



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GESTÃO DE RISCO
E DESASTRE NA AMAZÔNIA

ADRIANA ALVES DE CARVALHO

**MODELAGEM HIDROLÓGICA PARA EXTREMOS DE INUNDAÇÕES E SECAS
PARA O MUNICÍPIO DE BOA VISTA EM RORAIMA**

Belém-Pará
2018

ADRIANA ALVES DE CARVALHO

**MODELAGEM HIDROLÓGICA PARA EXTREMOS DE INUNDAÇÕES E SECAS
PARA O MUNICÍPIO DE BOA VISTA EM RORAIMA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Gestão de Riscos e Desastres na Amazônia, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Mestre em Gestão de Riscos e Desastres Naturais na Amazônia.

Área de Concentração: Minimização de Riscos e Mitigação de Desastres Naturais na Amazônia.

Linha de Pesquisa: Ameaças Naturais no Ambiente Amazônico.

Orientador: Prof. Dr. Edson José Paulino da Rocha

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

C331m Carvalho, Adriana Alves de.
Modelagem hidrológica para extremos de inundações e secas para o município de Boa Vista em Roraima / Adriana Alves de Carvalho, . — 2018.
75 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Edson José Paulino da Rocha
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Gestão de Risco e Desastre na Amazônia,
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.

1. Hidrologia. 2. Secas. 3. Amazônia. 4. Desastres. I. Título.

CDD 363.3493

ADRIANA ALVES DE CARVALHO

**MODELAGEM HIDROLÓGICA PARA EXTREMOS DE INUNDAÇÕES E SECAS
PARA O MUNICÍPIO DE BOA VISTA EM RORAIMA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Gestão de Riscos e Desastres na Amazônia, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do título de Mestre em Gestão de Riscos e Desastres Naturais na Amazônia.

Área de Concentração: Minimização de Riscos e Mitigação de Desastres Naturais na Amazônia.

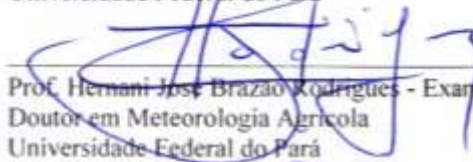
Linha de Pesquisa: Ameaças Naturais no Ambiente Amazônico.

Data de aprovação: 24/09/2018

Banca Examinadora:



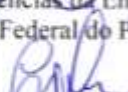
Prof. Edson José Paulino da Rocha - Orientador
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará



Prof. Hernani José Brazão Rodrigues - Examinador Interno
Doutor em Meteorologia Agrícola
Universidade Federal do Pará



Prof. João Batista Miranda Ribeiro - Examinador Interno
Doutor em Ciências da Engenharia Ambiental
Universidade Federal do Pará



Prof. Everaldo Barreiros de Souza - Examinador Externo
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

AGRADECIMENTOS

O ingresso ao mestrado profissional em Gestão de Riscos e Desastres se deu por influência de oportunidades e pessoas que muito contribuíram para que engajassem nessa linha temática tão incipiente e útil para a sociedade. Entre elas, destacam-se:

Aos servidores da SUDAM, Adelaide Nacif e Ricardo Rocha pelos anos de ensinamentos, experiências compartilhadas, oportunidade e acima de tudo, a valorização e reconhecimento do profissional meteorologista a serviço da Defesa Civil.

A minha família, pelo incentivo de enfrentar novos desafios em prol da minha qualificação profissional; Ao meu admirável orientador, Edson Rocha, por acreditar na competência adquirida ao longo dos anos enquanto técnica operacional, e por tantas vezes me encorajar e impulsionar a conclusão do curso.

Ao coordenador do projeto pelo qual participei João Batista, que assim como o prof^o Edson tiveram a percepção de entender a relevância de qualificar pessoas na área de desastres na Amazônia, trazendo assim benefícios em vários segmentos para região Norte.

Aos professores da Faculdade de Meteorologia, em especial: José Carvalho (Carvalhinho), Bergson Cavalcante, Danilo Souza, Paulo Kuhn, Hernani Brazão e Everaldo Barreiras.

A todos os colegas profissionais da turma, que por apresentar perfil multidisciplinar permitiu que as inúmeras fases da Gestão de Risco fossem levadas para as discussões em sala de aula; A coordenação do Programa por custear o estágio Supervisionado no CEMADEN (Centro Nacional de Monitoramento e Alertas a Desastres Naturais), sediado em São José dos Campos, São Paulo; A diretora substituta do CEMADEN, Regina Alvalá pela receptividade, organização do cronograma da semana de atividades, com a preocupação de transmitir a base científica empregada nos setores operacional e de pesquisa executada pelo centro.

Ao 1^o Tenente do QOCBM Emerson Gouvêa, Coordenador da Divisão de Prevenção, Preparação e Mitigação da CEPDC/RR, pelo atendimento as informações e arquivos solicitados para o enriquecimento dessa pesquisa.

A companheira de trabalho e amiga Thaianne Soeiro, que com experiência operacional no Monitoramento e emissão de alertas hidroclimáticos para Boa Vista contribuiu para engrandecer parte dos resultados gerados.

À Universidade Federal do Pará, que por meio do Termo de Cooperação técnica firmados com a SUDAM, estruturou o Laboratório de Gestão de Riscos. Enfim, meus profundos agradecimentos a todos, que de forma direta ou indireta contribuíram para obter a titulação de mestre. Que venham elogios e críticas, que possam impulsionar a busca por melhorias, e porque não dizer a perfeição.

“Fala-se muito em riquezas da Amazônia, mas tudo que dela se conhece é quase nada, diante das incógnitas que ainda estão pela nossa frente”.

Djalma Batista

RESUMO

A pesquisa apresentada é baseada em métodos estatísticos aplicados como ferramenta de análise no estudo da interação oceano-atmosfera no comportamento de subida e descenso do Rio Branco, em Boa Vista. Associações individualizadas para anos de inundações e secas condicionadas a componente oceânica, avaliados através da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nas áreas monitoradas do Niño 1+2, Niño 3.4, Niño 3, Niño 4 e do Atlântico Tropical Norte (ATN); e atmosférica, por meio da Pressão atmosférica nas regiões de Darwin (PD) e Tahiti (PT) foram avaliados através da aquisição de dados climáticos mensais provenientes do *Climate Prediction Center* no período de 1982-2016. Tais associações objetivou investigar se estas áreas apresentam indicativos favoráveis para anos extremos de inundações e secas. Foram encontradas correlações significativas acima de 0.5 na maioria dos eventos de inundações e secas nas seguintes áreas: Niño 1+2, Atlântico Tropical Norte, ambas com tempo de defasagem de 4 meses, e as regiões de Darwin e Tahiti, porém, os efeitos destas variáveis para alterar o regime fluviométrico do rio branco, em Boa Vista é de 6 meses. Essas informações obtidas através do cálculo do coeficiente de correlação (r) permitiram admitir a utilização do Método dos Mínimos Quadrados para modelar a previsão da variabilidade de eventos de inundações e secas induzidos pela sazonalidade do rio Branco. As oscilações de tendências e numéricas de longo prazo reproduzidas pelo modelo para ambos os cenários foram comparados com as medições de níveis para o período de 2011-2016. Os resultados mostraram bom desempenho do modelo, com erro percentual de 30 % para a predição de eventos de seca e 34 % para os de inundações, indicando assim que as componentes de entrada selecionadas exercem grande contribuição na previsibilidade de extremos hidrológicos em Boa Vista. Diante disso, sugere-se que esse estudo possa se tornar operacional nos centros de Monitoramento do estado de Roraima, como ferramenta de apoio as ações de planejamento no período de inundações e secas.

Palavras-chave: Inundações - Roraima(RR). Hidrologia. Secas. Amazônia. Desastres.

ABSTRACT

The present research is based on statistical methods applied as an analysis tool in the study of the interaction between ocean and atmosphere in the up and down behavior of the Branco river in Boa Vista. Individual associations for years of floods and droughts conditioned to the oceanic component, evaluated by Sea Surface Temperature (SST) in the monitored areas of Niño 1 + 2, Niño 3.4, Niño 3, Niño 4 and North Atlantic Tropical (ATN); (PD) and Tahiti (PT) regions were evaluated through the acquisition of monthly climatic data from the Climate Prediction Center in 1982-2016. These associations aimed to investigate if these areas present favorable indicatives for extreme years of floods and droughts. Significant correlations were found above 0.5 in most flood and drought events in the following areas: Niño 1 + 2, Tropical Atlantic North, both with a lag time of 4 months, and the Darwin and Tahiti regions, but the effects of these variables to change the fluviometric regime of the White River in Boa Vista is 6 months. This information obtained through the calculation of the correlation coefficient (r) allowed the use of the Least Squares Method to model the prediction of the variability of flood and drought events induced by the seasonality of the Branco river. The long-term trends and numerical oscillations reproduced by the model for both scenarios were compared with the level measurements for the period 2011-2016. The results showed good performance of the model, with a percentage error of 30% for the prediction of drought events and 34% for those of floods, thus indicating that the selected input components exert a great contribution in the predictability of hydrological extremes in Boa Vista. Given this, it is suggested that this study can become operational in the monitoring centers of the state of Roraima, as a tool to support planning actions in the period of floods and droughts.

Key-words: Flood - Roraima (RR). Hydrology. Dry. Amazon. Disaster.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Ciclo anual da precipitação (mm/mês) sobre a região amazônica. Médias climatológicas para a série histórica de 1971- 2000.	19
Figura 2 - Padrões do Dipolo (a) fase positiva, intensificação de chuva e (b) fase negativa, inibição das chuvas.	20
Figura 3 - Identificação da atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul no dia 13/05/2013 através do satélite GOES 13.	22
Figura 4 - Distribuição dos eventos naturais registrados no Brasil no período de 1990-2016. ..	27
Figura 5 - Representação do total de eventos naturais contabilizados nos estados brasileiros no período de 1990-2016.	28
Figura 6 - Distribuição sazonal das ocorrências de desastres naturais no Brasil no período de 1990-2016.	28
Figura 7 - Localização do município de Boa Vista, com destaque para o perfil declinável da região.....	30
Figura 8 - Localização da estação fluviométrica estudada na bacia hidrográfica do Rio Branco.	32
Figura 9 - Diagrama unifilar do Rio Branco, principal tributário da margem esquerda do rio negro.....	36
Figura 10 - Localização das áreas investigadas na influência da variabilidade interanual do Rio Branco em Boa Vista.	37
Figura 11 - Variabilidade interanual da precipitação pluviométrica de Boa Vista. Linha sólida indica o volume pluviométrico anual calculado entre os anos de 1993-2017.	40
Figura 12 - Comportamento dos índices pluviométricos para os eventos de maiores seca em Boa Vista.....	42
Figura 13 - Variabilidade sazonal da precipitação pluviométrica em Boa Vista. Linha sólida indica média histórica; colunas em cinza, máximo histórico e colunas em branco, mínimo histórico.	43
Figura 14 - Variabilidade interanual fluviométrica do rio branco em Boa Vista no período de 1968-2017. Linha sólida indica o nível máximo; linha pontilhada, nível médio, linha tracejada, nível mínimo e linha cor laranja, cota de alerta para inundação. .	46
Figura 15 - Fluviograma da evolução de recessão do rio branco em Boa Vista. Período de referência Set/2015-Mar/2016.	47
Figura 16 - Vista da base dos pilares da ponte dos Macuxis sobre o rio branco. Situação do rio na cota de 23 centímetros.....	47

Figura 17 - Amplitude interanual dos níveis fluviométricos do Rio Branco em Boa Vista. Os valores obtidos consideram a diferença entre a seca do ano anterior e cheia do ano seguinte. Período 1969-2017.....	48
Figura 18 - Polígono de frequências relativas dos níveis máximos históricos anuais. Período 1969-2017.	49
Figura 19 - Polígono de frequências relativas dos níveis mínimos históricos anuais. Período 1969-2017.	50
Figura 20 - Curva de permanência das médias anuais de 1969-2017 para o posto fluviométrico de Boa Vista.	50
Figura 21 - Comportamento médio mensal do nível fluviométrico do rio branco em Boa Vista.	51
Figura 22 - Distribuição da correlação interanual da TSM nas áreas do Pacífico e nível máximo do Rio Branco em Boa Vista. Barras em vermelho indicam (EN) e azul (LN). As barras em cinza significam anos neutros (normais).	53
Figura 23 - Distribuição da correlação interanual da TSM nas áreas do Pacífico e nível mínimo do Rio Branco em Boa Vista. Barras em vermelho indicam (EN) e azul (LN). As barras em cinza significam anos neutros (normais).	54
Figura 24 - Representação de coeficientes de correlação significativos para níveis máximos (colunas na cor azul) e mínimos (colunas na cor laranja) relacionados com a TSM do ATN.	55
Figura 25 - Distribuição da correlação interanual da Pressão atmosférica nas regiões de Tahiti e Darwin e níveis máximos no período de 1982-2016.	56
Figura 26 - Comportamento do tempo de resposta das componentes climáticas na variação fluviométrica de níveis máximos no intervalo de 1998-2010.....	59
Figura 27 - Resposta da modelagem hidrológica na ausência de atraso de tempo nas variáveis definidas para o modelo.	61
Figura 28 - Validação do modelo hidrológico com simulação de eventos de cheias e secas do rio Branco no município de Boa Vista, calibrado para previsão hidrológica de seis meses de antecedência.	62
Figura 29 - Validação dos alertas hidroclimáticos emitidos e disponibilizados no período de seca. Linha azul indica níveis observados (medidos na PCD) e linha vermelha indica níveis emitidos (preditos).	63
Figura 30 - Categorização de erros avaliativos resultantes das previsões emitidas no período de 2016-2018 para o município de Boa Vista.....	63

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classificação dos desastres naturais segundo a Codificação brasileira de desastres (COBRADE).....	26
Tabela 2 - Medições inconsistentes registradas nos meses de seca em Boa Vista.....	33
Tabela 3 - Classificação da intensidade ION.	34
Tabela 4 - Análise de variância dos coeficientes de regressão múltipla.	39
Tabela 5 - Anos de aquecimento no campo de anomalia de TSM no ATN. Valor de referência 0,5°C.	41
Tabela 6 - Classificação, intensidade e duração temporal dos anos com ocorrências EN.	45
Tabela 7 - Relação maiores cheias com total de dias em situação de alerta.	46
Tabela 8 - Classificação dos Coeficientes de correlação de Pearson (r) relacionando níveis máximos, mínimos mediante variações da TSM do ATN.	55
Tabela 9 - Definição do melhor tempo de resposta para níveis máximos e mínimos mensais. ...	57
Tabela 10 - Coeficientes de correlação (r) entre a variável dependente (níveis máximos e mínimos) e a variável independente (temperaturas oceânicas e pressões atmosféricas).	58
Tabela 11 - Análise dos erros do modelo de previsão para extremos fluviométricos do Rio Branco em Boa Vista.	60

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANA – Agência Nacional de Águas
ATN – Atlântico Tropical Norte
BDHA – Banco de Dados Hidroclimáticos da Amazônia
CV – Coeficiente de Variância
COBRADE – Codificação Brasileira de Desastres
CODAR – Codificação de Desastres
CGA – Circulação Geral da Atmosfera
ENOS – El Niño/Oscilação Sul
EL – El Niño
LN – La Niña
MAPE – Erro Percentual Médio Absoluto
RN – Nível de Referência
REQM – Raiz Quadrada do Erro Médio
SEPDEC – Secretária Nacional de Proteção e Defesa Civil
INMET – Instituto Nacional de Meteorologia
ION – Índice Oceânico El Niño
TSM – Temperatura da Superfície do Mar
PNPDEC – Política Nacional de Proteção e Defesa Civil
PCD – Plataforma de Coleta de Dados
OS – Oscilação Sul
NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration
NÍV-MX – Nível Fluviométrico Máximo
NÍV-MN – Nível Fluviométrico Mínimo
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical
PD – Pressão Atmosférica na região de Darwin
PT – Pressão Atmosférica na região de Tahiti
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 Problema da pesquisa	16
1.2 Hipótese	17
1.3 Objetivo Geral	17
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	18
2.1 DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E SAZONAL DA PRECIPITAÇÃO	18
2.2 SISTEMAS ATMOSFÉRICOS ATUANTES NA AMAZÔNIA	19
2.2.1 Zona de Convergência Intertropical-ZCIT	19
2.2.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul- ZCAS	20
2.2 VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO	22
2.3 MODELAGEM DE PREVISÃO HIDROLÓGICA	24
3 OS DESASTRES NATURAIS NO BRASIL	25
3.1 CLASSIFICAÇÃO DOS DESASTRES NATURAIS	25
3.2. CONHECENDO OS DESASTRES NATURAIS NA AMAZÔNIA	29
4 MATERIAIS E MÉTODOS	30
4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	30
4.2 BASE DE DADOS	31
4.3 METODOLOGIA	34
4.3.1 Classificação de ocorrências do Fenômeno ENOS	34
4.3.2 Regime hidrológico sazonal	34
4.3.3 Análise do modelo hidrológico de curto prazo	35
4.3.4. Modelagem Hidrológica Sazonal	36
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	40
5.1 VARIABILIDADE CLIMÁTICA	40
5.1.1 Variabilidade interanual da precipitação	40

5.1.2. Sazonalidade da precipitação	43
5.1.5. Variabilidade interanual do rio branco	45
5.2. APRESENTAÇÃO GRÁFICA DE DADOS HIDROLÓGICOS	48
5.2.1. Polígono de frequência de ocorrências de cheias	49
5.2.2. Polígono de frequência de ocorrências de secas	49
5.2.3. Probabilidade de ocorrência de eventos extremos	50
5.2.4. Variabilidade do rio branco em período de secas e cheias	51
5.3. ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DAS COMPONENTES ATMOSFÉRICAS E EXTREMOS HIDROLÓGICOS DE CHEIAS E SECAS	51
5.3.1. Influência de ocorrências de ENOS no regime hidrológico de Boa Vista	51
5.3.2. Relação níveis fluviométricos máximos, mínimos e TSM Atlântico Tropical Norte	54
5.3.3. Relação níveis fluviométricos máximos e mínimos nas regiões de Thaiti e Darwin	56
5.4. ATUAÇÃO DOS EFEITOS CLIMÁTICOS NO REGIME HIDROLÓGICO DE BOA VISTA	57
5.5. CALIBRAÇÃO DO MODELO SAZONAL	58
5.6. ANÁLISE DE ERRO DO MODELO	59
5.7. ORGANIZAÇÃO DO MODELO DE PREVISÃO HIDROLÓGICA OPERACIONAL	60
5.8. VALIDAÇÃO DO RESULTADO DO MODELO PARA O PERÍODO 2011-2016	61
6 AVALIAÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO DE CURTO PRAZO	62
7 CONCLUSÕES	64
REFERÊNCIAS	66
APÊNDICES	72
APÊNDICE A - PRODUTO TÉCNICO	73
ANEXOS	75
ANEXO A - CENÁRIO DO TRANSBORDAMENTO RIO BRANCO EM RORAIMA	76

1 INTRODUÇÃO

No Brasil, análises das observações de temperatura média anual e da precipitação indicam pequeno aumento das temperaturas do ar à superfície durante o Século XX, compatíveis com o aquecimento global experimentado pelo planeta. No concernente às precipitações pluviométricas, não há indicação clara de mudança e o que se observa é variabilidade climática nas escalas interanual e interdecadal. A variabilidade interanual está relacionada a variações nas interações dos oceanos tropicais com a atmosfera, sendo o exemplo mais conhecido o fenômeno de aquecimento (El Niño) e resfriamento (La Niña) das águas do Oceano Pacífico Equatorial (NOBRE, 2010).

A variabilidade climática na Amazônia é dominada pelo ciclo anual, porém a variabilidade interanual é bem definida, conforme evidenciado nas análises de medições históricas dos rios amazônicos Molion e Moraes (1987); Richey *et al.* (1989); Marengo (1992, 1995); Guyot *et al.* (1998); Marengo *et al.* (1998), mostraram que a variabilidade de precipitação na Amazônia é bem significativa e dinamicamente ligada com anomalias consistentes em todo o conjunto de variáveis dos balanços de água superficial e de energia sobre a Bacia Amazônica.

Diversos estudos tem explorado a variabilidade climática interanual associadas a campos de anomalias associadas aos eventos ENOS (FU *et al.*, 2001; MARENGO; NOBRE, 2001; POVEDA; MESA, 1997; POVEDA; SALAZAR, 2004; POVEDA *et al.*, 2006; RAO *et al.*, 1996).

As estações chuvosas de 1925/26, 1982/83 e 1997/98 ocorreram durante um El Niño, sendo o último considerado o mais seco nos últimos 118 anos (MARENGO; NOBRE, 2000). Condições mais úmidas do que a média foram observadas durante os anos de La Niña de 1988/89 e 1995/96. Durante o El Niño, acredita-se que o movimento ascendente anômalo sobre o Pacífico equatorial oriental produza subsidência anômala a leste dos Andes, resultando em precipitação abaixo da média no norte da Amazônia durante esses eventos (HASTENRATH, 1993; MARENGO).

Embora o papel do Pacífico tenha sido enfatizado em estudos sobre a associação entre TSM e a chuva amazônica, o Oceano Atlântico parece influenciar também as chuvas. Marengo (1992) e Rao *et al.* (1996) mostraram que o aumento das chuvas na Amazônia está associado ao aumento do transporte de vapor de água do Atlântico. A região leste da Amazônia é fortemente influenciada pelas condições atmosféricas e oceânicas do Atlântico tropical (MOLION, 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996).

Poucos estudos têm sido feitos para verificar a conexão que os índices climáticos representados pelas TSM'S do Pacífico e Atlântico influenciam no perfil sazonal de vazões

concentrados em bacias. Robertson e Mechoso (1998) sugerem que a influência da TSM sobre as vazões dos rios Uruguai e Paraná ocorre em escala interanual, no caso do Pacífico, e na escala decadal, associada ao Atlântico. Dettinger *et al.* (2000) mostraram um padrão oposto nas correlações entre vazão de rios sobre as regiões Nordeste e Sul do Brasil e o El Niño-Oscilação Sul (ENOS), no qual a vazão sobre o Nordeste tende a diminuir (aumentar) em anos de El Niño (La Niña), e o contrário foi observado para a região Sul. Cardoso e Silva Dias (2002) analisaram a eficácia dos componentes principais de TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico como preditores de vazão em rios do Estado de São Paulo, sendo sugerida a possibilidade de se utilizar padrões de variabilidade de TSM no Pacífico tropical e Atlântico sudoeste para o prognóstico de vazão em rios no Estado de São Paulo.

Hastenrath (1990) elaborou um estudo diagnóstico e de previsão de anomalias de vazões em rios do norte da América do Sul, utilizando correlação linear e método de regressão múltipla *stepwise*. As bacias utilizadas foram as do rio Madden, Magdalena, Orinoco e nas Guianas: Cuyuni, Essequibo, Suriname, Marone e Oyapock. Nesse estudo foi encontrado que os ciclos anuais de precipitação e vazão dos rios no norte da América do sul são dominados pela migração sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Embora ainda se saiba pouco a cerca do comportamento dessas interações com regime sazonal de precipitação e vazão, principalmente para a Amazônia, coerentemente essas informações devem ser assimiladas para desenvolvimento de produtos técnicos que possam reduzir os impactos sociais e econômicos provocados por inundações e seca. As enchentes causam enormes desastres econômicos, tanto para pessoas e companhias não seguradas, quanto para pessoas e companhias seguradas e empresas seguradoras. As enchentes tiram um grande número de vidas humanas. Por sua vez, a seca pode comprometer cidades inteiras quanto ao fornecimento de eletricidade, gerada por fontes alimentadas por água da chuva, o que pode causar grandes prejuízos econômicos. Episódios de falta de água podem causar graves problemas para a sociedade, além de grande êxodo de populações de regiões inteiras. (Marengo *et al.*, 2006).

De acordo com a Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil (SEPDEC), os extremos hidrológicos (inundações, alagamentos e enxurradas) representam mais da metade dos eventos naturais ocorrido nos Estados que compõem a região amazônica nos últimos 26 anos. Diferentemente do que se pensa as inundações não só causam prejuízos econômicos em grandes bacias, a exemplo da bacia hidrográfica do Tapajós com uma área de 492,2 km², mas também em bacias de pequeno porte, como a do rio Acre com área de 31 km² (ANA, 2012).

Tendo em vista que as adversidades naturais tem se tornado cada ano mais frequentes e intensas diante de uma sociedade com alto nível de vulnerabilidade como é o caso da

Amazônia, se pensou em incorporar fundamentos do conhecimento científico para descrever, representar, e até mesmo encontrar mecanismos de preparo para lidar com essas ocorrências.

É notável que o reflexo disso para o Estado de Roraima parece ser ainda mais preocupante, uma vez que, além das ameaças naturais existentes na região ainda serem pouco conhecidas no cenário nacional e até mesmo regional, os municípios e até mesmo o Estado não dispõem de um sistema de gestão para enfrentamento desses eventos.

Segundo o censo demográfico indígena do IBGE (2010) a alta densidade de população indígena no Estado, sobretudo no município de Uiramutã, que concentra 88% da população indígena residente na região Norte, é outra peculiaridade da região, e precisa estar contemplado na elaboração dos planos de ações de preparo e prevenção a desastres.

É indissociável levantar questões relacionadas a desastres naturais, seja de caráter hidrológico ou climatológico, sem falar de eventos climáticos extremos. No cenário produtivo, a falta de chuva, continua sendo a principal responsável pelas perdas econômicas, como foi o caso da seca de 2015/2016 que afetou a produção nacional de soja, gerando prejuízos na ordem de 12 milhões na cadeia produtiva agrícola (INFOTECA-E, 2016).

Da mesma forma que as condicionantes físicas da bacia hidrográfica do Rio Branco, com pequena dimensão e terrenos altamente acidentados no trecho mais meridional propiciam o aumento da velocidade de escoamento superficial e da vazão, e por sua vez o favorecimento de ocorrências de inundações nos municípios que margeiam os seus afluentes.

O estudo dos extremos hidrológicos do Rio Branco em Boa Vista, baseado em registros históricos de medição de rio poderá ser empregado para subsidiar discussões inerentes a gestão de recursos hídricos da bacia do rio Branco, bem como adotar medidas de planejamento associadas ao período de déficit ou excesso das chuvas. De modo geral, no contexto do Ciclo de Gestão de Riscos e Desastres, a pesquisa apresentada está inserida no eixo de Prevenção e Mitigação que contempla ações proativas de minimização e redução dos desastres do Plano Nacional de Proteção e Defesa Civil.

1.1 Problema da pesquisa

A lei 12.608 criada em 10 de abril de 2012 que institui a criação da Política Nacional de Defesa Civil (PNPDEC) com ações prioritárias de Prevenção, preparação para emergência de desastres, respostas e reconstrução.

No contexto dessa legislação, o foco da pesquisa é voltado as ações preventivas associadas a aplicação de modelo determinístico aplicado como ferramenta de prevenção e minimização dos eventos hidrológicos extremos. Para representar como esses eventos têm atuado na Amazônia nos últimos anos, o presente estudo se limita para o município de Boa

Vista, capital do Estado de Roraima, onde o excesso ou falta de chuva reflete diretamente no aumento ou redução do rio Branco, principal rio do estado. Recentemente, em 2011, o município foi vitimado pela maior inundação dos últimos 40 anos, que atingiu substancialmente todos os 15 municípios do Estado, tendo como resposta o reconhecimento de Situação de Emergência (SE), e com o agravamento do desastre, a perda total de capacidade de resposta do estado foi declarada e reconhecida Situação de Calamidade Pública (SCP) pelo governo federal.

A ocorrência de desastres naturais de caráter hídrico na Amazônia Ocidental tem recebido destaque pela magnitude com que eles mudam a dinâmica socioeconômica da população local, como foi o caso das inundações históricas registradas em Rio Branco-AC, Porto Velho-RO, Boca do Acre-AM, Tarauacá-AC e Humaitá-AM em 2014, Manaus-AM em 2012 e Boa Vista-RR em 2011 (BDHA, 2015). A imprevisibilidade destes eventos hidrológicos extremos por parte dos órgãos oficiais regionais e mesmo da Defesa Civil potencializou os impactos e prejuízos econômicos nas áreas afetadas destas regiões.

1.2 Hipótese

O regime fluviométrico do rio Branco em Boa Vista pode ser previsto através de modelagem estatística.

1.3 Objetivo Geral

O objetivo da pesquisa é analisar a influência que as componentes climáticas exercem na variabilidade interanual de inundações e secas do rio Branco no município de Boa Vista, bem como utilizar modelagem estatística para construção de um modelo de previsão hidrológico de longo prazo. A temática dos desastres naturais provocados por eventos de inundações e secas é trazida para o meio científico, para que o município disponha de um produto técnico (modelo hidrológico) para ações de minimização dos efeitos de tais eventos.

Listam -se a seguir os objetivos específicos

- ✓ Analisar o regime e a variabilidade hidrometeorológico do rio Branco em Boa Vista;
- ✓ Associar o padrão oceano-atmosfera com a variabilidade de níveis fluviométricos máximos (inundações) e mínimos (secas) medidos na estação hidrológica de Boa Vista;
- ✓ Avaliar os resultados das previsões hidrológicas emitidas diariamente através da resposta do modelo de curto prazo calibrado para até 4 dias de antecedência.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

A pesquisa terá por base científica a identificação e análise dos principais sistemas precipitantes que atuam na Amazônia, sua variabilidade interanual, o regime hidrológico do rio Branco e o desenvolvimento de modelagem de previsão sazonal de inundações e seca do rio.

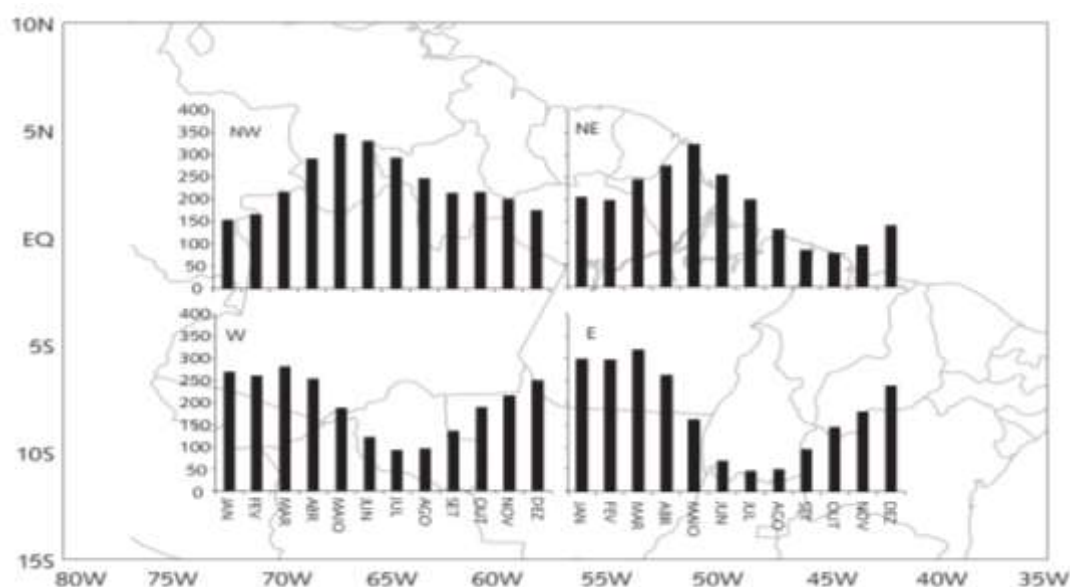
2.1 Distribuição espacial e sazonal da precipitação

Pereira *et al.* (2002) menciona que nos países tropicais, a precipitação pluvial corresponde a forma principal pela qual a água retorna da atmosfera para a superfície terrestre após os processos de evaporação e condensação, completando o ciclo hidrológico. Portanto, a abundância pluviométrica é uma das principais características do clima tropical e, entretanto, a distribuição dos totais da precipitação pluvial em escalas temporais e espaciais ocorrem em diferentes ritmos nas distintas localidades, o que se atribui aos fatores que geram as chuvas.

Marengo (2003) estudou a heterogeneidade espacial das chuvas na América do Sul no período de 1979-1995 e identificou três núcleos de precipitação para o norte do Brasil. O primeiro máximo de precipitação anual está localizado no noroeste da Amazônia, onde se inclui o alto da bacia do rio negro, podendo ocorrer chuvas acima de 3000 mm/ano. O segundo centro está localizado na parte central da Amazônia, em torno de 5° S, com precipitação de 2500 a 3000 mm/ano (FIGUEROA; NOBRE, 1990). Já o terceiro centro localiza-se na parte sul da Amazônia, com precipitação acima de 1750 mm/ano. A precipitação no centro e no noroeste da Amazônia é associada à condensação de ar úmido transportado pelos ventos alísios, que sofrem levantamento orográfico próximo aos Andes (NOBRE *et al.*, 1991; GARREAUD; WALLACE 1997). Analisando o ciclo diurno da chuva, Garreaud e Wallace (1997) mostram ainda que parte da chuva próxima aos Andes é observada à noite, resultando da convergência do escoamento montanha abaixo com os alísios de nordeste sobre a bacia Amazônica.

Rudolf *et al* (2005) utiliza conjunto de dados Global do Precipitation Climatology Center (GPCC), com resolução 1° x 1° no período de 1951 a 2010 para analisar a distribuição espacial sazonal da chuva na Amazônia e suas anomalias em quatro áreas diferentes. As quatro áreas analisadas são definidas como noroeste (NW) (75°W-62,5°W; 5°N-2,5°S), nordeste (NE) (62,5°W-50°W; 5°N-2,5°S); oeste (W) (75°W-62,5°W; 2,5°S-10°S) e leste (E) (62,5°W-50°W; 2,5°S-10°S). A divisão dessas áreas e o padrão climatológico mensal da precipitação são representados na figura 1.

Figura 1 - Ciclo anual da precipitação (mm/mês) sobre a região amazônica. Médias climatológicas para a série histórica de 1971- 2000.



Fonte: Alves *et al* (2013).

O quadrimestre úmido para cada região (estação chuvosa) é compreendido entre abril e julho (NW), março e junho (NE), janeiro e abril (W e E). O quadrimestre seco (estação seca) ocorre de novembro a fevereiro (NW), agosto a novembro (NE) e junho a setembro (W e E). Embora os meses sejam os mesmos nas regiões W e E, há diferenças com relação aos totais mensais de precipitação. A região leste apresenta maiores valores na estação chuvosa e menores valores na estação seca do que a região oeste.

2.2 Sistemas atmosféricos atuantes na Amazônia

2.2.1 Zona de Convergência Intertropical-ZCIT

Segundo Varejão-Silva (2006), a Zona de Convergência Intertropical-ZCIT é a parte da circulação geral atmosférica formando-se no interior do ramo ascendente da célula de Walker. Região de baixas pressões em torno do equador geográfico onde ocorre a confluência dos ventos alísios de Nordeste (vindos do Hemisfério Norte-HN) e dos ventos alísios de Sudeste (vindos de Sudeste), com sua posição coincide no equador térmico.

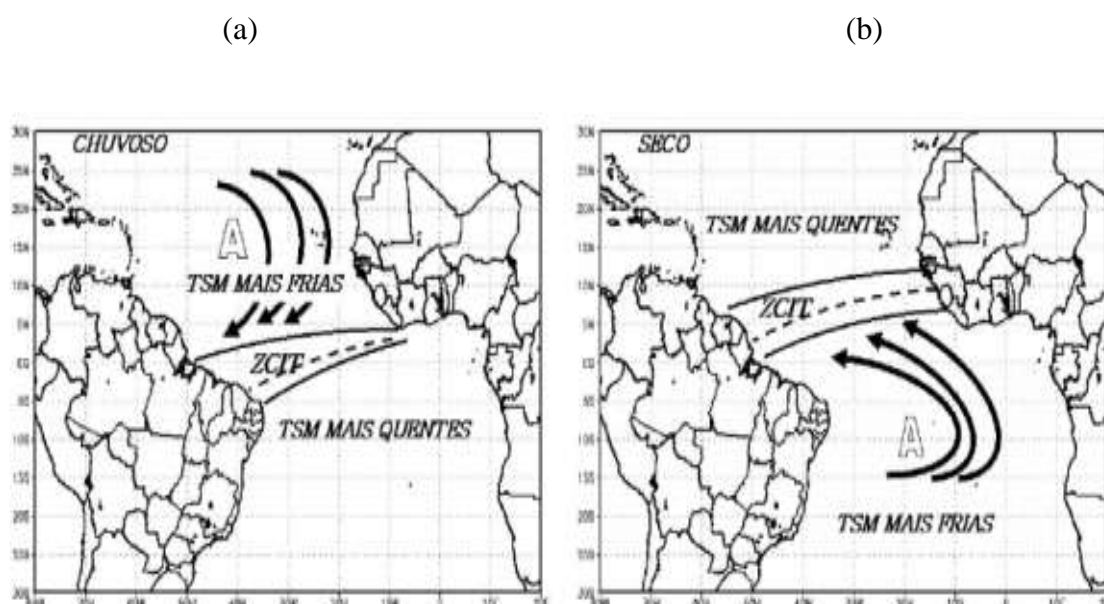
A principal característica deste sistema é se posicionar sobre as áreas oceânicas com anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) positivas e anomalias de Pressão ao Nível do Mar (PNM) negativas (HASTENRATH, 1991). A combinação de baixas pressões, altas temperaturas da superfície do mar, intensa atividade convectiva configuram a formação da ZCIT, formando uma banda de nebulosidade e chuvas no sentido leste-oeste. (HASTENRATH, 1991).

Estudos sugerem que a ZCIT alcança sua posição mais austral geralmente entre março e abril (HASTENRATH; LAMB, 1997; NOBRE; SHUKLA, 1996).

A ZCIT está estreitamente relacionada à TSM. Ela geralmente está situada sobre, ou próxima as altas TSMs. Portanto, seria de se esperar que existisse uma relação entre a distribuição geral de TSMs no Atlântico Tropical e a precipitação no Nordeste.

De fato essa relação parece ser válida para a maioria dos anos. Águas mais quentes no Atlântico Sul Tropical e mais frias no Atlântico Norte Tropical (Padrão Positivo do Dipolo) estão associadas com anos chuvosos no Nordeste (Figura 2a). Neste sentido, Nobre (1996), afirma que a posição e a intensidade da ZCIT sobre o Oceano Atlântico estão associadas a variações nos padrões da TSM, sobre os oceanos e que isso modula, por exemplo, a pluviometria sobre o norte do Nordeste (Figuras 2a e 2b). Souza (1997), objetivando analisar a relação entre a TSM e a circulação global no período da posição extrema, mais ao sul, da ZCIT em abril e precedida pela fase positiva da Oscilação do Atlântico Norte (NAO) em DJF concluiu que casos extremos da fase positiva da NAO resultam na intensificação da ZCIT na região mais ao sul do Equador, em abril. A fase positiva (negativa) do Padrão de Dipolo ocorre quando Anomalias positivas (negativas) de TSM são encontradas na Bacia Norte (entre 5°N e 20°N) e negativas (positivas) na Bacia Sul do Atlântico (entre a linha do equador e 15°S).

Figura 2 - Padrões do Dipolo (a) fase positiva, intensificação de chuva e (b) fase negativa, inibição das chuvas.



Fonte: Bezerra (2006).

2.2.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul- ZCAS

A Zona de Convergência do Atlântico Sul, é um importante sistema climático atuante principalmente na estação de verão na América do Sul. Segundo Kodama (1992, 1993),

Satyamurti *et al.*, (1998) e Carvalho *et al.*, (2002) foi definida como uma banda de nebulosidade de grande atividade convectiva, atuante no sentido noroeste-sudeste, desde o Sul da Amazônia até a região subtropical do Oceano Atlântico. Associado com a intensa atividade convectiva que ocorre na Amazônia, pode ser considerado um dos principais sistemas de monção atuante na América do Sul (SMAS) (CARVALHO, 2002; JONES).

Kodama, (1992) cita condições propícias as formação da ZCAS: Vento quente e úmido da região amazônica em direção às altas latitudes; A leste de cavados semi-estacionários e presença do Jato Subtropical em altas latitudes, que penetra nos subtrópicos em $\sim 25^{\circ}\text{S}$.

A formação da ZCAS depende tanto de forçantes locais quanto remotas. Nogués-Paegle e Mo (1997), por exemplo, investigaram e confirmaram a correlação entre a convecção na ZCAS e a precipitação na parte central do Oceano Pacífico. Localmente, a formação da ZCAS está associada com: (a) convecção na região Amazônica e Brasil Central; (b) disponibilidade de umidade; e (c) baroclinicidade (FIGUEROA *et al.*, 1995; KODAMA, 1992).

Outros estudos sugerem uma associação entre os eventos de ZCAS e a temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico Sul (KALNAY *et al.*, 1986). Apesar de a TSM não ser determinante para a formação da ZCAS, ela modularia a intensidade e o posicionamento da precipitação associada ao sistema (FIGUEROA *et al.*, 1995; ROBERTSON; MECHOSO, 2000). Mais recentemente, têm sido discutida uma “Zona de Convergência de Umidade” (ZCOU), definida em Sacramento Neto *et al.* (2010), mais adiante abordada. Quanto às frentes frias poderem ser confundidas com as zonas de convergência, embora por vezes elas estabeleçam um fluxo de umidade da região amazônica para a região sudeste, pode-se afirmar que esses fenômenos não o mantêm por muito tempo, usualmente por apenas um ou dois dias, isto é, a ocorrência tem um caráter transitório. Algo semelhante tipifica a ZCOU. Embora as suas 19 características sejam bem semelhantes às da ZCAS, incluindo o padrão esperado de posicionamento da Alta da Bolívia, a presença do Cavado do Nordeste e de convecção na região amazônica, essa configuração não se sustenta por períodos maiores, o que motiva sua denominação diferenciada de ZCOU.

Os regimes de precipitação da América do Sul possuem variabilidade em muitas escalas de tempo e espaço. Enquanto a convecção na bacia amazônica exibe variação diurna intensa e sazonal, as variações intrasazonais são mais pronunciadas 21 no leste da América do Sul tropical e subtropical (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004). Em particular, a precipitação associada à ZCAS exibe uma variedade rica de variações intrasazonais (ALMEIDA *et al.*, 2007; CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2002) e diversos trabalhos mostraram a influência de fenômenos atmosféricos de tal escala de tempo na variabilidade da

ZCAS, como Cunningham e Cavalcanti (2006) e Souza e Ambrizzi (2006). A figura 3 exemplifica um evento de ZCAS configurado em maio de 2013.

Figura 3 - Identificação da atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul no dia 13/05/2013 através do satélite GOES 13.



Fonte: DAS/INPE/CPTEC.

2.2 VARIABILIDADE INTERANUAL DA PRECIPITAÇÃO

A variabilidade interanual na Amazônia é resultante do fenômeno ENOS (El-Niño Oscilação Sul), caracterizado pela ocorrência de temperatura da superfície do mar (TSM) no Pacífico equatorial central e leste anormalmente positivas (El Niño) e negativas (La Niña). As condições do El Niño associam-se ao aquecimento anômalo em grande-escala nas águas oceânicas sobre o Pacífico Equatorial centro-leste. Inversamente a La Niña relaciona-se ao resfriamento anormal das águas oceânicas equatoriais sobre a bacia centro-leste (Trenberth, 1997).

Os fenômenos ENOS provocam mudanças significativas nas circulações de Walker e Hadley, de modo que, no El Niño/La Niña observa-se a predominância de anomalias de vento descendente (ascendente) na região, o que resulta na inibição (intensificação) da convecção, e conseqüentemente, contribui na variabilidade do regime pluviométrico da região Amazônica (Souza *et al.*, 2000).

Oscilação Sul (OS) é a denominação dada a um balanço "see-saw" na Pressão a região do de Nível Mar (PNM), entre o oceano Pacífico sudeste e a baixa pressão que se estende sobre o oceano Indico, desde a África até o norte da Austrália. BJERKNES (1966) verificou que estes dois fenômenos estão fortemente inter-relacionados e ocorrem a intervalos irregulares de dois a sete anos.

A variabilidade da precipitação na Amazônia é, em diversos estudos, relacionada ao fenômeno El Niño (ENOS). Os impactos do El Niño são mais sentidos no norte e centro da

região, e apenas durante eventos muito intensos, como foram as secas de 1925-26 (Williams *et al* 2005), 1982-83 e a mais recente em 1997-98. Porém, secas como as de 1963-64 ou 2005 não foram associadas ao El Niño (Marengo *et al.* 2006).

Ropelewski and Halpert (1987, 1989), Marengo (1992, 2004), Uvo *et al.* (1998), Ronchail *et al.* (2002) identificaram que anomalias negativas de precipitação no centro, norte e leste da Amazônia são em geral associadas com eventos de El Niño-Oscilação Sul (Enso) e anomalias de TSM no Atlântico tropical. Esses estudos ressaltaram que algumas das maiores secas na Amazônia foram devidas a: 1. a ocorrência de intensos eventos de El Niño; 2. forte aquecimento das águas superficiais do Atlântico tropical norte durante o verão-outubro no Hemisfério Norte; ou 3. ambos (Marengo *et al.*, 2007).

Algumas das vazões no Brasil (Amazônia, Sul do Brasil, Norte do Nordeste) apresentam altas correlações com os campos de anomalias de temperatura de superfície do mar nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical, o que sugere uma possível associação entre vazões extremas e El Niño, ou um aquecimento no Oceano Atlântico Norte Tropical, como foi o caso, por exemplo, de 1998, com reduções nas vazões em Manaus e Óbidos e nos níveis baixos do Rio Solimões durante a recente seca de 2005 (Marengo *et al.*, 2008).

A variabilidade das anomalias de TSM no Pacífico tropical é responsável por menos de 40% da variabilidade da precipitação na bacia amazônica (Marengo, 1992; Uvo *et al.*, 1998; Marengo *et al.*, 2007), o que sugere que os efeitos de outras fontes de variabilidade, tais como o gradiente meridional de TSM no Atlântico intertropical (que afeta principalmente a região norte e central da Amazônia), ou processos de superfície e grande frequência de transientes do Atlântico Sul (importante para o sul da Amazônia) podem ser também importantes na variabilidade interanual da precipitação na região (Marengo *et al.*, 2003; Ronchail *et al.*, 2002; Marengo *et al.*, 2007).

A forte estiagem durante o El Niño 1997/98 no Norte da Amazônia e em Roraima foi muito mais intensa do que a de 1982/83 (Nepstad *et al.* 1999).

O sul da Amazônia não mostra associações muito claras com os extremos da Oscilação Sul (Marengo *et al.* 1997). Diversos pesquisadores discutem as condições de chuva abaixo do normal, diretamente relacionada ao efeito conjunto de El Niño no Pacífico que ocorre simultaneamente com um gradiente meridional apontando para o norte no Atlântico intertropical. Hastenrath e Heller (1977), Moura e Shukla (1981), Nobre e Shukla (1996) e Uvo (1998), mostram resultados de que os Oceanos Pacífico e Atlântico têm influência no regime chuvoso do outono no Leste da Amazônia (LAM) e Nordeste Brasileiro (NEB).

2.3 MODELAGEM DE PREVISÃO HIDROLÓGICA

Um modelo hidrológico permite equacionar os processos, representar, entender e simular o comportamento hidrológico de uma bacia hidrográfica (Tucci, 1998). Modelos hidrológicos podem ser classificados por diferentes aspectos tais como: tipos de variáveis utilizadas no modelo (estocástico ou determinístico), tipo de relação entre essas variáveis (empírico ou conceitual), a forma de representar os dados (discretos ou contínuos), a existência ou não de relações espaciais (pontuais ou distribuídos) e a existência de dependência temporal (estatísticos ou dinâmicos).

Um dos primeiros trabalhos a discutir sobre a estrutura de modelos hidrológicos chuva-vazão e sua perspectiva para o futuro foi feito por Todini (1988). Esse autor faz um histórico dos modelos desenvolvidos até então, na oportunidade verificou que os modelos apresentavam muitos parâmetros, geralmente incorporavam muitos erros nos resultados e na descrição de cada um dos processos envolvidos em toda extensão da bacia. Galvncio *et al.* (2002), simularam a vazão mensal na bacia hidrográfica do alto São Francisco, por meio de dois modelos estocásticos: auto regressivo (AR) e medias móveis (MA) de ordem 1, no período de 1978 a 1983. Os autores observaram que o modelo MA não representou bem os valores extremos para algumas estações, já o modelo AR representou bem os valores extremos das vazões mensais; porém não simulou de forma adequada os valores intermediários de vazões. Em ambos os modelos a persistência da série histórica foi preservada.

Bayer *et al.* (2012) apresentaram um modelo de previsão de vazões para a bacia do rio Potiribu, afluente do rio Ijuí, RS, obtendo resultados satisfatórios para uma antecedência de seis meses. Lucas *et al.* (2009) utilizaram dois modelos, um determinístico e outro estocástico do tipo ARIMA, para simular a vazão média mensal das sub-bacias da região hidrográfica do Xingu no Estado do Pará.

Mine e Tucci (1999) utilizaram um modelo ARIMA, conjuntamente com um modelo determinístico chuva-vazão denominado IPH-II, na previsão de vazões afluentes à estação Usina Foz de Areia, no rio Iguaçu/PR.

Segundo Abdulla e Lettenmaier (1997), em aplicações hidrológicas, o método mais utilizado para estimar os parâmetros dos modelos com base nas características fisiográficas das bacias é a regressão múltipla, podendo se dar por meio de uma função linear ou não-linear. Quando a função é não-linear, procura-se, por meio de um artifício matemático, transformá-la em uma expressão linear (Tucci, 2000).

3 OS DESASTRES NATURAIS NO BRASIL

3.1 CLASSIFICAÇÃO DOS DESASTRES NATURAIS

A Codificação Brasileira de Desastres (COBRADE) foi instituída por meio da Instrução Normativa nº 01, de 24 de agosto de 2012, em substituição à Codificação de Desastres, Ameaças e Riscos (CODAR), até então utilizada. A Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil adota a classificação dos desastres constante do Banco de Dados Internacional de Desastres (EM-DAT), do Centro para Pesquisa sobre Epidemiologia de Desastres (CRED) da Organização Mundial de Saúde (OMS/ONU) e a simbologia correspondente.

Quanto à origem ou causa primária do agente causador, os desastres são classificados em: Naturais e Tecnológicos. São desastres naturais àqueles causados por processos ou fenômenos naturais que podem implicar em perdas humanas ou outros impactos à saúde, danos ao meio ambiente, à propriedade, interrupção dos serviços e distúrbios sociais e econômicos.

São desastres tecnológicos aqueles originados de condições tecnológicas ou industriais, incluindo acidentes, procedimentos perigosos, falhas na infraestrutura ou atividades humanas específicas, que podem implicar em perdas humanas ou outros impactos à saúde, danos ao meio ambiente, à propriedade, interrupção dos serviços e distúrbios sociais e econômicos. Entre os eventos mais recentes e de maior repercussão nacional está o acidente ambiental causado pelo rompimento da barragem de rejeitos no município de Mariana (2017) e o naufrágio do navio com carga de animais envolvendo mais de 5.000 bois no rio Pará situado no município de Barcarena mesorregião paraense.

A classificação de desastres é importante, primeiramente, por motivo de ordem legal. A IN (Instrução Normativa) nº 01/2012 trata da Decretação de Situação de Emergência e Estado de Calamidade Pública. As situações de anormalidade só podem ser decretadas em função de um desastre. Portanto, é fundamental ter um instrumento legal que defina o que é um desastre. Em resumo, para ser considerado como um desastre no Brasil, determinado evento tem que estar necessariamente catalogado na COBRADE. A categoria Desastres Naturais divide-se em cinco Grupos, treze Subgrupos, vinte e quatro Tipos e vinte e três Subtipos. A divisão dos desastres naturais é representado na tabela 1.

Tabela 1 - Classificação dos desastres naturais segundo a Codificação brasileira de desastres (COBRADE).

1-DESASTRES NATURAIS			
1.GEOLÓGICOS			
SUBGRUPO	TIPO	SUBTIPO	COBRADE
1.Terremoto	1. Tremor de terra	0	1.1.1.1.0
	2. Tsunami	0	1.1.1.2.0
2. Emissão vulcânica	0	0	1.1.2.0.0
3. Movimento de massa	1. Quedas, tombamentos e rolamentos	1. Blocos	1.1.3.1.1
		2. Lascas	1.1.3.1.2
		3. Matacões	1.1.3.1.3
		4. Lajes	1.1.3.1.4
	2. Deslizamentos	1. Deslizamentos de solo e/ou rocha	1.1.3.2.1
	3. Corridas de massa	1. Solo/Lama	1.1.3.3.1
2. Rocha/Detrito		1.1.3.3.2	
4. Subsidiências e colapsos	0	1.1.3.4.0	
4. Erosão	1. Erosão costeira/Marinha	0	1.1.4.1.0
	2. Erosão de margem fluvial	0	1.1.4.2.0
	3. Erosão continental	1. Laminar	1.1.4.3.1
		2. Ravinas	1.1.4.3.2
		3. Boçorocas	1.1.4.3.3
2.HIDROLÓGICOS			
1. Inundações	0	0	1.2.1.0.0
2. Enxurradas	0	0	1.2.2.0.0
3. Alagamentos	0	0	1.2.3.0.0
3. METEOROLÓGICOS			
2.Tempestades	1. Tempestade local/Convectiva	1. Tornados	1.3.2.1.1
		2.Tempestade de raios	1.3.2.1.2
		3. Granizo	1.3.2.1.3
		4. Chuvas intensas	1.3.2.1.4
		5. Vendaval	1.3.2.1.5
2.Temperaturas extremas	1. Onda de calor	0	1.3.3.1.0
	2. Onda de frio	1. Friagem	1.3.3.2.1
		2. Geadas	1.3.3.2.2
4.CLIMATOLÓGICOS			
1. Seca	1. Estiagem	0	1.4.1.1.0
	2. Seca	0	1.4.1.2.0
	3. Incêndio florestal	1. Incêndios em parques, áreas de Proteção ambiental e áreas de Preservação permanente nacionais, estaduais ou municipais	1.4.1.3.1
		2. Incêndios em áreas não protegidas, com reflexos na qualidade do ar.	1.4.1.3.2
	4. Baixa umidade do ar	0	1.4.1.4.0

Fonte: Adaptado, Ministério da Integração Nacional (2017).

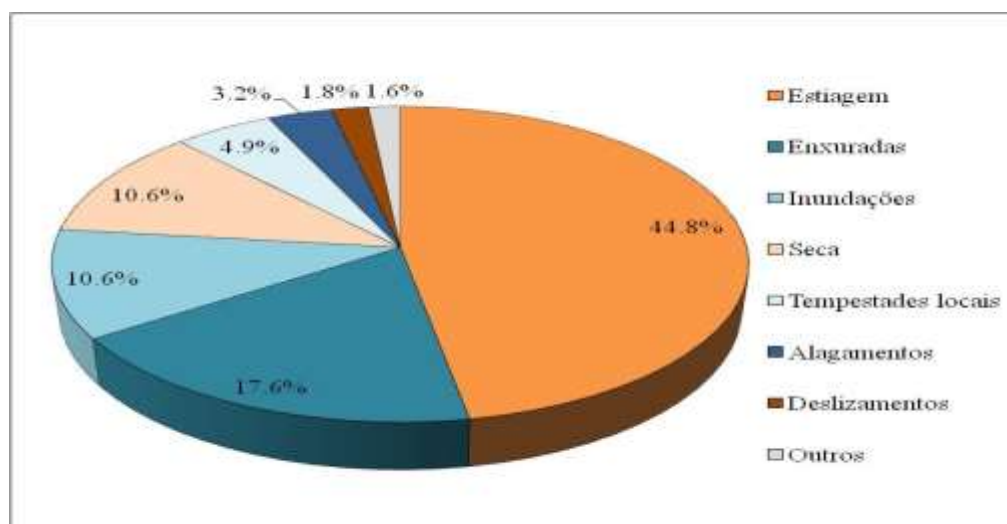
Historicamente, a principal ameaça climática presente no Brasil é a chuva que junto com outros elementos atmosféricos desencadeiam uma série de eventos naturais relacionados a extremos pluviométricos, que tem em comum prejuízo socioeconômico e ambiental heterogêneo no espaço urbano e rural. A significativa ação desses eventos se concentra em grandes centros urbanos onde a deficiência de obras de saneamento e sistema de drenagem deficitário expõe um contingente populacional cada vez mais em situação de fragilidade. Situação antagônica relacionada a déficit de chuva, com destaque a região centro oeste, que todos os anos apresenta sérios problemas relacionados a poluição ambiental em razão dos baixo

índice de umidade do ar e, conseqüentemente aumento das ocorrências de incêndios florestais e queimadas que favorece a proliferação de doenças respiratórias.

A escassez de chuva também impacta municípios interioranos e área rural que dependem da disponibilidade de água para desenvolver atividades produtivas e industriais ligadas ao segmento do agronegócio. A seca prolongada que atingiu grande parte da região sudeste recentemente apresentou cenários nunca antes visto nos principais reservatórios que abastecem a região dão indicativo que a falta de chuva tende a se tornar tão preocupante quanto as chuvas extremas. Isso pode ser ratificado pela distribuição dos eventos naturais no cenário nacional nos últimos vinte e seis anos, figura 4.

Segundo levantamento estatístico baseado no banco de dados da Secretaria Nacional de Defesa Civil há uma discrepante concentração de ocorrências envolvendo a alta concentração de estiagem, em detrimento de outros eventos. No período analisado foram contabilizados 22.904 ocorrências de estiagem, o que corresponde a 44,8% do total de eventos. Isso significa que a problemática da escassez de chuva tem se expandido de forma significativa, sobretudo, na região nordeste e sudeste do país.

Figura 4 - Distribuição dos eventos naturais registrados no Brasil no período de 1990-2016.

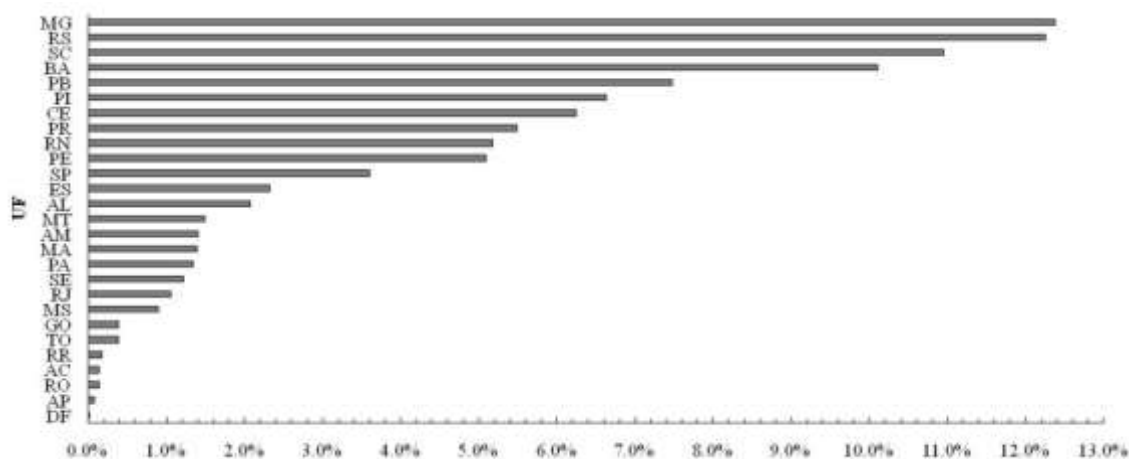


Fonte: MI/S2ID (2017).

A distribuição dos eventos naturais no Brasil é representada na figura 5. Assim. É notada a alta concentração de ocorrências nos estados de Minas Gerais, Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Bahia que acumulam 12,4%, 12,3%, 11,0% e 10,1%, respectivamente. Um dos motivos associados a esses números pode está relacionado ao forte sistema organizacional de Defesa Civil no sentido de ações preventivas e preparativas de desastres naturais. A grande maioria destas ocorrências está relacionada a eventos de caráter hidrológico (alagamentos, enchentes e enxurradas), diferentemente das ocorrências existentes nos estados pertencentes a

região nordeste e centro Oeste que tem como predomínio a ocorrência de eventos de caráter climatológico (estiagem, seca e incêndios florestais e queimadas). Os estados da região norte representam a menor concentração das ocorrências no Brasil lideradas por eventos de inundações graduais.

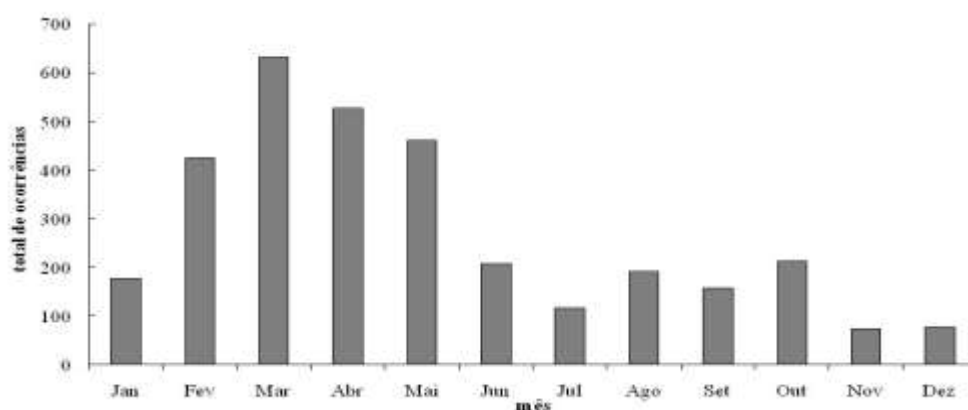
Figura 5 - Representação do total de eventos naturais contabilizados nos estados brasileiros no período de 1990-2016.



Fonte: MI/S2ID (2017).

A divisão mensal da concentração de desastres naturais no Brasil é representada na figura 6. Assim pode-se observar que as maiores ocorrências coincidem com os meses de verão (janeiro, fevereiro e março) e outono (março, abril e maio) na América do Sul. Isso permite dizer que as altas concentrações de eventos de estiagem apresentadas na figura 6 foram contabilizadas entre os meses de janeiro a maio, com ênfase para o mês de março que registrou 632 ocorrências.

Figura 6 - Distribuição sazonal das ocorrências de desastres naturais no Brasil no período de 1990-2016.



Fonte: MI/S2ID (2017).

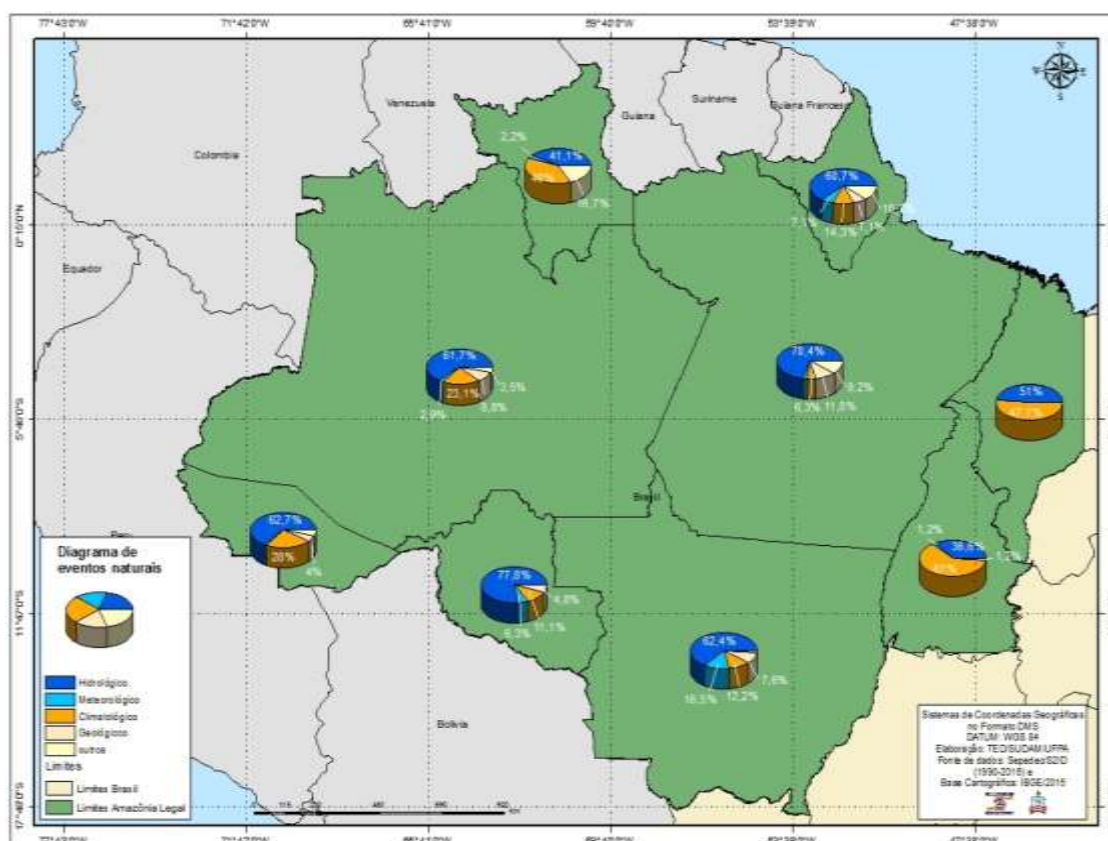
3.2 CONHECENDO OS DESASTRES NATURAIS NA AMAZÔNIA

Os desastres naturais na Amazônia são regidos pela sazonalidade do período das chuvas, induzidos pela atuação dos principais sistemas meteorológicos apresentados no capítulo 2. Assim, ao analisar a série histórica no período de 1990-2016, é possível conhecer como esses eventos estão presentes na região. Nesse contexto, a figura 7 representa a distribuição dos desastres em todos os estados que compõem o espaço amazônico.

No período analisado foram totalizadas 3.323 ocorrências, divididas entre desastres hidrológicos, climatológicos, meteorológicos e biológicos. De modo geral, as ocorrências associadas a desastres hidrológicos predominam em todos os estados, com exceção do extremo oeste do Maranhão e, sobretudo de Tocantins onde a existência do bioma cerrado associado a expressiva redução de chuva nos meses entre julho a outubro favorecem o aumento dos incêndios florestais e queimadas descontroladas.

Na Amazônia, os reconhecimentos federais por SE também são em detrimento dos eventos hidrológicos, principalmente as inundações. As maiores representações de eventos hidrológicos estão concentradas nos estados de Rondônia seguido do Pará que representam 77,8% e 70,4%, respectivamente do somatório dos diversos ventos naturais do estado.

Figura 7 - Representação percentual das ocorrências de desastres naturais na Amazônia legal.



Fonte: Relatório de execução técnica SUDAM/UFPA (2017).

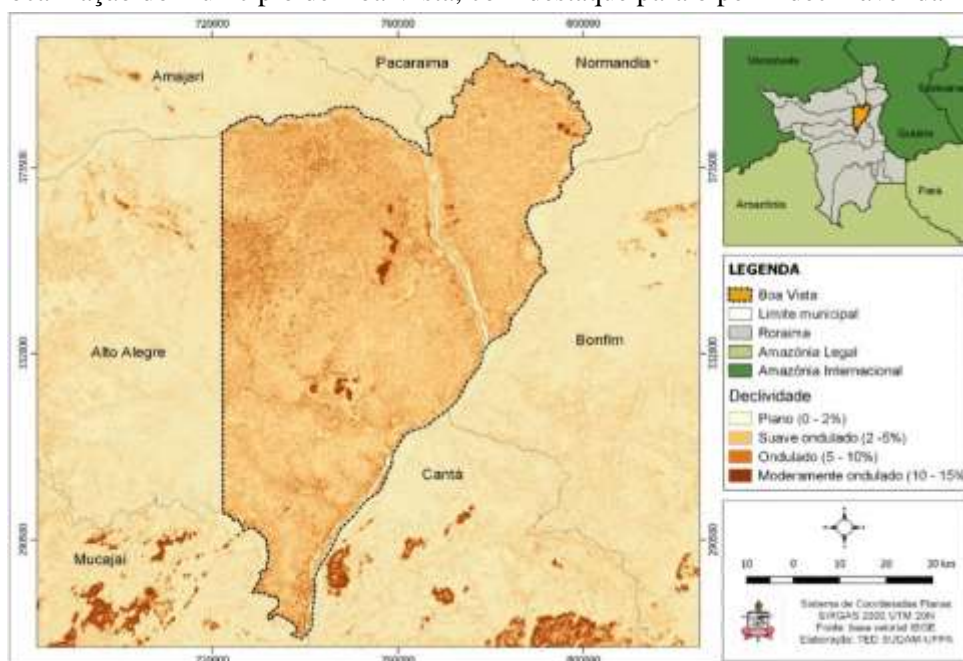
4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo (figura 7) selecionada para esse trabalho é o município de Boa Vista, capital do Estado de Roraima, localizado no extremo norte da Amazônia Legal. A cidade está localizada nas coordenadas geográficas 02° 49' 12" N e 60° 40' 19" O, ocupa apenas 2,5% do território do Estado. Juntamente com mais sete municípios integra a Mesorregião Norte do Estado. Limita-se ao norte de Pacaraima, Normandia a Nordeste, Bonfim a leste, Cantá a Sudeste, Mucajaí a Sudoeste, Alto Alegre a Oeste e Amajari a Noroeste.

O principal corredor de entrada e saída de Roraima é através da BR-174, também conhecida como Manaus-Boa Vista. O município concentra 87% do Produto Interno Bruto (PIB) do Estado sendo que o setor de serviços representa 59%. Situa-se na margem direita do Rio Branco considerado o maior do Estado e principal afluente da margem do Rio Negro.

Figura 7 - Localização do município de Boa Vista, com destaque para o perfil declinável da região.



Fonte: Autor.

A bacia hidrográfica do rio Branco situa-se na região amazônica, no extremo norte da Amazônia, fazendo fronteira com a Venezuela e a Guiana. O rio Branco é um importante

contribuinte da margem esquerda do rio Negro que, juntamente com o rio Solimões, forma o rio Amazonas. A bacia hidrográfica do rio Branco tem cerca de 192.000 km² de área. Localiza-se predominantemente (cerca de 96% da bacia) nos estados do Amazonas e Roraima, e o restante está inserido na Guiana. No território nacional, a bacia ocupa quase todo o território do estado de Roraima, podendo-se confundir praticamente com este estado em termos territoriais.

O rio Branco tem como seus principais contribuintes, na sua margem direita, os rios Cauamé, Mucajal, Ajarani, Agua Boa do Univini, Catrimâni e Xeriuini, e, na margem esquerda, os rios Quitauau, Cachorro, Anauá e Itapará. O curso d'água principal escoia praticamente na direção norte-sul, percorrendo mais de 1.200 km, até desaguar no rio Negro, que por sua vez desagua no rio Amazonas. O rio Branco é considerado, de forma geral, como um rio de água branca, embora seus tributários possam ser classificados como rios de águas brancas, pretas ou claras, em função da sua localização.

4.2 BASE DE DADOS

A pesquisa foi desenvolvida mediante a construção de um banco de dados descritos a seguir:

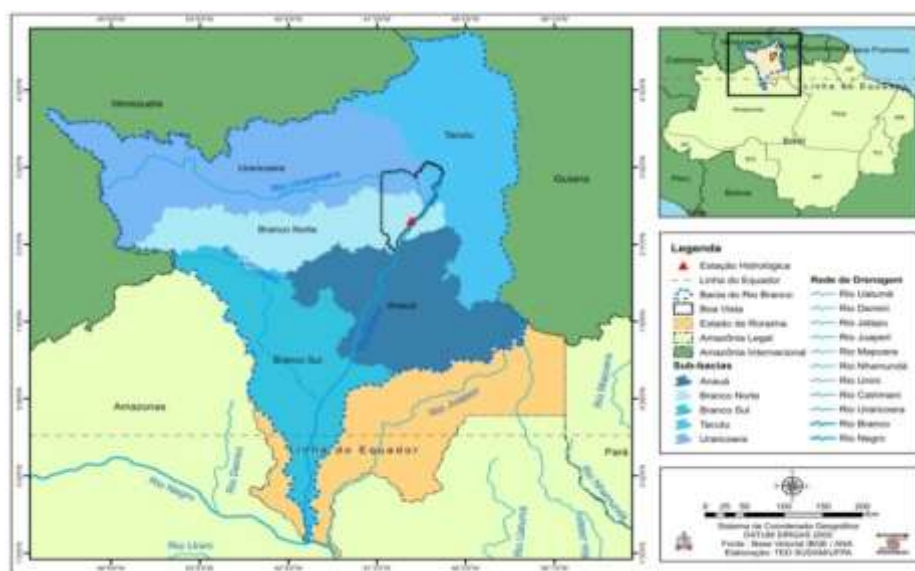
a) Dados Hidrometeorológicos

O regime pluviométrico em Boa Vista foi estudado por meio de dados da Rede Hidrometeorológica Nacional da ANA, adquiridos a partir da Hidroweb, onde são disponibilizados os dados hidrometeorológicos em séries históricas. Esses dados oferecerem informações diárias e mensais de todas as estações pluviométricas, disponíveis por regiões, desde a data do início de funcionamento. A estação pluviométrica de Boa Vista identificada pelo código 8260000 iniciou as medições em 1980, porém devido à constante interrupção no fornecimento de dados anterior ao ano de 1992 foi definida a série histórica de 1993-2017.

Os dados foram organizados e manipulados em planilhas eletrônicas do *software* EXCEL, onde foram elaborados gráficos dos extremos máximos e mínimos anual, média mensal e total anual de chuva.

A variabilidade fluviométrica foi estudada pela estação hidrológica mais antiga do município, que monitora a variação do rio Branco desde 1968. A estação encontra-se instalada na sede municipal de Boa Vista na margem direita do Rio Branco entre as coordenadas geográficas 2° 49' 36.12" e -60° 39' 21.96" (figura 8) sob responsabilidade da ANA e vistoriada pelo CPRM (Serviço Geológico do Brasil). O estudo considera a série histórica de dados diários entre os anos de 1969-2017. A localização da estação hidrológica pertencente a sub-bacia do Branco Norte instalada na área urbana de Boa Vista é mostrada na figura 9.

Figura 8 - Localização da estação fluviométrica estudada na bacia hidrográfica do Rio Branco.



Fonte: Autor.

A estimativa de dados ausentes para os meses do período 1988 a 1991 foi obtida através da obtenção de dados das estações de Caracaraí e Rorainópolis distante a 140 km e 297 Km de Boa Vista, respectivamente, a jusante de Boa Vista. O preenchimento de falha foi realizado através do método de ponderação regional muito utilizado para preencher séries mensais e anuais em que a interrupção no fornecimento de dados é preenchida através de uma ponderação com base nos dados de pelo menos três pontos vizinhos, com comportamento climatológico semelhante a da estação a ser estimada. A técnica para preenchimentos de séries históricas com falhas ou dados inconsistentes é descrito por Bertoni e Tucci (2007) na equação 4.2:

$$VX = \frac{1}{n} \left[\left(\frac{Mx}{Na} \right) Va + \left(\frac{Mx}{Nb} \right) Vb + \left(\frac{Mx}{Nc} \right) Vc \dots \dots \right] \quad (4.2)$$

Onde:

Vx - valor a ser preenchido na estação X

n - número de estações envolvida da média

M - média anual da estação x

N - media anual das estações

V - valor observado nas estações

a,b,c ,estações envolvidas na média

As observações de registros de níveis negativos no período de dezembro de 2015 a abril de 2016 (tabela 2) associadas a erro sistemático de marcação de RN (Nível de Referência) da régua limnimétrica foram corrigidas mediante a adição de 70 centímetros em toda a série, considerando o menor registro abaixo de zero (-57 centímetros) ocorrido no dia 14 de fevereiro de 2016. A maioria das estações hidrológicas automáticas instaladas na Amazônia é composta de sensores limnimétricos tipo transdutor de pressão, que consiste na instalação de um barômetro de pressão no interior da PCD (Plataforma de coleta de dados).

Estações telemétricas necessitam de revisão e calibração periódica para impedir retorno de dados inconsistentes e inválidos. Séries históricas com presença de dados negativos, a exemplo dos municípios de Boa Vista, Santarém e Óbidos poderiam ser inexistentes, caso houvesse ajuste de barômetro.

Tabela 2 - Medições inconsistentes registradas nos meses de seca em Boa Vista.

Meses de seca	Período inconsistente	Máx (cm)	Corr	Mín (cm)	Corr
	Dez/2015	32	102	-21	49
	Jan/2016	18	88	-52	18
	Fev/2016	-17	53	-57	13
	Mar/2016	4	74	-51	19
	Abr/2016	111	181	-53	17

Fonte: ANA (2016).

b) Dados Climáticos

A análise diagnóstica das variáveis climáticas foi realizada através do Centro de Previsão do Clima (Climate Prediction Center) associado ao Centro Nacional de Previsão Ambiental (National Centers for Environmental Prediction (NCEP) representado pela Administração Nacional Oceânica e Atmosférica NOAA (National Oceanic & Atmospheric Administration). As variáveis oceânicas (Temperatura da Superfície do Mar e Pressão atmosférica) estudadas foram avaliadas no período de 1982-2016.

c) Boletins de alerta hidroclimáticos

A avaliação do modelo hidrológico de curto prazo foi realizada através do banco de dados hidroclimáticos da Amazônia por meio do termo de Cooperação técnica SUDAM/UFPA.

4.3 METODOLOGIA

4.3.1 Classificação de ocorrências do Fenômeno ENOS

As ocorrências do fenômeno ENOS foi definida a partir do índice oceânico Niño (ION), que consiste no cálculo de média móvel trimestral de anomalias de TSM na região Niño 3.4 situada entre os paralelos 5° N e 5° S e 120° e 170° O. Quanto a intensidade, esta foi classificada nas classes fraca, moderada e forte (tabela3). Para definição de cada intensidade do fenômeno ENOS foi utilizado o critério de 5 meses consecutivos de manutenção do mesmo sinal do ION. Valores positivos e negativos no mínimo de cinco meses são caracterizados como El Niño e La Niña, respectivamente.

Tabela 3 - Classificação da intensidade ION.

Evento	Valor do ION	Intensidade
El Niño	0,5 a 0,9	Fraca
	1,0 a 1,4	Moderada
	$\geq 1,5$	Forte
La Niña	-0,5 a -0,9	Fraca
	-1,0 a -1,4	Moderada
	$\leq -1,5$	Forte

Fonte: Adaptado, Golden Gate Weather Services (2008).

4.3.2 Regime hidrológico sazonal

A análise da variabilidade do regime hidrológico sazonal de Boa Vista foi realizada por meio da técnica dos quartis que consiste em uma importante ferramenta estatística de medidas de dispersão.

A metodologia proposta por Wilks (2006) para o cálculo dos percentis é a ordenação da série temporal dos dados $\{X_1, X_2, X_3, X_4, \dots, X_n\}$ do menor para o maior valor. Cada valor da série ordenada terá um número de ordem, denotado entre parênteses $\{X_{(1)}, X_{(2)}, X_{(3)}, X_{(4)}, \dots, X_{(n)}\}$. O cálculo do número de ordem correspondente ao percentil (ou quantil) é obtido pela equação 4.3:

$$N_{ord} = \frac{perc.(n+1)}{100} \quad (4.3)$$

onde *perc* é a ordem proporcional ao percentil calculado (%) e *n* é o número de dados da série. Números de ordem não inteiros são arredondados para o inteiro mais próximo. O percentil *perc* da série ordenada corresponde ao valor que ocupa a posição *N* ordem. Os percentis de 25%, 50% e 75% também são chamados de quartil inferior ou primeiro quartil ($q_{0,25}$), mediana ($q_{0,50}$) e quartil superior ou terceiro quartil ($q_{0,75}$), respectivamente.

Usualmente esses dados são representados pelo boxplot (gráfico de caixa) que avalia a distribuição empírica dos mesmos, além de identificar pontos aberrantes na série (outliers), extremos e limites superior e inferior sobre estes pontos. Uma variação do mesmo é o diagrama esquemático, que pode conter informações sobre pontos aberrantes e extremos e limites inferior e superior para determinar tais pontos. Wilks, 2006 descreve os limites com base no intervalo interquartilico ($q_{0,75} - q_{0,25}$):

$$LSE = q_{0,75} + 3. (q_{0,75} - q_{0,25})$$

$$LSI = q_{0,75} + 1,5. (q_{0,75} - q_{0,25})$$

$$LII = q_{0,25} - 1,5. (q_{0,75} - q_{0,25})$$

$$LIE = q_{0,25} - 3. (q_{0,75} - q_{0,25})$$

onde LSE e LSI são os limites superiores externo e interno, respectivamente e LII e LIE são os limites inferiores interno e externo, respectivamente. Valores acima de LSI (LSE) ou abaixo de LII (LIE) são considerados *outliers* ou aberrantes (aberrantes distantes ou extremos).

A divisão dos quartis mensais que estabelecem o período de cheias e secas foram calculados através da função QUARTIL do software EXCEL.

4.3.3 Análise do modelo hidrológico de curto prazo

A partir de maio de 2016, o Centro de Monitoramento Hidroclimático da Amazônia criado por meio de termo de cooperação técnica entre a SUDAM e a UFPA implementou o Monitoramento e emissão de alertas hidroclimáticos para o município de Boa Vista em Roraima. Conforme oficina realizada na capital envolvendo gestores, órgãos do meio ambiente e técnicos atuantes em Defesa Civil, este é um trabalho inédito voltado a orientar e subsidiar ações de planejamento no contexto da gestão de riscos para a região.

A previsão hidrológica se encontra na fase operacional, e se baseia em modelo empírico e estocástico que descreve a existência das relações explicativas a montante de Boa Vista (figura 9), através do método de regressão linear múltiplas. É verificado se os processos hidrológicos ocorridos nas estações monitoradas estão diretamente associados ao comportamento do Rio Branco em Boa Vista. O tempo necessário para que o escoamento superficial se desloque até o ponto monitorado (BV) é estimado através do método dos mínimos quadrados, obtido pelo coeficiente de determinação (r^2).

A equação que descreve o prognóstico da flutuação de Rio Branco no horizonte de 2 dias para Boa Vista pode ser representada conforme a equação 4.4.

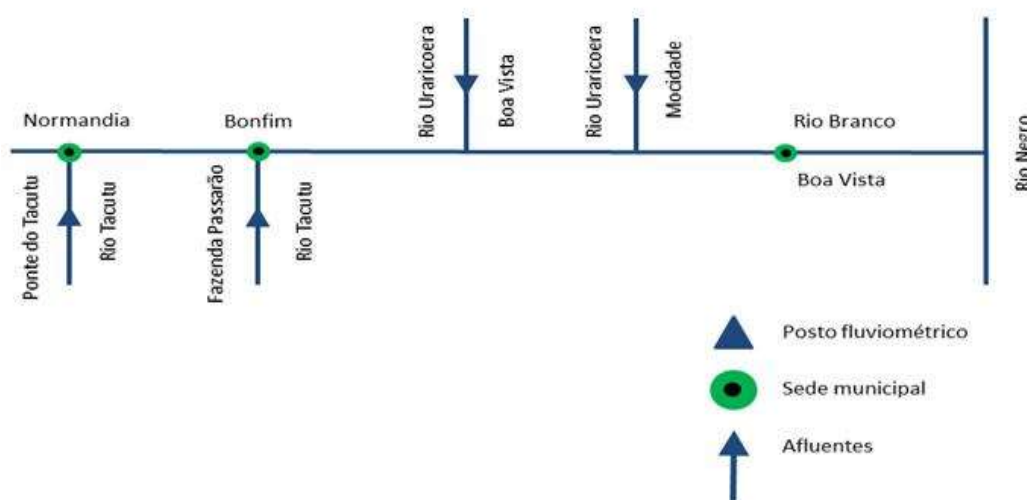
$$H_{BV}(t) = a_0 + a_1 H_{\text{Ponte Tacutu}}(t - \Delta t) + a_2 H_{\text{Fazenda Passarão}}(t - \Delta t) + a_3 H_{\text{Boa Vista}}(t - \Delta t) + a_4 H_{\text{Mocidade}}(t - \Delta t) \quad (4.4)$$

Onde:

$H_{BV}(t)$ é o nível fluviométrico na estação de Boa Vista no tempo (t); $H_{\text{Ponte Tacutu}}(t)$ é o nível fluviométrico na estação de Ponte Tacutu no tempo (t), sendo Δt tempo necessário para que o escoamento superficial chegue em Boa Vista, obtido através do cálculo de defasagem; $H_{\text{Fazenda Passarão}}(t)$ é o nível fluviométrico na estação de Fazenda Passarão no tempo (t), sendo Δt tempo necessário para que o escoamento superficial chegue em Boa Vista, obtido através do cálculo de defasagem; $H_{\text{Mocidade}}(t)$ é o nível fluviométrico na estação de Mocidade no tempo (t), sendo Δt tempo necessário para que o escoamento superficial chegue em Boa Vista, obtido através do cálculo de defasagem; e a_0, a_1, a_2, a_3, a_4 são constantes estimadas pelo ajuste dos mínimos quadrados.

Nesse sentido, a validação do modelo mencionado será realizada mediante a consulta dos boletins hidroclimáticos emitidos diariamente nos dias úteis para o horizonte de 2 dias de antecedência, no período de maio 2016 a dezembro de 2017 armazenados no banco de dados do projeto. A representação esquemática dos pontos monitorados no modelo de previsão hidrológica de curto prazo é representado na figura 9.

Figura 9 - Diagrama unifilar do Rio Branco, principal tributário da margem esquerda do rio negro.



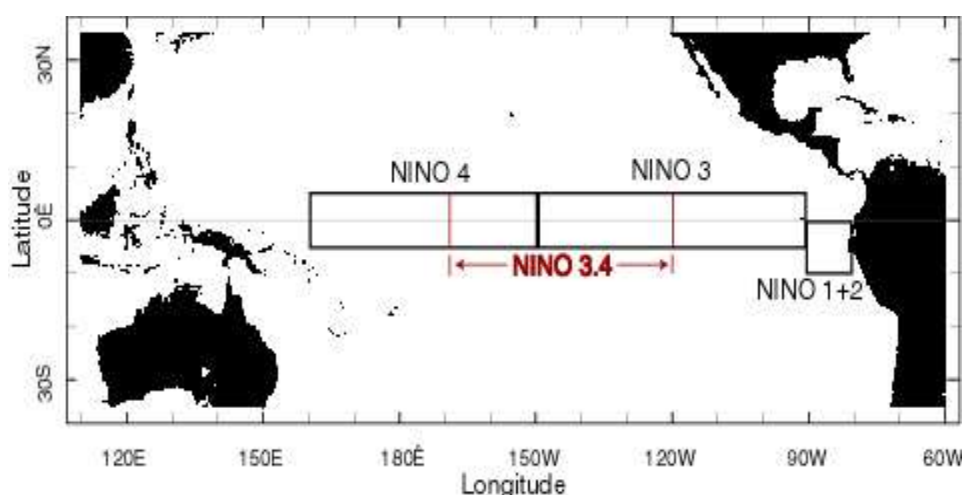
Fonte: autor.

4.3.4 Modelagem Hidrológica Sazonal

A modelagem hidrológica para previsão de eventos extremos de inundações e secas para o município de Boa Vista utiliza o método de regressão linear múltipla. Os dados de entrada do

modelo (input) consideram variáveis de Temperatura da superfície do mar (TSM) do oceano pacífico nas áreas de monitoramento do Niño: Niño 1+2 (0-10°S; 90°W-80°W), Niño 3.4 (5°N-5°S; 170°W-120°W), Niño 3 (5°N-5°S; 150°W-90°W) e Niño 4 (5°N-5°S; 160°E-150°W), e as águas superficiais do Atlântico Norte (5°N-20°N; 60°W-30°W). A pressão atmosférica sobre as regiões de Tahiti e Darwin também são acrescentadas ao modelo. As áreas estudadas são destacadas na figura 10, com exceção do Atlântico Norte e das regiões de Darwin e Tahiti.

Figura 10 - Localização das áreas investigadas na influência da variabilidade interanual do Rio Branco em Boa Vista.



Fonte: The International Research Institute for Climate and Society (IRI), (2014).

A contribuição do sistema oceano-atmosfera no aumento ou redução das chuvas sobre a bacia hidrográfica do rio branco e, conseqüentemente anos de cheias e secas extremas foi realizada através de análise individual de correlação interanual entre as variáveis climáticas estudadas (matriz independente) e os dados hidrológicos de máximos e mínimos (matriz dependente). O grau de relação entre as variáveis é avaliado pelo coeficiente de correlação (r).

Configurado o aquecimento/resfriamento das águas superficiais oceânicas, a mudança na circulação geral da atmosfera (CGA), principalmente no ramo descendente da célula de hadley.

Os efeitos relacionados ao comportamento oceânico anômalo aquecimento/resfriamento para induzir ou inibir a entrada de água na bacia hidrográfica do rio Branco será estimado através do coeficiente de regressão, obtido pelo método dos mínimos quadrados. A defasagem (retrocesso no tempo) entre as temperaturas, pressões oceânicas e os níveis máximos e mínimos são definidos a partir do melhor ajuste obtido através do coeficiente de correlação (r).

4.3.5 Método de Regressão Linear Múltipla

Na regressão múltipla estuda-se o comportamento de uma variável dependente Y em função de duas ou mais variáveis independentes X_i . Se a variável Y variar linearmente com as variáveis X_i , pode-se adotar um modelo geral com a seguinte forma:

$$Y = B_1X_1 + B_2X_2 + \dots + B_PX_P \quad (4.5)$$

onde Y é a variável dependente ou prevista; $X_1, X_2, X_P, \dots, X_P$ são as variáveis independentes ou explicativas e $B_1, B_2, B_3, \dots, B_P$ são os coeficientes de regressão. A partir de um conjunto de n valores da variável Y , associados a n observações correspondentes das P variáveis independentes, e utilizando a equação 4.5, pode-se escrever:

$$\begin{cases} Y_1 = B_1X_{1,1} + B_2X_{1,2} + B_PX_{1,P} \\ Y_2 = B_1X_{2,1} + B_2X_{2,2} + B_PX_{2,P} \\ Y_3 = B_1X_{n,1} + B_2X_{n,2} + B_PX_{n,P} \end{cases} \quad (4.6)$$

no qual Y_i é o i -ésimo valor da variável dependente e $X_{i,j}$ é a i -ésima observação da j -ésima variável independente. A representação do sistema de equações 4.6 na forma de matriz:

$$\begin{bmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ \vdots \\ Y_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} X_{1,1} & X_{1,2} & \dots & X_{1,P} \\ X_{2,1} & X_{2,2} & \dots & X_{2,P} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ X_{n,1} & X_{n,2} & \dots & X_{n,P} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} B_1 \\ B_2 \\ \vdots \\ B_n \end{bmatrix} \quad (4.7)$$

Ou em notação matricial

$$[Y] = [X] \cdot [\beta] \quad (4.8)$$

onde Y é um vetor ($n \times 1$) das observações da variável dependente; $[X]$ é uma matriz ($n \times P$) com as n observações de cada uma das P variáveis independentes, e $[\beta]$ é um vetor ($P \times 1$) com os parâmetros desconhecidos. A equação 4.8 terá um termo de intercepto, β_1 , se: $X_{i,1} = 1$, adota-se a condição de $X_{i,1} = 1$ para i de 1 até n . De maneira análoga à regressão linear simples, os coeficientes desconhecidos β_i podem ser estimados pela minimização do somatório dos erros quadrático, $\sum_{i=1}^n e_i^2$, onde:

$$e_i = Y_i - \widehat{Y}_i = Y_i - \sum_{j=1}^P \widehat{\beta}_j X_{i,j} \quad (4.9)$$

Em representação matricial

$$\sum e_i^2 = [e]^T [e] = ([Y] - [X\widehat{\beta}])^T ([Y] - [X\widehat{\beta}]) \quad (5.0)$$

Diferenciando a equação 5.0, em relação a $\widehat{\beta}$, e igualando a derivada parcial a zero, obtém-se o sistema que representa as equações normais de regressão. As soluções da equação

5.0 são encontradas pela multiplicação dois termos da equação por $([X]^T[X])^{-1}$. Desse modo, o vetor $[\hat{\beta}]$ pode ser estimado por:

$$[\hat{\beta}] = ([X]^T[X])^{-1}[X]^T[Y] \quad (5.1)$$

De maneira semelhante à regressão simples, o somatório total dos quadrados pode ser apresentado em três parcelas:

$$\sum Y_i^2 = n\bar{Y}^2 + \sum(Y_i - \hat{Y}_i)^2 + \sum(\hat{Y} - \bar{Y})^2 \quad (5.2)$$

Ou, em notação matricial, como:

$$[X]^T[Y] = n\bar{Y}^2 + \left([\hat{\beta}]^T[X]^T[Y] - n\bar{Y}^2\right) + \left([Y]^T[Y] - [\hat{\beta}]^T[X]^T[Y]\right) \quad (5.3)$$

Essas somas de quadrados podem ser organizadas em uma tabela, denominada tabela de análise de variância (ANOVA), tal como a ilustrada na tabela 4.

Tabela 4 - Análise de variância dos coeficientes de regressão múltipla.

Fonte	Grau de liberdade	Soma dos quadrados	Quadrado médio
Regressão	P	$SQReg = [\hat{\beta}]^T[X]^T[Y] - n\bar{Y}^2$	$QMReg = \frac{SQReg}{P}$
Resíduos	$n-P-1$	$SQRes = [Y]^T[Y] - [\hat{\beta}]^T[X]^T[Y]$	$QMRes = \frac{SQRes}{n-P-1}$
Total	$n-1$	$SQt = [Y]^T[Y] - n\bar{Y}^2$	-

O coeficiente de determinação múltipla R^2 é definido pela seguinte relação:

$$R^2 = \frac{SQReg}{SQT} = \frac{[\hat{\beta}]^T[X]^T[Y] - n\bar{Y}^2}{[Y]^T[Y] - n\bar{Y}^2} \quad (5.4)$$

O coeficiente de determinação múltipla varia entre 0 a 1 e expressa a proporção da variância que é explicada pelo modelo de regressão. O coeficiente de correlação múltipla é calculado pela extração da raiz quadrada da equação (5.4). Uma estimativa não enviesada da variância dos erros, σ_e^2 , é dada por S_e^2 que é calculada pelo quadrado médio dos resíduos (5.5).

$$S_e^2 = QMRes = \frac{SQReg}{n-P-1} = \frac{[Y]^T[Y] - [\hat{\beta}]^T[X]^T[Y]}{n-P-1} \quad (5.5)$$

O erro padrão da equação de regressão linear múltipla, σ_e , é estimado por S_e , o qual é calculado pela raiz quadrada da equação 5.5.

O período de validade da previsão será obtido por meio de simulação de cenários estabelecidos para três, quatro, cinco, seis e sete meses. Após definido o tempo de resposta do nível do rio às variáveis, se aplicará o método de regressão múltipla para o desenvolvimento do modelo de previsão de longo prazo.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

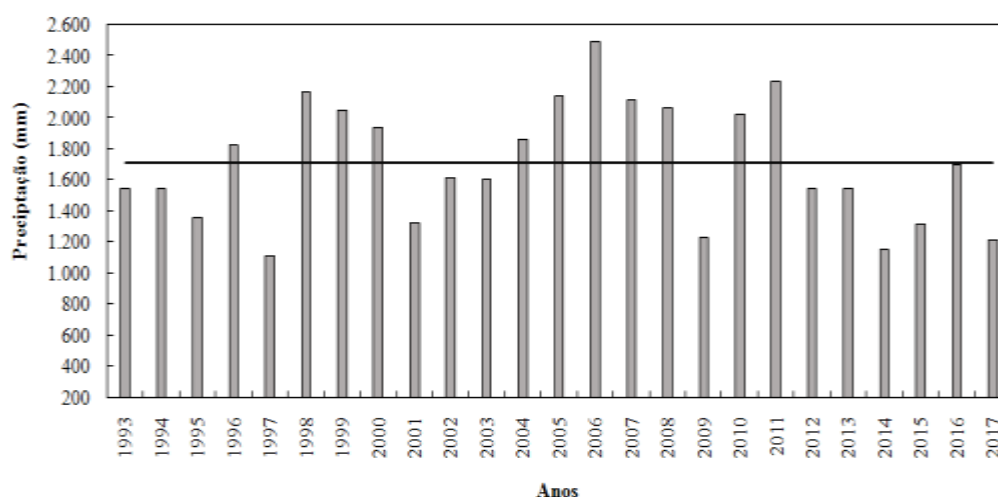
5.1 VARIABILIDADE CLIMÁTICA

5.1.1 Variabilidade interanual da precipitação

Vários estudos foram desenvolvidos para entender a influência do ENOS nas chuvas na região amazônica. O total pluviométrico anual registrado no período de 1993-2017 em Boa Vista é representado na figura 11. Ao analisar os totais pluviométricos, é possível perceber que apesar do município integrar o setor noroeste tido como a região de maior concentração de chuva na América do Sul (MARENGO, 2003), é evidente que fatores como localização geográfica e bioma refletem na média de 1.7000 mm/ano em Boa Vista (linha sólida, figura 11), em disparidade com a precipitação média anual acima de 2.750 mm/ano encontrada no alto rio negro.

Ainda da figura 11, o total de chuvas anual registrados nos últimos 24 anos, é marcado pelo comportamento relativamente uniforme, o que significa condições de baixa variabilidade de incrementos/redução das chuvas de um ano para o outro. Anos de chuva extrema são identificados nos anos de 1998, 2005, 2006, 2010 e 2011 com total pluviométrico superior a 2.100 mm/ano.

Figura 11 - Variabilidade interanual da precipitação pluviométrica de Boa Vista. Linha sólida indica o volume pluviométrico anual calculado entre os anos de 1993-2017.



Ao analisar a influência do ENOS e ATN nestes anos, é possível identificar que com exceção de 2006, os demais anos de chuvas extremas coincidem com a fase negativa do ENOS (La Niña) em paralelo com anomalias de TSM acima de 0,5 °C no ATN (tabela 5). Entre os anos de 2004 a 2008, observa-se o aumento da frequência de anos chuvosos, com índice anual superior a 1.800 mm/ano, sobretudo no ano de 2006, considerado o mais chuvoso do período, com acumulado de 2.493 mm/ano.

Tabela 5 - Anos de aquecimento no campo de anomalia de TSM no ATN. Valor de referência 0,5°C.

Anos	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
1998		0,52	0,53	0,55	0,76	0,62	0,65	0,58				
2004											0,63	0,74
2005	0,85	0,94	1,03	0,86	1,04	1,04	0,83	0,69	0,6			
2010	0,52	0,9	1,17	1,3	1,29	1,19	1,06	0,82	0,77	0,68	0,65	0,8
2011	0,73				0,56	0,79						

Fonte: www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices

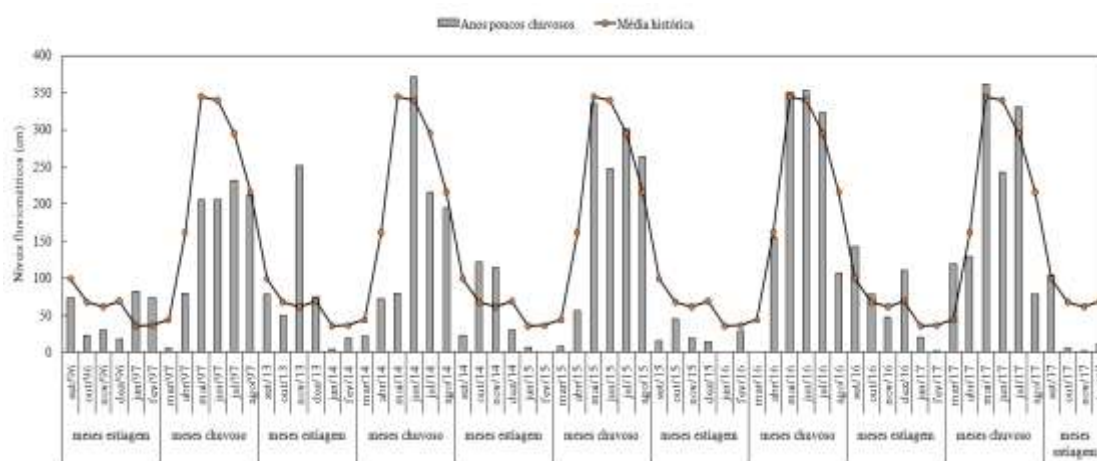
Considerando que quase dois terços da área de Roraima se localizam no Hemisfério Norte (HN), é possível inferir que o aumento no volume de chuvas nesses anos pode estar condicionado ao cenário favorável de manutenção da ZCIT nas latitudes mais norte do HN, tal situação é favorecida pelas águas aquecidas no Atlântico que tende a provocar a desentensificação da Alta Subtropical semipermanente (ASAS) e, conseqüentemente o aumento de precipitação alimentada pelo posicionamento e atuação da ZCIT.

O padrão de chuvas abaixo da média climatológica nos anos menos chuvosos (1997, 2014 e 2017) não se limita apenas para Boa Vista, mas em grande parte da região Norte onde os desvios negativos de chuva tiveram duração e intensidade de forma heterogênea.

Quantitativamente os índices pluviométricos totais alcançados nos três anos menos chuvoso são mantidos em torno de 1.100 mm/ano, porém, a escassez de chuva de 1997 é superada no ano seguinte considerado um dos mais chuvosos da série estudada. Como condicionante do caso de 1997 pode-se citar o início do desenvolvimento de ocorrência EN no mês de abril 1997 em paralelo com a estação chuvosa de Boa Vista, que pode ter enfraquecido os ventos alísios e inibido a convecção local da região. Por outro lado, o cenário de seca prolongada, segundo definido por Cavalcanti *et al.* (2013) se caracteriza em casos que o padrão de chuvas abaixo da média se estende por mais de uma estação.

Nesse estudo, esta situação fica configurada no período de 2013 a 2016 (figura 12) com maior nível de criticidade no ano de 2016. Esse mesmo fenômeno climático parece explicar, em parte, o período de extensa escassez hídrica, já que o cenário desfavorável às chuvas coincide com o estabelecimento do fenômeno ainda em outubro de 2014.

Figura 12 - Comportamento dos índices pluviométricos para os eventos de maiores seca em Boa Vista.



É importante mencionar que a redução significativa dos índices de precipitação no período que se estende no segundo semestre de 2013, e primeiro de 2014 não está sob influência de nenhum mecanismo climático de escala global.

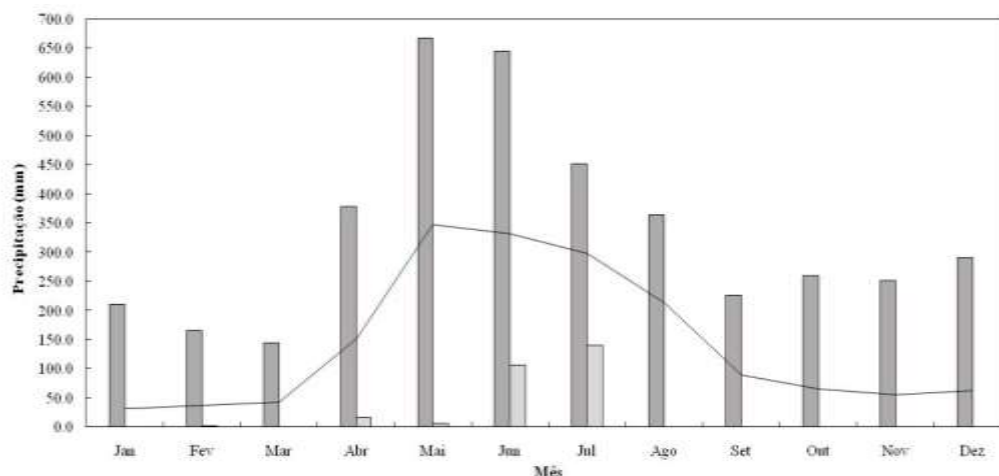
Estudos apontam que em anos de El Niño, o deslocamento zonal da célula de Walker, provoca a redução do movimento ascendente, e enfraquecimento do ramo descendente da célula de Walker (com tendência de aumento do movimento ascendente), o que desencadeia a redução dos índices pluviométricos nesta região (Ronchail *et al.*, 2002; Souza; Ambrizzi; Coelho, 2004). De modo geral, é notório que a variabilidade interanual no padrão pluviométrico com altos valores acumulados é bem mais acentuada quando comparado aos anos normais ou pouco abaixo da média. A sazonalidade destes eventos será discutida no item a seguir.

5.1.2 Sazonalidade da precipitação

O comportamento sazonal da precipitação em Boa Vista, bem como os registros de máximos e mínimo mensais para a série de histórica de 1993-2017 é mostrada na figura 13. Assim, observa-se que a concentração das chuvas é dividida em dois períodos: o primeiro, definido como período chuvoso, com início em abril e término em setembro, sendo que as chuvas mais volumosas se concentram nos meses de maio e junho, com média pluviométrica de 334,8 mm e 333,9 mm, respectivamente: o segundo período, definido como período seco, é estabelecido no último trimestre do ano, até o primeiro trimestre do ano seguinte.

O padrão sazonal da precipitação de Boa Vista é regido principalmente pela ZCIT que segue a marcha anual de acordo com as estações do ano. Logo, o período chuvoso é compreendido entre as estações da Primavera e Verão, quando a ZCIT se alinha a latitudes acima de 1° N. A localização geográfica do município acima de dois graus de latitude HN é influenciada por essa dinâmica. A redução das chuvas é estabelecida a partir do mês de outubro e se estende até março. O mês de janeiro é considerado o período crítico de escassez de chuva, a média histórica é de 30,5 mm. Ao analisar os extremos históricos de máximos, nota-se a significativa variabilidade no período chuvoso, em destaque, os meses de maio 2011 e junho 2006 que apresentaram máximo histórico de 667,5 mm e 643,7 mm, respectivamente (figura 13), o que corresponde desvio positivo em torno de 93% em relação a média histórica. Por outro lado, a situação recorrente de meses sem ocorrência de chuva evidencia as ausências de mínimas históricas em todos os meses do período seco.

Figura 13 - Variabilidade sazonal da precipitação pluviométrica em Boa Vista. Linha sólida indica média histórica; colunas em cinza, máximo histórico e colunas em branco, mínimo histórico.



5.1.3 Relação de eventos ENOS com extremos hidrológicos

Nobre *et al.* (2009) enfatiza que a variabilidade da TSM combinada do Pacífico e Atlântico tropicais explica pouco mais de 50% da variância na precipitação interanual na Amazônia e pouco se sabe a respeito de outros mecanismos, internos ou externos à região, responsáveis pela variabilidade interanual que permanece não explicada. Entre os exemplos extremos não explicados pela variabilidade de TSM, cita-se: 1- O EN intensidade fraca entre setembro de 1979 a março de 1980, e o caso da inundação histórica no município de Marabá em 1980, quando a subida do rio Tocantins atingiu a cota máxima de 17,27 m, segundo as medições da ELETRONORTE e, 2- A situação de normalidade do sistema oceano-atmosfera no período 2013/2014, e o estabelecimento de anomalias positivas de precipitação na maioria das sub-bacias amazônicas, e conseqüentemente mais de 50 % dos municípios afetados pelas inundações (BDHA, 2017).

A análise da série temporal de ocorrências de eventos ENOS indica que os eventos de intensidade fraca ($\geq 0,5$ e $-0,9^{\circ}\text{C}$) apresentam como característica alta frequência e duração em torno de 8 meses. Os efeitos do ENOS começam a ser refletidos no segundo semestre de um ano e estende-se normalmente até a primeira metade de outro ano, sendo composto por duas fases distintas a El Niño ou fase quente e a La Niña ou fase fria (Berlato *et al.* 2005).

Por outro lado, as duas únicas ocorrências de EN de intensidade moderada ($\geq 1,0$ e $-1,4^{\circ}\text{C}$) na década de 80 e 2000, demonstram a pouca frequência de anomalias nessa ordem, porém estão fortemente relacionadas com os déficits pluviométricos em grande parte do norte do país, como foi o caso da seca do rio Amazonas em 2010.

O padrão climático da década de 90 foi alterado por temperaturas oceânicas acima de $1,5^{\circ}\text{C}$ por mais de 11 meses nas ocorrências de 1991-1992 e 1997-1998, sendo mais intensa no segundo período quando as temperaturas excederam $2,0^{\circ}\text{C}$ da média normal. A partir da década

de 2000, a frequência de anomalias positivas de TSM é intensificada, porém, a duração do aquecimento anômalo é menor quando comparado aos eventos anterior. O evento de 2014-2016 entra para história como o episódio de EN mais intenso e demorado, onde anomalias acima de 2,5°C se mantiveram por pelo menos três meses consecutivos. A síntese dos anos com ocorrência de (EN) é apresentado na tabela 6.

Tabela 6 - Classificação, intensidade e duração temporal dos anos com ocorrências EN.

Ocorrências	Intensidade	Início/Término	Duração (meses)
1979-1980	Fraco	Set/1979-Mar/1980	7
1982-1983	Forte	Mai/1982-Set/1983	16
1986-1988	Moderado	Ago/1986-Mar/1988	18
1991-1992	Forte	Abr/1991-Jul/1992	14
1994	Fraco	Ago/1994-Abr/1995	7
1997-1998	Forte	Abr/1997-Abr/1998	13
2002-2003	Fraco	Mai/2002-Mar/2003	9
2004-2005	Fraco	Jun/2004- Mar/2005	8
2006-2007	Fraco	Ago/2006-Fev/2007	5
2009-2010	Moderado	Jun/2009-Abr/2010	9
2014-2016	Forte	Out/2014-Jun/2016	19

Fonte: autor.

5.1.5 Variabilidade interanual do rio branco

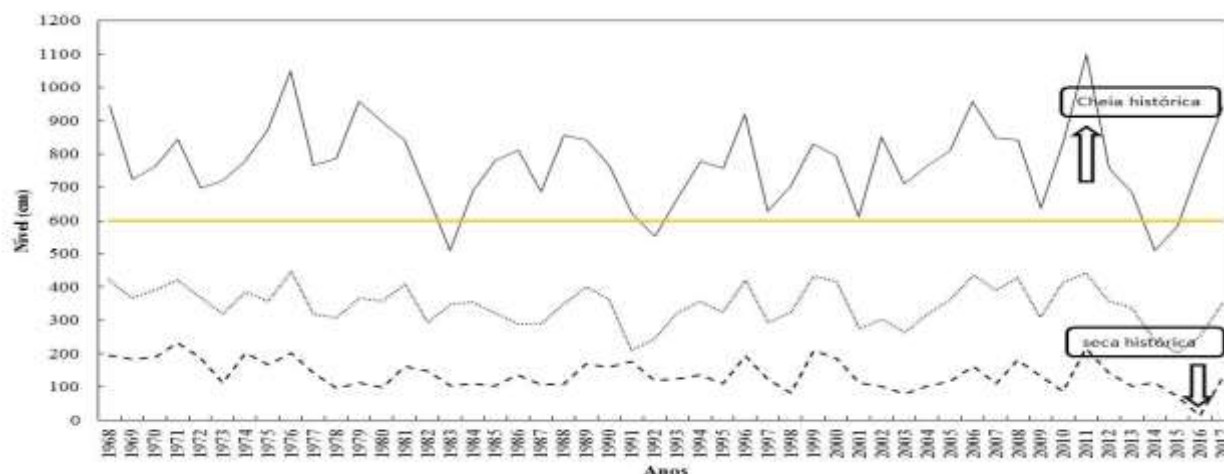
A variabilidade interanual do rio branco em Boa Vista é representada na figura 14. É observado que em praticamente toda série analisada, o nível do rio atinge valores máximo acima de seis metros, com exceção das cheias ocorridas em 1984, 1992 e 2014 que tiveram comportamento fora do padrão anual. Na década de 70, o município enfrentou duas grandes cheias, a primeira em 1976 com máximo de 10,50 m e a outra em 1979 com máximo de 9,58 m. Após esse período só foi registrado outro evento de cheia extrema na década de 90, quando o nível do rio atingiu 9,19 m. Por fim, na última década é notado o aumento da frequência de cheias de grandes proporções, como foi o caso de 2006, 2011 e 2017 quando o nível da água atingiu a marca de 9.58, 10.98 e 9.44 m, respectivamente.

Segundo observações históricas, o risco de enchente para Boa Vista ocorre a partir do momento que as águas atingem o nível de seis metros (cota de alerta). Assim, os registros de máximos históricos indicam que apesar das enchentes apresentarem alta variabilidade, cheias de grande ou pequena magnitude requer ações de prevenção e preparo na gestão das fases envolvidas na condição do desastre instalado.

Diferentemente dos máximos anuais que na maioria dos anos apresentam variação na ordem de metros, os mínimos apresentam oscilação interanual pouco significativa. As piores secas aconteceram nos anos de 1998, 2003 e 2016 quando a intensa escassez de chuva nos

principais afluentes do rio branco resultou nos menores registros já observados em todos os municípios do estado.

Figura 14 - Variabilidade interanual fluviométrica do rio branco em Boa Vista no período de 1968-2017. Linha sólida indica o nível máximo; linha pontilhada, nível médio, linha tracejada, nível mínimo e linha cor laranja, cota de alerta para inundação.



A tabela 7 apresenta o tempo de permanência que a situação de anormalidade insurgiu na mudança da dinâmica diária de parte da população atingida. Ao se associar o total de dias acima da cota de alerta com anos de grandes cheias pode-se inferir que não há relação direta, uma vez que o tempo e a proporção de recessão define a duração de dias de alerta. Um exemplo disso é a cheia histórica de 2011 que apesar de manter níveis acima de seis metros por 45 dias, a magnitude dos impactos ocasionados nesse período foi bem maior ao comparado o evento de 1976 (segunda maior cheia) que permaneceu em alerta por mais da metade do tempo de 2011.

Tabela 7 - Relação maiores cheias com total de dias em situação de alerta.

Anos hidrológicos cheias extremas	Nív-máx	Total de dias acima da cota de alerta (6.00 m)
1976	9,80 m	75
1996	8,49 m	67
2002	7,80 m	27
2007	7,78 m	60
2011	10,28 m	47

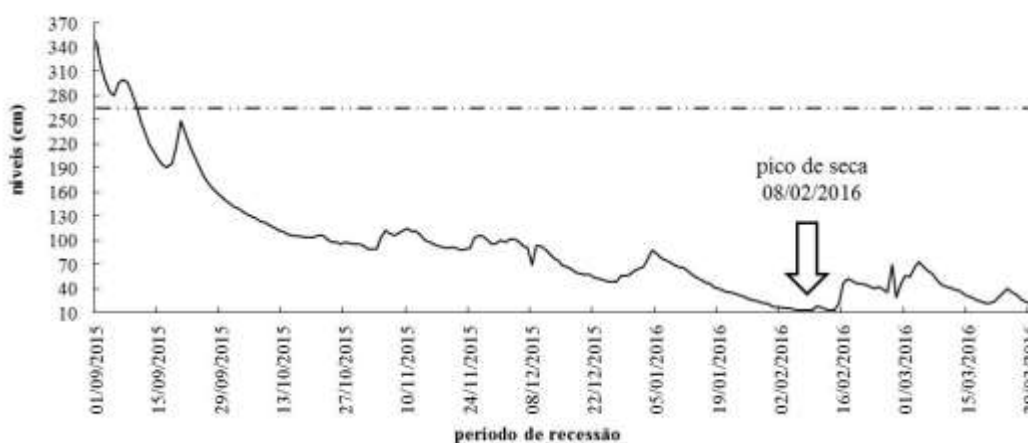
2017	9,44 m	55
------	--------	----

Fonte: ANA (2016).

A pior crise hídrica enfrentada sobre a bacia do rio branco aconteceu em 2016 quando a ausência de chuva por mais de seis meses comprometeu os reservatórios aquíferos subterrâneos considerados a principal fonte de abastecimento de água nas áreas afastadas da capital. A figura 15 representa a evolução gradativa da estiagem de 2016 que em setembro de 2015 já apresentava indicativo de seca extrema para o ano seguinte. É observado que em todo período, o nível do rio atingiu alturas em torno de dois metros abaixo da média climatológica, alcançando o pico de seca no dia 08 de fevereiro de 2016.

Na ocasião, medidas emergências como carros pipas e ampliação e melhoramento nas técnicas de perfurações de poços isolados foram providenciados para suprir a necessidade local.

Figura 15 - Fluviograma da evolução de recessão do rio branco em Boa Vista. Período de referência Set/2015-Mar/2016.



Na figura 16 é notado um dos impactos ocasionados pela maior crise hídrica na cidade de Boa Vista.

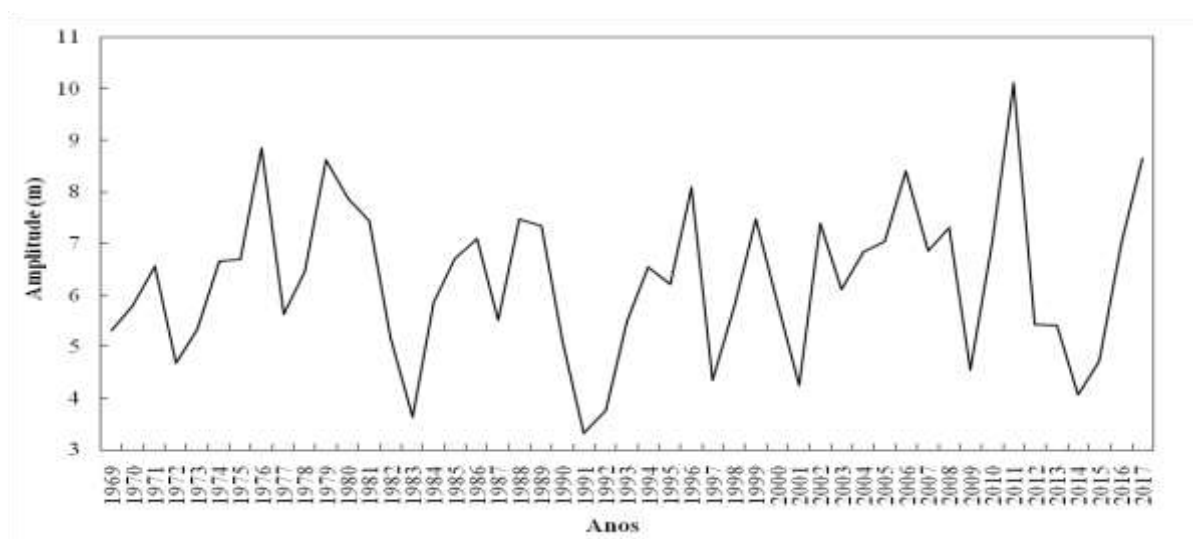
Figura 16 - Vista da base dos pilares da ponte dos Macuxis sobre o rio branco. Situação do rio na cota de 23 centímetros.



Fonte: Rodrigo Mebs (2016).

Na figura 17 é representado as variações anuais de altura de aumento e redução do rio branco. É notório que as ocorrências de vazante do rio branco não apresenta significativa amplitude quando comparado a anos de grande cheia. As cheias de 1996, 2011 e 2017, apresentou amplitude de mais de 7 metros em relação ao mínimo registrado no ano anterior. Em particular, o evento de 2011 teve aumento de 10 m, após enfrentar o mínimo de 87 cm em 2010.

Figura 17 - Amplitude interanual dos níveis fluviométricos do Rio Branco em Boa Vista. Os valores obtidos consideram a diferença entre a seca do ano anterior e cheia do ano seguinte. Período 1969-2017.



5.2 APRESENTAÇÃO GRÁFICA DE DADOS HIDROLÓGICOS

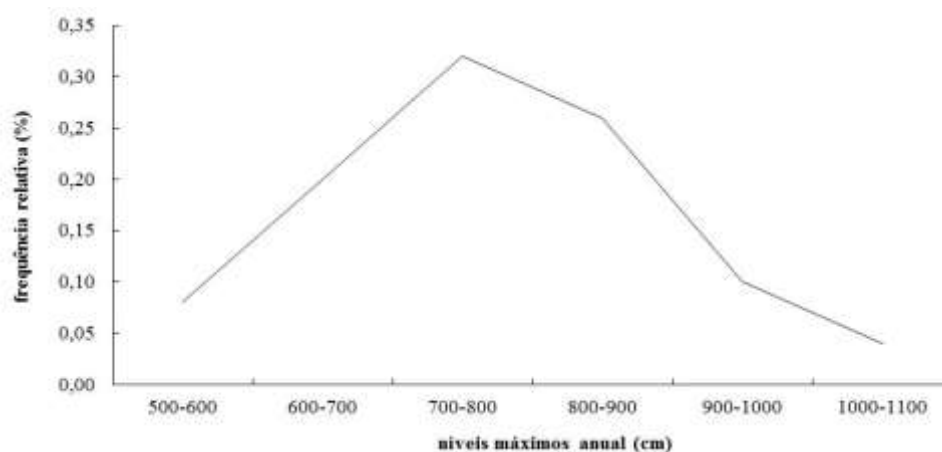
A seguir é mostrado diferentes tipo de representação gráfica para diagnosticar o perfil da série de dados fluviométricos em estudo. Características como: alto ou baixa concentração de níveis em intervalos de classe definidos e probabilidade de ocorrência de níveis médios igualados ou superados são aplicados para entender a variabilidade do rio branco em Boa Vista.

5.2.1 Polígono de frequência de ocorrências de cheias

A figura 18 representa a distribuição das máximas alturas atingidas pelo rio branco no intervalo entre a menor (504 cm, 2014) e a maior cheia (1020 cm, 2011). Assim, pode-se considerar o predomínio de cheias de média magnitude compreendida entre 700-800 cm e 800-900 cm representam 31% e 26%, respectivamente das cheias registradas em Boa Vista. Por outro lado, a baixa frequência de cheias de grande magnitude, com níveis máximos superior a 900 cm indicam a baixa variabilidade de extremos máximos, conforme será discutido no item 5.2.4.

Nos últimos 50 anos foram registrados apenas 5 ocorrências de cheia entre 900-1000 cm, o que corresponde a apenas 10% da variabilidade das cheias e 2 ocorrências na ordem de 1000-1100 cm, o que corresponde a 2% das variabilidades.

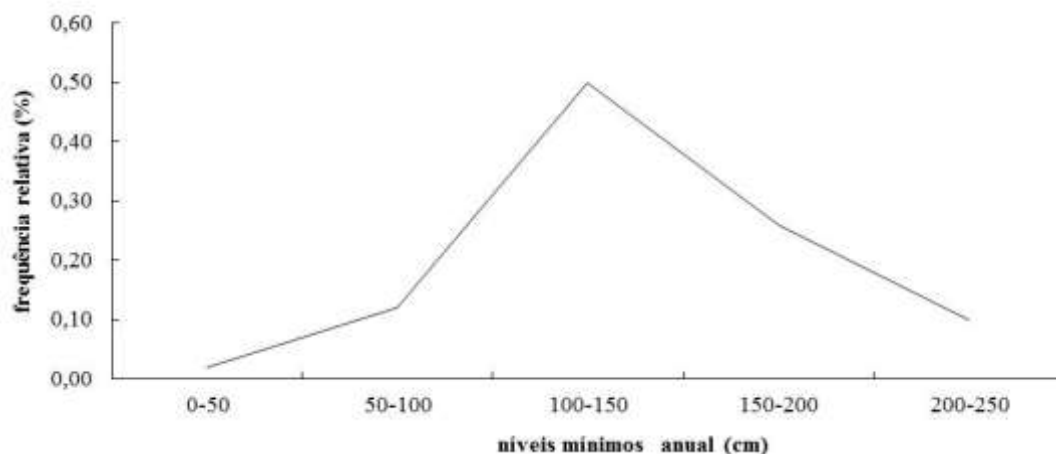
Figura 18 - Polígono de frequências relativas dos níveis máximos históricos anuais. Período 1969-2017.



5.2.2 Polígono de frequência de ocorrências de secas

A frequência de eventos relacionados ao período de vazante do rio branco é mostrada na figura 19. A distribuição de faixas de frequências dos níveis mínimos apresenta perfil assimétrico, uma vez que 50% dos registros históricos de seca acontecem quando o nível do rio atinge cotas entre 100-150 cm. De acordo com dados da secretária nacional de defesa civil, grande parte dos decretos de emergência é realizada quando o rio branco atinge valores na marca de 50-100 cm. Isso significa que no decorrer da série histórica analisada o estado foi reconhecido pelo menos seis vezes por desastre associado a estiagem. O que corresponde a 12% dos mínimos históricos.

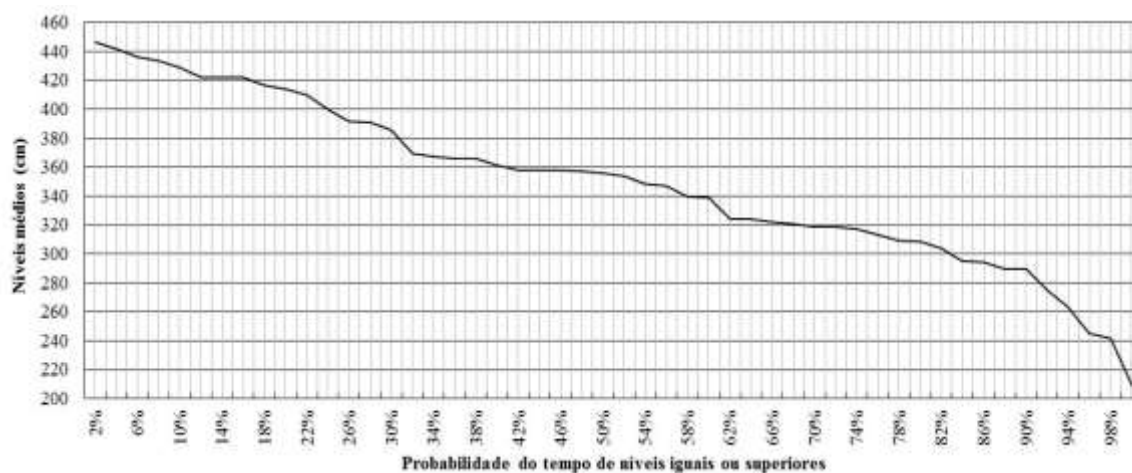
Figura 19 - Polígono de frequências relativas dos níveis mínimos históricos anuais. Período 1969-2017.



5.2.3 Probabilidade de ocorrência de eventos extremos

A probabilidade de ocorrências de eventos extremos através da curva de permanência é representada na figura 20. A curva de permanência que ilustra o padrão de variação dos níveis médios de Boa Vista considera individualmente as porcentagens de tempo estimado para ser igualada ou superada.

Figura 20 - Curva de permanência das médias anuais de 1969-2017 para o posto fluviométrico de Boa Vista.

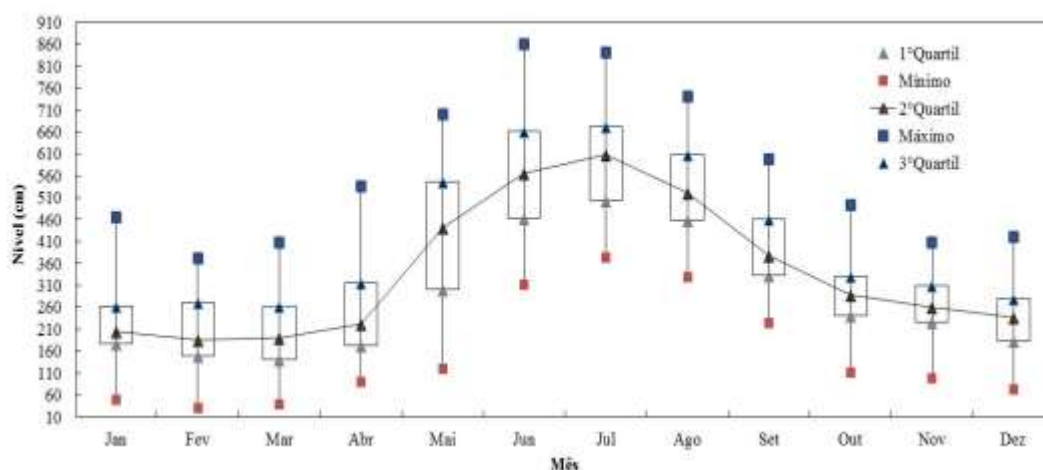


5.2.4 Variabilidade do rio branco em período de secas e cheias

A análise simultânea das médias climatológicas mensais associadas a medidas de dispersão permite conhecer o perfil mensal da série analisada e como esses dados se comportam em relação a média.

A figura 21 representa o comportamento climatológico sazonal do período compreendido entre início, pico e término de cheias e secas associada à relação de proximidade ou afastamento em torno da média. Assim, percebe-se que o perfil climatológico do rio branco apresenta forte divisão sazonal e pode ser dividido em quatro trimestre: abril, maio, junho - início da evolução de cheia; julho - pico de cheia; e agosto, setembro - período de transição entre término de cheia e início de recessão. O trimestre outubro, novembro, dezembro é marcado pela evolução gradativa de níveis decrescentes do rio, o que defini o início do período de estiagem. Por fim, o trimestre janeiro, fevereiro, março é tido como o período crítico da estiagem quando o nível do rio alcança a média em torno de dois metros.

Figura 21 - Comportamento médio mensal do nível fluviométrico do rio branco em Boa Vista.



5.3 ANÁLISE DE CORRELAÇÃO DAS COMPONENTES ATMOSFÉRICAS E EXTREMOS HIDROLÓGICOS DE CHEIAS E SECAS

5.3.1 Influência de ocorrências de ENOS no regime hidrológico de Boa Vista

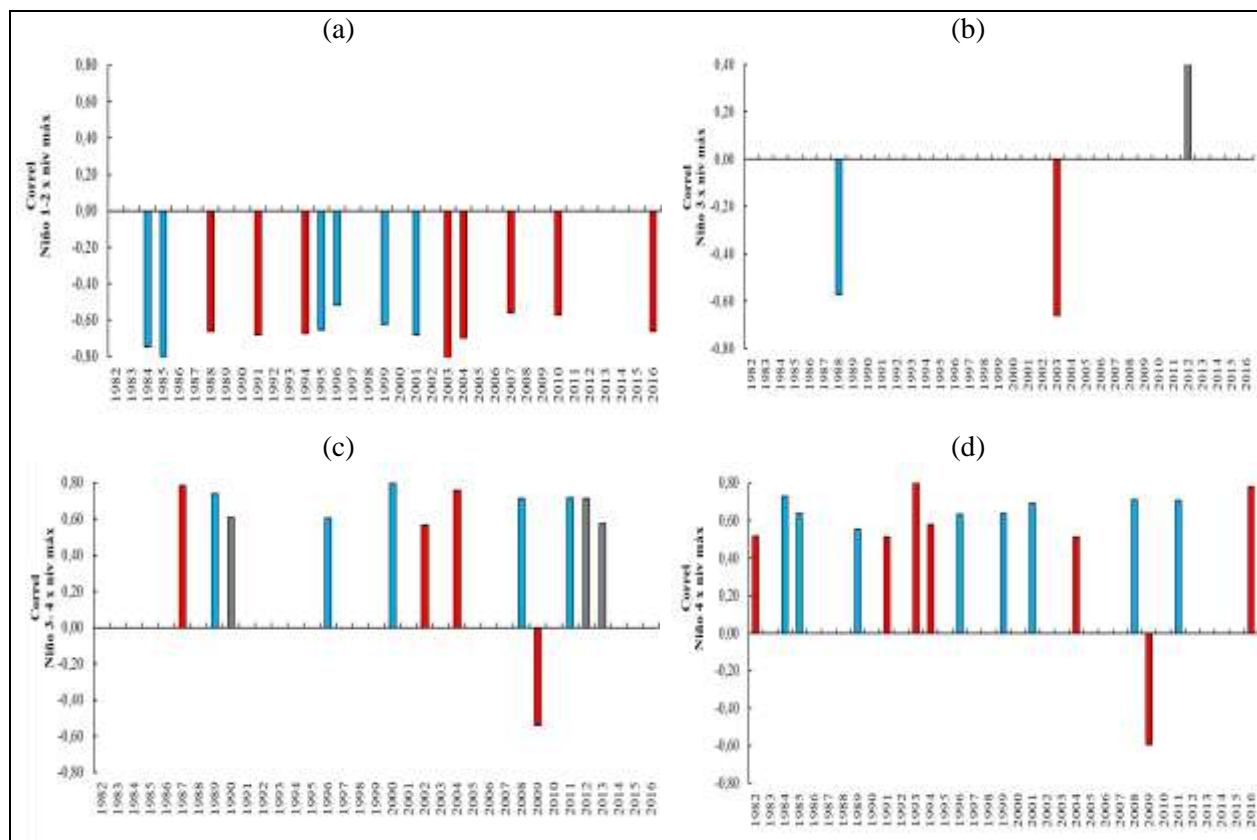
A anomalia de TSM afeta os padrões atmosféricos, que por sua vez se propagam, principalmente por ondas de Rossby, e podem afetar locais a diversas distâncias, caracterizando a teleconexão (Ambrizzi, 2003). Estudos recentes realizados por Marengo (2008) demonstram que as intensas secas ocorridas em 1925-26, 1982-83 e 1997-98 estiveram associadas ao aquecimento anômalo acima de 2° graus Celsius no oceano Pacífico. Em 2005, a forte seca

ocorrida na Amazônia teve como principal mecanismo, o aquecimento no oceano atlântico norte, e teve como resposta chuvas abaixo da média em grande parte das bacias, e a redução significativa dos principais afluentes do rio Amazonas. Nesse sentido, a discussão a seguir procura analisar como essas anomalias oceânicas interferem na variabilidade fluviométrica do rio Branco em Boa Vista.

As variáveis oceano-atmosférica relacionadas com os níveis máximos e mínimos no período de 1982-2016 são analisadas através de cálculos de correlação, e representadas através de gráficos. É importante destacar, que os resultados apresentados consideram apenas os coeficientes de correlação (CV) acima de 0,5 (corresponde 50% de dependência entre os dados). Na figura 22 se correlaciona dados de TSM das áreas oceânicas do Pacífico estudadas com níveis máximos do rio Branco. A figura 22a mostra que os eventos de ENOS monitorados na região niño 1+2 estão associados a pelos menos 16 eventos de cheias, sobretudo para os anos de 1985, 2003/2004 e 2016, que apresentam forte correlação (0,7-0,89).

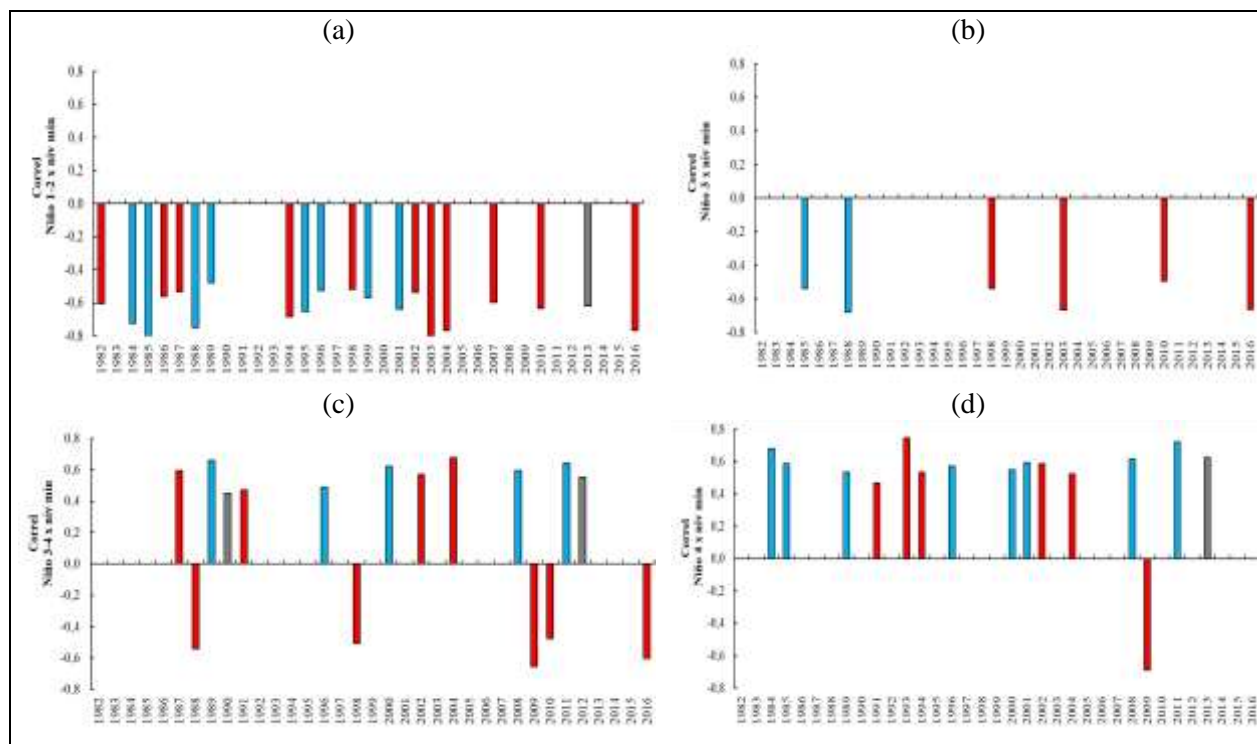
Na figura 22b, é observado que a mudança do padrão oceânico na região Niño 3 contribui em apenas 2 eventos de picos de cheia do rio branco. Na figura 22c nota-se que as enchentes de 1983 e 2000 estiveram sob forte influência das condições observadas na região Niño 3-4. Além disso, observa-se também que a região Niño 3-4 passou a exercer maior influência nas ocorrências de enchentes a partir da década de 2000. A figura 22d indica que assim como na região Niño 1+2, o comportamento da TSM da região Niño 4 afeta com grande frequência as ocorrências de enchente do rio branco.

Figura 22 - Distribuição da correlação interanual da TSM nas áreas do Pacífico e nível máximo do Rio Branco em Boa Vista. Barras em vermelho indicam (EN) e azul (LN). As barras em cinza significam anos neutros (normais).



Na figura 23 se correlaciona dados de TSM das áreas oceânicas do Pacífico com níveis mínimos do rio Branco. Na figura 23a observa-se que a constante mudança no padrão oceânico na região Niño 1+2 é refletida diretamente na redução do nível do rio branco. As correlações inversas apresentadas em todos os anos, supõe dizer que anos de aquecimento (EN) tendem a reduzir a entrada de chuva na bacia, e posteriormente intensificar a vazante do rio. O contrário é válido para anos de resfriamento (LN) que tendem a desfavorecer ocorrências de anos críticos de seca. Nas figuras 23b e 23c observa-se que as TSM apresentam maior influência para as ocorrências de secas associadas a episódios de El Niño, porém, a região Niño 3-4 evidencia maior grau de conexão relacionado a vazante do rio branco. Por outro lado, a maioria das ocorrências monitoradas nas águas do Pacífico região Niño 4 indicam que a configuração de resfriamento tende a reduzir a intensidade de seca, provocando assim o cenário de anos normais ou ausência de secas extremas na bacia rio branco.

Figura 23 - Distribuição da correlação interanual da TSM nas áreas do Pacífico e nível mínimo do Rio Branco em Boa Vista. Barras em vermelho indicam (EN) e azul (LN). As barras em cinza significam anos neutros (normais).



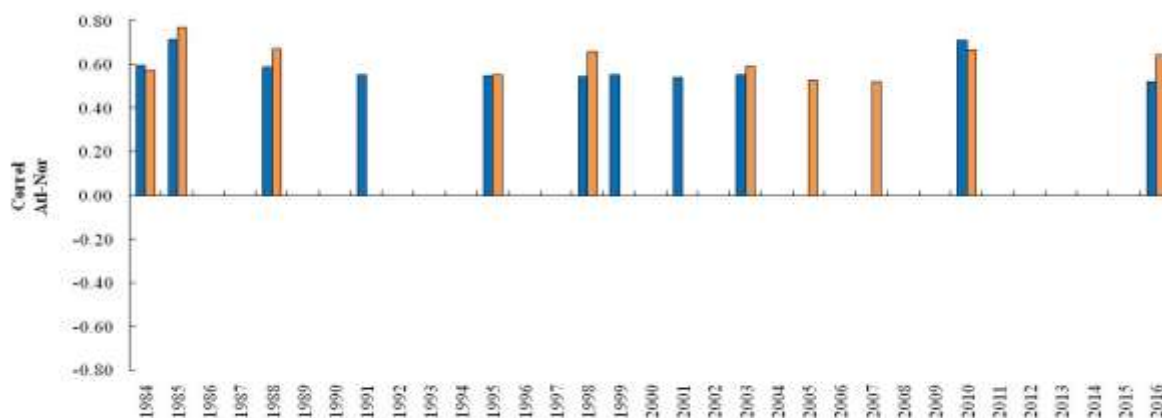
5.3.2 Relação níveis fluviométricos máximos, mínimos e TSM Atlântico Tropical Norte

Evidências observacionais, teóricas e resultados de modelos de circulação geral da atmosfera, implicam que as condições oceânicas e atmosféricas sobre a bacia do Atlântico Tropical influem fortemente na variabilidade interanual do clima sobre a América tropical, leste dos Andes (MARENGO *et al.*, 2008). Baseado nessas evidências, os resultados apresentados a seguir buscam averiguar como a mudança no padrão da TSM no ATN afeta o regime fluviométrico de Boa Vista.

A contribuição do ATN na variabilidade dos extremos de cheias e secas na bacia do rio branco para correlações acima de 0,5 é mostrada na figura 24. A série temporal analisada apresenta valores positivos para ocorrências de cheias e secas, o que significa a existência de relação direta entre a TSM Atl-Nor e níveis extremos do rio branco em Boa Vista. Assim, observa-se que eventos de seca extrema, como os de 1985, 1988, 1998, 2010 e 2016 foram modulados em parte pela mudança na circulação geral da atmosfera associado a intensificação do movimento ascendente da célula de Hadley sobre o oceano atlântico, e descendente, sobretudo na delimitação das bacias situadas na porção Sudoeste da Amazônia, inibindo assim a formação de nuvens, e conseqüentemente o prolongamento do período de estiagem. A série temporal analisada apresenta valores positivos para ocorrências de cheias e secas, o que

significa a existência de relação direta entre a TSM Atl-Nor e níveis extremos do rio branco em Boa Vista.

Figura 24 - Representação de coeficientes de correlação significativos para níveis máximos (colunas na cor azul) e mínimos (colunas na cor laranja) relacionados com a TSM do ATN.



Nota-se também que as correlações relacionadas a estes eventos apresentam maior flutuação, quando comparados a similaridade dos resultados para cheia. De acordo com a classificação de coeficientes de correlação proposta por Devore (2006), das doze correlações encontradas, apenas os eventos ocorridos em 1985 e 2010 responderam fortemente (0,72 para cheia e 0,77 para seca, respectivamente) ao aquecimento da bacia do Atl-Nor, o que pode-se inferir que nos demais anos correlacionados, a influência do atlântico sobre o regime de máximos e mínimos de níveis fluviométricos de Boa vista apresenta variação entre (0,4-0,69) que corresponde a correlações moderadas, conforme representado na tabela 8.

Tabela 8 - Classificação dos Coeficientes de correlação de Pearson (r) relacionando níveis máximos, mínimos mediante variações da TSM do ATN.

Anos	(r) cheia	(r) seca	Classificação r
1984	0,60	0,57	Correlação moderada (0,40-0,69)
1985	0,72	0,77	Correlação forte (0,7-0,89)
1988	0,59	0,67	Correlação moderada
1991	0,55	----	Correlação moderada
1995	0,55	0,55	Correlação moderada
1998	0,55	0,66	Correlação moderada
1999	0,55	----	Correlação moderada
2001	0,54	----	Correlação moderada
2003	0,55	0,59	Correlação moderada
2005	----	0,53	Correlação moderada
2007	----	0,52	Correlação moderada
2010	0,71	0,67	Correlação forte (0,7-0,89)
2016	0,52	0,64	Correlação moderada (0,40-0,69)

Fonte: Adaptado Devore (2006).

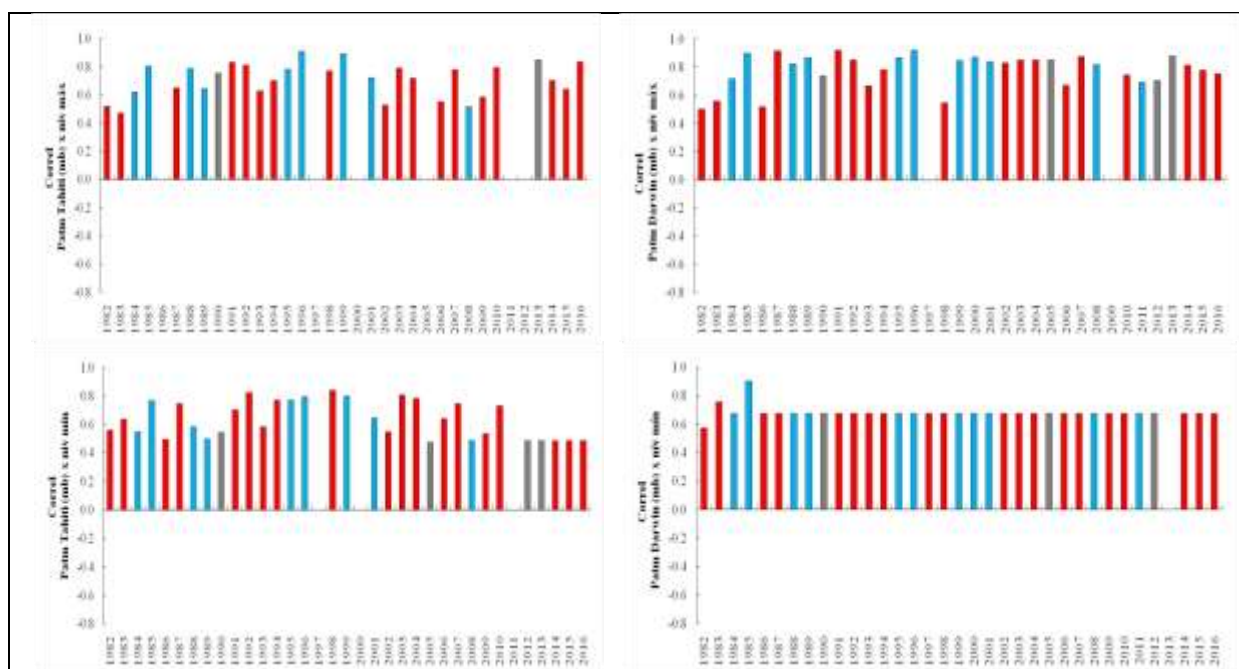
5.2.3 Relação níveis fluviométricos máximos e mínimos nas regiões de Tahiti e Darwin

Frequentemente as oscilações no campo de pressão nos setores do centro-leste (Taiti/Oceania) e oeste (Darwin/Austrália) do Pacífico Tropical são medidos através do Índice Oscilação Sul (IOS), porém nesse estudo as análises de pressão e extremos hidrológicos são representados individualmente.

O comportamento das pressões atmosféricas sobre as regiões de Tahiti e Darwin relacionadas aos níveis fluviométricos máximos e mínimos é mostrado na figura 25. É evidente, que as mudanças no campo de pressão são modeladas pelas condições oceânicas, uma vez que anos de ocorrência ENOS estão associados a alterações dos padrões normais da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial, entre costa peruana e a Austrália. Assim, ao se analisar como essas variáveis interferem na variabilidade hidrológica da área estudada percebe-se que o predomínio de correlações positiva (para máximos e mínimos) resultam no indicativo de dependência direta das condições de pressão exercidas naquelas regiões. Além disso, a pressão atmosférica sobre a região de Darwin parece exercer maior controle dos níveis extremos de Boa Vista, uma vez que foram encontrados coeficientes de correlação acima de 0,7 em grande parte da série analisada.

Baseado nas fases quentes e frias do IOS é possível inferir que apesar da relação direta encontrada para níveis máximos e mínimos, a diferença de pressão nos dois setores se estabelece na ordem inversa.

Figura 25 - Distribuição da correlação interanual da Pressão atmosférica nas regiões de Tahiti e Darwin e níveis máximos no período de 1982-2016.



5.4 ATUAÇÃO DOS EFEITOS CLIMÁTICOS NO REGIME HIDROLÓGICO DE BOA VISTA

A identificação do tempo de resposta para que ocorra a interação entre a mudança na circulação geral da atmosfera nos processos hidroclimáticos da bacia do rio branco é avaliada através de comportamentos pretéritos definidos para tempos defasados em 3, 4, 5, 6 e até 7 meses. A determinação do tempo defasado leva em consideração os coeficientes de correlação. De acordo com os resultados, as variáveis climáticas investigadas apresentam o mesmo tempo de resposta para cenários de cheias e secas, com exceção da área Niño 3. É importante destacar que apesar da coincidência de tempo para os dois extremos, as correlações obtidas para as ocorrências de cheias demonstram maior relação de acerto associados aos intervalos de tempo estimados nos efeitos de extremos máximos.

As áreas oceânicas Niño 1+2 e atlântico norte tropical apresentam o menor tempo de resposta na variabilidade do rio branco. Por outro lado, as oscilações barométricas de Darwin e Tahiti, além dos Niños 3.4 e 3 parecem responder a dinâmica hidrológica de Boa Vista no prazo de maior tempo. Os tempos defasados associados aos maiores coeficientes calculados para o período de 1990-2010 estão representados na tabela 9.

Tabela 9 - Definição do melhor tempo de resposta para níveis máximos e mínimos mensais.

Componentes climáticas	Δt (mês) Máx	Coef (r)	Δt (mês) Mín	Coef (r)
Niño 1+2	4	0,59	4	0,55
Niño 3-4	7	-0,41	7	-0,39
Niño 3	7	-0,37	3	0,33
Niño 4	5	-0,49	5	-0,51
Patm Darwin	6	-0,75	6	-0,70
Patm Tahiti	6	-0,45	6	-0,43
Atl-Nor	4	-0,64	4	-0,57

A série temporal compreendida entre o período de 1990-2010 associa a variação das componentes climáticas com a variabilidade de extremos máximos e mínimos. Assim, as correlações obtidas indicam que as áreas oceânicas do Pacífico exercem grau de influência heterogênea no regime fluviométrico de Boa Vista.

A relação expressa entre TSM Niño 1+2 e os extremos hidrológicos é a que melhor condiciona a intensificação/inibição das chuvas sobre a bacia do rio Branco, que por sua vez reflete nos extremos hidrológicos de cheias e secas. Por outro lado, as fracas correlações encontradas nas demais áreas do Pacífico estudadas indicam a pouca interação com os processos hidrológicos ocorridos na área de estudo. As correlações encontradas para as pressões atmosféricas exercidas sobre as regiões de Darwin e Tahiti pode determinar indicativo de cheias e secas extremas, principalmente a monitorada sobre a região de Darwin que

apresenta alta correlação diante de cenários extremos. Por fim, a relação positiva exercida pelo Atl-Nor nos processos hidrológicos de Boa Vista é influenciada pela propagação horizontal de energia (célula de Walker) transportada pelos ventos alísios de Nordeste que podem alterar o ramo ascendente/descendente da célula de Hadley sobre grande parte do Norte da Amazônia, os resultados individuais relacionados a tais comportamentos são elencados na tabela 10.

Tabela 10 - Coeficientes de correlação (r) entre a variável dependente (níveis máximos e mínimos) e a variável independente (temperaturas oceânicas e pressões atmosféricas).

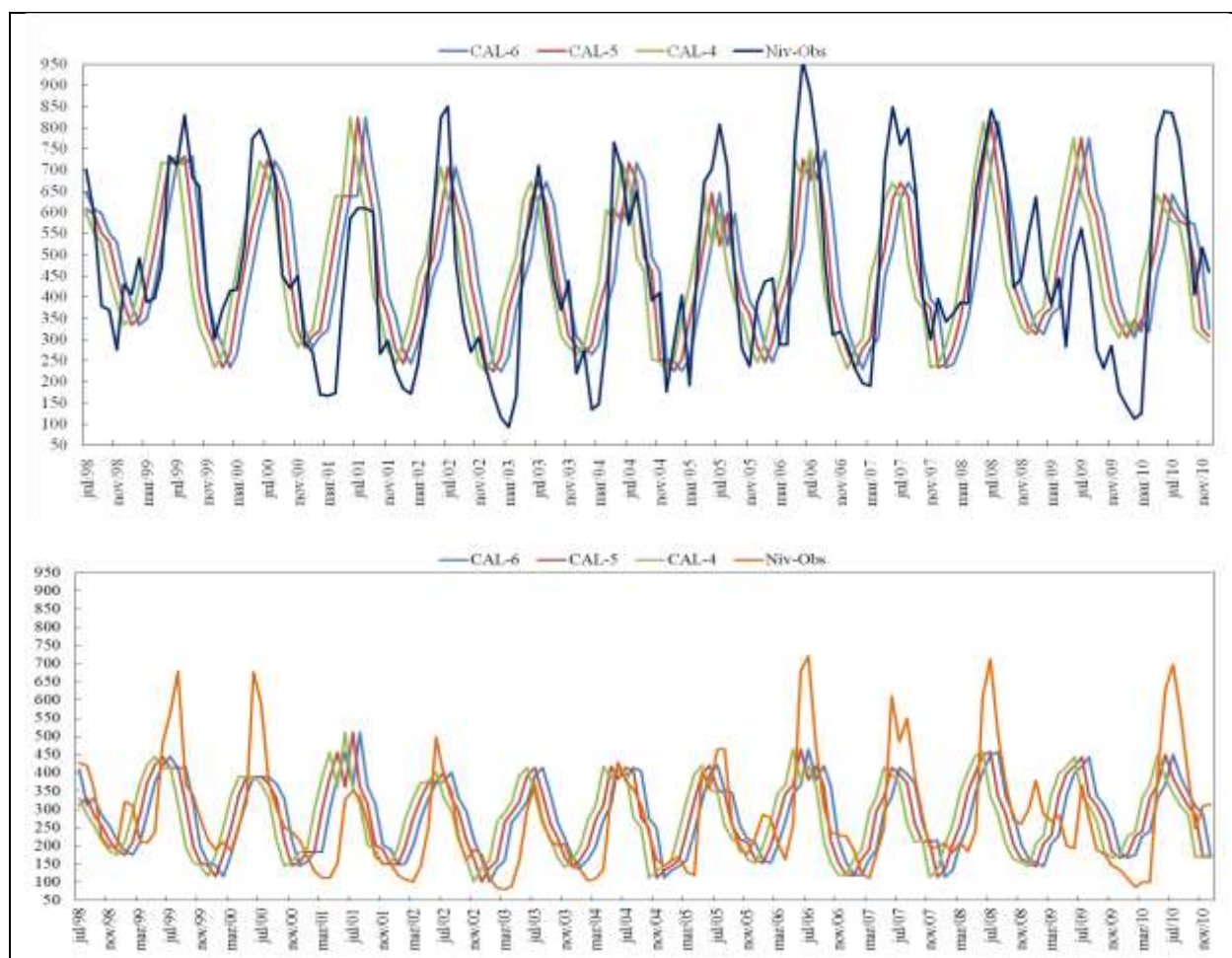
Matriz Correl	Nív máx	Nív mín	TSM EN 1+2	TSM EN 3	TSM EN 4	TSM EN 3-4	TSM Atl-Nor	Patm Darwin	Patm Tahiti
Nív-máx	1,00	----	----	----	----	----	----	----	----
Nív-mín	0,90	1,00	----	----	----	----	----	----	----
TSM EN 1+2	0,56	0,61	1,00	----	----	----	----	----	----
TSM EN 3	0,14	0,22	0,80	1,00	----	----	----	----	----
TSM EN 4	-0,40	-0,41	-0,02	0,44	1,00	----	----	----	----
TSM EN 3-4	-0,22	-0,17	0,52	0,85	0,80	1,00	----	----	----
TSM Atl-Nor	-0,55	-0,56	-0,88	-0,53	0,18	-0,16	1,00	----	----
Patm Darwin	-0,66	0,56	-0,32	0,11	0,41	0,38	0,58	1,00	----
Patm Tahiti	-0,42	-0,40	-0,54	-0,38	0,18	-0,32	0,46	0,58	1,00

5.5 CALIBRAÇÃO DO MODELO SAZONAL

Diante dos resultados discutidos nas tabelas 9 e 10, a comparação da calibração do modelo para tempos de defasagem para 4, 5 e 6 meses é mostrado na figura 26. Tendo em vista a baixa relação de influência que as TSM'S Niño 3, 4 e 3-4 exercem sobre a bacia onde se encontra a área de estudo, se definiu como dados de entrada dos modelos cheia e seca as seguintes componentes: TSM'S Niño 1+2 e Atl-Nor, pressões atmosféricas Darwin e Tahiti.

A simulação testada para tempos individuais permite dizer que os processos físicos ocorridos nos três tempos defasados estão intimamente ligados as flutuações de máximos em Boa Vista. Assim, percebe-se que os tempos defasados conseguem seguir bem as tendências de oscilações do principal rio de Roraima, porém em anos como 2006 e 2010, os períodos defasados não conseguem simular eventos de grande magnitude.

Figura 26 - Comportamento do tempo de resposta das componentes climáticas na variação pluviométrica de níveis máximos no intervalo de 1998-2010.



O modelo hidrológico sazonal para máximos e mínimos foi calibrado para o intervalo de 1998-2010 obedecendo ao melhor tempo de resposta para cada componente, conforme apresentado na tabela 10. A denotação matemática que descreve a regressão múltipla para níveis máximos em Boa Vista é expressa na eq 5.6:

$$H_{M\acute{a}x}(t) = a_0 + a_1 \cdot EN_{(1+2)}(t - \Delta t_4) + a_2 \cdot PD(t - \Delta t_6) + a_3 \cdot PT(t - \Delta t_6) + a_4 \cdot ATN(t - \Delta t_4) \quad (5.6)$$

De forma análoga, para níveis mínimos:

$$H_{M\grave{i}n}(t) = a_0 + a_1 \cdot EN_{(1+2)}(t - \Delta t_m) + a_2 \cdot PD(t - \Delta t_m) + a_3 \cdot PT(t - \Delta t_m) + a_4 \cdot ATN(t - \Delta t_m) \quad (5.7)$$

5.6 ANÁLISE DE ERRO DO MODELO

O resumo estatístico das estimativas de erros obtidos na validação do modelo de previsão sazonal para níveis máximos e mínimos é mostrado na tabela 11. Assim, apesar do MPE (Erro quadrado médio) ser menor para o modelo de máximos, as demais medidas de erros

indicam melhor desempenho do modelo para níveis mínimos. A análise do MPE considera que quanto menor for o MSE melhor desenvolvimento do modelo (SANTOS *et al*, 2011).

A REQM (Raiz quadrada do erro médio) encontrado na modelagem de mínimos sugere baixa dispersão (49,2) em torno dos valores observados, quando comparado ao valor significativo do modelo de máximos (122,2). Por outro lado, os valores de MAPE (Erro percentual médio absoluto) não apresenta disparidade, com erro de 30,2% no modelo de mínimos e 34% no modelo de máximos.

Tabela 11 - Análise dos erros do modelo de previsão para extremos fluviométricos do Rio Branco em Boa Vista.

Medidas dos erros	Dispersão de erros Mod-saz-mín	Dispersão de erros Mod-saz-máx
MSE	2.423,8	14,9
REQM	49,2	122,2
MAPE	30,2	34,0

5.7 ORGANIZAÇÃO DO MODELO DE PREVISÃO HIDROLÓGICA OPERACIONAL

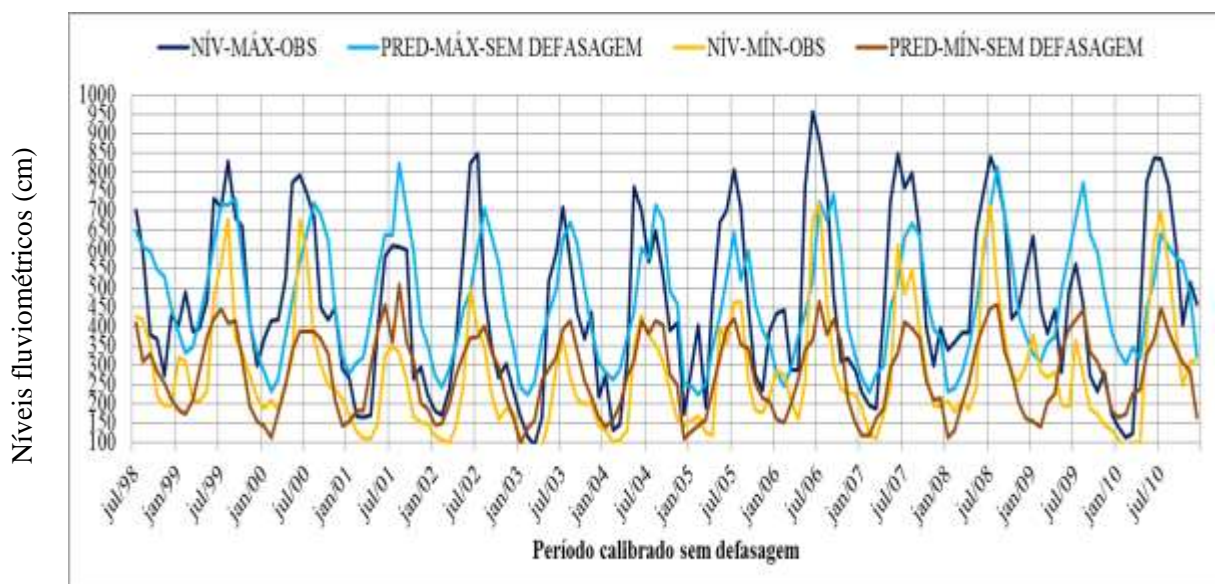
Conhecendo a influência que os mecanismos oceânicos e atmosféricos refletem na variabilidade hidrofluviométrico de Boa vista, é possível que essas interações sejam modeladas a partir de monitoramento oceanográficas e atmosféricas. A representação matemática do modelo que agrupa os resultados das componentes de maior grau de dependência nos cenário de cheias e secas é descrito nas equações (5.8) e (5.9).

$$H_{Máx}(t + 6) = 31002,02 + 26,30725. EN_{(1+2)}(t - 1) - 17,8995. ATN(t - 1) + 11,2933. PT(t - 1) + 41,6789. PD(t - 1) \quad (5.8)$$

$$H_{Mín}(t + 6) = 39906,7 + 6,11082. EN_{(1+2)}(t - 1) + 9,97921. ATN(t - 1) - 5,6778. PT(t - 1) - 33,9475. PD(t - 1) \quad (5.9)$$

A figura 27 representa a combinação dos resultados da modelagem para máximos e mínimos quando os modelos não admitem as condicionantes físicas ocorrida num determinado intervalo de tempo. Diante dessa situação, a simulação do modelo não acompanha a alta variabilidade interanual, principalmente dos níveis máximos, onde na maioria das vezes, a predição do modelo retorna valores na ordem de 1 metro. Por outro lado, a baixa amplitude anual entre os mínimos permite que a simulação do modelo ajustado seja mais próxima dos níveis mínimos observados.

Figura 27 - Resposta da modelagem hidrológica na ausência de atraso de tempo nas variáveis definidas para o modelo.

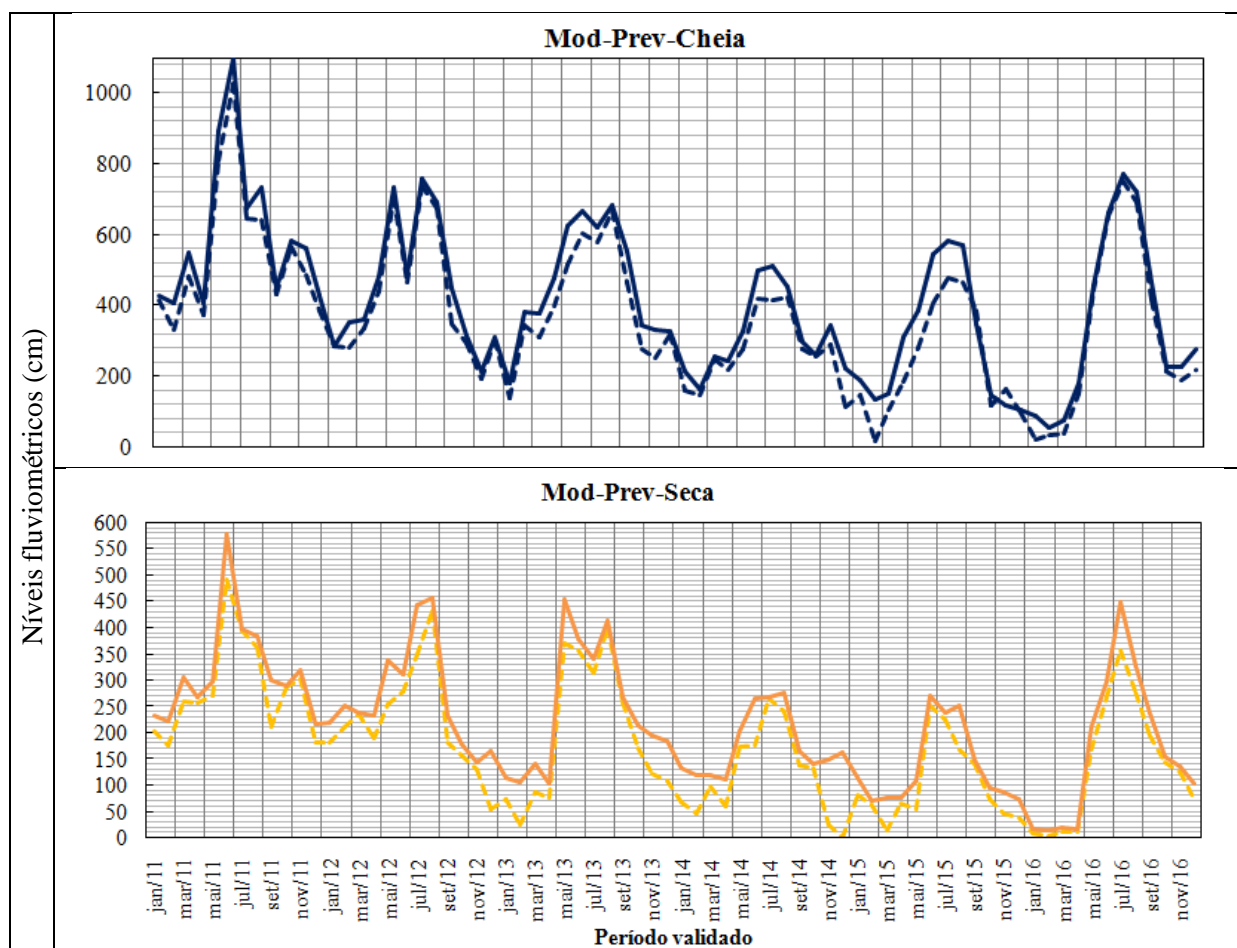


5.8 VALIDAÇÃO DO RESULTADO DO MODELO PARA O PERÍODO 2011-2016

A simulação do modelo hidrológico calibrado para seis meses de antecedência comparado com os níveis de cheia e secas no período de 2011-2016 é representado na figura 28. É possível perceber que o conjunto de variáveis oceano-atmosféricas respondem as tendências de cenários para anos de secas e cheias em Boa Vista.

A previsão hidrológica estatística apresenta melhor proximidade com ocorrências de seca, uma vez que a linha de tendência de níveis mínimos mensais segue paralelamente as oscilações em todo período, indicando assim que os erros quantitativos do modelo são menores em relação ao simulado para o cenário de enchente. Outro ponto importante a se destacar é a subestimação do modelo para ambos os cenários, principalmente para o comportamento de secas.

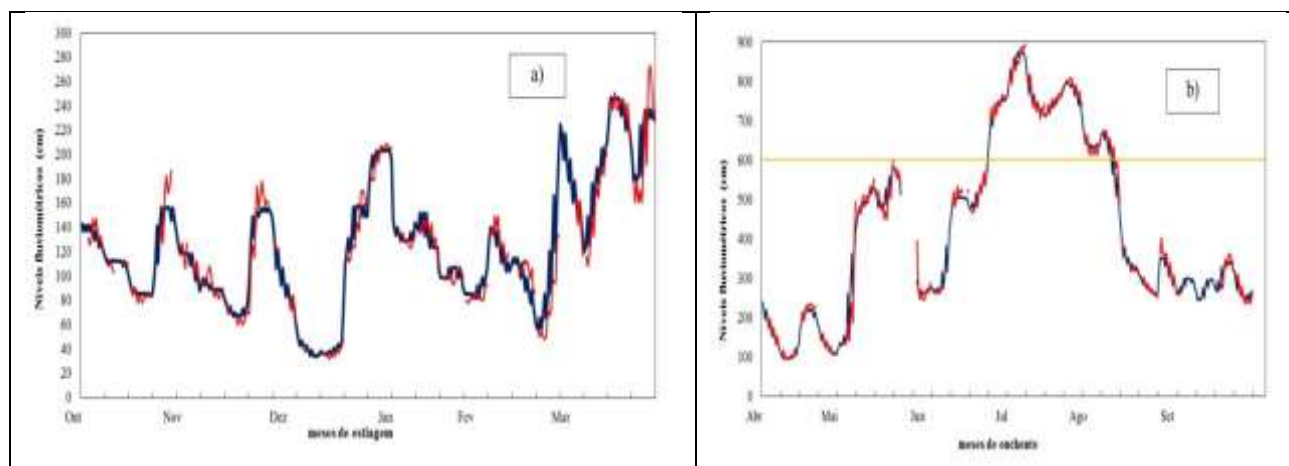
Figura 28 - Validação do modelo hidrológico com simulação de eventos de cheias e secas do rio Branco no município de Boa Vista, calibrado para previsão hidrológica de seis meses de antecedência.



6 AVALIAÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO DE CURTO PRAZO

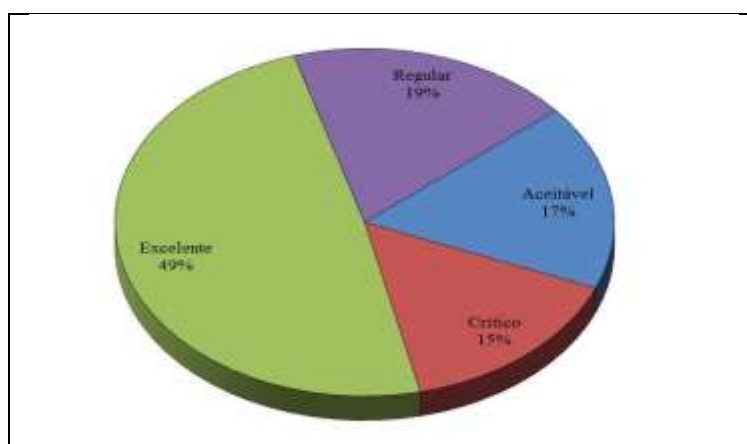
Os resultados das previsões hidrológicas emitidas pelo Centro de Monitoramento Hidroclimático da Amazônia por meio do projeto “Gestão de risco de desastres na Amazônia: Subsídios ao Planejamento de ações e estratégias para Prevenção e Preparação em ações de Proteção e Defesa Civil.” as defesas civis municipal e estadual, e órgãos vinculados ao meio ambiente referente ao ano de 2017 são representados na figura 29. A validação dos resultados do modelo para o período de estiagem (figura 29a) indicam que o modelo apresenta boa representatividade ao simular as oscilações diárias de rio branco. Os meses crítico da estiagem ocorrida em 2017 observada nos meses de dezembro e janeiro foi bem simulada pelo modelo, da mesma forma que a subida do rio a partir do mês de março (figura 29b).

Figura 29 - Validação dos alertas hidroclimáticos emitidos e disponibilizados no período de seca. Linha azul indica níveis observados (medidos na PCD) e linha vermelha indica níveis emitidos (preditos).



A figura 30 apresenta a visão geral das previsões diárias emitidas durante a implantação do sistema de monitoramento e alerta hidroclimáticos em Boa Vista. A análise de erro do modelo de curto prazo é categorizada nas seguintes classes: Crítico (> 20 cm); Regular (10-20 cm); Aceitável (5-10 cm) e Excelente (< 5 cm). Os resultados indicam que 45% dos alertas emitidos apresentam desvio de erro de 5 cm, 19 % dos alertas apresentam desvio de erro de 10-20 cm, 17% dos alertas apresentam desvio de erro 5-10 cm, e 15% dos alertas apresentam desvio de erro de 20 cm.

Figura 30 - Categorização de erros avaliativos resultantes das previsões emitidas no período de 2016-2018 para o município de Boa Vista.



Fonte: TC SUDAM/UFPA (2018).

7 CONCLUSÕES

O contexto da pesquisa teve como propósito investigar a variabilidade climática associada a eventos extremos de inundações e secas influenciadas pelo regime hidrometeorológico da principal bacia Amazônica situada no Hemisfério Norte, mas precisamente no município de Boa Vista. A interação do sistema oceano-atmosfera com o comportamento fluviométrico de máximos e mínimos pode ser previsível mediante o desenvolvimento de modelagem hidrológica.

Os principais resultados referentes ao regime hidrometeorológico analisados no período de 1993-2017 (precipitação) são citados, a seguir:

- ✓ O regime pluviométrico sazonal em Boa Vista é distribuído em dois períodos: O primeiro caracterizado como período chuvoso, com início em abril e término em setembro, sendo que, os meses de maio e junho representam 48% da média referente ao período chuvoso. O segundo período, caracterizado como seco, se estabelece a partir do mês de outubro e se estende até março. A migração climatológica da ZCIT entre os meses de abril a setembro para latitudes na faixa de 0° a 2° N é o principal sistema meteorológico causador de chuvas no período chuvoso.
- ✓ A variabilidade sazonal da precipitação é significativa no período chuvoso, sobretudo, no trimestre abril, maio e junho. Cenário oposto fica estabelecido nos meses de seca, marcados pela recorrente ausência de episódio de chuva em mais de 50% do período.
- ✓ A variabilidade interanual da precipitação indica o padrão de chuvas regular nos totais acumulados anual, com pouca dispersão entre os anos. A frequência de anos chuvosos é baixa, porém, o excedente em torno da média é bem superior em relação aos anos poucos chuvosos. Anos poucos chuvosos, a exemplo de 1997 e da seca prolongada 2014 a 2016 podem ter relação com a fase positiva do fenômeno ENOS.
- ✓ O registro de chuvas extremas nos anos de 1998, 2005, 2010 e 2011, pode ter sido favorecido pela ocorrência de La Niña em paralelo com o aquecimento anômalo das águas superficiais do Atlântico Norte.

Os principais resultados referente a variabilidade interanual no rio Branco, são citados a seguir:

- ✓ É notório a alta variabilidade interanual fluviométrica nos eventos de cheias (níveis máximos) quando comparados ao eventos de seca (níveis mínimos) com amplitudes variando na escala de metros para máximos, e centímetros para mínimos.

- ✓ A magnitude das inundações anuais que climatologicamente ultrapassam a cota de alerta entre os meses de maio e junho pode ser diagnosticada através de elaboração de previsão hidrológica.
- ✓ Eventos críticos de seca aconteceram nos anos de 1998, 2015 e 2016 quando a intensa escassez de chuva nos principais afluentes do rio branco resultou nos menores registros já observados em todos os municípios do estado.
- ✓ As ocorrências de enchentes analisadas pelo estudo de frequência relativa indicam que 32% dos máximos fluviométricos ocorrem entre os níveis de 7,00-8,00 metro, enquanto que 50% dos eventos de seca se concentram no intervalo de 1,00-1,50 metro.

Os principais resultados referentes as interações oceano-atmosfera e variabilidade fluviométrica interanual de máximos e mínimos, são citados a seguir:

- ✓ As componentes climáticas estudadas se correlacionam melhor com níveis máximos e mínimos quando analisadas em escala anual.
- ✓ A região Niño1+2 é a única área que responde inversamente aos extremos de máximos e mínimos. A alta frequência de correlações significativas (acima de 0,5) na região evidencia forte influência na variabilidade fluviométrica do rio Branco em Boa Vista.
- ✓ As pressões atmosféricas sobre as regiões de Darwin e Tahiti estão positivamente correlacionadas as flutuações de máximos e mínimos de Boa Vista.
- ✓ Eventos extremos como a seca de 1985 e a cheia de 2010 podem estar associados a anomalias de temperatura no Atlântico Norte, uma vez esses anos estiveram fortemente correlacionados a mudança no padrão térmico da Superfície do Mar.

Portanto, as componentes climáticas estudadas desempenham papel relevante na maioria dos anos que apresentam mudança no padrão de chuvas e variação fluviométrica de Boa Vista. Logo, tais variáveis, podem ser incorporadas a modelo de previsão sazonal, tendo em vista que conhecendo o tempo de resposta que as interações oceano-atmosfera levam para favorecer/desfavorecer os extremos hidrológicos, é possível que esses eventos sejam previsíveis com alta margem de confiabilidade.

REFERÊNCIAS

ABDULLA, F.A.; LETTENMAIER, D.P. Development of regional parameter estimation equations for a macroscale hydrologic model. **Journal of Hydrology**, v. 197, n. 1-4, p. 230-257, Out. 1997.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Inventario das estações fluviométricas e pluviométricas**. Disponível em: <http://www.ana.gov.br>. Acesso em dez. 2015.

D'ALMEIDA, C. **Oscilações intrasazonais de precipitação na estação chuvosa em São Paulo e condições atmosféricas associadas**. Orientador: Alice Marlene Grimm, 1997. **00f**. Tese (Doutorado) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

ALVES, L. M.; MARENGO, J. A.; CAVALCANTI, IF de A. Histórico de secas na Amazônia. *In*: BORMA, L.S.; NOBRE, C. A. (org.). **Secas na Amazônia: causas e consequências**. São Paulo: Oficina de Texto, 2013. p. 21-27.

BAYER, D. M.; CASTRO, N. M. R.; BAYER, F. M. Modelagem e previsão de vazões médias mensais do rio Potiribu. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v. 17, n. 2. p. 61-72, 2012.

BRASIL. Lei nº 12.608, de 10 de abril de 2012. Institui a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil - PNPDEC; dispõe sobre o Sistema Nacional de Proteção e Defesa Civil - SINPDEC e o Conselho Nacional de Proteção e Defesa Civil - CONPDEC; autoriza a criação de sistema de informações e monitoramento de desastres; altera as Leis nos 12.340, de 1o de dezembro de 2010, 10.257, de 10 de julho de 2001, 6.766, de 19 de dezembro de 1979, 8.239, de 4 de outubro de 1991, e 9.394, de 20 de dezembro de 1996; e dá outras providências. **Diário Oficial [da] República Federativa do Brasil**, Poder Executivo, Brasília, DF. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_Ato2011-2014/2012/Lei/L12608.htm: Acesso em: 08.jan.2015.

BAYER, D. M.; CASTRO, NM dos R.; BAYER, F, M. Modelagem e previsão de vazões médias mensais do rio Potiribu utilizando modelos de séries temporais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 17, n. 2, p. 229-239, 2012.

BERTONI, J. C.; TUCCI, C. E. M. Precipitação. *In*: TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre, RG: UFRGS; ABRH, 2001. 943p.

BERLATO, M. A.; FARENZENA, H.; FONTANA, D.C. Associação entre El Niño oscilação Sul e a produtividade do milho no Estado do Rio Grande do Sul. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v.40, n.5, p.423-432, 2005.

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

BERTONI, J.C.; TUCCI, C.E.M. Hidrologia: ciência e aplicação. *In*: TUCCI, C.E.M.; SILVEIRA, A. L. L. (ed.). **Precipitação**. Porto Alegre: ABRH, 2007. p. 177- 242.

CARDOSO, A. O.; DIAS, P.L. Relação entre a vazão de alguns rios do Estado de São Paulo e anomalias de TSM no Atlântico e Pacífico. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz de Iguazu-PR. [Anais...] Foz de Iguazu-PR: SBMET, 2002. p. 1077-1086.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; SILVA, M. A. F. Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South America during the TRMM-LBA campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 9-1-LBA 9-20, 2002.

CARVALHO, L. M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.

CAVALCANTI, I. F. A.; SILVEIRA, V. P.; ALVES, L. M. Características atmosféricas e oceânicas em anos de seca. *In*: BORMA, L.S.; NOBRE, C. A. (org.). **Secas na Amazônia: causas e consequências**. São Paulo: Oficina de Textos, 2013. p. 54-77.

CUNNINGHAM, C. C.; CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**. v. 26, p. 1165-1180, 2006.

Viabilidade econômica da cultura da soja na safra 2015/2016, em Mato Grosso do Sul. Disponível em: bioinfo.www:cnpso.embrapa.br/seca. Acesso em: 20/11/2018.

DETTINGER, M. D.; DIAZ, H. F. Global characteristics of stream flow seasonality and variability. **Journal of hydrometeorology**, v. 1, n. 4, p. 289-310, 2000.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; Nobre, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazonica**, v. 28, n. 2, p. 101-126, 1998.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA, D. P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573-1584, 1995.

FU, R.; CHEN, N.; WANG, H.; DICKINSON, R. E. How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon? **Journal of Climate**, v. 14, n. 20, p. 4003-4026, 2001.

GALVÍNCIO, J.D.; SOUZA, F.A.S. Uso de modelos autoregressivo e médias móveis para geração de vazões médias mensais na bacia hidrográfica do alto São Francisco. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, 2002, Foz de Iguaçu. **Anais...** Foz de Iguaçu: SBMET, 2002. 1 CD-ROM.

GARREAUD, R.; WALLACE, J. M. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 125, n.12, p.: 3157-3171, 1997.

GUYOT, J. L.; CALLEDE, J. M, M.; GUIMARAES, O. La variabilite hydrologique actuelle dans le bassin amazonien. **Bulletin de l'Institut français d'études andines**, v. 27, n. 3, p. 779-788, 1998.

GROISSMAAN, P. *et al.* trends in intense precipitation in the climate record. **Journal of Climate**, n.18, p.1326-50, 2005.

HASTENRATH, S; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77-92, 1977.

HASTENRATH, S. Prediction of Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v. 3, n. 8, p. 893-904, 1990.

HASTENRATH, S. The role of the Atlantic and the global heat budget. **Boletim IG-USP, Publicação Especial**, v. 8, p. 1-4, 1991.

HASTENRATH, S. Annual cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 102, n. D4, p. 4267-4274, 1997.

LUCAS, E.W.M.; SOUSA, F.A.S.; SILVA, F.D.S; LUCIO, P.S. Modelagem hidrológica determinística e estocástica aplicada à região hidrográfica do Xingu-Pará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 3, p. 308-322, 2009.

KALNAY, E.; MO, K.C.; e PAEGLE. J. Large-amplitude, short-scale stationary Rossby waves in the Southern Hemisphere: Observations and mechanistic experiments to determine their origin. **Journal of the atmospheric sciences**, 43(3), 252-275.

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones, (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal Meteorological of the Society Japan**, v. 70, n. 4, p. 813-836, 1992.

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones, (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and SACZ) Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal Meteorological of the Society Japan**, v. 71, n. 5, p. 581-610, 1993.

LUCAS, E. W. M.; SOUSA, F. A. S.; MENEZES, R. H.N.; COSTA, R. F.; OLIVEIRA, L. L. Regionalização da precipitação na bacia hidrográfica do Xingu, Pará. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**, 13, 2006, Florianópolis. Anais... Florianópolis: SBMET, 2006. 1 CD-ROM.

MARENGO, J.; DRUYAN, L.; HASTENRATH, S. Observational and modelling studies of Amazonia interannual climate variability. **Climatic Change**, v. 23, n. 3, p. 267-286, 1993.

MARENGO, J.A. Variabilidade interanual do clima superficial na Bacia Amazônica. **Int. Journal of Climatology**, v.12, p. 853-863, 1992.

MARENGO, J. A. Interannual variability of deep convection over the tropical South America sector as deduced from ISCCP C2 data. **International Journal of Climatology**, v. 15, n. 9, p. 995-1010, 1995.

MARENGO, J. A.; DIAS, P. S. Mudanças climáticas globais e seus impactos nos recursos hídricos. **Águas doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação**, v. 3, p. 63-109, 2006.

MARENGO, J.A.; TOMASELLA. J.; UVO. C. Longterm stream flow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazonia, Eastern Brazil and Northwest Peru. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 103, n. D2, p. 1775-1783, 1998.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN. B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N.P AND WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p. 833-852, 2001.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C.A. The hydroclimatological framework in Amazonia. **Biogeochemistry of Amazonia**, p. 17-42, 2001.

MARENGO, J. A. 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**, 2007.

MARENGO, J. A.; JONES, R.; ALVES, L.; VALVERDE, M. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society** 29.15 (2009): 2241-2255.

MINE, M.R.M.; TUCCI, C.E. Previsão em tempo real de vazões afluentes a reservatórios de - usinas hidrelétricas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v.4, n 2. p. 73-95, 1999.

MOLION, L.C.B.; MORAES, J. C. de. Oscilação Sul e descarga de rios na América do Sul Tropical. **Rev. Bras. Eng., Caderno de Hidrologia**, v. 5, n. 1, p. 53-63, 1987.

MOLION, L. C. B. Amazonia rainfall and its variability. In: **Hydrology and water management in the humid tropics**. BONELL, M.; HUFSCHMIDT, M. M.; GLADWELL, J. S. (eds.). International Hydrology Series, Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 1993. p. 99-111.

MOLION, L. C. B. Amazonian rainfall and its variability. **Hydrology and Water**, 1993.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.

NEPSTAD, D. C.; ALENCAR, A. A.; MOREIRA, A. G. A floresta em chamas: origens, impactos e prevenção de fogo na Amazônia. **Brasília: Programa Piloto para a Proteção das Florestas Tropicais do Brasil**, 1999.

NOGUÉS-PAEGLE, J; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279-291, 1997.

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; AND SHUKLA. J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of climate**, v. 4, n. 10, p. 957-988, 1991.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. **Journal of climate**, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, 1996.

NOBRE, P.; MELO, ABC de. Variabilidade climática intrasazonal sobre o Nordeste do Brasil em 1998-2000. **Revista Climanálise**, ano, v. 2, 2001.

NOBRE, C. A. Mudanças climáticas globais: possíveis impactos nos ecossistemas do país. **Parcerias estratégicas**, v. 6, n. 12, p. 239-258, 2010.

PEREIRA, A.R.; ANGELOCCI, L.R.; SENTELHAS, P.C. Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas. **Guaíba: Editora Agropecuária**; p. 487, 2002.

POVEDA, G.; AND MESA, O. J. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large scale oceanic atmospheric phenomena. **Journal of climate**, v. 10, n. 10, p. 2690-2702, 1997.

POVEDA, G.; AND SALAZAR, L .F. Annual and interannual (ENSO) variability of spatial scaling properties of a vegetation index (NDVI) in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, v. 93, n. 3, p. 391-401, 2004.

POVEDA, G.; WAYLEN, P. R.; PULWARTY, R. S. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 234, n. 1, p. 3-27, 2006.

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F, AND HADA.K. Annual variations of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D21, p. 26539-26551, 1996.

RICHEY, J. E.; NOBRE, C. A.; DESER, C. Amazon river discharge and climate variability: 1903 to 1985. **Science**, v. 246, n. 4926, p. 101-103, 1989.

ROBERTSON.; A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 11, n. 10, p. 2570-2581, 1998.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic convergence zone. **Monthly weather review**, v. 128, n. 8, p. 2947-2957, 2000.

RONCHAIL, J. *et al.* Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. **International Journal of Climatology**, v. 22, n. 13, p. 1663-1686, 2002.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. **Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation.** *Journal of climate*, v. 2, n. 3, p. 268-284, 1989.

RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; MOLINIER, M.; GUYOT, J. L.; CHAVES, A. G. D. M.; GUIMARÃES, V.; OLIVEIRA, E. de. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. **International Journal of Climatology**, v. 22, n. 13, p. 1663-1686, 2002.

RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U. Calculation of gridded precipitation data for the global land-surface using in-situ gauge observations. In: **Proc. Second Workshop of the Int. Precipitation Working Group.** p. 231-247, 2005.

RUDOLF, B., B. C.; GRIESER, J., & SCHNEIDER, U. Global precipitation analysis products of the GPCC. **Global Precipitation Climatology Centre Rep**, 2005.

SACRAMENTO NETO, O. B.; ESCOBAR, G.C.J; SILVA, P.E.D. **Método objetivo para identificar episódios de Zonas de Convergência de Umidade (ZCOU) no ambiente operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estados Climáticos-CPTEC.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2010, Belém do Pará. Anais... Belém do Pará: SBMET, 2010.

SANTOS, G. R.; OLIVEIRA, M. S.; LOUZADA, J. M.; SANTOS, A. M. R. T. Krigagem Simples versus Krigagem universal: qual o preditor mais preciso? **Energia na Agricultura**, v.26, n°2, p.49-55, 2011.

SATYAMURTY P.; MATTOS LF.; NOBRE CA & SILVA DIAS PL. **Tropics – South America.** In: *Meteorology of the southern hemisphere.* American Meteorological Society, Boston, MA, 1998. p. 119-139.

SENA, J.; DEUS, L; FREITAS, M; COSTA, L. **Extreme Events of Droughts and Flood in Amazonia: 2005 and 2009**. *Water Resource Management*, v. 26, p. 1665-1676, 2012a.

SILVA, M. A. V. *Meteorologia e climatologia*. 2006.

SOUZA, E. B. de. **Um estudo observacional sobre o Padrão de Dipolo de anomalias de TSM no Oceano Atlântico Tropical**. 1997. 152f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP, 1997.

SOUZA, E. B. de; AMBRIZZI, T. Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 26, n. 13, p. 1759-1776, 2006.

SOUZA, E. B. de.; AMBRIZZI, T.; COELHO, C. A. S. **Two ENSO episodes with reversed impacts on the regional precipitation of the northeastern South America**. *Meteorologica*, v. 29, n. 1/2, p. 5-16, 2004.

SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; TOTA, J; PEZZI, L; FISCH, G; NOBRE, C. On the influences of the El Niño, La Niña and atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1988. **Acta Amazônica**, v. 30, n. 2, p. 305-318, 2000.

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

TRENBERTH, K. E.; HOAR, T. J. El Niño and climate change. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 23, p. 3057-3060, 1997.

TODINI, E. Rainfall-runoff modeling: past, present and future. **Journal of Hydrology**, v. 100, p. n.1/3, 341-352, 1988.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. 2.ed. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS/ABRH. p.669, 1998.

TUCCI, C. E.M. Coeficiente de escoamento e vazão máxima de bacias urbanas. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 5, n. 1, p. 61-68, 2000.

UVO, C. B. *et al.* The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, n. 4, p. 551-562, 1998.

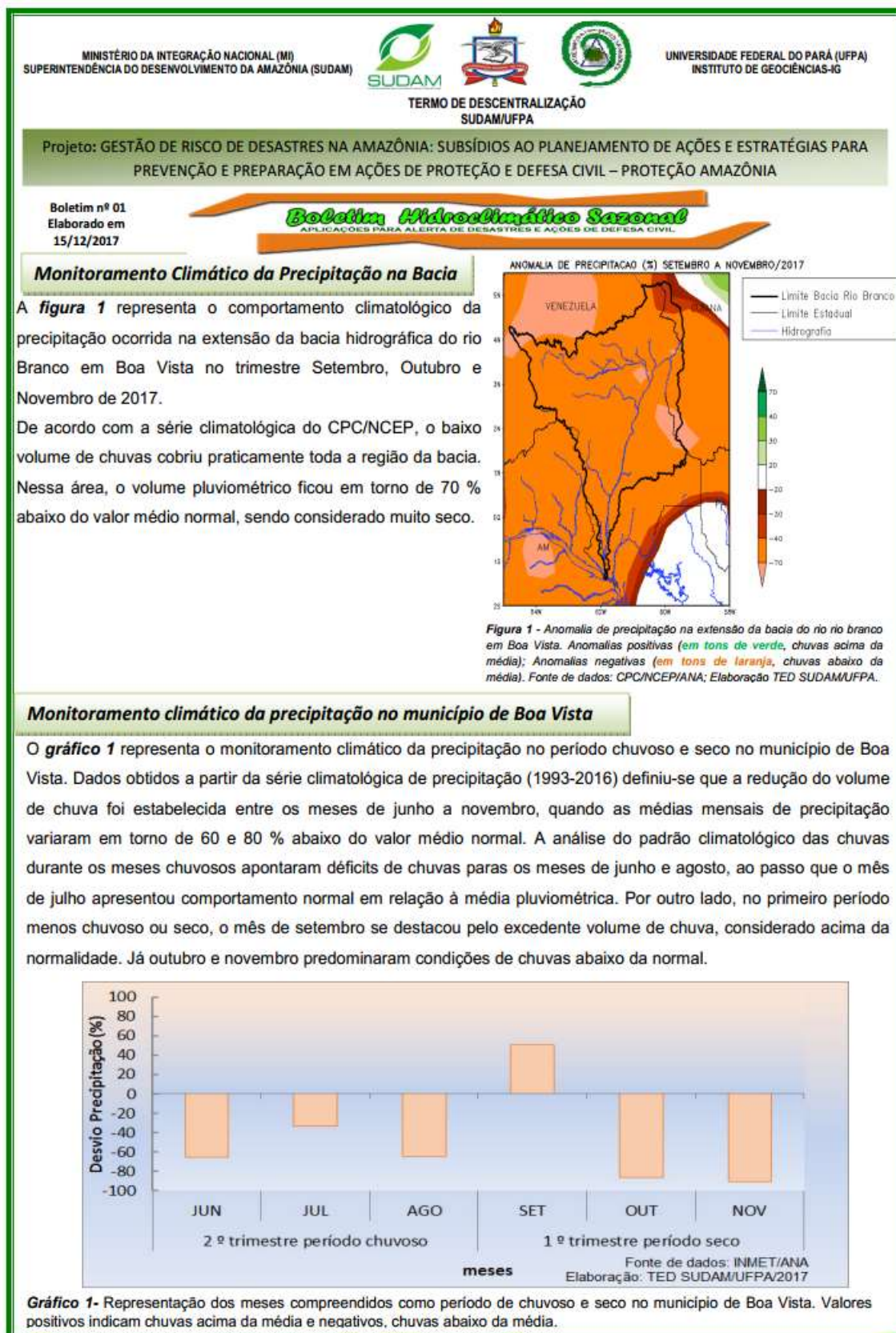
WILLIAMS, E. *et al.* The drought of the century in the Amazon basin: an analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926. **Acta Amazonica**, v. 35, n. 2, p. 231–238, 2005, doi:10.1590/S0044-59672005000200013.

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

APÊNDICES

APÊNDICE A - PRODUTO TÉCNICO

PROGNÓSTICO HIDROLÓGICO SAZONAL DOS DESASTRES NATURAIS PROVOCADOS POR INUNDAÇÕES E SECA NO MUNICÍPIO DE BOA VISTA



Análise evolutiva da Estiagem Rio Branco em Boa Vista - RR

A tabela abaixo apresenta o resumo quantitativo do comportamento do rio Branco em Boa Vista no período de Junho a Novembro de 2017. De acordo com dados da ANA (Agência Nacional de Águas), é possível perceber que já no mês de julho, o nível do rio branco começa a sinalizar indicativo de início do período de estiagem, chegando a reduzir 2,78 m. Já no mês de Agosto, o comportamento de descenso é mantido em grande parte do período, quando registra vazão de 4,86 m e baixa frequência de subida do rio; Os meses de Setembro a Novembro segue com predomínio de recessão, considerados normais para os meses de estiagem.

Meses monitorados	Nível Mín. (m)	Vazou (m)	Nível Máx. (m)	Encheu (m)	Total de dias em ascensão	Total de dias em recessão	Total de dias estável
JUN	2,60	0,52	7,49	5,30	22	7	1
JUL	6,82	2,78	8,74	2,11	15	16	0
AGO	2,56	4,86	6,69	0,92	6	24	1
SET	2,44	2,70	3,41	1,82	10	20	0
OUT	1,37	1,74	2,68	0,60	6	25	0
NOV	0,85	1,06	1,58	0,45	9	19	2

Prognóstico Hidrológico Trimestral Rio Branco

A modelagem hidrológica desenvolvida para representar a variabilidade do rio branco é baseada nas observações pretéritas dos níveis mínimos e suas relações com temperaturas oceânicas, além de considerar o padrão climático de previsão de precipitação nas principais unidades da bacia hidrográfica do rio branco. Assim, a representação do comportamento do rio para o trimestre dezembro/2017, janeiro e fevereiro/2018 é a seguinte: 133, 103 e 90 cm, respectivamente (**linha pontilhada vermelho**). Portanto, a situação de descenso do nível do rio branco em boa vista prosseguirá até meados do mês de fevereiro, sendo que o ápice da estiagem está previsto para segunda quinzena do mês de fevereiro, de acordo com o **gráfico 2**.

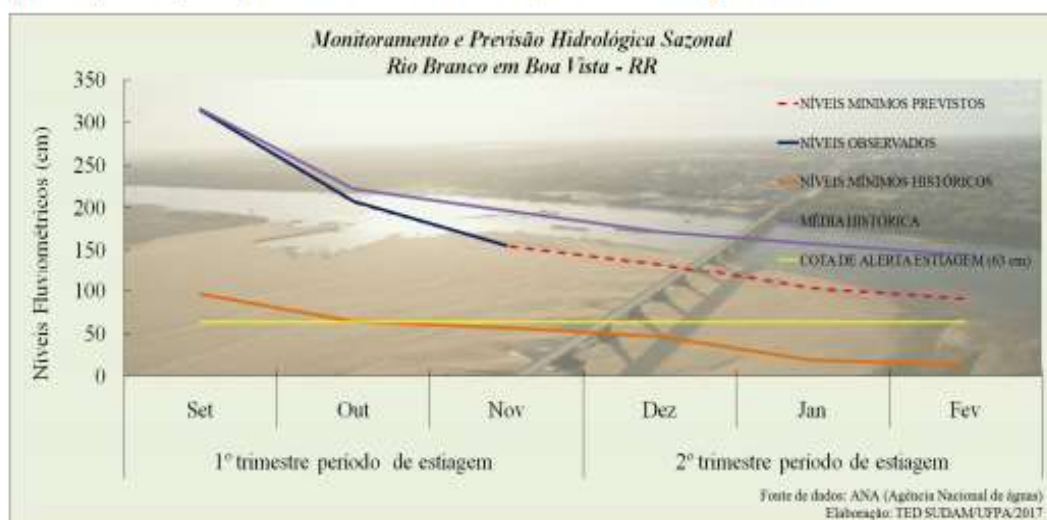


Gráfico 2 - Níveis mínimos observados no período de set a nov/2017 (linha sólida azul) e o prognóstico para os meses de dez/17, jan e fev/2018 (linha pontilhada em vermelho).

Portanto, recomendam-se ações preventivas de Proteção e Defesa Civil para minimização de impactos e prejuízos ocasionados pela escassez pluviométrica sobre a área da bacia hidrográfica do rio Branco, tendo como reflexo os desastres climatológicos (queimadas, incêndios florestais, temperaturas extremas, etc.), sobretudo os relacionados a redução do nível do rio Branco nos setores da agricultura e pecuária, além de abastecimento urbano e rural do estado de Roraima.



ANEXOS

**ANEXO A - CENÁRIO DO TRANSBORDAMENTO RIO BRANCO EM RORAIMA
EVENTO HISTÓRICO OCORRIDO NO ANO DE 2011**



Por via terrestre Roraima ficou isolada



Parte da BR 174 que liga Boa Vista a Manaus
submersa pelo avanço do nível das águas.
Comprometimento do escoamento da produção



Bairros de Caracará debaixo de água

Fonte: Jornal de Boa Vista