

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA
UNIVERSIDADE ESTADUAL DO AMAZONAS
Programa Integrado de Pós-Graduação em Clima e Ambiente

**PREVISÃO E MONITORAMENTO DO EVENTO EXTREMO DA
CHEIA DE 2009.**

ROSEILSON SOUZA DO VALE

Manaus, Amazonas
Novembro - 2009

ROSEILSON SOUZA DO VALE

**PREVISÃO E MONITORAMENTO DO EVENTO EXTREMO DA
CHEIA DE 2009.**

JOCHEN SCHÖNGART
Naziano Filizola

Dissertação apresentada ao Programa Integrado de Pós-Graduação em Clima e Ambiente do INPA/UEA como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Clima e Ambiente área de concentração Hidro-Climatologia

Manaus-Amazonas
Novembro - 2009

V149 Vale, Roseilson, Souza do
Previsão e monitoramento do evento extremo da cheia de 2009 /
Roseilson Souza do Vale.--- Manaus : [s.n.], 2009.
103 f. : il.

Dissertação (mestrado)-- INPA, Manaus, 2009
Orientador : Jochen Schongart
Co-orientador : Naziano Filizola
Área de concentração : Interações Clima-Biosfera na Amazônia

1. Modelo. 2. Cheia. 3. Temperatura da superfície do mar. 4. Cota.

I. Título.

CDD 19. ed. 551.6

Sinopse:

Estudou-se o evento extremo de cheia em 2009 e a criação de um modelo regressivo para previsão de níveis dos Rios da Região Amazônica. Utilizou-se para este estudo dados de níveis (cota), temperatura da superfície do mar (TSM) e radiação de onda longa (ROL).

Palavras-chave: modelo, cheia, TSM, cota

À meus pais Rosinaldo e Ilza.

Em memória de Benedito e
Odemilson.

AGRADECIMENTOS

A meus pais, Rosinaldo e Ilza, que sempre me incentivaram ao estudo e me apoiaram em minhas decisões.

A minha irmã Roseilza e meu cunhado Elder, sem o incentivo e apoio deles não teria tido coragem de abrir mão de uma infeliz estabilidade e vir para Manaus, começar tudo de novo e ter novas ambições na carreira acadêmica.

Em especial a minha namorada, logo em breve noiva, Adriana, que muito me ouviu e me deu forças para continuar e superar a distância que tanto nos afligiu. A você, por tudo durante os nove anos que estamos juntos e pelo outros tantos que passaremos um agradecimento muito especial, *amoc*.

Aos meus orientadores Prof. Dr. Jochen e Naziano, pela compreensão, confiança e conhecimento partilhado durante o desenvolvimento desta dissertação de mestrado.

A todos os professores do curso de Pós-Graduação em Clima e Ambiente por repassarem um pouco do seu conhecimento e pelas dúvidas tiradas e conselhos dados ao longo desses dois anos. Em especial ao Prof. Dr. Manzi, pela construção do curso e amizade, aos Profs. David, Satyamurti, Rita e Rodrigo.

A todos os colegas da primeira turma de mestrado e doutorado, pela amizade formada e os momentos compartilhados. Um agradecimento em especial ao apoio dado pelos amigos do curso Luis Antônio, Edileuza, Paulo, Carina e Andrea.

Aos membros do Núcleo de Meteorologia e Hidrologia da UEA (NMH), com os quais passei os últimos meses para conclusão de minha dissertação.

A CAPES e FAPEAM pelo apoio financeiro através de bolsa de estudo.

“Se vi mais longe, foi apenas por ter estado sobre os ombros de gigantes”.

Newton

RESUMO

O presente trabalho consiste num estudo sobre a possível influência de anomalias de temperatura da superfície do mar (TSMs) do Atlântico e Pacífico no regime de cheia dos rios amazônicos e de como se desenvolveu a maior cheia dos últimos tempos (2009). O ano de 2009 foi um ano atípico do ponto de vista das condições climáticas. Desde o início do ano de 2009 foi feito um acompanhamento dos níveis dos rios da região amazônica, permitindo o estudo do deslocamento da onda de cheia ao longo da calha do rio principal Solimões-Amazonas. Uma vez caracterizado o evento de cheia em 2009, buscou-se a partir de ferramental estatístico e dados de cota, TSMs e ROL (Radiação de Onda Longa) modelar o evento e seu efeito nas cotas das principais estações hidrométricas da Amazônia. O estudo da cheia de 2009 mostrou que houve um aumento intenso e rápido na parte oeste da bacia no início de 2009 deslocando-se em seguida para leste de forma mais arrefecida devido à presença de grandes áreas de várzeas, mas contribuiu para que muitos rios superassem sua marca histórica. O estudo da influência das TSMs no regime dos rios foi feito com a finalidade de se construir um modelo regressivo estocástico de previsão. A correlação entre as estações de estudo e as regiões dos Oceanos Atlântico e Pacífico, apresentaram uma variação espacial dentro da bacia. Das seis estações propostas para a criação do modelo a estação de Óbidos, com previsão de até três meses, e Manaus, com um mês de previsão, tiveram resultados satisfatórios. Este trabalho é consciente de que melhorias podem ainda ser incorporadas no modelo de previsão de cheias.

Palavras Chave: Modelo, cheia, TSMs, cota

ABSTRACT

The present study evaluates the possible impact of sea surface temperatures (SSTs) of the Atlantic and Pacific oceans on the high-water regime of Amazonian Rivers and to analyze the development of the extreme flood in 2009. The year 2009 presented unusual climatic conditions. From the beginning of 2009 the water levels of the rivers in the Amazon region was monitored, which permitted an analysis of the movement of the flood along the mainstem of the Solimões-Amazonas. Once the hydrological event in 2009 has been characterized, statistical instruments and data on water levels, SSTs and OLR (Outgoing Longwave Radiation) have been configured to model this event by its principal hydrological stations in Amazonia. The analysis of the flood in 2009 indicated an intense increase in the western part of the basin at the beginning of the year. Afterwards the flood wave move eastwards in a smoothed form due to the presence of large floodplain areas (várzeas), but contributing that many Amazonian rivers passed over their historical flood levels. The study on the influence of SSTs and the high-water regime of the rivers was performed with the aim to construct regressive stochastic forecast models. The correlation between the studied hydrological stations and the regions of the Atlantic and Pacific oceans, indicated a spatial variation within the basin. From the six analyzed stations, models for Óbidos and Manaus were constructed with the capacity to forecast flood events with three and one months in advance, respectively. This study indicates that still improvements can be incorporated in the model to forecast floods.

Keywords: model, flood, SSTs, water level

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	1
1.1 Justificativa e Caracterização do Problema	1
CAPÍTULO 2 – OBJETIVOS	5
2.1 Geral	5
2.2 Específico	5
CAPÍTULO 3 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
3.1 Caracterização da Bacia Amazônica	7
3.1.1 Geologia	7
3.1.2 Vegetação	8
3.1.3 Aspectos Sócio-Econômicos	9
3.1.4 Clima	10
3.1.5 Hidrologia.....	13
3.2 Relação entre os Regimes Pluviométricos-Hidrológicos com as Anomalias de TSMs dos Oceanos Atlântico e Pacífico e Tropicais	15
3.3 Eventos Extremos	16
3.4 Modelagem Hidrológica.....	18
CAPÍTULO 4 – MATERIAL E MÉTODOS	21
4.1 Área de Estudo	21
4.2 Estações Hidrométricas	21
4.3 Temperatura da Superfície do Mar e Índice Oscilação Sul	23
4.4 Radiação de Onda Longa (ROL)	24
4.5 Análise dos Dados	25
4.5.1 Cheia de 2009	25
4.5.2 Modelagem para a Previsão de Cheias	26
4.5.3 Testes Estatísticos.....	32
4.5.3 Análise de Variância.....	32
CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES	34
5.1 Deslocamento da Onda de Cheia de 2009	34
5.1.1 Cotogramas	34
5.1.2 Anomalias de $DH/DT_{(8)}$	36
5.1.3 Análise da Radiação de Onda Longa (ROL)	40
5.1.4 Discussão sobre a Cheia de 2009	42

5.2 Modelos de Previsão.....	45
5.2.1 Correlação entre Cotas Máximas e Anomalias de TSMs.....	45
5.2.2 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Tabatinga.....	46
5.2.3 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Fonte Boa.....	47
5.2.4 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Porto Velho.....	47
5.2.5 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Moura.....	49
5.2.6 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Manaus.....	50
5.2.7 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Óbidos.....	52
5.2.4 Discussão sobre a Modelagem de Cheias.....	57
CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES.....	61

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - A grande área de estudo, a Bacia Amazônica com seus limites fronteiriços e as estações de estudo. As estações utilizadas no estudo da cheia e modelagem são destacadas na legenda. 21
- Figura 2 - Localização das quatro regiões de Niño no Oceano Pacífico e Atlântico Norte, Sul e Trópico Global segundo a definição do CPC/NOOA. Fonte: Renato Senna. 24
- Figura 3 - Série histórica de cotas máximas e mínimas (esquerda) e distribuição de frequência de ocorrência de cheias para as estações do estudo de modelagem. A frequência é indicada com valores absolutos (números de eventos). 28
- Figura 4 - Desenho esquemático mostrando como é feita a modelagem passo-a-passo e as alterações feitas no modelo de Schöngart & Junk (2007). * Também foi utilizado anomalias de cota como variável dependente para um teste com as estações de Manaus e Óbidos. 29
- Figura 5 - Cotograma das estações localizadas na calha Solimões-Amazonas (Tabatinga-Fonte Boa-Manaus-Óbidos) e a Rio Negro (Moura) e Rio Madeira (Borba), referentes ao ano de 2009 (—), valores médios (...), máximos (.....) e mínimos (---) históricos diários. 36
- Figura 6 - Dados de cota médios para 8 dias observados em 2009 (linha contínua) e dados de cota médios para 8 dias obtidos a partir das médias históricas diárias (linha pontilhada) gerados a partir das séries históricas da ANA. 39
- Figura 7 - Dados de ROL médios dados a cada 8 dias estimados para uma região de 1° x 1° sobre as localidades estudadas, para o período de 14/12/2008 a 20/03/2009. A linha pontilhada horizontal, destaca o valor de 240 W/m² tomado como referencial. 41
- Figura 8 - Mapa de precipitação acumulada sobre a região Amazônica para o período de dezembro de 2008 a julho de 2009. Fonte: Adaptado do CPTEC/INPE. 43
- Figura 9 - Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 1 mês de antecedência para a estação de Porto Velho. O período de calibração é de 1967-1992 e validação de 1993-2008. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. 49
- Figura 10- Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 1 mês de antecedência para a estação de Manaus. O período de calibração é de 1972-1993 e validação 1994-2008. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. 52
- Figura 11 - Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 1 mês de antecedência para a estação de Óbidos. O período de calibração é de 1968-1993 e

validação 1994-2009. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. Os valores em destaque representam o valor previsto (em vermelho) e o observado (preto) para 2009..... 53

Figura 12 - Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 2 mês de antecedência para a estação de Óbidos. O período de calibração é de 1968-1993 e validação 1994-2009. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. Os valores em destaque representam o valor previsto (em vermelho) e o observado (preto) para 2009..... 54

Figura 13 - Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 3 mês de antecedência para a estação de Óbidos. O período de calibração é de 1968-1993 e validação 1994-2009. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. Os valores em destaque representam o valor previsto (em vermelho) e o observado (preto) para 2009..... 55

Figura 14 - Comparação entre a cota máxima para o mês de maio observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 1 mês de antecedência. O período de calibração é de 1968-1993 e validação 1994-2009. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. Os valores em destaque representam o valor previsto (em vermelho) e o observado (preto) para 2009. 56

Figura 15 - Comparação entre a cota máxima para o mês de maio observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 2 mês de antecedência. O período de calibração é de 1968-1993 e validação 1994-2009. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. Os valores em destaque representam o valor previsto (em vermelho) e o observado (preto) para 2009. 57

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Justificativa e Caracterização do Problema

Devido à grande relevância da Bacia Amazônica, vários estudos sobre sua hidrologia têm sido realizados com a finalidade de compreender o regime hidrológico. Programas como HyBAM (Hydrology and Geodynamics of the Amazon Basin), PHICAB (Programa Hidrológico e Climatológico de La Cuenca Amazónica da Bolívia), LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera da Amazônia), GEOMA (Geotecnologia e Modelagem Ambiental na Amazônia), ABRACOS (Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study), ARME (Amazon Regional Micrometeorological Experiment) vem criando parcerias entre instituições como IRD-França (Institut de Recherche pour Le Développement), ANA-Brasil (Agência Nacional das Águas), SENAMHI-Bolívia e Peru (Serviço Nacional de Meteorología e Hidrología), SEMENA-Bolívia (Serviço de Melhoria da Navegação Amazônica), INAMHI-Ecuador (Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología), IDEAM-Colômbia (Instituto de Hidrología e Meteorología y Estudios Ambientales) CPTEC/INPE-Brasil (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos), INPA (Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia), UEA (Universidade Estadual do Amazonas), para desenvolver pesquisas para entender o funcionamento hidrológico da maior bacia hidrográfica do mundo (Ronchail *et al.*, 2005; Espinoza *et al.*, 2008).

Devido a um vasto e denso conjunto de rios e cursos de água de menor extensão e volume, a região Amazônica constitui uma grande rede natural apta ao transporte fluvial, que se estende por toda a Região Hidrográfica com mais de 50 mil km de trechos navegáveis (MMA, 2006). O transporte fluvial na região é fundamental não só para o transporte de pessoas, também para abastecimento do comércio de toda região e indústrias nos grandes centros urbanos, uma vez que há poucas estradas conectando a Amazônia com outras regiões.

A Amazônia também apresenta um grande potencial hidráulico para construção de usinas hidrelétricas. Além dos aproveitamentos já existentes ainda pretende-se

investir em mais usinas e em linhas de transmissão para ligar sistemas isolados de geração de energia elétrica aos sistemas já interligados. O transporte fluvial de pessoas e mercadorias, bem como o funcionamento e criação de novas hidrelétricas, são regulados pelo regime de subida e descida dos principais rios Amazônicos (Fearnside, 2003; MMA, 2006). Tal regime tem uma importância fundamental nos processos ecológicos das áreas alagáveis que acompanham os grandes rios na bacia, conceituado como o pulso de inundação (Junk *et al.*, 1989). O pulso de inundação induz uma distinta sazonalidade no ciclo anual entre a fase aquática e a terrestre. Assim, o pulso de inundação controla os ciclos biogeoquímicos, ritmos de crescimentos e ciclos de vida de muitas espécies da biota tais como algas, macrófitas, árvores, peixes e invertebrados nas áreas alagáveis, conhecidos como igapó e várzea (Junk, 1997).

As áreas alagáveis são as regiões rurais que apresentam a maior densidade populacional tanto atualmente como no passado (Ohly, 2000). A vida destes ribeirinhos também é regida pelo pulso de inundação e sua variabilidade. As atividades econômicas no período da vazante (descidas das águas) são predominantemente a fase do plantio na agricultura de subsistência; na seca (água baixa), a pesca; na enchente (subida das águas) a fase da colheita agrícola e extração madeireira na cheia (água alta) (Ayres, 1993; Bannerman, 2001; Schöngart & Junk, 2007). Os povos dessa região possuem conhecimento baseado no senso comum quando a água vai subir ou descer, porém não da variação. Isso gera uma grande incerteza e afeta as atividades econômicas.

Os rios da região representam a variabilidade do regime pluviométrico das cabeceiras. Devido sua enorme extensão a bacia hidrográfica integra fenômenos hidrometeorológicos que se refletem nas variações de níveis d'água (Fisch *et al.*, 1998). A variabilidade de descarga dos rios é principalmente explicada pela variabilidade de chuva (Molinier *et al.*, 1996). As chuvas que ocorrem na parte montante da bacia são responsáveis pela elevação do nível dos rios locais e conseqüentemente pelo deslocamento da onda de cheia na parte central e jusante da bacia (Mertes *et al.*, 1995). A cheia de 2009, em particular, mostrou-se atípica, superando os registros históricos das maiores cheias em muitas regiões da bacia, causando sérios danos à economia e à saúde humana. Esse evento extremo indicou que há uma grande demanda e interesse em desenvolver modelos robustos que permitem uma previsão de tais fenômenos com uma certa antecedência para prevenir as populações humanas.

De acordo com os boletins climáticos emitidos pelo INPE/CPTEC (2009), as condições atmosféricas desde outubro de 2008 a junho de 2009, favoreceram a produção de chuva intensa sobre grande parte da região Amazônica. Os principais eventos responsáveis pelas chuvas foram a configuração de um evento de La Niña no final de 2008 no Pacífico Equatorial e águas anormalmente quentes do oceano Atlântico Sul. O gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM) que se estabeleceu entre o norte e sul do Atlântico Tropical durante (principalmente) os meses de janeiro a maio de 2009 mantiveram a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) por mais tempo no sul em comparação com sua posição média. Isso causou chuvas acima da normalidade principalmente nas regiões oeste e leste da bacia.

As anomalias das TSMs do Pacífico e Atlântico são responsáveis por grande parte da umidade que chega a bacia e que forma as chuvas da região (Nobre & Shukla, 1996; Marengo & Nobre, 1998; Marengo & Hastenrath, 1998; Costa & Foley, 1999; Souza *et al.*, 2000; Marengo *et al.*, 2001, 2008; Ronchail *et al.*, 2002, 2005; Schöngart & Junk, 2007; Zeng *et al.*, 2008; Wang, 2009). As TSMs influenciam o regime de chuvas e consequentemente na subida (cheias) e descida (secas) dos rios da região Amazônica, porém devido sua grande extensão as associações do regime hidrológico com TSMs variam na bacia (Ronchail *et al.*, 2005).

No presente estudo foram associados níveis máximos de algumas estações distribuídas nos rios Solimões, Negro, Madeira e Amazonas com anomalias de TSMs. Baseado nas correlações entre cotas máximas e anomalias de TSMs, modelos de previsão de 1 a 3 meses de antecedência são construídos baseados no estudo de Schöngart & Junk (2007). O referido estudo apresentou significativa correlação entre o nível máximo do Rio Negro com índices do ENOS (El-Niño Oscilação Sul) das regiões de El Niño 1+2, 3, 4 e 3.4. Baseado nestas correlações um modelo de previsão com 3-4 meses de antecedência foi desenvolvido através de um modelo de regressão múltipla que explica 51% da variabilidade do nível máximo do Rio Negro em Manaus. Além da criação do modelo, estudou-se o deslocamento da onda de cheia ao longo da calha Solimões-Amazonas.

Devido à grande variabilidade climática dentro da bacia e da forte influência, não só do oceano Pacífico, mas também do Atlântico, bem como outros sistemas de rios além do Rio Negro e a boa acurácia do modelo Schöngart & Junk (2007), decidiu-se

incluir neste estudo dados de TSMs do oceano Atlântico e outras estações da Bacia Amazônica, com a finalidade de tentar melhor representar a bacia e tornar o modelo mais robusto e abrangente. O modelo construído para estação de Óbidos apresentou acurácia adequada para prever com uma antecedência de 1-3 meses cheias na região. Com isso, estes modelos têm o potencial de tornarem-se instrumentos para evitar danos à agricultura, pecuária, abastecimento de água e energia, riscos à saúde e segurança de transporte.

Durante o desenvolvimento deste estudo a enchente evoluiu na região Amazônica para um evento extremo. Através do monitoramento diário da cota de alguns rios da região e da diferente configuração de cheia em relação a anos anteriores, foi realizado um estudo sobre a cheia de 2009, que em julho deste ano caracterizou-se como a maior cheia desde que existem medições de flutuações de níveis d'água na região de Manaus (ano de 1903). Com o estudo da cheia atípica de 2009 pretende-se um melhor entendimento de eventos extremos dessa natureza e o funcionamento complexo da Bacia Amazônica, bem como avaliar a capacidade de prever com o modelo proposto e boa antecedência tais eventos.

CAPÍTULO 2 – OBJETIVOS

2.1 Geral

A cheia histórica do ano de 2009 indicou a demanda em entender detalhadamente os processos climáticos-hidrológicos e suas relações com fatores externos como as anomalias de TSMs nos oceanos Atlântico e Pacífico. O objetivo deste estudo é analisar o deslocamento da onda de cheia da Amazônia do alto Solimões (Tabatinga) até perto da sua foz (Óbidos). Baseados nas correlações entre cotas máximas dos rios em diferentes estações ao longo dos rios Solimões, Negro, Madeira e Amazonas e anomalias de TSMs do Atlântico e Pacífico, modelos de regressão múltipla são construídos para prever cheias com 1 a 3 meses de antecedência.

2.2 Específico

Partindo do modelo de Schöngart & Junk (2007) e do estudo da variabilidade do gradiente linimétrico em estações hidrométricas e do uso de tratamento estatístico, o presente estudo tem como objetivos específicos:

- Verificar a existência de padrão nos regimes de subida e descida dos rios nos pontos de estudo;
- Verificar se o deslocamento da onda de cheia é o fator preponderante e responsável pela grande dimensão da cheia de 2009;
- Avaliar se anomalias no Oceano Pacífico e/ou Atlântico Tropical Norte/Sul influenciam o regime de subida dos rios nos pontos de estudo;
- Avaliar a capacidade de previsão da cheia de 2009 baseado nos modelos que se pretende construir;

➤ De acordo com os resultados acima construir um modelo de previsão de níveis para a Bacia Amazônica.

CAPÍTULO 3 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Caracterização da Bacia Amazônica

3.1.1 Geologia

Há setecentos milhões de anos, os Escudos do período Pré-Cambriano, na parte setentrional da América do Sul, finalmente consolidaram-se em rochas cristalinas: ao norte, o Escudo das Guianas e, ao sul, o Escudo Central Brasileiro (Putzer, 1984). A elevação dos Andes aconteceu nos últimos 60 milhões de anos, quando a placa continental sul-americana colidiu com a placa de Nazca, iniciando a formação da cordilheira (Goulding, 1997). Com a elevação dos Andes no Equador, no fim do Mioceno, o sistema de drenagem para oeste da bacia do alto Amazonas, em direção ao Pacífico, foi interrompido (Putzer, 1984). Após o aparecimento dos Andes, se formou um grande mar continental, o qual foi gradualmente preenchido por sedimentos, criando um gigantesco lago (Ayres, 1993). Apenas, a cerca de 10 milhões de anos, no Período Plioceno, que o rio Amazonas finalmente conseguiu escavar seu atual curso em direção ao leste ligando-se ao oceano Atlântico, através do vale que separa os planaltos do Brasil e das Guianas (Goulding, 1997).

De acordo com a evolução de sua formação ao longo dos tempos, a Bacia Amazônica pode ser hoje dividida em três unidades morfo-estruturais: 44% pertencem aos escudos das Guianas e ao escudo Brasileiro, 45% da planície Amazônica e 11% dos Andes (Espinoza *et al.*, 2007). Há também uma região central com vastas áreas inundadas todos os anos nas planícies de inundação, conhecido localmente como “várzeas” e “igapós” (Filizola & Guyot, 2009). Estas planícies aluviais são geradas por processos fluviais e sustentam uma alta diversidade de ambientes. Na Bacia Amazônica a grande variedade de padrões de canais e a existência de planícies aluviais complexas em tempo e espaço induzem a geração de um mosaico ambiental de áreas inundáveis e lagos de diversas origens, formas e modo de funcionamento (Irion *et al.*, 1997).

Os rios podem ser classificados em três principais categorias, de acordo com a sua química, cor e origem: Rios de águas pretas, Rios de águas claras e Rios de águas brancas (Sioli, 1975). Rios de água preta, como o Negro, Tefé, Jutá e outros, originam-se nas terras baixas do Terciário da Amazônia. Suas águas são da cor café, por conta do alto conteúdo de ácidos húmicos dissolvidos e da baixa concentração de sedimentos. Rios de águas claras, como Xingu, Tapajós e Araguaia, têm suas origens nos sedimentos do Cretáceo dos Escudos das Guianas e Brasileiro. Assim como os Rios de águas pretas, eles podem ser muito pobres em sedimentos, mas em outras áreas podem ser ricos em matéria dissolvida. Rios de águas brancas drenam os Andes e encostas pré-Andinas de onde eles recebem uma alta carga de sedimentos ricos em sais-minerais devido processos naturais de erosão. Estes sedimentos são depositados nas terras baixas, criando extensas planícies inundáveis, as quais formam um complexo ecossistema de lagos, lagoas, ilhas, restingas, chavascals, paranás e muitas outras formações. Rios de águas brancas são, por exemplo, Amazonas, Madeira, Purus, Juruá e Japurá (Ayres, 1993).

3.1.2 Vegetação

De acordo com Ayres (1993) os principais tipos de vegetação da Amazônia desenvolveram-se a partir das mudanças geológicas mais importantes acontecidas durante os períodos Terciário e Quaternário. As florestas sobre o pavimento cristalino, sedimentos Pré-Terciários ou terras baixas do Terciário são geralmente florestas de terra firme. As mais recentes comunidades de vegetação, com origem no Quaternário, são encontradas nas planícies alagadas, onde seu desenvolvimento foi grandemente influenciado pela erosão e pela deposição de sedimentos, ocorridas durante as transformações do Pleistoceno (Junk, 1989; Ayres, 1993).

As florestas alagáveis são divididas em dois tipos principais de acordo com as condições hidrológicas e hidroquímicas das águas dos rios que as inundam anualmente: várzeas e igapós (Sioli, 1954; Prance, 1979, 1980). As várzeas (~200.000 km²) são inundadas por Rios de águas brancas oriundos dos Andes e das encostas pré-andinas, de pH neutro, com alta carga de sedimentos e ricos em nutrientes (Furch, 1984; Junk,

1984). Embora represente uma pequena fração da Amazônia (cerca de 4%), a várzea constitui a maior porção de florestas inundáveis. Os solos de várzea são constantemente renovados pela deposição de sedimentos, pois ficam submersos nas águas brancas por quase metade do ano. As plantas precisam de adaptações para viver parte do ano sob condições de hipoxia (Junk, 1984). Enquanto os igapós (100.000 km²) são alagados por Rios de águas pretas ou claras, de pH ácido, com baixa carga de sedimentos e nutricionalmente pobres. Nos rios de águas pretas, os igapós são caracterizados por uma flora menos rica em espécies que a floresta de várzea (Sioli, 1984).

3.1.3 Aspectos Sócio-Econômicos

As principais atividades econômicas dos ribeirinhos são a pesca, exploração madeireira, pecuária e agricultura. De acordo com o ProVárzea (2009), a várzea da Bacia Amazônica é meio de vida para mais de 1,5 milhão de ribeirinhos devido a alta produtividade biológica, biodiversidade e recursos naturais. Estima-se que exista cerca de 3 mil espécies de peixes nessas áreas, dos quais 200 têm sido explorados comercialmente. O recurso pesqueiro representa a síntese das interações entre os diversos componentes desse ecossistema, além de ter a base da dieta e principal fonte de renda da população ribeirinha proporcionando mais de 70 mil empregos diretos na região. Ainda de acordo com os estudos do ProVárzea (2009), a pesca é a principal atividade econômica da várzea. A produção anual do pescado é de aproximadamente 100 mil toneladas (o potencial está em torno de 1 milhão de toneladas/ano) ou 50% da produção nacional das águas continentais (rios e lagos) com valor dessa produção de aproximadamente US\$ 100 milhões. A exploração madeireira tem uma participação expressiva na economia da várzea, principalmente no estuário do Amazonas. A produção anual de madeira em tora gira em torno de 3 milhões de metros cúbicos ou 10% da produção da Amazônia Legal, com renda bruta de cerca de US\$ 120 milhões e empregos diretos da ordem de 30 mil. A pecuária é uma atividade em expansão na várzea, com um rebanho estimado em 1 milhão de cabeças (bovino e bubalino), com produção anual de 22 mil toneladas para uma renda bruta em torno de US\$ 22 milhões, propiciando cerca 5.000 empregos diretos. As atividades de extrativismo florestal não

madeireiro (borracha, mandioca, palmito, frutos, plantas, óleos, medicinais, etc.) a agricultura de subsistência e o eco-turismo são atividades complementares na economia da várzea.

Apesar de sua capacidade produtiva e resiliência natural, o seu atual processo de desenvolvimento está levando à degradação progressiva dessas áreas (Junk *et al.*, 2000). Entre os principais fatores de degradação incluem-se os desmatamentos, o assoreamento dos rios, a turvação das águas pela pecuária e a destruição das lagoas marginais em decorrência da expansão agrícola e urbana (ProVárzea, 2009). Devido à grande dificuldade de gerenciamento e fiscalização da bacia devido a sua grande extensão, o governo brasileiro tem incentivado a criação de projetos de pesquisas, bem como a criação de leis mais rígidas para conter o desmatamento e extração madeireira em áreas ilegais e a criação de novas áreas de conservação.

3.1.4 Clima

Fisch *et al.* (1998) relatam que, devido a sua localização na região equatorial, o clima da Amazônia é quente e úmido, embora esse comportamento venha sofrendo alterações ao longo dos tempos. O clima atual da região Amazônica é uma combinação de vários fatores, sendo que o mais importante é a disponibilidade de energia solar, através do balanço de energia. Os altos valores de energia solar que chegam à superfície fazem com que ocorra uma pequena variação de temperatura ao longo do ano. A amplitude térmica sazonal é da ordem de 1°C a 2°C, com valores médios de temperaturas entre 24°C a 26°C. Com exceção de Rondônia e Mato Grosso, devido a sua localização mais a sul, estando sujeitos a maiores influências de sistemas frontais, como as friagens.

A Bacia Amazônica possui uma alta taxa de chuvas, com precipitação média de aproximadamente 2.300 mm ano⁻¹, embora na fronteira entre Brasil e Colômbia, na região conhecida como “cabeça do cachorro”, e Venezuela o total anual atinge mais de 3.500 mm ano⁻¹, devido principalmente as feições de relevo que criam condições favoráveis para convergência de umidade e chuvas intensas. Nessas regiões praticamente não existe período de seca. Próximo a foz do Rio Amazonas, efeitos de

brisa do mar também favorecem a grandes quantidades de chuvas (Salati *et al.*, 1978). Mesmo assim, a bacia é capaz de sofrer secas severas como observado mais recentemente em 2005 (Cox *et al.*, 2008; Malhi *et al.*, 2008; Marengo *et al.*, 2008; Zeng *et al.*, 2008). Regiões equatoriais da bacia e o Nordeste apresentam chuvas anuais abaixo de 1500 mm e no interior dos Vales Andinos chegam abaixo de 1000 mm. Embora seja relativamente simples realizar medições de precipitação, ela se mostra uma das variáveis meteorológicas mais difíceis de se obter na bacia, devido à falta de adequados e contínuos registros climáticos causado pela falta de cobertura espacial de instrumentação (Marengo, 2004).

Ronchail *et al.* (2002) descreveram as estações chuvosas e secas para quatro regiões da Amazônia. A região norte da Amazônia possui o máximo de chuva registrado de abril a agosto, apresentando um máximo (~ 50%) de junho a agosto, principalmente ao longo do Rio Branco. A região oeste apresenta máximo de chuva de janeiro a maio, porém não apresenta uma sazonalidade distinta (Sombroek, 2001). No sul da Amazônia, a estação chuvosa é de outubro a abril. De dezembro a fevereiro ocorrem aproximadamente 50% das chuvas anuais e de junho a agosto é seco. A região nordeste da bacia, incluindo da foz do Amazonas até Manaus, apresenta estação chuvosa de dezembro a maio.

A variabilidade das chuvas dentro da bacia é influenciada pelos diferentes sistemas de tempo que afetam diferentes regiões dentro da bacia. Segundo Molion (1993), os principais sistemas de tempo que afetam as diferentes regiões da Amazônia e tem impacto na chuva são:

a) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT): formada pela confluência dos ventos alísios do Hemisfério Norte e os ventos alísios do Hemisfério Sul. A ZCIT é responsável pelas precipitações sobre as áreas costeiras da Amazônia e do Nordeste brasileiro (Molion, 1987).

b) Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS): frentes que se organizam em bandas estacionárias de precipitação por um período superior a 4 dias e que se estendem desde a Amazônia até o Oceano Atlântico Sul (Silva Dias, 2006).

c) Linhas de Instabilidade da Amazônia (LIA): têm origem da interação entre os ventos alísios e a brisa marítima na costa norte da América do Sul, e sua organização forçada pelo jato de baixos níveis de leste associado a perturbações de baixa troposfera

no Atlântico, eventualmente constituídas pelas ondas de leste (Cohen *et al.*, 1995 e Silva Dias, 2006).

d) Frentes frias associadas ao fenômeno das Friagens: apesar de sua localização próxima ao Equador, a parte meridional da Bacia Amazônica, sofre eventualmente, da ação de frentes frias de origem polar (Fisch *et al.*, 1998).

e) Jatos de Baixos Níveis (JBN): sistema de vento com altas velocidades abaixo de um ou dois quilômetros, com uma extensão horizontal de aproximadamente 500 km, dimensão comum de escala subsinótica e mesoescala. Em todos os JBN, a umidade condensa freqüentemente e precipita na região de convergência de baixo nível situada na saída do jato (Marengo & Soares, 2002).

f) Ondas de leste (OL): conglomerados de nuvens convectivas que se deslocam para oeste, acompanhando um cavado. Possuem a forma de V ou vírgula em cartas meteorológicas de superfície. Há convergência do vento à superfície e, portanto, movimento ascendente, na parte posterior do cavado; à frente dele ocorre divergência a superfície, caracterizando movimento vertical subsidente (Varejão, 2006).

g) Alta da Bolívia (AB): é o desenvolvimento de um anti-ciclone em altos níveis (200 hPa) sobre a Bolívia, durante os meses de verão, associados com forte convecção da região Amazônica (Fisch *et al.*, 1998). Quando a alta se enfraquece e se move para o norte no inverno, os setores sul e leste da Amazônia experimentam seca (Molion, 1987).

h) Cavados de altos níveis: consiste em uma circulação ciclônica fechada, de escala sinótica, cujo núcleo é mais frio que a periferia e que se forma na alta troposfera. Originam-se nos meses de primavera, verão e outono sobre o Atlântico, sendo o mês de janeiro o de maior frequência de ocorrência.

Outro sistema atmosférico que interfere na distribuição de chuvas na região é o evento conhecido como El Niño Oscilação Sul (ENOS). O El Niño é caracterizado por apresentar temperaturas da superfície do mar do Pacífico tropical leste e central mais quente que a média e o nível de pressão do mar tende a ser mais baixo no Pacífico leste e mais alto no Pacífico oeste (Trenberth, 1997). O sinal inverso do El Niño é denominado La Niña. Os impactos do El Niño são bem conhecidos, condições mais secas do que o normal para o norte da Bacia Amazônia e nordeste do Brasil e condições

mais úmidas que o normal em porções central da América do Sul e sul do Brasil (Marengo *et al.*, 1998a). A influência do ENOS na chuva da Amazônia pode atualmente ser causada por mudanças no transporte de umidade do oceano Atlântico que está correlacionada com ENOS (Marengo, 1992). O estudo de Wang (2002) sugere que o Pacífico oeste é uma importante região para começar e terminar o El Niño. As TSMs dos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais podem afetar sazonalmente a chuva na Amazônia (Aceituno, 1988; Nobre & Shukla, 1996; Fu *et al.*, 2001). As chuvas nas áreas do nordeste brasileiro e parte central da Amazônia apresentam correlações com ENOS (Aceituno, 1988).

As TSMs dos oceanos Pacífico e Atlântico tropicais afetam menos a precipitação na Amazônia durante a estação de verão e no oeste da Amazônia, sendo que a sazonalidade das TSMs do Atlântico possui um impacto mais forte na chuva da Amazônia do que as TSMs do Pacífico e este último tende a reduzir a precipitação no leste da Amazônia (Fu *et al.*, 2001). O Atlântico Sul tropical pode ter uma influência mais forte na faixa Sul da bacia durante a estação seca e o Atlântico Norte tropical sobre esta mesma região e estação quando o ENOS apresenta um sinal relativamente fraco (Yoon & Zeng, 2009).

3.1.5 Hidrologia

De acordo com Molinier *et al.* (1995), a Amazônia apresenta 4 tipos principais de regimes hidrológicos: 1) Regime tropical austral: com um só pico de cheia, normalmente acontecendo no primeiro semestre do ano calendário e o período de seca ocorrendo em meados do segundo semestre do ano calendário. Esse regime é representado pelos rios originários do Hemisfério Sul, como, por exemplo, Purus, Madeira, Xingu e Tapajós. 2) Regime tropical boreal: com um pico de cheia bem marcado no segundo semestre do ano civil e o período de seca em torno da metade do primeiro semestre do ano civil, por exemplo, o alto Rio Branco. 3) Regime equatorial: o pico de cheia é mais acentuado no meio do ano. O período de seca ocorre na segunda metade do ano civil. Os rios que possuem esse regime são Rio Negro, Japurá e Içá. 4) Regime equatorial alterado: sofre influência dos outros três regimes citados a cima, com

as cheias entre maio e junho e o período de secas entre outubro e novembro. Esse regime é representado pelo Rio Amazonas (Óbidos).

Os estudos iniciais de Molinier *et al.* (1995) levam a crer que os eventos de cheias e secas se intensificam e se tornam realmente críticos à medida que ocorre maior sobreposição entre períodos específicos dos diferentes regimes numa determinada área da bacia. Ou seja, quando os períodos de cheia dos regimes 1 e 3 se aproximam, há uma tendência a uma grande cheia em localidades da Amazônia central. Assim, quando a coincidência de períodos de ocorrência abrange mais de 2 regimes, os eventos tendem a ter tempo de recorrência maior e serem ainda mais intensos. Ou ainda, podem variar sua intensidade de acordo com a persistência do período de coincidência entre os diferentes regimes (Filizola *et al.*, 2002).

Para a Bacia Amazônica, a distribuição das vazões específicas (em $l\ s^{-1}\ km^{-2}$) apresenta forte variação regional. Deste modo foram também identificadas 4 regiões, quanto à vazão específica média, na bacia, que variam de 5 a $90\ l\ s^{-1}\ km^{-2}$, abrangendo a região coberta pelas bacias dos grandes rios Amazônicos – Juruá, Negro, Japurá, Solimões, Xingu, Tapajós, Madeira, Purus, Branco e Jari (Molinier *et al.*, 1995). Segundo esta classificação a zona 1 abrange a bacia do Rio Negro, com vazões específicas variando entre 50 e $90\ l\ s^{-1}\ km^{-2}$. Os afluentes da margem esquerda do Rio Amazonas, advindos do planalto das Guianas (Trombetas, Branco e Jari) apresentam vazões específicas variando entre 15 e $40\ l\ s^{-1}\ km^{-2}$, e marcam uma zona denominada como 2N (norte). Dentro da mesma gama de valores, porém nos afluentes da margem direita do Solimões, a montante de Manaus encontram-se os rios Purus e Juruá e a porção da alta bacia do rio Madeira, no Brasil, juntamente com alguns de seus tributários bolivianos, compõem a zona 2S (sul). A porção correspondente aos cursos médio e inferior do Rio Madeira e os demais afluentes da margem direita do Rio Amazonas à jusante de Manaus compõem a zona 3 e apresentam vazões específicas entre 5 e $25\ l\ s^{-1}\ km^{-2}$. Por fim, a zona 4, composta pelo rio Solimões-Amazonas, a partir de sua entrada no Brasil, é a resultante de todas as componentes regionais e as descargas específicas variam de 34 a $50\ l\ s^{-1}\ km^{-2}$. Na estação de Óbidos é possível verificar as contribuições dos tributários mais importantes (Filizola *et al.*, 2002).

3.2 Relação entre os Regimes Pluviométricos-Hidrológicos com as Anomalias de TSMs dos Oceanos Atlântico e Pacífico e Tropicais

Nobre & Shukla (1996) investigaram o desenvolvimento de padrões de anomalias de TSMs sobre o Atlântico tropical. Os resultados mostram que o deslocamento para norte (sul) da ITCZ durante março-maio, causa diminuição (aumento) de chuva sobre o norte do Nordeste e leste da Amazônia e a principal razão para essa diminuição (aumento) é a antecipação (atraso) da retirada da ITCZ para o Hemisfério Norte. O deslocamento para norte da ITCZ ocorre no começo do mês de março quando o Atlântico tropical norte está mais quente que o normal. Entretanto quando o Atlântico tropical sul está mais quente que o normal, a ITCZ começa a se mover para norte somente em abril, o que é confirmado pelos compósitos de chuva sobre o norte do Nordeste e leste da Amazônia, que apresentaram grande diferença entre anos úmidos e secos para o mês de abril.

Robertson & Mechoso (1998) realizaram um estudo com séries temporais de fluxos anuais de quatro rios no sudeste e centro-sul da América do Sul, dentre eles o Rio Negro. Este estudo revelou que uma variabilidade na escala temporal de ENOS afeta o Rio Negro com fluxo acima da média coincidindo com a fase quente no Pacífico leste equatorial. Um ciclo de 6 anos no fluxo do Rio Negro exibiu um padrão similar com as anomalias de TSMs sobre o Pacífico e um sinal oposto, anomalias de TSMs frias no Atlântico Norte tropical acompanhando anomalias positivas de fluxo.

Uvo & Grahan (1998) desenvolveram um modelo estatístico linear para prever vazão para diferentes sítios na Bacia Amazônica, Tocantins e Orinoco, concluindo que a previsão de vazão é possível para estas bacias através das TSMs. Em seguida, Uvo *et al.* (2000) criaram um modelo para prever a vazão na Amazônia usando redes neurais com apoio em dados de TSMs, precipitação e vazão. O estudo de Uvo *et al.* (2000) conclui que a acurácia de redes neurais treinadas em prever dados de rios dependem do sítio, do oceano considerado e do período de TSMs utilizado no conjunto de treinamento. Seus resultados mostram ainda que a melhor previsão da vazão/nível ocorreu relacionando a parte norte da bacia/anomalias de TSMs do Pacífico e parte sul da bacia/anomalias de TSMs do Atlântico.

Ronchail *et al.* (2005) estudaram a variabilidade da vazão dentro da Bacia Amazônica utilizando dados de 80 estações analisando suas relações com as TSMs dos Oceanos Pacífico e Atlântico tropicais através de análises de compostos. Os resultados de Ronchail *et al.* (2005) mostram que o sinal de El Niño/vazão baixa é observado em muitos rios da Amazônia quando considerado a média, máximo e mínimo anual da vazão. Uma tendência inversa no sinal (El Niño/vazão alta) foi encontrada no alto Rio Negro, Japurá e regiões mais a noroeste e por outro lado (La Niña/vazão baixa) na bacia do alto Madeira. Quando as TSMs do Atlântico Norte tropical são mais frias que o normal a calha do Rio Solimões-Amazonas apresenta vazões mais altas que a média e baixa normal, um sinal inverso é percebido ao longo do Rio Branco. Os Rios Guaporé, Xingu e Tapajós apresentaram vazão alta/Atlântico Sul subtropical mais frio e a bacia do Rio Beni, vazão alta/Atlântico Sul tropical mais quente que o normal.

3.3 Eventos Extremos

Eventos extremos ocorrem por todo o globo e cada região apresenta conseqüências peculiares, principalmente relacionadas às condições atmosféricas que mais e mais sofrem alterações pela mudança climática (IPCC 2007). No caso do Brasil, em particular a Bacia Amazônica, eventos extremos estão relacionados principalmente a eventos de El Niño/Lã-Niña, tendo como conseqüências fracas/fortes chuvas, aumento/diminuição nas descargas e níveis dos rios (Richey *et al.*, 1989; Marengo, 1992; Marengo *et al.*, 1993, 1998a; 1998b, 2008; Guyot *et al.*, 1997; Uvo & Graham, 1998, Uvo *et al.*, 2000; Ronchail *et al.*, 2002, 2005; Wang, 2002; Zeng *et al.*, 2008).

O El Niño de 1877-1878 teve impactos desastrosos por quase todo o globo e onde os efeitos das atividades humanas ainda eram desprezíveis. Aceituno *et al.* (2009) examinaram os impactos associados a este episódio na América do Sul, onde o evento apresentou um padrão regional canônico, caracterizado pela falta de chuva e seca na parte norte do continente, no nordeste do Brasil e no altiplano Andino e por abundantes chuvas e inundações ao longo de áreas costeiras do Sul do Equador e Norte do Peru, parte central do Chile e na bacia do Paraná na parte sudeste do continente. Na região do semiárido do Nordeste Brasileiro, o estudo de Aceituno *et al.* (2009) revelou impactos

trágicos, onde houve três anos de seca consecutivas (1877-1879), deixando várias centenas de milhares de pessoas mortas pela fome e doenças e a economia regional ficou em ruínas.

Marengo & Hastenrath (1993), realizaram um estudo de caso de eventos climáticos extremos na Bacia Amazônica para o pico da estação chuvosa de março-abril dando ênfase aos resultados dos anos contrastantes de 1986 (moderadamente úmido) e 1983 (extremamente seco). De acordo com os resultados encontrados por Marengo & Hastenrath (1993), chuvas mais abundantes ocorrem com uma forte alta do Atlântico Norte, ventos alísios de nordeste acelerados, e as águas do Atlântico Norte mais frio e Atlântico Sul mais quentes. A análise do caso de estudo de Marengo & Hastenrath (1993), os autores propõem que durante a fase úmida, a alta do Atlântico Norte é forte, o gradiente de pressão meridional inclina para o lado equatorial, os ventos alísios de nordeste são acelerados e a ZCIT é deslocada para sul. O centro de convecção da Amazônia, parte sendo da ZCIT, é intensificado. Durante a fase úmida na Amazônia, há subsidência sobre a costa oeste do América do Sul, enquanto movimentos ascendentes e convecção prevalecem sobre a Amazônia. Durante a fase seca a circulação é inversa a fase úmida, a alta do Atlântico Norte e os ventos alísios de nordeste são fracos, e a ZCIT permanece a norte de sua posição latitudinal normal, levando a convecção reduzida sobre a Amazônia. E o Atlântico tropical é relativamente quente, enquanto o Atlântico Sul é frio.

A última seca de grandes proporções que afetou a Amazônia ocorreu em 2005. Este evento e suas características foram estudados por Marengo *et al.* (2008) e Zeng *et al.* (2008). Para Marengo *et al.* (2008), o evento esteve relacionado com o aquecimento da temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico tropical Norte e não com evento de El Niño como ocorre em geral. Zeng *et al.* (2008), afirma que o episódio foi causado pela combinação do El Niño de 2002-03 e do Oceano Atlântico Norte subtropical. Marengo *et al.* (2008), revela que a parte sul e oeste da região Amazônica foi mais afetada pela seca. A maior redução de chuva ocorreu durante novembro de 2004 a janeiro de 2005 e então depois de abril de 2005, o que também é confirmado por Zeng *et al.* (2008). De acordo com Zeng *et al.* (2008), a redução de chuvas esteve principalmente ligada à redução no transporte de umidade do Atlântico para a Amazônia

e o Oceano Pacífico esteve praticamente neutro durante 2005, não influenciando no evento.

Outro evento de seca que a Bacia Amazônica sofreu ocorreu em 1926 e foi estudada por Williams *et al.* (2005). De acordo com estes autores, foi a mais severa seca nos trópicos da América do Sul durante o século 20. Diferente da seca de 2005, a seca de 1926 teve como fator determinante um evento de El Niño desde 1925. As anomalias de chuvas na bacia apresentaram um dipolo com uma extensão leste-oeste. As sub-bacias mais oeste, que contribuem para a descarga próxima a Manaus, apresentaram anomalias negativas de chuvas, enquanto anomalias positivas se localizaram mais a leste, incluindo a região nordeste. Um fator agravante na seca de 1926 foi devido à ocorrência de anomalias negativas de chuvas na parte norte da América do Sul. Estas anomalias influenciaram a parte norte da bacia, na bacia do Rio Negro, contribuindo para uma maior seca em 1926 associadas com incêndios florestais em grande escala na bacia do Rio Negro (Sombroek, 2001).

As condições climáticas e meteorológicas que causam tais eventos na Bacia Amazônica são conhecidas, porém, podem assumir diferentes formações ou ainda formações combinadas, como a seca de 2005 que ocorreu devido a anomalias no Oceano Atlântico Norte e a seca de 1926 devida a um evento de El Niño combinado com anomalias negativas no Oceano Atlântico Sul. Tais condições em que ocorrem os eventos extremos são situações atípicas e de difícil previsão. No âmbito das mudanças climáticas tais fenômenos podem ser tornar mais intensos e/ou frequentes (Marengo *et al.*, 2008) Por isso, o aperfeiçoamento de modelos capazes de prever não apenas situações “comuns”, do ponto de vista climatológico, mas situações extremas, como discutidas nos parágrafos anteriores, se fazem necessário.

3.4 Modelagem Hidrológica

A modelagem usa artifícios físicos, matemáticos e computacionais com a finalidade de simular, interpretar e compreender os mais diversos fenômenos que ocorrem em nosso cotidiano. Um modelo pode ser usado como uma representação simplificada da realidade, auxiliando no entendimento dos processos que envolvem esta

realidade. Os modelos estão sendo cada vez mais utilizados em estudos ambientais, pois ajudam a entender o impacto das mudanças no uso e cobertura da terra e prever alterações futuras nos ecossistemas (Rennó, 2003). Uma das diversas áreas de aplicação da modelagem é a hidrologia.

De acordo com Rennó (2003), um modelo hidrológico pode ser definido como a representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou subsuperfície terrestre. A bacia hidrográfica é o objeto de estudo da maioria dos modelos hidrológicos, reunindo as superfícies que captam e despejam água sobre um ou mais canais de escoamento que desembocam numa única saída. Para melhor entender os modelos hidrológicos, é necessário analisar os componentes envolvidos no ciclo hidrológico.

Devido à relação direta de processos hidrológicos com as condições climáticas, um modelo representativo seria aquele que acopla os dois tipos de modelos, hidrológico e atmosférico. Um dos fatores que dificulta o processo de acoplamento entre os modelos é a resolução espacial, que é muito maior em modelos atmosféricos (global) do que nos hidrológicos (Maidment, 1993). Outro fator que dificulta a boa representatividade do modelo, é que os processos naturais são tridimensionais e dinâmicos, o que dificulta a formulação matemática de certos processos físicos, assim como, à limitação computacional. Por isso, é importante reconhecer que um modelo ambiental é no melhor caso, apenas uma representação dos processos do mundo real (Steyaert, 1993).

Segundo Rennó (2003) os modelos podem ser classificados, dentre outras formas, de acordo com o tipo de variáveis utilizadas na modelagem em: estocásticos ou determinísticos. Estes podem ainda ser divididos em: modelos conceituais ou físicos. Quanto à forma de representação dos dados em: contínuos ou discretos. Quanto à existência ou não de relações espaciais em: pontuais (concentrados ou agregados) ou distribuídos e quanto à existência de dependência temporal em: estáticos ou dinâmicos.

Nas últimas décadas, segundo Tucci (2005), os modelos hidrológicos se desenvolveram em dois sentidos, modelos para grandes e pequenas bacias. Os modelos para grandes bacias tratam de forma empírica a distribuição dos parâmetros em áreas de grande magnitude, por exemplo, MGB-IPH (Modelos de Grandes Bacias-Instituto de Pesquisas Hidráulicas). Já o modelo de pequenas bacias, busca representar com maior

precisão, e de forma distribuída, os processos hidrológicos, por exemplo, Topmodel e ANSWERS (Areal Non-point Source Watershed Environment Response Simulation).

Para Tucci (2005), existe um grande número de elementos que necessitam ser entendidos na utilização de um modelo hidrológico para um determinado problema. De acordo com este autor, os principais aspectos a serem considerados são: os objetivos de estudo, as características da bacia e do rio, a disponibilidade de dados e a familiaridade com o modelo.

Para o uso no presente trabalho o modelo escolhido é do tipo estocástico, empírico, contínuo, pontual e estático. A escolha se deu devido ao objetivo do estudo, por apresentar poucos parâmetros e utilizar as variáveis de interesse, representar de maneira eficiente o fenômeno em estudo, bem como as características da bacia e os rios. Outro fator é a disponibilidade de dados, fator determinante e que apresenta uma série de dados com no mínimo 25 anos.

CAPÍTULO 4 – MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Área de Estudo

A grande área de estudo é a Bacia Amazônica e focada nas sub-bacias hidrográficas dos Rios Negro, Solimões, Madeira e Amazonas. Por sua vez, estão inseridas nestas sub-bacias estações hidrométricas, que constituem os pontos de estudos (Figura 1).

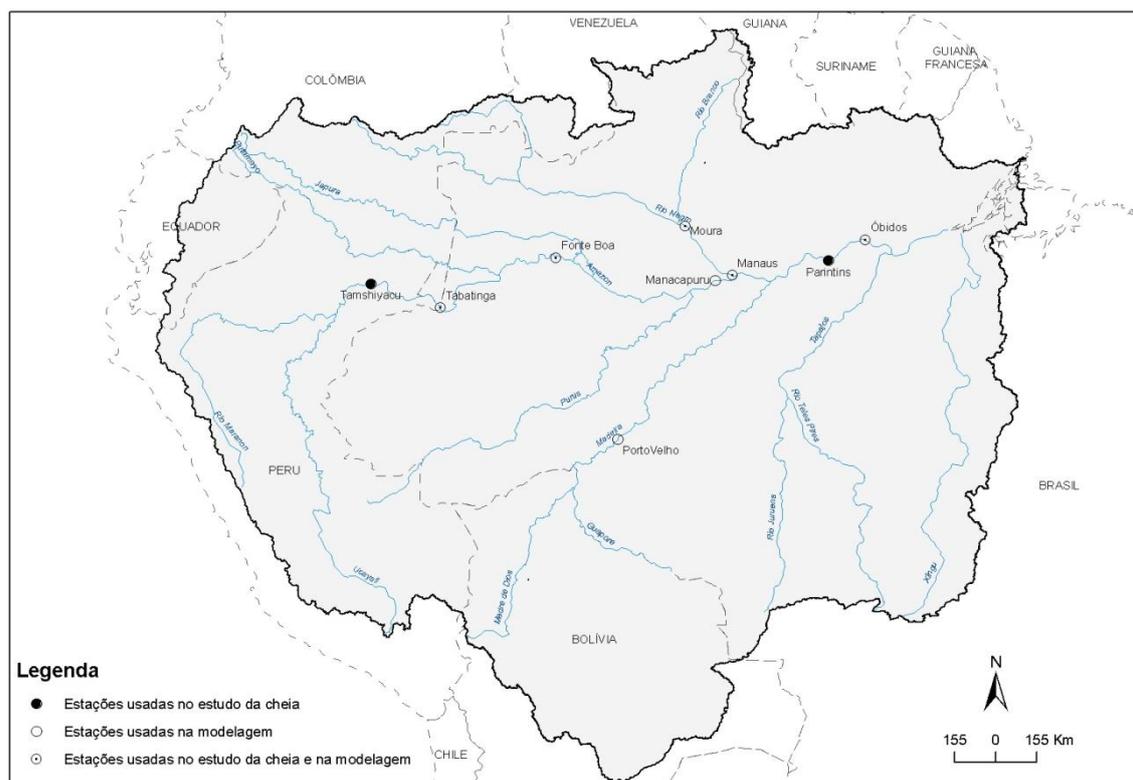


Figura 1 - A grande área de estudo, a Bacia Amazônica com seus limites fronteiriços e as estações de estudo. As estações utilizadas no estudo da cheia e modelagem são destacadas na legenda.

4.2 Estações Hidrométricas

As estações hidrométricas analisadas neste estudo (Figura 1) são: Tamshiyacu (Rio Amazonas, Peru), Tabatinga (Rio Solimões), Fonte Boa (Rio Solimões), Manacapuru (Rio Solimões), Manaus (Rio Negro), Moura (Rio Negro), Borba (Rio Madeira), Porto Velho (Rio Madeira), Borba (Rio Madeira), Parintins (Rio Amazonas) e Óbidos (Rio Amazonas). A Tabela 1 mostra informações sobre a localização (latitude e longitude), período de dados existentes, cota média (H_{med}), cota máxima (H_{max}) e cota mínima (H_{min}) e amplitude máximas para as estações hidrométricas utilizados neste estudo.

Tabela 1 - Estações hidrométricas com suas respectivas informações sobre latitude, longitude, período de dados existentes, cota média (H_{med}), cota máxima (H_{max}), cota mínima (H_{min}) e amplitude máxima. As cotas são dadas em cm. Todas as estações, com exceção de Manacapuru e Porto Velho, foram utilizadas para a obtenção de Radiação de Onda Longa (W/m^2). Estações utilizadas do estudo da cheia de 2009 e modelagem são definidas na Figura 1.

Estação	Lat.	Long.	Período	H med	H max	H min	Amplitude
Tamshiyacu	-03 26 00	-72 17 00	1983-2009	387	911	-228	1139
Tabatinga	-04 15 00	-69 56 00	1982-2009	804	1382	14	1368
Fonte Boa	-02 32 00	-66 01 00	1977-2009	1728	2224	890	1334
Manacapuru	-03 18 30	-60 36 34	1972-2009	1442	2003	243	1790
Manaus	-03 08 12	-60 01 37	1902-2009	2335	2969	1364	1605
Moura	-01 27 24	-61 38 05	1979-2009	918	1544	268	1276
Porto Velho	-08 44 12	-63 55 13	1967-2009	944	1750	163	1587
Borba	-04 23 18	-59 35 50	1967-2009	1615	2222	798	1424
Parintins	-02 38 00	-56 45 07	1968-2009	543	1079	-152	1231
Óbidos	-01 55 09	-55 30 47	1968-2009	472	810	-43	853

Os dados das estações de Manaus (Rio Negro) e Tabatinga (Rio Solimões) têm suas medidas feitas nos referidos portos diariamente pela Secretaria Nacional de Portos Hidroviários de Manaus (SNPH) (<http://www.snph.am.gov.br/Portal/index.php>). Os dados das demais estações são de origem da Agência Nacional de Águas (ANA), no seu banco de dados hidrometeorológicos (hidro) (<http://www.ana.gov.br/>) e estes são representados pela média da leitura diária. As estações foram selecionadas de acordo com sua localização, na calha do rio principal e de dois principias tributários (Rio Negro e Madeira), e por apresentar uma série de dados com no mínimo 25 anos. A estação de

Tamshiyacu e Parintins (Rio Amazonas) foram utilizadas apenas para a obtenção de dados de Radiação de Onda Longa (ROL).

Os dados utilizados no estudo são de variação dos níveis dos rios e não de vazão (embora a medida de vazão seja mais representativa) devido à disponibilidade de dados. Os dados passaram por uma análise prévia, com a finalidade de excluir possíveis erros operacionais que podem ocorrer durante a leitura e/ou processamento dos dados. Neste estudo dados referentes ao dia 29 de fevereiro foram excluídos, tendo em vista sua oscilação nos anos e sua ausência não causa transtornos na análise dos dados.

4.3 Temperatura da Superfície do Mar e Índice Oscilação Sul

Os dados de climatologia são de anomalias mensais da temperatura da superfície do mar (TSMs) do: Pacífico equatorial e Atlântico tropical, Trópico Global, além do índice meteorológico Índice Oscilação Sul (IOS). Dados de IOS e anomalias de TSMs foram obtidos do *Climatic Research Unit (University East Anglia)* (<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/soi.htm>) e do *Climatic Prediction Centre (National Oceanic and Atmospheric Administration)* (CPC-NOAA) (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/index.html>), respectivamente.

Dados de anomalias de TSMs mensais do oceano Pacífico Tropical são referentes às regiões de El Niño 1+2, 3, 3.4 e 4, as regiões dos oceanos Atlântico Norte, Sul e Trópicos Globais e IOS se referem ao período de 1951-2008. O IOS é definido como a diferença da pressão normalizada entre Tahiti e Darwin (Australia). As regiões do oceano Atlântico Norte e Sul e Trópico Global são as regiões definidas pelo CPC/NOAA. Estas regiões com suas localizações e períodos de dados são descritos na Tabela 2 e Figura 2.

Tabela 2 - Informações sobre o conjunto de dados de anomalias de TSMs dos oceanos Pacífico tropical das regiões de El Niño 1+2, 3, 3.4 e 4 e Atlântico Norte (ATN), Sul (ATS) e Trópico Global (TG) e IOS.

Índices	Latitude	Longitude	Período
TSM – El Niño 1+2	0 – 10°S	90 – 80°W	1950 -2008
TSM – El Niño 3	5°N - 5°S	150 – 90°W	1950 -2008
TSM – El Niño 3.4	5°N - 5°S	170 – 120°W	1950 -2008
TSM – El Niño 4	5°N - 5°S	160°E – 150°W	1950 -2008
TSM – ATN	5 - 20°N	60 - 30°W	1950 -2008
TSM – ATS	0 - 20°S	30°W - 10°E	1950 -2008
TSM – TG	10°S - 10°N	0 – 360°	1950 -2008
IOS			1951 -2008

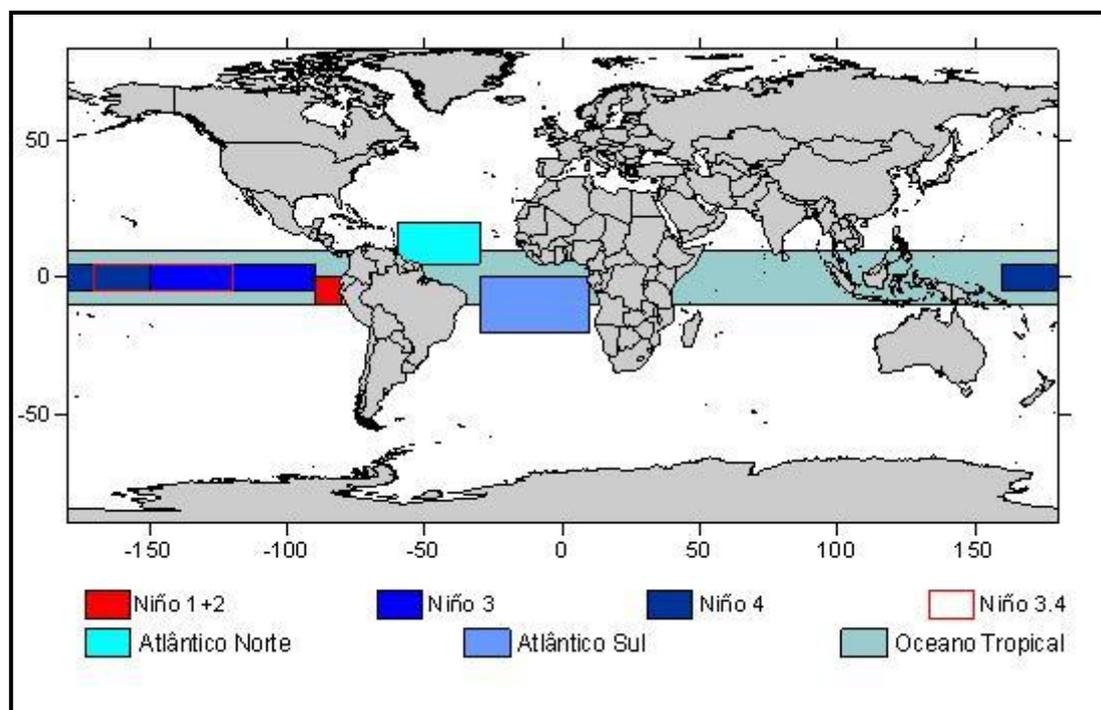


Figura 2 - Localização das quatro regiões de Niño no Oceano Pacífico e Atlântico Norte, Sul e Trópico Global segundo a definição do CPC/NOOA. Fonte: Renato Senna.

4.4 Radiação de Onda Longa (ROL)

Dados semanais de radiação de onda longa foram inferidos pelo sensor AIRS – *Atmospheric Infrared Sounder* do satélite ambiental AQUA (<http://www.jpl.nasa.gov>).

Devido à órbita polar do satélite AQUA, os dados de ROL não possuem informações diárias para o mesmo ponto e sim semanal. Assim sendo, os dados correspondem a uma média de ROL de 8 dias. Os dados são referentes às longitudes e latitudes das estações hidrométricas indicadas na Tabela 2 e Figura 1.

4.5 Análise dos Dados

4.5.1 Cheia de 2009

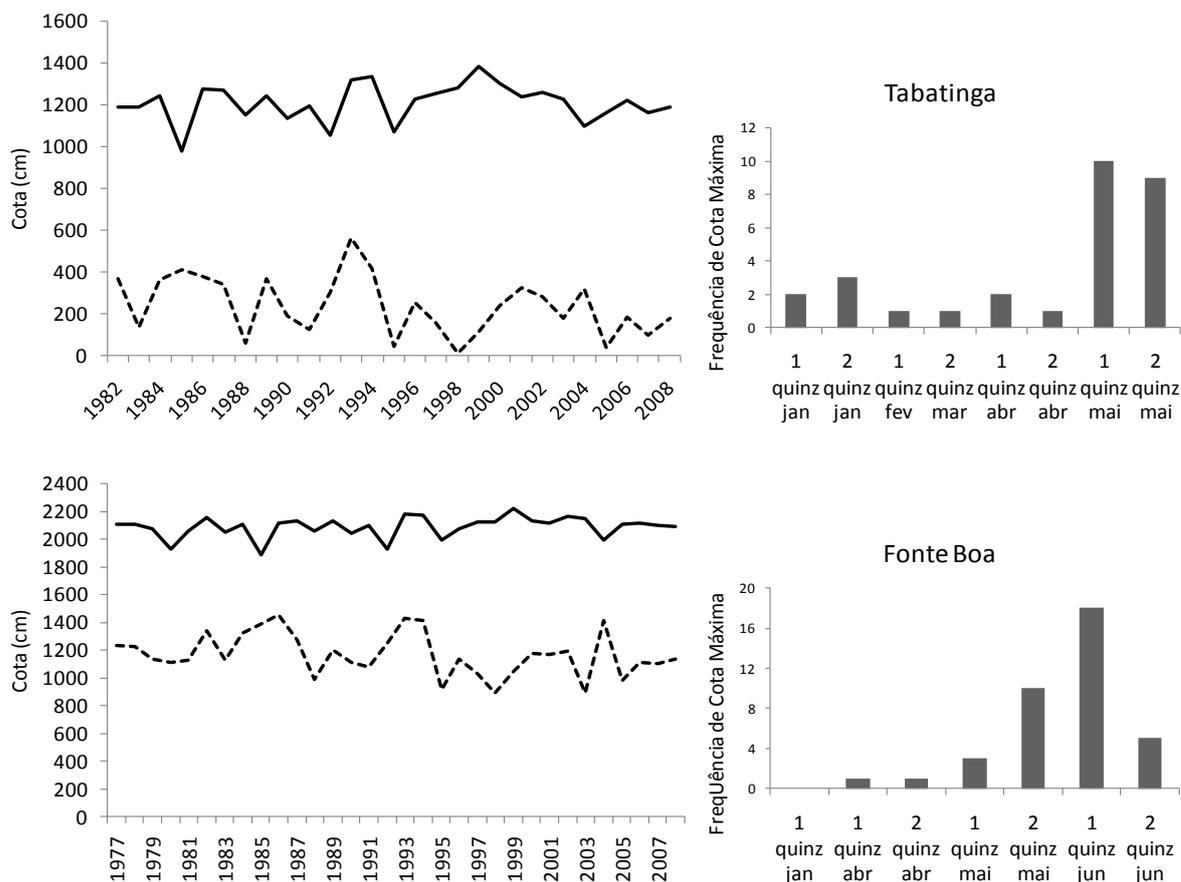
Os dados obtidos para análise do evento extremo de cheia de 2009 foram processados em planilha eletrônica de cálculo de forma a gerar uma série histórica de cotas médias diárias a partir de 06/12/2008 até o dia 02/07/2009 quando o nível d'água alcançou seu máximo em Manaus. Estas séries foram comparadas com as suas séries históricas de cotas diárias médias, máximas e mínimas. A partir das séries diárias foram obtidos os gradientes de variação diária da cota. Os valores dos gradientes foram filtrados estatisticamente utilizando-se média móvel de 8 dias e assim foi gerada uma série de gradiente médio da variação de cota a cada 8 dias, aqui denominado $DH/DT_{(8)}$. Este intervalo foi adotado para que se pudesse retirar o ruído diário, priorizando os sinais mais facilmente correlacionáveis com o tempo de translação da onda de cheia entre as estações, bem como para que se ficasse compatível com os dados semanais disponíveis de ROL, aqui denominada de $ROL_{(8)}$. Vale ressaltar que estes dados de radiação de onda longa oriundas do sensor AIRS, correspondem a observações sobre a região mais próxima de cada um dos sítios analisados, sendo representativo de uma área correspondente a $1^\circ \times 1^\circ$.

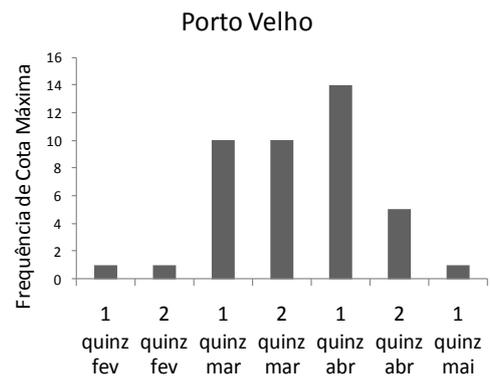
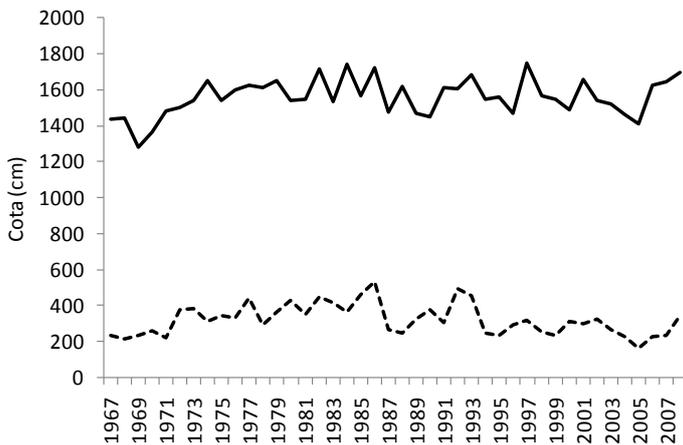
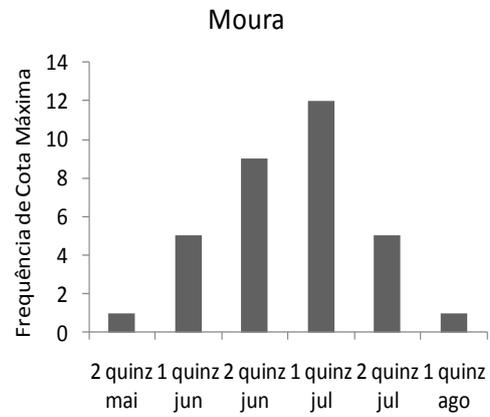
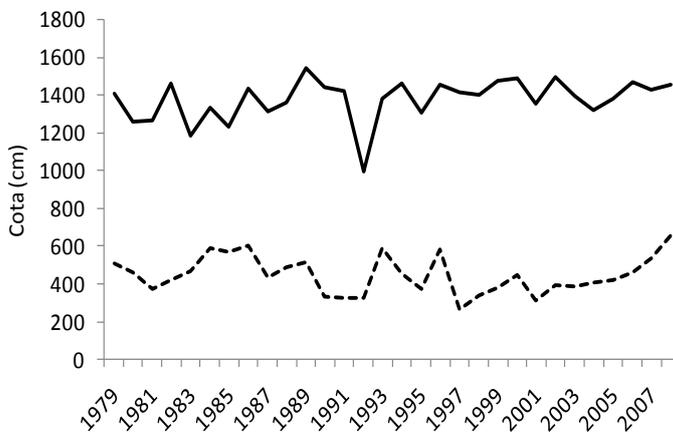
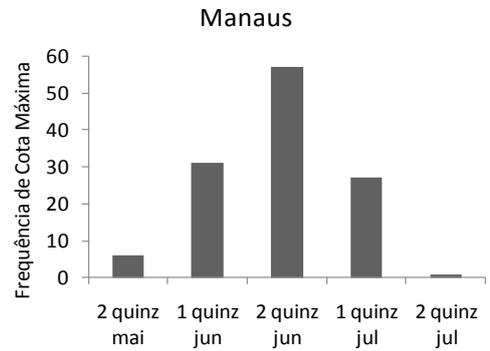
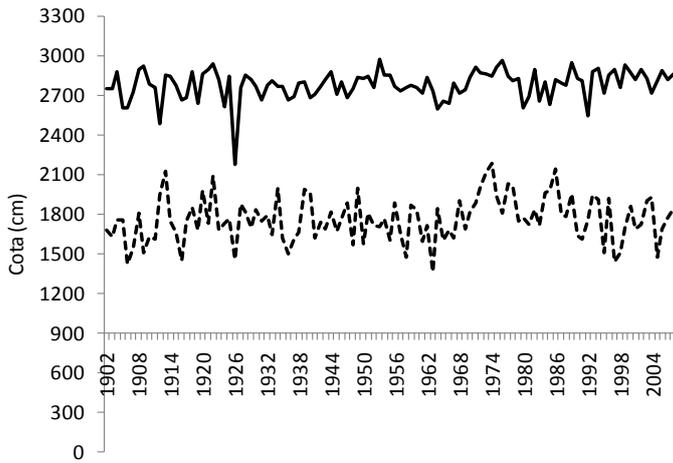
Uma vez geradas as séries de dados de $DH/DT_{(8)}$ e de $ROL_{(8)}$, para o mesmo período, as mesmas foram analisadas separadamente para cada sítio de estudo. Em seguida os possíveis efeitos entre os dados de $ROL_{(8)}$ e de $DH/DT_{(8)}$ foram avaliados com o intuito de inferir possíveis relações entre convecção profunda associada a precipitação mais intensa e seu reflexo no gradiente da cota. Para as estações ao longo da calha Solimões-Amazonas se buscou observar sinais de translação da onda de cheia

ocasionada por forte anomalia de precipitação sobre a região Amazônica especialmente no período de janeiro a julho de 2009.

4.5.2 Modelagem para a Previsão de Cheias

Para todas as estações foram utilizados as séries históricas (Tabela 1). Para Manaus foi utilizada a série de 1950 a 2008, congruente com os índices de anomalias de TSMs e IOS. O tratamento dos dados de cota, tanto para a variável dependente como independente, foi de cota máxima do mês de maior frequência de ocorrência de cheia para a estação de estudo (Figura 3).





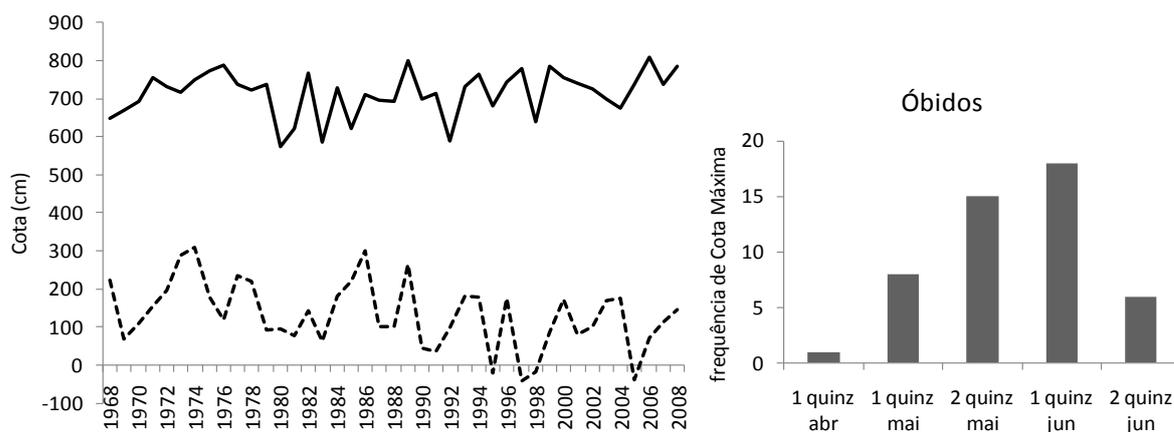


Figura 3 - Série histórica de cotas máximas e mínimas (esquerda) e distribuição de frequência de ocorrência de cheias para as estações do estudo de modelagem. A frequência é indicada com valores absolutos (números de eventos).

Os dados de TSMs e IOS foram utilizados para um período defasado de doze meses para cada ano da série utilizada. O uso da defasagem é justificado pela existência de um tempo de retardo (*time lag*) entre a influência das anomalias de TSMs na produção de chuva nas cabeceiras de onde conseqüentemente resulta a cota máxima (Richey *et al.*, 1989; Marengo, 1992; Marengo *et al.*, 1993, 1998a 1998b, 2008; Uvo & Graham, 1998; Wang, 2002; Ronchail *et al.*, 2002; Zeng *et al.*, 2008; Yoon & Zeng, 2009). Também foi calculada a média trimestral dos índices de TSMs.

A modelagem para a previsão de cheias na região Amazônica é baseada no modelo criado por Schöngart & Junk (2007). No entanto, neste estudo o modelo passou por algumas modificações, com finalidade de torná-lo mais robusto. As modificações são listadas abaixo e apresentado num fluxograma (Figura 4).

- A variável dependente passa a ser a cota máxima do mês em que ocorre a maior frequência de cheias para a estação de estudo. Schöngart & Junk (2007) utilizaram a cota máxima anual;
- Adicionou-se às variáveis independentes as anomalias de TSMs do Atlântico Norte, Sul e Trópicos Globais. Substitui-se a cota média pela cota máxima da estação de estudo e de outras estações a montante;
- Propõem-se a construção de três modelos para cada estação. O primeiro capaz de prever a cota máxima com 3 meses de antecedência, o segundo com 2 meses e o terceiro com 1 mês de antecedência;

- O modelo passa a ser calibrado e validado para garantir sua acurácia;

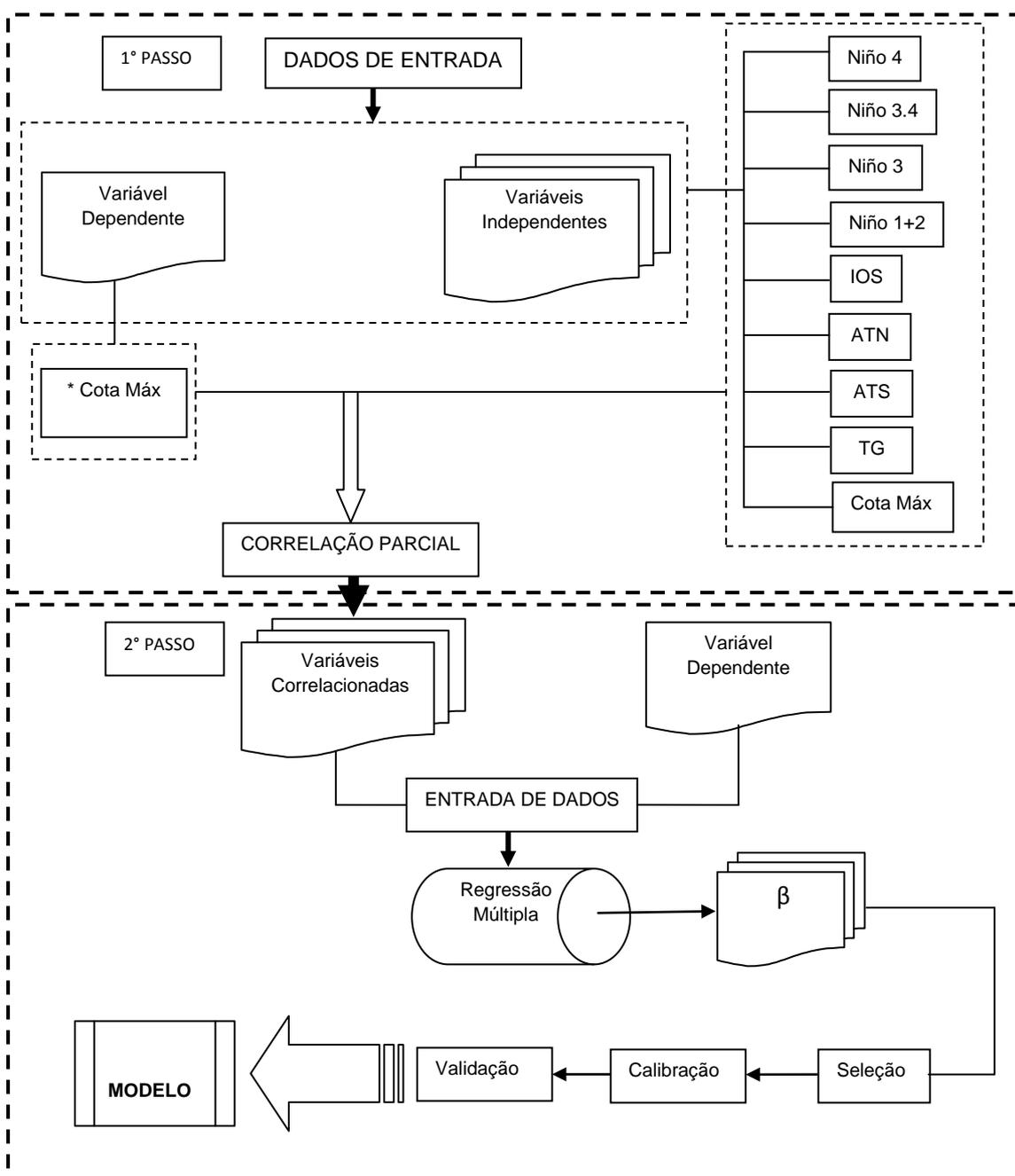


Figura 4 - Desenho esquemático mostrando como é feita a modelagem passo-a-passo e as alterações feitas no modelo de Schöngart & Junk (2007). * Também foi utilizado anomalias de cota como variável dependente para um teste com as estações de Manaus e Óbidos.

As modificações que se referem à adição de novas variáveis dependentes e independentes foram feitas com a finalidade de buscar possíveis correlações com a cota

máxima das estações de estudo. Os estudos de Marengo & Hastenrath, (1993), Marengo *et al.* (1998), Ronchail *et al.* (2002), (2005), Uvo *et al.* (2000), Marengo *et al.* (2008), Zeng *et al.* (2008) e outros, mostram a relação entre as chuvas na região Amazônica e as TSMs do oceano Atlântico Norte e Sul, e como a variabilidade de chuva e descarga ocorre dentro da bacia. Sabendo que a distribuição de chuva na bacia é responsável direta para que os rios atinjam sua cota máxima, decidiu-se inserir dados de TSMs do oceano Atlântico Norte e Sul e a faixa dos oceanos tropicais, os Trópicos Globais.

Como se trata de uma análise de regressão múltipla, as variáveis independentes não devem ser correlacionadas entre si. Quando mais de uma variável independente de cota máxima foi utilizada na modelagem apenas aquela que possuía maior correlação foi inserida no modelo de regressão múltipla. No caso dos índices a não correlação é mais difícil de garantir, por isso não foi seguido criteriosamente este teste. O estudo de Wang (2002) comprova que as anomalias de TSMs da região de El Niño 3 interagem em média depois de 5 meses com as regiões do Atlântico Norte e Sul, fazendo com que exista, algumas vezes, uma certa correlação entre as anomalias de TSMs dos dois oceanos.

Diferente do estudo de Schöngart & Junk (2007), realizou-se a validação e calibração do modelo. Para esta etapa da modelagem dividiu-se a série de dados. A divisão da série de dados utilizados varia para cada modelo estudado. A calibração é feita por tentativa e erro, selecionando as variáveis independentes com os maiores coeficientes de regressão parcial (β). Ao escolher as variáveis independentes o modelo de regressão múltipla exibe o valor previsto junto com os testes de análise de variância (ANOVA).

De maneira geral quanto maior o número de variáveis independentes selecionadas melhor será o R^2 , ou seja, melhor explicada será a variável dependente pelas variáveis independentes. Porém, quanto mais variáveis independentes com β significativos inseridos o modelo de regressão múltipla fará uma superestimativa da variável dependente, que só pode ser verificada depois durante a etapa de validação. Por isso, o processo de escolha das variáveis independentes para compor a equação de regressão é feito por tentativa e erro, passando pelas etapas de calibração e validação para aceitá-la ou rejeitá-la.

A escolha das variáveis independentes não é feita de forma totalmente aleatória. No método de regressão utilizado passo-a-passo (“*stepwise forward*”), é inserido primeiro a variável independente com maior correlação com a variável dependente tendo um valor de R^2 que explica até certo ponto a variabilidade da variável dependente (*step 1*). Como a primeira variável inserida não consegue explicar sozinha toda a variabilidade da variável dependente é inserido a segunda variável independente com coeficiente de correlação menor que a primeira (*step 2*) melhorando o R^2 , e assim vão sendo inseridas as variáveis independentes em uma seqüência de *steps* com os menores coeficientes de correlação e melhorando o R^2 .

Após a conclusão dos dois passos da modelagem de regressão múltipla descritos na Figura 4, temos uma equação do tipo de uma reta que melhor se ajusta e é explicada pelas variáveis independentes:

$$Y_j = \alpha + \beta_1 X_{1j} + \beta_2 X_{2j} + \beta_3 X_{3j} + \dots + \beta_m X_{mj} \quad (I)$$

Onde, Y_j é linearmente dependente da segunda variável (X_1), e que Y_j é também linearmente dependente da terceira variável (X_2). A notação, X_{mj} , denota a j th (j -ésima) observação da variável X_i . Os valores de β_1 , β_2 , β_3 e β_m são os coeficientes da regressão parcial; β expressa o quanto Y mudaria por uma mudança de unidade em X_1 , se X_2 for mantida constante. O valor interceptado em Y , α , é o valor de Y quando todos os valores de X são zero.

Para se obter modelos com previsão de até três meses as variáveis independentes são inseridas primeiramente com um mês antes do mês de cota máxima da variável dependente (previsão de 1 mês), depois com dois meses antes (previsão de 2 meses) e por fim três meses antes (previsão de 3 meses). Por exemplo, no caso da estação Manaus a maior frequência de cota máxima (cheia) ocorre no mês de junho, assim para a previsão com um mês de antecedência todas as variáveis independentes são inseridas com seus valores até o mês de abril, permitindo fazer a previsão no início de maio, quando as variáveis já estão disponíveis para análise.

4.5.3 Testes Estatísticos

Para avaliar o desempenho dos modelos de regressão múltipla é necessário o cálculo de alguns parâmetros através de testes estatísticos e condições impostas por quem cria o modelo. Um modelo para ser considerado robusto, deve, após a sua formulação, verificar algumas condições relativas aos erros ou resíduos durante a etapa de validação, neste estudo utilizamos:

- Apresentar resíduos $\leq \pm 100$ cm;
- Gráfico dos erros contra os valores previstos;
- Distribuição de probabilidade dos erros deve ser Normal;
- Coeficiente de correlação entre o previsto e o observado;

A primeira análise de resíduo acima é preponderante sobre as demais para que o modelo seja aceito ou descartado. Os gráficos dos erros contra os valores previstos e de distribuição normal para cada modelo do estudo encontram-se no Apêndice deste texto.

4.5.3 Análise de Variância

Durante a etapa de calibração do modelo de regressão o programa estatístico utilizado apresenta uma tabela com análise de variância (ANOVA), os quais serão descritos seus significados brevemente abaixo, sem o uso de equações matemáticas:

- Coeficiente de determinação, R^2 , em uma regressão ele expressa a proporção da variabilidade total da variável dependente atribuída a sua dependência a todas as variáveis independentes.
- R múltiplo é representado pela raiz quadrada do coeficiente de determinação é referido como de correlação. O R múltiplo é também igual ao coeficiente, r, para a correlação dos valores observados da variável dependente com os respectivos valores previstos.
- Coeficiente de ajuste de determinação, R ajustado, é uma medida aceitável da qualidade do ajuste da previsão.

- O erro padrão (ou “standard error”) de estimativa e do intercepto é o desvio padrão de uma média.
- F exibe o valor da variável corrente para a distribuição F. Quando edita-se este valor, o programa estatístico computa o p-valor associado para os graus de liberdade especificados.
- **df** representa o grau de liberdade acumulado das variáveis inseridas.
- O nível **p** representa a probabilidade do erro que está envolvido em aceitar nosso resultado observado como válido, isto é, como “representativo da população”. O **t** exibe o campo do valor da variável corrente para a distribuição *t* de *Student's*.
- Os coeficientes de regressão parcial (**β**), já descritos anteriormente, expressam o quanto à variável dependente mudaria por uma mudança de unidade em uma das variáveis independentes, mantendo constante as demais variáveis independentes.

CAPÍTULO 5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Deslocamento da Onda de Cheia de 2009

5.1.1 Cotagramas

Os cotagramas (Figura 5) exibem para as estações estudadas um regime bem definido de cheias e secas ao longo do ciclo anual. As estações apresentam seus períodos de cheias/secas durante o primeiro/segundo semestre do ano civil. A estação de Borba possui seu período de cheia mais adiantado (abril) e a estação de Moura mais atrasado (final de junho e início de julho). A seca ocorre primeiro na estação de Tabatinga (agosto) e Fonte Boa, apresentando dois meses diferença entre o período de cheia e seca. Na seqüência a estação de Manaus, com o período de seca ocorrendo em outubro, apresenta três meses de diferença, seguido por Óbidos (novembro) com quatro meses e Borba (outubro) com declínio mais suave entre o período cheia e seca, com cinco meses de diferença o que está de acordo com Meade *et al.*(1991).

O ano de 2009 mostrou-se bem atípico para a estação de Tabatinga. Seus níveis começaram 2009 próximo aos valores mínimos históricos diários e pouco tempo depois uma subida abrupta em 30 dias, apresentando valores próximos aos máximos históricos. E a partir de então permaneceu com valores entre o máximo e a média histórica até o período estudado. A estação de Fonte Boa também apresentou um comportamento similar ao de Tabatinga, chegando a superar os registros de máximos históricos por 3 meses. Mais a jusante, a estação de Manaus, também começou o ano de 2009 com níveis acima da média e depois de 30 dias alcançou os valores máximos históricos permanecendo adjacente até atingir seu máximo (2977 cm) no dia 01/07, superando a maior cheia até então registrada em 1953 (2969 cm).

A estação de Moura apresentou níveis acima do máximo histórico para o início de 2009 e a partir de então oscilou em torno dos máximos históricos, mas não

caracterizou uma cheia histórica. Na região de Borba no Rio Madeira, os níveis iniciaram o ano próximo a média histórica atingindo os valores máximos históricos no final de fevereiro e permanecendo até o final do período estudado. Na estação de Óbidos as cotas do Rio Amazonas iniciaram o ano com valores entre a máxima e média histórica. A partir do dia 16/02 as cotas de 2009 superaram os valores máximos observados, permanecendo assim até o final do evento. A cota máxima atingida em Óbidos foi de 860 cm em 31/05, superando em aproximadamente 50 cm as duas maiores registradas em 1953 e 2006.

Para o período de tempo analisado, os níveis das estações estudadas variaram como indicado na Figura 5. Da análise desta figura percebe-se que o nível do rio em Tabatinga iniciou o ano de 2009 bem abaixo da média histórica diária e depois teve uma abrupta ascensão chegando muito próximo da máxima histórica diária. A estação de Fonte Boa apresentou um comportamento relativamente parecido ao de Tabatinga. Embora todas as estações utilizadas neste estudo tenham apresentado níveis muito altos, apenas as estações de Manaus e Óbidos superaram sua marca histórica. As estações localizadas de Tabatinga e Fonte Boa tiveram sua cheia antecipada em média por uma semana, enquanto as estações de Moura e Borba, localizadas à jusante, apresentaram atraso em relação ao comportamento médio do período de cheia.

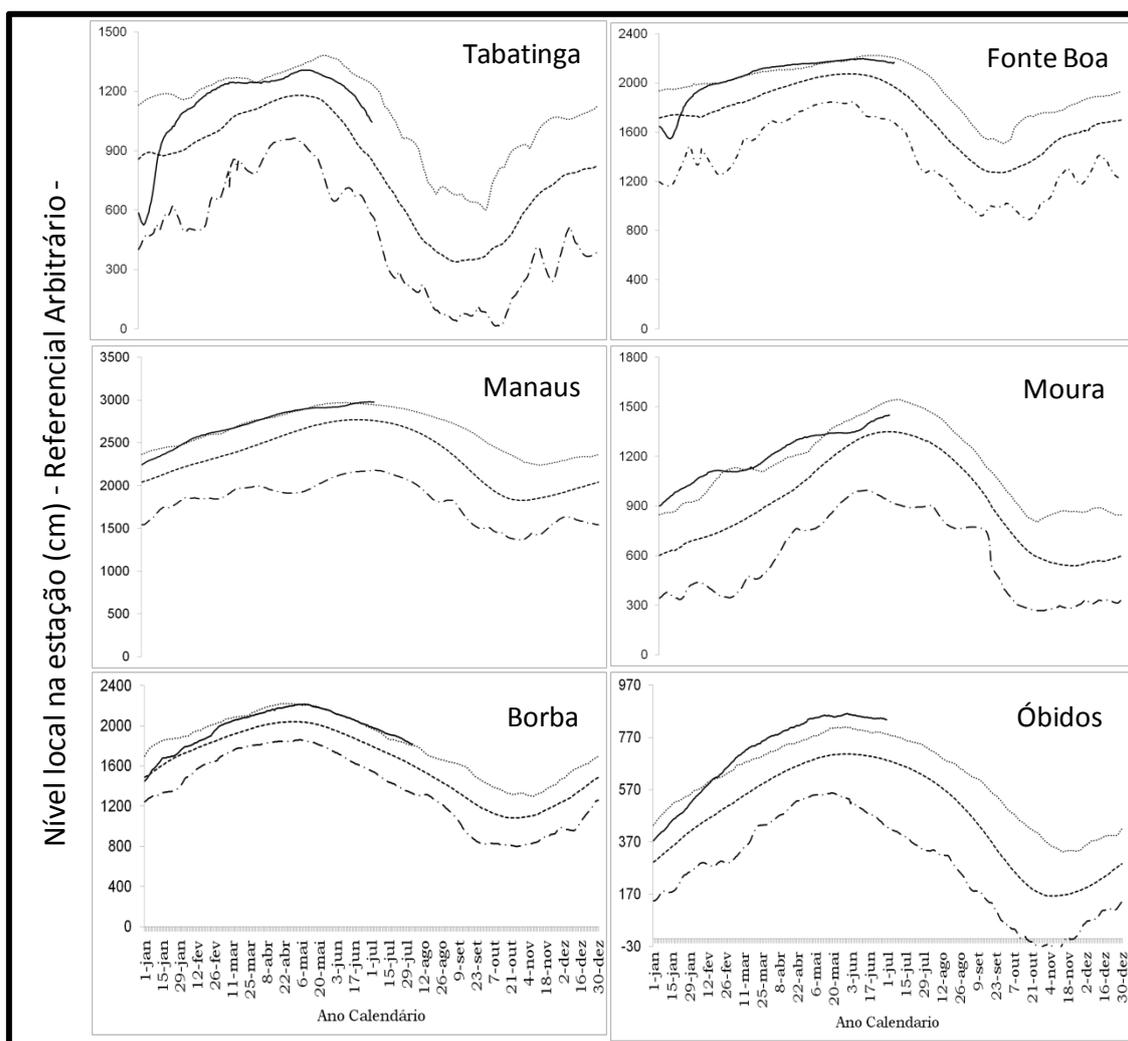


Figura 5 - Cotagrama das estações localizadas na calha Solimões-Amazonas (Tabatinga-Fonte Boa-Manaus-Óbidos) e a Rio Negro (Moura) e Rio Madeira (Borba), referentes ao ano de 2009 (—), valores médios (....), máximos (.....) e mínimos (---) históricos diários.

5.1.2 Anomalias de $DH/DT_{(8)}$

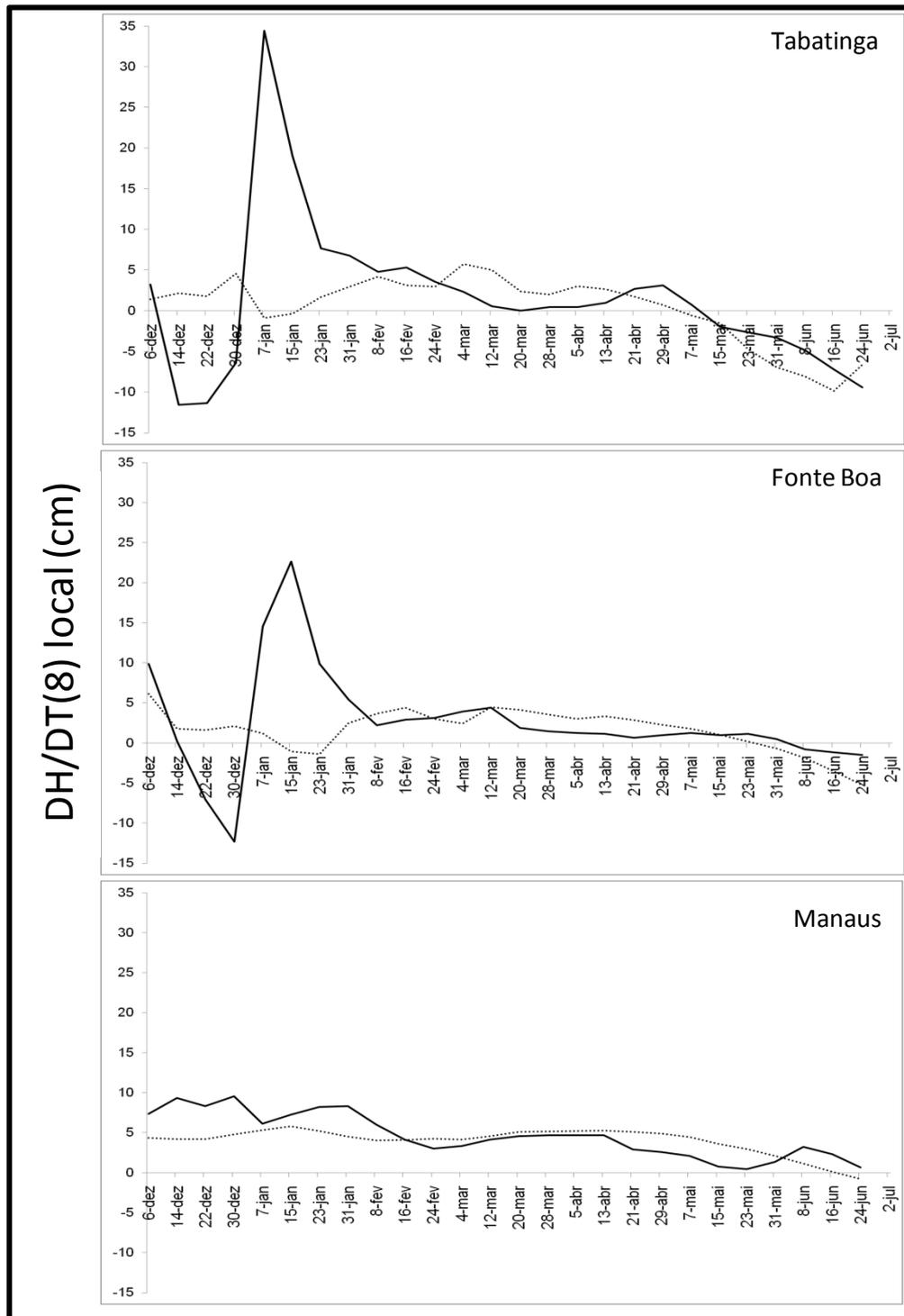
A análise das cotas permite o estudo com maior detalhe de cada estação individualmente pelo fato de o referencial de nível ser arbitrário e independente para cada estação, sem relação ao nível do mar, um referencial absoluto. Assim, para uma análise comparativa entre os níveis das diferentes estações hidrométricas se pode fazer uso do gradiente de variabilidade das cotas (Figura 6). O procedimento adotado aqui leva em consideração a variabilidade média histórica para 8 dias, tida como a normal para cada período, à qual são comparados os dados de 2009.

Em Tabatinga, é possível se observar um comportamento no mês de dezembro de 2008 abaixo da normal, variando o $DH/DT_{(8)}$ desde +3 cm até -12 cm, observando-se uma inversão em relação ao padrão esperado. Já a partir da primeira quinzena de janeiro o sinal $DH/DT_{(8)}$ elevou-se de -6 cm para +34 cm, quando o esperado para o período seria uma variação de +5 cm para -1 cm. Na seqüência, houve uma redução gradual no $DH/DT_{(8)}$ e atingiu seu mínimo (-9 cm) na última semana de junho. A estação de Fonte Boa apresentou um comportamento similar ao de Tabatinga. O final de 2008 apresentou valores negativos de $DH/DT_{(8)}$, variando de +10 cm a -12 cm até a última semana de dezembro de 2008, quando o esperado para o mesmo período seria de +6 cm a +2 cm. A partir de então o $DH/DT_{(8)}$ sofreu forte variação atingindo seu máximo de +23 cm na primeira semana de janeiro, enquanto o valor médio observado para essa semana seria de -1 cm.

Na estação de Manaus, no período de dezembro de 2008 houve pouca variação (+7 cm a +10 cm) em relação ao gradiente normal para o período (+4 cm a +5 cm). Para o mês de janeiro o $DH/DT_{(8)}$ oscilou de +6 cm a +8 cm, com pouca variação em relação a média histórica observada (+5 cm a +6 cm). Esse sinal de oscilação com pequenas variações em relação ao observado se estendeu até o final de junho. Assim como Manaus, a estação de Moura, teve $DH/DT_{(8)}$ positivo no mês de dezembro de 2008, apresentando valor máximo de +9 cm na terceira semana contra +2 cm do esperado. O mês de janeiro continuou a apresentar valores positivos de $DH/DT_{(8)}$ (+6 cm a +4 cm) e negativos em fevereiro (-1 cm a +1 cm), quando o esperado era de +3 cm a +4 cm. A partir da segunda semana de fevereiro o $DH/DT_{(8)}$ oscilou atingindo um máximo de +6 cm em meados de março.

Para Borba, no Rio Madeira o valor de $DH/DT_{(8)}$ em meados de dezembro de 2008 encontrava-se abaixo (+7 cm) da normal para o período (+9 cm). No entanto, no período entre o final de 2008 houve uma ascensão no sinal do gradiente, elevando de uma variação média semanal de +7 cm para +17 cm, quando o esperado seria de +9 cm a +8 cm. A partir do mês de janeiro o $DH/DT_{(8)}$ apresentou valores com pequenos picos oscilando em torno da média histórica observada. Finalmente, na estação de Óbidos o sinal de $DH/DT_{(8)}$ desde o final de 2008 até final de junho apresentou valores em torno da média histórica observada. Diferente do cotograma, o $DH/DT_{(8)}$ não exhibe o evento de cheia em Óbidos. No entanto, os valores de maior $DH/DT_{(8)}$ ocorreram para o

período de dezembro de 2008 com + 6 cm quando o esperado era + 4 cm e tendo como menor valor de -1 cm para a última semana do mês de maio, quando era esperado a estabilidade do gradiente.



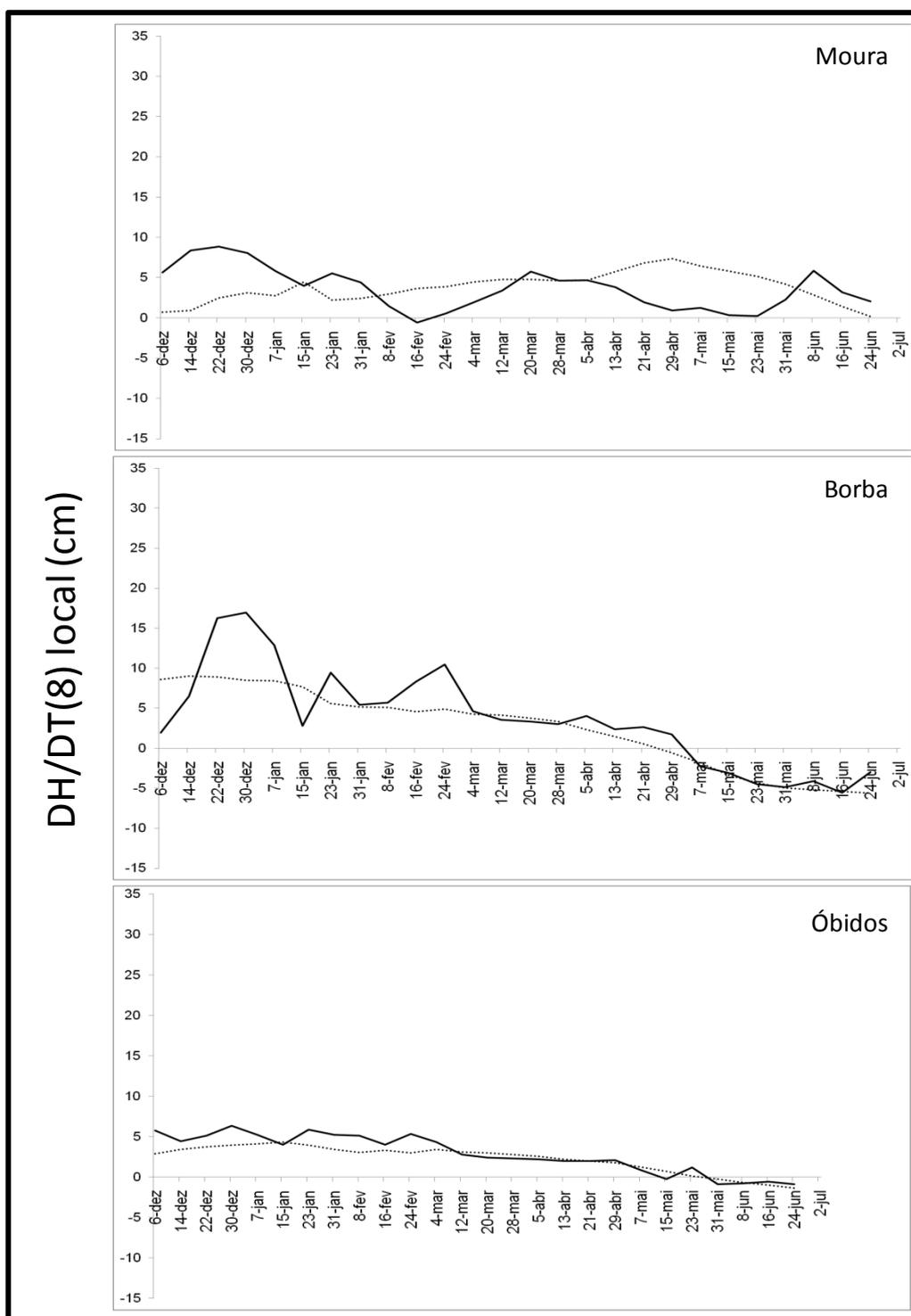


Figura 6 - Dados de cota médios para 8 dias observados em 2009 (linha contínua) e dados de cota médios para 8 dias obtidos a partir das médias históricas diárias (linha pontilhada) gerados a partir das séries históricas da ANA.

5.1.3 Análise da Radiação de Onda Longa (ROL)

A Figura 7 (a, b, c) apresenta os valores de ROL médios de 8 dias inferidas pelo satélite ambiental AQUA para Tamshiyacu-Tabatinga-Fonte Boa, Manaus-Moura e Borba-Parintins-Óbidos. Observa-se (Figura 7a) a ocorrência de atividade convectiva em Tamshiyacu até a segunda semana de abril (abaixo de 240 W/m^2) e para as estações de Fonte Boa e Tabatinga os valores mínimos de ROL (abaixo de 200 W/m^2), ocorreram na segunda e terceira semana de janeiro, respectivamente. As estações de Manaus e Moura (Figura 7b) tiveram valores de ROL abaixo de 240 W/m^2 da segunda semana de dezembro de 2008 até a terceira semana de abril. Manaus apresentou seu valor mínimo de ROL na primeira semana de fevereiro (173 W/m^2) e Moura na primeira de março (163 W/m^2). Manaus ainda apresentou outros cinco mínimos inferiores a 200 W/m^2 distribuídos nos meses de fevereiro, março, abril e junho.

As regiões mais à jusante da bacia, Parintins e Óbidos (Figura 7c), apresentaram um padrão semelhante de nebulosidade. Um comportamento diferente é observado em Borba, a qual está localizada mais ao sul da bacia no Rio Madeira. Borba apresentou o maior número de mínimos, doze no total, variando de $169\text{-}215 \text{ W/m}^2$ distribuídos de dezembro de 2008 a maio, indicando forte atividade convectiva e possíveis chuvas intensas sobre aquela região. Embora as três estações tenham apresentado padrão relativo na distribuição de ROL para o período de estudo, a estação de Parintins e Borba apresentou valores mais baixos de ROL do que a estação de Óbidos. As estações de Parintins e Óbidos tiveram seus mínimos concentrados nos meses de fevereiro e março, com valores abaixo de 220 W/m^2 . De maneira geral, as nuvens mais profundas predominaram sobre as cidades de Borba, Manaus e Moura.

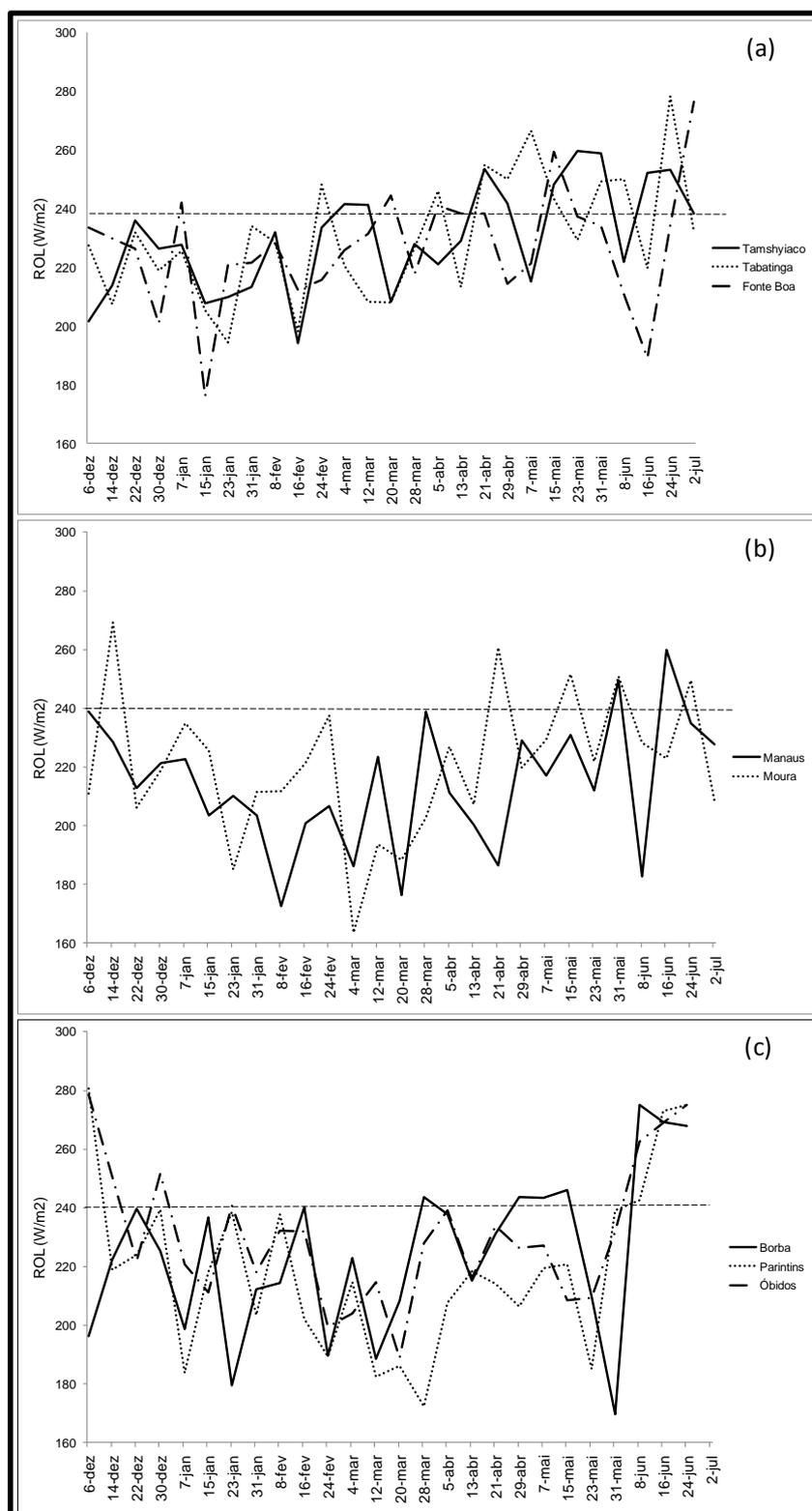


Figura 7 - Dados de ROL médios dados a cada 8 dias estimados para uma região de $1^\circ \times 1^\circ$ sobre as localidades estudadas, para o período de 14/12/2008 a 20/03/2009. A linha pontilhada horizontal, destaca o valor de $240 W/m^2$ tomado como referencial.

5.1.4 Discussão sobre a Cheia de 2009

A cheia de 2009 para a Bacia Amazônica mostrou-se atípica do ponto de vista hidro-climatológico. Por toda a bacia, as estações apresentaram níveis entre a média e máxima histórica observada, superando seus recordes na estação de Manaus e Óbidos. A configuração climática, responsáveis pelas chuvas e conseqüentemente aumento do nível dos rios, apresentou desde um fraco evento de La Niña a águas anormalmente quentes no Atlântico Sul. Este tipo de configuração favorece a produção de chuvas sobre a bacia (Fu *et al.*, 2001; Marengo, 1992; Marengo & Hastenrath, 1993; Marengo, 1998a; 1998b; 2004; 2008; Nobre & Shukla, 1996; Robertson & Mechoso, 1998; Ronchail *et al.*, 2002; 2005; Yoon & Zeng, 2009; Zeng *et al.*, 2008).

Eventos atípicos como o de 2009 não são comuns, mas já ocorreram na região Amazônica. Estudos sobre tais eventos são mais comuns em condições de forte seca. Eventos como a seca de 1926 e 2005 apresentaram também suas peculiaridades do ponto de vista climatológico. A seca de 1926 caracterizou-se por apresentar um forte El Niño e águas do Atlântico Sul mais quentes (Williams *et al.*, 2005), assim como em 2005 pela ausência de El Niño e sim pelas águas do oceano Atlântico Norte anormalmente quentes (Marengo *et al.*, 2008; Zeng *et al.*, 2008). O que se percebe é que eventos de cheias e secas, sobre a região Amazônica, podem apresentar diferentes configurações variando sua magnitude e alcance espacial e temporal.

Tomando-se os resultados obtidos e levando-se em consideração que a convecção tropical, geralmente corresponde às regiões de ROL abaixo de 240 W/m^2 (Lau *et al.*, 1997), é possível verificar a ocorrência de convecção em quase todo o período estudado. No entanto, tomando-se os valores mínimos de ROL, como indícios mais fortes de convecção profunda e associando-os à precipitação intensa é possível considerar que os picos de cota em alguns momentos do período estudado exibem forte relação com os valores mais baixos de ROL. Além disso, é possível considerar a defasagem entre o início do período de decaimento dos valores de ROL com a intensificação dos valores de $DH/DT_{(8)}$.

De acordo com as análises pode-se perceber que em Tabatinga o pulso no cotograma ocorrido durante o mês de janeiro, pode ser associado tanto com valores baixos de ROL em Tabatinga em meados de dezembro de 2008 como desde o início de

dezembro de 2008 em Tamshiyacu, localizado à montante na parte peruana da bacia. O mapa de precipitação acumulada (Figura 14) também corrobora com anomalias positivas de precipitação, principalmente, no mês de janeiro. Um comportamento parecido do $DH/DT_{(8)}$ de Tabatinga surge em Fonte Boa, com um máximo no final de janeiro relacionado com valores mais baixos de ROL no final de dezembro de 2008 na mesma estação, e de maneira regressiva em meados e início de dezembro de 2008 para Tabatinga e Tamshiyacu, respectivamente.

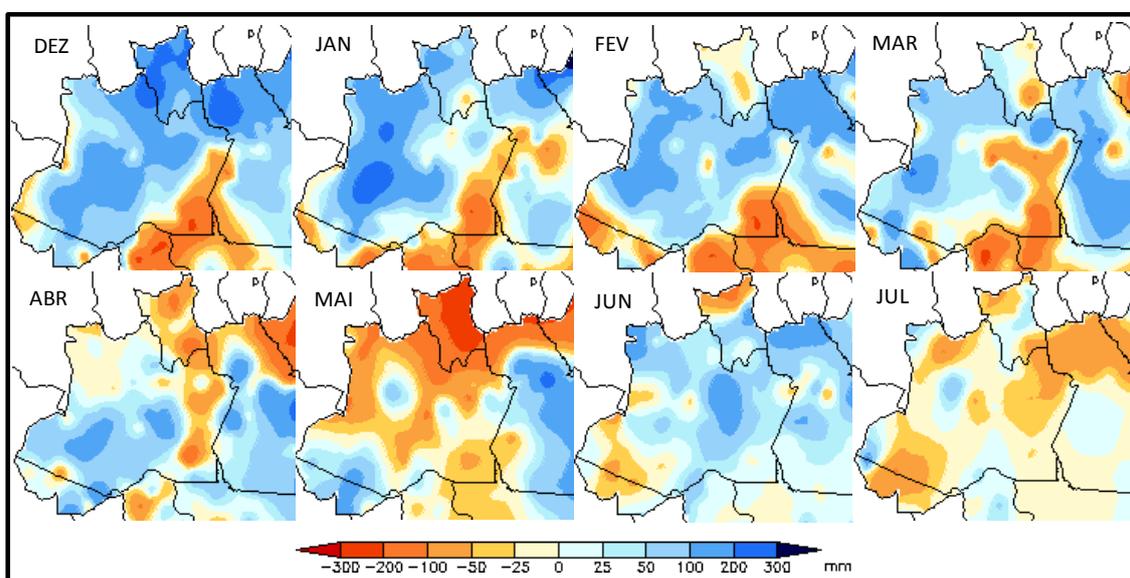


Figura 8 - Mapa de precipitação acumulada sobre a região Amazônica para o período de dezembro de 2008 a julho de 2009. Fonte: Adaptado do CPTEC/INPE.

Na parte mais central da bacia, em Manaus, o $DH/DT_{(8)}$ sofreu dois máximos em dezembro e um em janeiro atingindo seu mínimo em fevereiro. De modo geral, os gráficos de precipitação acumulada e ROL indicam chuva à montante de Manaus, oeste e norte, em boa parte do fim de 2008 e início de 2009. De acordo com Marengo, (1998b), as chuvas à montante de determinada estação (Manaus) tem mais influência sobre a cota desta estação do que a chuva local. A permanência dos altos valores de cota e $DH/DT_{(8)}$ registrados em Tabatinga e Fonte Boa foram determinantes para que houvesse uma grande cheia em Manaus e Óbidos o que é previsto por Mertes *et al.* (1995). Embora a estação de Moura tenha apresentado baixos valores de ROL e seu cotograma revela valores oscilando em torno do máximo histórico diário, esta estação

não apresentou registros de uma cheia recorde, possivelmente devido ao fato de que Moura recebe grande contribuição de aportes líquidos vindos da parte norte da bacia, alto Rio Negro e Rio Branco, onde este último apresenta uma vegetação característica de savana com chuvas relativamente menos intensas.

A Figura 6a indica que em Tamshiyacu, na parte peruana da bacia, uma forte tendência a chuvas, devido aos baixos valores de ROL, antes de dezembro de 2008 o que possivelmente foi responsável pela subida abrupta dos níveis em Tabatinga e Fonte Boa. A distribuição anômala das chuvas à montante da bacia foi responsável pela cheia antecipada nessa parte da bacia. Embora a cheia sendo antecipada à montante, em Manaus o pico máximo de cheia foi atrasado em 2 semanas, aproximadamente. Esse fato ocorreu devido às fortes cheias de outros tributários (não apresentado), localizados principalmente à margem direita da calha principal (Juruá, Javari e Jutai), e as águas no segundo semestre vindas da parte norte da bacia.

O Rio Madeira, da nascente a foz, apresentou em 2009 uma forte cheia, porém não superando as marcas históricas. Em Borba, a cheia atingiu seu máximo no mês de maio, apresentando seis picos de mínimos abaixo de 220 W/m^2 , sendo cinco destes abaixo de 200 W/m^2 , indicando forte atividade convectiva e possivelmente relacionada com chuvas intensas sobre a região. Estes picos ocorreram de dezembro de 2008 a meados de abril de 2009, o que relacionado com chuvas, contribuiu para manter os níveis acima da média desde o início do ano. A precipitação acumulada para o mês de junho corrobora com os dados de ROL para o mesmo mês, apresentando mínimos valores entre final de maio e início de junho, contribuindo para que o nível nesses meses se igualasse aos máximos observados, chegando até mesmo a superá-los no mês de julho.

Finalmente em Óbidos, a ROL de 280 W/m^2 em meados de dezembro de 2008 decaiu para 220 W/m^2 na penúltima semana do ano de 2008 e a partir de então com picos decrescentes atingindo seu valor mínimo na terceira semana de março de 2009. Um comportamento similar é percebido em Parintins, mais à montante de Óbidos. O pulso no gradiente na terceira semana de maio em Óbidos pode ser associado ao pulso no gradiente de Borba ocorrido na última semana de abril. Aliás, os pulsos de $DH/DT_{(8)}$ em Borba podem ser reconhecidos em Óbidos, indicando que a cota neste período do ano na região sofre influência significativa dos níveis atingidos pelo Rio Madeira.

Assim, verificou-se que a grande quantidade de água vinda da calha principal junto com os altos níveis atingidos em Borba foram responsáveis pela cheia recorde em Óbidos. Em Manaus, por sua vez, fortes anomalias no $DH/DT_{(8)}$ em Tabatinga, que resultaram das chuvas na parte peruana da bacia e os altos níveis nos tributários da margem direita da calha principal, contribuíram para elevar os níveis. No entanto, em função do efeito de amortecimento dado pela translação da onda numa distância longitudinal quase duas vezes maior devido a presença de imensas áreas de várzeas e a baixa declividade da bacia (Mertes *et al.*, 1995), fez com que o $DH/DT_{(8)}$ não seja claro ao longo da calha Solimões-Amazonas na parte centro-leste da bacia. Outro fator que contribuiu para a cheia em Manaus (Rio Negro) é o efeito de barramento causado pelo Rio Solimões ou Amazonas (Meade *et al.*, 1991).

5.2 Modelos de Previsão

5.2.1 Correlação entre Cotas Máximas e Anomalias de TSMs

De acordo com a Tabela 3, das seis estações utilizadas para a construção do modelo de previsão de cheias, Tabatinga e Fonte Boa, não apresentaram correlação com os índices de TSMs, inviabilizando a construção do modelo regressivo. As estações de Moura e Porto Velho, embora tenham apresentado correlações significativas com as anomalias de TSMs, não se permitiu a construção do modelo devido não satisfazer às condições de aceite do modelo após as etapas de calibração e validação. Para a estação de Manaus foi possível a construção de um modelo com previsão de 1 mês de antecedência apenas. Já a estação de Óbidos, construiu-se um modelo de até 3 meses de antecedência tendo como previsão a cheia ocorrendo no mês de junho e outro modelo para a cheia ocorrendo em maio com até 2 meses de antecedência.

Tabela 3 – Correlação entre as variáveis dependentes (Var. Dep.) e as independentes (Var. Indep.) usadas no modelo de regressão para o estudo do modelo de seis estações selecionadas. No ítem previsão o símbolo (-) representa as estações onde não foi possível a construção do modelo e os números 1, 2 e 3 o tempo de previsão. Na tabela, H representa cota, max-máximo e EN-El Nino. Meses indicado com um (-) representam o ano anterior.

Estação	Previsão (mês)	Var. Dep.	Var. Ind.	Correlação
Tabatinga	-	H_max_mai	H_max_fev	0,51
			H_max_mar	0,75
Fte. Boa	-	H_max_jun	H_max_fev	0,62
			H_max_mar	0,64
			H_max_abr	0,89
Manaus	1	H_max_jun	H_max_abr	0,91
			IOS_mar	0,64
			TG_jan	-0,45
			EN_4_jun-	-0,50
Moura	-	H_max_jul	H_max_mai	0,74
			EN_3.4_abr	-0,53
			ATLS_mai	0,55
			EN_4_jun-	-0,44
Porto Velho	1	H_max_abr	H_max_fev	0,74
			EN_1+2_mar-	0,40
			EN_1+2_jun-	0,40
Óbidos(J)	1	H_max_jun	H_max_abr	0,86
Óbidos(J)	2	H_max_jun	EN_3.4_set-	-0,43
			H_max_mar	0,69
Óbidos(J)	3	H_max_jun	IOS_dez-	0,62
			IOS_dez-	0,62
Óbidos(M)	1	H_max_mai	H_max_fev	0,58
			H_max_mar	0,78
Óbidos(M)	2	H_max_mai	IOS_dez-	0,64
			IOS_dez-	0,64
Óbidos(M)	3	H_max_mai	H_max_fev	0,63
			IOS_dez-	0,64

5.2.2 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Tabatinga

O modelo para prever a cota máxima na estação de Tabatinga (Rio Solimões) não apresentou resultados satisfatórios. Como resultado final da primeira fase da modelagem, as variáveis independentes correlacionadas são os dados de entrada para a regressão múltipla. No entanto, esta estação não apresentou correlação com os índices de anomalias de TSMs das regiões dos oceanos Pacífico e Atlântico e IOS. Apresentando apenas com dados de cota máxima de meses anteriores ao de cheia (Tabela 3). No entanto, apenas a variável independente de cota máxima mais

correlacionada pode fazer parte da regressão, a fim de se evitar a “*multicolinearidade*”, ou seja, garantir que as variáveis independentes sejam não correlacionadas. Sendo assim, temos apenas uma variável independente e não podemos construir o modelo de regressão múltipla, conseqüentemente.

5.2.3 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Fonte Boa

De maneira muito similar a estação de Tabatinga, a estação de Fonte Boa não apresentou boas correlações entre a variável dependente de cota máxima para o mês de junho e os índices de anomalias dos oceanos Pacífico e Atlântico e IOS, apenas com cotas máximas de meses anteriores (Tabela 3). Dessa maneira não foi possível a construção do modelo de previsão de cheias para esta estação.

5.2.4 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Porto Velho

Assim como o modelo de Tabatinga e Fonte Boa, o modelo para a estação de Porto Velho também não apresentou bons resultados. Na construção deste modelo utilizou-se como variável dependente a cota máxima do mês de abril e os índices de anomalias de TSMs dos oceanos Pacífico e Atlântico e IOS, para as regiões definidas anteriormente. Por não ter outra estação à montante com boa série de dados disponíveis, não se realizou outras tentativas para chegar a um modelo eficiente.

Durante o primeiro passo da modelagem, correlação entre a variável dependente e as variáveis independentes, obteve-se apenas quatro boas correlações (Tabela 3). Como de se esperar as variáveis de cota máxima de meses anteriores ao de cheia da estação de Porto Velho, apresentou melhor correlação. Para garantir a não correlação entre as variáveis independentes de cota máxima, utilizamos a cota máxima do mês de fevereiro para uma previsão de um mês de antecedência, por apresentar melhor correlação ($r = 0,740$; $p = 0,00$). Para as variáveis El Niño 1+2 do mês de março e junho do ano anterior, ficou a critério do modelo de regressão a escolha de qual é mais

significativa, porém as duas apresentaram baixa correlação com a variável dependente (Tabela 3).

O teste de ANOVA da regressão múltipla revela que as variáveis independentes explicam 66% da variabilidade da variável dependente, o que é um resultado razoável. No entanto estes testes são apenas para a fase de calibração. Quando vamos validar este modelo a análise de resíduos apresenta uma variação de -155 a 141 cm, tornando uma previsão sem significância. O gráfico de espalhamento da variável observada em função da prevista (Apêndice 1), revela ainda que a variável prevista explica pouco da variabilidade da variável observada ($R^2 = 0,39$; $r = 0,63$; $p = 0,014$).

A Figura 9 mostra o gráfico das etapas de calibração e validação para o modelo de cheia da estação de Porto Velho. O gráfico exhibe os fortes ruídos entre os dados observados e previstos, confirmando com outros testes que este modelo deve ser descartado. Este modelo deveria ser capaz de prever a cheia com 1 mês de antecedência. Devido as poucas variáveis na correlação parcial, que servem de entrada no modelo de regressão, se tornou impossível testar e/ou criar os demais modelos de previsão com 2 e 3 meses de antecedência. Assim sendo este modelo foi descartado.

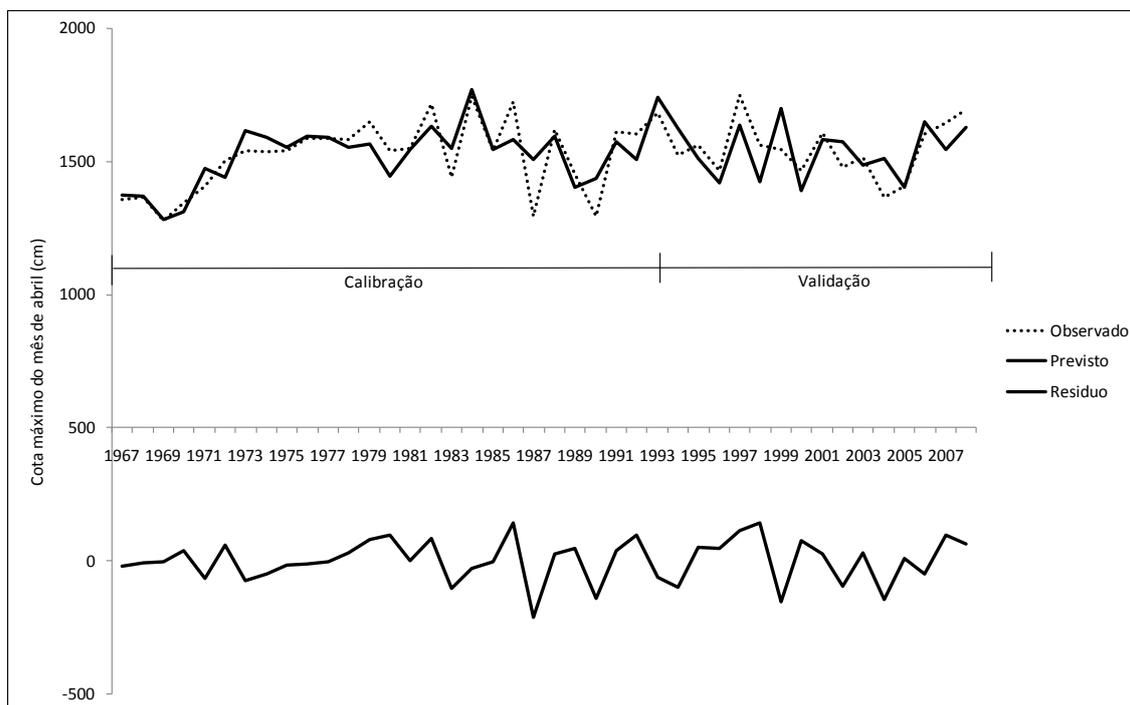


Figura 9 - Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 1 mês de antecedência para a estação de Porto Velho. O período de calibração é de 1967-1992 e validação de 1993-2008. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos.

5.2.5 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Moura

O modelo para a estação de Moura (Rio Negro), embora tenha apresentado boa correlação com as variáveis independentes de vários índices e cota máxima de meses anteriores a cheia, não se conseguiu um modelo com boa acurácia. Devido ao bom número de variáveis na correlação parcial, foi possível de se construir os modelos para os três meses de antecedência, no entanto todos são descartados, por apresentarem erros $\geq \pm 100$ cm.

O teste de ANOVA (Tabela 4) para a regressão múltipla do modelo com 1 mês de antecedência de previsão apresenta R^2 , para a etapa de calibração, de 89%. Enquanto, para a etapa de validação, ($R^2 = 0,562$; $r = 0,75$; $p = 0,019$) consegue explicar de maneira razoável a variabilidade existente e com bom coeficiente de correlação entre os valores observados e previstos (Tabela 4). No entanto a análise de resíduos revela uma

variação de -152 a 31 cm, que para o critério adotado ($\leq \pm 100$ cm) é não significativo e deve ser descartado.

Os modelos de previsão com 2 e 3 meses de antecedência, também apresentaram uma boa calibração com R^2 explicando 90% e 77%, respectivamente, da variabilidade da variável dependente (observada). A análise de resíduos durante a validação, mostra valores muito altos variando de -292 a 155 cm e -347 a 91 cm, para 2 meses e 3 meses de antecedência, respectivamente. Os modelos para 2 e 3 meses de antecedência apresentaram baixos valores de R^2 e correlação ($R^2 = 0,11$; $r = 0,33$; $p = 0,37$ e $R^2 = 0,00$; $r = -0,01$; $p = 0,69$, respectivamente), confirmando a deficiência deste modelo. O modelo de previsão com 3 meses de antecedência, apresentou os maiores erros (-347 a 91 cm), como era de se esperar devido ao aumento do tempo de previsão, maiores incertezas são incluídas.

5.2.6 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Manaus

Para o modelo da estação de Manaus foi feito inicialmente um teste entre a cota máxima do mês de junho (variável dependente) e cota máxima de meses anteriores a junho e os índices de anomalias de TSMs dos oceanos Pacífico e Atlântico e IOS abrangendo o período 1952-2008. A variável dependente apresentou correlações significativas com diferentes variáveis independentes (Atlântico Trópico Global, El Niño 1+2, 3,4, 4 e IOS) e diferentes períodos, utilizadas como dados de entrada na regressão múltipla. Porém, não se conseguiu resíduos menores que ± 100 cm e por isso o modelo foi descartado (Apêndice 3).

No segundo teste foram adicionados dados de cota máxima da estação de Manacapuru, que resultou em um modelo para a estação de Manaus, devido ter apresentado resíduos entre -71 e 98 cm, para a previsão de 1 mês de antecedência. Durante a etapa de calibração do modelo o teste de ANOVA (Tabela 4) apresentou um R^2 de 95%, explicando quase toda a variabilidade da variável dependente. Durante a validação do modelo as variáveis independentes selecionadas conseguem explicar 47% da variabilidade da cota máxima para o mês de junho em Manaus e apresenta uma

correlação de 69% entre as variáveis (Tabela 4). Para a calibração foram utilizados dados de 1972 a 1993 e na validação de 1994 a 2008 (Figura 10).

Tabela 4 – Resultados dos testes de calibração (ANOVA) e validação para as estações que apresentaram correlação com os índices de TSMs. Os testes de calibração são R^2 , p e Erro padrão e para validação R^2 , r, p e resíduo. A estação de Óbidos (M) apresenta uma previsão (meses) para a cheia em maio e outra em junho (J). Os resíduos em parênteses se referem aos modelos sem significância (resíduo $\geq \pm 100$ cm).

Estação	Previsão	Calibração			Validação			
		R^2	p	Erro Padrão	R^2	r	p	Resíduo (mínimo/máximo)
Manaus	1	0,95	0,000	27,3	0,47	0,69	0,004	-71/98
	1	0,89	0,000	50,4	0,56	0,75	0,019	(-152/31)
Moura	2	0,90	0,000	49,3	0,11	0,33	0,37	(-195/124)
	3	0,77	0,000	76,2	0,00	-0,01	0,69	(-239/128)
Porto Velho	1	0,66	0,000	81,4	0,39	0,63	0,01	(-155/141)
Óbidos(J)	1	0,78	0,000	34,6	0,85	0,92	0,000	-35/44
	2	0,56	0,003	49,2	0,74	0,86	0,000	-51/61
	3	0,50	0,000	52,7	0,66	0,81	0,000	-59/71
Óbidos(M)	1	0,68	0,000	38,1	0,81	0,90	0,000	-45/58
	2	0,55	0,000	44,8	0,70	0,84	0,000	-44/69

Somente um modelo de previsão foi construído com um mês de antecedência. Para períodos mais longos de antecedência os resíduos foram maiores do que ± 100 cm. Para os modelos com previsões de 2 e 3 meses de antecedência, os resíduos variaram de -40 a 141 cm e -5 a 159 cm, respectivamente. Os gráficos da etapa de validação e tabelas encontram-se nos Apêndices 4 e 5, respectivamente. No terceiro teste foram utilizados dados de cota máximo do mês de junho da estação de Manaus com os índices de anomalias trimestrais para os oceanos Pacífico e Atlântico e IOS. Este teste não mostrou bons resultados apresentando resíduos que variam de -119 a 93 cm para a previsão de 1 mês de antecedência e inviável para as previsões de 2 e 3 meses. Os gráficos e tabelas deste teste estão no Apêndice 6.

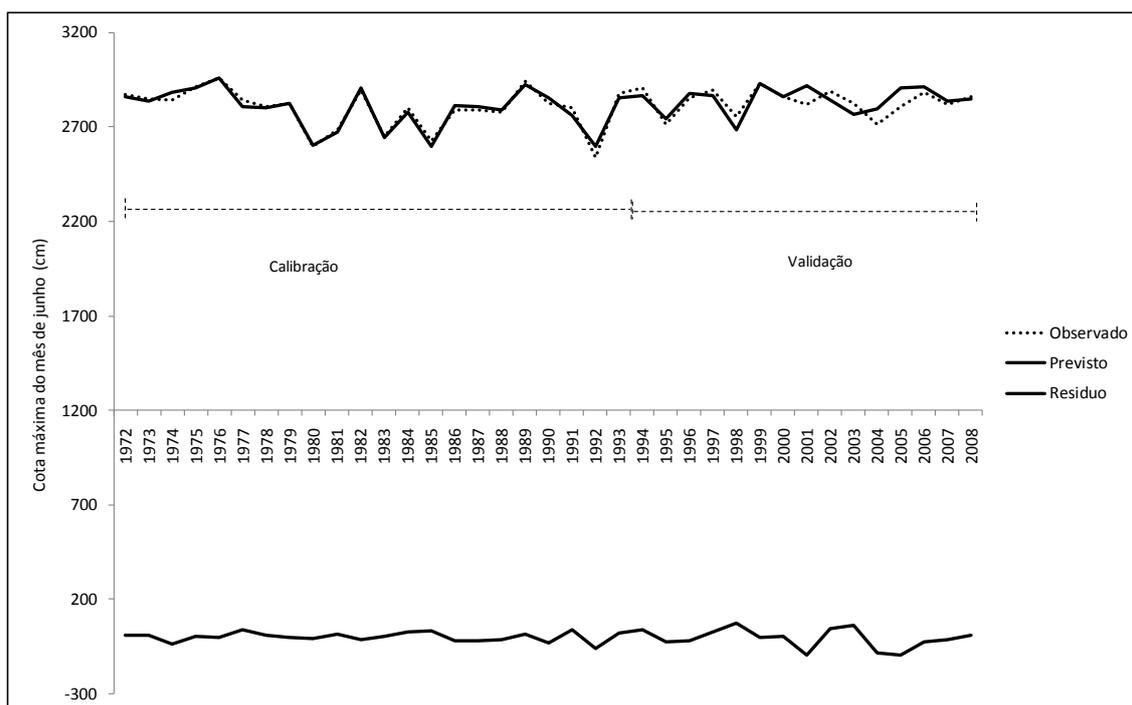


Figura 10- Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 1 mês de antecedência para a estação de Manaus. O período de calibração é de 1972-1993 e validação 1994-2008. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos.

5.2.7 Modelo de Previsão de Cheias para a Estação de Óbidos

A etapa de calibração consegue prever bem os picos de cheias mais elevados quanto os mais baixos. Na validação a análise de resíduos apresentou uma variação de -35 a 44 cm. O gráfico de dispersão (Apêndice 7) apresentou boa correlação ($r = 0,925$) entre as variáveis prevista e observada e o R^2 conseguindo explicar 85% da variabilidade da variável observada (Tabela 4). A Figura 11 mostra o gráfico comparando a variável prevista e observada para a etapa de calibração e validação. Os valores em destaque são de previsão (890 cm) em vermelho e observado (860 cm) para o ano de 2009. Para este ano a previsão ficou 30 cm acima do observado, mas que está dentro da faixa de erro do modelo. A cheia de 2009 foi atípica, considerada a maior cheia dos últimos tempos, no entanto o modelo foi capaz de prever com boa acurácia eventos desta magnitude.

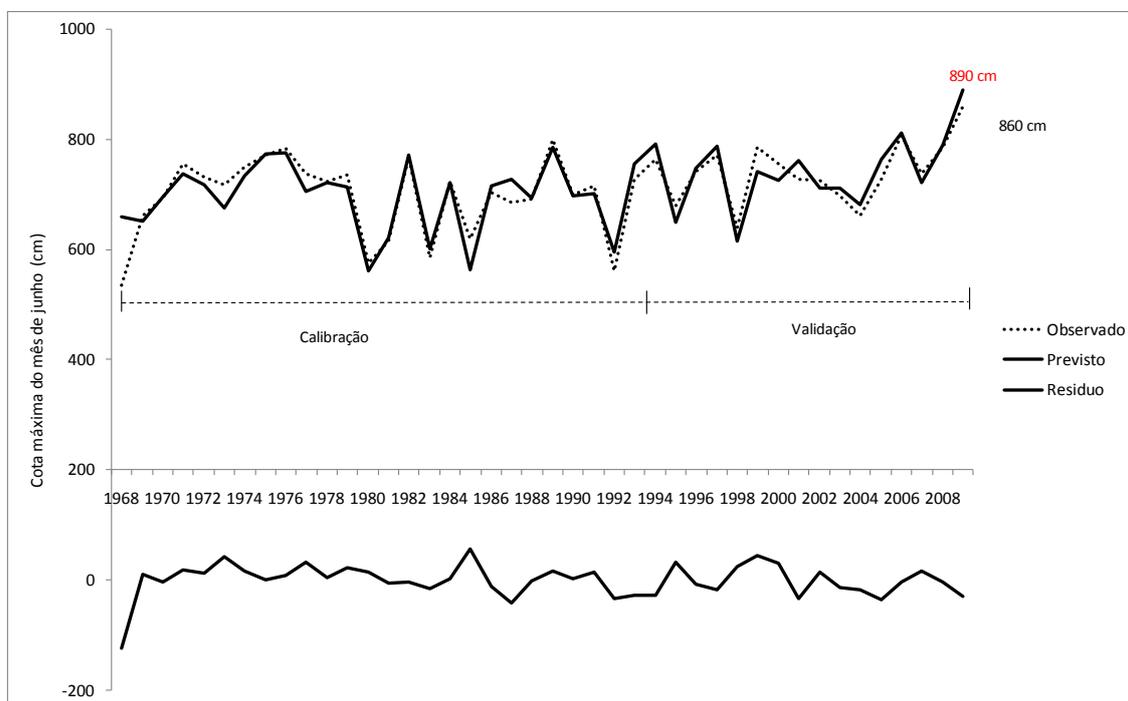


Figura 11 - Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 1 mês de antecedência para a estação de Óbidos. O período de calibração é de 1968-1993 e validação 1994-2009. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. Os valores em destaque representam o valor previsto (em vermelho) e o observado (preto) para 2009.

O modelo com previsão para 2 meses de antecedência apresentou resíduos variando de -55 a 61 cm. Durante a etapa de calibração as variáveis independentes selecionadas pelo modelo de regressão, conseguiram explicar 56% da variabilidade das dependentes (Tabela 3). O período para a calibração e validação foi o mesmo para os modelos de 1, 2 e 3 meses de antecedência.

A Figura 12 mostra o gráfico com os períodos de calibração e validação. Os valores extremos de resíduos ocorreram para os anos de 1995 (61 cm) e 2004 (-51 cm). As variáveis previstas conseguem explicar 78% da variabilidade das observadas e uma correlação de 86% (Tabela 4). A previsão para a cheia de 2009 (829 cm) apresentou resultado com resíduo menor (31 cm) do que o modelo para 1 mês de previsão. Diferente do modelo de 1 mês de previsão, este modelo teve boa parte de sua previsão

abaixo do observado (1994-2000; 2002-2003, 2005-2007 e 2009). Outra diferença em relação ao modelo de 1 mês de previsão, foi a variável independente dos índices, que para o modelo de 2 meses de antecedência foi o IOS do mês de dezembro do ano anterior a previsão (IOS_dez-).

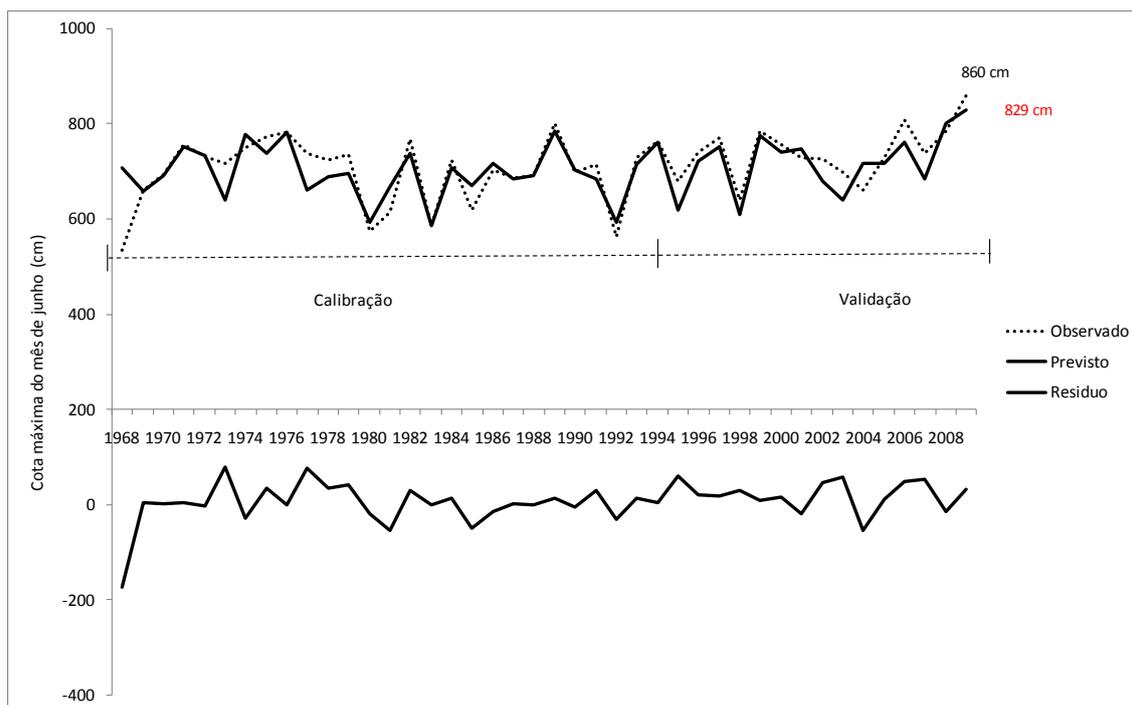


Figura 12 - Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 2 mês de antecedência para a estação de Óbidos. O período de calibração é de 1968-1993 e validação 1994-2009. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. Os valores em destaque representam o valor previsto (em vermelho) e o observado (preto) para 2009.

A previsão com 3 meses de antecedência apresentou, durante a etapa de validação, resíduos dentro da faixa de aceitação (-59 e 71 cm) e uma correlação entre as variáveis previstas e observadas de 81% e coeficiente de explicação de 66% (Tabela 4). A previsão na etapa de validação subestima os dados observados, com exceção para os anos de 2001, 2004 e 2008. Isto revela uma tendência no modelo a subestimar as cotas máximas com o aumento do tempo de antecedência da previsão. Para a cheia de 2009, a previsão subestimou o valor observado em 60 cm (Figura 13), porém dentro da faixa de

resíduo previsto pelo modelo. Estes resultados mostram que o modelo criado consegue prever com acurácia a cheia para a estação de Óbidos com até três meses de antecedência, inclusive eventos extremos de cheia como a registrada em 2009.

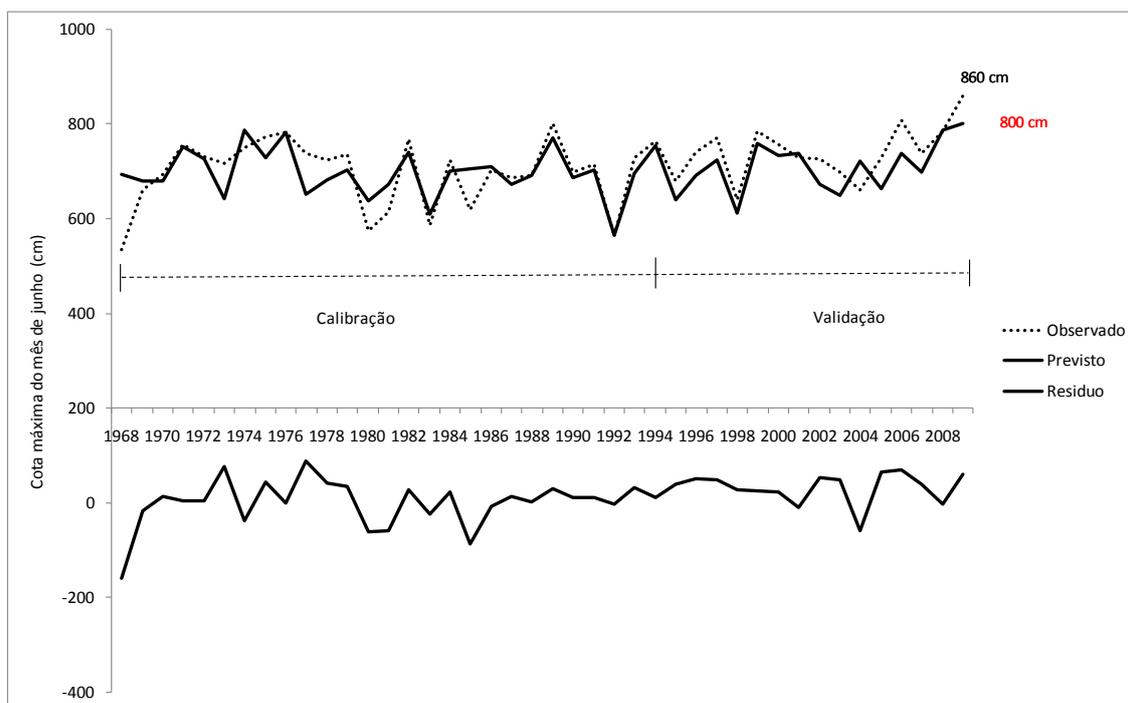


Figura 13 - Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 3 mês de antecedência para a estação de Óbidos. O período de calibração é de 1968-1993 e validação 1994-2009. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. Os valores em destaque representam o valor previsto (em vermelho) e o observado (preto) para 2009.

Devido à pequena diferença entre a frequência de cheias para os meses de maio e junho na estação de Óbidos, decidiu-se construir um modelo para prever as cheias durante o mês de maio. De acordo com a Tabela 4, as variáveis independentes (IOS_dez- e H_max_fev) conseguem explicar 68% da variabilidade da variável dependente durante a calibração e durante a validação o gráfico de dispersão apresentou valores significativos de R^2 (0,66) e correlação (0,81) entre as variáveis prevista e observada, com resíduos variando de -45 a 58 cm.

A Figura 14 indica a calibração e a validação e os resíduos para o modelo com previsão da cota máxima para o mês de maio com 1 mês de antecedência. Para o ano de 2009 a previsão esteve 5 cm abaixo do observado. O outro extremo dos resíduos foi de 58 cm abaixo do observado para o ano de 1995. Durante a maior parte da validação os valores previstos estiveram abaixo do observado, porém exibindo boa simetria entre as curvas prevista e observada, as quais apresentam sempre tendências semelhantes.

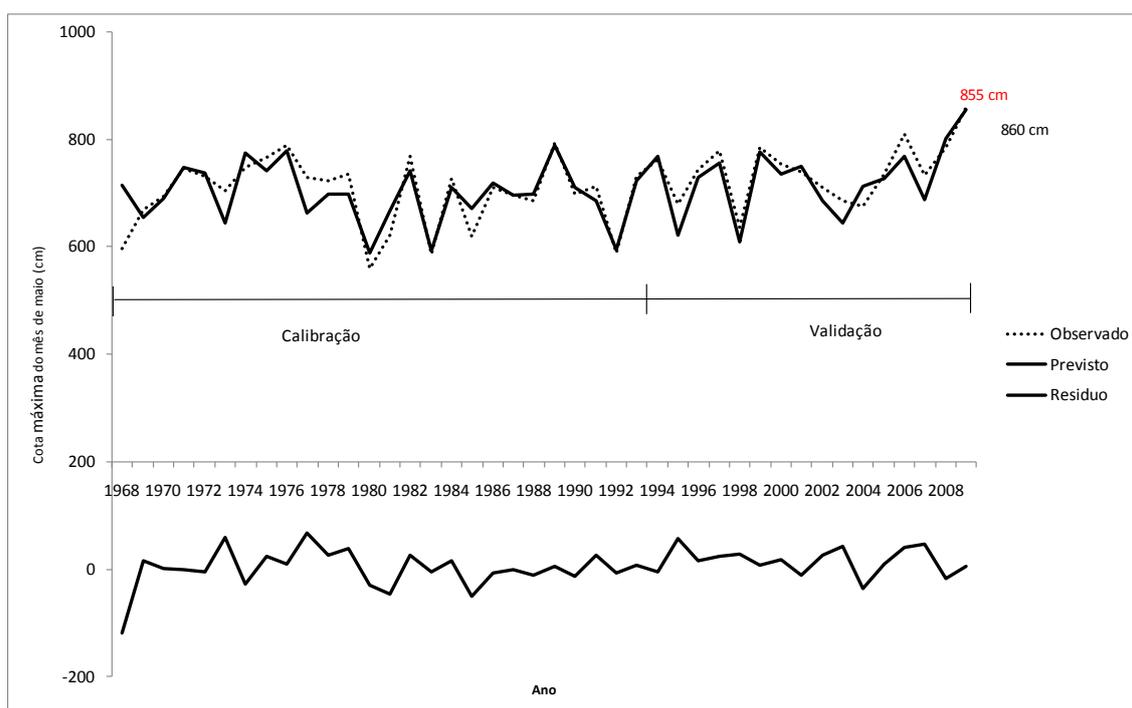


Figura 14 - Comparação entre a cota máxima para o mês de maio observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 1 mês de antecedência. O período de calibração é de 1968-1993 e validação 1994-2009. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. Os valores em destaque representam o valor previsto (em vermelho) e o observado (preto) para 2009.

O modelo de previsão com 2 meses de antecedência, embora tenha um R^2 de 0,55, ao passo que a validação representa um R^2 de 0,70 e resíduos variando entre -44 a 70 cm (Tabela 4 e Figura 15). No período de validação as previsões tendem ser maior que as observações, exceto o ano de 2004 e 2008. Para o caso de 2009, o resíduo foi de 70 cm abaixo do valor observado.

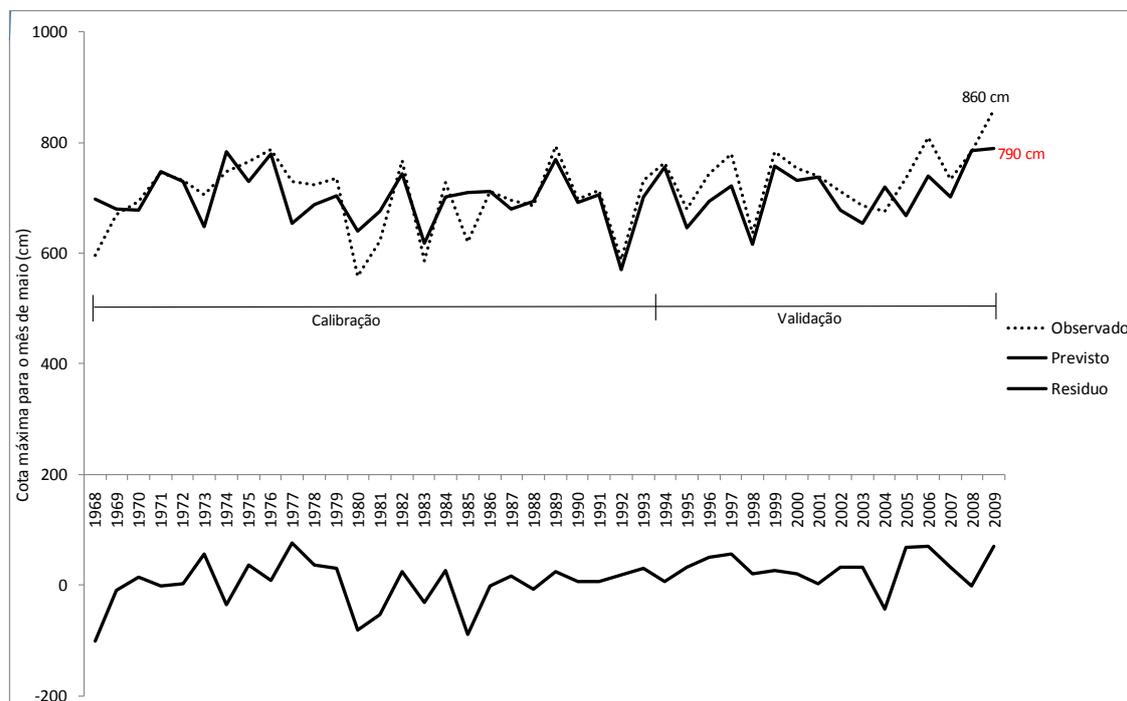


Figura 15 - Comparação entre a cota máxima para o mês de maio observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o modelo com previsão de 2 meses de antecedência. O período de calibração é de 1968-1993 e validação 1994-2009. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos. Os valores em destaque representam o valor previsto (em vermelho) e o observado (preto) para 2009.

O modelo de previsão para 3 meses de antecedência não apresentou resultados satisfatórios. Embora, tenha apresentado algumas correlações entre as variáveis dependentes e independentes, o modelo selecionou apenas como significativa a variável do IOS de dezembro do ano anterior à previsão. O que impossibilitou a construção do modelo de regressão múltipla para esse tempo de antecedência.

5.2.4 Discussão sobre a Modelagem de Cheias

Neste estudo foram relacionados dados de cotas máximas referentes às estações de Tabatinga, Fonte Boa, Manaus, Moura, Porto Velho e Óbidos com anomalias de TSMs dos Oceanos Atlântico Tropical e Pacífico Equatorial com a finalidade de criar modelos capazes de prever cheias na região Amazônica com antecedência de 1 a 3

meses. Porém, somente as estações de Manaus e Óbidos apresentaram correlações significativas entre suas cotas máximas e anomalias de TSMs, tornando possível a construção de modelos de previsão. As estações de Tabatinga e Fonte Boa não apresentaram correlações, enquanto as estações de Moura, Borba e Porto Velho apresentaram fracas correlações, mas que não foram suficientes para alcançar a etapa final e possibilitar o desenvolvimento do modelo de previsão.

Estudos de Lagos *et al.* (2008) revelam que a parte nordeste da Bacia Amazônica peruana apresentam fraca ou nenhuma correlação com as regiões de El Niño. Outros mecanismos, como os jatos de baixos níveis (JBN) (Marengo & Wagner, 2002; Marengo *et al.*, 2004a), reciclagem de água (Salati *et al.*, 1979) e emissões de compostos orgânicos voláteis (COV) pela floresta que exercem o papel de núcleos de condensação de nuvens (NCN), produzem chuvas de nuvens baixas, na estação chuvosa, praticamente no mesmo lugar em que foram gerados pela floresta (Artaxo *et al.*, 2003). Outro mecanismo que produz chuva sobre a região Amazônica é o transporte de poeira do deserto do Saara, que também atua como NCN produzindo desta vez chuvas de nuvens mais altas (Prenni *et al.*, 2009). Estes mecanismos que produzem chuva sobre a região Amazônica, independentes do transporte de umidade vinda dos oceanos, podem prevalecer sobre o fraco sinal do Atlântico nesta parte da bacia, o que pode ser um indicador da ausência de correlações entre as TSMs e as cotas em Tabatinga e Fonte Boa.

Estudos de Ronchail *et al.* (2005) e Uvo *et al.* (2000), mostram que dentro da Bacia Amazônica, a descarga nas estações situadas a norte são melhor prevista por anomalias de TSMs do Pacífico tropical e as estações localizados a sul com dados de anomalias de TSMs do oceano Atlântico. Devido à influência das TSMs do Atlântico na descarga dos rios na parte sul da bacia, esperava-se que o mesmo ocorresse para as cotas. No entanto, neste estudo a estação de Porto Velho, localizada na parte sul da bacia, não apresentou correlações significantes entre sua cota e os índices de anomalias do Atlântico sul o que está de acordo com estudos de Ronchail *et al.* (2005a). Apenas uma fraca correlação com a região de El Niño 1+2 foi observada (Tabela 3). De acordo com Yoon & Zeng, (2009) o Atlântico Sul pode ter forte influência sobre o sul da bacia

durante a estação seca e o Atlântico Norte para o mesmo período quando o ENOS tem uma fraca atividade.

A estação de Moura, localizada na parte norte da bacia, embora não configurado um modelo acurado de previsão, apresentou correlações significativas com as regiões de El Niño 3.4, 4 e IOS, confirmando o observado para a descarga no estudo de Ronchail *et al.* (2005) e Uvo *et al.* (2000). Por outro lado, esta estação também apresentou um sinal com o Atlântico Sul (Tabela 3).

A estação de Manaus, localizada no Rio Negro, mas tendo seu regime de águas controlado pelo Rio Solimões, apresentou na sequência maior sinal do IOS, depois do Trópico Global e região de El Niño 4. A correlação significativa entre a cota máxima e IOS é confirmada pelo estudo de Schöngart & Junk, (2007). De acordo com estudos de Uvo *et al.*, (2000) a estação de Manaus é localizada em uma região sem forte resposta à variabilidade das TSMs. O estudo de Uvo *et al.* (2000) apresentou uma melhora na previsão de descarga quando foram adicionados dados de precipitação como entrada no modelo de redes neurais. O que sugere, que provavelmente, a inserção de dados de precipitação no modelo para Manaus e demais estações, possam torná-los mais acurados.

A estação de Óbidos, localizada no Rio Amazonas mais à jusante da bacia, que possui um regime de cota que é reflexo dos regimes dos rios à montante, também apresentou forte sinal das regiões de El Niño também encontrado nos estudos de Uvo *et al.*(2000), Ronchail *et al.* (2005) e Yoon & Zeng *et al.* (2009). Porém, diferente da estação de Manaus, seus resultados foram mais robustos, permitindo a construção de um modelo com previsões de até três meses de antecedência tendo como previsão a cota máxima nos meses de maio e junho. Os eventos ENOS apresentam forte influência no regime de descargas (El Niño/descarga baixa e La Niña/descarga alta), na estação de Óbidos, na calha principal do Amazonas. Da mesma forma, eventos ENOS afetam o regime, como no caso do El Niño de 1997 que apresentou uma cota máxima de 639 cm (1998) caracterizando-se como um ano extremamente seco.

Os modelos desenvolvidos para a estação de Óbidos apresentaram forte influência do IOS e da região de El Niño 3.4. Esses resultados estão de acordo com Yoon & Zeng, (2009), que mostram que essas regiões durante o período de máxima variabilidade (dezembro e fevereiro) são responsáveis pela estação chuvosa da

Amazônia. O modelo e o primeiro teste para a estação de Manaus também apresentam um forte sinal do IOS o que é confirmado por estudos anteriores de Schöngart & Junk, (2007) e Yoon & Zeng *et al.* (2009).

Os modelos regressivos criados representam muito bem a variabilidade das cotas durante o período de validação. Percebe-se que para previsões de 1 mês de antecedência ocorre uma superestimativa da previsão e para 2 e 3 meses de previsão há uma tendência em subestimar a previsão. Isso possivelmente está relacionado com aumento das incertezas. Percebemos ainda que anos atípicos (1998 e 2005) com cotas máximas, relativamente abaixo da média observada em anos ditos “normais”, os modelos apresentam maiores valores de resíduos em sua previsão, porém mesmo assim estão em fase em boa parte de toda a validação.

De modo geral, os modelos construídos neste estudo nos levam a uma melhor previsão na parte centro-leste da Bacia Amazônica. Isso pode ser devido à grande variabilidade de chuva que ocorre dentro da bacia e pela parte montante (Tabatinga) apresentar uma área de drenagem menor do que a jusante (Óbidos). Fazendo com que o efeito da chuva sobre o nível dos rios seja mais rápido á montante e suave a jusante. Outra diferença marcante, é que a parte jusante da bacia (Amazônia Oriental) apresenta maiores áreas desmatadas que a parte montante (Amazônia Ocidental) (Fearnside, 2003; Silva Dias, 2006). Isto pode sugerir que a diminuição de reciclagem de água pela floresta e a grande quantidade de aerossóis, devido às queimadas, dificultam a produção de chuva pela própria floresta. E dessa maneira, tornam esta região mais dependente de chuvas formadas pela umidade importada dos oceanos. O que justifica as significantes correlações em Óbidos e ausência em Tabatinga e Fonte Boa.

CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES

O presente estudo apresenta uma avaliação do evento extremo de cheia em 2009 e uma tentativa de prevê-lo com o uso de técnicas de modelagem estatística fazendo uso de valores de TSMs do Pacífico e Atlântico, ROL, cotas e gradiente linimétricos. Os resultados indicam que:

1) Em relação à cheia de 2009:

- De modo geral, se tratou de uma cheia entre a média e o máximo histórico em boa parte da Bacia Amazônica;
- A subida rápida das águas em Tabatinga deve estar relacionada às fortes chuvas na parte peruana da bacia;
- As grandes áreas de várzeas ao longo da calha do Rio Solimões e a baixa declividade à jusante da bacia são responsáveis pela atenuação da onda de cheia;
- A distribuição espacial do evento pode ser considerada heterogênea, bem como os seus efeitos nos rios, mas apresentam relações entre si com algum tempo de defasagem;
- O evento forte e atrasado de cheia em Borba junto com a onda de cheia do rio principal foram os responsáveis por uma cheia recorde em Óbidos no Rio Amazonas;
- Devido à cheia antecipada à montante de Manaus, concluímos que os demais tributários, não inseridos neste estudo, que também tiveram cotas acima da média, foram os responsáveis junto com a onda de cheia na calha do rio principal pelo forte evento em 2009.

2) Em relação à modelagem:

- De modo geral, os modelos criados neste estudo, baseados na metodologia de Schöngart & Junk (2007), apresentaram bons resultados apenas para a estação de Óbidos;

- As estações de Tabatinga e Fonte Boa, não apresentaram sinais dos índices de anomalias dos oceanos Pacífico e Atlântico. O que sugere talvez, que outros mecanismos tenham mais influência nas chuvas daquela região e conseqüentemente no regime dos rios. Uma vez que os padrões de anomalias de precipitação podem estar relacionados com outros fatores além de TSMs (Ronchail *et al.*, 2002);
- Os modelos, possivelmente, se tornariam mais robustos com dados de chuva como entrada no modelo. O que de acordo com os estudos feitos por Uvo *et al.* (2000), a estação de Manaus apresentou melhores resultados na previsão de descarga com a combinação de dados de TSMs e precipitação.
- Outros tratamentos aos dados de TSMs poderiam também melhorar os resultados, como índices para representar o Pacífico tropical ao invés das regiões de El Niño separadas.
- Os modelos das estações de Manaus e Óbidos possuem uma tendência em superestimar a previsão com 1 mês de antecedência e quando se aumenta o tempo de previsão ocorre uma subestimativa. Embora subestimando, os modelos com previsão de 2 meses de antecedência apresentaram resíduos menores em relação aos demais modelos.
- O estudo mostra que mesmo com um modelo empírico simples de previsão baseado em regressão múltipla, podemos perceber a presença do sinal das anomalias de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico influenciando no regime dos rios da região. Mesmo omitindo a fase de chuvas, que apresenta uma relação mais direta com as TSMs, alguns resultados são condizentes com estudos que mostram a relação das TSMs com a precipitação e descarga em algumas regiões da Bacia Amazônica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ayres, J. M. 1993. *As Matas de Várzea do Mamirauá* – Brasília, DF: CNPq: Sociedade Civil Mamirauá. ISBN 85-7028-011-4.

Aceituno, P. 1988. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. *Monthly Weather Review*. 116, 505-524.

Aceituno, P.; Prieto, M.; D. R.; Solari, M. E.; Martínez, A.; Poveda, G. & Falvey, M. 2009. The 1877-1878 El-Niño Episode: Associated Impacts in South America. *Climatic Change*. 92, 389-416.

Alves, J. M. B.; Xavier, T. De M. B. S.; Ferreira, A. G. & Mello, N. G. Da S. 2000. Verificação de Prognósticos Sazonais de Precipitação no Estado do Ceará Utilizando a Técnica dos Quantis. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 15 (2), 73-85.

Artaxo, P.; Dias, M. A. S. & Andreae, M. 2003. O Mecanismo da Floresta para fazer Chover. *Scientific American Brazil*, p 38-45.

Bannerman, M. 2001. *Mamirauá: Um Guia da História Natural da Várzea Amazônica*. Tefé: IDSM, ISBN 85-88758-01-6.

Caderno da Região Hidrográfica Amazônica. 2006. *Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos*. – Brasília: MMA. ISBN 85-7738-065-3.

Callede, J.; Guyot, J. L.; Molinier, M.; Guimarães, V. S.; Oliveira, E. & Filizola, N. P. 1997. La Variabilité des Débits de L'Amazone à Obidos (Amazonas, Brésil). Sustainability of Water Resources Under Increasing Uncertainty (Proceedings of the Rabat Symposium S1, April 1997). *IAHS Publ. n° 240*, p 163-172.

Callede, J.; Guyot, J. L.; Ronchail, J.; Molinier, M. & Oliveira, E. 2002. L'Amazone à Óbidos (Brésil): Étude Statistique des Débits et Bilan Hydrologique. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, 47(2), 321-333.

Chelliah, M. & Arkin, P. 1992. Large-scale Interannual Variability of Monthly Outgoing Longwave Radiation Anomalies Over the Global Tropics. *Journal of Climate*, 5, 371–389.

- Coe, M. T.; Costa, M. H. & Howard, E. A. 2007. Simulating the Surface Waters of the Amazon River Basin: Impacts of New River Geomorphic and Flow Parameterizations. *Hydrological Processes*. DOI: 10.1002/hyp.6850.
- Cohen, J. C. P.; Silva D. M. A. F. & Nobre, C. A. 1995. Environmental Conditions Associated with Amazonian Squall Lines: a case study. *Monthly Weather Review*, 123 (11), 3136-3174.
- Costa, M. H. & Foley, J. 1999. Trends in the Hydrologic Cycle of the Amazon Basin. *Journal of Geophysical Research*. 104 (D12), 14, 189-14, 198.
- Costa, M. H.; Botta, A.; Cardille, J. 2003. A. Effects of Large-Scale Changes in Land Cover on the Discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. *Journal of Hydrology*. 283; 206-217.
- Da Igreja, H. L. S. 2007. Neotectônica: A Importância para o Bioma Amazônico. *Workshop Geotecnologias Aplicadas às Áreas de Várzea da Amazônia*. p 93-96.
- De Paiva, E. M. C. D. & Clake, R. T. 1995. Análise de Tendência de Precipitação da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 10 (1/2), 37-41.
- Dutton, J. F.; Cris, J. P. & Jenni, L. E. 2000. The Effect of Global Climate Change on the Regions of Tropical Convection in CSM1. *Geophys. Res. Lett.*, 27(19), 3049–3052.
- Espinoza, V. J.; Pascal, F.; Guyot, J. L.; Galzez, J. J. O.; Pombosa, R. & Ronchail, J. 2006. La Variabilité des Débits du Rio Amazonas au Pérou. Climate Variability and Change – Hydrological Impacts. Proceedings of the Fifth Friend World Conference held at Havana, Cuba, November, *IAHS Publ.* 308, p 1-6.
- Espinoza, V. J.; Ronchail, J.; Guyot, J. L.; Gerard, C.; Filizola, N.; Lavado, De O. E.; Pombosa, R. & Vauchel, P. 2008. Spatio-Temporal Rainfall Variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology*. DOI: 10.1002/joc.1791.
- Fearnside, P. M. 2003. *A Floresta Amazônica nas Mudanças Globais* – Manaus: INPA. CDD 19ª. Ed. 363.7. ISBN 85-211-0019-1.
- Fearnside, P. M. 2004. A Água de São Paulo e a Floresta Amazônica. *Ciência Hoje*, 63 – 65.

- Fisch, G.; Marengo, J. A.; Nobre, C. A. 1998. Uma Revisão Geral Sobre o Clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, 28(2), 101–126.
- Filizola, N.; Guyot, J. L.; Molinier, M.; Guimarães, V.; De Oliveira, E.; De Freitas, M. Aurélio. 2002. *Caracterização Hidrológica da Bacia Amazônica*. In: Rivas, A & Freitas, C.E. de C. Amazônia uma perspectiva interdisciplinar. Ed. EDUA, pp.33-53, Manaus, Brasil.
- Filizola, N. & Guyot, J. L. 2004. The Use of Doppler Technology for Suspended Sediment Discharge Determination in the River Amazon. *Hydrological Sciences-Journal-des Sciences Hydrologiques*, 49(1), 143-153.
- Filizola, N. & Guyot, J. L. 2007. Balanço do Fluxo de Sedimentos em Suspensão da Bacia Amazônica. *Workshop Geotecnologias Aplicadas às Áreas de Várzea da Amazônia*. p 83-92.
- Filizola, N. & Guyot, J. L. 2009. Suspended Sediment Yield in the Amazon Basin. An Assessment Using the Brazilian National Data Set. *Hydrological Processes*. DOI: 10.1002/hyp.7394.
- Fu, R.; Dickinson, R. E.; Chen, M. and Wang, H. 2001. "How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon?" *Journal of Climate*, 14, 4003–4026.
- Furch, K. 1984. Water Chemistry of the Amazon Basin: The Distribution of Chemical Elements Among Freshwaters. In: Sioli, H. *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*. Vol. 56. Dr. W Junk Publ., Dordrecht. p.167-199.
- Furch, K. 1997. Chemistry of Várzea and Igapó Soils and Nutrient Inventory of their Floodplain Forests. In: Junk WJ (ed) *The Central Amazon Floodplains. Ecology of a Pulsing System*, Springer-Verlag, New York, p. 47–67.
- Gaume, E. Livet, M. & Desbordes, M. 2003. Study of the Hydrological Processes During the Avene River Extraordinary Flood (South of France): 6-7 October 1997. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28; 263-267.

Gaume, E. L. M.; Desbordes, M. & Villeneuve, J. P. 2004. Hydrological Analysis of the River Aude, France, Flash Flood on 12 and 13 November 1999. *Journal of Hydrology*, 286; 135 – 154.

Gaume, E.; Bain, V.; Bernardera, P.; Newinger, O.; Barbuc, M.; Bateman, A.; Blaskovicová, L. et al. (2009). A Compilation of Data on European Flash Floods. *Journal of Hydrology*. 367. 70-78.

Goulding, M. 1997. *História Natural dos Rios dos Amazônicos*. Brasília: Sociedade Civil Mamirauá/CNPQ/Rainforest Alliance. 208p. ISBN:85-7028-016-5.

Guyot, J. L.; Callede, J.; Molinier, M.; Guimarães, W.; De Oliveira, E. 1997. La Variabilite Hydrologique Actuelle dans Le Bassin de L'Amazone. *Seminário Internacional Conseqüências Climáticas e Hidrológicas Del Evento El Niño a Escala Regional y Local*. Memórias Técnicas. 26-29 Novembro Quito, Equador, pp. 285-293

Hasternrath, S. 2006. Circulation and Teleconnection Mechanisms of Northeast Brazil Droughts. *Progress in Oceanography*, 70, 407-415.

<http://www.cptec.inpe.br/>. Consultado em maio de 2009.

<http://www.mma.gov.br/Provarzea>. Consultado em setembro de 2009.

IPCC 2007: Climate Change. Synthesis Report. Summary for Policymakers. four Assessment Report (AR4).

Irion, G.; Junk, W. J. & De Mello, J. A. S. N. 1997. The Large Central Amazonian River Floodplains Near Manaus: Geological, Climatological, Hydrological, and Geomorphological Aspects. p.23-46. Junk W. J. ed. In:*The Central Amazon*.

Junk, W. J. 1980. Áreas Inundáveis – Um desafio para Limnologia. *Acta Amazônica*, 10 (4): 775-795.

Junk, W. J. 1984. Ecology of Várzea, Floodplain of Amazonian White Water Rivers. In: *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*, (H. Sioli ed.), pp.215-43. Dr. W. Junk Publ., Dordrecht.

Junk, W. J.; Bayley, P. B.; Sparks, R. E. 1989. The Flood Pulse Concept in River-Floodplain Systems. In: Dodge, D.P. (Ed.), *Proceedings of the International Large*

River Symposium, Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences. 106, pp.110-127.

Junk, W. J. 1997. *The Central Amazon Floodplain: Ecology of a Pulsing System.* Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

Junk, W. J. Ohly, J. J.; Piedade, M. T. F.; Soares, M. G. M. 2000. *The Central Amazon Floodplain: Actual Use and Options for a Sustainable Management.* Backhuys Publishers B. V, Leiden.

Lagos, P.; Silva, Y.; Nickl, E. & Mosquera, K. 2008. El Niño – Related Precipitation Variability in Perú. *Advances in Geosciences.* 14, 231-237.

Lau, K-M, Wu, H-T & Bony, S. 1997. The Role of Large-Scale Atmospheric Circulation in the Relationship Between Tropical Convection and Sea Surface Temperature. *Journal of Climate,* 10, 318–392.

Latif, M. & Grotzner, A. 2000. The Equatorial Atlantic Oscillations and its Response to ENOS. *Climate Dynamics.* 16, 213-218.

Maidment, D. R. 1993. GIS and Hydrologic Modeling. In: Goodchild, M.F.; Parks, B. O.: Steyaert, L. T.; ed. *Environmental Modelaling with GIS.* New York, Oxford University Press. Cap.14, p.147-167.

Malhi, Y.; Roberts, T.; Betts, R. A.; Killeen, T. J.; Li, W.; Nobre, C. A. 2008. Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon. *Science,* 319.

Marengo, J. 1992. Interannual Variability of Surface Climate in the Amazon Basin, *Int. J. Climatol.,* 12, 853-863.

Marengo, J. A. & Hastenrath, S. 1993. Case Studies of Extreme Climatic Events in the Amazon Basin. *American Meteorological Society.* p 617-627.

Marengo, J. A.; Nobre, C. A.; Sampaio, G. 1998a. On the Associations Between Hydrometeorological Conditions in Amazônia and the Extremes of the Southern Oscillation. *Bull. Inst. fr. études andines.* 27(13), 789-802.

- Marengo, J. J.; Tomasella, J. and Uvo, C. 1998b. Trends in Streamflow and Rainfall in Tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru, *J. Geophys. Res.*, 103(D2), 1775-1783.
- Marengo, J. A.; Liebmann, B.; Kousky, V. E.; Filizola, N. P.; Wainer, I. C. 2001. Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. *American Meteorological Society*. 14, 833-852
- Marengo, J. A. & Soares, W. R. 2002. Episódios de Jatos de Baixos Níveis ao Leste dos Andes Durante 13-19 de Abril de 1999. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 17(1) 35-52.
- Marengo, J. A.; Soares, W. R.; Saulo, C. & Nicolini, M. 2004a. Climatology of the LLJ East of the Andes as Derived from the NCEP Reanalyses. *Journal of Climate*, 17, 2261-2280.
- Marengo, J. A. 2004. Interdecadal Variability and Trends of Rainfall Across the Amazon Base. *Theoretical and Applied Climatology*. 78, 79-96.
- Marengo, J. A. 2006. On the Hydrological Cycle of the Amazon Basin: A Historical Review and Current State-of-the-Art. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(3), 1-19.
- Marengo, J. A. 2007. *Mudanças Climáticas Globais e seus Efeitos Sobre a Biodiversidade: Caracterização do Clima Atual e Definição das Alterações Climáticas para o Território Brasileiro ao Longo do Século XXI*. Brasília: MMA. 2ª edição. ISBN 85-7738-038-6.
- Marengo, J. A.; Nobre, C. A.; Tomasella, J.; Cardoso, M. F. e Oyama, M. D. 2008. Hydro-Climatic and Ecological Behaviour of the Drought of Amazonia in 2005. *Philosophical Transactions of The Royal Society*. 363, 1773-1778.
- Meade, R. H.; Rayol, J. M.; Conceição, S. C.; Natividade, J. R. G. 1991. Backwater Effects in the Amazon River Basin of Brazil. *Environ. Geol. Water Sci.*, 18(2), 105-114.
- Mertes, L. A. K.; Daniel, D. L.; Melack, J. M.; Nelson, B.; Martinelli, L. A. & Forsberg, B. R. 1995. Spatial Patterns Hydrology, Geomorphology, and Vegetation on the Floodplain of the Amazon River in Brazil from a Remote Sensing Perspective. *Geomorphology* , 13; 215-232.

- Molion, L. C. B. 1987. Climatologia Dinâmica da Região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*. 2, 107 – 117.
- Molion, L. C. B. 1993. Amazonia Rainfall and its Variability. In: *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*. Bonnel, M. Hufschimiot, M. M. Gladwel, J. S. (EDS) International Hydrology Series, Cambridge University Press, 99-111.
- Molinier, M.; Guyot, J. L.; De Oliveira, E.; Guimarães, V. & Chaves, A. 1995. Hydrologie Du Bassin de L'Amazone. In: *Grandes Bassins Fluviaux Périalantiques*, 335-344, PEGI, Paris.
- Molinier, M.; Guyot, J. L.; De Oliveira, E. & Guimarães, W. 1996. Les Régimes Hydroliques de L'Amazone et de ses Affluents. In: *Hydrologie Tropicale: Géoscience et Outil Pour Le Développement (Tropical Hydrology: a Geoscience and a Tool for Sustainability)*. ed. By P. Chevalier & B. Pouyaud, 209-222. IAHS Publ.238. IAHS Press, Wallingford, UK.
- Nobre, P. & Shukla, J. 1996. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall Over the Tropical Atlantic and South America. *Journal Of Climate*, 9, 2464-2479.
- Núñez-Villalba, J. 2002. Evaluación de la Vulnerabilidad Vial en el Territorio Urbano de La Paz. *Cortesia pessoal* de Javier Núñez-Villalba.
- Ohly, J. J. 2000. Development of Central Amazonia in the Modern Era. In: W. J. Junk; J. J. Ohly; M. T. F. Piedade; M. G. M. Soares. (eds.): *The Central Amazon Floodplains: Actual Use and Options for Sustainable Management*. Backhuys Publisher, Leiden, pp. 75-94.
- Pires, J. M. & Prance, G. T. 1985. The Vegetation Types of the Brazilian Amazon. In: Prance, G. T.; Lovejoy, T. E. (Eds). *Amazon: Key Environment*. Pergamon Press Oxford. p.109-145.
- Potter, C.; Zhang, P.; Klooster, S. & Genovese, V.; Shekhar, S. & Kumar, V. 2004. Understanding Controls on Historical River Discharge in the World's Largest Drainage Basins. *Earth Interactions*. 8(2), 1-21.

Prance, G. T. 1979. Notes on the Vegetation of Amazonia III. The Terminology of Amazon Forest Types Subject to Inundation. *Brittonia*, 31:26-38.

Prance, G. 1980. A Terminologia dos Tipos de Florestas Amazônicas Sujeitos à Inundação. *Acta Amazonica*, 10: 495-504.

Prezzi, A. J.; Petters, M. D.; Kreidenweis, S. M.; Heald, C. L.; Martin, S. T.; Artaxo, P.; Garland, R. M.; Wollny, A. G. & Pöschl, U. 2009. Relative Roles of Biogenic Emissions and Saharan Dust as Ice Nuclei in the Amazon Basin. *Nature Geoscience*. DOI: 10.1038/NGEOS17.

Putzer, H. 1984. The Geological Evolution of the Amazon Basin and its Mineral Resources. In: Sioli, H (ed.). *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*. Vol. 56. Dr. W Junk Publ., Dordrecht. p.15-46.

Quinta Campanha de Medições de Vazão e Amostragem de Água e Sedimentos na Bacia do Rio Negro e no Rio Amazonas. 1996. *Publicação HiBAm* – Brasília.

Rennó, C. D. 2003. *Construção de um Sistema de Análise e Simulação Hidrológica: Aplicação a Bacias Hidrográficas*. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - São José dos Campos, São Paulo, 158p.

Rezácová, D.; Kaspar, M.; Müller, M.; Sokol, Z.; Kakos, V.; Hanslian, D. & Pesice, P. 2005. A Comparison of the Flood Precipitation Episode in August 2002 With Historic Extreme Precipitation Events on the Czech Territory. *Atmospheric Research*, 77; 354-366.

Ribeiro, A.; Victoria, R. L.; Pereira, A. R.; Villa Nova, N. A.; Martinelli, L. A.; Mortatti, J. 1996. Análise do Regime Pluviométrico da Região Amazônica a Partir de Dados de Onze Localidades. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 11 (1/2): 25-35.

Richey, J.; Nobre, C. & Deser. 1989. Amazon River Discharge and Climate Variability: 1903 to 1985, *Science*, 246, 101-103.

Ronchail, J.; Cochonneau, G.; Molinier, M.; Guyot, J. L.; Chaves, A. G. De M.; Guimarães, V. De O. E. 2002. Interannual Rainfall Variability in the Amazon Basin and Sea-Surface Temperatures in the Equatorial Pacific and the Tropical Atlantic Oceans. *International Journal of Climatology*, 22: 1663-1686.

- Ronchail, J.; Cochonneau, G.; Bourrel, L.; Mourice-Bourgoin, L.; Filizola, N.; Vauchel, P.; Guyot, J. L.; De Oliveira, E. & Guimarães, W. 2005a. Climate and Inundations in the Mamoré Basin (South Western Amazon-Bolivia). *Journal of Hydrology*, 302, 223-238.
- Ronchail, J.; Labat, D.; Callede, J.; Cochonneau, G.; Guyot, J. L.; Filizola, N. & De Oliveira, E. 2005. Discharge Variability with in the Amazon Basin. *IAHS Publ.* 296. p 21-29.
- Robertson, A. W. & Mechoso, C. R. 1998. Interannual and Decadal Cycles in River Flows of Southeastern South America. *Journal of Climate*. 11, 2570-2581.
- Salati, E.; Marquez, J. & Molion, L. C. 1978. Origem e Distribuição das Chuvas na Amazônia. *Interciência*, 3: 200-205.
- Salati, E.; Dall'Olio, A.; Matsui, E. & Gat, J.; R. 1979. Recycling of Water in the Amazon Basin: An Isotopic Study. *Water Resources Research*, 15(5), 1250-1258.
- Schöngart, J.; Junk, W. J.; Piedade, M. T. F.; Ayres, J. M.; Hütterann, A.; Worbes, M. 2004. Teleconnection Between Tree Growth in the Amazonian Floodplains and the El-Niño-Southern Oscillation Effect. *Global Change Biology*. 10, 683-692.
- Schöngart, J.; Junk, W. J. 2007. Forecasting the Flood-Pulse in Central Amazonia by ENSO-Índices. *Journal of Hidrology*, 335,124-132.
- Silva Dias, M. A. F. 2006. Meteorologia, Desmatamento e Queimadas na Amazônia: Uma Síntese de Resultados do LBA. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 21(3), 190-199.
- Silva Dias, M. A. F. 2008. Variabilidade Climática e o Uso da Terra na Amazônia. Folha Amazônica. *Boletim do Programa LBA*. Ano 8-Nº.14.
- Sioli, H. 1975. Amazon Tributaries and Drainage Basins. In: Hasler, A.D. (ed), *Conpling of Land and Water System*. Springer-Verlag, Berlin, p. 199-213.
- Sioli, H. 1984. *The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin*. Monographiae Biologicae; v. 56. Dr. Junk W. Publishers, Dordrecht. ISBN 90-6193-108-8.

- Steyaert, L. T. 1993. A Perspective on the State of Environmental Simulation Modeling. In: Godchild, m. F.; Parks, b. O.; Steyaert, L. T.; ed. *Environmental Modeling with GIS*. New York, Oxford University Press. Cap 3, p. 16-30.
- Trigg, M. A.; Wilson, M. D.; Bates, P. D.; Horritt, M. S.; Alsdorf, D. E.; Forsberg, B. R.; Vega, M. C. 2009. Amazon Flood Wave Hydraulics. *Journal of Hydrology*, doi: 10, 1016/j.hydrol.2009.06.004
- Tucci, C. E. M.; Clarke, R. T. & Collischonn, W. 2002. Long Term Flow Forecast Based on Climate and Hydrological Modeling: Uruguay River Brasil. *Submetido à Water Resource Research*.
- Tucci, C. E. M. 2002. Flood Flow Forecast. *Paper Presented at 54th Session of Executive Council of WMO World Meteorological Organization in Geneva*.
- Tucci, C. E. M. 2005. Modelos e Simulação. *Modelos Hidrológicos*. 2. ed. - Editora da UFRGS, Porto Alegre, Brasil. 678pp. ISBN: 85.7025-823-2.
- Uvo, C. B.; Repelli, C. A.; Zebiak, S. E. & Kushnir, Y. 1998. The Relationships Between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. *American Meteorological Society*. 11, 551-562.
- Uvo., C., B. & Graham, N. 1998. Seasonal Runoff Forecast for Northern South America: A Statistical Model. *Water. Resource Research*. 34, 3515-3524.
- Uvo, C. B.; Töle, U. & Berndtsson, R. 2000. Forecasting Discharge in Amazon Using Artificial Neural Networks. *International Journal of Climatology*, 20, 1495-1507.
- Varejão, S. & Mário, A.. 2006. *Meteorologia e Climatologia*. Versão Digital 2. Recife, Pernambuco. Brasil.
- Xavier, T. De Ma. B. S. 2001. Técnica dos Quantis para Caracterizar Períodos Secos e Chuvosos. ABC Editora-Fortaleza. “*Tempo de Chuva*” – *Estudos Climáticos e de Previsão para o Ceará e Nordeste Setentrional*.
- Xie, P & Arkin, A. 1998. Global Monthly Precipitation Estimates from Satellite-Observed Outgoing Longwave Radiation. *J. Climate*, 11, 137–164.

Yoon, J-H & Zeng, N. Na Atlantic Influence on Amazon Rainfall. 2009. *Climate Dynamic*. DOI 10.1007/s00382-009-0551-6.

Wang, C. 2002. Atlantic Climate Variability and Its Associated Atmospheric Circulations Cells. *Journal of Climate*. 15, 399-419.

Williams, E.; Dall' Antonia, A.; Dall' Antonia, V.; De Almeida, J. M.; Suarez, F.; Liebmann, B. & Malhado, A. C. M. 2005. The Drought of the Century in the Amazon Basin: An Analysis of the Regional Variation of Rainfall in South America in 1926. *Acta Amazonica*, 35(2), 231-238.

Zar, J. H. 1999. *Biostatistical Analysis* – 4th ed. ISBN 0-13-081542-X.

Zeng, N.; Yoon, J. H.; Marengo, J. A.; Subramaniam, A.; Nobre, C. A.; Mariotti, A. and Neelin, J. D. 2008. Causes and Impacts of the 2005 Amazon Drought. *Environmental Research Letters*, 3; 014002 (9pp).

Apêndice 1

Tabela 1. A tabela exibe os resultados da regressão múltipla, testes de ANOVA e os coeficientes de regressão parcial para o modelo da estação de Porto Velho.

Var. Dep. H_max_abr	R múlt=0,813	F=22,56	R ² =0,66	df=2,23
# de Casos=26	R ² ajust=0,63	p=0,000	Erro Padrão=81,40	
Intercepto=19,02	Erro Padrão=257,81	t(23)=0,73	p=0,941	
Var. Indep.	H_max_fev	EN_1+2_jun-		
beta	0,712	0,339		

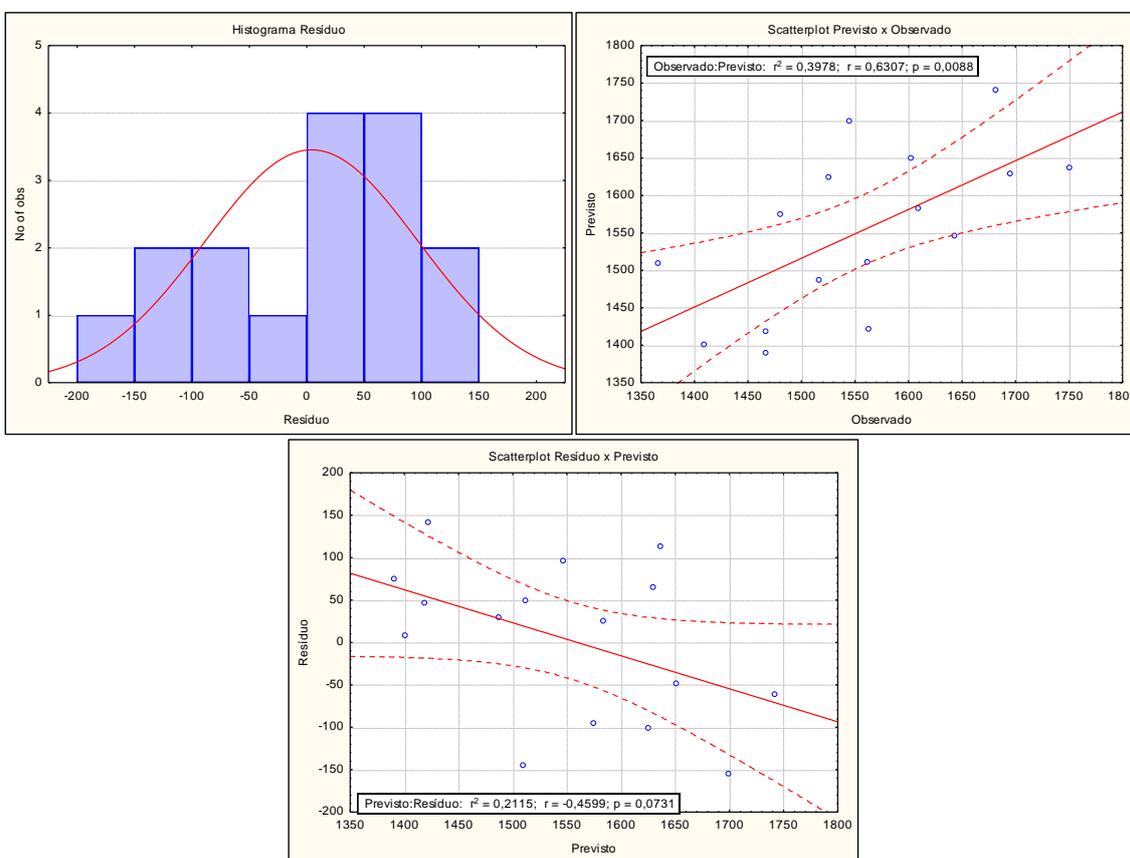


Figura 1. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do modelo de Porto Velho. Na parte superior esquerda histograma de resíduos, na superior direita previsto versus observado e abaixo resíduo versus observado.

Apêndice 2

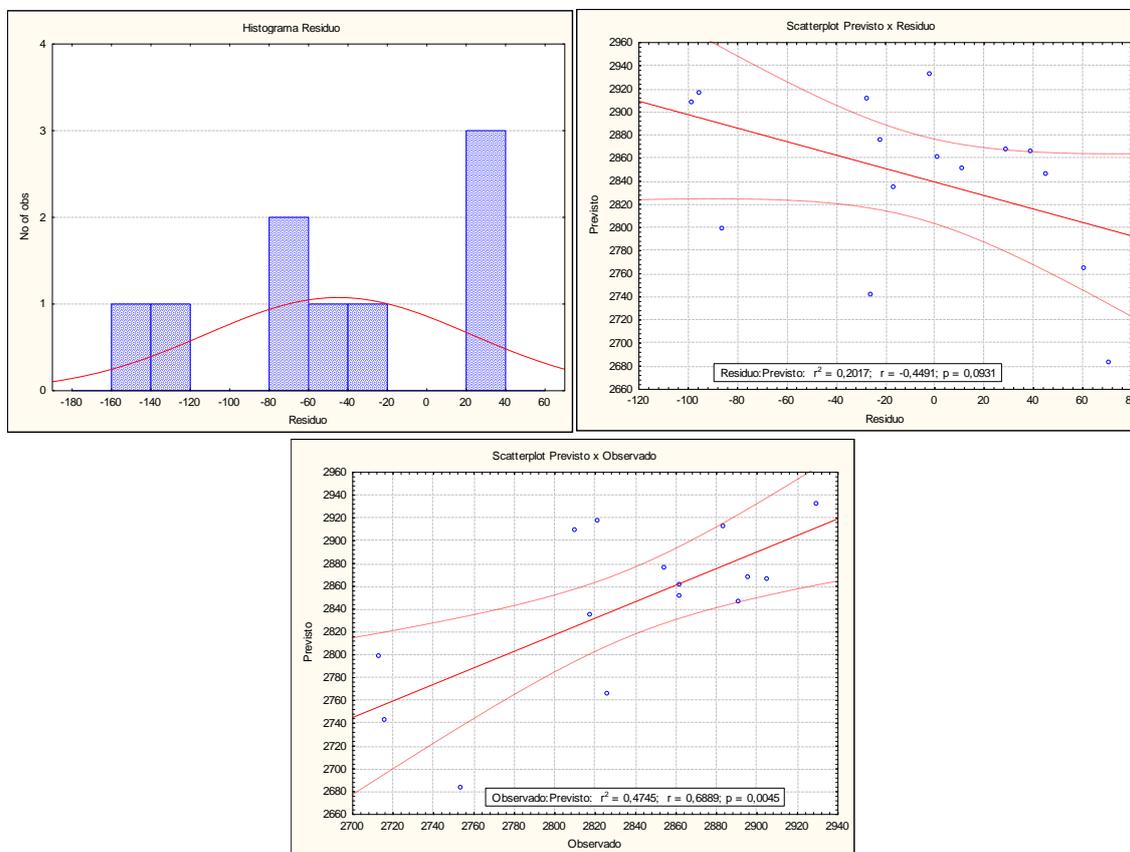


Figura 2. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do modelo de Moura para previsão de 1 mês. Na parte superior esquerda histograma de resíduos, na superior direita previsto versus resíduo e abaixo previsto versus observado.

Tabela 2. Resultados do teste de ANOVA da regressão múltipla para o modelo de previsão com 1 mês de antecedência.

Var. Dep.=H_max_jul	R mult.= ,945	F=33,74	R ² =,894	df=4,16
# de Casos=21	R ² ajust.=,867	p=,000	Erro padrão=50,48	
Intercepto=525,34	Erro padrão=111,10	t(16)=4,728	p=,0002	
Var. Indep.	H_max_mai	EN_3.4_abr	ATLS_mai	EN_4_jun-
beta	0,635	-0,17	0,399	-0,24

Tabela 3. Resultados do teste de ANOVA da regressão múltipla para o modelo de previsão com 2 mês de antecedência.

Var. Dep.=H_max_jul	R múlt.=,92	F=31,67	R ² =",773	df=5,15
# de Casos=21	R ² ajust.=,82	p=,000	Erro padrão=76,23	
Intercept=1380,08	Erro padrão=58,61	t(17)=92,65	p=,000	
Var. Indep.	IOS_dez-	ATLS_abr	EN_4_mar	
beta	1,02	0,6	0,46	

Tabela 4. Resultados do teste de ANOVA da regressão múltipla para o modelo de previsão com 3 mês de antecedência.

Var. Dep.=H_max_jul	R múlt.=,83	F=13,52	R ² =",70	df=3,17
# de Casos=21	R ² ajust.=,65	p=,000	Erro padrão=81,75	
Intercept=1074,08	Erro padrão=138,74	t(17)=7,74	p=,000	
Var. Indep.	IOS_dez-	ATLN_nov-	H_max_jan	
beta	0,47	0,43	0,36	

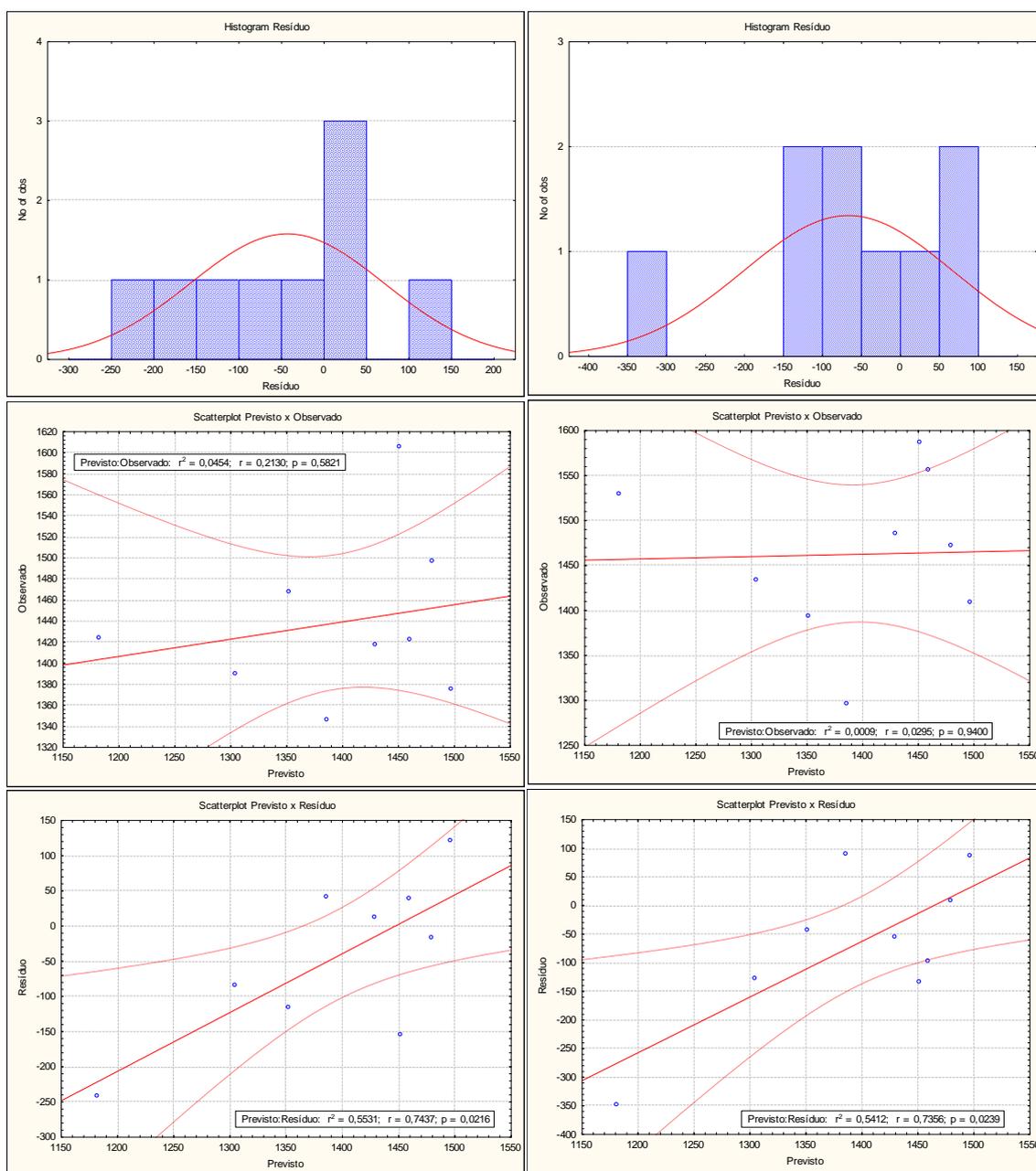


Figura 3. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do modelo de Moura para previsão de 2 (à esquerda) e 3 meses (à direita). Na parte superior histograma de resíduos, no meio previsto versus resíduo e abaixo previsto versus observado.

Apêndice 3

A Tabela 5 e Figura 4 mostram os resultados da calibração e validação para o primeiro teste feito para a estação de Manaus. Este teste apresentou correlações significantes apenas para uma previsão de 3 meses de antecedência e mesmo assim com resíduos acima de ± 100 cm (-49 e 134 cm).

Tabela 5. Primeiro teste para o modelo da estação de Manaus. A tabela exibe os resultados do teste de ANOVA da etapa de calibração com 3 mês de antecedência.

Var. Dep. H_max_jun	R mult.=,628	F=10,78	R ² =,395	df=2,33
# de Casos=36	R ² ajust.=,358	p=,0002	Erro padrão=77,80	
Intercepto=1952,16	Erro padrão=227,96	t(33)=8,56	p=0000	
Var. Indep.	H_max_fev	IOS_mar		
beta	0,497	0,375		

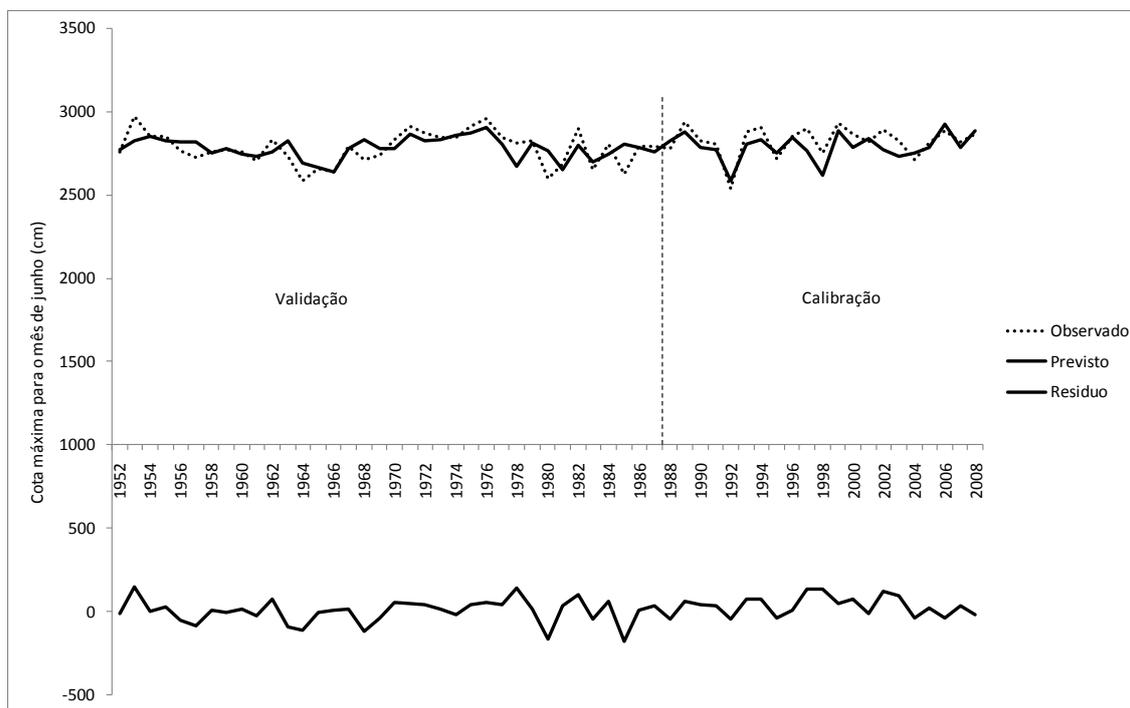


Figura 4. Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o primeiro teste do modelo da estação de Manaus. O período de calibração é de 1952-1987 e validação 1988-2008. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos.

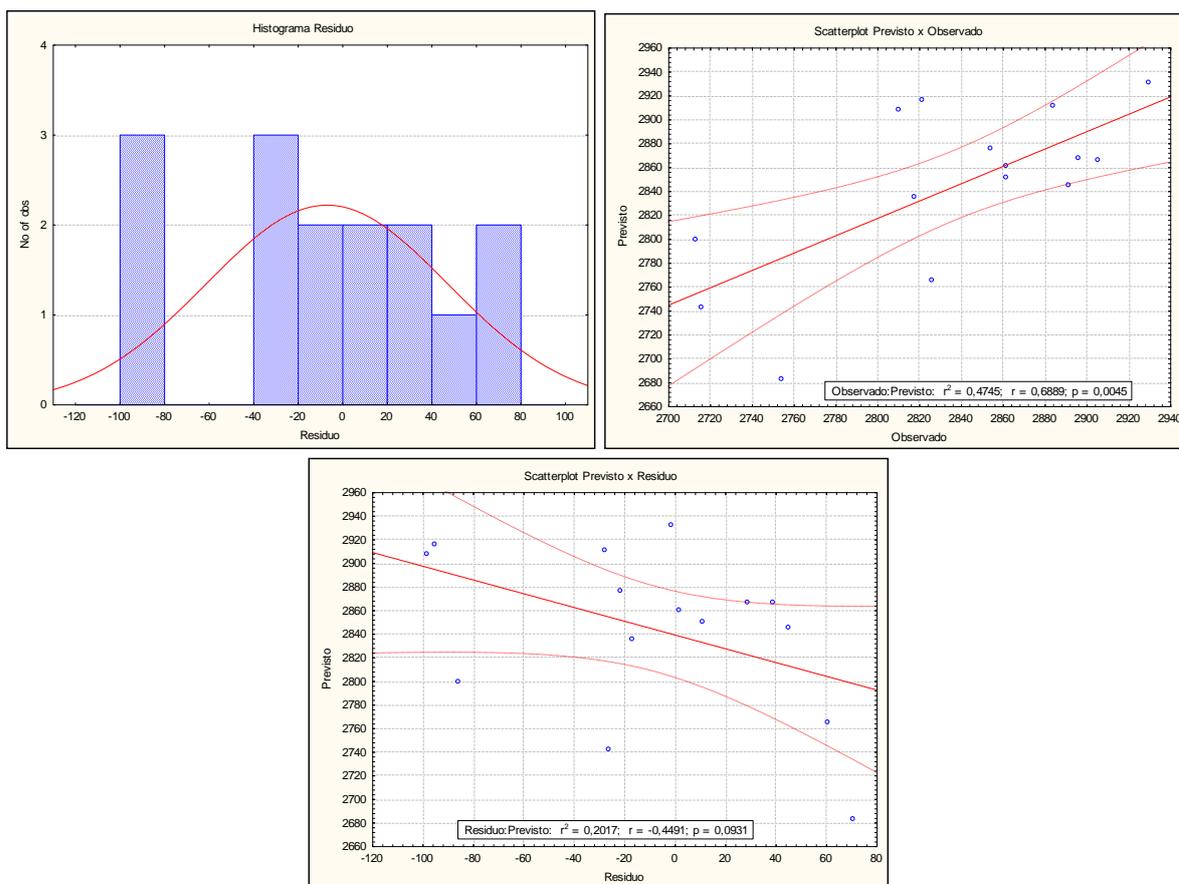


Figura 5. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do primeiro teste para o modelo de Manaus com previsão de 1 mês. Na parte superior esquerda histograma de resíduos, na superior direita previsto versus observado e abaixo previsto versus resíduo.

Apêndice 4

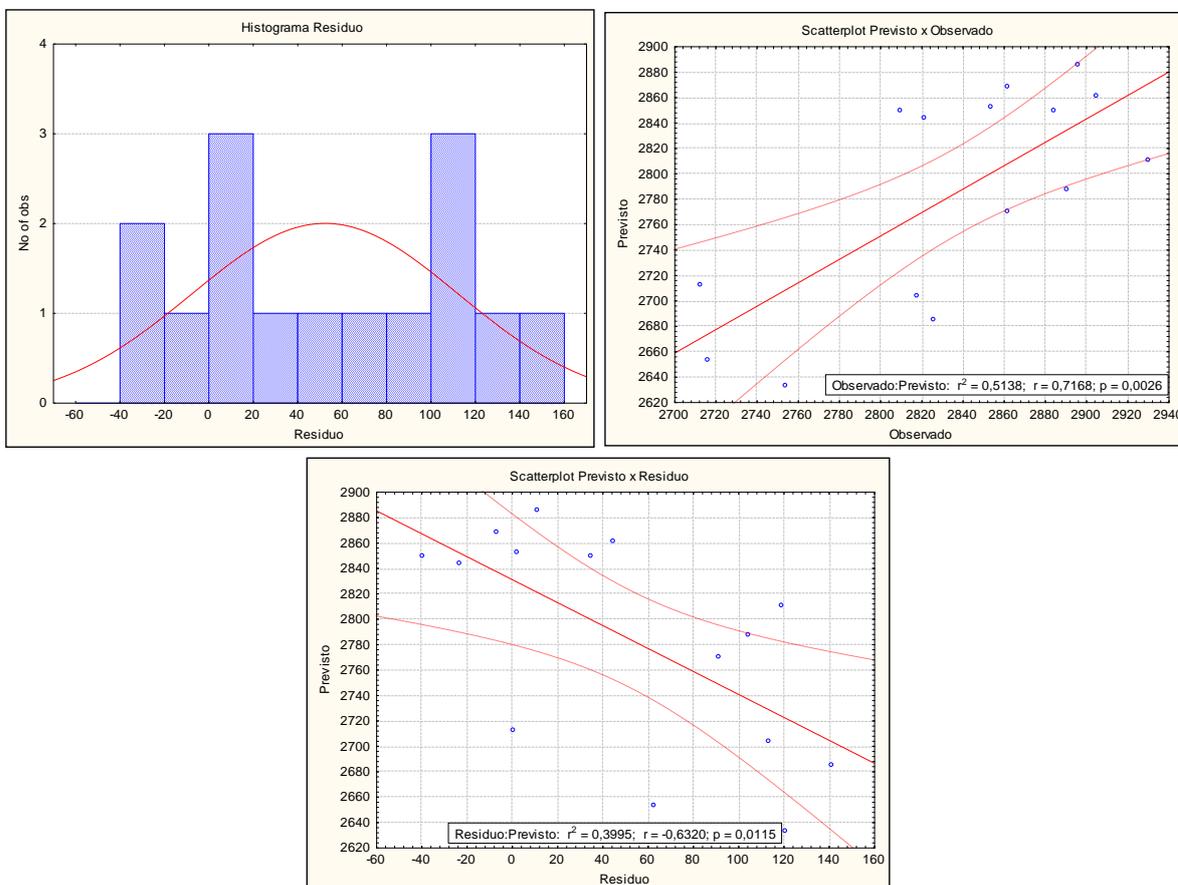


Figura6. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do segundo teste para o modelo de Manaus com previsão de 2 mês. Na parte superior esquerda histograma de resíduos, na superior direita previsto versus observado e abaixo previsto versus resíduo.

Tabela 6. Segundo teste para o modelo da estação de Manaus. A tabela exibe os resultados do teste de ANOVA da etapa de calibração com 2 mês de antecedência.

Var. Dep. H_max_jun	R múlt.=,881	F=33,16	R ² =,777	df=2,19
# de Casos=22	R ² ajust.=,753	p=,000	Erro padrão=55,24	
Intercepto=1098,23	Erro padrão=236,85	t(19)=4,36	p=,000	
Var. Indep.	H_Mao_max_mar	ATLT_mai-		
beta	0,784	-0,29		

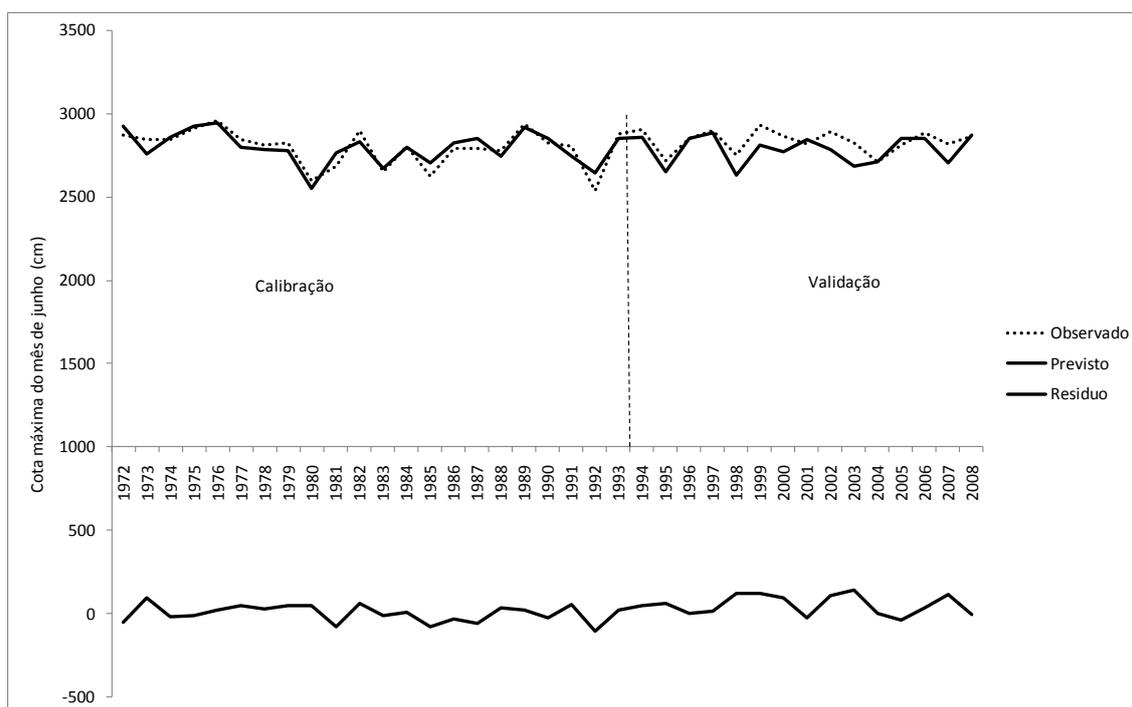


Figura 7. Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o segundo teste do modelo da estação de Manaus com 2 meses de antecedência. O período de calibração é de 1972-1993 e validação 1994-2008. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos.

Apêndice 5

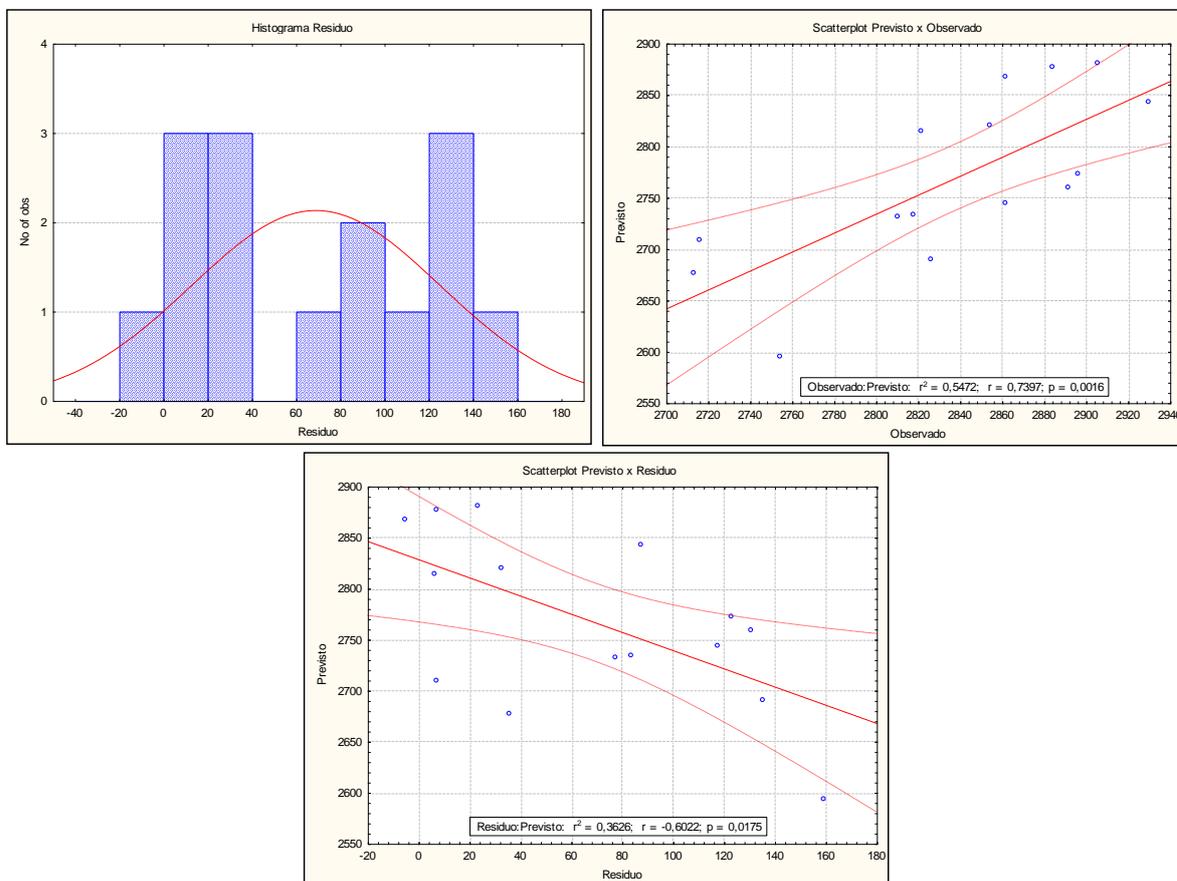


Figura 8. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do segundo teste para o modelo de Manaus com previsão de 3 mês. Na parte superior esquerda histograma de resíduos, na superior direita previsto versus observado e abaixo previsto versus resíduo.

Tabela 7. Segundo teste para o modelo da estação de Manaus. A tabela exibe os resultados do teste de ANOVA da etapa de calibração com 3 mês de antecedência.

Var. Dep. H_max_jun	R múlt.=,802	F=17,16	R ² =,643	df=2,19
# de Casos=22	R ² ajust.=,606	p=,000	Erro padrão=69,88	
Intercepto=1523,13	Erro padrão=279,15	t(19)=5,45	p=,000	
Var. Indep.	H_Mao_max_fev	ATLT_set-		
beta	0,648	-0,32		

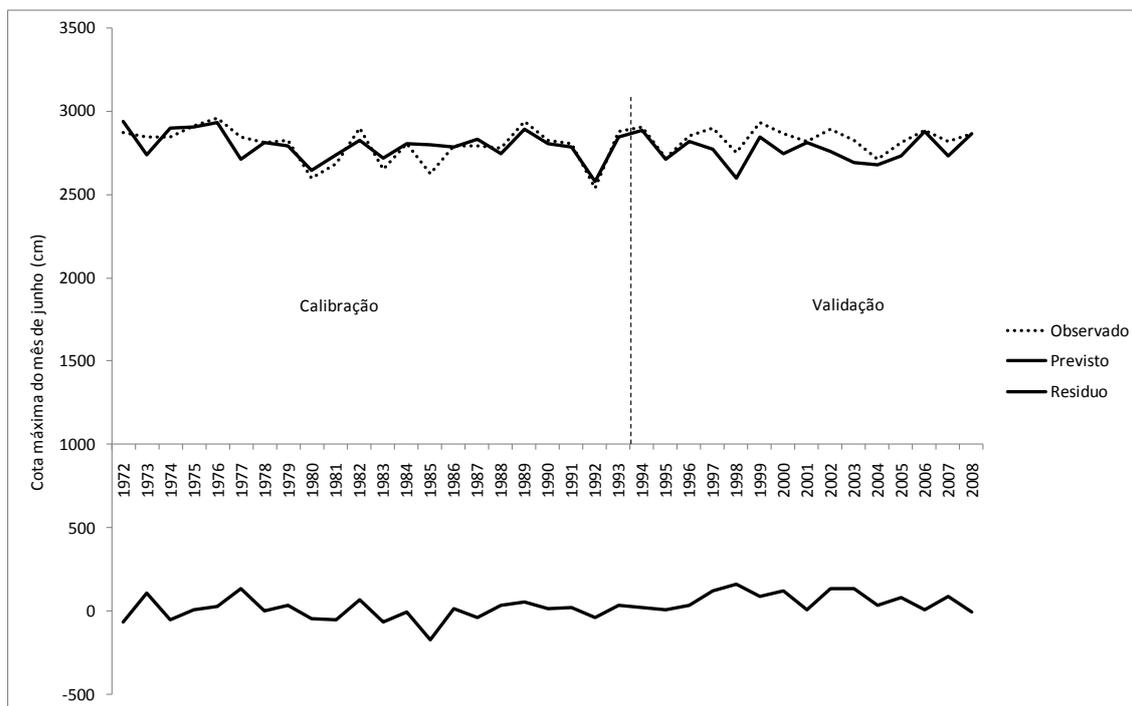


Figura 9. Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o segundo teste do modelo da estação de Manaus com 3 meses de antecedência. O período de calibração é de 1972-1993 e validação 1994-2008. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos.

Apêndice 6

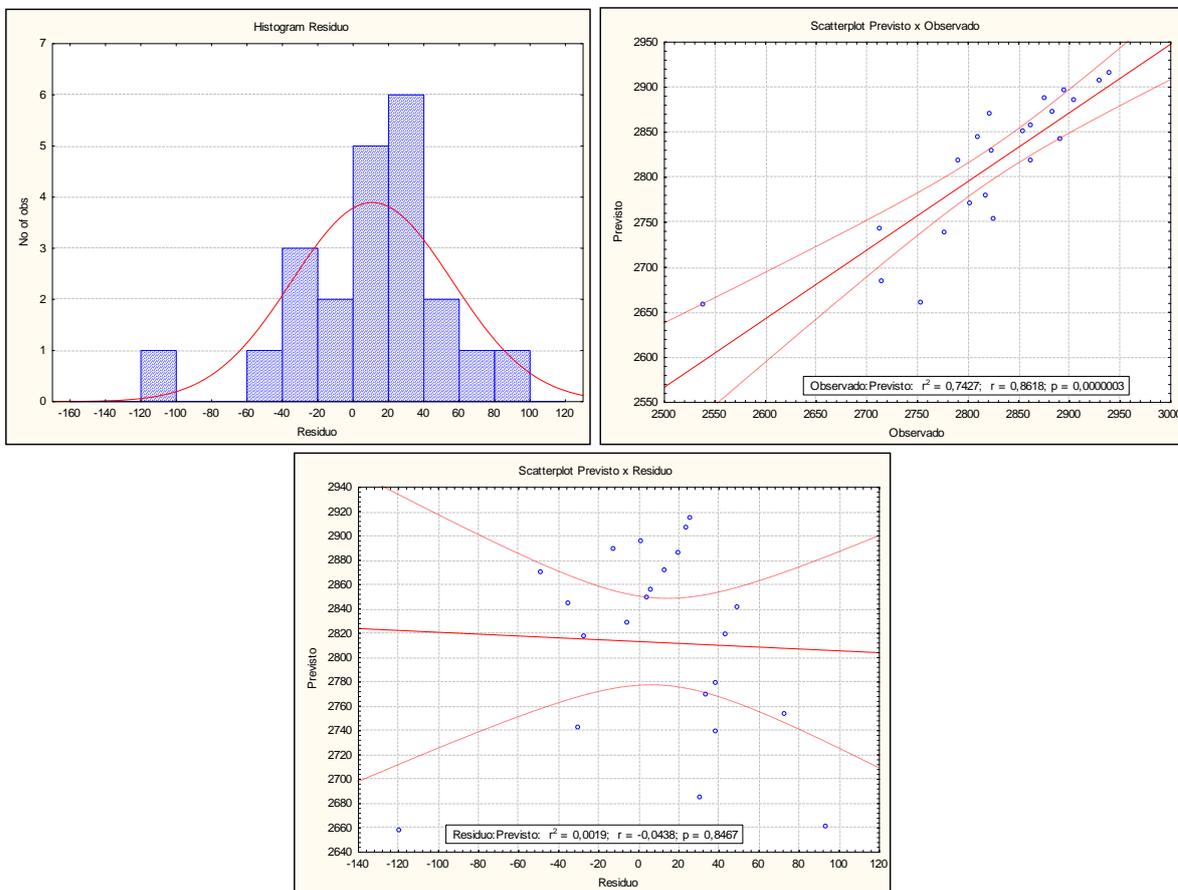


Figura 10. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do terceiro teste para o modelo de Manaus para previsão de 1 mês. Na parte superior esquerda histograma de resíduos, na superior direita previsto versus observado e abaixo previsto versus resíduo.

Tabela 8. Terceiro teste para o modelo da estação de Manaus. A tabela exibe os resultados do teste de ANOVA da etapa de calibração com 1 mês de antecedência.

Var. Dep. H_max_jun	R múlt.=,955	F=168,54	R ² =,913	df=2,32
# de Casos=35	R ² ajust.=,907	p=,000	Erro padrão=29,91	
Intercepto=769,86	Erro padrão=119,78	t(32)=6,42	p=,000	
Var. Indep.	H_max_mar	IOS_JFM		
beta	0,921	0,098		

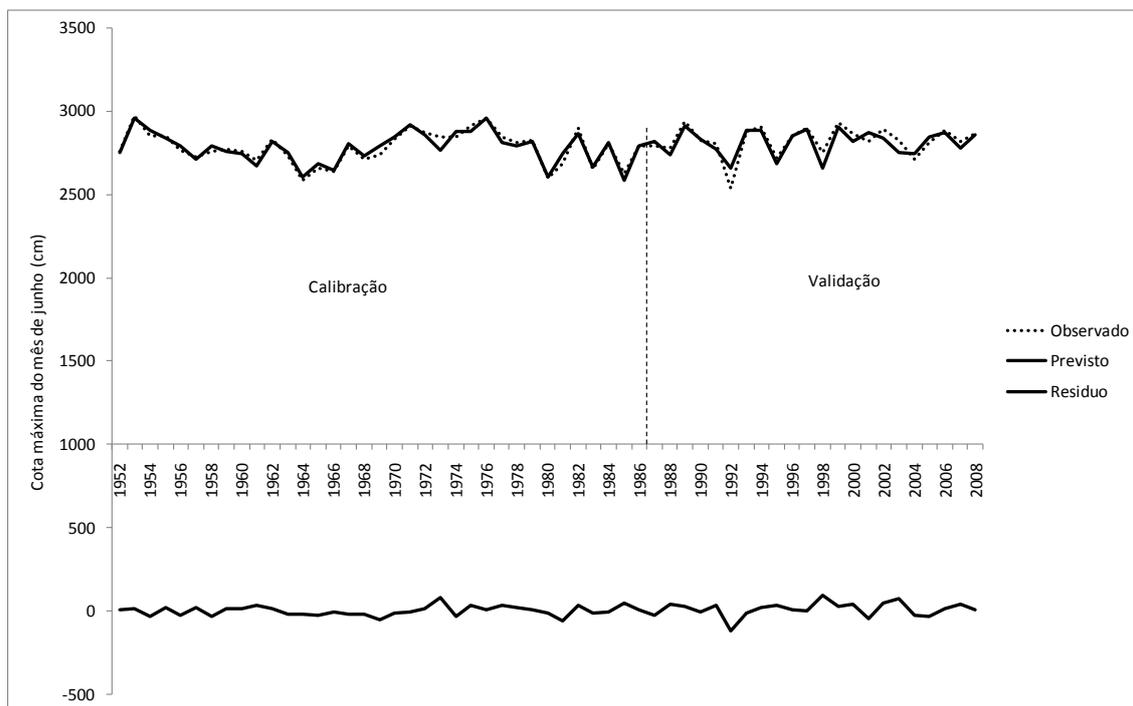


Figura 11. Comparação entre a cota máxima para o mês de junho observada (linhas pontilhadas) e a prevista (linhas contínuas) para o terceiro teste do modelo da estação de Manaus com 1 mês de antecedência. O período de calibração é de 1952-1986 e validação 1987-2008. A linha inferior contínua representa o resíduo entre os valores observados e previstos.

Apêndice 7

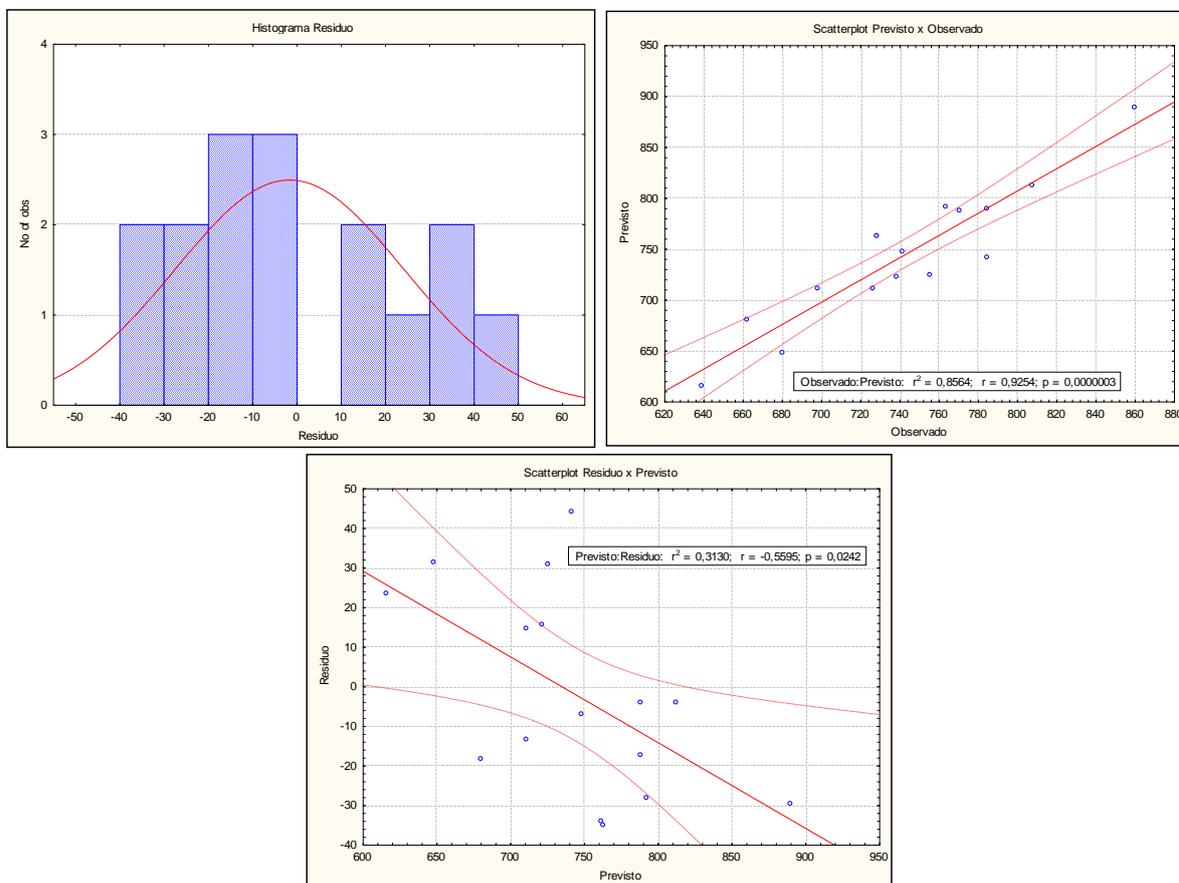


Figura12. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do modelo de Óbidos para previsão de 1 mês para a cota máxima em junho. Na parte superior esquerda histograma de resíduos, na superior direita previsto versus observado e abaixo previsto versus resíduo.

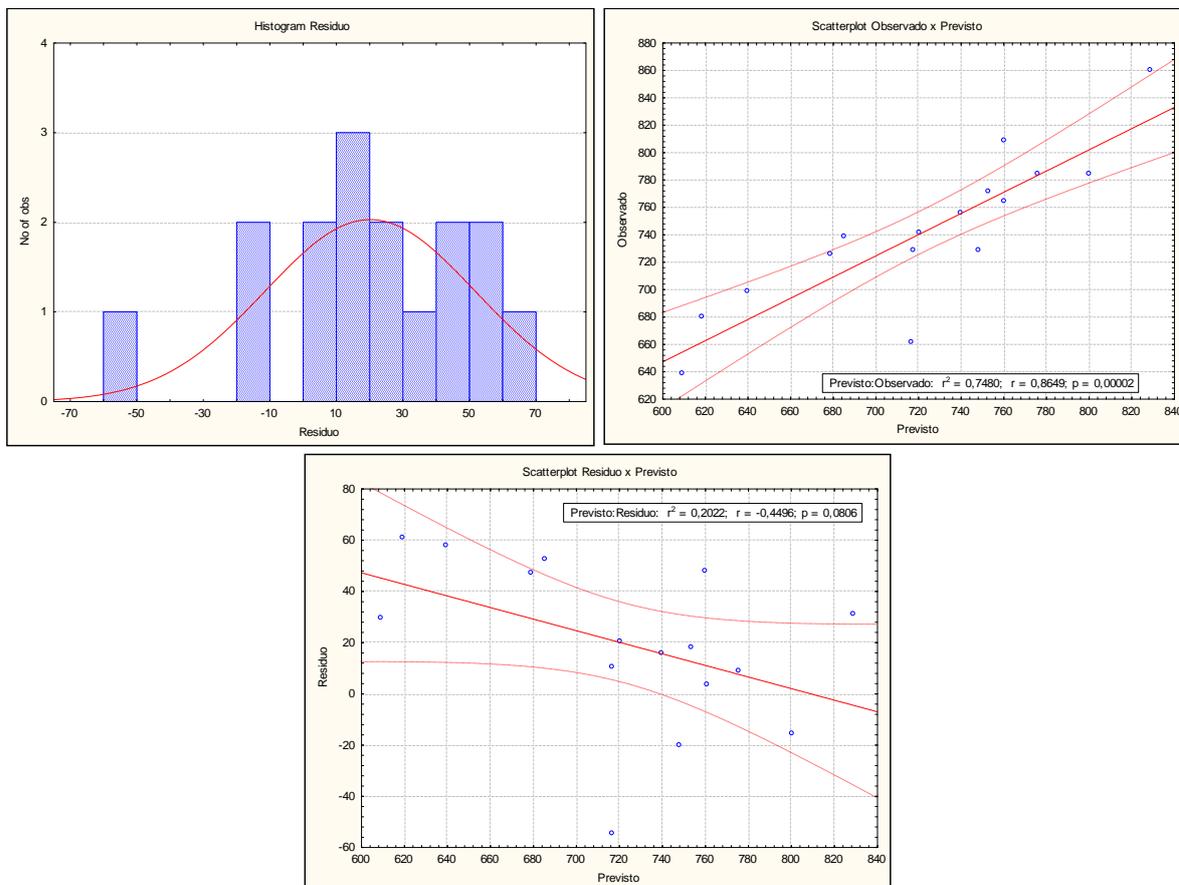


Figura 13. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do modelo de Óbidos para previsão de 2 mês para a cota máxima em junho. Na parte superior esquerda histograma de resíduos, na superior direita previsto versus observado e abaixo previsto versus resíduo.

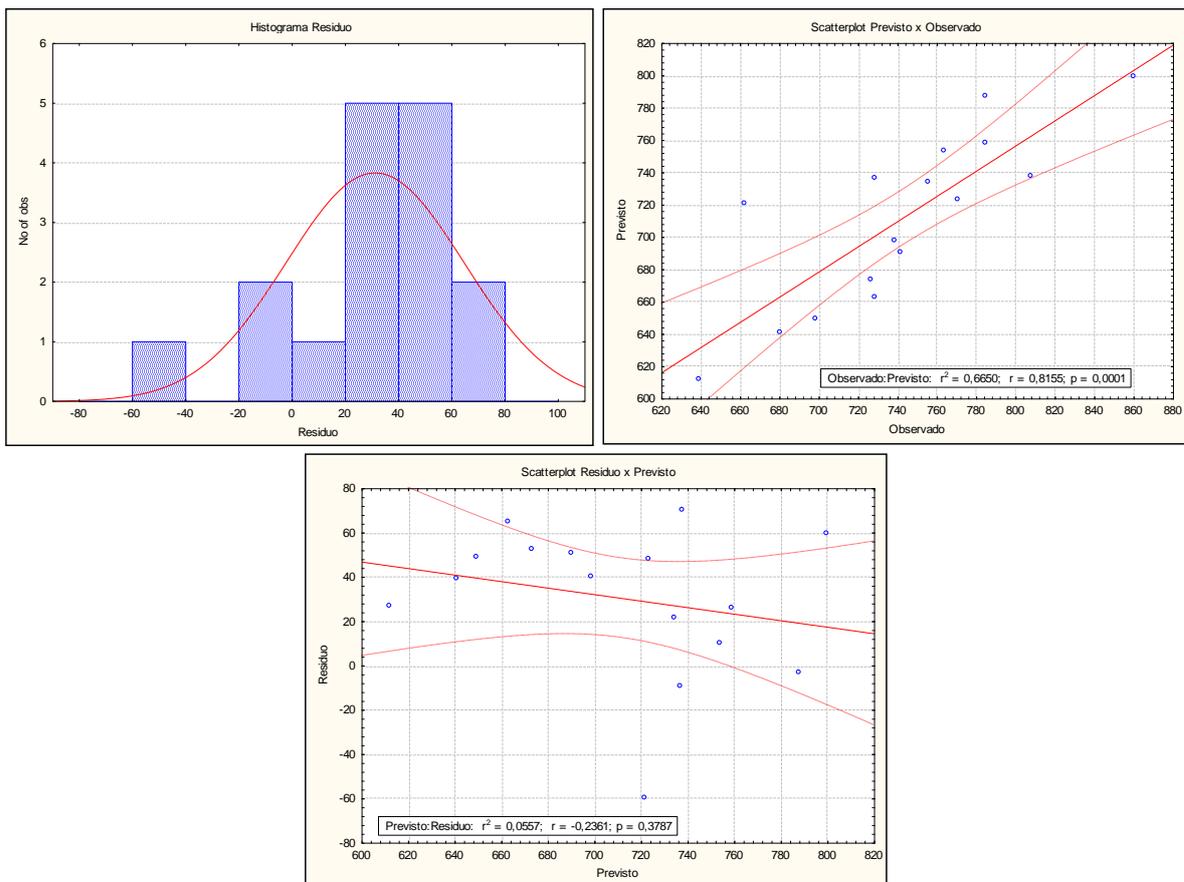


Figura 14. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do modelo de Óbidos para previsão de 3 mês para a cota máxima em junho. Na parte superior esquerda histograma de resíduos, na superior direita previsto versus observado e abaixo previsto versus resíduo.

Apêndice 8

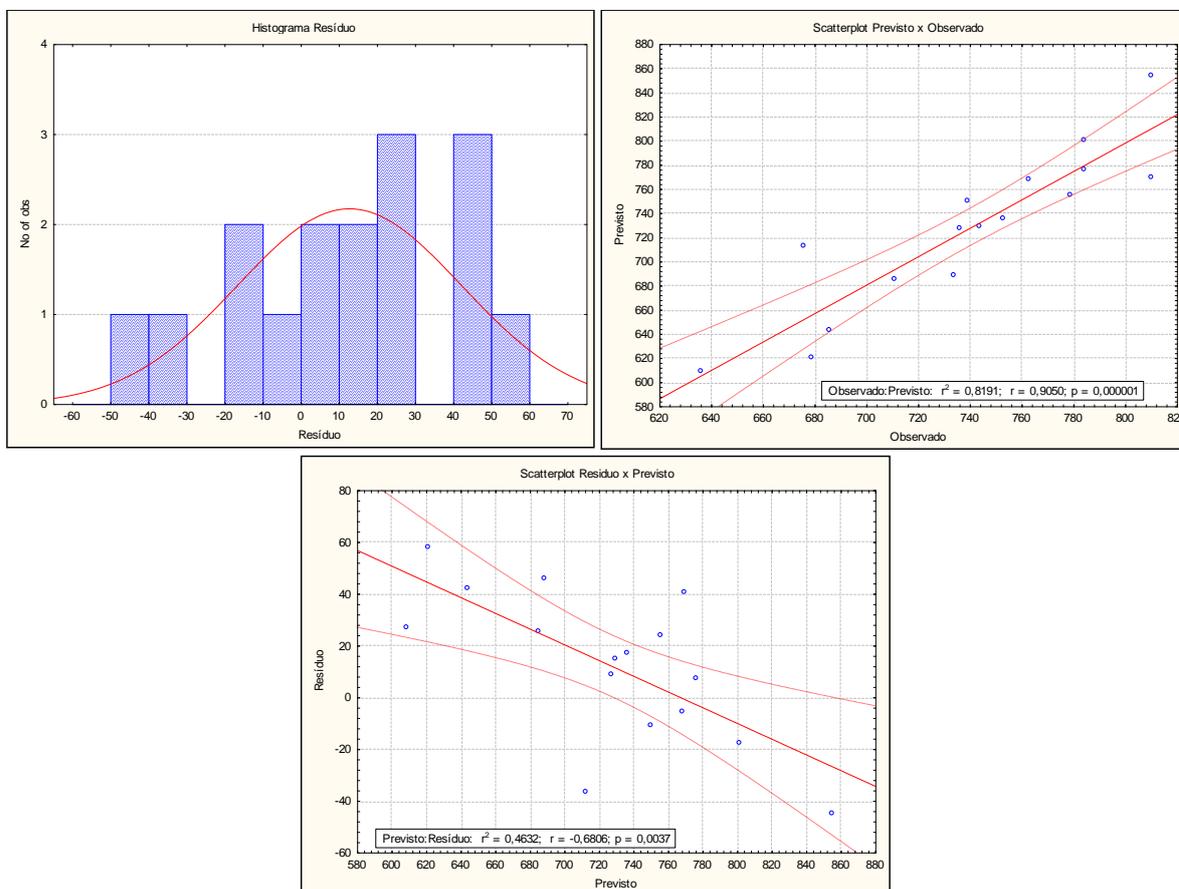


Figura 15. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do modelo de Óbidos para previsão de 1 mês para a cota máxima em maio. Na parte superior esquerda histograma de resíduos, na superior direita previsto versus observado e abaixo previsto versus resíduo.

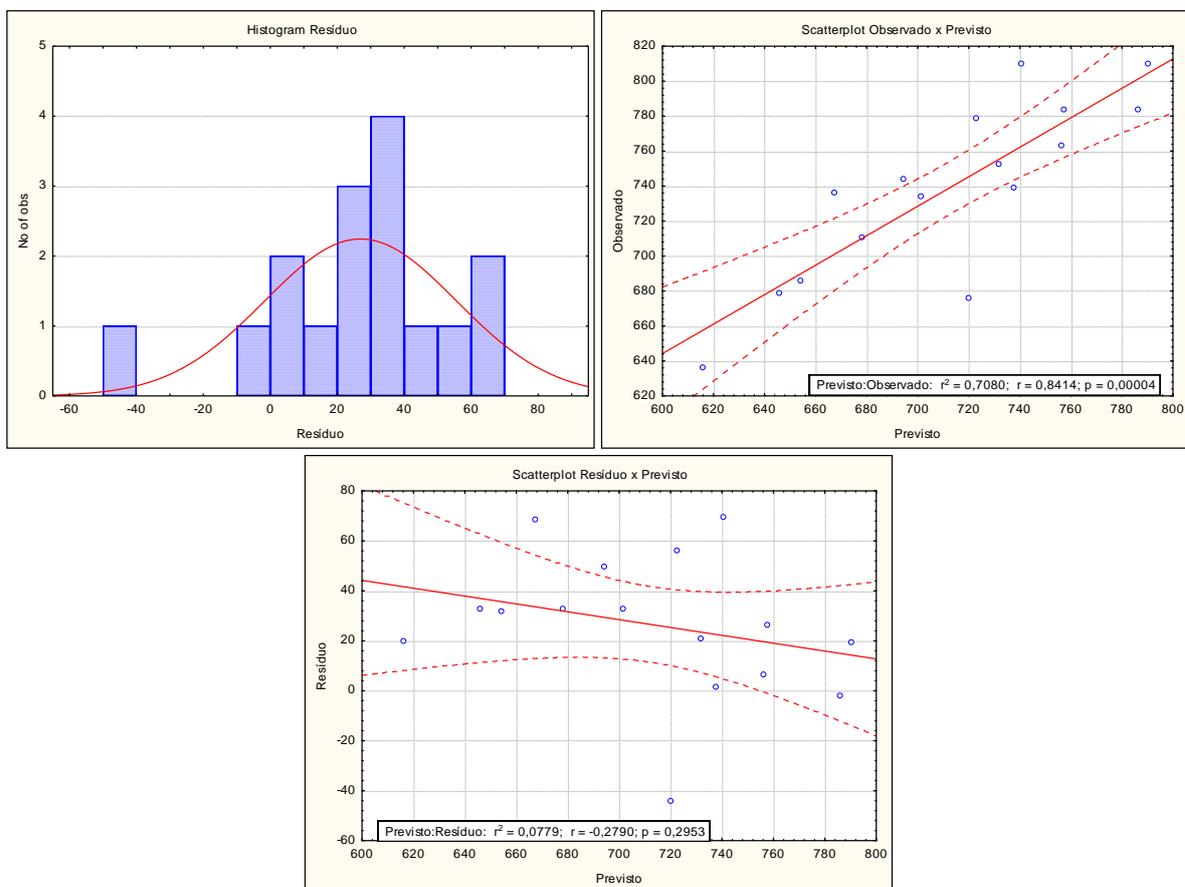


Figura 16. Gráficos de histograma e espalhamento da etapa de validação do modelo de Óbidos para previsão de 2 mês para a cota máxima em maio. Na parte superior esquerda histograma de resíduos, na superior direita previsto versus observado e abaixo previsto versus resíduo.