): AT1- Área(Long- 305,342; Lat 3,25), AT2- Área(Long- 310,345; Lat 38,60), AT3- Área(Long- 50,97; Lat -18,09), PA1- Área(Long- 200,237; Lat 08,56), PA2- Área(Long- 200,240; Lat -30,-10), PA3- Área(Long- 200,250; Lat -77,-40).

A figura x acima, observa-se correlações negativas de TSM sobre o atlântico tropical/equatorial norte e uma anomalia positiva dentro da bacia equatorial do Atlântico Sul. Isto sugere um deslocamento de ventos Alísios e da ZCIT para o sul e aumento de chuva. (Souza e Nobre, 1998); também são evidentes a presença de fortes anomalias de TSM (-) sobre a bacia do Pacífico Equatorial e Subtropical, além do aparecimento do padrão de dipolo "horseshoes" (ferradura) com o sinal invertido dos descritos por Cayan (1997), além de anomalias intensas negativas sobre o Índico tropical e o padrão de PDO em fase positiva na bacia do Pacífico Norte.

Figura 8 : Gráfico de correlação entre vazão e TSM AT1- Área(Long- 305,342; Lat 3,25) Oceano Atlântico Equatorial, com Vazão em Manaus.

Figura 9 : Gráfico de correlação entre vazão e TSM AT2- Área(Long- 310,345; Lat 38,60) Oceano Atlântico Norte, com Vazão em Manaus.

Figura 10 : Gráfico de correlação entre vazão e TSM AT3- Área(Long- 50,97; Lat -18,09) Oceano Índico, com Vazão em Manaus.

Figura 11 - Gráficos de dispersão entre as variáveis de TSM (regiões do Atlântico e Índico) e vazão para Manaus.

Observa-se a existência de uma quase não-linearidade entre as regiões de TSM do Atlântico com a vazão. Isto sugere uma, possível, dependência não-linear entre as variáveis; Apesar da quase não-linearidade, muito possivelmente, os valores de correlações entre as variáveis são bem significativos, semelhantes as realizadas para a linearidade da região do Pacífico; valores de correlações menos expressivos e correlações negativas com a vazão.

Figura 12: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA1- Área(Long- 200,237; Lat 08,56) Oceano Pacífico Equatorial, com Vazão em Manaus.

Figura 13: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA2- Área(Long- 200,240; Lat -30,-10) Oceano Pacífico Tropical Sul, com Vazão em Manaus.

Figura 14: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA3- Área(Long- 200,250; Lat -77,-40) Oceano Pacífico Sul, com Vazão em Manaus.

Figura 15: gráficos de dispersão entre as variáveis de TSM (regiões do Pacífico) e vazão para Manaus.

Em geral, as áreas oceânicas que apresentam correlação linear mais expressiva, e negativa, com a vazão mensal do rio Negro, em Manaus, são as

localizadas no Atlântico Tropical Norte, Pacífico Tropical/Equatorial Sul e costa oeste da América do Norte, tal como visto na Figura 7. Os valores de correlação linear são relativamente altos para intervalos temporais de até três meses (Figuras: 8, 9, 10, 12, 13, 14). Observa-se a diminuição dos valores de correlação linear e da abrangência das áreas oceânicas com valores altos de correlação linear conforme aumenta o intervalo temporal (quantidade de meses) entre a TSM do mês de janeiro e a vazão para meses seguintes nas Figuras: 17 e 18.

As três áreas citadas anteriormente apresentam correlação linear negativa com a vazão fluvial em Manaus, superior a 0,5. A área do Atlântico Tropical Norte é definida aproximadamente pelas coordenadas 280° - 340° O e 0° - 20° N. A área do Pacífico Tropical/Equatorial Sul é definida pelas coordenadas 240° - 280° O e 20° - 0° S. Áreas mais afastadas da América do Sul, porém com valores altos de correlação negativa, estão localizadas no Pacífico Sul e Oceano Índico Equatorial, com valores de correlação linear absolutos superiores a 0,5 e 0,4, respectivamente.

Possíveis explicações físico-dinâmicas para os aspectos observados residem nos processos já conhecidos em bibliografia associada, como a influência do posicionamento meridional da ZCIT no Atlântico Equatorial e da influência do fenômeno ENSO e PDO caracterizados no Oceano Pacífico. Anomalias positivas de TSM no Atlântico Tropical Norte estão, com base nos resultados ora obtidos, associadas a anomalias negativas da vazão fluvial em Manaus. Anomalias positivas de TSM no Atlântico Tropical Norte devem estar associadas ao posicionamento da ZCIT mais ao norte de sua posição climatológica.

O posicionamento mais ao norte da ZCIT contribui para anomalias negativas de precipitação e vazão na região norte da América do Sul. Com base na Figura 7, observa-se um padrão de gradiente meridional das anomalias de TSM no Atlântico Tropical, indicando que anomalias positivas no Atlântico Tropical Sul devem estar associadas a anomalias positivas de vazão em Manaus. Contudo, observa-se que a área e os valores de correlação no setor norte do Atlântico Tropical são muito mais significativos do que os obtidos para o setor sul. Este aspecto deve estar certamente relacionado à maior importância que o setor norte do Atlântico Tropical tem para as anomalias de precipitação e vazão no norte da América do Sul, conforme, Rasmusson e Carpenter, (1982). A intensificação da Alta Subtropical do Atlântico

Norte, com a respectiva intensificação dos ventos alíseos de nordeste está associada ao maior transporte de umidade do oceano para a região norte da América do Sul, associando ainda a anomalias positivas de precipitação e vazão, Marengo et al. (2007). Situações como esta ocorrem em anos com anomalias negativas de TSM no setor norte do Atlântico Tropical. Conhece-se relativamente bem o fato das anomalias positivas de TSM no Pacífico Equatorial central e leste estarem associadas a anomalias negativas de precipitação e, provavelmente de vazão, no norte da América do Sul, Molion (1987). Esta associação ocorre devido ao deslocamento da célula zonal de Walker, cujo ramo descendente do ar, nestas ocasiões, se fortalece sobre o setor norte da América do Sul, contribuindo para o enfraquecimento do movimento ascendente e, portanto, da convecção local Walker, 1924, Walker e Bliss, 1932. Interessante é o fato de que a área oceânica do Oceano Pacífico Equatorial mais bem correlacionada com a vazão fluvial em Manaus localize-se ao sul do Equador. A área que mostra correlação linear negativa significativa localizada na costa oeste da América do Norte, conforme a Figura 7, principalmente na costa do México e EUA, faz parte do padrão de oscilação multidecadal do Pacífico. A distribuição espacial dos primeiros modos da Análise de Componentes Principais, aplicada à TSM anual no Oceano Pacífico mostra este tipo de padrão, Hastenrath, 1984.

Figura16: gráficos de dispersão entre as variáveis de precipitação e vazão para Manaus.

Figura 17: PaineI, gráficos de dispersão com Lags(defasagens) de 0 a 5 **meses** entre as variáveis TSM e vazão em Manaus.

Figura 18: PaineI II, gráficos de dispersão com Lags(defasagens) de 6 a 11 meses, entre as variáveis TSM e vazão em Manaus.

Figura 19: Painei III, Modelo Manaus R, gráficos de regressão linear entre as variáveis de vazão e índices, TSM e modelo total, em todos aplicando média móvel 9.

Destaques para os altos valores do R² (0.98) e para a seleção das variáveis independentes como os melhores preditores de simulação para as áreas do atlântico at1,at2, para a chuva e para os índices: Oscilação Sul e para as regiões de Nino34 e 4. Para todas estas localidades o grau de significância estatística foi de 99.99%.

Observa-se uma tendência Linearizada com valores de correlação razoáveis entre vazão e precipitação sobre a bacia do rio Negro em Manaus.

7.2 Resultados posto de Óbidos.

Elaborado por: Willer Hermeto Pinto, base cartográfica fonte IBGE.

Figura 20: Mapa posto de coleta de dados localizado na bacia do rio Solimões/Amazonas Lat: -1:55:9, Lon: -55:30:47, no Município de Óbidos-Pa.

Figura 21: Gráfico de correlação entre vazão e TSM, AT1- Área(Long- 300,340; Lat 10,24) Oceano Atlântico Equatorial Norte, com Vazão em Óbidos.

Figura 22: Gráfico de correlação entre vazão e TSM AT2- Área(Long- 283,305; Lat 20,40) Oceano Atlântico Norte, com Vazão em Óbidos.

Figura 23: Gráfico de correlação entre vazão e TSM AT3 - Área(Long- 283,305; Lat 20,40) Oceano Atlântico Norte, com Vazão em Óbidos.

Observando as áreas de TSM do Atlântico que apresentaram um comportamento mais linearizado com os dados de vazão de Óbidos, podemos destacar a região 'at3' baseados na figura 24. Muito embora esta área tenha apresentado os maiores valores de correlação, estas se apresentaram com o sinal negativo e de forma não linear. Outras duas variáveis, também se apresentaram com forma não-linear; além deste fato, as duas últimas variáveis citadas nesta descrição, mostram que o grau de dispersão revela valores menores de correlação.

Figura 24 : Gráficos de dispersão entre as variáveis de TSM (regiões do Atlântico e Índico) e vazão em Óbidos.

Figura 25: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA1- Área(Long- 180,215; Lat 25,42) Oceano Pacífico Norte, com Vazão em Óbidos.

Figura 26: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA2- Área(Long- 200,278; Lat -20,10) Oceano Pacífico Equatorial, com Vazão em Óbidos.

Figura 27: Gráfico de correlação entre vazão e TSM PA3- Área(Long- 200,260; Lat -70,-42) Oceano Pacífico Sul, com Vazão em Óbidos

Figura 28 : Gráficos de dispersão entre as variáveis de TSM (regiões do Pacífico) e vazão em Óbidos.

Nota-se que as correlações entre a vazão de Óbidos e a TSM da região pa2 da Figura 28 são as que apresentam os valores mais linearizados, assim como

também a que possivelmente apresenta os maiores valores de correlação (negativa). As regiões pa1 e pa3, também na figura 28, não apresentaram uma relação muito linearizada com as séries de vazão, porém sua relação não-linear torna-se relevante destacar pelos seus valores significativos de correlação.

Figura 29: PaineI IV, gráficos de dispersão com Lags(defasagens) de 0 a 5 meses, entre as variáveis TSM e Vazão em Óbidos.

Figura 30: Paine V, gráficos de dispersão com Lags(defasagens) de 6 a 11 meses, entre as variáveis TSM e vazão em Óbidos.

A distribuição espacial da correlação linear entre a vazão mensal em Óbidos e a TSM dos oceanos indica aproximadamente as mesmas áreas detectadas para o caso da vazão em Manaus, rio Negro. A série temporal de Óbidos (1974-2005), tem a mesma extensão e período que a série de Manaus (1974-2005), no rio Negro, mostra áreas bem correlacionadas, com valores absolutos superiores a 0,5, mais abrangentes do que a de Manaus, tal como pode ser visto nas Figuras: 21, 22, 23, 25, 26, 27. Este aspecto sugere que o padrão oceânico espacial com correlação significativa para os casos de Manaus, rio Negro, e Óbidos esteja relacionado a características atmosféricas que expliquem a variabilidade climática da vazão fluvial na região norte da América do Sul, sem que seja produto apenas da casualidade. Em comparação ao padrão espacial de correlação obtido para a vazão de Manaus, verifica-se a presença de valores negativos intensos (valor absoluto superior a 0,5), no caso de Óbidos, que vão desde o setor leste do Atlântico Tropical Norte até o Pacífico Equatorial leste, passando pelos arredores da América Central. Valores significativos intensos de correlação entre a TSM e a vazão em Óbidos, superiores a 0,4, são observados para intervalo temporal de até 5-6 meses nas Figuras: 29 e 30, indicando a TSM destas áreas oceânicas como potenciais preditoras no caso de um modelo estocástico linear.

Figura31: -Os valores de correlação Entre as variáveis de vazão e precipitação sobre a bacia do rio Solimões/Amazonas em Óbidos, apresentam baixos valores de correlação, porém não desprezíveis.

Figura 32: Painel VI Modelo Óbidos R, gráficos de regressão linear entre as variáveis de vazão e índices, TSM e modelo total, em todos aplicando media móvel 9.

Observa-se nos resultados obtidos pelo modelo de simulação da vazão de Óbidos, nota-se que as duas únicas variáveis que apresentam valores significativos de correlação foram a região de TSM do Atlântico at1 e a variável PDO, conforme a figura 32 do modelo Óbidos R. Neste modelo, os valores de R2 foram de 0.92. Um destaque especial para este modelo é de que mesmo tendo apenas duas variáveis independentes sendo selecionadas pelo modelo de regressão

linear múltipla, os ajustes da vazão simulada (linha vermelha) ficaram bem estabelecidos com os da vazão observada (linha preta)

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS.

O espectro de frequências dos processos oceânicos e atmosféricos sobre os oceanos é largo, englobando a variabilidade intra-sazonal, interanual e interdecadal das correntes oceânicas. Além disso, as oscilações de frequência decadal detectadas nos campos atmosféricos de precipitação sobre o Atlântico Tropical são possivelmente induzidas pelas condições de contorno oceânicas com variação lenta do ambiente marinho, e influencia também no ciclo anual do calor sensível armazenado nas suas camadas superficiais.

A variabilidade interanual do Atlântico Tropical sofre forte influência dos sistemas de monção dos continentes, fazendo com que a variabilidade interanual dos ventos e da temperatura da superfície do mar (TSM) sobre o Atlântico sejam moduladas pelo ciclo anual do aquecimento solar (Hastenrath, 1984). Assim, o padrão espacial predominante do ciclo anual e da variabilidade interanual das TSM e ventos à superfície sobre o Atlântico apresenta uma estrutura norte-sul mais pronunciada do que a estrutura leste-oeste.

Conforme a análise dos resultados adquiridos através dos procedimentos para aplicação de correlação de TSM das áreas mais bem correlacionadas nos mapas cartográficos apresentados nas figuras: 17, 18, 29 e 30 de Lags com defasagem de 0 à 11, Também os valores dos índices climáticos: SAM, SOI, NAO, PDO, NINO34, NINO4, NINO12, NINO3, além da precipitação registrada na área das bacias das estações fluviométricas, todos acima citados receberam os procedimentos necessários para a aplicação estatística de correlação com a variável de vazão nas estações fluviométricas de Manaus e Óbidos.

Os resultados encontrados apontam bons coeficientes de correlação, independente da inclusão ou exclusão da variável de precipitação no modelo estatístico aplicando-se o test-t e regressão linear múltipla.

A análise a partir do modelo percebe-se a influencia nos resultados dos registros de vazão: para Manaus no rio Negro, as variáveis (at1 e at2), correspondentes a um dipolo nas regiões do Atlântico norte e Atlântico Equatorial,

além da influência dos índices SAM, NINO34 E NINO4, já para a estação de Óbidos localizada no rio Solimões/Amazonas são outros os atores que determinam a dinâmica sendo influenciado pela variável de TSM nas áreas do Atlântico Sul concluiu-se que os valores de TSM em áreas bem correlacionadas do globo terrestre apresentam influência no comportamento dos valores de vazão.

Em Óbidos os resultados apresentaram forte influência de regiões de TSM no Atlântico Tropical, os resultados pouco se assemelham aos estudos de Wagner (1996), que observou as tendências decadais nos mecanismos que controlam o gradiente meridional de TSM na região.

9 REFERÊNCIAS.

Abstract, NASA/NOAA GAPP and Hydrology Principal Investigators Meeting, April 30-May, Potomac MD.

ACEITUNO, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part 1: surface climate. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 505-524.

ANA (Agência Nacional de Águas). 2009. Base de dados hidrológicos, <http://hidroweb.ana.gov.br>. Anais IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Santos, Brasil, 11-18 setembro 1998, INPE, p. 769-781.

BERTALANFFY 93] Bertalanffy, Sudwing van. *Théorie Générale des Systèmes*. Original: General System Theory, New York, 68 Dunod, Paris, 1993. 308 pages.

BROECKER, W.S. and T.-H. Peng. , S. Blanton, T. Takahashi, W. Smethie and G. Ostlund, 1991 a: Radiocarbon decay and oxygen utilization in the deep Atlantic Ocean. *Glob. Biogeochem. C)*'. 5. 87-117.

Cambridge. 1990. 247p. A p Rees T, Fuller WA, Wright BW. Measurements of glycolytic intermediates during the onset of thermogenesis in the spadix of *Arum maculatum*. *Biochim Biophys Acta*. 1977 Aug 10;461(2):274–282.

Carvalho, LMV , C. Jones, e T. Ambrizzi, 2005: . fases opostas da Oscilação Antártica e Relações com Intrasazonal à atividade interanual nos trópicos durante o verão austral *J. Clima*, 18 ,702-718.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*, Rio Claro: Edgar Blucher. 1980.

CHRISTOFOLETTI, Antônio. A inserção da Geográfica na política de desenvolvimento sustentável. In: *Geografia (Associação da Geografia Teorética)*. Rio Claro, SP. V.18, nº 1. Abril 1993.

COLUCCI, S.J., 1976: Winter cyclone frequencies over the eastern United States and adjacent western Atlantic, 1964-1973. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 57, 548-553.

CONNOLLEY, W.M., Variability in annual mean circulation in southern high latitudes, *Climates Dynamics*, 13, 745-756, 1997.

CURRAN, P. J. (1985). Principles of Remote Sensing. Longman Scientific and Technical, New York. 282p.

DA SILVA, J. C. B., ERMAKOV, S. A., ROBINSON, I. S., JEANS, D. R. G., KIJASHKO, S. V. (1998). Role of surface films in ERS SAR signatures of internal waves on the shelf. 1. Short-period internal waves. *Journal of Geophysical Research*, 103:8009-8031.

DIAZ, A., and C. D. S. Studzinski, 1994: Rainfall anomalies in the Uruguay-Southern Brazil region related to SST in the Pacific and Atlantic Oceans using canonical correlation analysis. VIII Congresso Brasileiro de SBMet, Belo Horizonte, 2, 42-45. *Meteorologia*.

DONLON, C.J.; CASTRO, S.L.; KAYE, A. (1999). Aircraft validation of ERS-1 ATSR and NOAA-14 AVHRR sea surface temperature measurements. *International Journal of Remote Sensing*, 20(18):3503-3513. dos Oceanos. R.B. Souza (Ed.). (2003).

FILIZOLA, H.F.; LAMOTTE, M.; FRITSCH, E.; BOULET, R.; ARAÚJO FILHO, J.C.; SILVA, F.B.R. & LEPRUN, J.C. Os fragipãs e duripãs das depressões dos tabuleiros costeiros do Nordeste brasileiro: uma proposta de evolução. *R. Bras. Ci. Solo*, 25:947-963, 2002.

FISCHER, R.A., and K.J. Quail. 1998. The effect of major Norin 10 dwarfing genes on yield potential in spring wheats. *Euphytica* 46:51-56.

FOLLAND, C. K., 1991: Climatic variability over the Atlantic basin. Fifth Conference on Climate Variations, American Meteorological Society, Denver, Colorado.

Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.M., León, J.G. Cazenave A., 2005. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Rem. Sens. Env.*, 99(4), 387-399
DOI:10.1016/j.rse.2005.08.016

GONG, D.Y., e WANG, S.W. (1998) Antarctic oscillation: concept and applications, *Chinese Sci. Bull.*, 43,734-738, 1998.

GREATBACH, R.J. (2000). The Nort Atlantic Oscilation. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, Entretien Jaques-Cartier, Montreal 2000.

HALL, M.M. e BRYDEN, H. (1982) Direct estimates and of ocean heat transport. *Deep. 31. Sea Res Part A* 29:339-359.

HARTLEY, S. e KEABLES, M.J. (1998). Synoptic Associations of Winter Climate and Snowfall Variability In New England. *International Journal of Climatology* 18: 281-298.

HARTMANN, A., Physiology of *Azospirillum*, p. 15-41. In Y. Okon (ed), *Azospirillum/Plant associations*. CRC Press, Inc., Boca Raton, Fla.

HASTENRATH, S. (1978). On modes of tropical circulation climate anomalies. *J. Atmos. Sci.*, v.35, p.2222-2231.

HASTENRATH, S. (1984). Towards the monitoring and prediction of nort-east Brazil droughts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 100, 411-425.

JASINSK, M.J., Birkett, C.M., Chinn, S., Costa, M.H., 2001.

JUNK, W. J., Wetlands of tropical South America, in *Wetlands of the world: Inventory, Ecology and Management*, vol. I, edited By D. F. Whigham, D. Dykyjová, and S. Henjny, pp. 679-739, Kluwer Acad. Norwel, Mass., 1993.

KAYANO, M. T. e ANDREOLI, R. V. (2009). Variabilidade decenal e multidecenal. In: Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti; Nelson Jesus Ferreira; Maria Gertrudes Alvares Justi da Silva; Maria Assunção Faus da Silva Dias. (Org.). *Tempo e Clima no Brasil*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009, v., p.. 375-384.

KIDSON, J. W. (1975). Eigenvector analysis of monthly mean surface data, *Mon Wea Rev*, 103,177-186.

KIDWELL, K. B. (1995). NOAA Polar Orbiter Data users guide (TIROS-N, NOAA-6,

KIDWELL, K.B. ed. *NOAA Polar Orbiter Data*. Washington D.C., Users Guide, Satellite Data Services Division, NOAA, June 1995.

KILADIS, D. N. e DIAZ, H. F.: 1989, 'Global Climatic Anomalies with Extremes in the Southern Oscillation', *Journal of Climate*, 2, 1069-1090.

KOUSKY, V.E. 1980. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, 108: 488-489.

KUSHNIR, Y. (1999) Europe's winter prospects. *Nature* 398:289-291.

LEGECKIS, R. (1978). A survey of worldwide sea surface temperature fronts detected by environmental satellites. *Journal of Geophysical Research*, 83(C9):4501-4522.

León, J.G, Calmant, S., Seyler, F., Bonnet, M.P., Cauhope, M., Frappart, F., Fillizola, N., 2006. Rating curves and estimation of average depth at the upper Negro river

based on satellite altimeter data and modelled discharges. *J. Hydr.*, 328 (3-4), 481-496.

MARENGO, J. e HASTENRATH, S., Estudos de Caso de eventos climáticos extremos na Bacia Amazônica. *Journal of Climate*, 6(4), 617-627. 1993.

MARENGO, J.A. et al. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, v. 14, p. 833- 852, 2005.

Marengo, J.A., 2005. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon River basin water budget. *Clim. Dyn.*, 24, 11-22. DOI 10.1007/s00382-004-0461-6.

MARTINEZ, J. M., e Le TOAN, T., 2007. Mapping of flood dynamics and vegetation spatial distribution in the Amazon floodplain using multitemporal SAR data. *Remote Sensing Environ.*, 108 (3), 209-233.

Maul, G.A. ; Sidran, M. Atmospheric effects on ocean surface temperature sensing from NOAA satellite scanning radiometer. *Journal of Geophysical Research*, v.78, n.10: 1909-1916, 1973.

MCCLAIN, E. P.; PICHEL, W. G.; WALTON, C. C. (1985).Comparative performance of AVHRR-based multi-channel sea surface temperatures. *Journal of Geophysical*.

MECHOSO, C.R., IRIBARREN, G. P., (1991) Streamflow in southeastern South America and the Southern Oscillation. *Journal of climate*.(5) 1535-1539.MO, K.C. , and GHRIL,M. (1987);, Statistic and dynamics of persistent anomalies. *J. Atmos.Sci.*, 44, 877-901.

Mo H.J. e White, S.D.M., 1996, *MNRAS- Monthly Notices da Rayal Astronomical Society*, 282, 1996.

MO, K.C and NOGUÉS-PAEGLE, J (2001)., The Pacific-South American modes and their downstream effects. *Int. J. Climatol.* 21: 1211-1229.

MOLION, L.C.B. and MORAES, J.C., (1987). Oscilação Sul e descargas de rios na América do Sul Tropical. Revista Brasileira de Engenharia. Caderno de Recurso Hídrico. 5, 53-63.

MUTLOW, C. T.; ZÁVODY, A. M.; BARTON, I. J.; LLEWELLYN-JONES, D. T. (1994). Sea surface temperature measurements by the along-track scanning radiometer on the ERS 1 satellite: Early results. Journal of Geophysical Research, 99(C11):22575- 22588.

NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10, NOAA-11, NOAA-12, NOAA-13 and NOAA-14. NOAA/NESDIS National Climatic Data Center, Satellite Data Services Division, Washington, D.C.

Nobre, C.A., Sellers, P.J., Shukla, J., 1991. Amazonian deforestation and regional climate change. J. Climate, 4, 957-988.

NOBRE, P., and J. Shukla, 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. J. Climate, in press.

PARKER, D.E., C.K. Folland, and M. N. Ward, 1988: Sea surface temperature anomaly patterns and prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa. Nature, 310, 483-485.

PEIXOTO, J. P., and Oort, A. H. Física do Clima, Ver. Mod. Phys, 56, 365-429, 1990.

REBOITA, M. S. AMBRIZZI, T. e ROCHA, R.P. (2009). Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. Revista Brasileira de Meteorologia, v.24, n.1, 48-55.

REES, W. G. Physical principles of Remote Sensing. Cambridge University Press, Research, 90:11587-11601.

ROBINSON, I. S. (1985). Satellite Oceanography - an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists. Ellis Horwood Ltd., Chichester, Reino Unido., 455p.

ROBINSON, I. S. (1996). Oceanography from Space – course notes. School of Ocean and Earth Science, University of Southampton, Southampton, Reino Unido.

ROGERS J.R. e VAN LOON, H. (1978) Spatial variability of sea level pressure and 500 mb height anomalies over the Southern Hemisphere, Mon Wea Rev, 110, 1375-1392.

ROPELEWSKI, C.F. e HALPERT, M.S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. Monstly Weather Review. Vol. 115 (1606-1622).

SALATI, E. 1983 "Mudanças climáticas e o ciclo hidrológico na Amazônia". Em: Causas e dinâmica do desmatamento na Amazônia. Ministério do Meio Ambiente, 2002 p.153-172. 2002.

SALATI, E., e JUNK, W. J., SHUBART, H.O.R., Amazônia: desenvolvimento, Integração e ecologia, - São Paulo : Brasiliense; Brasília: Conselho de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, 1979.

SILVA, G. A. M. (2010). (nota de aula) Introdução a variabilidade de baixa frequência e teleconexões IAG/USP. Disponível em: [HTTP://WWW.dca.iag.usp.br/www/ambrizzi/clim1_variabilidade_de_baixa_frequencia.pdf](http://WWW.dca.iag.usp.br/www/ambrizzi/clim1_variabilidade_de_baixa_frequencia.pdf)

SILVESTRE G. E. y Vera C. S., 2003. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. Geophysical Research Letters, 30(21), 2115.

SIOLI, H. (1985) A limnologia na região amazônica brasileira. In: *Anais do I encontro nacional sobre limnologia, piscicultura e pesca continental*. Belo Horizonte, Fundação João Pinheiro, 1976.

SOUZA, E. B. e NOBRE, P. Uma revisão sobre o padrão de dipolo no Atlântico Tropical. *Revista Brasileira de Meteorologia.*, v 13 n. 1 p. 31-44, 1998.

SOUZA, E. B.; LORENZZETTI, J. A. (2003) Estimativas da temperatura da superfície do ar obtida através de sensores infravermelhos a bordo de satélites (em revisão). in: *Sensoriamento Remoto dos Oceanos*. R.B. Souza (Ed.).

SOUZA, E.B. et al. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. *Acta Amazonica*, v. 30, n. 2, p. 305-318, 1999.

SOUZA, E.B.; Kayano, M.T.; Ambrizzi, T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 81, p. 177–191, 2005.

STOMMEL, H and ARONS, A.B. (1960). On the abyssal circulation of the world ocean. I. Stationary planetary flow patterns on a sphere. *Deep-Sea Res.* 6., 140-154.

STRASSER, A., O'Connor, L & Dixit, V. M. Apoptosis signaling. *Annu. Rev. Biochem.* 69 217-245 (2002).

SUGUIO, K. & BIGARELLA, J.J. 1990. Ambientes fluviais. Editora UFPR, Curitiba.

THOMPSON, D.W.J. e WALLACE, J.M. (1998). The Arctic Oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys Res Lett* 25:1297-1300.

TRENBERTH, K.E. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.78, n12, p.2771-2777, 1997.

WAGNER, R. G. and DA SILVA, A. Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. *Int. J. Climatol.*, 14, 179-199. 1996.

WALKER, G.T., e BLISS, W., 1932. World weather V, *Mem. Roy. Meteorol. Soc.*, 4, 53-84.

WALKER, G.T., 1928. World weather, *Q.J.R.M.S.*, 54,79-87.

WALLACE J. M. AND GUTZLER, D.S., (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Weat. Rev.* 109, 785-812.

Yellow Springs Instrument Company (YSI). *Temperature sensors and probes*. Yellow Springs, CO, 1993. 93p. (YSI T-3).

RASMUSSEN, E.M.; CARPENTER, T.H. Variations in the tropical sea temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. **Mon. Wea. Rev.**, v.10, n.5, p.354-384, 1982.

Documentos Eletrônicos:

Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/enos>>. Acesso em 16/09/2010.

<<http://data.giss.nasa.gov/csci/>> Acesso em: 30/07/2011.

<[HTTP://www.arctic.noaa.gov/essay_bond.html](http://www.arctic.noaa.gov/essay_bond.html)> Acesso em: 23/09/2010.

<[HTTP://www.arctic.noaa.gov/climate.html](http://www.arctic.noaa.gov/climate.html)> Acesso em: 01/08/2010.

<<http://hidroweb.ana.gov.br/HidroWeb.asp?>> Acesso em: 30/06/2010.

10 ANEXOS

10.1 ANEXO I (MANAUS)

Gráficos de correlação entre as áreas at1, at2, at3, pa1, pa2 pa3 e vazão para o mês de julho, em ordem crescente, no posto de Manaus.

Gráficos de correlação entre as variáveis TSM e vazão para o mês de julho, com dispersão em Lags ou defasagens de 0 a 11 meses em ordem crescente, em Manaus.

10.2 ANEXO II (ÓBIDOS)

Gráficos de correlação entre as áreas at1, at2, at3, pa1, pa2 pa3 e vazão para o mês de julho, em ordem crescente, no posto de Óbidos.

Gráficos de correlação entre as variáveis TSM e vazão para o mês de julho, com dispersão em Lags ou defasagens de 0 a 11 meses em ordem crescente, em Óbidos.