



Universidade Federal
de São João del-Rei
Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGeog)

**APLICAÇÃO DE MODELO HIDROSEDIMENTOLÓGICO
DETERMINÍSTICO SEMI-DISTRIBUÍDO PARA A ANÁLISE DE
IMPACTOS HUMANOS E DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA
DISPONIBILIDADE HÍDRICA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO JARI, AMAZÔNIA**

Paulo Ricardo Rufino

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de São João del-Rei, orientada pelo Dr. Gabriel Pereira e pelo Dr. Björn Gücker.

São João del-Rei
2020



Universidade Federal
de São João del-Rei

Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGeog)

**APPLICATION OF A DETERMINISTIC SEMI-DISTRIBUTED
HYDROSEDIMENTOLOGICAL MODEL FOR THE ANALYSIS OF
HUMAN IMPACTS AND CLIMATE CHANGE IN WATER
AVAILABILITY IN THE JARI HYDROGRAPHIC BASIN,
AMAZONIA**

Paulo Ricardo Rufino

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de São João del-Rei, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de concentração: Análise Ambiental e Territorial

Linha de pesquisa: Dinâmica de Paisagens Tropicais

Orientador: Gabriel Pereira

Coorientador: Björn Gucker

São João del-Rei
2020

Ficha catalográfica elaborada pela Divisão de Biblioteca (DIBIB)
e Núcleo de Tecnologia da Informação (NTINF) da UFSJ,
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

R926a Rufino, Paulo Ricardo.
APLICAÇÃO DE MODELO HIDROSEDIMENTOLÓGICO
DETERMINÍSTICO SEMI-DISTRIBUÍDO PARA A ANÁLISE DE
IMPACTOS HUMANOS E DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA
DISPONIBILIDADE HÍDRICA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO
JARI, AMAZÔNIA / Paulo Ricardo Rufino ; orientador
Gabriel Pereira; coorientador Björn Gücker . -- São
João del-Rei, 2020.
127 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em
Geografia) -- Universidade Federal de São João del
Rei, 2020.

1. Balanço Hídrico. 2. Modelagem Hidrológica. 3.
SWAT. 4. Mudança Climática. 5. Desmatamento. I.
Pereira, Gabriel, orient. II. Gücker , Björn , co
orient. III. Título.



Universidade Federal
de São João del-Rei

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**APLICAÇÃO DE MODELO HIDROSEDIMENTOLÓGICO DETERMINÍSTICO
SEMI-DISTRIBUÍDO PARA A ANÁLISE DE IMPACTOS HUMANOS E DAS
MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA DISPONIBILIDADE HÍDRICA NA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO JARI, AMAZÔNIA**

Autor: Paulo Ricardo Rufino

Orientador: Gabriel Pereira

Coorientador: Björn Gucker

A Banca Examinadora composta pelos membros abaixo aprovou esta dissertação:

Profa. Dr. Gabriel Pereira – Orientador

Universidade Federal de São João del-Rei – UFSJ

Prof. Dr. Björn Gucker – Coorientador

Universidade Federal de São João del-Rei – UFSJ

Prof. Dra. Francielle da Silva Cardozo

Universidade Federal de São João del-Rei – UFSJ

Prof. Dr. Bruno Silva Oliveira

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE

Prof. Dra. Priscilla Macedo Moura

Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG

São João del-Rei
Dezembro de 2020



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE SÃO JOÃO DEL-REI
SISTEMA INTEGRADO DE PATRIMÔNIO,
ADMINISTRAÇÃO E CONTRATOS

FOLHA DE ASSINATURAS

Emitido em 19/01/2021

ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO N° 2/2021 - PPGeog (13.15)

(N° do Protocolo: NÃO PROTOCOLADO)

(Assinado digitalmente em 20/01/2021 08:13)

BJORN GÜCKER

PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR

DEGEO (12.20)

Matrícula: 1671307

(Assinado digitalmente em 19/01/2021 21:42)

GABRIEL PEREIRA

PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR

PºGeog (13.15)

Matrícula: 2001758

Para verificar a autenticidade deste documento entre em <https://sipsac.ufsj.edu.br/documentos/> informando seu número: 2, ano: 2021, tipo: ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO, data de emissão: 19/01/2021 e o código de verificação: 9f78097390

Feeling my way through the darkness
Guided by a beating heart
I can't tell where the journey will end
But I know where to start

They tell me I'm too young to understand
They say I'm caught up in a dream
Well, life will pass me by if I don't open up my eyes
Well, that's fine by me [...]

(Wake Me Up, Avicii, 2013)

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer e dedicar esta dissertação às seguintes pessoas:

A meu orientador Dr. Gabriel Pereira por toda orientação, dedicação, apoio, compreensão e pelo auxílio na construção de conhecimento acadêmico, profissional e pessoal.

Meu coorientador Dr. Björn Gucker por toda confiança, disponibilidade, incentivo e auxílio ao longo de toda execução deste trabalho.

A Dra. Morineah Famarzi da *University of Alberta*, Canadá, pela parceria, auxílio e ensinamentos ao longo da etapa de calibração do modelo.

A minha família em especial meus pais Arléia e Antônio, minhas irmãs Virgínia e Mirian, e minha avó Maria de Lourdes (In memoriam) pelo incentivo, compreensão e por sempre me apoiarem no rumo de novas conquistas.

Aos meus amigos, em especial para Manuela e Anthony que sempre estiveram ao meu lado ao longo de minha jornada, incentivando e apoiando. Aos meus amigos de graduação que compartilharam comigo inúmeros momentos de aprendizado ao longo de toda minha vida acadêmica em especial a Dalvana, Gisa e Sidnei.

Aos meus amigos Jacus do Laboratório de Sensoriamento Remoto Aplicado ao Clima que compartilharam comigo inúmeros momentos de aprendizado e transformaram essa caminhada menos árdua, em especial Viviane, Gustavo, Paula, Shayene, Bruna, Raquel, Laura, Fernandinha e André.

Ao Dr. Bruno Oliveira e a Dra. Priscilla Moura que gentilmente aceitaram o convite de compor a banca examinadora e a Dra. Francielle Cardozo por além de ter aceito participar da banca, todo apoio e conhecimento repassado ao longo de minha vida acadêmica.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa concedida durante um ano da pesquisa.

A Universidade Federal de São João del Rei (UFSJ) pela oportunidade e apoio ao longo da realização deste trabalho e de toda caminhada acadêmica.

Enfim, a todos, que direta, ou indiretamente, contribuíram para realização deste trabalho, meu eterno Muito Obrigado!

RESUMO

A bacia amazônica, maior bacia hidrográfica do mundo, contribui expressivamente com a vazão de água doce sobre os oceanos, além de ser um importante regulador climático regional e global. Apesar de sua importância e necessidade de preservação, a bacia vem sofrendo aumento considerável de pressão antrópica sobre suas áreas de vegetação natural, além de áreas protegidas e terras indígenas. Adicionadas a essas alterações, encontram-se as mudanças climáticas que impactam de forma significativa os recursos hídricos, assim como o ciclo hidrológico. Neste sentido, a modelagem hidrológica é uma ferramenta indispensável para a avaliação de impactos ambientais e para a gestão de bacias e de recursos hídricos. Dentre os modelos existentes, o que mais se destaca é o *Soil and Water Assessment Tool – SWAT*, um modelo de base conceitual e de tempo contínuo desenvolvido para a gestão de bacias hidrográficas. Neste contexto, o objetivo desse trabalho é identificar e analisar as atuais condições da vazão e do balanço hídrico da bacia hidrográfica do Rio Jari, Amazônia Oriental e traçar os impactos no balanço hidrológico decorrentes do desmatamento e das mudanças climáticas até 2050. Os resultados obtidos na etapa de calibração e validação apresentam boa concordância, NS 0.85 e 0.89, RSR 0.39 e 0.33 e PBIAS -9.5 e -0.6 respectivamente. Do ponto de vista de desmatamento projetou-se reduções da floresta nativa em 2.80% para o cenário 1 e 35% para o cenário 2, enquanto para as projeções climáticas verificou-se reduções da precipitação em 10.25 e 11.59% para os cenários utilizados. Entretanto destaca-se que as mudanças climáticas impactaram de forma muito mais significativa do que as mudanças no uso e cobertura da bacia. Essas alterações impactaram as componentes do balanço hídrico causando reduções significativas na evapotranspiração, e um aumento expressivo no escoamento superficial, causados principalmente devido às reduções nas precipitações e alterações sobre sua variabilidade e intensidade, enquanto demais componentes do balanço hídrico apresentaram mudanças intermediárias.

Palavras-Chave: Balanço Hídrico; Modelagem Hidrológica; SWAT; Mudança Climática; Desmatamento.

APPLICATION OF A DETERMINISTIC SEMI-DISTRIBUTED HYDROSEDIMENTOLOGICAL MODEL FOR THE ANALYSIS OF HUMAN IMPACTS AND CLIMATE CHANGE IN WATER AVAILABILITY IN THE JARI HYDROGRAPHIC BASIN, AMAZONIA

ABSTRACT

The Amazon basin, the largest hydrographic basin globally, contributes significantly to the discharge of freshwater to the oceans and is an important regional and global climate regulator. Despite its importance and the need for its preservation, the basin has experienced a considerable increase in anthropogenic pressure on its natural vegetation, protected areas, and indigenous lands. Additionally, climate change significantly impacts its water resources and hydrological cycle. Hydrological modeling is an indispensable tool for assessing environmental impacts and managing river basins and water resources. Among the existing models, the Soil and Water Assessment Tool - SWAT, a conceptual and continuous-time model developed to manage watersheds, stands out. This work aims to identify and analyze the current flow and the water balance conditions of the Jari River hydrographic basin, Eastern Amazon, and trace the impacts on the hydrological balance resulting from deforestation and climate changes until 2050. Calibration and validation showed good agreement, with NS values of 0.85 and 0.89, RSR values of 0.39 and 0.33, and PBIAS values of -9.5 and -0.6. Regarding deforestation, reductions of 2.80% for scenario 1 and 35% for scenario 2 in the native forest were projected. There were reductions in precipitation of 10.25% and 11.59% in the climate projection scenarios. However, climate change had a much more significant impact than changes in the basin's land use and coverage. These changes impacted the water balance components, causing significant reductions in evapotranspiration, and a significant increase in surface runoff, mainly due to reductions in precipitation and changes in its variability and intensity, while other components of the water balance presented intermediate changes.

Keywords: Water Balance; Hydrological Modeling; SWAT; Climate Change; Deforestation.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: CICLO HIDROLÓGICO IDEALIZADO.	24
FIGURA 2: LOCALIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JARI.	37
FIGURA 3: MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DO RIO JARI.	42
FIGURA 4: USO E COBERTURA DA TERRA PARA A BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JARI. ..	43
FIGURA 5: SOLOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JARI.	44
FIGURA 6: PROJEÇÕES DE DESMATAMENTO DA AMAZÔNIA ATÉ 2050, 1 - CENÁRIO MENOS PESSIMISTA E O 2 - CENÁRIO MAIS PESSIMISTA.	46
FIGURA 7: FLUXOGRAMA DA PESQUISA.	49
FIGURA 8: SUB-BACIAS GERADAS NA CONFIGURAÇÃO DO MODELO.	61
FIGURA 9: CLASSES DE DECLIVIDADES PARA A BACIA. (A) DISTRIBUIÇÃO DAS CLASSES DE DECLIVIDADE; (B) COMPOSIÇÃO FALSA COR PARA A BACIA A PARTIR DO LANDSAT 8.	63
FIGURA 10: HRUS GERADAS PARA A BACIA DO RIO JARI. (A) TODAS AS HRUS GERADAS PARA A BACIA DO RIO JARI; (B) ZOOM SOBRE PARTE DA SUB-BACIA LOCALIZADA NA FOZ.	64
FIGURA 11: VAZÃO OBSERVADA E VAZÃO SIMULADA ANTES DA CALIBRAÇÃO.	64
FIGURA 12: BOXPLOT DA PRECIPITAÇÃO NA BACIA PARA O PERÍODO DE 1981 A 2013 , ONDE OS CÍRCULOS REPRESENTAM OS OUTLIERS, AS CAIXAS REPRESENTAM OS QUARTIS 1 E 3 E OS WHISKERS REPRESENTAM OS MÍNIMOS E MÁXIMOS.	65
FIGURA 13: GRÁFICO DE DISPERSÃO DA VAZÃO MODELADA VERSUS OBSERVADA.	66
FIGURA 14: ANÁLISE DE SENSIBILIDADE EXPRESSA PELO GRÁFICO DE P-VALUE E T- STAT.	69
FIGURA 15: VAZÃO OBSERVADA, VAZÃO SIMULADA NA CALIBRAÇÃO E O 95PPU.	72
FIGURA 16: GRÁFICO DE DISPERSÃO DA VAZÃO CALIBRADA VERSUS OBSERVADA.	72
FIGURA 17: VAZÃO OBSERVADA E SIMULADA NA VALIDAÇÃO E O 95PPU.	73
FIGURA 18: GRÁFICO DE DISPERSÃO DA VALIDAÇÃO.	74
FIGURA 19: VARIABILIDADE TEMPORAL DOS COMPONENTES DO BALANÇO HÍDRICO ANUAL PARA O CENÁRIO BASE (1984 – 2013).	76
FIGURA 20: VARIABILIDADE TEMPORAL DAS PROJEÇÕES DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS PARA OS CENÁRIOS RCP 4.5 E 8.5 DO MODELO CANESM2 (2014 – 2050) EM COMPARAÇÃO AOS DADOS DO CHIRPS (1984 – 2013).	77
FIGURA 21: VARIABILIDADE DOS COMPONENTES DO BALANÇO HÍDRICO (A) VARIABILIDADE DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO; (B) VARIABILIDADE DO RENDIMENTO DE ÁGUA; (C) VARIABILIDADE DA ÁGUA NO SOLO; (D) VARIABILIDADE DO AQUÍFERO RASO; (E) VARIABILIDADE DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL.	81
FIGURA 22: PRECIPITAÇÃO PARA AS SIMULAÇÕES REALIZADAS NO SWAT. (A) SIMULAÇÃO DE CONTROLE; (B) SIMULAÇÃO CENÁRIO 1; (C) SIMULAÇÃO CENÁRIO 2; (D) SIMULAÇÃO CENÁRIO 3; (E) SIMULAÇÃO CENÁRIO 4; (F) DIFERENÇA CENÁRIO	

1; (G) DIFERENÇA CENÁRIO 2; (H) DIFERENÇA CENÁRIO 3; (I) DIFERENÇA CENÁRIO 4.	82
FIGURA 23: EVAPOTRANSPIRAÇÃO PARA AS SIMULAÇÕES REALIZADAS NO SWAT. (A) SIMULAÇÃO DE CONTROLE; (B) SIMULAÇÃO CENÁRIO 1; (C) SIMULAÇÃO CENÁRIO 2; (D) SIMULAÇÃO CENÁRIO 3; (E) SIMULAÇÃO CENÁRIO 4; (F) DIFERENÇA CENÁRIO 1; (G) DIFERENÇA CENÁRIO 2; (H) DIFERENÇA CENÁRIO 3; (I) DIFERENÇA CENÁRIO 4.	83
FIGURA 24: RENDIMENTO DE ÁGUA PARA AS SIMULAÇÕES REALIZADAS NO SWAT. (A) SIMULAÇÃO DE CONTROLE; (B) SIMULAÇÃO CENÁRIO 1; (C) SIMULAÇÃO CENÁRIO 2; (D) SIMULAÇÃO CENÁRIO 3; (E) SIMULAÇÃO CENÁRIO 4; (F) DIFERENÇA CENÁRIO 1; (G) DIFERENÇA CENÁRIO 2; (H) DIFERENÇA CENÁRIO 3; (I) DIFERENÇA CENÁRIO 4.	84
FIGURA 25: DISPONIBILIDADE DE ÁGUA NO SOLO PARA AS SIMULAÇÕES REALIZADAS NO SWAT. (A) SIMULAÇÃO DE CONTROLE; (B) SIMULAÇÃO CENÁRIO 1; (C) SIMULAÇÃO CENÁRIO 2; (D) SIMULAÇÃO CENÁRIO 3; (E) SIMULAÇÃO CENÁRIO 4; (F) DIFERENÇA CENÁRIO 1; (G) DIFERENÇA CENÁRIO 2; (H) DIFERENÇA CENÁRIO 3; (I) DIFERENÇA CENÁRIO 4.	85
FIGURA 26: DISPONIBILIDADE DE AQUÍFERO RASO PARA AS SIMULAÇÕES REALIZADAS NO SWAT. (A) SIMULAÇÃO DE CONTROLE; (B) SIMULAÇÃO CENÁRIO 1; (C) SIMULAÇÃO CENÁRIO 2; (D) SIMULAÇÃO CENÁRIO 3; (E) SIMULAÇÃO CENÁRIO 4; (F) DIFERENÇA CENÁRIO 1; (G) DIFERENÇA CENÁRIO 2; (H) DIFERENÇA CENÁRIO 3; (I) DIFERENÇA CENÁRIO 4.	86
FIGURA 27: DISPONIBILIDADE DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL PARA AS SIMULAÇÕES REALIZADAS NO SWAT. (A) SIMULAÇÃO DE CONTROLE; (B) SIMULAÇÃO CENÁRIO 1; (C) SIMULAÇÃO CENÁRIO 2; (D) SIMULAÇÃO CENÁRIO 3; (E) SIMULAÇÃO CENÁRIO 4; (F) DIFERENÇA CENÁRIO 1; (G) DIFERENÇA CENÁRIO 2; (H) DIFERENÇA CENÁRIO 3; (I) DIFERENÇA CENÁRIO 4.	87
FIGURA 28: FLUXO DA VAZÃO PARA AS SIMULAÇÕES REALIZADAS NO SWAT. (A) SIMULAÇÃO DE CONTROLE; (B) SIMULAÇÃO CENÁRIO 1; (C) SIMULAÇÃO CENÁRIO 2; (D) SIMULAÇÃO CENÁRIO 3; (E) SIMULAÇÃO CENÁRIO 4; (F) DIFERENÇA CENÁRIO 1; (G) DIFERENÇA CENÁRIO 2; (H) DIFERENÇA CENÁRIO 3; (I) DIFERENÇA CENÁRIO 4.	88

LISTA DE TABELAS

TABELA 1: RELAÇÃO DOS DADOS UTILIZADOS NA PESQUISA.	41
TABELA 2: PARÂMETROS DO BANCO DE SOLOS.	48
TABELA 3: RECLASSIFICAÇÃO DAS CLASSES DE USO E COBERTURA DA TERRA.	50
TABELA 4: PARÂMETROS SELECIONADOS DE CRESCIMENTO VEGETAL.	52
TABELA 5: OPERAÇÕES DE MANEJO UTILIZADAS NA CONFIGURAÇÃO DO MODELO.	53
TABELA 6: PARAMETRIZAÇÃO DO RESERVATÓRIO DE SANTO ANTÔNIO DO JARI.	54
TABELA 7: VAZÕES MÍNIMAS E MÁXIMA DE SAÍDA DO RESERVATÓRIO (M ³ /S).	54
TABELA 8: MÉTRICAS PARA ANÁLISE DE EFICIÊNCIA.	57
TABELA 9: RELAÇÃO DE CENÁRIOS SIMULADOS.	60
TABELA 10: RELAÇÃO DE USO DA TERRA PARA A BACIA.	62
TABELA 11: RELAÇÃO DE SOLOS PARA A BACIA.	62
TABELA 12: RELAÇÃO DAS CLASSES DE DECLIVIDADE PARA A BACIA.	63
TABELA 13: DESEMPENHO DO MODELO INICIAL.	67
TABELA 14: PARÂMETROS UTILIZADOS NA ANÁLISE DE SENSIBILIDADE, MÉTODOS E INTERVALOS DE VARIAÇÃO. NA COLUNA MÉTODO, M REFERE-SE À MULTIPLICAÇÃO E S À SUBSTITUIÇÃO.	67
TABELA 15: VALORES DE P-VALUE, T-STAT E SEU RESPECTIVO RANKING.	69
TABELA 16: VALORES OBTIDOS PARA CADA PARÂMETRO NA CALIBRAÇÃO.	70
TABELA 17: DESEMPENHO DA CALIBRAÇÃO.	71
TABELA 18: DESEMPENHO DA VALIDAÇÃO.	73
TABELA 19: BALANÇO HÍDRICO DO MODELO CALIBRADO.	74
TABELA 20: PROJEÇÕES DE DESMATAMENTO.	76
TABELA 21: ALTERAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO PARA OS CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS.	76
TABELA 22: ALTERAÇÃO DA TEMPERATURA PARA OS CENÁRIOS DE MUDANÇAS CLIMÁTICAS.	78
TABELA 23: IMPACTOS PROJETADOS NOS COMPONENTES DO BALANÇO HÍDRICO.	78
TABELA 24: VAZÃO MÉDIA PARA OS CENÁRIOS SIMULADOS.	87

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

95PPU	95%
ALPHA_BF	Fator Alfa do Fluxo de Base
ANA	Agência Nacional de Águas
ANEEL	Agência Nacional de Energia Elétrica
ANION_EXCL	Fração de Porosidade do Solo
ARS-USDA	<i>Agricultural Research Service of United States Department of Agriculture</i>
BHRJ	Bacia Hidrográfica do Rio Jari
BIO_INIT	Biomassa de Peso Seco Inicial
BIOMIX	Eficiência de Mistura Biológica
BLAI	Índice Máximo de Área Foliar
BR²	Coefficiente R ² Ajustado
CANESM2	<i>Second Generation Canadian Earth System Model</i>
CANMX	Armazenamento Máximo do Dossel
CCCMA	<i>Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis</i>
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CFSR.V3	<i>Climate Forecast System Reanalysis versão3</i>
CH_K2	Condutividade Hidráulica Efetiva no Aluvião do Canal Principal
CH_N2	Valor "N" de Manning para o Canal Principal
CHIRPS	<i>Climate Hazards Group Infrared Precipitation With Stations</i>
CHTMX	Altura Máxima do Dossel
CLAY	Conteúdo de Argila do Solo
CMIP	<i>Coupled Model Intercomparison Project</i>
CN	Curva-Número
CN2	Curva-Número na Condição Umidade Média do Solo
CORDEX	<i>Coordinated Regional Downscaling Experiment</i>
CUP	<i>Calibration and Uncertainty Procedures</i>
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
EPCO	Fator de Compensação de Absorção da Planta.
ESCO	Fator de Compensação da Evaporação do Solo

ET	Evapotranspiração
FRGRW1	Unidades de Calor Potencial para o Primeiro Ponto de Desenvolvimento de Área Foliar
FRGRW2	Unidades de Calor Potencial Para o Segundo Ponto de Desenvolvimento de Área Foliar
GLUE	<i>Generalized Likelihood Uncertainty Estimation</i>
GW_DELAY	Atraso da Água Subterrânea
GW_Q	Água Subterrânea
GW_REVAP	Coefficiente de "Revap" da Água Subterrânea.
GWDS	<i>Global Weather Data For SWAT</i>
GWQMN	Profundidade Limite da Água no Aquífero Raso
HYDGRP	Grupo Hidrológico do Solo
IFLOD1R	Mês de Início da Estação Seca
IFLOD2R	Mês Final da Estação Seca
IPCC	<i>The Intergovernmental Panel On Climate Change</i>
IYRES	Ano de Início da Operação do Reservatório
KGE	<i>Kling-Gupta Efficiency</i>
KM²	Quilômetros Quadrados
LAI_INIT	Índice de Área Foliar Inicial
LAIMX1	Índice de Área Foliar Máximo para o Primeiro Ponto de Desenvolvimento
LAIMX2	Índice de Área Foliar Máximo para o Segundo Ponto de Desenvolvimento
LULC	Mudanças no uso e Cobertura da Terra
M³/S	Metros Cúbicos por Segundo
MCG	Modelos de Circulação Geral
MCMC	<i>Markov Chain Monte Carlo</i>
MCR	Modelo Climático Regional
MDE	Modelo Digital de Elevação
MM H⁻¹	Milímetros por Hora
MONERIS	<i>Modelling Nutrient Emissions In River Systems</i>
MORES	Mês que o Reservatório Entrou em Operação
MW	<i>Megawatts</i>

NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NDTARGR	Número de Dias Para Atingir o Armazenamento Alvo do Reservatório
NLAYERS	Número de Camadas no Perfil do Solo
NS	<i>Nash-Sutcliffe</i>
OV_N	Valor "N" de Manning para Fluxo Terrestre
PARASOL	<i>Parameter Solution</i>
PBIAS	Percentual Bias
PET	Evapotranspiração Potencial
P-FACTOR	Fração dos Dados Medidos
PHU_PLT	Número Total de Unidades de Calor para Levar a Planta à Maturidade
PPGEOG	Programa de Pós-Graduação Em Geografia
PPM	Partes por Milhão
PR	Precipitação
PROMET	<i>Processes of Radiation Mass and Energy Transfer</i>
PSO	<i>Particle Swarm Optimization</i>
R²	Índice de Correlação
RCHRG_DP	Fração de Percolação do Aquífero Profundo
RCP	<i>Representative Concentration Pathways</i>
RDMX	Profundidade Máxima da Raiz
RES_ESA	Área de Superfície do Reservatório até o Vertedouro de Emergência
RES_EVOL	Volume de Água para Encher o Reservatório até o Vertedouro de Emergência
RES_PSA	Área de Superfície do Reservatório até o Vertedouro Principal
RES_PVOL	Volume de Água para Encher o Reservatório até o Vertedouro Principal
REVAPMN	Profundidade Limite da Água no Aquífero Raso para a Ocorrência do "Revap"
R-FACTOR	Razão da Largura Medida da Banda de 95PPU
ROCK	Conteúdo de Fragmento de Rocha do Solo
RSR	Taxa de Desvio Padrão
SAND	Conteúdo de Areia do Solo
SAR	Sistema de Acompanhamento dos Reservatórios
SHE	<i>Systeme Hydrologique European</i>

SIG	Sistema de Informação Geográficas
SILT	Conteúdo de Silte do Solo
SNAM	Nome da Classe de Solo
SOL_ALB	Albedo de Solo Úmido
SOL_AWC	Capacidade de Água disponível no Solo
SOL_BD	Densidade do Solo
SOL_CBN	Carbono Orgânico
SOL_K	Condutividade Hidráulica Saturada do Solo
SOL_Z	Profundidade da Camada do Solo
SOL_ZMX	Profundidade Máxima de Enraizamento do Perfil do Solo
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SUFI2	<i>Sequential Uncertainty Fitting Version 2</i>
SURLAG	Tempo de Retardo do Escoamento Superficial
SURQ	Escoamento Superficial
SW	Água no Solo
SWAT	<i>Soil and Water Assessment Tool</i>
TASMAX	Temperatura Máxima do Ar Próximo à Superfície
TASMIN	Temperatura Mínima do Ar Próximo à Superfície
TOP MODEL	<i>Topography-Based Hydrological Model</i>
UFSJ	Universidade Federal de São João Del Rei
URH	Unidades de Resposta Hidrológica
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
USLE_K	Fator de Erodibilidade do Solo
UTM	Universal Transversa de Mercator
WCRP	<i>World Climate Research Programme</i>
WYLD	Rendimento de Água
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
RMSE	Raiz Quadrada Média do Erro
SCMs	Sistemas Convectivos de Mesoescala

LISTA DE SÍMBOLOS

$^{\circ}\text{C}$	Graus Celsius
%	Porcentagem
SW_t	Quantidade final de água no solo
SW_0	Representa a umidade do solo inicial no dia i
t	Tempo em dias
R_{day}	Quantidade de precipitação registrada no dia i
Q_{surf}	Quantidade de área de escoamento superficial no dia i
E_a	Quantidade de evapotranspiração
W_{seep}	Quantidade de água que entra na zona de areação do perfil do solo
Q_{gw}	Quantidade de retorno do fluxo no dia i
Q_{surf}	Escoamento acumulado ou o excesso de precipitação
I_a	Abstração inicial que inclui armazenamento superficial, interceptação e Infiltração antes do escoamento superficial
S	Refere-se ao parâmetro de retenção
λ	Calor latente de vaporização
E_0	Evapotranspiração potencial
Δ	Inclinação da curva de temperatura-pressão do vapor de saturação
γ	Refere-se a constante psicométrica
H_{net}	Radiação da rede
G	Densidade do fluxo de calor para o solo
CO_2	Dióxido de carbono
CH_4	Metano
N_2O	Óxido nitroso
N	Nitrogênio
Q	Variável vazão
m	Representa o valor medido
s	Representa o valor simulado
i	Dado simulado e medido

Sumário

1. INTRODUÇÃO	18
2. OBJETIVOS	22
2.1. Objetivo Geral	22
2.2. Objetivos Específicos	22
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E TEÓRICA	23
3.1. Ciclo Hidrológico	23
3.1.1. Precipitação	24
3.1.2. Escoamento Superficial	25
3.1.3. Infiltração	26
3.1.4. Evapotranspiração	26
3.2. Modelagem Hidrológica.....	27
3.2.1. The Soil & Water Assessment Tool – SWAT	29
3.3. Mudanças Climáticas.....	33
3.3.1. Impacto das Mudanças Climáticas	35
4. ÁREA DE ESTUDO	37
4.1. Características Gerais.....	37
4.2. Caracterização climática	38
5. MATERIAIS E MÉTODOS	41
5.1. Materiais	41
5.1.1. Modelo Digital de Elevação (MDE).....	41
5.1.2. Uso e Cobertura da Terra	42
5.1.3. Solos	43
5.1.4. Dados Climáticos	44
5.1.5. Dados Fluviométricos.....	45
5.1.6. Projeções de Desmatamento.....	45
5.1.7. Projeções climáticas- Second Generation Canadian Earth System Model (CanESM2)	47
5.2. Configuração do Modelo	47
5.2.1. Pré Processamento dos Dados	47
5.2.2. Delineamento da Bacia.....	49
5.2.3. Definição das HRUs	49
5.2.4. Dados Climáticos	50

5.3.	Configurações e Modificações Adicionais	51
5.3.1.	Banco de Dados Crescimento de Planta	51
5.3.2.	Operações de Manejo	53
5.3.3.	Reservatório	53
5.4.	Análise de Sensibilidade, Calibração e Validação	54
5.4.1.	Análise de Eficiência	57
5.5.	Simulação de Cenários	58
6.	RESULTADOS.....	61
6.1.	Configuração Inicial do Modelo Padrão	61
6.2.	Avaliação da Simulação Inicial.....	64
6.3.	Análise de Sensibilidade, Calibração e Validação	67
6.3.1.	Calibração e Validação.....	70
6.4.	Análise do Modelo Calibrado- Modelo Base	74
6.5.	Cenários de Uso da Terra	76
6.6.	Projeções de Mudanças Climáticas	76
6.7.	Impactos Observados nos Componentes do Balanço Hídrico	78
6.8.	Variabilidade dos Componentes do Balanço Hídrico.....	80
6.9.	Distribuição Espacial dos Componentes do Balanço Hídrico	82
6.10.	Impactos Projetados para a Vazão	87
7.	DISCUSSÃO	89
7.1.	Modelagem Inicial, Análise de Sensibilidade e Calibração	89
7.2.	Balanço Hídrico Atual e Impactos dos Cenários Futuros	99
8.	CONSIDERAÇÕES FINAIS	109
9.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111
APÊNDICE A	124

1. INTRODUÇÃO

Atualmente 40% da população mundial enfrenta escassez de água, fato que destaca a necessidade da gestão adequada dos recursos hídricos (LARSEN e DREWS, 2019). A Bacia Amazônica, maior bacia hidrográfica do mundo, contribui de forma direta com quase 15% da vazão de água doce nos oceanos (BARTHEM et al., 2004), além de ser considerada uma importante reserva da Biodiversidade (DIRZO e RAVEN, 2003; HUBBELL et al., 2008). Do ponto de vista climático, a Bacia Amazônica atua como reguladora climática por meio da fixação de carbono e diminuição das temperaturas através de suas elevadas taxas de evapotranspiração (RANDOW, 2020) e exerce atuação direta na circulação atmosférica, influenciando o clima regional e global (WERTH e AVISSAR, 2002). Portanto, alterações nesta bacia podem ter consequências severas em grande parte do território brasileiro e na América do Sul, principalmente no regime de chuvas (BERGIER et al., 2018; RUIZ-VÁSQUEZ et al., 2020).

No entanto, apesar de sua importância e necessidade de preservação, a Bacia Amazônica vem sofrendo com o aumento da pressão antrópica sobre as áreas de vegetação natural, áreas protegidas e terras indígenas, principalmente na região conhecida como Arco do Desmatamento (ESCOBAR, 2019; VASCONCELOS et al., 2017). Dentre as principais causas desta crescente pressão antrópica, que tem como consequência o desmatamento, destacam-se a expansão agropecuária para atender demandas tanto do mercado interno quanto externo (MORTON et al., 2006; VALE et al., 2019) e as atuais políticas governamentais relacionadas à agricultura e preservação ambiental (PEREIRA et al., 2019).

Associadas às crescentes pressões antrópicas sobre a vegetação natural, as mudanças climáticas também impactam os recursos hídricos, o ciclo hidrológico, a geração de energia elétrica e a biodiversidade na Bacia Amazônica (ALEIXO et al., 2019; ARIAS et al., 2020). Cenários climáticos futuros apontam para mudanças no regime de precipitação da Amazônia: enquanto o Leste da Amazônia corre o risco de diminuição acentuada da precipitação, é projetado um aumento desta variável no Oeste da Amazônia (MARENGO et al., 2016). Ainda, espera-se que eventos climáticos extremos, como a seca de 2015/2016, ocorram com maior frequência e intensidade na Amazônia, sendo que esses eventos podem ser agravados por alterações antrópicas como as mudanças no uso e cobertura da terra (MARENGO e JUNIOR, 2018).

Alterações naturais e antrópicas podem afetar substancialmente os recursos hídricos, e uma combinação de dados observados *in situ* e satélites, aliados a modelos hidrológicos podem ser uteis na avaliação destes impactos (MARTIN et al., 2016). A modelagem hidrológica pode ser definida como uma ferramenta indispensável na pesquisa, planejamento e gestão dos recursos hídricos, além da avaliação de disponibilidade sazonal de água, auxiliando, assim, em tomadas de decisão (ABDULKAREEM et al., 2018; DWARAKISH e GANASRI, 2015; JOHNSTON e SMAKHTIN, 2014). As análises dos impactos das alterações ambientais nos recursos hídricos a partir da modelagem hidrológica têm sido realizadas em diversos estudos (KHAN e KHAN, 2009; LUCAS-BORJA et al., 2020; NAZARI-SHARABIAN et al., 2019).

Dentre os modelos hidrológicos existentes, um dos que mais se destaca é o *Soil and Water Assessment Tool* - SWAT (ARNOLD et al., 1998) devido, principalmente, ao seu ajuste para bacias hidrográficas e facilidade de aplicação (SERRÃO et al., 2019). Este modelo em escala de bacia hidrográfica e de tempo contínuo sendo desenvolvido para auxiliar a gestão dos recursos hídricos, na avaliação de impactos, gestão de abastecimento de água e poluição de fonte difusa (ARNOLD et al., 1998; NEITSCH et al., 2011). O SWAT ganhou aceitação internacional como uma ferramenta poderosa de modelagem interdisciplinar de bacias hidrográficas, possuindo atualmente quase 4.000 publicações, tornando-o um dos modelos hidrológicos mais utilizados no mundo (GASSMAN et al., 2007; TAN et al., 2020).

Dentre os pontos fortes desse modelo destaca-se a sua base física, na qual os processos são diretamente elaborados pelo próprio modelo a partir dos dados de entrada; além de utilizar dados de entrada prontamente disponíveis, o que possibilita estudos mais específicos; possui uma grande eficiência do ponto de vista computacional, permitindo assim a simulação de grandes bacias hidrográficas, além de permitir estudos a longo prazo (NEITSCH et al., 2011). Entretanto, apesar de seus pontos fortes deve se reconhecer que o modelo possui limitações, como por exemplo, de não ser capaz de simular a formação e o derretimento de gelo nos rios, processos esses que são importantes na geração do fluxo de vazão de primavera. Outra limitação está na representação da variabilidade espacial associada a precipitação de grandes áreas, o que pode levar a erros na estimativa de escoamento superficial se apenas um medidor for utilizado para a representação da bacia (ARNOLD et al., 1998; HÜLSMANN et al., 2015).

Este modelo, além de possibilitar a simulação da vazão, produção e transporte de sedimentos e de qualidade da água, permite a avaliação dos componentes do balanço hídrico e possibilita a avaliação do impacto de cenários futuros de mudanças ambientais e climáticas sobre estes componentes. Por exemplo, Lamparter et al., (2018) utilizou o SWAT para avaliar o impacto de 4 cenários distintos de mudança no uso e cobertura da terra para o período de 2026 e 2035, em duas bacias localizadas ao longo da fronteira agrícola na Amazônia nos Estados do Pará e Mato Grosso e encontraram que com o desmatamento contínuo, ocorre um aumento do pico da vazão além de ter grande impacto sobre componentes do balanço hídrico como evapotranspiração e escoamento superficial. Santos et al., (2018b) examinaram, a partir do SWAT, como a conversão futura de floresta em pastagem na Bacia do Iriri (Amazônia) influenciaria no fluxo hídrico e variáveis do balanço hídrico, encontrando que um incremento de 57% em pastagens aumentaria o fluxo hídrico anual em 6,5% com um significativo impacto na evapotranspiração, escoamento superficial e percolação.

A exemplo do potencial do modelo SWAT para compreender o impacto de mudanças climáticas futuras sobre as variáveis do ciclo hidrológico, Ashu e Lee (2020) avaliaram os efeitos da mudança climática no balanço hídrico da bacia hidrográfica do córrego Osan, localizada na Coreia do Sul, encontrando que um aumento médio na temperatura em 2-5 °C e na precipitação em 15-30% resultaria em um acréscimo no fluxo superficial, fluxo lateral e na produção de água no mês de junho, enquanto em julho durante a temporada de monções de verão verificou-se um declínio, apresentando assim uma maior tendência de flutuação. Já Yu et al., (2020) utilizaram o SWAT para avaliar o impacto de quatro cenários de mudanças climáticas nos recursos hídricos no Noroeste da China e encontraram um aumento de até 18% no escoamento superficial anual. Ressalta-se que não há na literatura trabalhos que utilizam o SWAT para a avaliação do impacto de cenários climáticos sobre as variáveis do ciclo hidrológico na região amazônica.

Dentro do contexto abordado, e considerando a importância da região amazônica, este trabalho teve como meta principal uma melhor compreensão do balanço hídrico e de seus componentes, assim como, as alterações ambientais como mudanças climáticas e desmatamento, impactam nos componentes desse balanço hídrico. Diante disto, considerou-se a bacia hidrográfica do Rio Jari (BHRJ) para aplicação neste presente estudo. A escolha ocorreu principalmente devido ao seu alto grau de preservação, e por se tratar de uma região que carece de estudos hidrológicos. A hipótese inicial da pesquisa é de que alterações ambientais tais como as mudanças climáticas e a conversão da floresta nativa em pastagens

impactaria de forma negativa nos componentes do balanço hídrico, reduzindo consideravelmente um dos principais componentes desse balanço hídrico: a evapotranspiração.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo Geral

O objetivo principal dessa pesquisa é identificar e analisar as condições atuais da bacia hidrográfica do Rio Jari e traçar impactos futuros até 2050 para a vazão e componentes do balanço hídrico.

2.2. Objetivos Específicos

- Avaliar as condições atuais da bacia, em relação a vazão e ao balanço hídrico;
- Simular as respostas hidrológicas para cenários futuros de mudanças climáticas e desmatamento;
- Analisar os impactos de cada cenário sobre as variáveis do balanço hídrico;
- Avaliar se há diferença significativa entre os cenários futuros.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E TEÓRICA

3.1. Ciclo Hidrológico

O ciclo hidrológico pode ser definido como o caminho da água na natureza, que se move em diferentes estados através da atmosfera, das superfícies terrestres e oceânicas e retorna novamente a atmosfera, tendo como fonte primária de energia no ciclo hidrológico a radiação solar, que evapora a água na superfície e a transforma em vapor, que uma vez na atmosfera sofre movimentos verticais e horizontais até se condensar e atingir a terra e oceano novamente, repetindo assim o ciclo (BRUTSAERT, 2005; HARTMANN, 1994). Pode-se dizer então que o ciclo hidrológico é constituído de uma sequência de processos na qual, partindo de um estado inicial, a água passa por diversos outros estados e volta à condição inicial (MIRANDA; OLIVEIRA; SILVA, 2010).

O Ciclo hidrológico pode ser denominado e caracterizado como um sistema fechado (nível global) de interação da água entre a superfície terrestre e a atmosfera. No sentido da superfície em direção a atmosfera esse deslocamento ocorre na forma de vapor, a partir da evapotranspiração, enquanto no sentido atmosfera para a superfície esse processo de mudança se procede em qualquer estado físico, mas ocorre principalmente nas formas de precipitação pluvial e nival (SILVEIRA, 1993). Entretanto, Collischonn e Dornelles, (2013) ressaltam que em escala regional, o ciclo hidrológico pode não ser fechado, devido a ocorrência de subciclos, o que configura uma complexidade maior das interações do ciclo hidrológico. Dentre as características do ciclo hidrológico, pode-se citar a variabilidade espacial e temporal, associada à duração dos processos que compõem o ciclo hidrológico com as regiões climáticas do globo (PAGANO e SOROOSHIAN, 2005).

A **Figura 1** exibe a complexidade das interações da água dentro do ciclo hidrológico, entretanto Pinto (2011) destaca que a precipitação pode ser considerada como sendo a principal responsável pela produção de água na bacia. A água que precipita pode ser interceptada pela cobertura vegetal, sofrer evaporação direta ou atingir os corpos hídricos.

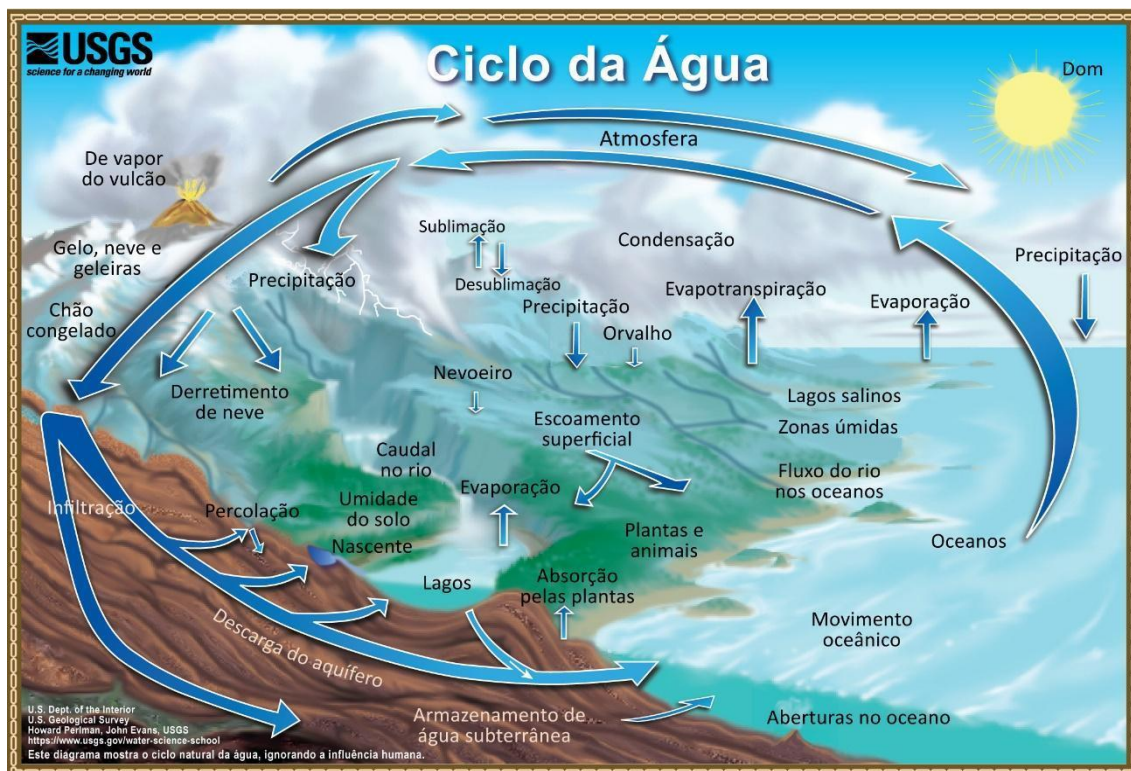


Figura 1: Ciclo Hidrológico idealizado.
 Fonte: *United States Geological Survey – USGS, 2017*

3.1.1. Precipitação

A precipitação é proveniente da condensação na atmosfera, ocorrendo como resultado direto de mudanças no volume do ar, na temperatura, na umidade ou mesmo na pressão. Pode-se definir que a condensação é o processo pelo qual o vapor d'água contido na atmosfera se transforma novamente em água líquida, tendo seu início a partir da saturação desse vapor dentro da massa de ar (BARRY e CHORLEY, 2013). A condensação pode então ser definida como o processo no qual o vapor de água contido na atmosfera é novamente transformado em água, quando o mesmo atinge a saturação (TORRES e MACHADO, 2008). Entretanto para que ocorra formação de precipitação é necessário que além da condensação ocorra a sublimação, marcando assim o início do processo de precipitação, visto que, as gotas produzidas precisam vencer as barreiras das correntes convergentes de ar e precipitarem (MENDONÇA e DANNI-OLIVEIRA, 2007).

A saturação e a consequente condensação podem ocorrer de duas maneiras, a primeira se dá pelo aumento do vapor d'água devido à evapotranspiração e a segunda pelo resfriamento do ar, sendo que ambos podem ocorrer de forma simultânea (PEREIRA; ANGELOCCI; SENTELHAS, 2007). Sendo assim pode-se definir que a precipitação se trata de um fenômeno relacionado a queda ou deposição de água da atmosfera nas formas líquidas ou

congeladas (ALMEIDA, 2016; AYOADE, 1996). A precipitação ainda, pode ser caracterizada por sua intensidade e duração, a qual é definida pela quantidade de água precipitada por unidade tempo e é expressa em mm por hora (mm h^{-1}) (VAREJÃO-SILVA, 2006).

A precipitação pode ser classificada de acordo com sua origem, compreendendo assim os movimentos ascendentes de ar responsáveis pela sua formação conforme destacado por Collischonn e Dornelles (2013):

- Chuva Convectiva: Formada em decorrência do aquecimento das massas de ar, que em detrimento do aquecimento do ar, se expande e se eleva aos níveis mais altos da atmosfera, onde devido às temperaturas mais baixas sofre processo de condensação;
- Chuva Orográfica: Ocorre em consequência da ação do relevo, o qual impede a passagem dos ventos quentes e úmidos, obrigando o ar a subir a níveis mais altos da atmosfera, onde sofre resfriamento e condensação e a consequente formação de nuvens e precipitação;
- Chuva Frontal ou Ciclônica: Formada a partir do encontro de massas de ar de diferente temperatura e umidade, onde o ar mais quente é elevado para cima onde sofre condensação devido ao resfriamento adiabático.

3.1.2. Escoamento Superficial

O escoamento pode ser descrito como um termo genérico e está diretamente relacionado a água proveniente da precipitação que pode escoar tanto de forma superficial ou subsuperficial sob diferentes velocidades, até atingir o fluxo do rio, e ainda pode receber o nome de fluxo de rio e é expresso em m^3/s (DAVIE, 2008). O escoamento superficial é definido como o fluxo superficial de água que se movimenta sobre a superfície através de canais até atingir a saída de captação (SUBRAMANYA, 2008).

O escoamento superficial pode ser determinado como uma variável que está diretamente ligada a intensidade da chuva, na qual parte da água não consegue infiltrar no solo e se acumula até se escoar de forma laminar sobre a superfície. Dentre os principais processos de formação do escoamento superficial destaca-se a precipitação de intensidade superior a capacidade de infiltração e a precipitação sobre solos saturados (COLLISCHONN e DORNELLES, 2013). Segundo Chow; Maidment; Mays (1988) o fluxo proveniente de solos saturados tende a ocorrer com mais frequência sobre a parte inferior de encostas e sobre as margens de rios.

3.1.3. Infiltração

A variável infiltração consiste no processo na qual a água proveniente da precipitação se move no solo, abaixo da superfície, garantindo assim condição de umidade para este solo e recarregando os aquíferos tanto superficiais quanto profundos. A taxa de infiltração sofre influência direta de fatores ambientais como tipo de cobertura vegetal, presença de serapilheira, a intensidade da precipitação, além de condições e características físicas dos solos, como, por exemplo, a macro e microporosidade (JUNIOR e LEWIS, 1997).

Junior e Lewis (1997) consideram ainda que a infiltração pode ser considerada como um componente importante não apenas para o ciclo hidrológico, mas de suma importância para qualquer modelo hidrológico. Entretanto, a infiltração é um dos elementos mais difíceis de se quantificar no ciclo hidrológico. Os diferentes tipos de solos possuem diferentes capacidades de infiltração. Ainda, um mesmo solo pode apresentar características distintas de infiltração pois a cobertura vegetal pode ser distinta (RAUDKIVI, 1979).

3.1.4. Evapotranspiração

O termo evaporação refere-se ao transporte de água para a atmosfera, na forma de vapor, proveniente da evaporação do solo úmido sem vegetação, oceanos, rios ou de outras superfícies hídricas enquanto a evapotranspiração é determinada pelo aporte de água na atmosfera a partir de superfícies vegetadas, compreendendo então a evaporação proveniente do solo e água e da transpiração dos seres vivos (VAREJÃO-SILVA, 2006). No caso da transpiração a planta absorve água do solo e transporta pelas raízes e caules até as folhas onde se desprende na forma de vapor, enquanto a evaporação está diretamente relacionado a remoção ou perda de água diretamente da superfície. A evapotranspiração trata-se da soma da evaporação e da transpiração, podendo ser considerada como a remoção de água do estado líquido para o estado gasoso da superfície para a atmosfera (HARTMANN, 1994).

A evapotranspiração pode ser dividida em Evapotranspiração Potencial, que se refere a quantidade máxima de evapotranspiração que pode entrar em movimento e retornar a atmosfera em determinado período de tempo, sobre uma superfície vegetada, sem restrições hídricas; enquanto a Evapotranspiração Real refere-se à quantidade real de água que transpirou ou evaporou de uma superfície vegetada, contudo com ou sem restrição hídrica (PEREIRA; ANGELOCCI ; SENTELHAS, 2007; ROHLI e VEGA, 2017).

3.2. Modelagem Hidrológica

Segundo Rennó e Soares (2007), um modelo pode ser considerado como uma representação de forma simplificada dos processos físicos da superfície e que proporciona o entendimento dos processos que envolvem essa realidade. A definição de um modelo hidrológico pode ser feita pela representação matemática do fluxo de água e de seus contribuintes, seja sobre alguma parte da superfície ou mesmo de subsuperfície (MAIDMENT, 1993). Segundo Machado (2002), a modelagem matemática consiste em uma representação analítica através de equações de processos que ocorrem na natureza, baseado em uma representação conceitual a partir de uma base de dados observados do sistema real.

O manejo dos recursos hídricos requer uma excelente compreensão dos processos e das capacidades de simulação da bacia hidrográfica. Estes dão suporte aos estudos relacionados às mudanças climáticas, uso e cobertura da terra e questões relacionadas ao abastecimento de água. Estes fatores proporcionam o desenvolvimento de modelos que tenham capacidade de simulação sobre grandes bacias hidrográficas. Esses avanços incluem melhorias tecnológicas em sistemas de computação, assim como, de desenvolvimento de ferramentas de análise espacial (ARNOLD et al., 1998).

Ainda, segundo Rennó e Soares (2007), para melhor entender os modelos hidrológicos é necessário analisar os componentes envolvidos no ciclo hidrológico, sendo que a principal entrada de água no sistema é a precipitação. Assim, os processos hidrológicos estão estreitamente ligados às condições climáticas, ocasionando o acoplamento de modelos atmosféricos e hidrológicos. Entretanto, esse acoplamento é de difícil desenvolvimento, devido à resolução espacial trabalhada na maioria dos modelos atmosféricos, que diferem da resolução dos modelos hidrológicos (MAIDMENT, 1993).

Em geral, os modelos são classificados a partir das diversas variáveis utilizadas no processo de modelagem (modelos estocásticos ou determinísticos) ou, ainda, pelo tipo de ligação entre as variáveis (empíricos ou conceituais), de como os dados são representados (discretos ou contínuos), se possuem ou não relações espaciais (pontuais ou distribuídos) e os de existência de dependência temporal (estáticos ou dinâmicos), conforme especificado por Rennó e Soares (2007).

Existem atualmente diversos modelos hidrológicos, como o *Topography-based hydrological model* (TOP MODEL)(SILVA e KOBAYAMA, 2007), modelo semidistribuído, pois apenas o parâmetro relacionado a topografia é distribuído, enquanto parâmetros como

precipitação e transmissividade são constantes na bacia. Nesse modelo, o escoamento superficial é dependente da quantidade de área que esteja saturada na bacia e que varia a cada intervalo de simulação. Ainda, este modelo utiliza parâmetros como índice topográfico e declividade de cada célula (SILVA e KOBİYAMA, 2007).

Outro modelo hidrológico é o *European Hydrological System* ou *Systeme Hydrologique Europeen (SHE)*(BEVEN; WARREN; ZAOUI, 1980), que compreende um sistema geral de base física tendo seu desenvolvimento de forma conjunta pelos *Institute of Hydrology, Danish Hydraulic Institute* e do Instituto SOGREAH da França. Esse modelo tem a capacidade de simular vários processos, tanto em escalas pequenas quanto em escalas mais complexas. Trata-se de uma modelagem distribuída determinística. Este tem a capacidade de fornecer variações espaciais em quantidades hidrológicas tanto pela bacia quanto pela coluna de solo, além da representação das fases terrestres do ciclo hidrológico e permitir interações entre diferentes processos hidrológicos (ABBOTT et al., 1986; BEVEN; WARREN; ZAOUI, 1980).

O *Processes of Radiation, Mass and Energy Transfer (PROMET)*(MAUSER e BACH, 2009) trata-se de um modelo que foi desenvolvido nos últimos 25 anos tendo como principal objetivo de fornecer uma ferramenta integrada na simulação de processos e impactos de intervenções humanas com base em princípios rigorosos, garantindo assim o máximo de poder preditivo do modelo. O PROMET recebe entradas espaciais, meteorológicas, além de parâmetros relacionados ao solo e uso e cobertura da terra, possui uma infraestrutura de gerenciamento da superfície do solo, e os converte em saídas espaciais. Além de ser um modelo de superfície integrado e distribuído, o PROMET possui módulos para acumulação de neve e gelo, desenvolvimento dinâmico da vegetação, umidade, temperatura e dinâmica de nutrientes no solo, escoamento e roteamento no canal, entre outras (MAUSER et al., 2015; MAUSER e BACH, 2009).

O *Modelling Nutrient Emissions in River Systems (MONERIS)*(BEHRENDT et al., 2007) é um sistema de modelagem ambiental e ecológico aplicado a bacias hidrográficas e de estudos de qualidade da água, suportando inúmeras escalas de análise. O objetivo principal deste modelo é identificar fontes pontuais de emissão, transporte e retenção de nutrientes inorgânicos, além de fornecer uma estrutura para examinar alternativas de gerenciamento. Orientado por um Sistema de Informação Geográficas – SIG, foi desenvolvido para estimar as entradas de nutrientes por ponto e poluição difusa em rios com área superior a 50 km² (BEHRENDT et al., 2007).

3.2.1. The Soil & Water Assessment Tool – SWAT

A simulação do modelo base e dos cenários futuros para a Bacia Hidrográfica do Rio Jari foi realizada a partir do modelo hidrológico SWAT, desenvolvido pelo *Agricultural Research Service, United States Department of Agriculture (ARS-USDA)* e pela *Texas A&M University*. O SWAT é um modelo contínuo de tempo, utilizado para a gestão de bacias hidrográficas, que permite avaliar os impactos relacionados a seu uso. A partir de uma base computacional eficiente, o modelo pode fazer simulações durante longos períodos de tempo (ARNOLD et al., 1998; GASSMAN et al., 2007; NEITSCH et al., 2011).

O SWAT teve o início de seu desenvolvimento na década de 1990 e vem constantemente passando por atualizações e aperfeiçoamentos, que possibilitaram um aumento na sua capacidade de processamento e novas funcionalidades ao modelo (SALLES, 2012). O SWAT, ao contrário de outros modelos, não utiliza equações de regressão para a descrição das variáveis de entrada e de saída. Este utiliza informações relacionadas às propriedades do uso e cobertura da terra, dados morfométricos e climáticos para estimar as características hídricas de uma área (NEITSCH et al., 2011).

Dentro dos processamentos inerentes ao modelo, a bacia hidrográfica recebe primeiramente a divisão em sub-bacias, que são subdivididas em Unidades de Resposta Hidrológica (URH). As URHs estimadas no SWAT são formadas pela interação entre o uso e cobertura da terra, as propriedades físicas dos tipos de solos presentes e também em relação às variáveis morfométricas, como a declividade (derivada do modelo digital de elevação). Essas combinações dentro de cada sub-bacia permitem ao modelo uma melhor estimativa dos processos físicos, como evaporação e transpiração, entre outras variáveis hidrológicas. Primeiramente o modelo processa os cálculos do balanço hídrico para cada URH e, posteriormente, soma os resultados de cada uma dessas unidades para obter o total por sub-bacia, sendo que esses cálculos são feitos em uma escala diária, e posteriormente são somadas em níveis mensais ou anuais dependendo da necessidade do usuário (ARNOLD et al., 1998; NEITSCH et al., 2011).

3.2.1.1. Equação do Balanço Hídrico

A simulação hidrológica no SWAT pode ser dividida em duas fases principais. A primeira corresponde a fase do terreno no ciclo hidrológico, sendo que a simulação do ciclo hidrológico tem como base a equação de balanço hídrico (**Equação 1**).

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^i (R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}) \quad (1)$$

em que SW_t representa a quantidade final de água no solo; SW_0 representa a umidade do solo inicial no dia i ; t é o tempo em dias; R_{day} representa a quantidade de precipitação registrada no dia i ; Q_{surf} é a quantidade de área de escoamento superficial no dia i ; E_a representa a quantidade de evapotranspiração no dia i ; W_{seep} representa a quantidade de água que entra na zona de areação do perfil do solo no dia i e Q_{gw} representa a quantidade de retorno do fluxo no dia i , sendo todas essas características medidas em mm (NEITSCH et al., 2011).

A segunda fase é composta pela propagação do ciclo hidrológico e tem seu início a partir do momento em que o SWAT determina os acúmulos dos quatro componentes principais (água, sedimentos, nutrientes e pesticidas) e sua propagação pelo canal principal (NEITSCH et al., 2011). Considera-se ainda outros equacionamentos para a realização das simulações, para o presente trabalho. O método utilizado para a geração do escoamento superficial foi o método Curva-Número, enquanto para a evapotranspiração foi utilizado a Equação Priestley-Taylor e verificado nos itens 3.2.1.2. e 3.2.1.3 respectivamente a seguir.

3.2.1.2. Método Curva-Número

O método da Curva-Número (CN), também denominado SCS Curva-Número, é um modelo empírico desenvolvido para avaliar a relação da precipitação com o escoamento superficial, estimado com base em 20 anos de estudos em pequenas bacias rurais nos Estados Unidos, sendo elaborado para estimar consistentemente quantidades de escoamento em diferentes usos da terra e tipos de solo (NEITSCH et al., 2011; RALLISON e MILLER, 1981) (**Equação 2**).

$$Q_{surf} = \frac{(R_{day} - I_a)^2}{(R_{day} - I_a + S)} \quad (2)$$

em que Q_{surf} refere-se ao escoamento acumulado ou o excesso de precipitação; R_{day} refere-se à intensidade de precipitação para o dia; I_a refere-se a abstração inicial que inclui armazenamento superficial, interceptação e infiltração antes do escoamento superficial; S refere-se ao parâmetro de retenção, que varia espacialmente devido às alterações no solo, uso da terra, seu manejo, declividade e, temporalmente, devido às mudanças na umidade do solo.

3.2.1.3. Equação Priestley-Taylor

Dentre as equações de evapotranspiração, as quais incluem a evaporação do dossel de planta, transpiração, sublimação e evaporação do solo. O armazenamento pelo dossel é uma das sub-rotinas que podem impactar e perturbar de forma significativa a infiltração, escoamento superficial e a evapotranspiração (NEITSCH et al., 2011). A evapotranspiração potencial – PET, pode ser estimada no SWAT a partir de 4 métodos, dentre eles o método Priestley-Taylor (PRIESTLEY e TAYLOR, 1972), o método Penman-Monteith (ALLEN et al., 1989; ALLEN e ASCE, 1986; MONTEITH, 1965), e o método Hargreaves (HARGREAVES; HARGREAVES; RILEY, 1985) ou a partir de dados de PET diários preparados previamente (NEITSCH et al., 2011). Priestley e Taylor (1972) fizeram uma versão simplificada das estimativas da PET a partir da combinação de equações para utilização quando as áreas da superfície se encontram molhadas (NEITSCH et al., 2011). A equação Priestley-Taylor (**Equação 3**):

$$\lambda E_0 = \alpha_{pet} \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot (H_{net} - G) \quad (3)$$

em que λ é o calor latente de vaporização (MJ kg⁻¹); E_0 é a evapotranspiração potencial (mm d⁻¹); α_{pet} é igual a 1,28; Δ é a inclinação da curva de temperatura-pressão do vapor de saturação, de/dT (kPa °C⁻¹); γ refere-se a constante psicométrica (kPa oC⁻¹); H_{net} é a radiação da rede (MJ m⁻² d⁻¹); e G refere-se a densidade do fluxo de calor para o solo (MJ m⁻² d⁻¹) (NEITSCH et al., 2011).

Depois que o modelo determina a quantidade de água interceptada e estima a evapotranspiração potencial, é então calculada a evapotranspiração real em etapas “sequenciais”. Primeiro o modelo calcula a evaporação da chuva que foi interceptada pelo dossel, depois é calculado a quantidade máxima de água transpirada, evaporada e sublimada do solo. Onde então é calculado a real quantidade de sublimação e evaporação do solo, sendo que, a sublimação é calculada quando há ocorrência de neve sobre a HRU e a evaporação quando não há presença de neve, para que finalmente se calcule a evapotranspiração real (NEITSCH et al., 2011; SALLES, 2012).

3.2.1.4. Aplicações do modelo SWAT

Na literatura é possível encontrar inúmeros trabalhos com o SWAT, tanto no Brasil como no mundo. Entretanto, no Brasil o principal problema está na obtenção de dados fluviométricos (vazão, sedimentos em suspensão e principalmente de qualidade da água), o

que dificulta algumas etapas da realização da modelagem. Bressiani et al., (2015b) destaca ainda que, um dos obstáculos para a aplicação do SWAT no Brasil está na obtenção de dados de qualidade. Neste tópico serão apresentados alguns trabalhos no Brasil e no mundo que utilizaram o SWAT.

Carvalho (2014) utilizou o modelo SWAT na simulação na bacia agrícola do Alto Rio Jardim-DF, avaliando a vazão e a produção de sedimentos. Para a calibração foram utilizados dados gerados a partir de uma série sintética do fluxo de sedimentos geradas através de um linígrafo. Os resultados obtidos por este estudo em relação a vazão mensal demonstram um bom desempenho do modelo com o índice estatístico Nash-Sutcliffe (NS) = 0.71 e índice de correlação (R^2) = 0.85, enquanto para o período de validação, obteve-se NS = 0.54 e R^2 = 0.95. Para a produção de sedimentos os autores obtiveram NS = 0.26 e R^2 = 0.48. Os resultados deste estudo demonstraram que o modelo simulou bem a vazão, entretanto o mesmo não foi observado em relação aos sedimentos. Mesmo com a utilização de uma grande variedade de parâmetros na calibração, o ajuste não foi considerado satisfatório.

Monteiro et al., (2016) utilizou o SWAT na simulação da bacia hidrográfica do Rio das Mortes com alto grau de antropização, para a vazão e a produção de sedimentos, além da simulação de cenários de restauração da mata ciliar e seus efeitos sobre a diminuição das exportações de sedimentos. Os resultados do estudo demonstram que a correlação entre as simulações e os dados observados são considerados como “bons” tanto para o período de calibração quanto de validação obtendo $R^2 > 0,7$ e para o índice estatístico $bR^2 > 0,6$. Em relação aos índices Nash-Sutcliffe-NS próximos a 0.6, assim PBIAS com valores de <16% na maioria dos pontos de calibração, tendo assim a eficiência da calibração do modelo considerando os resultados como “bons”. Os resultados para os cenários apontam que a exportação de sedimentos pode ser reduzida, variando entre valores de 29,4 a 31,4% dependendo da área da mata ciliar.

Rocha; Roebeling; Rial-rivas (2015) utilizaram o SWAT na avaliação dos impactos de práticas agrícolas na melhoria da qualidade da água na Bacia do Rio Vouga em Portugal. Foram avaliadas práticas agrícolas sustentáveis com base em reduções das aplicações do fertilizante (Nitrogênio - N) de 100% a 0%, com métodos de aplicação única de N, dividida e de aplicação lenta. O resultado da calibração diária do fluxo mostra que a maioria dos resultados ficaram pouco acima dos índices estatísticos “satisfatório” e “bom”. Com base no bR^2 o modelo obteve um bom desempenho expresso por um valor médio de 0,73, enquanto

na calibração da qualidade da água com base no bR^2 apresentou uma classificação insatisfatória com valor médio de 0,34. De modo geral os resultados mostram que os rendimentos agrícolas, assim como, as taxas de exportação de nitrato diminuem com as reduções das taxas de aplicação de N e que os métodos de aplicação única levam a rendimentos agrícolas mais baixos e a maiores taxas de exportação de nitrato se comparado com os métodos de aplicação dividida e lenta.

Muhammad et al., (2018) utilizou o SWAT para a simulação da vazão projetada sobre cenários potenciais de mudanças climáticas e nas mudanças de distribuição de zonas úmidas. Com a calibração verificou-se que o modelo foi capaz de capturar a variabilidade do fluxo da vazão, assim como para a validação, na qual o modelo seguiu a padronização sazonal dos fluxos do rio. Em termos estatísticos para os índices *Kling–Gupta efficiency* -KGE, Nash-Sutcliffe - NS e percentual bias- PBIAS indicaram resultados de modelagem satisfatórios com valores variando entre (0,5 a 0,7), (0,2 a 0,5), (-1,7 a -32,0) respectivamente para a calibração e (0,1 a 0,4), (0,2 a 0,7) e (-1,7 a 62,0) para a validação respectivamente. Como resultados para as simulações futuras, verificou-se aumento no fluxo da vazão no inverno de aproximadamente 200% e diminuições de cerca de 11% durante o verão.

Arroio Junior (2016) realizou aprimoramentos de rotinas e parâmetros de processos hidrológicos relacionados a evapotranspiração do modelo SWAT. Essa modificações foram aplicadas sobre cinco bacias localizadas sobre o Estado de São Paulo, com áreas variando entre 42 e 5.959 km². A partir dessas alterações verificou-se que o balanço hidrico atual apresentou um aumento nos valores de evapotranspiração para cerca de 61% nas bacias e houve uma redução significativa do escoamento superficial. A calibração e a validação foram realizadas a partir da simulação modificada e foram obtidos valores Nash-Sutcliffe – NS mensais entre 0.71 e 0.93 para a calibração e 0.53 e 0.88 na validação, enquanto para os valores diários de NS ficaram entre 0.51 e 0.82 para a calibração e 0.38 e 0.83 na validação. A calibração realizada a partir dessa simulação moficada resultou em bons resultados sem alterações excessivas dos parâmetros, indicando assim uma simulação hidrológica mais consistente.

3.3.Mudanças Climáticas

Ao longo da história evolutiva o planeta passou por ciclos naturais de aquecimento e resfriamento, refletindo na ocorrência de eras glaciais e de períodos interglaciais mais quentes. No entanto, devido a revolução industrial ocorrida nos últimos séculos, o clima vem

sofrendo alterações na sua variabilidade natural, afetando assim a estrutura das mudanças climáticas. Essa alteração se deve principalmente ao aumento dos níveis de dióxido de carbono, os quais estão aproximadamente 40% mais elevados quando comparados com níveis pré-industriais, passando de 277 partes por milhão (ppm) para 415 ppm nas últimas décadas. Contudo, nas últimas décadas tem se verificado um agravamento nas concentrações deste gás, e, conseqüentemente, das temperaturas médias globais, levando assim ao entendimento de que as atividades humanas estão impactando diretamente no aquecimento do planeta (KAZI, 2017; MARENGO, 2009; PAGANI et al., 2010).

As reconstruções das médias anuais da temperatura superficial do ar dos últimos 1000 anos baseados em registros instrumentais apontam um aumento entre 0.7°C entre o período de 1880 e 2007. Entretanto, esse aumento verificado da temperatura não ocorreu de forma contínua, mas sim em diferentes fases de aquecimento dentro desse período, sendo nas últimas décadas o período de maior aumento dessas temperaturas. Contudo, as mudanças no padrão de aquecimento não ocorreram de forma igualitária, o hemisfério norte apresentou um maior aumento em relação ao hemisfério sul, as áreas continentais se aqueceram mais que os oceanos e as altas latitudes setentrionais se aqueceram mais que os trópicos, principalmente no outono e inverno (BARRY e CHORLEY, 2013).

Dentre as causas naturais que podem provocar mudanças climáticas destacam-se as alterações na circulação atmosférica e no transporte de calor, em escala regional e global; a variabilidade solar, em referência a seus períodos de máximos e mínimos de manchas solares; e erupções vulcânicas, que levam a um resfriamento, devido a tais atividades lançarem maiores concentrações de poeira e aerossóis na atmosfera, sendo está uma das maiores causas de mudanças climáticas naturais (BARRY e CHORLEY, 2013). Dhillon et al., (2013) destacam que as mudanças climáticas naturais podem ainda estar associadas a mudanças orbitais da terra, causando ciclos glaciais e interglaciais, pelas correntes oceânicas que transportam calor dos trópicos para os polos e na regulação de CO₂ entre atmosfera e oceano.

Em relação as causas antropogênicas, a que mais se destaca é o aumento das concentrações de dióxido de carbono (CO₂) na atmosfera, mas além do dióxido de carbono, outros gases como metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O) e halocarbonos (compostos orgânicos com 1 ou mais átomos de halogênio) contribuem para a intensificação do efeito estufa. Estes são considerados como gases de vida longa e suas emissões estão associadas às atividades humanas (HARTMANN, 1994). Esses gases absorvem parte da radiação solar que seria devolvida ao espaço, ajudando assim a aquecer o planeta causando o aumento do efeito

estufa, sendo o CO₂ um dos principais responsáveis por esse aquecimento (DHILLON et al., 2013).

Entre os instrumentos mais eficientes para investigar e estimar o impacto das mudanças climáticas ao longo de todo século XXI encontram-se os Modelos de Circulação Geral (MCG). Um modelo MCG é um modelo climático, ao qual se emprega um modelo matemático de circulação geral da atmosfera ou mesmo do oceano, utilizando como bases equações de Navier-Stokes, em uma esfera rotativa com termos termodinâmicos para fontes de energia como radiação e calor latente. Esses modelos são utilizados para finalidades como previsão do tempo, compreensão do clima ou mesmo previsão das mudanças climáticas (MOURA, 2017). A representação desses modelos é realizada a partir de princípios físicos, químicos e biológicos, assim sendo, são compostos por uma série de equações que representam esses processos (MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 2005).

O *The Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) é considerado como um dos pontos centrais no mundo para o desenvolvimento de modelos, com objetivo de estimar e avaliar ações antrópicas ao longo do século. O IPCC já publicou inúmeros relatórios, cada um baseado em modelos cada vez mais sofisticados (BARRY e CHORLEY, 2013). Os relatórios do IPCC são baseados nos resultados dos modelos do projeto *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP), esse projeto envolve modelos baseados na atmosfera, oceano e gelo marinho e simulam o sistema climático físico, sendo fundamentados em um pequeno número de condições externas que envolvem a constante solar e concentrações atmosféricas de gases radiativamente ativos (MCGUFFIE e HENDERSON-SELLERS, 2005).

3.3.1. Impacto das Mudanças Climáticas

As mudanças climáticas podem ter impactos significativos sobre os processos hidrológicos, afetando, desta forma, os recursos hídricos e a ocorrência de extremos hidrológicos. Do ponto de vista hidrológico, espera-se que o aumento das concentrações dos gases do efeito estufa alterem o equilíbrio radiativo da atmosfera levando a mudanças na temperatura e nos padrões da precipitação, afetando tanto a sua distribuição espacial, quantidade, intensidade e frequência, impactando diretamente assim no escoamento superficial e afetando diretamente as variáveis do balanço hídrico (RAJU e KUMAR, 2018).

Dentre os impactos projetados, pode-se citar a alteração dos padrões de circulação global, na qual a região do equador e as latitudes médias terão um aumento da precipitação

em detrimento de um recuo da mesma nos trópicos. Estima-se que a célula de Hadley irá se alargar e se expandir em direção as altas latitudes, estendendo, desta forma, as zonas secas. A umidade do solo também será impactada pelas mudanças climáticas, principalmente pelo aumento da temperatura que irá acelerar a evaporação, assim como, alterações na precipitação e características do solo irão afetar o escoamento (MÉLIÈRES e MARÉCHAL, 2015).

De acordo com os resultados do IPCC e de outros modelos, espera-se ao longo do século XXI, secas e enchentes mais severas; aumento da intensidade das precipitações com ocorrência de eventos extremos; aumento da variabilidade da descarga de rios; antecipação do escoamento máximo provocado pelo derretimento de neve na primavera; declínio nos níveis de água de lagos; e ciclones tropicais mais intensos (BARRY e CHORLEY, 2013).

Partindo do exposto, pode-se verificar que as mudanças climáticas podem acarretar impactos sobre a distribuição e variabilidade da precipitação e conseqüentemente causar efeitos negativos sobre a hidrologia da bacia, assim como sobre os componentes de seu balanço hídrico. Impactos que podem ser agravados em decorrência do aumento das taxas de desmatamento, o qual também exerce influência sobre a mudança climática local.

4. ÁREA DE ESTUDO

4.1. Características Gerais

A bacia hidrográfica do Rio Jari- BHRJ localiza-se na divisa entre os Estados do Amapá e Pará e faz fronteira com países como Suriname e Guiana Francesa, situando-se entre as latitudes $02^{\circ}39'02''\text{N}$ e $01^{\circ}26'24''\text{S}$ e longitudes $51^{\circ}47'24''\text{W}$ e $55^{\circ}07'48''\text{W}$, e possui uma área de aproximadamente 57 mil km^2 . O Rio Jari nasce na Serra do Tumucumaque, próximo à fronteira do Brasil com o Suriname, na região chamada de Colinas do Amapá, tendo um curso meandrante com uma extensão aproximada de 950 km, desaguardo na margem esquerda do rio Amazonas. A cobertura vegetal predominante na BHRJ é a Floresta Ombrófila Densa, a qual é cortada apenas pelas linhas de drenagem onde se localizam as florestas aluviais. As demais variações estão condicionadas à fatores geomorfológicos e de altitude, sendo considerada como preservada na maior parte da bacia (EPE, 2011; SILVEIRA, 2014). A **Figura 2** exibe a localização da bacia hidrográfica do Rio Jari, em relação à Amazônia e ao Brasil.

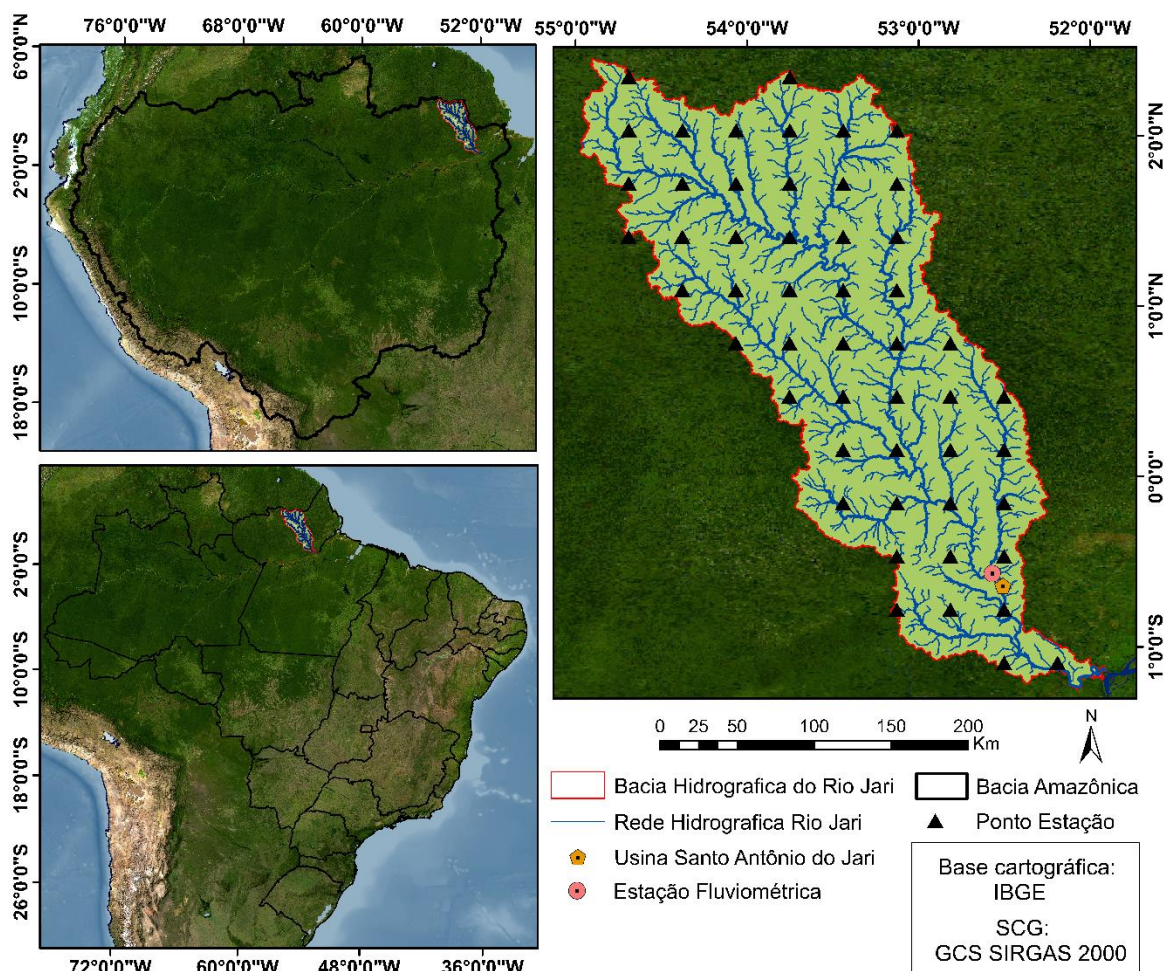


Figura 2: Localização da bacia hidrográfica do Rio Jari.

Na parte norte da bacia verifica-se a presença de terras indígenas, como a Terra Indígena Waiãpi, a Terra Indígena Parque do Tumucumaque e a Terra Indígena Paru d'Este. No médio Jari a ocupação e a antropização são mínimas, onde a floresta presente é basicamente intocada e a infraestrutura é inexistente, sendo ocupada principalmente por Unidades de Conservação de Proteção Integral e de uso sustentável. Na parte sul da bacia localizam-se as principais áreas antropizadas, além das principais atividades econômicas, as quais podem ser consideradas pouco incidentes sobre a bacia. É nessa área onde se localizam as sedes dos municípios de Laranjal do Jari, Vitória do Jari e Monte Dourado e onde se encontram os empreendimentos industriais de grande porte, como a Jari Celulose, além de uma zona portuária de navegação de calado. Ainda, na parte sul da bacia localiza-se a Usina Hidrelétrica de Santo Antônio do Jari (**Figura 2**), com potência instalada de 373 MW, possuindo uma vazão média de aproximadamente 1.017 m³/s ao longo da usina, com uma cota de 30 metros e um espelho d'água de 31.7 km², em operação desde setembro de 2014 (EDP, 2019; EPE, 2011; OLIVEIRA; CUNHA, 2017).

A geologia predominante no norte da bacia é composta pela suíte intrusiva Água Branca e complexo de Tucumanaque. Na região central da bacia, a geologia é basicamente composta pelo complexo Tucumanaque, o qual se associa a manchas de outras origens, enquanto próximo de sua foz possui composição de substrato geológico que se alternam em sentido norte a sul, sendo eles os Terraços Maecuru, Terraços e Aluviões Holocênicos, Formação Ererê, a Formação Maecuru, Grupo Trombetas, Grupo Curuá, Grupo Barreiras, podendo ocorrer Diabáticos Penatecau e Cobertura Detrito-Laterítica Paleogênica. Do ponto de vista geomorfológico, a região norte da bacia é dominada pelo compartimento colinas do Amapá com pequenos pontos dos Planaltos Residuais do Amapá. Na região central, a graduação das Colinas do Amapá vai cedendo progressivamente dando lugar aos planaltos Residuais do Amapá, os quais fazem contato com a Depressão Periférica da Amazônia setentrional, ao passo que o Planalto do Uatumã-Jari vai ganhando forma mais ao sul, próximo a sua confluência com o rio Amazonas, onde se encontra a Planície Amazônica (EPE, 2011).

4.2. Caracterização climática

A caracterização climática da região oriental da Amazônia, a qual está inserida a BHRJ, possui predomínio do clima equatorial úmido com 1 a 2 meses secos e apresenta dois períodos característicos de precipitação, um no verão e outro no outono, iniciando-se em dezembro e se estendendo até maio, ao passo que o período de estiagem corresponde ao

inverno e primavera do Hemisfério Sul. A precipitação sazonal nessa região depende diretamente de mecanismos climáticos de grande escala e que sofrem influência dos oceanos Atlântico e Pacífico (EPE, 2011). Segundo (AMANAJÁS e BRAGA, 2012) o clima dessa região sofre atuação direta de sistemas atmosféricos e eventos de grande mesoescala, como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e linhas de instabilidade.

A ZCIT pode ser considerada como o principal sistema atmosférico atuante sobre a região equatorial na geração de precipitações. Em anos considerados normais a sua posição mais ao norte é verificada entre os meses de agosto e setembro, enquanto sua posição mais ao sul é observada entre os meses de março e abril, sendo que esta migração está diretamente associada a fatores que causam fortalecimento ou enfraquecimento dos ventos alísios de nordeste e sudeste (MELO; CAVALCANTI; SOUZA, 2009). A origem da ZCIT está associada a convergência dos ventos alísios na região do cavado equatorial (DEBORTOLI, 2013).

As linhas de instabilidade podem ser consideradas como Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) e são responsáveis por uma significativa parte da precipitação na bacia amazônica (YAMAMOTO, 2016). Esses sistemas podem ser definidos e categorizados como linhas de instabilidade, “*non squall lines*” e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), sendo as linhas de instabilidade e os CCMs as categorias mais extremas dos SCMs (DIAS; ROZANTE; MACHADO, 2009). Segundo Rehbein (2016), a maior atuação desses SCMs é verificada principalmente sobre o outono e posteriormente sobre o verão, possuindo um tempo médio de duração de cerca de 6 horas.

Em relação a circulação atmosférica, sobre a Amazônia durante o verão observa-se uma baixa térmica sobre a região do Chaco, associada à máxima nebulosidade sobre a região central da Amazônia e altiplano boliviano, sendo observado maior atividade e intensidade na época de ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Nesta região, os ventos alísios transportam umidade do Atlântico Tropical para a Amazônia, associado a maior pressão atmosférica sobre o Oceano Atlântico Norte durante verão e outono. Em níveis superiores, é possível constatar a grande elevação do Altiplano Bolívia-Peru e a liberação de calor latente na forma de *cumulonimbus* intensos durante o verão (MARENGO e NOBRE, 2009).

Neste contexto, escolheu-se a BHRJ pela ausência significativa de estudos relacionados à hidrologia e a compreensão do funcionamento hidrológico da mesma. Outro fator importante é o alto índice de preservação que o bioma amazônico possui nesta bacia,

sendo assim foi possível uma melhor compreensão do sistema natural sem grandes alterações antrópicas.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. Materiais

Para a realização da modelagem e simulação de cenários futuros, calibração e testes estatísticos fez-se necessário uma grande quantidade de dados de entrada. Esses dados estão descritos na **Tabela 1** e detalhados nos tópicos 5.1.1. a 5.1.8.

Tabela 1: Relação dos dados utilizados na pesquisa.

Dados de Entrada no Modelo				
Dados de entrada	Dado Utilizado	Resolução Espacial	Fonte	Ano
Modelo Digital de Elevação	SRTM	30 metros	USGS	2014
Uso e cobertura da terra	MAPBIOMAS	30 metros	Projeto MAPBIOMAS	2018
Solos	Solos EMBRAPA	1:5.000.000	EMBRAPA	2011
Temperatura/ umidade/ Radiação Solar/ Vento	Reanalysis	Ponto estação	NCEP/ NCAR	1981- 2013
Precipitação	CHIRPS	Ponto estação	CHC- UC Santa Barbara/ USGS	1981-2013
Dados Calibração e Análise Estatística				
Dados de entrada	Dado Utilizado	Resolução Espacial	Fonte	Ano
Fluviométricos (Vazão)	Agência Nacional de Águas - ANA	Ponto estação	ANA	1984-2013
Dados Simulação de Cenários				
Dados de entrada	Dado Utilizado	Resolução Espacial	Fonte	Ano
Modelagem Desmatamento	“Cenários para a Amazônia”	30 metros	SOARES-FILHO et al., (2006).	2050
Modelagem Climática	CanEMS2	Ponto estação	CMIP5-CORDEX	2011-2050

5.1.1. Modelo Digital de Elevação (MDE)

Para a delimitação da bacia hidrográfica e sua rede de drenagem foi utilizado o modelo digital de elevação derivado do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), uma missão topográfica realizada de forma conjunta pela *National Geospatial - Intelligence Agency*, *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e o *Department of Defense*, com a finalidade de mapear o mundo em 3 dimensões. Seus dados compreendem localizações

dentre 60° Norte e 56° Sul, com resolução de 1 arcsec ou 30 metros. Os dados estão disponíveis para *download* junto ao *United States Geological Survey* (USGS) em: <<https://earthexplorer.usgs.gov/>> (FARR et al., 2007). A altimetria para a bacia hidrográfica do Rio Jari pode ser visualizada na **Figura 3**.

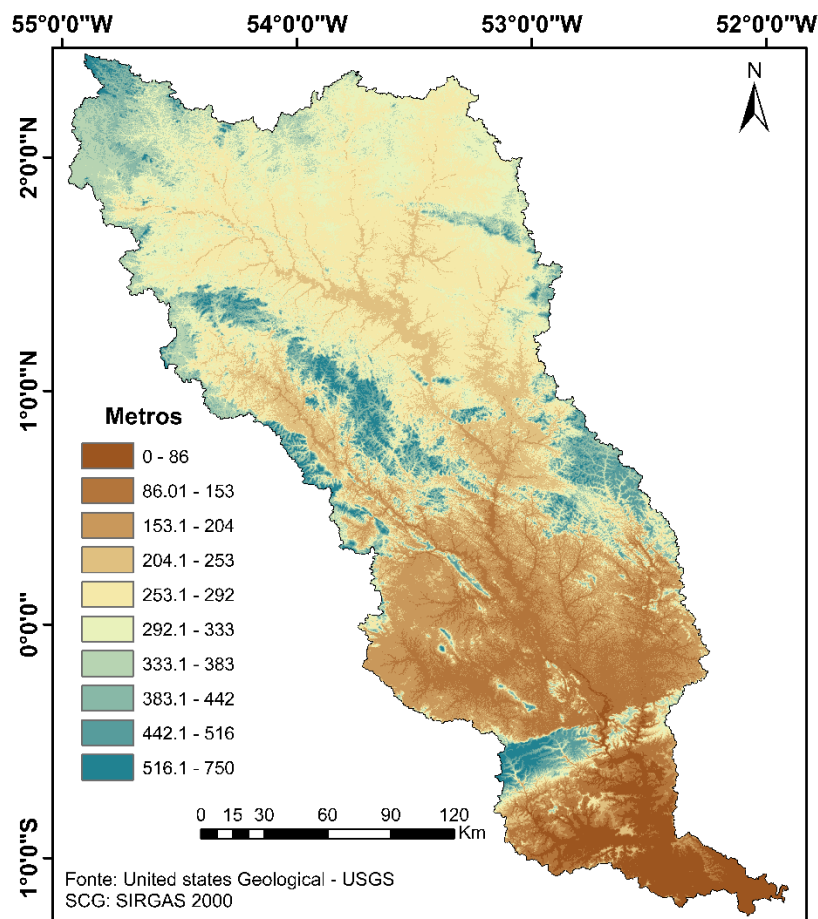


Figura 3: Modelo Digital de Elevação do Rio Jari.

5.1.2. Uso e Cobertura da Terra

Para a simulação do modelo SWAT também foram necessárias informações sobre o uso e cobertura da terra, que foram obtidas a partir da coleção 4.0 do ano de 2018, do Projeto MapBiomas, em formato Geotiff e resolução espacial de 30 metros. Este projeto tem por objetivo mapear o uso e cobertur da terra anualmente em todo o Brasil a partir de 1985 com o uso de imagens Landsat. Os mapeamentos derivados do MapBiomas podem ser acessados diretamente pela plataforma *Google Earth Engine* em: <https://code.earthengine.google.com/?accept_repo=users%2Fmapbiomas%2Fuser-toolkit&scriptPath=users%2Fmapbiomas%2Fuser-toolkit%3Amapbiomas-user-toolkit-download.js> (MAPBIOMAS, 2019).

A **Figura 4** representa a espacialização do uso e cobertura da terra na bacia hidrográfica, elaborada a partir da base do MapBiomias.

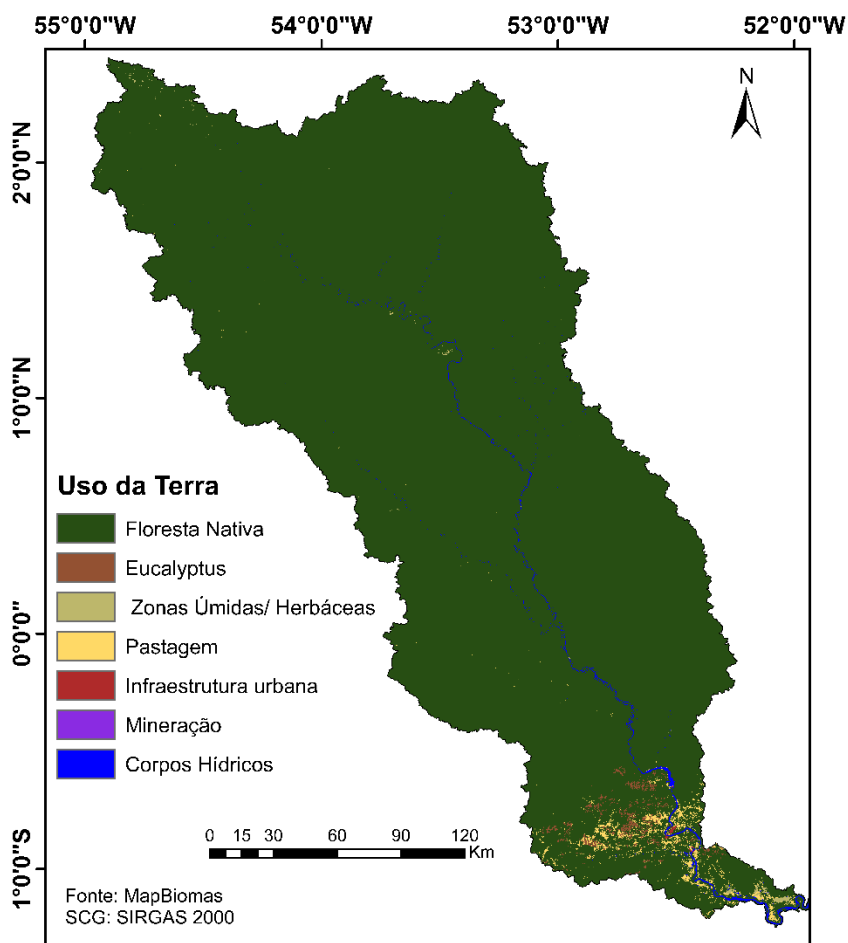


Figura 4: Uso e cobertura da Terra para a bacia hidrográfica do Rio Jari.

5.1.3. Solos

Ainda para a primeira etapa da simulação no SWAT foram necessários dados da distribuição espacial dos solos na BHRJ. O mapa de solos foi obtido da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA e está de acordo com a classificação de 2011, possui escala de 1:5.000.000 e está atualizado de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos de 2006 (SANTOS et al., 2018a). Além do mapa de solos, foi necessário a utilização de um banco adicional com as características de cada tipo de solo, sendo utilizado para a confecção deste banco de dados os trabalhos de obtidos na literatura (BALDISSERA, 2005; DIAS, 2017; ROSA, 2016a), uma vez que tais dados não estavam prontamente disponíveis para a área de estudo. A **Figura 5** exhibe a distribuição espacial das classes de solos na bacia do Rio Jari.

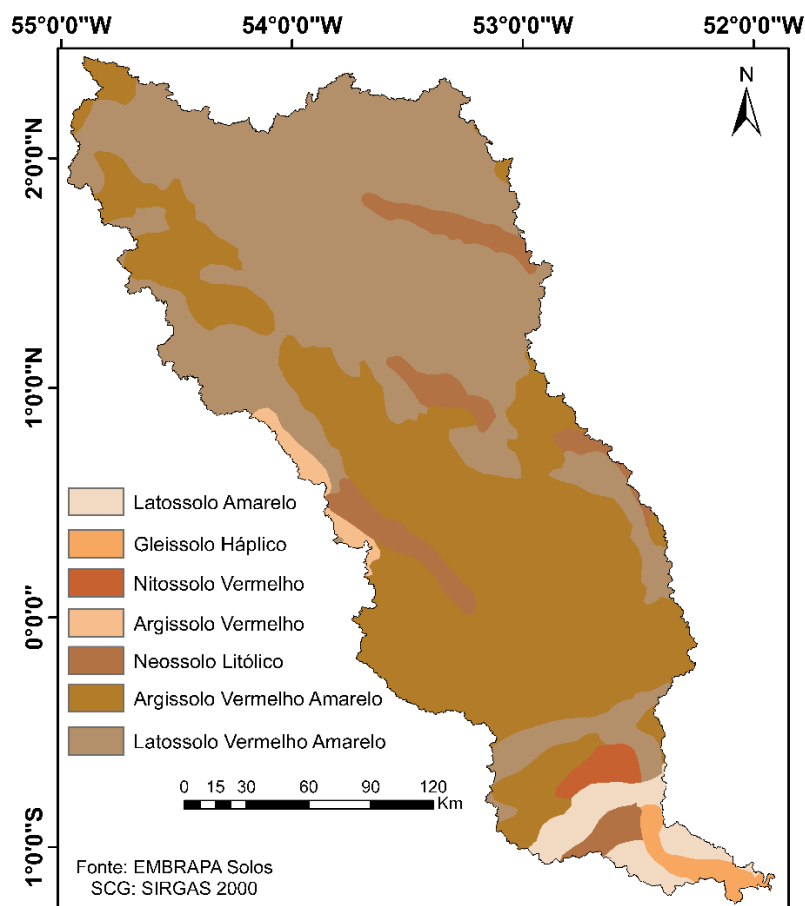


Figura 5: Solos da bacia hidrográfica do Rio Jari.

5.1.4. Dados Climáticos

Os dados climáticos necessários para as simulações do modelo SWAT referem-se às temperaturas máximas e mínimas do ar ($^{\circ}\text{C}$), umidade relativa (%), velocidade do vento (m/s) e radiação solar (MJ/m^2). Esses dados foram obtidos do banco de dados climáticos globais *Global Weather Data for SWAT - GWDS*, que utiliza a base dos *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) para o período de 36 anos (1979-2014), denominados de *Climate Forecast System Reanalysis v3* (CFSR.v3), disponível em: <https://globalweather.tamu.edu/>. (NCAR, 2018).

Outro dado climático necessário para as simulações do modelo SWAT é a precipitação, extraída do *Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Stations - CHIRPS*. O CHIRPS é um conjunto de dados de precipitação diário, de alta resolução, cobrindo 50°S - 50°N e todas as longitudes. Os dados começam de 1981 até quase o presente e é desenvolvido pelo United States Geological Survey (USGS) e pelo Climate Hazards Group (GHP), cuja finalidade é avaliar a análise de tendências e monitorar as secas.

O CHIRPS é baseado em várias fontes de dados entre as quais se destacam a climatologia da precipitação mensal (CHPclim), Estações Medidoras da FAO e GHCN, dados da Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 3B42, dados infravermelhos da National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) e National Climate Data Center (NCDC), modelo atmosférico de chuva Versão 2 do NOAA Climate Forecast System (CFS) e de dados de estações de medição (FUNK et al. 2015).

A escolha dos dados climáticos do CHIRPS foi realizada em razão da bacia hidrográfica sofrer uma carência significativa em relação a existência de estações meteorológicas. Sendo assim, a partir da investigação prévia na literatura verificou-se uma boa acurácia do dado para a região amazônica que possui um coeficiente de determinação de 93%, conforme obtido por Costa et al., (2019).

5.1.5. Dados Fluviométricos

Para a calibração e validação do SWAT foram utilizados dados fluviométricos provenientes da Agência Nacional de Águas - ANA e obtidos por meio do portal hidroWeb. Foram utilizadas séries históricas de dados referentes a vazão que correspondem ao período de 1981 a 2013 da Estação (19150000) São Francisco, localizada no município de Laranjal do Jari, no Estado do Amapá, a qual se insere na bacia do Rio Jari e na grande bacia do Rio Amazonas (ANA, 2019). A escolha dessa estação São Francisco pauta-se na justificativa de que a mesma foi a única com dados para todo período de simulação, além de que ao longo de toda série histórica não ocorreram alterações significativas do uso e cobertura da terra, o que possibilitou então o uso de toda série temporal na calibração e validação.

5.1.6. Projeções de Desmatamento

Para a simulação de cenários futuros foi necessária a entrada de novos mapas que representem as projeções de futuras alterações do uso e cobertura da terra na Bacia Amazônica. Estas projeções são derivadas dos dados de modelagem de desmatamento provenientes do Projeto “Cenários para a Amazônia”, um projeto interinstitucional que buscou desenvolver um modelo integrado para simular as alterações no uso e cobertura da terra na Amazônia. O resultado dessa modelagem gerou dois cenários, sendo o primeiro denominado de "business as usual" (BAU) o qual considera que as atuais taxas de desmatamento permaneçam constantes, e que os projetos de expansão e pavimentação de rodovias sejam executados, além de considerar que o desmatamento avance sobre Unidades de Conservação. O segundo cenário denominado de “governança”, que utiliza fatores

históricos e da gradual ação do Estado e da sociedade, ocasionando uma redução nas taxas de desmatamento e aumento da conservação, além da criação de reservas florestais em áreas privadas e da realização do zoneamento agroecológico do solo (SOARES-FILHO et al., 2006).

Esse projeto teoriza que a construção, ampliação e pavimentação de estradas é o fator predominante para o aumento das áreas desflorestadas, utilizando os projetos de pavimentação previstos pelo governo brasileiro como a transamazônica, obras que liguem regiões produtoras a portos, assim como, projetos intercontinentais, os quais visam ligar a Amazônia a regiões distantes (Andes e a portos no oceano pacífico). Ainda, o mapa proposto considera projetos de infraestrutura no território amazônico, como hidroelétricas, barragens, gasodutos, entre outros (SOARES-FILHO et al., 2005, 2006). Com base nos resultados desse estudo foram gerados dois mapas onde o cenário “governança” foi reclassificado como cenário 1 “menos pessimista” e o cenário 'business as usual” (BAU) foi reclassificado como cenário 2 “mais pessimista”. As projeções de ambos cenários podem ser observadas na **Figura 6**.

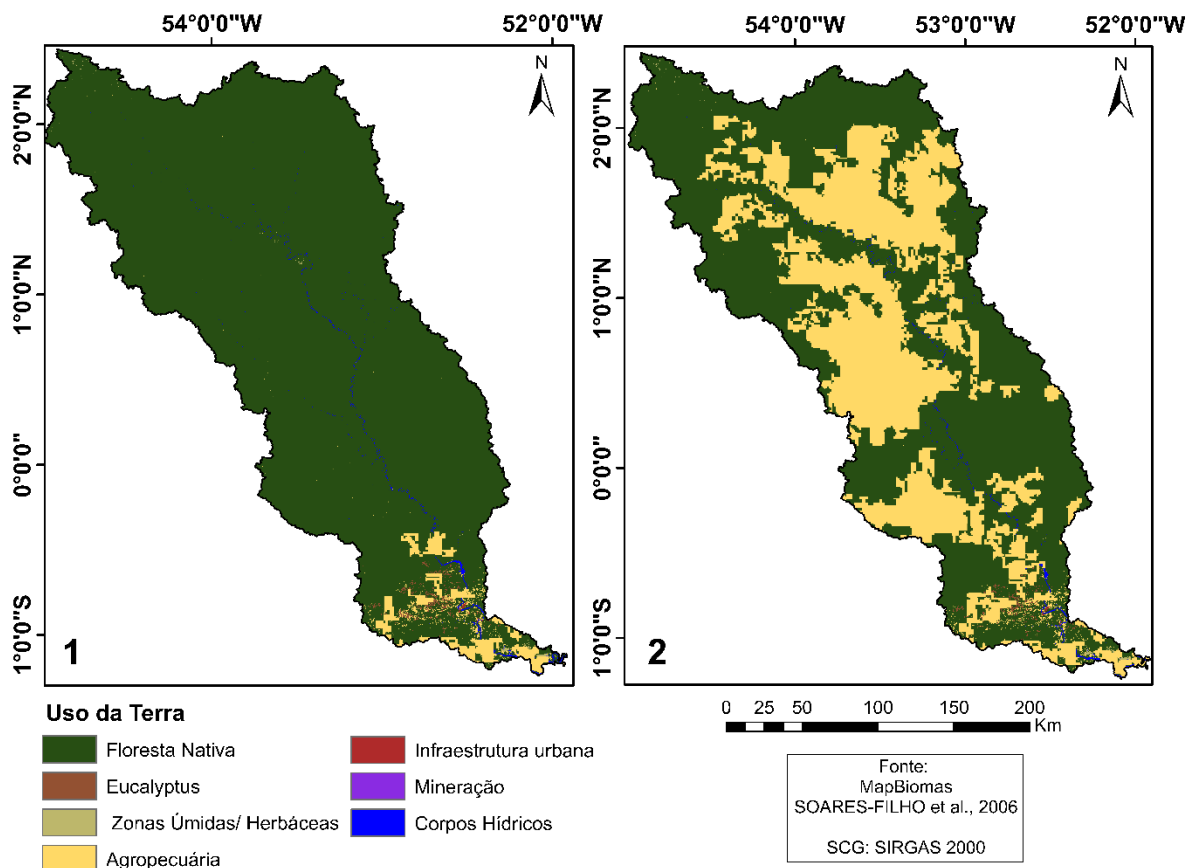


Figura 6: Projeções de desmatamento da Amazônia até 2050, 1 - cenário menos pessimista e o 2 - cenário mais pessimista.

Fonte: SOARES-FILHO et al., 2006.

5.1.7. Projeções climáticas- Second Generation Canadian Earth System Model (CanESM2)

As simulações e projeções climáticas utilizadas na pesquisa são provenientes do conjunto do modelo climático regional - MRC *Second Generation Canadian Earth System Model* - CanESM2 do Projeto *Coordinated Regional Downscaling Experiment* - CORDEX o qual se baseia *World Climate Research Program* - WCRP e faz parte do experimento do CMIP5. O CORDEX trata-se de um projeto cujo objetivo é aprimorar modelos e técnicas redução de escala das projeções climáticas, aprimorando processos, projeções dos modelos e incertezas das mudanças climáticas regionais e se fundamenta na produção de grandes conjuntos de simulações multi-técnicas e multi-modelos para todo o globo utilizando a mesma técnica (GIORGI e GUTOWSKI, 2016).

O MCR CanESM2 trata-se da regionalização estatística e dinâmica baseada no Modelo de Circulação Global - MCG CanESM2 proveniente do *Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis* - CCCMA. O CanESM2 é um modelo climático e possui resolução atmosférica de 2,8 X 2,8 graus de latitude e longitude (ARORA et al., 2011). Para o presente trabalho foram utilizados dados denominados (historical) de 1981 a 2005 e simulações futuras de diferentes forçantes radiativas do *Representative Concentration Pathways* - RCP (4.5 e 8.5) de 2011 a 2050, de frequência diária e pertencentes ao domínio SAM-44. Foram utilizados dados de precipitação (pr), temperatura máxima do ar próximo à superfície (tasmax) e temperatura mínima do ar próximo à superfície (tasmin). Os dados foram obtidos junto ao *World Climate Research Programme* - CORDEX (WCRPC), e estão disponíveis em: <<https://esgf-data.dkrz.de/search/cordex-dkrz/>> (WCRPC, 2020).

5.2. Configuração do Modelo

5.2.1. Pré Processamento dos Dados

Inicialmente, foram realizados todos os pré-processamentos do banco de dados de entrada (Etapa I), que incluem dados de MDE, Solos e Uso e Ocupação da Terra, em que se adotou o sistema de projeção Universal Transversa de Mercador – UTM, do datum SIRGAS 2000, Zona 22S como padrão para todos os mapeamentos utilizados na pesquisa. Adicionalmente, foi gerado o banco de dados pedológico no formato (.mdb) contendo todas as características dos solos presentes na bacia. Para a elaboração desse banco de dados foram utilizados dados disponíveis na literatura, descritos na **Tabela 2**:

Tabela 2: Parâmetros do Banco de Solos.

SNAM	Nome da classe de solo
NLAYERS	Número de camadas no perfil do solo
HYDGRP	Grupo Hidrológico do solo
SOL_ZMX	Profundidade máxima de enraizamento do perfil do solo (mm)
ANION_EXCL	Fração de porosidade do solo
SOL_Z	Profundidade da camada do solo (mm)
SOL_BD	Densidade do solo (Mg/m ³ ou g/cm ³)
SOL_AWC	Capacidade de água disponível no solo (mm/mm)
SOL_K	Condutividade hidráulica saturada do solo (mm/h)
SOL_CBN	Carbono orgânico (% peso do solo)
CLAY	Conteúdo de argila do solo (% peso do solo)
SILT	Conteúdo de silte do solo (% peso do solo)
SAND	Conteúdo de areia do solo (% peso do solo)
ROCK	Conteúdo de fragmento de rocha do solo (% peso do solo)
SOL_ALB	Albedo do solo úmido
USLE_K	Fator de erodibilidade do solo

Fonte: Adaptado de Arnold et al. (2012).

Nessa etapa foi realizado o processamento de dados diários das variáveis climáticas, os quais estão em formato ASCII. Além dessas variáveis climáticas, é necessário a elaboração de outro banco de dados climático denominado “gerador do clima” a partir de uma série de dados estatísticos mensais das variáveis envolvidas no balanço hídrico (radiação solar, precipitação, temperatura, umidade e vento). Para os dados climáticos, optou-se por utilizar o banco de dados global disponibilizado pelo próprio SWAT, pois as séries de dados climáticos diários utilizadas correspondem a todo período de análise.

De modo geral o processamento e a modelagem podem ser divididos em 5 etapas específicas. A **Figura 7** resume todo processo conduzido neste trabalho.

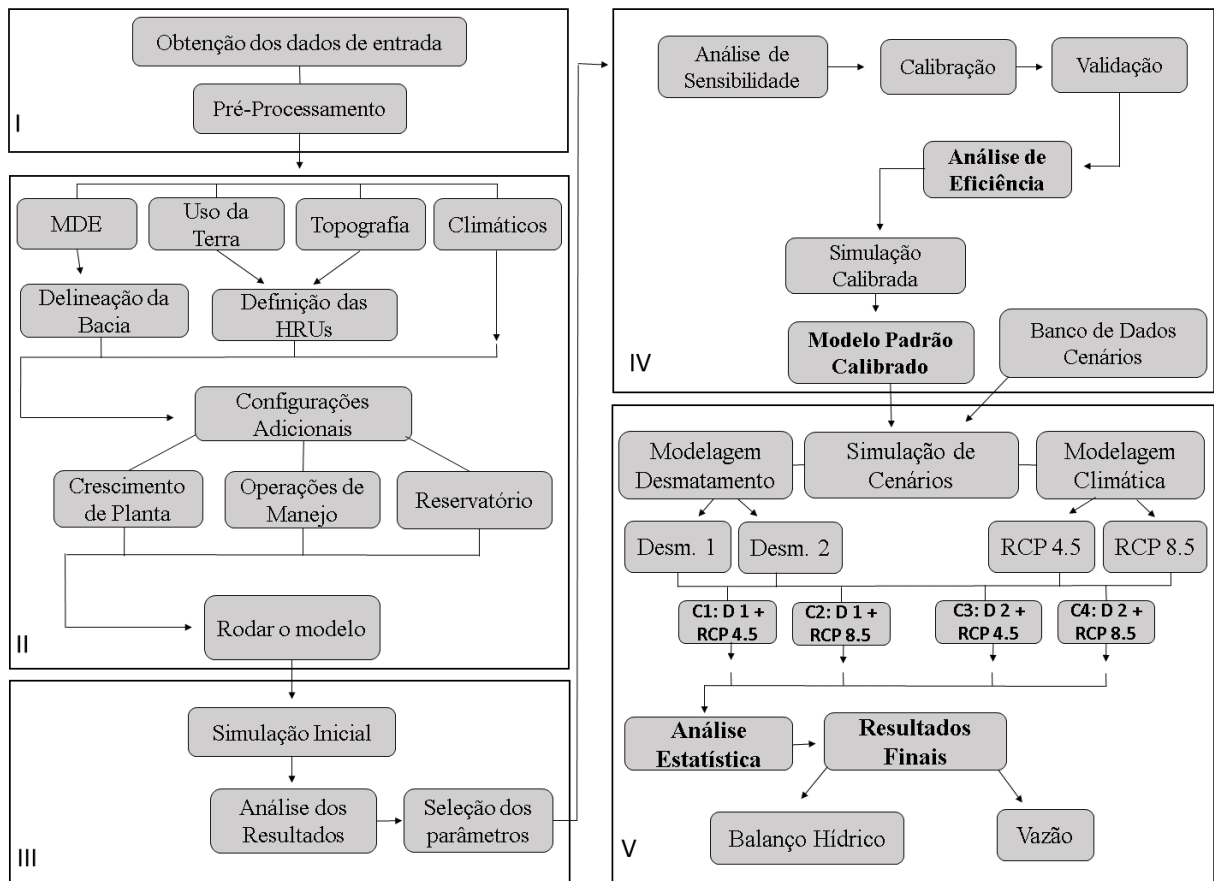


Figura 7: Fluxograma da pesquisa.

5.2.2. Delineamento da Bacia

O presente estudo utiliza a interface SWAT 2012 acoplada ao sistema de informações geográficas Arcgis (versão 10.5) para configuração do modelo. Como primeira etapa da configuração do modelo, ocorre a inserção do MDE e a delimitação da bacia através da ferramenta *Watershed delineator*, a partir do qual foi gerado toda a rede de drenagem, bem como a delimitação da bacia. Consecutivamente, nesta etapa ocorreu a geração de 126 sub-bacias.

5.2.3. Definição das HRUs

Posteriormente, com as sub-bacias criadas e delineadas ocorre a geração das Unidades de Resposta Hidrológica (HRUs), na ferramenta *HRU Analysis*. Essas unidades são geradas a partir da combinação única do mapa de solos, uso e cobertura da terra e declividade. Primeiramente foi realizado uma reclassificação do uso da terra com as classes disponíveis no banco do SWAT, conforme **Tabela 3**. Com os dados reclassificados ocorreu a inserção do mapa de uso da terra juntamente com um arquivo no formato ASCII, o qual se corresponde com o banco de dados já disponível no SWAT.

Tabela 3: Reclassificação das classes de uso e cobertura da terra.

Classe MapBiomias	Reclassificação no SWAT	Código SWAT
Formação florestal	Floresta sempre verde	FRSE
Floresta plantada	Eucalyptus	EUCA
Formação campestre	Zonas úmidas emergentes/ herbáceas	WETN
Pastagem	Pastagem	PAST
Infraestrutura urbana	Infraestrutura urbana	URML
Mineração	Minas	SWRN
Rios, lagos e oceanos	Água	WATR

Em seguida, ocorreu a inserção do mapa de solos, juntamente com um arquivo no formato ASCII, o qual se corresponde com o banco de dados inseridos na etapa I referente a suas características. Ao contrário do mapa de solos e uso e cobertura da terra, o mapa de declividade é gerado pelo próprio SWAT, a partir dos dados do MDE. Após esse processo são definidas as classes de declividade pelo próprio usuário, as quais não devem ultrapassar o limite de 5 classes. Para a definição dessas classes foram utilizados: declive plano (0-3%), ondulado suave (3-8%), ondulado (8-20%), ondulado forte (20 - 45%) e montanhoso (> 45%) conforme classes da EMBRAPA (SANTOS et al., 2018a).

Nesta etapa ocorreu a definição do método utilizado para a geração das HRUs. Na presente pesquisa optou-se em utilizar o método HRUs Múltiplas, pois segundo Serrão (2018), este método evita perdas e alterações significativas das informações reais. Nesta etapa, o mapa de HRUs pode ser alterado aplicando um fator de redução para HRUs que contenham frações ínfimas de combinações de uso da terra, solos e declividade para a bacia, as quais são subdivididas em outras classes. Desta maneira utilizou-se um fator de redução de 5%, onde foram geradas um total de 856 HRUs.

5.2.4. Dados Climáticos

Subsequentemente à geração das HRUs, o modelo necessita de entradas climáticas para realizar a simulação. Devido à baixa rede de estações meteorológicas na bacia e na região amazônica, optou-se pela utilização de dados orbitais. Sendo assim, foram definidos 50 pontos para que toda a área da bacia tivesse representatividade na simulação. Os dados referentes a precipitação (mm) foram obtidos do CHIRPS e os demais dados de temperatura máxima e mínima do ar (°C), humidade (%), vento e radiação solar (mj/m²) foram obtidos

junto ao GWDS. Todas as variáveis compreendem ao período de 1981 a 2013, uma vez que os dados provenientes do GWDS se estendem até meados do 2014, inviabilizando a utilização de dados até o presente.

Os dados climáticos, no formato ASCII contendo as variáveis para cada ponto estação, são inseridos através da ferramenta *Write Input Tables* no módulo *Water data Definition*. Em seguida através do módulo *Write SWAT Database Tables* foram geradas tabelas no banco de dados do SWAT.

Em seguida determinou-se o “*Warm-up*”, período de equilíbrio para que o modelo tenha capacidade de simular de forma adequada o seu balanço hídrico, sendo estes anos desconsiderados dos resultados finais do modelo (ARNOLD et al., 2012). Na presente pesquisa os dados climáticos utilizados possuem uma abrangência de 33 anos (1981 – 2013), desta forma, definiu-se um período de 3 anos para a estabilização das simulações no modelo (1981 a 1983), com período de simulação de 30 anos (1984 – 2013).

Ainda nesta etapa, foi realizado a alteração do método para o cálculo da Evapotranspiração Potencial, através de *Edit SWAT Input* no módulo *Edit General Watershed Parameters* onde foi selecionado o método Priestley-Taylor. A seleção desse método se deu a partir da aplicação dos equacionamentos previamente disponíveis no SWAT e citadas anteriormente e a comparação dos seus resultados antes da calibração com valores estimados pelo MODI-16, sendo assim o método Priestley-Taylor foi selecionado pois apresentou o resultado mais próximo dos dados reais em comparação com os demais métodos disponíveis no SWAT.

5.3. Configurações e Modificações Adicionais

Finalizada a etapa de configuração dos requisitos mínimos para a simulação do SWAT, foram realizadas alterações e configurações adicionais visando melhorar a simulação, assim como ajustar o modelo para mais próximo das condições ambientais da área de estudo, conforme realizado por Arroio Junior (2016) e verificado nos itens 5.3.1. e 5.3. 2. O estudo de Arroio Junior (2016) foi utilizado como referência na presente pesquisa, devido aos bons resultados obtidos a partir dos aprimoramentos realizados.

5.3.1. Banco de Dados Crescimento de Planta

Para a realização das simulações no SWAT é necessário parâmetros específicos para diferentes classes de uso da terra, e esses parâmetros já vêm dispostos num banco de dados pelo próprio modelo. Entretanto, alguns parâmetros necessitam de ajustes adicionais para se

adequarem a região de estudo (SILVA, 2016a). A partir desses parâmetros o SWAT estima o crescimento da planta sob condições ideais. Esse crescimento se baseia principalmente no desenvolvimento da área foliar e na interceptação e conversão de luz em biomassa (NEITSCH et al., 2011). Para a área de estudo, os parâmetros relacionados ao crescimento vegetal para os usos dos solos Floresta Nativa, Pastagem e Eucalyptus foram obtidos na literatura. A **Tabela 4**, apresenta os parâmetros selecionados.

Tabela 4: Parâmetros selecionados de crescimento vegetal.

Parâmetros	Descrição	Uso da Terra			Fonte
		Pastagem	Floresta	Eucalyptus	
OV_N	Valor "n" de Manning para fluxo terrestre	0.13	0.4	--	(MCCUEN, 1998)
BLAI	Índice máximo de área foliar	2.4	6	--	(ALMEIDA; SOARES, 2003; ROBERTS et al., 1996; SAMANTA et al., 2012)
CHTMX(m)	Altura máxima do dossel (m)	0.5	20	--	(COSTA et al., 2004; DIAS-FILHO, 2012; ROSA, 2016b)
RDMX (m)	Profundidade máxima da raiz (m)	1	--	--	(MULLER et al., 2001; SANTOS et al., 2007)
FRGRW1	Fração do total de unidades de calor potencial para o primeiro ponto de desenvolvimento de área foliar	--	--	0.16	(ARROIO JUNIOR, 2016)
LAIMX1	Fração do índice de área foliar máximo para o primeiro ponto de desenvolvimento de área foliar	--	--	0.2	(ARROIO JUNIOR, 2016)
FRGRW2	Fração do total de unidades de calor potencial para o segundo ponto de desenvolvimento de área foliar	--	--	0.6	(ARROIO JUNIOR, 2016)

LAIMX2	Fração do índice de área foliar máximo para o segundo ponto de desenvolvimento de área foliar	--	--	0.61	(ARROIO JUNIOR, 2016)
---------------	---	----	----	------	-----------------------

Após a edição dos valores, ocorreu a inserção dos mesmos dentro do módulo *Edit SWAT Databases* em *Land Cover/ Plant Growth Database Edit* onde os novos valores são inseridos para cada uso da terra.

5.3.2. Operações de Manejo

O SWAT permite ainda simular as operações de manejo no arquivo (.mgt). Portanto, para aproximar a simulação da realidade da bacia foram realizadas alterações no módulo *Initial Plant Growth*, onde é possível definir parâmetros como LAI_INIT (Índice de área foliar inicial), ajustado para o mesmo valor utilizado no parâmetro BLAI, definindo assim o crescimento da cultura em estágio avançado, conforme realizado por Arroio Junior (2016). Os demais parâmetros BIO_INIT (Biomassa de peso seco inicial, kg/ha) e PHU_PLT (número total de unidades de calor necessários para levar a planta à maturidade) foram obtidos no trabalho de Silva (2016a). A **Tabela 5** apresenta os parâmetros modificados.

Tabela 5: Operações de Manejo Utilizadas na configuração do modelo.

Parâmetros	Pastagem	Floresta	Eucalyptus
LAI_INIT (m.m²)	2.3	6	2.5
BIO_INIT	--	1000	1000
PHU_PLT	--	3000	3000

5.3.3. Reservatório

Após as etapas de ajuste, deu-se início a configuração do reservatório de Santo Antônio do Jari. Para a parametrização dessa etapa, foram utilizados fatores que determinam o início da operação da usina (MORES e IYRES, descrição na Tabela 6), além de parâmetros que representem a área (RES_ESA e RES_PSA) e o volume do reservatório (RES_EVOL e RES_PVOL). Parâmetros adicionais são necessários de acordo com o método de gerenciamento do reservatório adotado na modelagem. Na presente pesquisa utilizou-se do método *Simulated Target Release* que requer parâmetros adicionais como IFLOD1R e IFLOD2R referentes ao início e fim do período de seca, respectivamente, definidos pelos

dois meses com menores índices pluviométricos (setembro e outubro), assim como o número de dias para que o reservatório atinja seu armazenamento alvo de 1.5 dias. A **Tabela 6** apresenta os parâmetros usados nessa etapa.

Tabela 6: Parametrização do Reservatório de Santo Antônio do Jari.

Parâmetro	Descrição	Valor
MORES	Mês que o reservatório entrou em operação	Setembro
IYRES	Ano que o reservatório entrou em operação	2014
RES_ESA	Área de superfície do reservatório até o vertedouro de emergência (ha)	3170
RES_EVOL	Volume de água necessário para encher o reservatório até o vertedouro de emergência (10^4 m ³)	13339
RES_PSA	Área de superfície do reservatório até o vertedouro principal (ha)	2910
RES_PVOL	Volume de água necessário para encher o reservatório até o vertedouro principal (10^4 m ³)	9570
IFL0D1R	Mês de início da estação seca	Setembro
IFL0D2R	Mês final da estação seca	Outubro
NDTARGR	Número de dias para atingir o armazenamento alvo do reservatório (dias)	1.5

Fonte: CESBE e Agência Nacional de Energia Elétrica – ANEEL.

A utilização desse método de gerenciamento requer dados mensais sobre mínimos e máximos das vazões de saída do reservatório. Para a parametrização desses valores foram utilizados dados provenientes da ANA, Sistema de Acompanhamento dos Reservatórios (SAR/ANA), tendo como base o período de 2015 a 2018. A **Tabela 7** apresenta os valores utilizados.

Tabela 7: Vazões mínimas e máxima de saída do reservatório (m³/s).

Anos	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
MAX	771	1826	3607	3810	4251	3270	2107	1740	972	549	422	992
MIN	45	216	546	1192	1044	772	653	373	158	0	43	45

Fonte: ANA/SAR (2020).

A usina entrou em operação apenas em setembro de 2014, sendo assim essa configuração foi aplicada apenas às simulações dos cenários futuros, visto que a simulação base foi realizada de 1984 a 2013, não compreendendo assim anos de operação da Usina.

5.4. Análise de Sensibilidade, Calibração e Validação

Na etapa IV da pesquisa foi realizado o processo de Análise de Sensibilidade, Calibração e Validação da vazão conforme proposto por Abbaspour et al., (2015). Esses procedimentos foram realizados no software *Calibration and Uncertainty Procedures* -

SWAT CUP versão 5.2.1.1 (versão gratuita), programa autônomo que tem como objetivo principal a calibração, validação e avaliação das incertezas das simulações. Neste programa é possível utilizar técnicas como *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (Glue), *Particle Swarm Optimization* (PSO) *Parameter Solution* (ParaSol), *Sequential Uncertainty Fitting version 2* (SUFI-2) e *Markov Chain Monte Carlo* (MCMC) (ABBASPOUR, 2015; ABBASPOUR et al., 2015). Na presente pesquisa optou-se em utilizar o SUFI-2, pois segundo Abbaspour et al., (2015) este procedimento se mostrou bastante eficiente na calibração de grandes bacias.

No SUFI-2, as diferentes incertezas nos parâmetros de entrada do modelo são representadas por distribuições uniformes, ao passo que as incertezas de saída do modelo são representadas e quantificadas pela incerteza de previsão de 95% (95PPU), a qual é calculada a partir de níveis de 2,5% e 97,5% em relação a toda distribuição cumulativa das variáveis de saída obtidas através do hipercubo latino. O hipercubo latino trata-se da amostragem gerada pelo SUFI-2 para se obter amostras dos intervalos dos parâmetros selecionados para a calibração. Como forma de avaliar essas incertezas, duas métricas estatísticas são avaliadas (p-factor e r-factor). O p-factor indica a parcela dos dados medidos (mais seu erro), agrupados pelo 95PPU, ou seja, é a medida da capacidade do modelo em capturar incertezas. O r-factor indica a razão da largura medida da banda de 95PPU e o desvio padrão da variável medida. A combinação dos dois fatores indica a força da calibração e a avaliação de incerteza associada ao modelo, sendo que p e r estão diretamente correlacionados (ABBASPOUR et al., 2007, 2015).

Como primeira etapa de utilização do SUFI-2 está a escolha da função objetivo. Segundo (KRAUSE; BOYLE; BÄSE, 2005) a função objetivo fornece uma avaliação objetiva da proximidade do comportamento dos dados simulados e observados. Entretanto, no SUFI-2 é possível optar por 11 diferentes função objetivo (ABBASPOUR, 2015). Na presente pesquisa utilizou-se a função bR^2 (KRAUSE; BOYLE; BÄSE, 2005) e calculado pela **Equação 4** a seguir:

$$\phi = \begin{cases} |b|R^2 & \text{if } |b| \leq 1 \\ |b|^{-1}R^2 & \text{if } |b| > 1 \end{cases} \quad (4)$$

em que o coeficiente de determinação R^2 é multiplicado pelo coeficiente de linha de regressão entre os dados medidos e simulados, b. A inclusão do b garante que as previsões das subestimativas e superestimativas da vazão também sejam refletidas. A grande vantagem

dessa eficiência é a sua faixa de variação de 0 a 1 que se comparado com a eficiência Nash-Sutcliffe -NS que varia do $-\infty$ a 1, além de garantir que uma calibração multi-site não seja comandada por estações mal simuladas (ABBASPOUR, 2015; FARAMARZI et al., 2017).

Posteriormente, dá-se início ao processo de calibração a partir da análise de sensibilidade, que tem como objetivo central a identificação dos parâmetros que possuem maior potencial de impactar o desempenho das simulações, e, conseqüentemente, influenciar a parametrização e a calibração do modelo (SONG et al., 2015). Na presente pesquisa utilizou-se como método de análise de sensibilidade o *Global Sensitivity Analysis*, determinada através de uma regressão múltipla, na qual as sensibilidades são determinadas pelas mudanças médias na função objetivo derivada das mudanças em cada parâmetro. Este procedimento fornece sensibilidades relativas com base em aproximações lineares, a partir dos índices de t-stat e P-value, sendo que, quanto maior o valor absoluto de t-stat e menor o valor de P-value mais sensível é o parâmetro (ABBASPOUR, 2015).

Para a realização da análise de sensibilidade foi necessário realizar uma seleção de parâmetros, a qual se baseou no desempenho inicial do modelo padrão conforme metodologia aplicada por Ferrigo (2014) e Abbaspour et al., (2015), desse modo, utilizou-se como base os resultados da vazão simulada comparada com a vazão observada no posto fluviométrico de São Francisco. A partir do desempenho desse modelo inicial os parâmetros mais relevantes foram então selecionados usando diretrizes propostas por Abbaspour et al., (2015), onde verificou-se a necessidade de aumento da evapotranspiração, diminuição do fluxo de pico, além do ajuste do fluxo de base. Ainda, nesta etapa de parametrização utilizou-se de trabalhos realizados anteriormente na região amazônica como base para a seleção desses parâmetros (ABE et al., 2018; SANTOS et al., 2018b). Sendo assim foram selecionados 18 parâmetros, que mereciam de uma maior atenção durante a etapa de calibração, levando-se em conta a grande quantidade de parâmetros disponíveis no SWAT e considerando a inviabilidade do ponto de vista computacional da utilização de todos esses parâmetros. Com os parâmetros selecionados o modelo foi executado 1000 vezes como proposto por Abbaspour et al., (2015), obtendo assim os parâmetros mais sensíveis.

Posteriormente, o modelo foi calibrado a partir da realização de múltiplas simulações até que os resultados simulados se apresentassem estatisticamente satisfatórios (de acordo com as métricas propostas) e não verificasse melhoras significativas na função objetivo, considerando então o modelo como calibrado (ABBASPOUR et al., 2015). Para o período de calibração utilizou-se dados hidrológicos de 1984 a 2003. Após o processo de calibração,

se inicia a validação, na qual é testado o desempenho do modelo em relação a uma série independente de dados, não utilizadas na etapa de calibração. Para a validação, utilizaram-se dados do período de 2004 a 2013, sendo aplicados nesse período os mesmos intervalos dos parâmetros utilizados na calibração (ABBASPOUR et al., 2015).

5.4.1. Análise de Eficiência

Após a etapa de calibração e validação ocorre a análise de eficiência, avaliando os resultados estatísticos (**Tabela 8**), conforme as métricas propostas por Moriasi et al., (2007):

Tabela 8: Métricas para Análise de Eficiência.

Desempenho	PBIAS	NS	RSR
Muito bom	PBIAS < ±10	0.75 < NS ≤ 1.00	0.00 ≤ RSR ≤ 0.50
Bom	±10 ≤ PBIAS < ±15	0.65 < NS ≤ 0.75	0.50 ≤ RSR ≤ 0.60
Satisfatório	±15 ≤ PBIAS < ±25	0.50 < NS ≤ 0.65	0.60 ≤ RSR ≤ 0.70
Insatisfatório	PBIAS ≥ ±25	NS ≤ 0.50	RSR ≤ 0.70

Fonte: Moriasi et al., (2007).

O PBIAS é uma métrica que representa a tendência de dados simulados e seu desvio em relação aos valores observados. Nesta métrica, valores de baixa magnitude indicam simulação satisfatória do modelo (GUPTA; SOROOSHIAN; YAPO, 1999); O PBIAS pode ser calculado pela **Equação 5** a seguir:

$$PBIAS = 100 * \frac{\sum_{i=1}^n (Q_m - Q_s)_i}{\sum_{i=1}^n Q_{m,i}} \quad (5)$$

em que Q é uma variável (vazão, sedimentos, etc), m representa o valor medido, s representa o valor simulado.

A Eficiência Nash-Sutcliffe (NS) é uma métrica normalizada que representa a variação dos dados de magnitude relativa quando comparados com dados de variação medidos (NASH e SUTCLIFFE, 1970). É um indicador estatístico usado de forma ampla na avaliação do modelo SWAT. O NS pode ser calculado pela **Equação 6** a seguir:

$$NS = 1 - \frac{\sum_i (Q_m - Q_s)_i^2}{\sum_i (Q_{m,i} - \bar{Q}_m)^2} \quad (6)$$

em que Q é uma variável (vazão, sedimentos, etc), m representa o valor medido, s representa o valor simulado e a barra representa a média.

A Taxa de desvio padrão (RSR) é uma métrica que incorpora os benefícios do índice de erros raiz quadrada média do erro – RMSE, juntamente com um fator de normalização,

onde a estatística resultante e os valores descritos possam ser aplicados a vários integrantes. Sendo que, quanto menor for o RSR melhor o ajuste do modelo (MORIASI et al., 2007). O RSR pode ser calculado pela **Equação 7** a seguir:

$$RSR = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_m - Q_s)_i^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{m,1} - \bar{Q}_m)^2}} \quad (7)$$

em que Q é uma variável (vazão, sedimentos, etc), m representa o valor medido, s representa o valor simulado.

Adicionalmente utilizou-se o Coeficiente de determinação R^2 , uma métrica estatística que descreve o grau de colinearidade entre os dados simulados e medidos (LIEW; ARNOLD; GARBRECHT, 2003; MORIASI et al., 2007; SANTHI et al., 2001).

$$R^2 = \frac{[\sum_i (Q_{m,i} - \bar{Q}_m)(Q_{s,i} - \bar{Q}_s)]^2}{\sum_i (Q_{m,i} - \bar{Q}_m)^2 \sum_i (Q_{s,i} - \bar{Q}_s)^2} \quad (8)$$

em que Q é uma variável (vazão, sedimentos, etc), m representa o valor medido, s representa o valor simulado, i é o dado mensurado ou simulado.

Após a obtenção dos valores calibrados através da ferramenta *SWAT Input Data*, os valores calibrados foram inseridos no modelo e uma simulação calibrada foi realizada.

5.5. Simulação de Cenários

Após a análise da eficiência do modelo aos ajustes e calibração, os cenários futuros e as projeções de desmatamento foram inseridos no modelo SWAT para simulação do balanço hídrico. Para a simulação desses cenários foi elaborado um novo banco de dados, alterando-se os dados de uso e cobertura da terra e as variáveis climáticas (precipitação, temperatura mínima e temperatura máxima do ar a 2 metros).

Para as projeções de desmatamento, utilizaram-se os dados do trabalho de Soares-Filho et al., (2006) a partir de dois cenários de uso da terra, sendo eles o Desmatamento 1 (otimista) e o Desmatamento 2 (o mais pessimista). Os novos mapas foram estimados a partir da sobreposição da camada das áreas desmatadas sobre o atual uso da terra. Posteriormente foi realizado uma reclassificação onde as áreas desmatadas foram consideradas como pastagem/agropecuária.

Para as projeções de mudanças climáticas foram utilizados dados do RCM CanESM2 dos RCPs 4.5 e 8.5. Entretanto, o uso direto dos resultados dos modelos climáticos em

avaliação de impactos das mudanças climáticas não é recomendado, pois nem sempre possuem uma resolução adequada ou reproduzem de forma adequada a precipitação, sendo necessário, assim, a realização da correção de *bias* (LAFON et al., 2013; TEUTSCHBEIN e SEIBERT, 2010, 2012). Para a correção de *bias da precipitação* utilizou-se o método *Local Intensity Scaling of Precipitation* (LOCI) (TEUTSCHBEIN e SEIBERT, 2012), em que primeiramente um limiar de precipitação do MCR ($P_{th, contr}$) é calibrado fazendo com que o número de dias simulados pelo MCR que excedam esse limite corresponda ao número de dias observados com precipitação maior que 0 mm. Posteriormente ocorre a correção do número de dias chuvosos tanto para o controle, quanto para o cenário executado, onde então é aplicado o limite de precipitação do MCR calibrado ($P_{th, contr}$), em que todos os dias com precipitação menor que $P_{th, contr}$ sejam reclassificados como dias secos com 0 mm de precipitação (**Equações 9 e 10**):

$$P_{contr}^{*1}(d) = \begin{cases} 0, & \text{if } P_{contr}(d) < P_{th, contr} \\ P_{contr}(d), & \text{otherwise} \end{cases} \quad (9)$$

$$P_{scen}^{*1}(d) = \begin{cases} 0, & \text{if } P_{scen}(d) < P_{th, contr} \\ P_{scen}(d), & \text{otherwise} \end{cases} \quad (10)$$

Como etapa seguinte ocorre a estimativa de um fator com base nas intensidades médias mensais a longo prazo dos dias com precipitação maior que 0 mm e dos dias simulados pelo RCM com precipitação maior que o limite de precipitação ajustado ($P_{th, contr}$), então o fator (s) de escala de intensidade é calculado pela proporção (**Equações 11 e 12**):

$$S = \frac{\mu_m(P_{obs}(d)|P_{obs}(d) > 0 \text{ mm})}{\mu_m(P_{contr}(d)|P_{contr}(d) > P_{th, contr}) - P_{th, contr}} \quad (11)$$

$$P_{contr}^*(d) = P_{contr}^{*1}(d).S \quad (12)$$

Onde então a precipitação simulada do RCM é corrigida (**Equação 13**):

$$P_{scen}^*(d) = P_{scen}^{*1}(d).S \quad (13)$$

Para os dados de temperatura mínima e temperatura máxima do ar a 2 metros, utilizou-se o método *Linear Scaling of Temperature* (TEUTSCHBEIN e SEIBERT, 2012), em que a correção dos valores mensais é realizada tendo como base as diferenças entre os valores observados e os simulados, sendo que, as simulações corrigidas estão alinhadas com os valores médio mensais observados. A temperatura é corrigida com o auxílio de um termo

aditivo que possui como base a diferença da média mensal de longo prazo observada e nos dados de execução de controle (**Equações 14 e 15**):

$$T_{contr}^*(d) = T_{contr}(d) + \mu_m(T_{obs}(d)) - \mu_m(T_{contr}(d)) \quad (14)$$

$$T_{scen}^*(d) = T_{scen}(d) + \mu_m(T_{obs}(d)) - \mu_m(T_{contr}(d)) \quad (15)$$

Com o banco de dados dos cenários finalizado, o modelo padrão calibrado e validado para vazão torna viável a simulação e comparação dos dados oriundos do modelo SWAT. Nesta etapa, foi construído e configurado um modelo para cada cenário simulado, alterando-se apenas os dados de entrada referentes ao uso e cobertura da terra e clima, além da inserção dos valores de parâmetros obtidos com a etapa de calibração junto a ferramenta *SWAT input data*, como indicado na **Tabela 9**.

Tabela 9: Relação de Cenários simulados.

Modelo Calibrado	Cenário Base	
Cenários Futuros		
Cenários de Desmatamento	Cenários de Projeções Climáticas	
	RCP 4.5	RCP 8.5
Desmatamento 1	Desmatamento 1 + RCP 4.5	Desmatamento 1 + RCP 8.5
Resultado	Cenário 1	Cenário 2
Desmatamento 2	Desmatamento 2 + RCP 4.5	Desmatamento 2 + RCP 8.5
Resultado	Cenário 3	Cenário 4

6. RESULTADOS

6.1. Configuração Inicial do Modelo Padrão

Na primeira etapa da modelagem da BHRJ realizou-se toda a configuração do modelo, delimitando a bacia a partir do MDE, com área de aproximadamente 57 mil km². Nesta etapa gerou-se a rede de drenagem e, conseqüentemente, as sub-bacias. Ressalta-se que, nesta etapa, optou-se por gerar um número maior de sub-bacias, o que possibilitou uma análise mais pontual nos resultados do balanço hídrico atual, tanto quanto dos cenários futuros simulados. A **Figura 8** exibe o resultado da delimitação da bacia hidrográfica e das 126 sub-bacias pelo modelo SWAT.

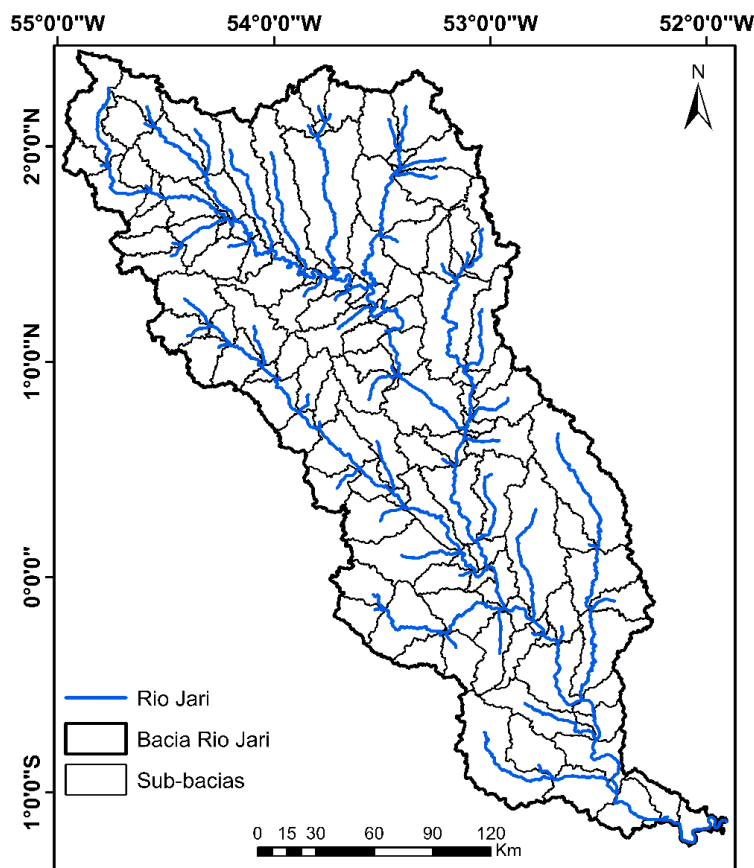


Figura 8: Sub-bacias geradas na configuração do modelo.

Posteriormente foi realizada a geração das HRUs, a qual necessita de dados de solos, uso e cobertura da terra e do mapa de declividade. Como forma de melhor compreender os dados utilizados, nesta etapa foi realizado uma análise individual de cada entrada. Os resultados obtidos pelo SWAT na fase de geração das HRUs, mostram que no uso e cobertura da terra, a Floresta Nativa representa 98,91% de toda a área da bacia, enquanto os demais usos representam valores inferiores a 3%. A pastagem foi o segundo uso mais incidente

representando 0,60%, e as demais classes da bacia foram o Eucalyptus (0,25%), Água (0,20%) e Zonas Úmidas (0,04%). Genericamente pode-se perceber que a bacia possui alto grau de preservação, tendo a maioria da sua área com a presença da floresta nativa. Demais usos de áreas não florestais como pastagens e eucalyptus juntos representam menos de 1% da área da bacia, conforme **Tabela 10**.

Tabela 10: Relação de uso da terra para a bacia.

Uso da Terra			
Tipo de uso	SWAT CODE	Área (Hectare)	% Área
Floresta Nativa	FRSE	5693498,85	98,91
Pastagem	PAST	34558,43	0,60
Eucalyptus	EUCA	14457,63	0,25
Água	WATR	11553,99	0,20
Zonas Húmidas	WETN	2043,37	0,04

Em relação aos dados de solos na BHRJ, verifica-se que a mesma possui 7 classes de solos, das quais duas são mais representativas, como o Latossolo vermelho amarelo (45,99%) e o Argissolo Vermelho Amarelo (41,82%), que juntos correspondem a 87,81% da área da bacia. As demais classes de solos na bacia são o Neossolo Litólico (5,52%), o Latossolo amarelo (3,34%), o Gleissolo Háptico (1,28%), o Argissolo Vermelho (1,06%) e o Nitossolo Vermelho (0,99%) (**Tabela 11**).

Tabela 11: Relação de solos para a bacia.

Solos			
Solo	SWAT CODE	Área (Hectare)	% Área
Latossolo vermelho amarelo	LVAM	2647381,72	45,99
Argissolo Vermelho Amarelo	PVAM	2407425,05	41,82
Neossolo Litólico	RLIT	317801,88	5,52
Latossolo amarelo	LAMA	192034,46	3,34
Gleissolo Háptico	GXHA	73581,46	1,28
Argissolo Vermelho	PVER	60910,08	1,06
Nitossolo Vermelho	NEVR	56977,61	0,99

A **Tabela 12** representa a classificação das declividades da bacia, e os resultados desta etapa demonstram que as classes de maior representatividade correspondem ao Ondulado (39,04%), Suave (34,95%) e o Plano (12,19%), juntas estas classes equivalem a 86,18% da área da bacia. As demais declividades, como o Forte Ondulado (13,82%) e o montanhoso (0,01%) correspondem juntas a 13,83%. Portanto, pode-se verificar que a maior parte da bacia é coberta por baixas declividades.

Tabela 12: Relação das classes de declividade para a bacia.

Declividade			
Classificação	Declividade %	Área (Hectare)	% Área
Plano	0-3	701570,45	12,19
Suave	3-8	2011637,38	34,95
Ondulado	8-20	2247157,24	39,04
Forte Ondulado	20-45	795274,69	13,82
Montanhoso	45-99	472,52	0,01

De acordo com o mapa de declividade obtido pelo MDE (**Figura 9**), observa-se que os maiores declives (> 45%) se encontram principalmente na região central da bacia e nas áreas localizadas próximas à nascente. Os declives intermediários (20-45%) são encontrados principalmente na parte central da bacia, ao passo que os menores declives apesar de serem encontrados ao longo de toda bacia, são menos evidentes na região central, e suas maiores concentrações estão na região norte e nordeste da bacia, além da região sul, próximo a sua foz com o Rio Amazonas.

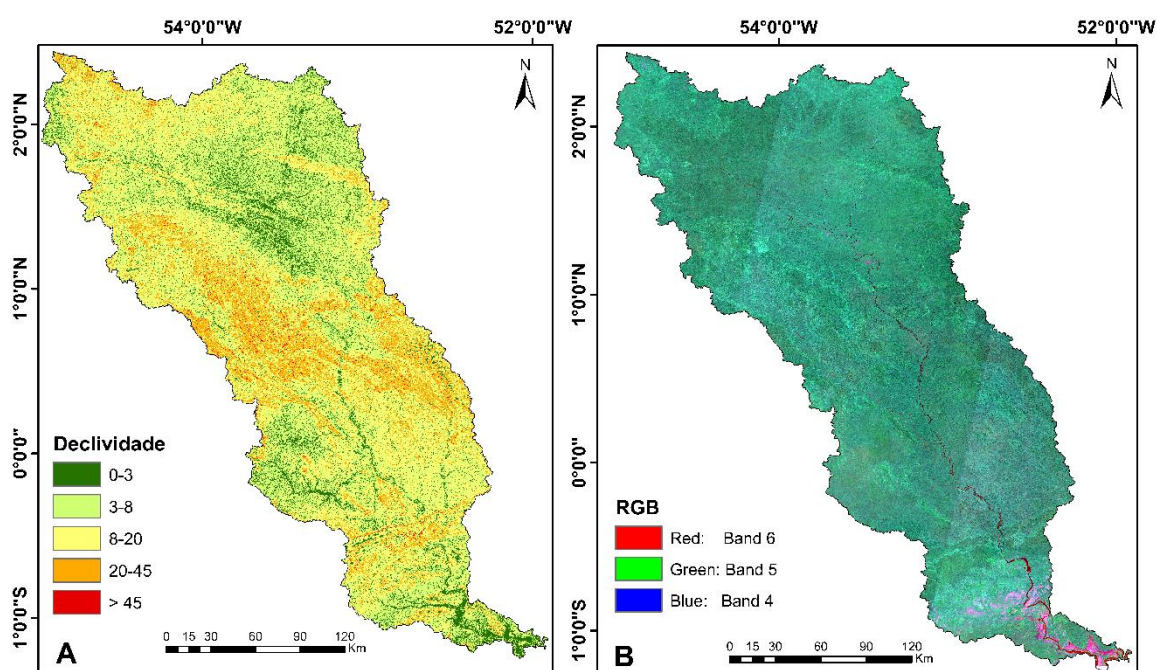


Figura 9: Classes de declividades para a bacia. (A) Distribuição das classes de declividade; (B) Composição 4B, 5G e 6R para a Bacia a partir do Landsat 8.

A partir do cruzamento dos dados de uso e cobertura da terra, solos e declividades para cada sub-bacia, ocorreu a formação das HRUs, com limiar de 5%. Sendo assim, originaram-se um total de 845 HRUs (**Figura 10**). Entretanto, devido à grande extensão da bacia, a visualização das HRUs é dificultada. Sendo assim, aplicou-se zoom sobre a sub-

bacia localizada na foz (**Figuras 10A e 10B**), como forma de melhor visualizar a sua distribuição.

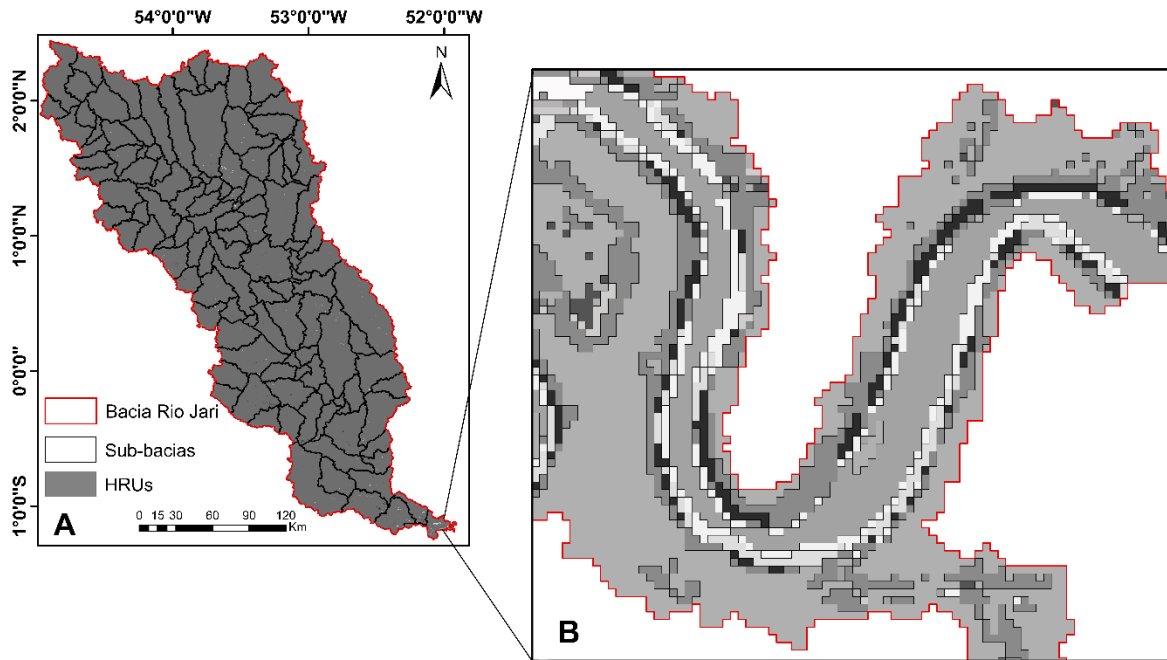


Figura 10: HRUs geradas para a bacia do Rio Jari. (A) Todas as HRUs geradas para a bacia do Rio Jari; (B) Zoom sobre parte da sub-bacia localizada na foz.

6.2. Avaliação da Simulação Inicial

Para a análise de sensibilidade e calibração, realizou-se uma avaliação dos resultados iniciais do modelo. Essa análise tem como função a seleção de parâmetros utilizados que necessitam de ajustes, evitando calibrar variáveis que foram simuladas adequadamente pelo modelo SWAT. Para essa avaliação utilizaram-se dados hidrológicos da estação São Francisco e os dados simulados pelo modelo. A primeira avaliação consistiu na análise da precipitação com a vazão observada e simulada, conforme (**Figura 11**).

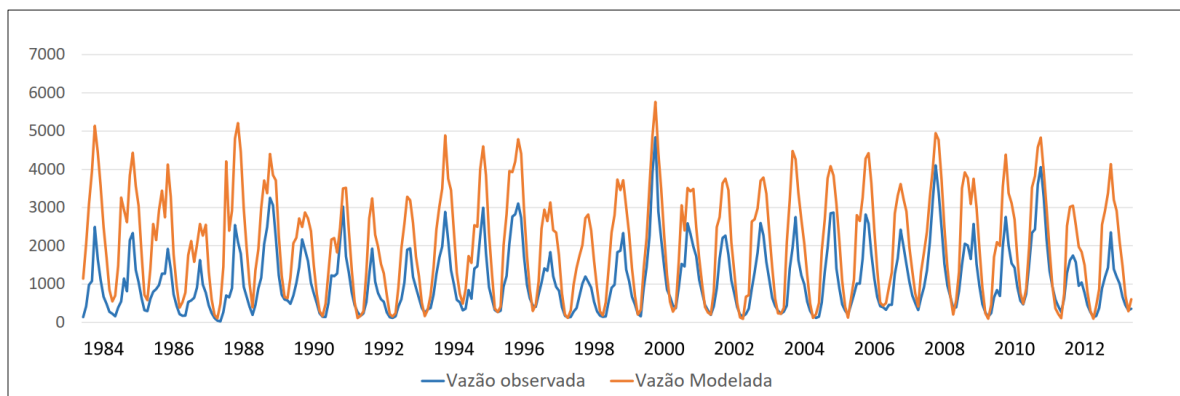


Figura 11: Vazão observada e vazão simulada antes da calibração.

Em relação a vazão, pode-se observar que o modelo não representou de forma eficiente e satisfatória o regime da vazão para a bacia, quando comparado aos dados de vazão observados. O modelo SWAT superestimou a vazão durante o período chuvoso, dita vazão de pico em todos os anos da análise. Porém, o mesmo padrão não é detectado nas estimativas de vazão para o período seco, uma vez que o modelo apresentou superestimativas principalmente nos primeiros anos (1984 a 1989), enquanto nos demais anos a vazão de base foi representada de forma condizente com os dados observados.

A **Figura 12** exibe a variabilidade mensal da precipitação para o período de 1981 a 2013. O período chuvoso vai de novembro a agosto, enquanto o período seco vai de setembro a outubro. O mês de maio apresenta o maior índice de precipitação da bacia, com 50% da distribuição dos dados ocorrendo entre 290 e 400 mm, variando entre 50 a 700 mm. Entretanto, a variabilidade interanual indica que a estação chuvosa sofre oscilações que promovem eventos com intensa precipitação ou períodos de seca. Por exemplo, embora junho apresente um mês de transição para a estação seca, valores mensais podem superar 500 mm. A análise de outliers indica que eventos de precipitação intensa são mais frequentes que eventos extremos de seca. O período seco apresentou baixos valores de precipitação, inferiores a 100 mm mensais, com valores máximos observados para este período entre 150 e 180 mm.

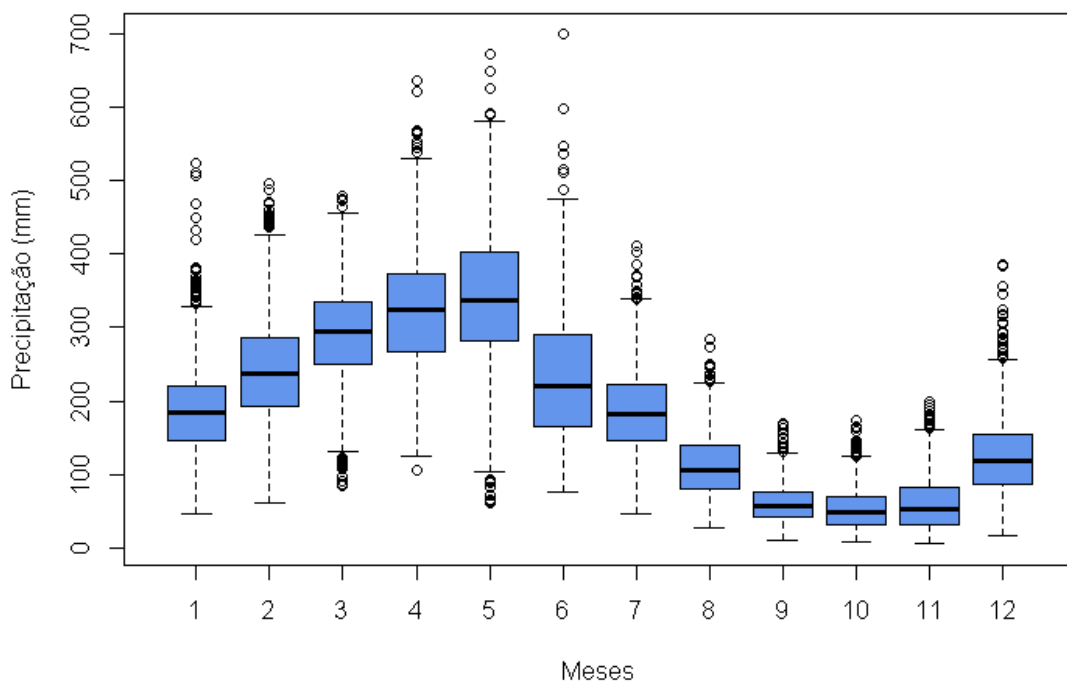


Figura 12: Boxplot da Precipitação na Bacia para o período de 1981 a 2013 , onde os círculos representam os outliers, as caixas representam os quartis 1 e 3 e os whiskers representam os mínimos e máximos.

De acordo com o gráfico de dispersão (**Figura 13**), pode-se verificar que as vazões simuladas e observadas apresentaram uma relação logarítmica com relação forte entre os dados. Para a simulação inicial, percebe-se uma tendência do modelo em superestimar os dados observados, com correlação positiva e com significância estatística (teste t-student, $p < 0.05$). Ressalta-se que embora a relação entre a vazão observada e simulada pelo SWAT possa ser linearizada a partir da transformação log, optou-se por não aplicar a transformação e manter um padrão para todos os resultados analisados. Com a transformação, a correlação dos dados é de 79% com superestimativa de 45% entre os dados.

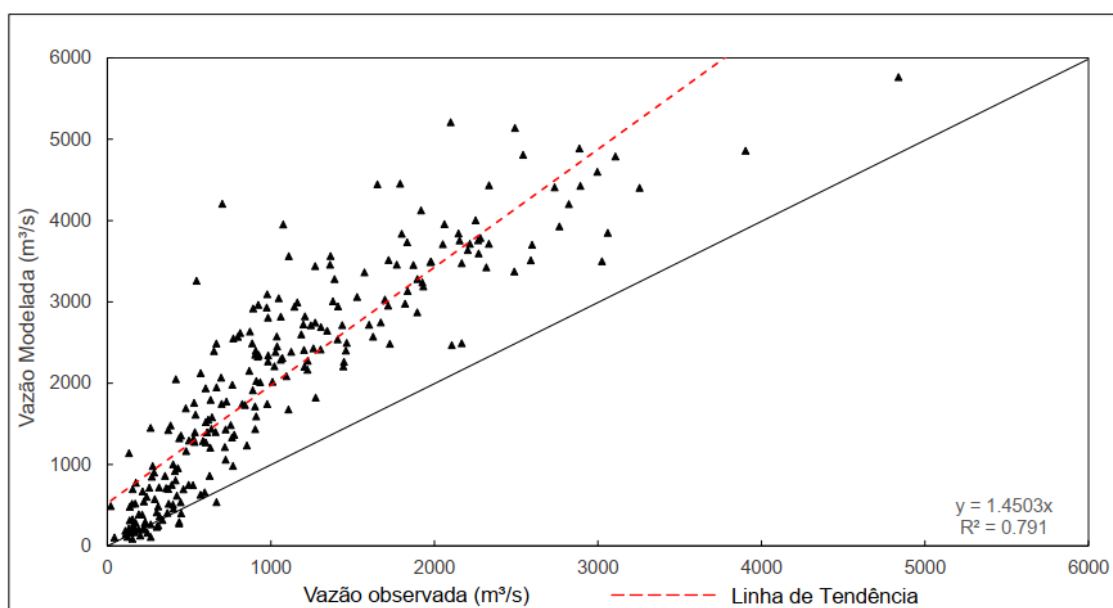


Figura 13: Gráfico de Dispersão da vazão modelada versus observada.

Como forma de avaliar a capacidade do modelo de simular a vazão corretamente foram aplicados testes estatísticos, os quais avaliaram a eficiência dos resultados do modelo a partir da vazão simulada em comparação com a vazão observada. Os resultados apresentados na **Tabela 13** demonstram que as simulações apresentaram desempenho considerado insatisfatório em todos os índices estatísticos, de acordo com Moriasi et al., (2007), com exceção apenas do R^2 e bR^2 . Os índices NS, PBIAS e RSR apresentam valores distantes dos mínimos sugeridos para que a simulação fosse considerada satisfatória, enquanto R^2 e bR^2 apresentaram um bom desempenho. A partir da condução das análises dos resultados iniciais e levando em conta que o modelo não representou de forma satisfatória a vazão, assim como o balanço hídrico da bacia, fazendo-se necessário realizar a análise de sensibilidade e calibração.

Tabela 13: Desempenho do Modelo Inicial.

Estatística	Valor	Desempenho
NS	-0.94	Insatisfatório
PBIAS	-86.9	Insatisfatório
RSR	1.39	Insatisfatório
R ²	0.81	Bom
bR ²	0.56	Bom

6.3. Análise de Sensibilidade, Calibração e Validação

A partir da análise anterior, realizou-se a seleção dos parâmetros utilizados nas etapas de análise de sensibilidade, calibração e validação. Nesta etapa, selecionaram-se 18 parâmetros considerados como fundamentais nas correções e nos ajustes da modelagem inicial, que foram utilizados no ajuste da vazão simulada pelo modelo. Adicionalmente foram determinados os intervalos de variação para cada parâmetro (intervalos mínimos e máximos), os quais se basearam no valor inicial de *default* de cada parâmetro pelo modelo, assim como, em valores obtidos e utilizados previamente na literatura.

Os métodos de alteração de parâmetros utilizados foram o de substituição, na qual o valor *default* do parâmetro foi substituído por um novo valor, e o método de multiplicação, na qual o valor do parâmetro é multiplicado pelo valor obtido acrescidos de 1 unidade. Para a realização desta etapa foram utilizados os anos hidrológicos de 1984 a 2003, mesmo período utilizado posteriormente para a calibração. A análise de sensibilidade foi realizada através da Análise de Sensibilidade Global com a execução de 1000 interações no SWAT CUP. A seleção de parâmetros utilizados com suas descrições e respectivos intervalos e métodos utilizados estão dispostos na **Tabela 14**.

Tabela 14: Parâmetros utilizados na Análise de Sensibilidade, Métodos e Intervalos de Variação. Na coluna Método, M refere-se à multiplicação e S à substituição.

Parâmetro	Descrição	Método	Valor Inicial	Intervalo	
				Min	Max
ALPHA_BF.gw	Fator alfa do fluxo de base (dias)	S	0,048	0	1
BIOMIX.mgt	Eficiência de mistura biológica	S	0,2	0.2	1
CANMX.hru_FRSE	Armazenamento máximo do dossel	S	0	0	40

CANMX.hru_EUCA	Armazenamento máximo do dossel	S	0	0	30
CH_K2.rte	Condutividade hidráulica efetiva na aluvião do canal principal	S	0	0	130
CH_N2.rte	Valor "n" de Manning para o canal principal.	S	0.014	0.02	0.2
CN2.mgt	Curva-número na condição umidade média do solo	M	Variável	-0.2	0.2
EPCO.hru	Fator de compensação de absorção da planta.	S	1	0.01	1
ESCO.hru	Fator de compensação da evaporação do solo.	S	0.95	0.01	1
GW_DELAY.gw	Atraso da água subterrânea (dias).	S	31	0	450
GW_REVAP.gw	Coefficiente de "revap" da água subterrânea.	S	0.02	0.02	0.2
GWQMN.gw	A profundidade limite da água no aquífero raso necessária para que ocorra o fluxo de retorno (mm).	S	1000	0	5000
RCHRG_DP.gw	Fração de percolação do aquífero profundo.	S	0.05	0	1
REVAPMN.gw	Profundidade limite da água no aquífero raso para a ocorrência do "revap" (mm).	S	750	0	500
SOL_ALB().sol	Albedo de solo úmido.	M	Variável	-0.5	0.5
SOL_AWC().sol	Capacidade de água disponível da camada de solo.	M	Variável	-0.5	0.5
SOL_K().sol	Condutividade hidráulica saturada.	M	Variável	-0.5	0.5
SURLAG.bsn	Tempo de retardo do escoamento superficial.	S	4	1	24

O ranqueamento dos parâmetros mais sensíveis obtidos pela sensibilidade global é apresentado na **Figura 14**. De acordo com os resultados obtidos, verifica-se que RCHRG_DP é o parâmetro mais sensível, seguido pelos parâmetros CN2, GW_DELAY, SOL_AWC, SOL_K, ALPHA_BF, GW_REVAP, CANMX_FRSE, CH_N2, CH_K2 e ESCO, sendo estes os parâmetros de maior relevância e de maior potencial de impactar os resultados do modelo em relação a vazão. Parâmetros como REVAPMN, GWQMN, BIOMIX, CANMX_EUCA e SURLAG apresentaram uma menor sensibilidade em relação aos

parâmetros anteriores e, conseqüentemente, menor potencial de impactar os resultados, sendo os parâmetros EPCO e SOL_ALB os parâmetros menos sensíveis.

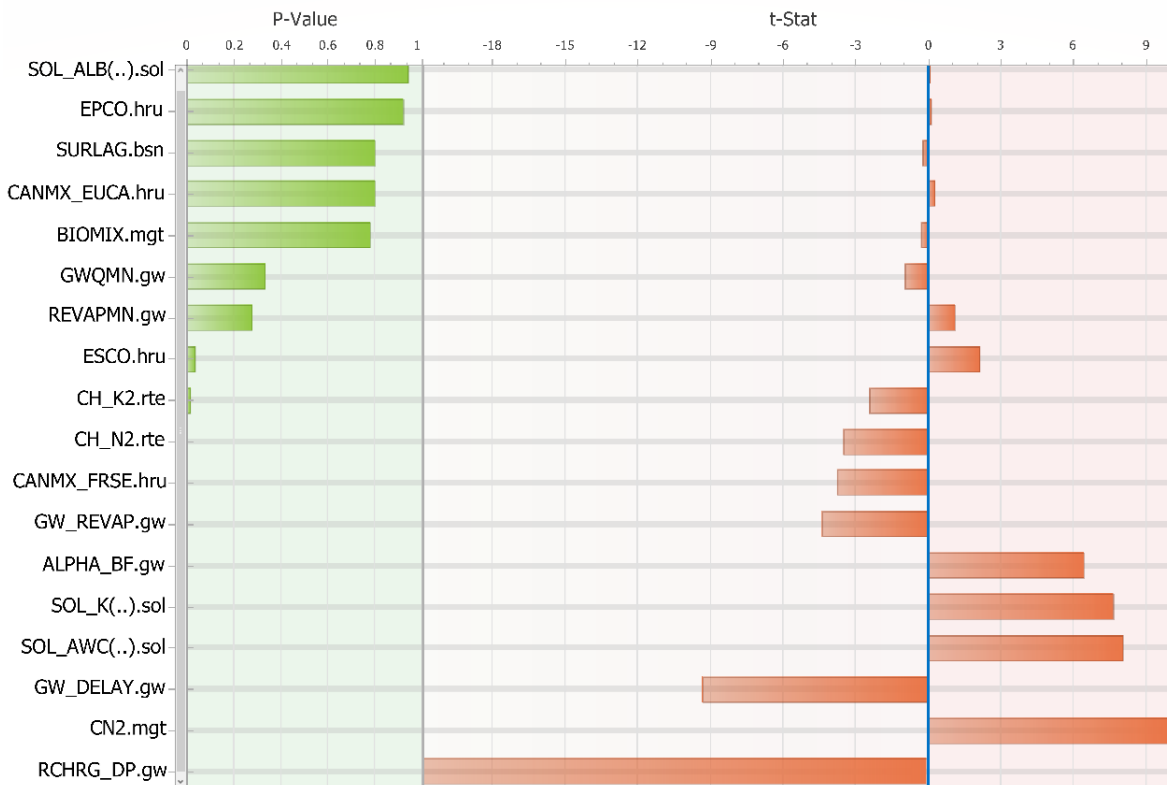


Figura 14: Análise de Sensibilidade expressa pelo gráfico de P-Value e t-stat.

Os valores de t-stat e P-value obtidos são exibidos na **Tabela 15**, juntamente com seu respectivo ranqueamento em ordem crescente.

Tabela 15: Valores de P-value, t-stat e seu respectivo ranking.

Parâmetros	t-stat	P-value	Ranking
RCHRG_DP.gw	-20,851226	0,000000	1
CN2.mgt	9,887617	0,000000	2
GW_DELAY.gw	-9,311302	0,000000	3
SOL_AWC().sol	8,025702	0,000000	4
SOL_K().sol	7,634788	0,000000	5
ALPHA_BF.gw	6,418256	0,000000	6
GW_REVAP.gw	-4,381606	0,000013	7
CANMX.hru_FRSE	-3,745377	0,000190	8
CH_N2.rte	-3,525188	0,000442	9

CH_K2.rte	-2,432442	0,015175	10
ESCO.hru	2,111856	0,034951	11
REVAPMN.gw	1,084078	0,278596	12
GWQMN.gw	-0,975003	0,329799	13
BIOMIX.mgt	-0,281666	0,778258	14
CANMX.hru_EUCA	0,255500	0,798389	15
SURLAG.bsn	-0,252349	0,800824	16
EPCO.hru	0,099409	0,920833	17
SOL_ALB().sol	0,077636	0,938133	18

6.3.1. Calibração e Validação

A calibração semiautomática foi realizada através do SWAT-CUP, utilizando-se os mesmos parâmetros da análise de sensibilidade. A simulação ocorreu do período de 1981 a 2013, sendo assim, definiu-se o período de *warm up* de 3 anos compreendendo os anos hidrológicos de 1981 a 1983. A calibração foi realizada para 20 anos hidrológicos (1984 a 2003). Para a calibração foram realizadas duas interações de 1000 simulações. Destaca-se que, foi realizado uma única simulação, a qual teve seus anos hidrológicos divididos entre *warm up*, calibração e validação. A **Tabela 16** apresenta os parâmetros utilizados, seu valor inicial, o método utilizado, intervalo mínimo e máximo, além do valor ajustado de cada parâmetro.

Tabela 16: Valores Obtidos para cada Parâmetro na Calibração.

Parâmetro	Valor inicial	Método	Intervalo		Valor ajustado
			Min	Max	
ALPHA_BF.gw	0,048	Substituição	0	1	0,56
BIOMIX.mgt	0,2	Substituição	0,2	1	0,72
CANMX.hru_FRSE	0	Substituição	0	40	17,92
CANMX.hru_EUCA	0	Substituição	0	30	4,21
CH_K2.rte	0	Substituição	0	130	4,13
CH_N2.rte	0,014	Substituição	0,02	0,2	0,09
CN2.mgt	Variável	Multiplicação	-0,2	0,2	-0,07
EPCO.hru	1	Substituição	0,01	1	0,69
ESCO.hru	0,95	Substituição	0,01	1	0,29

GW_DELAY.gw	31	Substituição	0	450	46,73
GW_REVAP.gw	0,02	Substituição	0,02	0,2	0,04
GWQMN.gw	1000	Substituição	0	5000	4570,37
RCHRG_DP.gw	0,05	Substituição	0	1	0,22
REVAPMN.gw	750	Substituição	0	500	83,74
SOL_ALB().sol	Variável	Multiplicação	-0,5	0,5	0,08
SOL_AWC().sol	Variável	Multiplicação	-0,5	0,5	0,22
SOL_K().sol	Variável	Multiplicação	-0,5	0,5	0,55
SURLAG.bsn	4	Substituição	1	24	2,37

Após a conclusão da calibração, avaliou-se os índices estatísticos: I) Eficiência Nash-Sutcliffe (NS); II) Taxa de desvio padrão (RSR); III) Percentual bias (PBIAS); IV) Índice de correlação (R^2) e V) e Coeficiente R^2 ajustado (bR^2). De acordo com as métricas de avaliação propostas por Moriasi et al. (2017) e os resultados obtidos nesta etapa, considerou-se a calibração com desempenho “muito bom” (**Tabela 17**). Os resultados obtidos nesta etapa demonstram ainda uma melhora considerável dos dados simulados após a calibração. Adicionalmente, o SWAT CUP fornece ainda métricas como p-factor e r-factor que juntos representam a força da calibração. O resultado obtido para o p-factor demonstra que 84% dos dados observados encontram-se dentro da faixa de incerteza do 95PPU, sendo assim, constata-se um adequado resultado para a calibração.

Tabela 17: Desempenho da Calibração.

p-factor	r-factor	NS	RSR	PBIAS	R^2	bR^2
0,84	0,84	0,85	0,39	-9,5	0,88	0,88
--	--	Muito Bom	Muito Bom	Muito Bom	Bom	Bom

* p-factor ideal (> 0.75) e r-factor ideal (< 1.5) de acordo com (ABBASPOUR et al., 2015).

A **Figura 15** apresenta o resultado da vazão simulada após a calibração, a vazão observada e a faixa de incerteza 95PPU. Desta forma, após a calibração, o modelo representou a vazão de forma mais satisfatória, principalmente em relação a vazão de pico, que obteve uma redução significativa quando comparado com os dados simulados na etapa pré-calibração (**Figura 11**). Em relação aos fluxos de base, verificou-se também um bom ajuste dos dados após a calibração.

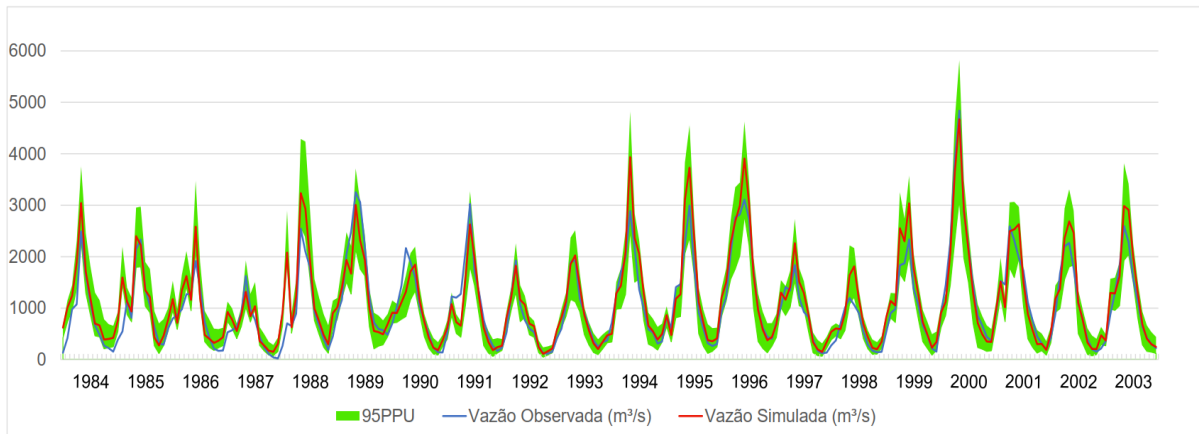


Figura 15: Vazão observada, vazão simulada na calibração e o 95PPU.

O gráfico de dispersão (**Figura 16**) reforça os dados apresentados anteriormente, exibindo uma correlação positiva entre os dados observados e simulados e com significância estatística (teste t-student, $p < 0.05$). Percebe-se que após a calibração os dados apresentam uma relação linear, sem tendência de superestimar os dados.

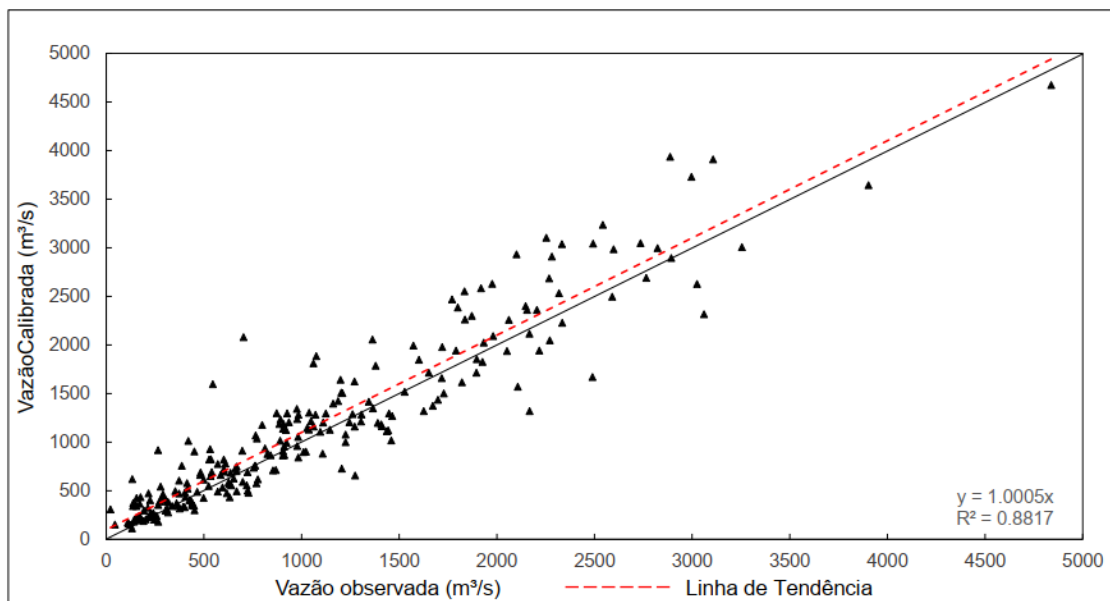


Figura 16: Gráfico de dispersão da vazão calibrada versus observada.

Após a etapa de calibração realizou-se uma nova simulação no modelo (com 1000 interações). Este procedimento consistiu-se na etapa de validação dos dados para os anos hidrológicos de 2004 a 2013, apresentados na **Tabela 18**. Os resultados dos índices estatísticos NS, RSR, PBIAS, R^2 e bR^2 para o período de validação obtiveram respectivamente 0,89, 0,33, -0,6, 0,90 e 0,90, considerados como “muito bom”. Ainda, o p-factor, que indica o percentual da simulação na faixa de incertezas de 95PPU, foi de 93%, considerado adequado para o modelo.

Tabela 18: Desempenho da validação.

p-factor	r-factor	NS	RSR	PBIAS	R²	bR²
0,93	0,78	0,89	0,33	-0,6	0,90	0,9020
--	--	Muito Bom	Muito Bom	Muito Bom	Bom	Bom

O hidrograma (**Figura 17**), apresenta o resultado das vazões simuladas e observadas para o período de validação (2004 - 2013), além da faixa de incerteza do 95PPU. Verifica-se que para o período de validação os resultados obtidos foram melhores que os obtidos para o período de calibração, onde verificou-se uma melhor correspondência entre os dados observados e os dados simulados. Analisando o hidrograma pode-se observar ainda que os erros nos fluxos de pico se mostraram bastante reduzidos após a validação, enquanto o fluxo de base mostrou uma correlação quase perfeita em relação aos dados observados.

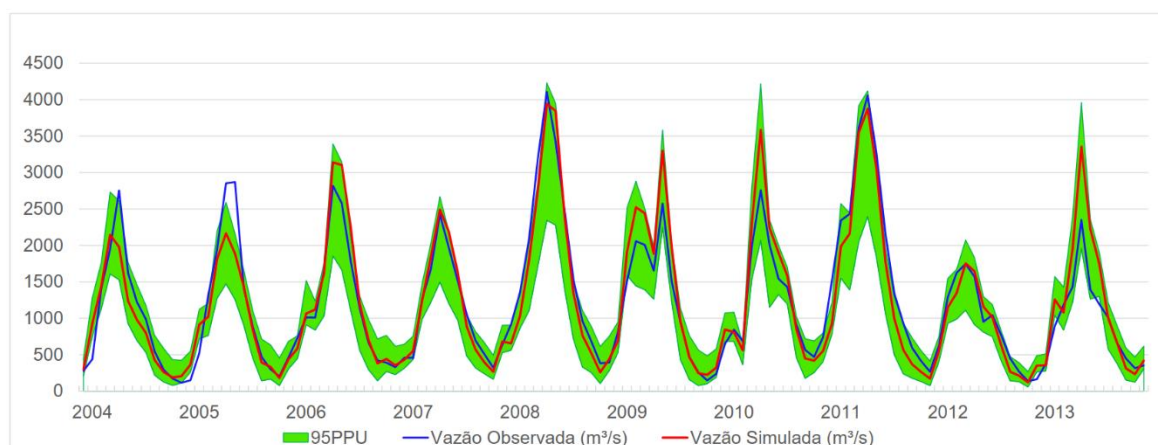


Figura 17: Vazão observada e simulada na validação e o 95PPU.

O diagrama de dispersão (**Figura 18**) referente à etapa de validação do modelo apresenta uma correlação positiva entre os dados simulados e observados (teste t-student, $p < 0.05$). Assim como discutido anteriormente na etapa de calibração, a validação apresentou uma grande melhora nos dados simulados em relação aos dados observados, principalmente quando comparado com os dados da modelagem inicial antes da calibração, apresentado no tópico 6.2.

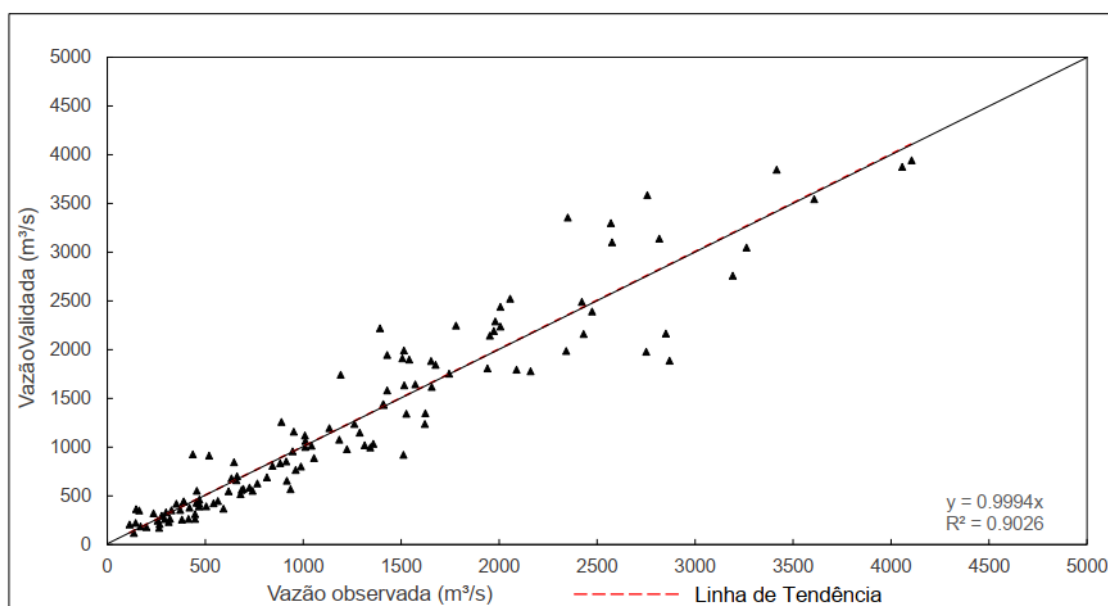


Figura 18: Gráfico de dispersão da validação.

6.4. Análise do Modelo Calibrado- Modelo Base

Com a calibração do modelo, obtiveram-se novos valores para os parâmetros de configuração, os quais foram inseridos no modelo padrão e uma nova simulação foi realizada. A partir dessa nova simulação foram obtidas as médias mensais dos dados do balanço hídrico para a área de estudo (**Tabela 19**). Adicionalmente, a partir desses dados mensais foram estimados os valores para estes mesmos componentes só que em termos anuais, permitindo uma melhor análise desses dados. A análise desses componentes do ciclo hidrológico permite observar que em termos mensais a precipitação apresenta uma média de 184,38 mm ou uma média anual de 2212,56 mm.

Tabela 19: Balanço Hídrico do Modelo Calibrado.

	PR	ET	WYLD	SW	GWQ	SURQ
Modelo Base	184,38	109,85	63,25	311,85	16,73	4,24

Onde PR representa a precipitação (mm); ET representa a Evapotranspiração (mm); WYLD representa o Rendimento de água (mm); SW representa a Água no Solo (mm); GWQ representa o Aquífero Raso (mm) e SURQ representa o escoamento Superficial (mm).

A evapotranspiração (ET) apresentou valores mensais de 109,85 mm, enquanto em termos anuais esse componente apresentou um valor de 1318,25 mm. Em relação a percolação foi observado valor mensal médio de 36,08 mm e 432,96 mm para a média anual. O fluxo base, representado pelo fluxo que sai do aquífero raso e contribui com a vazão foi de 16,72 mm, média anual de 200,7 mm. O escoamento superficial foi o componente com os

menores valores observados, obtendo em termos mensais uma média de 4,24 mm e anuais de 50,89 mm.

A **Figura 19**, exibe a variabilidade temporal dos componentes do balanço hídrico para o modelo base (1984 – 2013) em termos mensais. Em relação a todos os componentes analisados, verificou-se uma baixa variabilidade. A precipitação (pr) apresenta mínimos de 130 mm e máximos de aproximadamente 230 mm, sendo assim possui uma amplitude em torno de 100 mm, e valores da mediana estando próximo de 180 mm. Para a ET, verificou-se mínimos de 100 mm e máximos próximos de 130 mm, possuindo assim uma amplitude de aproximadamente 30 mm, e valores da mediana estando pouco acima de 100 mm. Em relação ao WYLD, que se refere ao rendimento de água, observou-se que este componente possui mínimos de 30 mm e máximos próximos dos 100 mm, atribuindo-lhe assim uma amplitude em torno de 70 mm, e valores da mediana pouco inferiores a 75 mm.

O SW, que representa a água no solo, foi o componente com maior ocorrência apresentando os maiores valores observados, com mínimos em torno de 275 mm e máximos em pouco mais de 330 mm, conferindo-lhe uma amplitude de aproximadamente 55 mm, e os valores de sua mediana estando próximos de 315 mm. O GWQ, que se refere ao aquífero raso, foi um dos componentes menos incidentes sobre o atual balanço hídrico da bacia, seus mínimos estão em valores de 0 mm e seus máximos em torno de 30 mm, sendo assim possui uma amplitude de apenas 30 mm, e os valores de sua mediana em 25 mm. O SURQ, que se trata do escoamento superficial, foi o componente do balanço hídrico menos incidente com valores mínimos próximos de 0 mm e seus máximos não ultrapassam os 9 mm, o que lhe garante assim uma amplitude de 9 mm, e valores de sua mediana estando próximos de 3 mm.

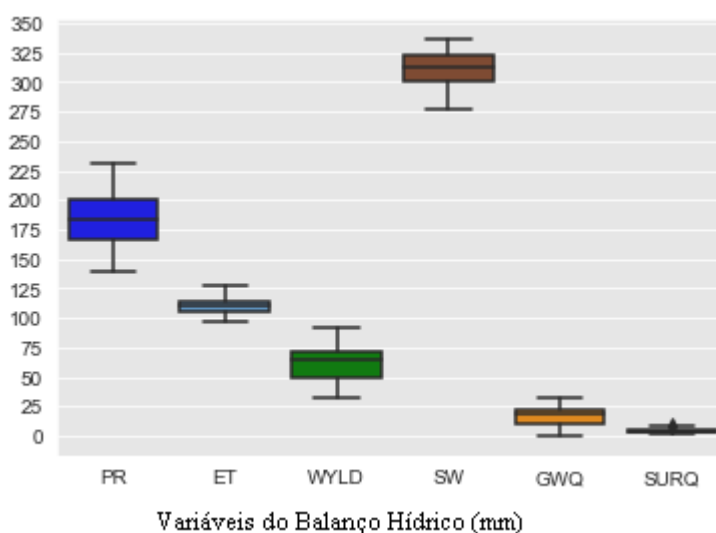


Figura 19: Variabilidade temporal dos componentes do balanço hídrico mensal para o cenário base (1984 – 2013).

6.5. Cenários de Uso da Terra

Os resultados dos cenários de uso e cobertura da terra foram obtidos após o processamento no SWAT e apresentados na **Tabela 20**. Verifica-se que na projeção “Desmatamento 1” ocorreram poucas alterações no uso e cobertura da terra. Nesse cenário, a floresta nativa prevista é de 96,92% da área da bacia, enquanto a pastagem corresponde à 2,80% da área de estudo, Eucalyptus à 0,17% e hidrologia à 0,11%. Para o cenário de “desmatamento 2”, a previsão é de uma redução acentuada da floresta nativa, 63,91% da área por pastagem e agropecuária, com estimativa de 35,91% de substituição, com o Eucalyptus ocupando 0,14% e corpos hídricos 0,04%. Sendo assim, pode-se verificar que em relação ao atual uso e cobertura da terra (Item 6.1) a projeção “Desmatamento 1” exibiu pequena diferença, mantendo-se bastante próximo do atual, entretanto a projeção “Desmatamento 2” apresentou um aumento de pastagens ocupando áreas de Floresta Ombrófila densa.

Tabela 20: Projeções de Desmatamento.

Uso da Terra	Desmatamento 1		Desmatamento 2	
	Área (Hectares)	Área (%)	Área (Hectares)	Área (%)
Floresta Nativa	5.578.745,15	96,92	3.678.790,06	63,91
Pastagem	161.047,24	2,80	2.066.956,98	35,91
Eucalyptus	9973,28	0,17	8226,47	0,14
Água	6346,61	0,11	2138,76	0,04

6.6. Projeções de Mudanças Climáticas

As projeções climáticas provenientes do modelo CanESM2 dos RCPs 4.5 e 8.5 regionalizados para a América do Sul após a correção de *bias* projetam uma redução da precipitação em ambos os cenários, conforme pode ser observado na **Tabela 21**. Para a climatologia da precipitação média mensal as projeções climáticas indicam uma diminuição para a área de estudo. Para o cenário RCP 4.5 a média mensal é de 164,55 mm e média anual de 1974,63 mm, o que representa uma redução de 10,25% da precipitação. Em relação à projeção para o cenário RCP 8.5, estima-se uma média mensal de 163,01 mm, o que representa uma redução de 11,59% em relação às observações atuais.

Tabela 21: Alteração da precipitação para os cenários de mudanças climáticas.

Cenários	Média mensal (mm)	Média Anual (mm)	Alteração %
Atual	184,38	2212,56	--

RCP 4.5	164,55	1974,63	-10,25
RCP 8.5	163,01	1956,15	-11,59

A **Figura 20** representa a variabilidade temporal dos dados de precipitação anual como base nas observações atuais, em comparação com as projeções de mudanças climáticas dos RCP 4.5 e 8.5 do modelo CanESM2. Em relação a precipitação do período atual pode-se verificar que esta possui uma baixa variabilidade em termos médios mensais, com seus mínimos em torno de 100 mm e seus máximos em 130 mm, o que lhe atribui uma variabilidade de 30 mm, e sua mediana em torno de 110 mm. Já para as projeções climáticas observa-se um aumento dessa variabilidade temporal, devido principalmente a ampliação dos seus mínimos e máximos. Ambas projeções (RCP 4.5 e 8.5) verifica-se os mínimos em aproximadamente 25 mm e os máximos em torno de 440 mm, o que atribui para ambos uma amplitude média de 415 mm. A grande diferença entre esses cenários é o valor da mediana, que no RCP 8.5 se mostrou com um pequeno aumento quando comparado com o cenário atual, com valor em torno de 130 mm, enquanto no RCP 4.5 o valor da mediana apresentou um valor de aproximadamente 160 mm.

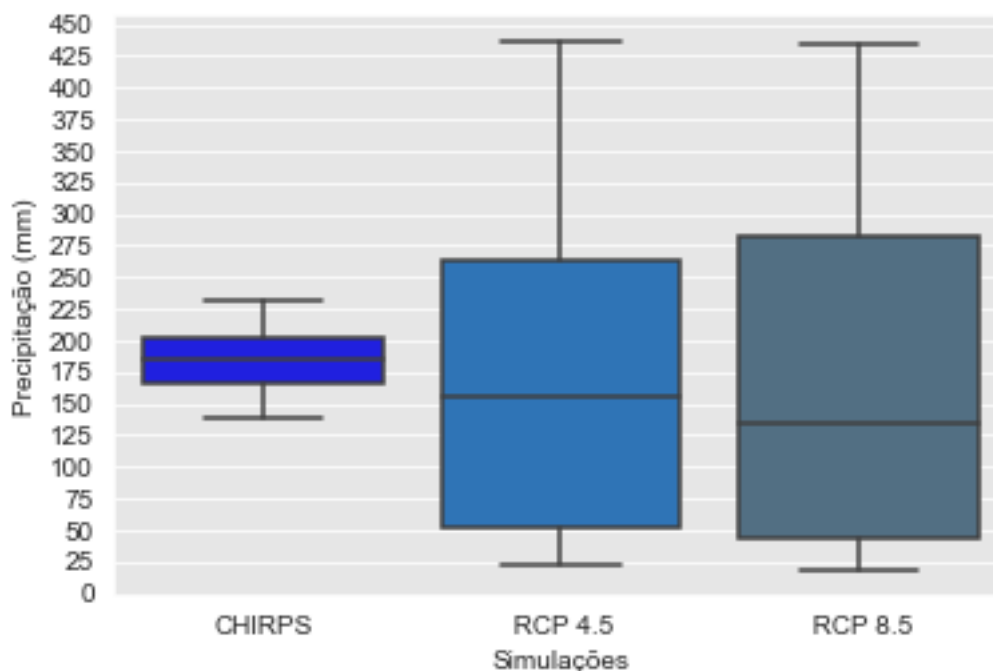


Figura 20: Variabilidade temporal das projeções de mudanças climáticas para os cenários RCP 4.5 e 8.5 do Modelo CanESM2 (2014 – 2050) em comparação aos dados do CHIRPS (1984 – 2013).

Em relação a temperatura mínima e máxima, os resultados obtidos (**Tabela 22**) indicam incrementos médios de 2°C em todos os cenários, tanto de temperatura mínima

quanto máxima. Para o cenário atual foram utilizados dados de reanálise, conforme destacado nos tópicos anteriores, onde os mínimos médios para estes dados ficaram em 21,03° e os máximos em torno de 31,04°C. Para os resultados do RCP 4.5 observa-se que os mínimos ficam em torno de 23,45° C, obtendo assim um incremento de 2,42°C, enquanto os máximos ficam em torno de 33,20°C, tendo assim um incremento de 2,16°C. Os resultados para o RCP 8.5 apresentam valores médios de temperatura mínima de 23,70°C, obtendo assim um incremento de 2,76°C e máximos de 33,46°C, com um incremento de 2,42°C em relação às médias observadas.

Tabela 22: Alteração da temperatura para os cenários de mudanças climáticas.

Cenários	Média Mínima Anual	Alteração	Média Máxima Anual	Alteração
Atual	21,03°C	--	31,04°C	--
RCP 4.5	23,45°C	+ 2,42°C	33,20°C	+ 2,16°C
RCP 8.5	23,70°C	+ 2,67°C	33,46°C	+ 2,42°C

6.7. Impactos Observados nos Componentes do Balanço Hídrico

Os resultados obtidos em relação aos componentes do balanço hídrico permitem verificar que as alterações ambientais simuladas causam impactos consideráveis na bacia (Tabela 23). A precipitação apresentou uma redução que varia entre 10,25% para os cenários 1 e 3 e 11,59% para os cenários 2 e 4. Pode-se destacar ainda que os cenários 1 e 2 representam de forma mais significativa os impactos das mudanças climáticas, visto a baixa alteração verificadas nas projeções de desmatamento para os cenários de uso e cobertura da terra. Já os cenários 3 e 4, além de representar o impacto das mudanças climáticas, representam alterações significativas sobre o uso e ocupação da terra, mais especificamente da conversão da Floresta Amazônica em pastagens e agropecuária.

Assim como a precipitação, a ET apresentou uma diminuição considerável, aproximadamente -25,84%, -28,28%, -25,92% e -28,38% %, para os cenários 1, 2, 3 e 4, respectivamente. A principal diferença refere-se principalmente à alterações do uso da terra para os cenários 3 e 4, uma vez que a cobertura vegetal tem maior impacto (transpiração vegetal).

Tabela 23: Impactos Projetados nos componentes do Balanço Hídrico.

Cenários	PRECIP	Alteração %	ET	Alteração %	WYLD	Alteração %
-----------------	---------------	--------------------	-----------	--------------------	-------------	--------------------

Base	184,38	--	109,85	--	63,25	--
Cen 1	164,55	-10,25%	81,46	-25,84%	75,14	18,79%
Cen 2	163,01	-11,59%	78,78	-28,28%	76,63	21,15%
Cen 3	164,55	-10,25%	81,37	-25,92%	75,00	18,57%
Cen 4	163,01	-11,59%	78,67	-28,38%	76,56	21,04%
Cenários	SW	Alteração %	GW_Q	Alteração %	SURQ	Alteração %
Base	311,85	--	16,73	--	4,24	--
Cen 1	213,21	-31,63%	26,50	58,39%	5,39	27,12%
Cen 2	208,15	-33,25%	27,28	63,06%	5,73	35,14%
Cen 3	188,62	-39,51%	30,10	79,91%	8,22	93,86%
Cen 4	206,76	-33,69%	26,01	55,46%	7,95	87,5%

O WYLD refere-se ao rendimento de água na bacia, ou seja, a quantidade de água que sai da sub-bacia e contribui com o fluxo do rio. Entre as variáveis que influenciam no WYLD estão o escoamento superficial (SURQ), o fluxo lateral (LATQ), a contribuição de água subterrânea para o fluxo (GWQ) e a subtração da taxa média de perda de água ao alcance da transmissão através do leito do rio (TLOSS). Nos cenários analisados, esse componente apresentou um aumento entre 18,57% e 21,15%. Esse aumento se deve a maiores alterações nos componentes que formam o rendimento de água como o GWQ, SURQ e LATQ principalmente.

O SW é um componente que representa a quantidade de água no perfil de solo (mm). Os resultados obtidos permitem verificar uma redução significativa para esse componente com valores variando entre -31,63% e -39,51%. Para esse componente pode-se observar um agravamento da redução da quantidade de água no solo dos cenários 3 e 4 em relação aos demais cenários simulados, sendo o cenário 1 o menos impactado por tal alteração (-31.63%) e o 3 apresentando a maior redução, o qual fica próximo de 40% de redução. Essa redução se deve principalmente a mudanças no uso do solo, mais especificamente da conversão das florestas em pastos e da diminuição da precipitação na bacia.

A contribuição da água subterrânea para o fluxo (GW_Q, mm) é definida como o fluxo de base. Esse fluxo refere-se ao escoamento subterrâneo ou mesmo do aquífero raso que contribui com o fluxo da vazão do rio. Para esse componente pode-se observar um aumento em relação ao cenário base, entre 55.46% e 79.91%. Os menores valores de

alteração foram observados nos cenários 1 e 4, enquanto nos cenários 2 e 3 apresentaram alterações muito mais significativas.

Outro componente que apresentou expressivo aumento em relação ao cenário base foi o Escoamento Superficial (SURQ). Apesar de apresentar valores médios mensais em torno de 4,24 mm para toda bacia, nos cenários 1 e 2 este apresenta alterações de 27,12% e 35,14%, respectivamente. Entretanto pode-se observar que nos cenários 3 e 4 há uma alteração de 98,86% e 87,5% respectivamente. O aumento desse componente tem relação direta com o aumento das pastagens na bacia, agravados pelas mudanças climáticas que alteram a variabilidade e intensidade da precipitação.

6.8. Variabilidade dos Componentes do Balanço Hídrico

A **Figura 21** representa a variabilidade temporal dos componentes do balanço hídrico do cenário base em relação aos cenários simulados. A **Figura 21A** exibe a variabilidade mensal para o período 2014–2050 para a ET (mm, Figura 21a) e Rendimento de Água (mm, Figura 21B). Em relação a ET, pode-se verificar que apesar da sua redução média, esta apresentou uma elevada variabilidade nos dados simulados quando comparada ao cenário base. O cenário base apresenta mínimos de 97 mm e máximos de aproximadamente 127 mm, sendo assim, possui uma amplitude de 30 mm, e valores da mediana estando próximos de 112 mm. Entretanto, para os cenários simulados observa-se uma ampliação dos mínimos e máximos observados, que variam entre 18 e 118 mm respectivamente. A alta variabilidade refere-se à previsão do modelo de secas mais severas para a Bacia Amazônica, isso faz com que os valores mínimos caiam significativamente devido ao prolongamento de meses secos no ciclo hidrológico.

A **Figura 21B** exibe o rendimento de água para as simulações. O cenário base apresenta valor mínimo de 32 mm e máximo de 92 mm, uma amplitude de 62 mm e mediana de 70 mm. Para os cenários simulados, observa-se uma amplitude maior dos valores observados, com os mínimos próximos a zero e os máximos em 300 mm. Em termos de mediana os valores obtidos para os cenários futuros ficam próximos do cenário base, variando em torno de 50 a 70 mm, indicando uma diminuição nessa variável.

A **Figura 21C** exibe os resultados obtidos para a água no solo (mm). Para a simulação base, os mínimos observados ficaram próximos à 275 mm e os máximos em 336 mm, uma amplitude de 60 mm, enquanto a mediana para o cenário base encontra-se em torno de 320 mm. Em relação aos cenários futuros, observa-se um aumento da amplitude e medianas entre 260 e 300 mm.

Para o aquífero raso (**Figura 21D**), que se trata da contribuição do aquífero raso para o fluxo do rio, é possível constatar uma menor variabilidade nos dados do cenário base, a principal influência das simulações dos cenários nessa variável é o aumento da intensidade da precipitação, ou seja, além das secas prologadas, há um aumento na precipitação máxima diária e, conseqüentemente, um aumento acentuado na média mensal. Essa característica faz com que os cenários 1 a 4 apresentem uma maior variabilidade e uma média maior quando comparada ao cenário base. O mesmo padrão é encontrado no escoamento superficial (**Figura 21E**), uma vez que uma precipitação mais intensa aumenta o escoamento superficial.

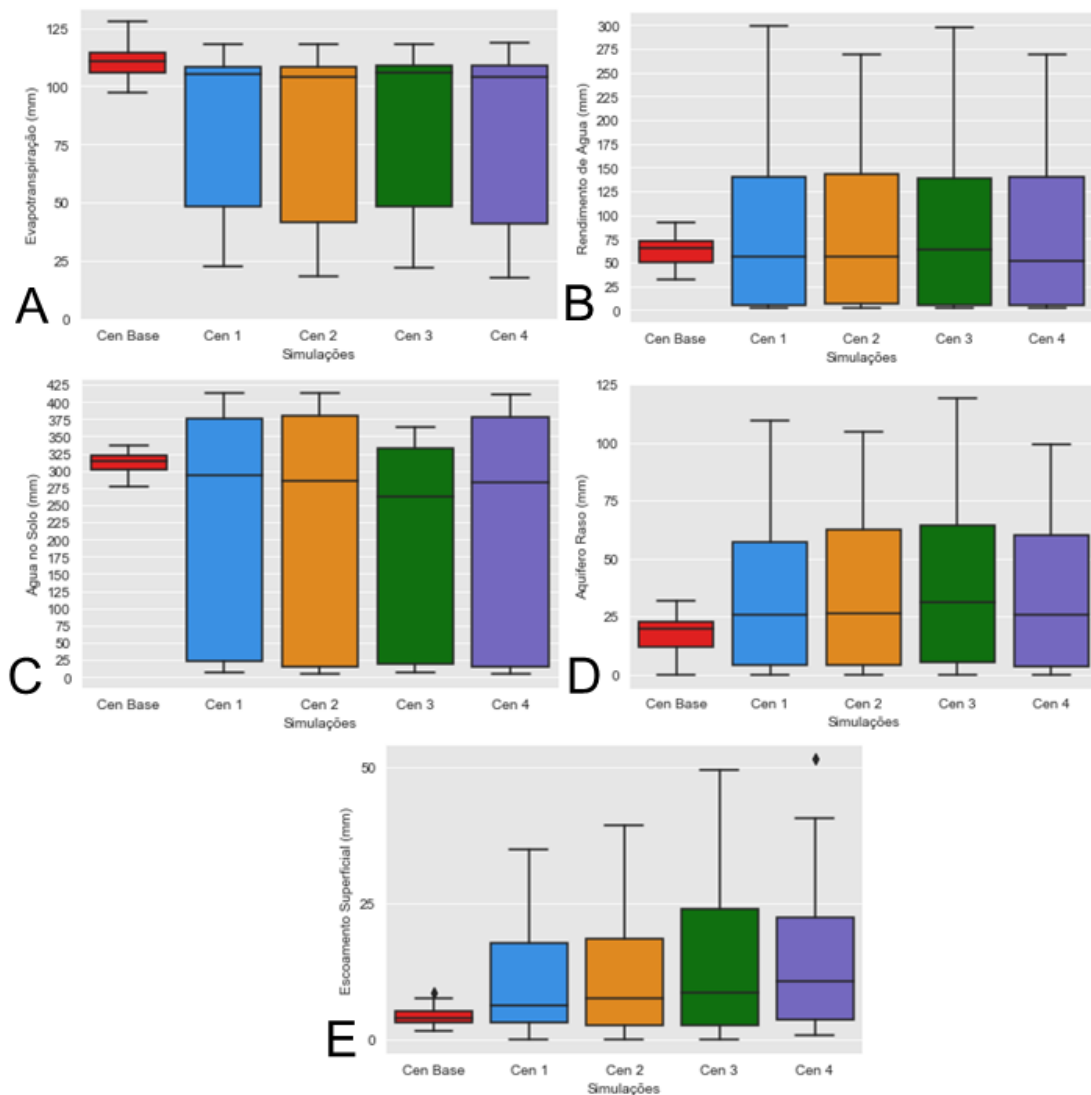


Figura 21: Variabilidade dos Componentes do Balanço Hídrico (A) Variabilidade da evapotranspiração; (B) Variabilidade do Rendimento de Água; (C) Variabilidade da Água no Solo; (D) Variabilidade do Aquífero Raso; (E) Variabilidade do Escoamento Superficial.

6.9. Distribuição Espacial dos Componentes do Balanço Hídrico

A **Figura 22** representa a distribuição espacial da precipitação para a rodada de controle (base) e os 4 cenários simulados. Nas simulações, as alterações ocorrem em duas variáveis principais: i) precipitação, e ii) Uso do Solo. Desta forma, a variação da precipitação nos cenários ocorre apenas em função dos dados de controle (CHIRPS) e das projeções climáticas (RCP 4.5 e RCP 8.5). Como indicado anteriormente, os dados do RCP 4.5 e RCP 8.5 apresentam uma redução de 10,25% e 11,60% para a BHRJ, respectivamente.

A Figura 22a exibe a distribuição espacial da precipitação para as sub-bacias da BHRJ estimadas a partir do CHIRPS e simuladas para 1984–2013. Percebe-se que os valores médios mensais são superiores a 160 mm em todas as sub-bacias, com maior incidência de precipitação em sub-bacias localizadas ao norte e na região Sudeste. As Figuras 22B e 22D apresentam a variabilidade da precipitação nas sub-bacias a partir dos dados do RCP 4.5, ou seja, são idênticas (o mesmo ocorre com as Figuras 22C e 22E, dados RCP 8.5). Ao analisar a variabilidade entre as simulações, percebe-se uma diminuição nos valores de precipitação na porção central da BHRJ (-60 mm). As regiões ao Norte e ao Sul possuem a tendência de manter o padrão pluviométrico em relação ao período histórico.

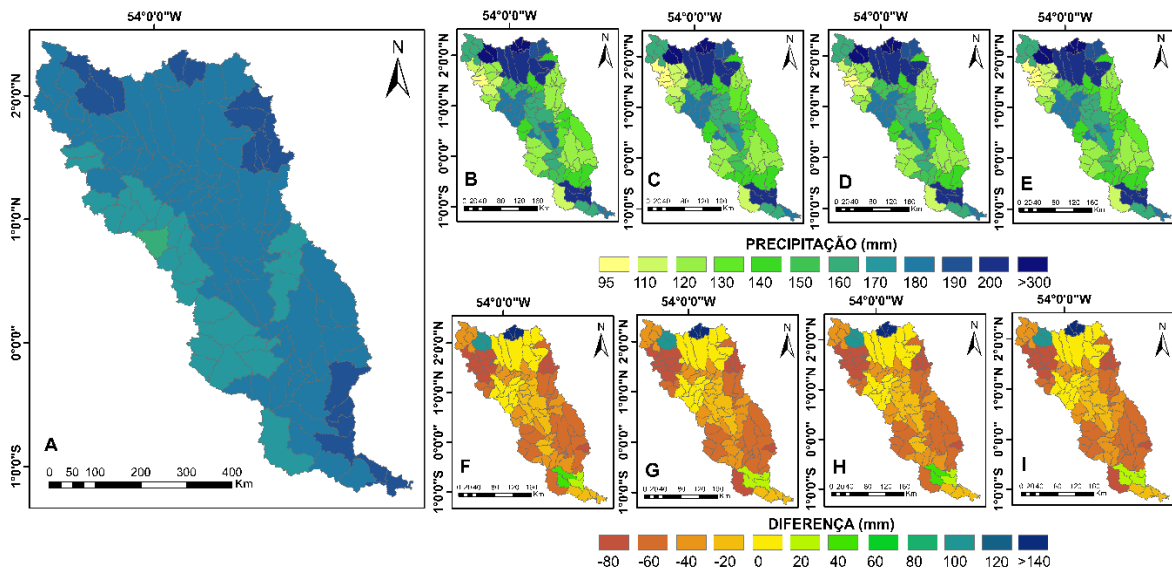


Figura 22: Precipitação para as simulações realizadas no SWAT. (A) Simulação de controle; (B) Simulação Cenário 1; (C) Simulação Cenário 2; (D) Simulação Cenário 3; (E) Simulação Cenário 4; (F) Diferença Cenário 1; (G) Diferença Cenário 2; (H) Diferença Cenário 3; (I) Diferença Cenário 4.

A **Figura 23** representa a distribuição espacial da ET para a rodada de controle (base) e os 4 cenários simulados. A evapotranspiração é uma função das características do uso e cobertura da terra e das variáveis climáticas. Como indicado anteriormente, a ET na BHRJ

apresentou uma diminuição global de 25% a 28%, decorrentes principalmente das condições climáticas (precipitação, temperatura mínima e temperatura máxima) dos cenários RCP 4.5 e 8.5, respectivamente. Nas simulações, as mudanças no uso e cobertura da terra (LULCC) são responsáveis por menos de 1% das alterações na evapotranspiração da BHRJ.

A **Figura 23A** exibe a distribuição espacial da ET para as sub-bacias da BHRJ no cenário de controle (Base). Percebe-se que os valores médios mensais são superiores a 100 mm em todas as sub-bacias, com maior incidência de ET em sub-bacias localizadas na região Centro-Sul. Ao analisar a variabilidade entre as simulações, percebe-se uma diminuição nos valores da evapotranspiração na porção central da BHRJ (-21 mm, Figuras 23F-I). As regiões a Noroeste e a Sul possuem a tendência de uma menor redução dos valores de ET em relação à simulação de controle (>-15 mm).

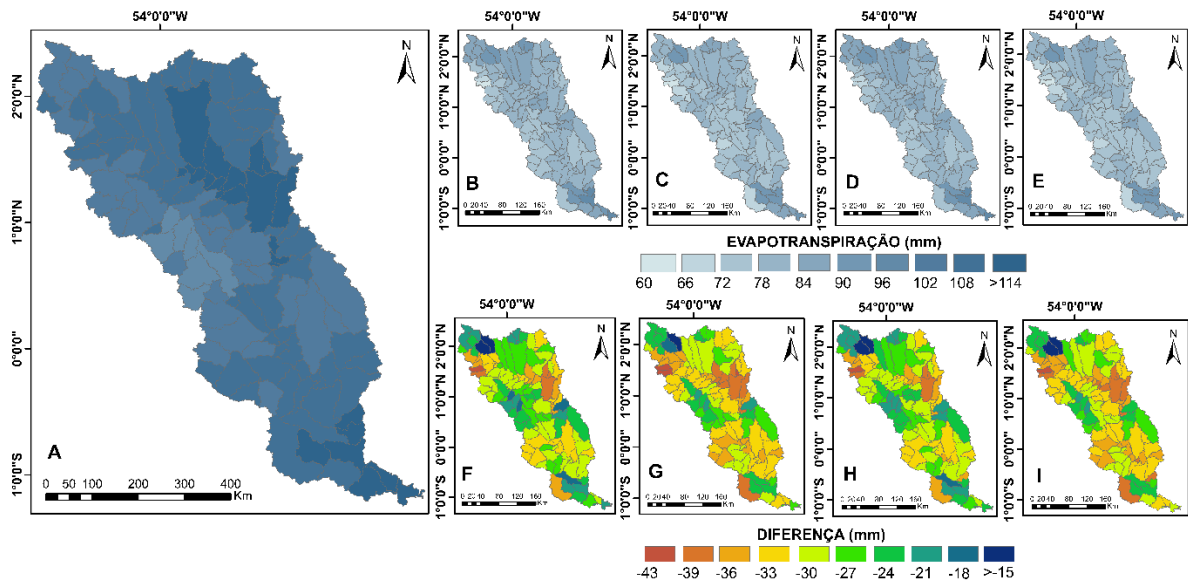


Figura 23: Evapotranspiração para as simulações realizadas no SWAT. (A) Simulação de controle; (B) Simulação Cenário 1; (C) Simulação Cenário 2; (D) Simulação Cenário 3; (E) Simulação Cenário 4; (F) Diferença Cenário 1; (G) Diferença Cenário 2; (H) Diferença Cenário 3; (I) Diferença Cenário 4.

A **Figura 24** representa a distribuição espacial do rendimento de água (WYLD) para a rodada de controle (base) e as 4 cenários simulados. O rendimento de água refere-se a quantidade de água que sai da sub-bacia e contribui com o fluxo do rio. Como indicado anteriormente, o WYLD na BHRJ apresentou um aumento global de 18% a 21%, decorrentes principalmente em razão das alterações climáticas (precipitação, temperatura mínima e temperatura máxima) dos cenários RCP 4.5 e 8.5, respectivamente. Nas simulações, as LULCC são responsáveis por menos de 1% das alterações no rendimento de água da BHRJ.

A **Figura 24A** exibe a distribuição espacial do WYLD para as sub-bacias da BHRJ no cenário de controle (Base). Percebe-se que os valores médios mensais são inferiores a 95 mm em todas as sub-bacias, sendo que sua maior incidência é verificada em sub-bacias localizadas na região Centro-Sul e Norte. Ao analisar a variabilidade entre as simulações, percebe-se um aumento acentuado nos valores do rendimento de água na região Norte da BHRJ (>150 mm, Figuras 23F-I). A região Centro-Sul e Noroeste apresentaram tendência de diminuição dos valores de rendimento de água em relação à simulação de controle (<- 41 mm).

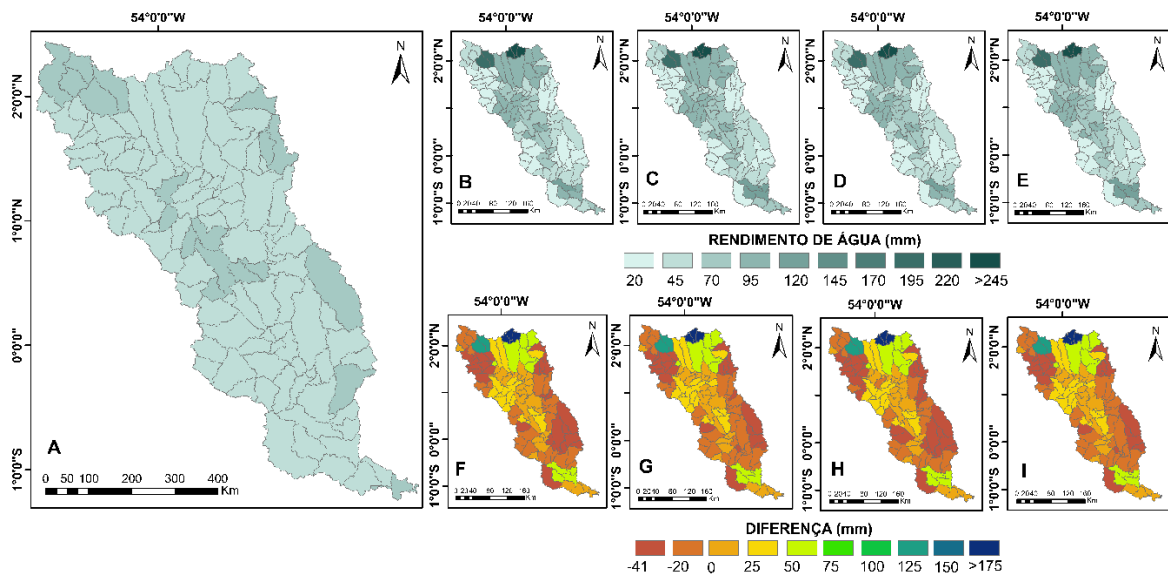


Figura 24: Rendimento de água para as simulações realizadas no SWAT. (A) simulação de controle; (B) simulação cenário 1; (C) simulação cenário 2; (D) Simulação Cenário 3; (E) Simulação Cenário 4; (F) Diferença Cenário 1; (G) Diferença Cenário 2; (H) Diferença Cenário 3; (I) Diferença Cenário 4.

A **Figura 25** representa a distribuição espacial de água no solo (SW) para a rodada de controle (base) e as 4 cenários simulados. A água no solo refere-se à quantidade de água no perfil de solo. Como indicado anteriormente, o SW na BHRJ apresentou uma redução global de 31% e 39%, decorrentes principalmente em razão das alterações climáticas (precipitação, temperatura mínima e temperatura máxima) dos cenários RCP 4.5 e 8.5, respectivamente. Nas simulações, as LULCC são responsáveis por apenas 8% das alterações da disponibilidade de água no solo da BHRJ.

A **Figura 25A** exibe a distribuição espacial do SW para as sub-bacias da BHRJ no cenário de controle (Base). Percebe-se que os valores médios mensais são superiores a 250 mm na maioria das sub-bacias, com maior incidência de SW em sub-bacias localizadas na região Sul e Norte, com excessão de algumas sub-bacias na região central com valores

próximos de 215 mm. Ao analisar a variabilidade entre as simulações, percebe-se uma redução nos valores de água no solo na região Nordeste e Centro-Sul da BHRJ (>-143 mm, Figuras 23F-I). As regiões Centro-Oeste e Noroeste apresentaram as menores tendências de redução de água no solo em relação à simulação controle (>-23 mm).

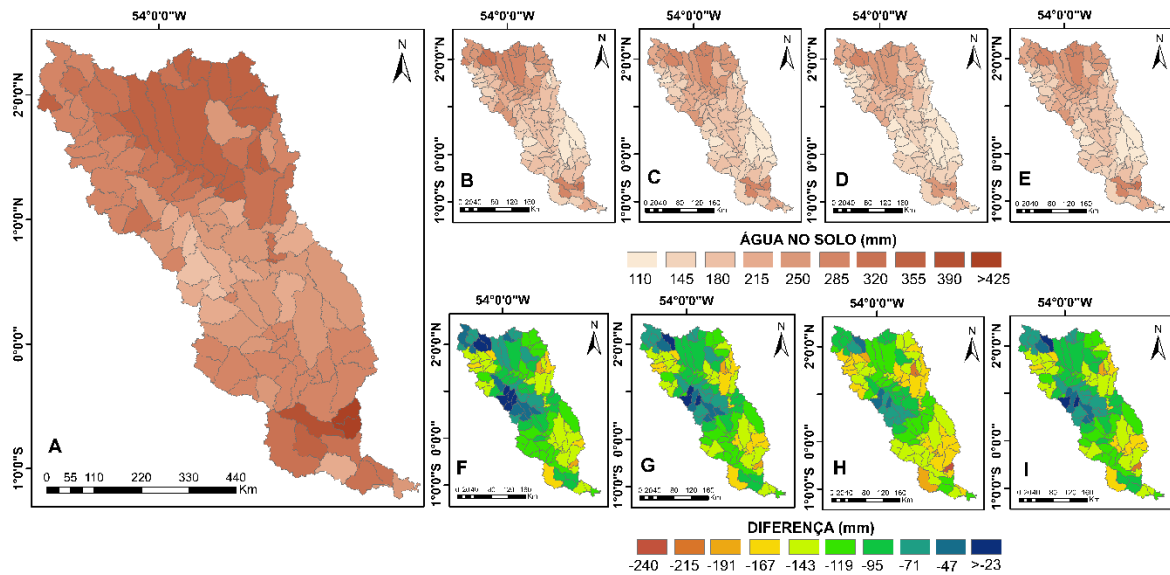


Figura 25: Disponibilidade de Água no Solo para as simulações realizadas no SWAT. (A) Simulação de controle; (B) Simulação Cenário 1; (C) Simulação Cenário 2; (D) Simulação Cenário 3; (E) Simulação Cenário 4; (F) Diferença Cenário 1; (G) Diferença Cenário 2; (H) Diferença Cenário 3; (I) Diferença Cenário 4.

A **Figura 26** representa a distribuição espacial da contribuição da água subterrânea para o fluxo (GW_Q) para a rodada de controle (base) e as 4 cenários simulados. A contribuição de água subterrânea para o fluxo refere-se à água do aquífero raso que retorna ao alcance em determinada etapa de tempo e contribui com a vazão do rio. Como indicado anteriormente, o GW_Q na BHRJ apresentou uma aumento global de 55% a 79%, decorrentes em razão das alterações climáticas (precipitação, temperatura mínima e temperatura máxima) dos cenários RCP 4.5 e 8.5, respectivamente, representando 80% destas alterações. Nas simulações, as LULCC são responsáveis por menos de 20% das alterações no aquífero raso da BHRJ.

A **Figura 26A** exhibe a distribuição espacial do GW_Q para as sub-bacias da BHRJ no cenário de controle (base). Percebe-se que os valores médios mensais são inferiores a 51 mm em todas as sub-bacias, com maior incidência de GW_Q em sub-bacias localizadas na região Centro-Sul e Norte. Ao analisar a variabilidade entre as simulações, percebe-se um aumento acentuado nos valores do Aquífero Raso na região Norte da BHRJ (>120 mm, Figuras 23F-I). A região Centro-Norte e Sul apresentaram pequeno aumento ou mesmo não apresentaram

variação do aquífero raso em relação à simulação controle (0 - 30 mm), enquanto as regiões Centro-Oeste, Centro-Leste, Sudoeste, Noroeste e Nordeste apresentaram tendência negativa para o aquífero raso em relação à simulação controle (-20 mm).

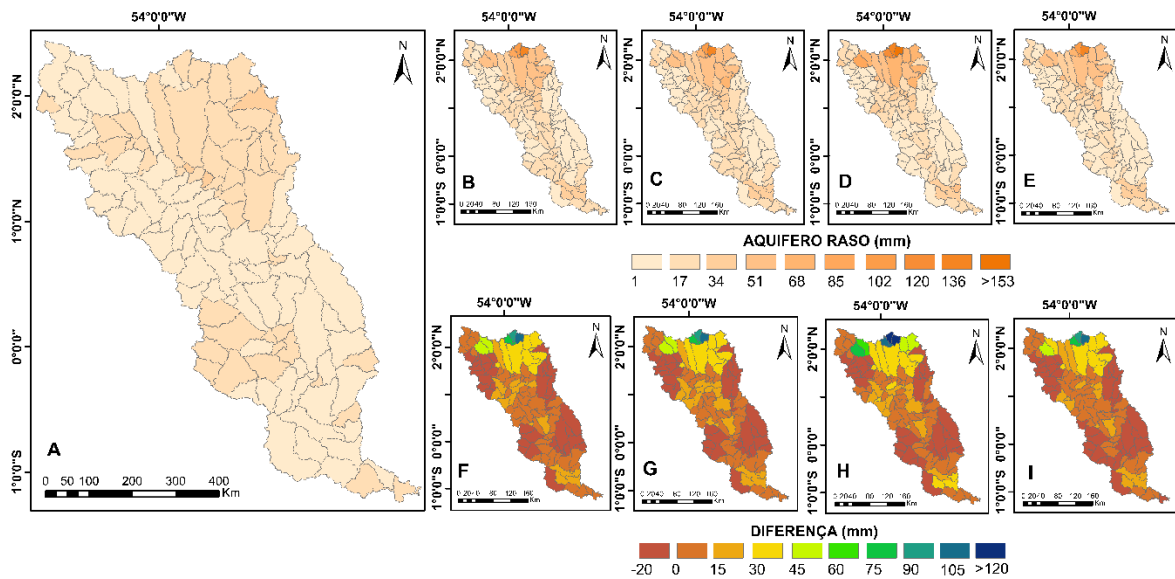


Figura 26: Disponibilidade de Aquífero Raso para as simulações realizadas no SWAT. (A) Simulação de controle; (B) Simulação Cenário 1; (C) Simulação Cenário 2; (D) Simulação Cenário 3; (E) Simulação Cenário 4; (F) Diferença Cenário 1; (G) Diferença Cenário 2; (H) Diferença Cenário 3; (I) Diferença Cenário 4.

A **Figura 27** representa a distribuição espacial do escoamento superficial (SURQ) para a rodada de controle (base) e os 4 cenários simulados. O escoamento superficial refere-se a contribuição do escoamento superficial para o fluxo. Como indicado anteriormente, o SURQ na BHRJ apresentou um aumento global de 27% a 93%, decorrentes principalmente em razão das LULCC que são responsáveis por 60% das alterações no escoamento superficial da BHRJ, enquanto as alterações climáticas (precipitação, temperatura mínima e temperatura máxima) dos cenários RCP 4.5 e 8.5, são responsáveis por 40% das alterações no rendimento de água da BHRJ.

A **Figura 27A** exibe a distribuição espacial do SURQ para as sub-bacias da BHRJ no cenário de controle (base). Percebe-se que os valores médios mensais são inferiores a 34 mm em todas as sub-bacias, com maior incidência de SURQ em sub-bacias localizadas na região Centro-Sul, Nordeste e Noroeste. Ao analisar a variabilidade entre as simulações, percebe-se um aumento acentuado nos valores do escoamento superficial na região Centro-Sul da BHRJ (>18 mm, Figuras 27F-I). A região Centro-Leste e Norte apresentaram tendência de manutenção ou uma pequena diminuição dos valores de escoamento superficial em relação à simulação de controle (>-7mm-0mm).

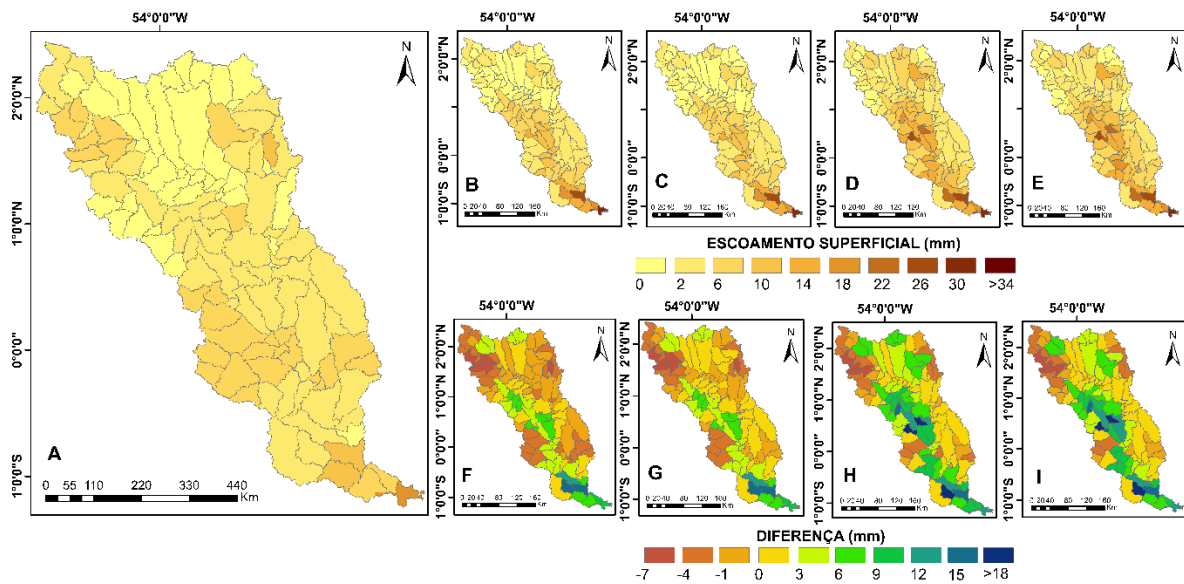


Figura 27: Disponibilidade de Escoamento Superficial para as simulações realizadas no SWAT. (A) Simulação de controle; (B) Simulação Cenário 1; (C) Simulação Cenário 2; (D) Simulação Cenário 3; (E) Simulação Cenário 4; (F) Diferença Cenário 1; (G) Diferença Cenário 2; (H) Diferença Cenário 3; (I) Diferença Cenário 4.

6.10. Impactos Projetados para a Vazão

A **Tabela 24** representa a vazão média da sub-bacia 117, que foi utilizada para a calibração do modelo. A vazão neste ponto apresentou para o cenário base uma vazão média anual de 1245,77 m³/s. Nas simulações, a vazão teve um aumento de aproximadamente 17%, 19%, 16% e 19%, com valores absolutos de 1453,05 m³/s, 1481,16 m³/s, 1451,09 m³/s e 1479,70 m³/s para os cenários 1, 2, 3 e 4, respectivamente. Pode-se destacar que os cenários 1 e 3 apresentam similaridade nos resultados obtidos, assim como os cenários 2 e 4, sendo que a principal diferença na vazão está relacionada com os dados climáticos utilizados. Contudo, pode-se destacar ainda que, a Usina Hidroelétrica de Santo Antônio do Jari, localizada nesta mesma sub-bacia, irá sofrer com o aumento da vazão média, que se não acompanhada com o aumento da capacidade de produção de energia, implicará em perdas, em relação a produção de hidroeletrica, apesar de não ter sido diretamente quantificado na presente pesquisa.

Tabela 24: Vazão média para os cenários simulados.

Vazão (m ³ /s)	Cen Base	Cen 1	Cen 2	Cen 3	Cen 4
	1245,77	1453,05	1481,16	1451,09	1479,70
Alteração (%)	--	16,63	18,90	16,48	18,78

A **Figura 28** representa a distribuição espacial da vazão em m^3/s para a rodada de controle (base) e as 4 cenários simulados. A vazão refere-se ao fluxo do escoamento do rio para todos os canais da bacia, sendo que a vazão na BHRJ apresentou um aumento global de 16% a 18%, decorrentes principalmente em razão das alterações climáticas (precipitação, temperatura mínima e temperatura máxima) dos cenários RCP 4.5 e 8.5, respectivamente. Nas simulações, as LULCC são responsáveis por apenas 1 % das alterações da vazão da BHRJ.

A **Figura 28A** exibe a distribuição espacial da vazão para as sub-bacias da BHRJ no cenário de controle (base). Observa-se que o componente vazão que as médias são inferiores a $1361 m^3/s$ na sua foz, com maior incidência da vazão em sub-bacias localizadas na região Sul e Central, com excessão de algumas sub-bacias situadas ao Norte, Leste e Oeste com valores inferiores a $500 m^3/s$. Ao analisar a variabilidade entre as simulações, percebe-se um aumento nos valores da vazão na região Norte e Central da BHRJ ($>110 m^3/s$, Figuras 28F-D). As regiões Nordeste, Noroeste, Leste e Oeste apresentaram as maiores tendências de redução da vazão em relação a simulação controle ($>-41 m^3/s$).

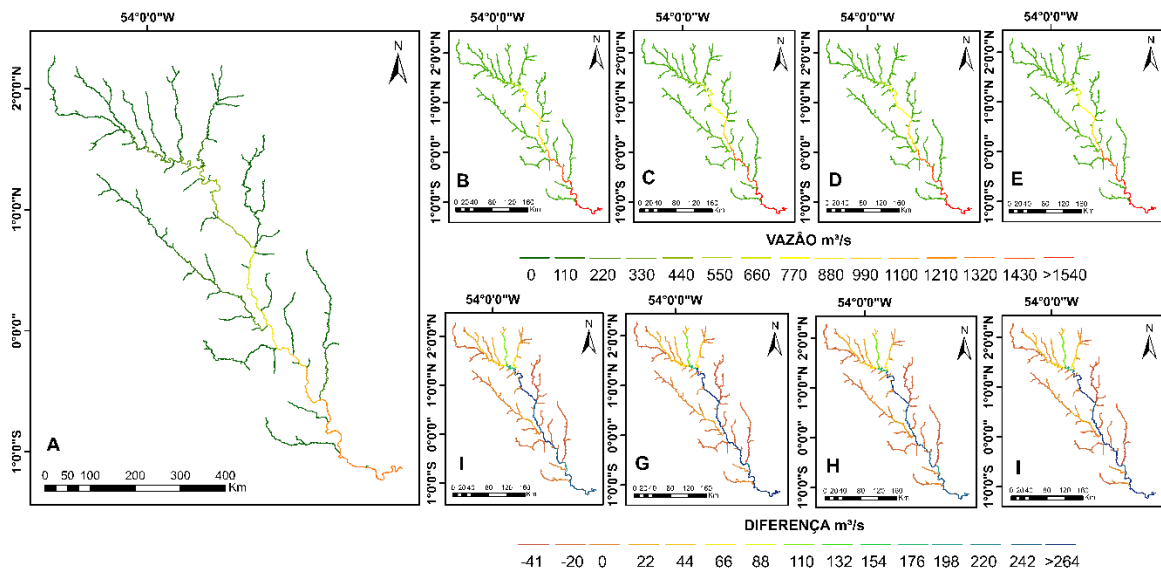


Figura 28: Vazão para as simulações realizadas no SWAT. (A) Simulação de controle; (B) Simulação Cenário 1; (C) Simulação Cenário 2; (D) Simulação Cenário 3; (E) Simulação Cenário 4; (F) Diferença Cenário 1; (G) Diferença Cenário 2; (H) Diferença Cenário 3; (I) Diferença Cenário 4.

7. DISCUSSÃO

7.1. Modelagem Inicial, Análise de Sensibilidade e Calibração

Apesar de apresentar um bom desempenho do ponto de vista computacional, a análise dos resultados da modelagem inicial permite verificar que o modelo apresentou uma tendência de superestimação dos resultados da vazão, observado principalmente sobre o período chuvoso, denominado como fluxo de pico. Os resultados estatísticos obtidos neste trabalho indicaram um desempenho classificado como insatisfatório (**Tabela 13**). De acordo com a métrica estabelecida por Moriasi et al., (2007), os valores mínimos necessários para um modelo ter sua simulação considerada satisfatória para NS (≤ 0.50), RSR (≤ 0.70) e PBIAS ($\leq \pm 20$), valores estes que não foram observados nessa etapa de modelagem. Resultados semelhantes foram obtidos nos estudos de Oliveira (2014), Salles (2012) e Baldissera (2005) na qual ocorreu uma superestimativa do fluxo de pico, pois os dados simulados se mostraram muito superiores aos dados observados.

Oliveira (2014) utilizou o SWAT para modelar uma microbacia experimental localizada em Aracruz - Espírito Santo, cujo obtivo foi avaliar a aplicabilidade do SWAT na predição de vazões. Os resultados obtidos neste estudo demonstram que os picos de vazão calculados foram muito maiores que os observados, picos esses que foram superestimados em até sete vezes. Os índices estatísticos obtidos para este estudo demonstraram valores de Nash-Sutcliffe de -173,27, PBIAS de -994,10, RSR de 41,15 e R^2 de 0,47, demonstrando assim uma simulação com desempenho insatisfatório, e assim a necessidade de calibração.

Salles (2012) ao utilizar o SWAT para a simulação das vazões da bacia hidrográfica do Ribeirão Piripau, no Distrito Federal, também observou que picos de vazão calculados pelo modelo foram muito maiores que os observados, além de não simular de forma correta a vazão de base, chegando a períodos em que o modelo simulou a vazão como zero, abaixo assim do observado. Em termos estatísticos, os resultados obtidos mostram uma simulação insatisfatória, com valores de Nash-Sutcliffe de -9,05, PBIAS de -115,40 e RSR de 3,17, demonstrando assim resultados insatisfatórios para esta etapa.

Baldissera (2005) verificou a aplicabilidade do modelo SWAT na simulação da vazão da bacia hidrográfica do Rio Cuiabá em Mato Grosso. Os resultados obtidos neste estudo demonstram que a vazão simulada foi superestimada, tanto do fluxo de base quanto do fluxo de pico. Entretanto a autora não apresentou resultados estatísticos para essa etapa da modelagem.

Com o intuito de aproximar as simulações do SWAT com dados observados, diversos autores utilizam técnicas de análise de sensibilidade e alteram os parâmetros mais sensíveis (**Tabela 15**) e (**Figura 14**) como, por exemplo, o RCHRG_DP (Fração de percolação do aquífero profundo), que afeta diretamente a saída de água do aquífero raso para o profundo. Stehr et al., (2008) em seu estudo na bacia hidrográfica do Rio Vergara, localizada na região central do Chile, teve como objetivo avaliar a aplicabilidade do modelo SWAT na bacia e na simulação de alterações no uso da terra e mudanças climáticas, obtendo o RCHRG_DP como um dos parâmetros mais sensíveis. Entretanto, esse parâmetro mostrou-se ser mais sensível para apenas uma das sub-bacias utilizadas na análise de sensibilidade, não sendo destacado pelo autor o motivo que pode ter levado a diferença de sensibilidade entre tais sub-bacias.

Ainda, um resultado similar foi encontrado por Schmalz e Fohrer, (2009) e LENG et al., (2020) onde o RCHRG_DP se mostrou um dos parâmetros mais sensíveis. Schmalz e Fohrer, (2009) estudaram as bacias de Stor, Treene e Kielstau localizadas no norte da Alemanha, cobrindo uma área que varia de 50 a 517 km², cujo objetivo foi investigar como as características específicas da paisagem influenciam no comportamento do modelo. Os autores afirmam que os resultados da modelagem apontam que a maioria dos parâmetros mais sensíveis são relacionados a água subterrânea, incluindo o RCHRG_DP. Segundo os autores isso pode indicar que o fluxo de água nesta região de planícies sofre grande influência da infiltração.

Leng et al., (2020) ao analisar a bacia hidrográfica de Xinshui, localizada no Planalto de Loess da China, teve como um de seus objetivos quantificar o balanço hídrico a longo prazo para a realização posterior de um plano de gestão sustentável das bacias hidrográficas da região. Esse autor indica que o fato de o RCHRG_DP e alguns outros parâmetros serem mais sensíveis que o CN2, podem sugerir que processos hidrológicos mais complexos podem ocorrer na bacia, entretanto não destaca esses processos mais complexos que poderiam vir a ocorrer na bacia.

No presente trabalho alguns parâmetros foram mais sensíveis (**Tabela 15**) e (**Figura 14**) como, por exemplo, o CN2 (Curva-número na condição umidade média do solo), GW_DELAY (atraso da água subterrânea em dias), SOL_AWC (capacidade de água disponível da camada de solo), SOL_K (condutividade hidráulica saturada do solo), entre outros. Abe et al., (2018) e Silva (2016b) em seus estudos também obtiveram o SOL_AWC como um dos parâmetros mais sensíveis.

Abe et al., (2018) ao analisar a bacia do Alto Rio Crepori (UCRB), sub-bacia da bacia do Rio Tapajós, localizada no centro-sul da Amazônia brasileira, cujo objetivo foi investigar e prever os impactos históricos e potenciais futuros de alterações no uso e cobertura da terra no regime hidrológico da bacia, obteve o SOL_AWC com um dos parâmetros mais sensíveis, entretanto não indica o motivo deste parâmetro possuir tal sensibilidade.

Silva (2016b) analisou a bacia hidrográfica do Rio Preto, uma sub-bacia do Rio Paracatu, localizada no Distrito Federal e Estados de Minas Gerais e Goiás, cujo objetivo foi avaliar o desempenho do modelo SWAT na simulação da bacia. Esse estudo indica o SOL_AWC como um dos mais sensíveis, entretanto o autor não aponta possíveis causas ou fatores que influenciaram o alto nível de sensibilidade desse parâmetro.

Inúmeros trabalhos destacam esses parâmetros dentro da faixa dos 5 mais sensíveis como SOL_AWC (SILVA, 2015); CN2 (OLIVEIRA, 2014); CN2, SOL_K e GW_DELAY (CARVALHO, 2014); CN2 e RCHRG_DP (SALLES, 2012). Esses estudos indicam que os parâmetros que possuem a tendência de serem os mais sensíveis tem relação com o escoamento superficial, sendo o CN2 largamente encontrado em estudos nacionais com alto grau de importância nas modelagens. Tais estudos corroboram com os resultados encontrados na etapa de análise de sensibilidade, pois existe uma tendência de o modelo superestimar a vazão de pico em razão dos dados observados, o que coloca o presente estudo em concordância com demais estudos nacionais.

Considera-se ainda que tais fatores chaves para a calibração de modelos hidrológicos estão diretamente ligados e relacionado com o tipo de solo, incluindo ainda suas características físicas, o seu grupo hidrológico, além do tipo de uso e cobertura da terra são fatores determinantes em processos como infiltração ou escoamento superficial serem mais incidentes sobre a bacia. Sendo assim, verifica-se que as diversas bacias possuem características distintas, que associadas aos diversos dados de entrada utilizados na configuração do modelo, resultam na obtenção de diferentes resultados, em razão das incertezas associadas a esses dados, conforme destacado por Abbaspour (2015).

Destaca-se que existe uma gama de parâmetros utilizados nas modelagens com o SWAT, entretanto, quando se utiliza a sensibilidade global, os parâmetros podem interagir com os demais, impactando, assim, no resultado da sensibilidade conforme destacado por Abbaspour (2015). Desta forma, questões como estas devem ser levadas em conta na análise da modelagem, visto que diversos estudos utilizam parâmetros distintos na análise de sensibilidade e na calibração. Na literatura, o parâmetro CN2 é um dos parâmetros mais

sensíveis. Segundo Carvalho (2014), esta característica se deve ao fato de ser um dos parâmetros mais influentes do SWAT e tem sua base conceitual derivada de solos americanos, o que faz com que o mesmo necessite de ajuste em estudos internacionais.

Neste contexto, os parâmetros (**Tabela 14**) utilizados na calibração do modelo SWAT podem ser classificados em grupos específicos: I) parâmetros de escoamento superficial (SURLAG e CN2); II) Fator de cobertura florestal (CANMX-FRSE e CANMX_EUCA); III) água subterrânea (GW_REVAP, GWQMN, RCHRG_DP, ALPHA_BF, GW_DELAY, REVAPMN); IV) propriedades dos solos (ESCO, EPCO, SOL_AWC, SOL_K e SOL_ALB); e V) relacionados aos canais da bacia (CH_K2 e CH_N2).

O parâmetro CN2 representa a curva-número na condição umidade média do solo. Seu valor inicial varia em função do tipo de solo e do tipo de uso e cobertura da terra, sendo assim, pode ser considerado como um parâmetro de suma importância. Neste trabalho, optou-se por uma variação entre -0,2 e 0,2, entretanto, após a calibração, o valor adotado foi de -0.07 (**Tabela 16**). Esse valor foi obtido levando-se em conta que uma redução desse parâmetro em relação ao valor *default* do modelo impactaria significativamente sobre a redução do fluxo de pico, conforme destacado por Abbaspour et al., (2015), sendo então obtido o valor supracitado. Indicando assim que a redução desse parâmetro, demonstra a importância no controle do escoamento superficial. Na literatura é possível constatar que diversos trabalhos realizaram reduções dos valores de CN2, como, por exemplo, Rodrigues et al., (2019), Almeida; Pereira; Pinto (2018), e Oliveira et al., (2017).

Rodrigues et al., (2019) ao analisar a bacia do Rio Sono (45.042 km²), a bacia do Rio Manuel Alves da Natividade (14.344 km²) e a bacia do Rio Palma (17.468 km²), as três presentes na bacia do rio Tocantins-Araguaia, obteve a redução de CN2 com o valor de -0.1 em todas bacias modeladas, entretanto o mesmo não discute a razão da diminuição do valor do parâmetro.

Almeida; Pereira; Pinto (2018) ao analisar a bacia do Rio Mucuri, localizada no sudeste brasileiro, obteve a redução com o valor -0.65, e assim como citado anteriormente, não discute os motivos que podem ter levado a uma redução do valor de CN2. Oliveira et al., (2017) ao analisar o impacto das mudanças climáticas na vazão e no potencial hidroelétrico da bacia hidrográfica do Rio Grande, localizada no sudeste do Brasil, obteve valores de -0,059, -0,071, e -0,082, respectivamente, para as sub-bacias utilizadas na calibração, contudo assim como os autores citados anteriormente não discute os resultados da parametrização do modelo e conseqüentemente a necessidade de redução do valor de CN2.

Oliveira et al., (2019) realizou estudo na bacia do Alto Paranaíba, que se localiza na região centro-oeste de Minas Gerais, e utilizou o valor de -0,099 para o CN2. Pode-se destacar que mesmo os autores não tendo definido ou discutido as razões que levaram a redução do CN2, sabe-se que a diminuição desse parâmetro se objetiva na redução dos valores de pico apresentados na modelagem inicial, conforme proposto por Abbaspour et al., (2015).

Outro parâmetro que controla o escoamento superficial é o SURLAG . Segundo Arnold et al., (2012) este parâmetro é responsável por controlar a água do escoamento superficial que chega ao canal principal. Neste trabalho, optou-se por uma variação de 1 a 24 no intervalo deste parâmetro na etapa de calibração. Após os procedimentos, o valor obtido foi de 2,37, uma redução de 40% em relação ao valor padrão do modelo SWAT (SURLAG = 4) (**Tabela 16**). A diminuição desse parâmetro indica que houve um aumento no armazenamento de água e conseqüentemente um maior retardo da água precipitada que atinge o canal principal do rio no dia que a mesma foi gerada, sendo que, o atraso nesse escoamento superficial contribui com uma maior suavização do hidrograma de fluxo simulado e conseqüentemente da diminuição da superestimação do fluxo durante o período chuvoso. Sendo assim, a escolha de diminuição do valor default de SURLAG contribui com o ajuste do fluxo de pico durante a calibração.

A redução do valor de SURLAG também foi observado no trabalho de Almeida; Pereira; Pinto, (2018), Santos; Oliveira; Lollo, (2020), Brighenti; Bonumá; Chaffe (2016) e Eduardo et al., (2016), com valores de 1,66; 1,00; 1,25 e 2,26, respectivamente. Apesar de os autores não deixarem claro os motivos que levaram a diminuição desse parâmetro, pode-se dizer que o mesmo é responsável pela quantidade de água do escoamento superficial diário que descarrega no canal principal do rio, sendo assim, a diminuição do SURLAG impacta diretamente na diminuição do escoamento superficial.

Para os parâmetros CANMX_FRSE e CANMX_EUCA, que representam a interceptação máxima do dossel florestal e tem impactos significativos sobre o escoamento superficial, infiltração e evapotranspiração, a calibração obteve o valor de 17,92 e 4,21 mm, respectivamente (**Tabela 16**). Sendo assim, pode-se verificar que, como esperado, a floresta nativa apresentou uma interceptação maior que as florestas plantadas de eucalyptus. O trabalho de Oliveira et al., (2019) obteve um valor de 16,87 mm, similar ao obtido para uso da terra de floresta nativa neste estudo, entretanto este autor utilizou um valor genérico para a bacia, não sendo regionalizado pelo tipo de uso da terra. Neste mesmo sentido, Fukunaga

et al., (2015) utilizou este parâmetro de forma geral para toda a bacia, que incluía usos da terra como Floresta Nativa, Eucalyptus, Floresta Secundaria, entre outros, obtendo o valor de 11,3 mm. Ainda, Monteiro et al., (2016) aplicaram o CANMX de forma regionalizada para a floresta mista, Savana e Pastagens e obtiveram os valores 4, 16 e 22 respectivamente. Oliveira et al., (2020) aplicaram o SWAT na simulação hidrológica de uma pequena bacia hidrográfica, apresentando como resultado 12 mm para áreas de floresta e 24 mm para áreas de Eucalyptus. De modo geral, a aplicação do CANMX nesses trabalhos auxiliou no controle da remoção de água do sistema, através do aumento da interceptação que contribuiu para o aumento da evapotranspiração, ajudando assim na redução da superfície de escoamento e do fluxo de pico.

Em relação ao parâmetro relacionado à água subterrânea (GWQMN), obteve-se como resultado o valor de 4570,37, verificando assim um grande aumento em relação ao valor *default* do modelo de 1000 (**Tabela 16**). Este parâmetro representa o limite da água no aquífero raso necessária para ocorrência do fluxo de retorno, ou seja, é a contribuição do aquífero raso com o fluxo de base do rio. Entretanto, essa contribuição só ocorre se a quantidade de água armazenada no aquífero raso exceder o valor limite especificado pelo usuário (NEITSCH et al., 2011). Portanto, o aumento de GWQMN indica uma maior retardação do fluxo de base e um maior armazenamento dessa água no solo, em síntese, um aumento no valor desse parâmetro indica uma menor contribuição do aquífero raso com fluxo de base da bacia (KANNAN et al., 2007). Sendo assim, a opção de aumento significativo desse parâmetro foi realizada como forma de garantir um melhor ajuste do fluxo de base em todos os anos da simulação. Outros trabalhos verificaram aumentos dos valores iniciais desse parâmetro como, por exemplo, Almeida; Pereira; Pinto (2018) com 1365,77; Brighenti; Bonumá; Chaffe (2016) com 2290,54 e Lucas-Borja et al., (2020) com 1725,00. Fukunaga et al., (2015) aplicou o modelo SWAT na bacia do Rio Itapemirim, que se localiza no Espírito Santo, e obteve valores de GWQMN de 3907 mm, valor próximo ao encontrado na presente pesquisa.

Nas simulações para a BHRJ, o parâmetro GW_REVAP apresentou como resultado o valor de 0,04 (**Tabela 16**). Este parametro está relacionado ao deslocamento de água da zona saturada para a zona de raízes, ou seja, é o movimento da água do aquífero raso para a zona insaturada acima (NEITSCH et al., 2011). Sendo assim, um pequeno aumento no valor desse parametro em relação ao valor *default* do modelo, tem relação direta com a pouca necessidade dessa bacia em necessitar da demanda de *revap*, ou seja, houve pouca necessidade de

compensação de umidade nas camadas superiores do solo pelo aquífero raso. Uma das possíveis causas dessa pequena necessidade de ajuste pode ser explicada pelo fato da bacia ser coberta por expressiva precipitação ao longo da maior parte do ano e possuir um pequeno período de estiagem, período de estiagem esse que possui certa quantidade de precipitação, não sendo assim totalmente seco, levando a bacia a possuir certa umidade nas camadas superiores do solo, não havendo assim a necessidade de recorrer demanda evaporativa do aquífero raso. Esse aumento do valor, quando comparado com o valor padrão do modelo, também foi verificado nos trabalhos de Santos; Oliveira; Lollo (2020), Santos; Oliveira; Mauad (2020) e Oliveira et al., (2019), com valores de 0,04, 0,04 e 0,032, respectivamente. Sendo assim, pode-se observar que os valores obtidos neste estudo foram próximos a valores encontrados em outros estudos nacionais.

Para os parâmetros GW_DELAY, ALPHA_BF e RCHRG_DP utilizados nesse trabalho foram usados valores de 46,73, 0,56 e 0,22 respectivamente (**Tabela 16**). O parâmetro GW_DELAY refere-se ao tempo de atraso das águas subterrâneas, ou seja, a água que se move do perfil de solo em direção ao aquífero raso e está diretamente ligado as características físicas do solo, sendo assim, pode-se dizer que houve um pequeno atraso na percolação da água em direção ao aquífero raso. O parâmetro ALPHA_BF tem como função avaliar a vazão subterrânea em função da recarga e tem influência direta sobre o fluxo de base da bacia, a partir do valor (0,56) obtido após a etapa de calibração verifica-se que a contribuição do aquífero raso para a vazão da bacia em função da recarga pode ser classificada como média. Já RCHRG_DP refere-se a percolação de água do aquífero raso em direção ao aquífero profundo, então um aumento do valor desse parâmetro em relação ao valor *default* do modelo, demonstra que ocorre um pequeno aumento na saída de água em direção ao aquífero profundo.

Em relação ao GW_DELAY, resultados similares foram obtidos em Medeiros et al., (2019); Almeida; Pereira; Pinto (2018) e Creech et al., (2015). Para ALPHA_BF alguns trabalhos apresentaram aumento dos valores observados como Medeiros et al., (2019), Sahoo et al., (2019) e Thavhana; Savage; Moeletsi (2018). Em relação ao RCHRG_DP foram obtidos resultados similares nos trabalhos de Santos; Oliveira; Lollo, (2020) e Lucas-Borja et al., (2020). Dentre os parâmetros de águas subterrâneas o único que apresentou redução foi o REVAPMN, que obteve como resultado final o valor de 83,74 (**Tabela 16**), valor similar encontrado aos estudos de Oliveira et al., (2019), Almeida; Pereira; Pinto, (2018) e Creech et al., (2015). Lucas-Borja et al., (2020) utilizou o SWAT em uma microbacia

localizada na Serra do Mar, no Estado de São Paulo, e obteve como resultado a redução do valor de REVAPMN de 96, valor próximo do obtido neste estudo. A redução desse parâmetro em relação ao valor *default* do modelo em associação com aumentos nos parâmetros GWQMN e GW_REVAP contribui diretamente com aumento da evapotranspiração e diminuição do fluxo de base (ABBASPOUR et al., 2015).

Esses parâmetros correspondem basicamente a águas subterrâneas, e alterações ou ajustes nestes parâmetros tem impacto direto no fluxo de base, ou seja, no fluxo de retorno para o canal do rio, percolação e até mesmo a saída de água da bacia para o aquífero profundo. Nos trabalhos apresentados anteriormente, houve uma maior contribuição nos ajustes das calibrações em relação ao fluxo de base, mesmo não sendo apresentados de forma clara pelos autores. Ainda, pode-se considerar que as alterações realizadas por esses autores contribuíram para um melhor ajuste das calibrações realizadas, uma vez que tais parâmetros controlam uma grande quantidade de processos existentes na bacia. No presente estudo levou-se em conta que os ajustes nestes parâmetros que controlam a água subterrânea teriam impacto não só no fluxo de base, mas também no controle do fluxo de pico e no aumento da evapotranspiração, conforme exposto por Abbaspour et al., (2015), contribuindo assim por um bom ajuste obtido tanto na calibração quanto na validação do modelo.

Os parâmetros de propriedades dos solos como SOL_AWC, SOL_K e SOL_ALB possuem seus valores definidos para cada camada do solo, obtido a partir de uma tabela de atributos lida na etapa de simulação. Para a simulação do balanço hídrico na BHRJ, os parâmetros foram alterados para um melhor ajuste (a partir da calibração), e neste estudo, os valores tiveram um aumento em relação ao valor padrão do modelo, como descritos a seguir: SOL_ALB (0,08), SOL_AWC (0,22) e SOL_K (0,55) (**Tabela 16**). Aumentos do SOL_AWC também foram verificados por Santos; Oliveira; Lollo (2020) e Rodrigues et al., (2019). Em relação ao SOL_K, Mello et al., (2017) também obteve um aumento deste parâmetro. Medeiros et al., (2019) modelou a bacia do Rio Epitácio Pessoa, localizada no Estado da Paraíba e obteve como resultado aumentos dos valores de Sol_AWC (0,21) e SOL_ALB (0,09). Já Eduardo et al., (2016) modelou a bacia do Rio das Mortes e obteve como resultado valores de SOL_AWC e SOL_K, iguais a 0,005 e 0,024, respectivamente.

Os valores dos parâmetros SOL_AWC, SOL_K e SOL_ALB foram parâmetros obtidos junto a literatura e portando não foram mensurados ou estimados diretamente para a área de estudo, sendo assim, houve uma necessidade de se ajustar tais parâmetros na etapa de calibração. SOL_AWC e SOL_K tem relação com o armazenamento e movimentação de

água no solo (ARNOLD et al., 2012). O aumento no valor de SOL_AWC contribui com a diminuição do fluxo de pico conforme exposto por Abbaspour et al., (2015). Além da contribuição com a diminuição do fluxo de pico este parâmetro implica ainda na redução do fluxo de base e do escoamento superficial, tendo por consequência a diminuição da vazão, sendo assim, observa-se a grande influência sobre o balanço hídrico da bacia (VILLELA, 2015). O SOL_K, parâmetro que se refere a condutividade hidráulica do canal, responsável pelo fluxo lateral na zona saturada, sendo de extrema importância para as simulações do período de estiagem. O aumento no valor desse parâmetro impacta no fluxo de base, e possui pouca ou nenhuma influência sobre o escoamento superficial (ARNOLD et al., 2012; KANNAN et al., 2007).

O Parâmetro SOL_ALB expressa na forma de fração e refere-se a proporção da quantidade de radiação solar refletida por um objeto e a quantidade de radiação incidente, devendo ser relatado quando o solo está na capacidade de campo ou próximo a ela. É considerado um parâmetro importante no processo de evaporação (ARNOLD et al., 2012; SALLES, 2012). Sendo assim, o aumento dos parâmetros de solos SOL_AWC, SOL_K e SOL_ALB foi preponderante visto sua grande importância e influência sobre o balanço hídrico, contribuindo para a diminuição do fluxo de pico, além de um melhor ajuste do fluxo de base e da , evapotranspiração.

Em relação aos demais parâmetros de solos, como ESCO (Fator de compensação de evaporação do solo) e EPCO (Fator de compensação de absorção da planta), foram atribuídos intervalos entre 0 a 1, com valores calibrados de 0,29 e 0,69, respectivamente (inferiores ao valor padrão do modelo) (**Tabela 16**). A diminuição de EPCO foi observada em inúmeros trabalhos como, por exemplo, Medeiros et al., (2019), Silva et al., (2018), e Lucas-Borja et al., (2020). Oliveira et al., (2019) utilizaram o SWAT para modelar uma bacia hidrográfica no Cerrado brasileiro e obtiveram valores de 0,51, resultado bem próximo ao encontrado na presente pesquisa. Para o ESCO verificou-se reduções dos valores, como observado por Santos; Oliveira; Lollo (2020), Santos; Oliveira; Mauad (2020) e Bressiani et al., (2015a).

Apesar dos autores não discutirem os possíveis motivos da obtenção desses valores, reduções nesses dois parâmetros impactam diretamente em processos como a absorção de água pela planta, assim como a evaporação do solo. Em relação ao EPCO a sua redução deduz que as plantas necessitam ir até camadas mais inferiores para atender seu potencial de captação de água para a realização de processos como, por exemplo, a transpiração. No mesmo sentido a redução do ESCO em relação ao valor padrão do modelo sinaliza que

camadas mais profundas do solo estão sendo usadas na demanda evaporativa do solo (ARNOLD et al., 2012).

Com referência aos parâmetros dos canais da bacia, CH_K2 e CH_N2, atribuiu-se intervalos de calibração entre 0 e 130, e de 0,02 e 0,2, respectivamente, com valores finais adotados de 4,13 e 0,09 (um aumento de ambos os parâmetros em relação ao valor padrão do SWAT) (**Tabela 16**). Oliveira et al., (2017), Oliveira et al., (2019) e Santos et al., (2018b) também encontraram aumentos para ambos parâmetros.

Esses parâmetros foram selecionados com objetivo de melhor categorizar os canais da bacia, visto que tais parâmetros representam a condutividade hidráulica do canal (CH_K2). Assim como a definição da rugosidade do canal definida como valor “n” de manning (CH_N2). O baixo valor obtido para CH_K2 (4,13) demonstra que a BHRJ possui uma condutividade hidráulica classificada como devagar (1 – 5 mm), sendo definida como a capacidade do solo permear água e ar através de camadas mais restritas quando em condição de úmidade. Seguindo nesta mesma linha, CH_N2 se mostrou condizente com o esperado e observado em Chow (1959) que para canais naturais e cobertos por florestas (madeira pesada) o resultado para este parâmetro é um valor médio em torno de 0.10, valor este bem próximo ao obtido na presente pesquisa. Verificando então que o modelo após a etapa de calibração pode representar satisfatoriamente os canais da bacia (NEITSCH et al., 2011).

Na simulação do balanço hídrico para a BHRJ, os resultados da calibração e da validação foram considerados como “muito bons” de acordo com as métricas estatísticas propostas por Moriasi et al., (2007). Salles (2012) utilizou o modelo SWAT para a simulação do Ribeirão Pipiripau utilizando dados mensais de vazão e obteve resultados satisfatórios tanto para a calibração quanto para a validação. Utilizando a abordagem de calibração mensal, Arroio Junior (2016) aplicou o modelo SWAT em diversas bacias localizadas no Estado de São Paulo e obteve resultados satisfatórios para a maioria das bacias calibradas. Sendo assim, pode-se verificar que muitos trabalhos nacionais possuem bons resultados em termos de calibração e validação. Em termos de p-factor e r-factor verifica-se que os resultados obtidos estão dentro das métricas estabelecidas por Abbaspour et al., (2015), na qual o p-factor deve ser maior que 0,75 e o r-factor menor que 1,5. Andrade (2018) obteve valores próximos aos obtidos neste trabalho, desta forma, ressalta-se que o resultado obtido na calibração foi imprescindível para a redução significativa do fluxo de pico, sendo este a principal falha da modelagem inicial a ser corrigida na etapa de calibração.

7.2. Balanço Hídrico Atual e Impactos dos Cenários Futuros

Em relação ao balanço hídrico da BHRJ, constata-se que a precipitação média observada na bacia foi de 184,38 mm mensais ou 2212,56 mm anuais. Sendo que, uma parte dessa precipitação volta para a atmosfera na forma de evapotranspiração, este componente do balanço hídrico mostra-se como sendo um dos mais importantes do balanço hídrico atual da BHRJ, com valores mensais de 109,85 mm ou 1318,25 mm anuais, que corresponde a 60% de toda a precipitação da bacia (**Tabela 19**). A água no solo (SW) foi outro componente que se destacou no balanço hídrico com valores médios em torno de 311,85 mm, enquanto o rendimento de água (WYLD) obteve valores médios de 63,25 mm, outros componentes como Aquífero raso (GWQ) , obteve 16,73 mm e o Escoamento Superficial (SURQ) como o componente de menor ocorrência com valores médios em torno de 4,24 mm mensais.

Os valores obtidos para a evapotranspiração demonstra uma boa eficiência em representar tal componente do balanço hídrico, esses valores se dão principalmente pela alta incidência de radiação que a bacia recebe ao longo de todo ano, em conjunto com os altos índices pluviométricos ao longo da maior parte do ano, contribuindo diretamente com altos valores obtidos para esse componente do balanço hídrico. Em relação a água no solo, uma das possíveis causas para os altos valores observados desse componente é o alto índice de preservação da bacia associado aos altos volumes de precipitação sobre a bacia ao longo da maior parte do ano, conferindo assim a bacia significativas taxas em relação a disponibilidade de água no solo ou mesmo de umidade para esse solo. Os altos índices de preservação da bacia podem também ser associadas aos baixos valores obtidos em relação ao escoamento superficial, que devido a presença de serrapilheira, associada a baixa declividade e a presença de solos como latossolo Vermelho Amarelo, latossolo Amarelo, Argissolo Vermelho Amarelo que possuem uma maior tendência a infiltração (SARTORI; NETO; GENOVEZ, 2005), contribuem assim para menores taxas de escoamento superficial e uma infiltração pouco mais acentuada. Contudo o aquífero raso não representa expressiva contribuição ao fluxo do rio, onde a contribuição mais influente foi do fluxo lateral (não analisada na pesquisa). A baixa contribuição do aquífero raso para o fluxo não representa um erro, tratando-se apenas de um componente menos expressivo para a bacia.

Neste contexto, valores semelhantes foram obtidos no trabalho de Abe et al., (2018) que modelou a bacia do Rio Creposi Superior (na região Amazônica) com o auxílio do SWAT. E obteve uma evapotranspiração média anual em torno de 1300 mm, enquanto o escoamento superficial obteve valores inferiores a 50 mm e o aquífero raso com pouco menos

de 1200 mm anuais para o ano base de 1973. Não sendo avaliados demais componentes do balanço hídrico.

Enquanto, Santos et al., (2018a) utilizou o SWAT para modelar a bacia hidrográfica do Rio Iriri, localizada na amazônia. E obteve como resultado que cerca de 50% da precipitação incidente na bacia hidrográfica retorna à atmosfera na forma de evapotranspiração. Enquanto o escoamento superficial apresentou valores inferiores a 10% da precipitação registrada na bacia, não sendo avaliados outros componentes do balanço hídrico.

Analisando os resultados da BHRJ, assim como os resultados obtidos para a bacia do Rio Creposi Superior e do Rio Iriri, verifica-se uma boa correspondência entre a evapotranspiração, a qual variou com valores variando entre 50% a 60% em relação a precipitação estimada para as bacias. Demais componentes como aquífero raso e escoamento superficial, mostraram-se possuir uma ocorrência muito menor sobre a BHRJ, que em comparação com as demais bacias. Um dos possíveis motivos para tal diferença está relacionado a fatores como características físicas da bacia, que apesar de estarem inseridos na bacia amazônica, possuem diferentes tipos de solos, que desempenham papel muito importante na dinâmica hidrológica dessas bacias hidrográficas.

Destaca-se que não foram encontrados outros trabalhos na literatura que abordem o uso do Modelo SWAT para avaliação do balanço hídrico e de seus componentes sobre a região amazônica, como por exemplo, rendimento de água, água no solo, entre outros. Contudo, na literatura internacional é possível encontrar inúmeros trabalhos que avaliaram esses componentes como Nasiri; Ansari; Ziaei (2020), Terskii et al., (2019) e Ahn e Kim, (2018).

Nasiri; Ansari; Ziaei (2020) utilizou o SWAT para estimar os componentes do balanço hídrico na bacia hidrográfica Samalqan, localizada no Irã, e estimaram o rendimento de água em 43.7 mm, o escoamento superficial em 1.2 mm, o aquífero raso em 18.5 mm e a evapotranspiração em 420.5 mm. Entretanto, verifica-se nesta bacia que a precipitação corresponde a 486.5 mm anuais, o que torna o ET um componente de maior ocorrência sobre essa bacia, em detrimento dos demais componentes que apresentaram uma significância menor.

Terskii et al., (2019) utilizou o modelo SWAT para modelar o balanço hídrico para uma sub-bacia do Rio Dvina Ocidental, localizada na Rússia. A bacia possui uma precipitação média anual de 731 mm, foram obtidos para a água no solo o valor de 188 mm,

enquanto que para o escoamento superficial, aquífero raso e rendimento de água para a bacia foi obtido 51.8 mm, 239 mm e 296 mm, respectivamente, demonstrando assim componentes do balanço hídrico de maior ocorrência em relação a quantidade de precipitação obtida pela bacia.

Ahn e Kim (2018) analisaram o balanço hídrico pela interação superfície e água subterrânea a partir do modelo SWAT na bacia do Rio Han, na Coreia do Sul. Os resultados obtidos nesse trabalho apresentam uma precipitação média anual de 1392.1 mm, entretanto em termos de evapotranspiração e água no solo essa bacia apresentou uma baixa ocorrência desses componentes com 458 mm e 79,8 mm respectivamente. O escoamento superficial por outro lado apresentou-se de forma menos expressiva com o valor de 209,2 mm.

Pode-se destacar que os componentes do balanço hídrico analisados possuem grande variabilidade sobre as mais diversas bacias hidrográficas ao redor do globo. Além das questões climáticas como a precipitação, que representa a principal entrada de água na bacia, deve-se levar em conta inúmeras outras questões, como as características físicas da região (tipos de solos, densidade desses solos, entre outros), já que essas características possuem grande influência sobre a modelagem, e o SWAT é sensível a esses parâmetros de entrada.

Em relação a vazão da bacia, verifica-se um fluxo de vazão médio de 1245,77, para a subbacia 117 (**Tabela 24**), a qual foi utilizada para a calibração do modelo. Pode-se verificar que o modelo foi capaz de representar satisfatoriamente a vazão da bacia ao longo de toda série temporal simulada, tanto em relação ao resultado do modelo inicial assim como posteriormente a etapa de calibração. A vazão da BHRJ de modo geral pode ser considerada como muito expressiva, entretanto em relação a bacia amazônica essa vazão mostrou-se muito ínfima considerando seu volume total. Alguns trabalhos utilizaram o SWAT como forma de avaliação do fluxo de vazões de bacias localizadas sobre a Amazônia como Nunes; Sousa; Santos, (2019), Santos et al., (2018b) e Abe et al., (2018).

Nunes; Sousa; Santos, (2019) estimaram a vazão da bacia do Rio Capim, Localizada no estado do Pará através do modelo SWAT. Os resultados deste estudo demonstram bons resultados estatísticos para as simulações, assim como uma boa redução do erro inicial do modelo que superestimava o fluxo em 219,18% e indo para uma superestimação de apenas 18% na sub-bacia 5. Devido a fases bem sucedidas de calibração e validação o modelo, permitem verificar que o mesmo pode ser utilizado em outros estudos de avaliação.

Abe et al., (2018) e Santos et al., (2018b) trabalhos estes citados anteriormente, também avaliaram a vazão e obtiveram um bom resultado do modelo na simulação da vazão. Os resultados destes estudos e do resultado obtido na BHRJ, demonstram uma boa resposta do modelo SWAT na realização de simulações sobre a a região da bacia amazônica apesar de ter sido projetado com base em regiões temperadas.

Com relação aos cenários simulados, pode-se verificar que os mesmos tratam-se basicamente do cruzamento de alterações no uso e cobertura da terra, mais precisamente da conversão da floresta nativa em pastagens de forma conjunta com as mudanças climáticas, que apresentam um incremento médio de 2°C nas temperaturas médias observadas e uma redução na precipitação que variou entre 10,25% (RCP 4.5) e 11,59% (RCP 8.5). Os 4 cenários gerados (**Tabela 9**) a partir desses cruzamentos podem ser avaliados em dois grupos distintos, sendo os cenários 1 e 2, onde os impactos projetados representam de forma mais significativa as mudanças climáticas, devido ao baixo grau de alteração sofrido por esse uso da terra (2, 80%), enquanto, os cenários 3 e 4, representam tanto os impactos provenientes do desmatamento e consequente conversão da floresta nativa em pastagens, quanto dos impactos provenientes das mudanças climáticas, devido ao fato das alterações sobre o uso e cobertura da terra destes cenários serem mais expressivos com 35,91% de áreas desmatadas.

Os resultados obtidos para esta etapa da pesquisa (**Tabela 23**), permitem verificar que para todos cenários simulados, houve impacto significativo sobre os componentes do balanço hídrico, sendo que alguns desses componentes apresentaram uma redução em relação ao valor do cenário base, como a evapotranspiração e a água no solo, enquanto demais componentes como rendimento de água, aquífero raso e o escoamento superficial apresentaram um aumento em relação a esse cenário base. A evapotranspiração considerada como um dos componentes do balanço hídrico de maior ocorrência em termos percentuais, com valores superiores a 60%, sofre reduções com aproximados entre 25% e 28%, com pequena variação entre os cenários. Nessa mesma linha a quantidade de água no perfil de solo sofre reduções muito significativas com valores que superam os 31% no cenário 1, de 33% para os cenários 2 e 4 e chegando próximo a 40% de redução no cenário 3.

O Rendimento de água apresentou acréscimos em relação ao cenário base variando em valores a 18% aproximadamente nos cenários 1 e 3 e em torno de 21% nos cenários 2 e 4. Enquanto o o aquífero raso esse acréscimo em relação ao cenário base foi mais expressivo, obtendo valores superiores a 55% (cenário 4) e próximo de 80% no cenário 3, sendo este, com o maior impacto observado, em relação a este componente. Nessa mesma linha o

escoamento superficial apresentou aumentos muito significativos no cenários simulados. Tendo o cenário 1 como sendo o menos impactado apresentando um aumento em torno de 28%, enquanto os cenários 2 (35,14%), cenário 3 (93,86%) e o cenário 4 (87,5%), sendo assim pode-se verificar que o cenário 3 foi o mais impactado, assim como observado no aquífero raso.

Dentre as causas dessas alterações sobre os componentes do balanço hídrico, a que mais se destaca é a mudança climática, que além de reduzir o valor médio das precipitações sobre a bacia, altera a sua variabilidade e a intensidade, com períodos de maior concentração, com altos volumes de precipitação e períodos com baixos volumes dessa variável, acarretando assim em períodos de secas muito prolongadas. Partindo do exposto, verifica-se que as projeções de precipitação do modelo CanESM2 podem ser consideradas como extremas para a região amazônica. Contudo, pode-se destacar que o que a conversão da floresta em pastagens, não apresentou um resultado como esperado, não impactando de forma muito expressiva a evapotranspiração. Entretanto se mostrou mais preponderante sobre o aquífero raso e escoamento superficial.

Além desses componentes do balanço hídrico a vazão também foi consideravelmente impactada com incrementos médios do cenário 1 em (16,63%), cenário 2 (18,90%), cenário 3 (16,48%) e o cenário 4 (18,78%)(**Tabela 24**). Em relação a vazão verifica-se que o principal responsável pelas alterações foi a mudança climática, enquanto a conversão da floresta nativa em pastagens não representou alterações expressivas. Uma das possíveis causas dessa grande influência das mudanças climáticas sobre a vazão, pode ser explicada pelos períodos de precipitação muito concentrada, os quais impactam de forma significativa sobre a vazão e conseqüentemente sobre a disponibilidade hídrica da bacia.

Alguns estudos avaliaram outras perspectivas sobre os efeitos das alterações no uso e cobertura da terra sobre a hidrologia na Amazônia, como Serrão et al., (2019) Júnior (2018) e Serrão et al., (2020). Serrão et al., (2019) utilizou o SWAT para analisar alguns processos hidrológicos e identificar impactos antrópicos sobre a bacia do Rio Itacaiúnas, localizado na região sudeste do Estado do Pará. Os resultados demonstram que as variáveis hidrológicas tendem a seguir o ciclo sazonal da precipitação e o fluxo de base da bacia é o principal responsável pela manutenção da vazão ao longo do período seco. Em relação as ações antrópicas sobre a bacia, verificou-se que a precipitação, evapotranspiração e o transporte de sedimentos foram significativamente afetados pela degradação ambiental. Entretanto os autores não quantificam a proporção dessas alterações sobre a bacia.

Júnior (2018) utilizou o SWAT para avaliar relações potenciais entre a variabilidade hidrológica e a organização da paisagem na bacia do Rio Uraim, localizado no nordeste do Estado do Pará. Foram avaliadas mudanças no uso e cobertura da terra a partir de projeções de cenários futuros além de avaliar a eficiência do SWAT na geração da vazão mensal através de dados de evapotranspiração do SEBAL. Os resultados das simulações mostram que as simulações da vazão realizadas obtiveram melhores resultados quando aplicadas as estimativas de Evapotranspiração. Em relação aos cenários futuros, projeta-se um aumento de áreas agrícolas a cerca de 13,4% do total da bacia, que tem como consequência uma redução da vazão de 34,4% e 38,6% nas estações seca e chuvosa respectivamente. O autor ainda destaca que as mudanças climáticas desempenharam um papel mais acentuado no regime hidrológico do que as projeções de mudanças no uso e cobertura da terra.

Serrão et al., (2020) modelou a bacia hidrográfica do Rio Tocantins- Araguaia com foco sobre a usina hidroelétrica de Tucuruí, a jusante da bacia. Foram avaliados 4 cenários de mudança no uso e cobertura do solo e os resultados obtidos para este estudo demonstram uma redução gradual da taxa anual da evapotranspiração e aumentos sobre o escoamento superficial e na vazão, gerando perdas de produção de energia de até 30% ao mês e 65% ao ano. Contudo, a vazão mostrou-se maior que o escoamento superficial para a maioria dos cenários simulados.

Levando-se em conta a presença da Usina Hidroeletrica de Santo Antonio do Jari localiza-se na sub-bacia 117 (**Tabela 24**), pode-se dizer que o aumento projetado para todos cenários causará impactos significativos sobre a geração de energia, uma vez que, o aumento da vazão não acompanhado do aumento da capacidade de produção de energia levará a perdas devido ao não aproveitamento do aumento médio dessa vazão. Sem levar em conta que, os longos períodos de seca projetados para esses cenários pode inviabilizar a produção energética da mesma, devido a baixa vazão registrada sobre esse período. Sendo assim, apesar das perdas energéticas não terem sido quantificadas no presente trabalho, pode-se dizer que essas alterações causaram inúmeras perdas econômicas sobre tais atividades na bacia.

Nesse mesmo sentido Aragão et al., (2018) a partir de modelos climáticos avaliaram os efeitos das forçantes antropogênicas sobre o balanço hídrico da bacia amazônica, como aumento dos gases de efeito estufa (RCP 8.5) e mudanças no uso e cobertura da terra causadas pelo desmatamento. Para o cenário de mudanças climáticas do RCP 8.5 verificou-se uma redução da convergência de umidade, precipitação e evapotranspiração. A convergência de

umidade atuou ainda como uma redutora das precipitações, gerando um mecanismo de feedback positivo sobre esses componentes, enquanto que para os cenários futuros de desmatamento a redução da precipitação se mostrou mais evidente, o que levou a um aumento da convergência de umidade, verificando assim um mecanismo de feedback negativo.

Ainda sobre a bacia amazônica, Sorribas et al., (2016) utilizou o modelo hidrológico regional MGB-IPH na avaliação das projeções de mudanças climáticas e na vazão e na extensão da inundação sobre a bacia amazônica. Os resultados obtidos por esse estudo indicam um acréscimo médio entre 9 % e 18,3% da vazão média no oeste amazônico, enquanto observou-se que a diminuição da vazão sobre a estação seca projetadas sobre a região leste da bacia com a diminuição da vazante de 15,9% e no baixo amazonas de 4.4%, verificando assim uma variabilidade dos impactos das mudanças climáticas para a bacia amazônica.

Contudo, pode-se destacar que não foi encontrado na literatura outros trabalhos que utilizaram o SWAT na simulação do balanço hídrico, assim como da vazão, e muito menos que realizaram a simulação de impactos futuros das mudanças climáticas em conjunto com alterações sobre o uso e cobertura da terra sobre a amazônia, além dos trabalhos citados anteriormente. Dessa forma pode-se verificar que este trabalho contribuiu no melhor entendimento dos impactos conjuntos de mudanças climáticas e desmatamento, tanto sobre a hidrologia da BHRJ, assim como na Amazônia de modo geral. Em relação ao balanço hídrico verificou-se redução significativa do ET e aumento substancial do escoamento superficial, além de alterações verificadas sobre demais componentes, conforme verificado e destacado anteriormente.

Com relação aos impactos provenientes das mudanças climáticas em conjunto com alterações no uso e cobertura da terra, pode-se verificar que a principal componente que altera o balanço hídrico são as mudanças projetadas nos componentes meteorológicos, devido a alterações sobre os padrões regionais de chuvas e aumentos das temperatura médias. Sendo que o desmatamento pode ser considerado como um dos principais responsáveis pela mudança climática regional que ocorre sobre a bacia amazônica, mudança essa que afeta processos físicos naturais entre a atmosfera e o ecossistema terrestre, alterando padrões naturais de precipitação, assim como na temperatura e umidade do ar (MARENGO; JUNIOR, 2018). De acordo com os resultados obtidos, observa-se que tais alterações têm grande potencial de impactar significativamente todos os componentes do balanço hídrico. A evapotranspiração apresentou redução significativa em todos cenários futuros simulados,

e reduções também foram observadas na água no solo. Os demais componentes como o rendimento de água, contribuição do aquífero raso com o fluxo e escoamento superficial apresentaram aumentos substanciais em comparação ao cenário base. Santos et al., (2018b) modelou a bacia do rio Iriri, na região leste da bacia amazônica e avaliou o impacto de cenários de desmatamento provenientes de Soares-Filho et al., (2006), indicando que em 2050 a ET reduzirá até 10,6% e o escoamento superficial aumentará 18,1%.

As alterações sobre o uso e cobertura da terra como o desmatamento evidenciam expressivos impactos tanto sobre a hidrologia da bacia quanto sobre suas condições meteorológicas, uma vez que a evapotranspiração representa uma importante fonte de vapor d'água para a própria bacia assim como para outras regiões do país. Sendo assim, uma redução da evapotranspiração representa em teoria uma redução da precipitação sobre a própria bacia, afetando assim o papel fundamental da floresta na troca de umidade e energia entre a terra e a atmosfera (BAKER; SPRACKLEN, 2019; NOBRE; SELLERS; SHUKLA, 1991; SILVEIRA, 2015). Pode-se destacar então, que essas alterações podem gerar um feedback negativo sobre a retroalimentação do balanço hídrico, afetando consequentemente o clima a nível regional assim como sobre outras regiões da América do Sul.

Em relação às alterações conjuntas de mudanças climáticas para ambos cenários (RCP 4.5 e 8.5) e de mudanças no uso e cobertura da terra, pode-se destacar que foi verificado poucos trabalhos de modo geral e no território brasileiro, o único trabalho verificado foi o de Lucas-Borja et al., (2020) o qual utilizou o SWAT na modelagem de uma em uma microbacia localizada na Serra do Mar, no Estado de São Paulo. O objetivo desse trabalho foi de avaliar impacto das alterações no uso e cobertura da terra e das mudanças climáticas sobre o escoamento superficial. Os resultados obtidos demonstram que a substituição da floresta por lavouras e pastagens, não afetaria significativamente a resposta hidrológica da bacia, e o desmatamento completo aumentaria sua capacidade de geração de escoamento. E em relação aos cenários de mudanças climáticas ocorre uma tendência de diminuição da geração do escoamento e não verifica-se diferenças significativas sobre as vias de concentração representativas, sendo a pastagem com o menor escoamento e o solo descoberto o maior escoamento.

Um outro exemplo dessa aplicação foi realizado por Tirupathi e Shashidhar (2020) que investigaram o impacto das mudanças climáticas e do uso da terra na bacia do rio Krishna, localizado na Índia. Os resultados dessa pesquisa apresentam que para o cenário base a precipitação média anual é de 765 mm, o escoamento superficial é no valor de 181 mm,

rendimento de água no valor de 205 mm, a evapotranspiração no valor de 523 mm, enquanto a vazão média mensal para a bacia é de 2012 m³/s. Em relação aos cenários futuros simulados deste trabalho será considerado as projeções de médio prazo (2044- 2070), onde os resultados para os cenários 4.5 e 8.5 demonstram um incremento na precipitação de 1.5 mm e 19.44 mm respectivamente. Essas alterações impactaram em um acréscimo do escoamento superficial em 30.4 mm e 78 mm, assim como observado para o rendimento de água (31 mm e 76 mm), enquanto a ET apresentou redução (-9.8 mm e -3.2 mm) respectivamente e a vazão apresentou um incremento de 20.5 m³/s e 86 m³/s.

Nessa mesma linha, Ridwansyah et al., (2020) modelou o impacto do uso e cobertura da terra e das mudanças climáticas sobre o escoamento superficial e o fluxo de base na bacia hidrográfica de Cimanuk, na Indonésia. Obteve-se que com a redução da precipitação média anual do cenário presente de 2073,8 mm para 2.062,7 mm, ocorrerá uma diminuição do escoamento superficial de 139,8 mm do cenário presente para 144,8 mm nos cenários futuros, e dos componentes de água subterrânea a diminuição passa de 647,1 mm para 642,6 mm nos cenários futuros.

Assim sendo, a partir do exposto verifica-se que as mudanças climáticas tem um papel crucial no impacto do balanço hídrico e na hidrologia, alterações essas também observadas sobre a BHRJ. A importância desse papel desempenhado pelas mudanças climáticas, está no fato de que a precipitação é a principal entrada de água na bacia, sendo assim alterações sobre sua dinâmica, intensidade e variabilidade tem impactos diretos na hidrologia das bacias hidrográficas assim como em seu balanço hídrico. Então uma alteração em seu ciclo natural possui impacto muito significativo para a BHRJ, assim como para a bacia amazônica. Entretanto, deve-se levar em conta as diferenças regionais observadas ao longo de toda bacia amazônica e de que os impactos podem variar regionalmente, visto que, o esperado para alguns regiões é o incremento médio nas precipitações, o contrário do que é o projetado para a BHRJ.

As mudanças climáticas associadas a alterações sobre o uso e cobertura da terra, principalmente sobre a conversão da floresta ombrófila densa em pastagens e agropecuária, possuem grande potencial de causar grandes danos à hidrologia da bacia e sobre sua disponibilidade hídrica, verificado pelas reduções dos totais de evapotranspiração produzidos pela bacia e da disponibilidade de água no solo. Do ponto de vista ambiental essas alterações representam um grande risco não só para a hidrologia da bacia, assim como para a

manutenção de sua biodiversidade, flora e fauna, as quais são diretamente dependentes desse equilíbrio hídrico.

Em relação ao Brasil e a América do Sul, essas alterações representam perdas econômicas significativas, pois inúmeras dessas regiões dependem da umidade proveniente da amazônia tanto para a produção agropecuária quanto para a produção energética. Sendo assim pode-se verificar que essas alterações sobre a bacia amazônica de modo geral têm grande impacto sobre a sociedade brasileira, visto que a mesma atua como importantes serviços ambientais que beneficiam as atividades econômicas exercidas sobre todo território brasileiro. Entretanto, deve-se destacar que os impactos observados sobre a BHRJ, são em função dos dados utilizados e escolhas metodológicas, a escolha de diferentes dados como por exemplo, outras projeções de cenários de mudanças climáticas resultariam em diferentes resultados obtidos.

Para as políticas públicas os resultados deste estudo demonstram uma grande necessidade e importância de preservação não só da BHRJ, mas de toda bacia amazônica, que devido à ausência de uma política ambiental de preservação conduziu a aumentos significativos das taxas de desmatamento, verificados nos últimos anos. Políticas públicas, portanto, permitiriam a prevenção de problemas de diversas ordens no futuro próximo, garantindo assim uma minimização dos impactos das mudanças climáticas, além de garantir a floresta como um importante sumidouro de carbono global.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A modelagem hidrológica foi conduzida como forma de avaliar o atual balanço hídrico, assim como, na simulação e compreensão dos possíveis impactos na hidrologia provenientes de alterações ambientais (mudanças climáticas e desmatamento), mais especificamente da conversão da floresta nativa em pastagens e agropecuária na bacia amazônica. De modo geral, o modelo SWAT (ARNOLD et al., 1998) utilizado na pesquisa, além de apresentar um bom desempenho, facilitou a simulação de cenários a partir da alteração dos dados de uso e cobertura da terra, assim como, na assimilação dos dados climáticos.

Em suma, o SWAT representou adequadamente o balanço hídrico em ambiente equatorial. A calibração e validação foram muito bem-sucedidas, as quais obtiveram excelentes resultados. Contudo apesar dos pontos positivos do modelo inúmeras dificuldades foram encontradas durante a execução da pesquisa, como a inadequação do QGIS (versão 2.6.1) em modelar a BHRJ, esse software, não conseguiu executar de forma eficiente a configuração do modelo, em função do tamanho da bacia, o que gerou um atraso considerável na geração do modelo inicial, o qual precisou ser refeito no ArcGIS.

Apesar do SWAT ser considerado como um modelo eficiente do ponto de vista computacional, verificou-se um gasto muito grande de tempo da execução de várias etapas da modelagem, como por exemplo, a calibração, devido também ao tamanho da bacia e ao número de HRUs gerados. Por isso não é recomendável a realização de trabalhos em grandes bacias sem a capacidade computacional equivalente, ou com o uso de licenças de processamento paralelo, que reduziria assim o tempo de modelagem.

Uma falha encontrada no SWAT, é a existência de um período de dormência das plantas, devido a ser um modelo projetado e baseado no clima temperado dos EUA, o que não é observado sobre climas equatoriais e que gera um certo efeito negativo sobre a geração da evapotranspiração em um nível mensal (mas no nível anual a mesma não é afetada), sendo assim, recomenda-se a alteração dessa “dormência” através da alteração do código fonte do modelo.

Os resultados demonstram que tanto as mudanças climáticas quanto as alterações no uso e cobertura da terra tem grande capacidade de impactar a dinâmica hidrológica da BHRJ. Contudo pode-se verificar que as mudanças climáticas possuem um potencial maior de causar impactos e danos à dinâmica hidrológica da bacia, visto que, alterações na variabilidade e na intensidade gera impactos diretos sobre a dinâmica hidrológica da bacia. Entretanto, o desmatamento é uma das causas das mudanças climáticas, sendo assim existe uma

interrelação que deve ser considerada, causando efeitos negativos nos mecanismos de retroalimentação dos componentes do balanço hídrico.

A evapotranspiração e o escoamento superficial foram os componentes do balanço hídrico significativamente afetados por essas alterações em relação a sua dinâmica e configuração atual. A evapotranspiração sofreu redução significativa, enquanto o escoamento superficial sofre um brusco aumento, os demais componentes sofreram alterações, porém em uma escala intermediária. Essas alterações tanto sobre os componentes do balanço hídrico quanto sobre a vazão tem potencial de gerar a longo prazo efeitos negativos sobre atividades econômicas, como agricultura e geração de energia elétrica, em um nível local, regional, ou mesmo global.

Em suma pode-se dizer que a presente pesquisa representa um ótimo trabalho a cerca da modelagem hidrológica e das implicações dos impactos tanto sobre o balanço hídrico quanto da vazão de uma bacia situada na região amazônica. Entretanto trata-se apenas de uma tentativa de representar a realidade e não pode ser levada como verdade absoluta, uma vez que resultados aqui apresentados representam projeções de um único modelo climático e de apenas a conversão da floresta nativa em pastagens. O uso de diferentes modelos climáticos e diferentes alterações sobre o uso, resultaria em resultados diferentes dos encontrados na presente pesquisa, uma vez que o SWAT é sensível a esses dados de entrada. Em resumo pode-se dizer que os resultados obtidos aqui, são em função das escolhas metodológicas utilizadas na pesquisa, e a mesma possui certas limitações.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBASPOUR, Karim C. **SWAT-CUP: SWAT Calibration and Uncertainty Programs - A User Manual** EAWAG. Dübendorf, Switzerl and Eawag: Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Techology. 2015.

ABBASPOUR, Karim C.; ROUHOLAHNEJAD, E.; VAGHEFI, S.; SRINIVASAN, R.; YANG, H.; KLØVE, B. A continental-scale hydrology and water quality model for Europe: Calibration and uncertainty of a high-resolution large-scale SWAT model. **Journal of Hydrology**, v. 524, p. 733–752, 2015. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.03.027.

ABBASPOUR, Karim C.; YANG, Jing; MAXIMOV, Ivan; SIBER, Rosi; BOGNER, Konrad; MIELEITNER, Johanna; ZOBRIST, Juerg; SRINIVASAN, Raghavan. Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. **Journal of Hydrology**, v. 333, n. 2–4, p. 413–430, 2007. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.09.014.

ABBOTT, M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J. A.; O’CONNELL, P. E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, “SHE”, 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. **Journal of Hydrology**, v. 87, n. 1–2, p. 45–59, 1986. DOI: 10.1016/0022-1694(86)90114-9.

ABDULKAREEM, J. H.; PRADHAN, B.; SULAIMAN, W. N. A.; JAMIL, N. R. Review of studies on hydrological modelling in Malaysia. **Modeling Earth Systems and Environment**, v. 4, n. 4, p. 1577–1605, 2018. DOI: 10.1007/s40808-018-0509-y.

ABE, Camila; LOBO, Felipe; DIBIKE, Yonas; COSTA, Maycira; DOS SANTOS, Vanessa; NOVO, Evlyn. Modelling the Effects of Historical and Future Land Cover Changes on the Hydrology of an Amazonian Basin. **Water**, v. 10, n. 7, p. 932, 2018. DOI: 10.3390/w10070932.

AHN, So Ra; KIM, Seong Joon. Analysis of water balance by surface–groundwater interaction using the SWAT model for the Han River basin, South Korea. **Paddy and Water Environment**, v. 16, n. 3, p. 543–560, 2018. DOI: 10.1007/s10333-018-0647-x.

ALEIXO, Izabela; NORRIS, Darren; HEMERIK, Lia; BARBOSA, Antenor; PRATA, Eduardo; COSTA, Flávia; POORTER, Lourens. Amazonian rainforest tree mortality driven by climate and functional traits. **Nature Climate Change**, v. 9, n. 5, p. 384–388, 2019. DOI: 10.1038/s41558-019-0458-0.

ALLEN, Richard G.; ASCE, M. A Penman for All Seasons. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 112, n. 4, p. 348–368, 1986. DOI: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1986)112:4(348).

ALLEN, Richard G.; JENSEN, Marvin E.; WRIGHT, James L.; BURMAN, Robert D. Agricultural Benefits for Senegal River Basin. **Agronomy Journal**, v. 81, n. 4, p. 650–662, 1989. DOI: 10.2134/agronj1989.00021962008100040019x.

ALMEIDA, Auro Campi De; SOARES, João Vianeí. Comparação entre uso de água em plantações de Eucalyptus grandis e floresta ombrófila densa (Mata Atlântica) na costa leste do Brasil. **Revista Árvore**, v. 27, n. 2, p. 159–170, 2003. DOI: 10.1590/s0100-67622003000200006.

ALMEIDA, Hermes Alves De. **Climatologia Aplicada à Geografia**. Campina Grande: eduepb, 2016.

ALMEIDA, Rafael A.; PEREIRA, Silvio B.; PINTO, Daniel B. F. Calibration and Validation of The Swat Hydrological Model for the Mucuri River Basin. **Engenharia Agrícola**, v. 38, n. 1, p. 55–63, 2018. DOI: 10.1590/1809-4430-eng.agric.v38n1p55-63/2018.

AMANAJÁS, Jonathan Castro; BRAGA, Célia Campos. Padrões Espaço-Temporal Pluviométricos na Amazônia Oriental Utilizando Análise Multivariada. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27 (4), p. 423–434, 2012.

ANA/SAR. **Sistema de Acompanhamento dos Reservatórios**. 2020. Disponível em: <<https://www.ana.gov.br/sar0/Home>>. Acesso em: 12/03/2020.

ANA. **Agência Nacional de Águas**. 2019. Disponível em:<<http://www.snirh.gov.br/hidroweb/apresentacao>>. Acesso em: 05/08/2020

ANDRADE, Carolyne Wanessa Lins De. **Hydrological modeling and scenarios of land use and climate changes in a representative basin, northeastern Brazil**. Doctoral Thesis. Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2018.

ARAGÃO, Luiz E. O. C. et al. 21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions. **Nature Communications**, v. 9:536, n. 1, p. 1–12, 2018. DOI: 10.1038/s41467-017-02771-y.

ARIAS, Mauricio E.; FARINOSI, Fabio; LEE, Eunjee; LIVINO, Angela; BRISCOE, John; MOORCROFT, Paul R. Impacts of climate change and deforestation on hydropower planning in the Brazilian Amazon. **Nature Sustainability**, v. 3, n. 6, p. 430–436, 2020. DOI: 10.1038/s41893-020-0492-y.

ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R.; SRINIVASAN, R.; WILLIAMS, J. R.; HANEY, E. B.; NEITSCH, S. L. **Soil Water Assessment Tool (SWAT) Input/Output Documentation Version 2012**. Texas Water Resources Institute, 2012.

ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R. S.; WILLIAMS, J. R. Large area Hydrologic Modeling and Assessment Part I: Model Development. **Journal of the American Water resources Association**, v. 34, n. 1, p. 73–89, 1998.

ARORA, V. K.; SCINOCCA, J. F.; BOER, G. J.; CHRISTIAN, J. R.; DENMAN, K. L.; FLATO, G. M.; KHARIN, V. V.; LEE, W. G.; MERRYFIELD, W. J. Carbon emission limits required to satisfy future representative concentration pathways of greenhouse gases. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 5, p. 3–8, 2011. DOI: 10.1029/2010GL046270.

ARROIO JUNIOR, Paulo Ponce. **Aprimoramento das Rotinas e Parâmetros dos Processos Hidrológicos do Modelo Computacional Soil and Water Assessment Tool - SWAT**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2016.

ASHU, Agbortoko Bate; LEE, Sang-II. Assessing Climate Change Effects on Water Balance in a Monsoon Watershed. **Water**, v. 12, n. 9, p. 2564, 2020. DOI: 10.3390/w12092564.

AYOADE, J. **Introdução à climatologia para os trópicos**. 4ª edição ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil S. A., 1996.

BAKER, Jessica C. A.; SPRACKLEN, Dominick V. Climate Benefits of Intact Amazon Forests and the Biophysical Consequences of Disturbance. **Frontiers in Forests and Global Change**, v. 2, n. 1–13, 2019. DOI: 10.3389/ffgc.2019.00047.

BALDISSERA, Gisele Cristina. **Aplicabilidade do Modelo de Simulação Hidrológica SWAT (Soil And Water Assessment Tool), para a Bacia Hidrográfica do Rio Cuiabá / MT**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Mato Grosso 2005.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. **Atmosfera, tempo e clima**. 9ª edição ed. Porto Alegre: Bookman Editora, 2013.

BARTHEM, R. B.; CHARVET-ALMEIDA, P.; MONTAG, L. F. A.; LANNA, A. E. **Global International Waters Assessment Amazon Basin GIWA Regional assessment 40b**. Kalma, Sweden, 2004.

BEHRENDT, Horst; VENOHR, Markus; HIRT, Ulrike; HOFMANN, Jürgen; OPITZ, Dieter; GERICKE, Andreas. **The model system MONERIS Version 2.0 User's Manual**. Berlin, Germany Leibniz Institute of Freshwater Ecology and Inland Fisheries in the Forschungsverbund Berlin e.V. 2007.

BERGIER, Ivan; ASSINE, Mario L.; MCGLUE, Michael M.; ALHO, Cleber J. R.; SILVA,

- Aguinaldo; GUERREIRO, Renato L.; CARVALHO, João C. Amazon rain forest modulation of water security in the Pantanal wetland. **Science of The Total Environment**, v. 619–620, p. 1116–1125, 2018. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.11.163.
- BEVEN, Keith; WARREN, Ross; ZAOUI, Jacques. She: Towards a Methodology for Physically-Based Distributed Forecasting in Hydrology. **Actes du Colloque d'Oxford**, n. 129, p. 133–137, 1980.
- BRESSIANI, Danielle de Almeida; MAN, Philip W.; FERNANDES, Josimar Gurgel; GARBOSSA, Luis Hamilton Pospissil; SRINIVASAN, Raghavan; BONUMÁ, Nadia Bernardi; MENDIONDO, Eduardo Mario. A review of soil and water assessment tool (SWAT) applications in Brazil: Challenges and prospects. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v. 8, n. 3, p. 1–27, 2015a. DOI: 10.3965/j.ijabe.20150803.1765.
- BRESSIANI, Danielle De Almeida; SRINIVASAN, Raghavan; JONES, Charles Allan; MENDIONDO, Eduardo Mario. Effects of different spatial and temporal weather data resolutions on the stream flow modeling of a semi-arid basin, Northeast Brazil. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v. 8, n. 3, p. 1–16, 2015b. DOI: 10.3965/j.ijabe.20150803.970.
- BRIGHENTI, Tássia Mattos; BONUMÁ, Nadia Bernardi; CHAFFE, Pedro Luiz Borges. Calibração hierárquica do modelo swat em uma bacia hidrográfica catarinense. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 21, n. 1, p. 53–64, 2016. DOI: 10.21168/rbrh.v21n1.p53-64.
- BRUTSAERT, W. **Hydrology: An Introduction**. New York, NY: Cambridge University Press, 2005.
- CARVALHO, Flávio Hermínio De. **Uso do Modelo SWAT na Estimativa da Vazão e da Produção de Sedimentos em Bacia Agrícola do Cerrado Brasileiro**. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, 2014.
- CHOW, Ven Te; MAIDMENT, David R.; MAYS, Larry W. **Applied hydrology**. New York, NY, USA: McGraw-Hill, 1988.
- CHOW, V. T. **Open-channel hydraulics**. New York: McGraw-Hill, 1959.
- COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para engenharia e ciências ambientais**. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH), 2013.
- COSTA, Julio; PEREIRA, Gabriel; SIQUEIRA, Maria Elisa; CARDOZO, Francielle; SILVA, Viviane Valéria Da. Validação dos Dados de Precipitação Estimados pelo Chirps para o Brasil. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. Ano 15-V, n. 2237–8642, p. 228–243, 2019.
- COSTA, N. L.; MAGALHÃES, J. A.; TOWNSEND, C. R.; PAULINO, V. T. Fisiologia e manejo de plantas forrageiras. **Embrapa Rondônia -Documentos 85**, p. 32, 2004.
- CREECH, Calvin T.; SIQUEIRA, Rafael Brito; SELEGEAN, James P.; MILLER, Carol. Anthropogenic impacts to the sediment budget of São Francisco River navigation channel using SWAT. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, v. 8, n. 3, p. 1–20, 2015. DOI: 10.3965/j.ijabe.20150803.1372.
- DAVIE, Tim. **Fundamentals of Hydrology**. Second ed. London: Routledge, 2008. DOI: 10.4324/9780203933664.
- DEBORTOLI, Nathan dos Santos. **O regime de chuvas na Amazônia Meridional e sua relação com o desmatamento**. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília/ Universidade de Rennes 2, 2013.
- DHILLON, Gurpreet S.; AJILA, C. M.; KAUR, Surinder; BRAR, Satinder K.; VERMA, Mausam; TYAGI, R. D.; SURAMPALLI, Rao Y. Greenhouse Gas Contribution on Climate Change. *In:*

SURAMPALLI, Rao Y.; ZHANG, Tian C.; OJHA, C. S. P.; GURJAR, B. R.; TYAGI, R. D.; KAO, C. M. (org.). **Climate Change Modeling, Mitigation, and Adaptation**. Reston, Virginia: American Society of Civil Engineers, 2013. p. 26–61.

DIAS-FILHO, Moacyr Bernardino. Comunicado Técnico 235 - Formação e Manejo de Pastagens. **Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA)**, p. 1–8, 2012.

DIAS, M. A. F. Silva; ROZANTE, José Roberto; MACHADO, L. A. T. Complexos convectivos de mesoescala na América do sul. *In*: CAVALCANTI, Iracema Fonseca de albuquerque; FERREIRA, Nelson Jesus; SILVA, Maria Gertrudes Alvarez Justi Da; DIAS, Maria Assunção Faus Da (org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 181–194.

DIAS, Viviane de Souza. **Simulação de vazão aplicada ao reservatório da UHE Furnas utilizando modelo SWAT**. Dissertação de Mestrado. Pontifícia Universidade Católica de Goiás, 2017.

DIRZO, Rodolfo; RAVEN, Peter H. Global State of Biodiversity and Loss. **Annual Review of Environment and Resources**, v. 28, n. 1, p. 137–167, 2003. DOI: 10.1146/annurev.energy.28.050302.105532.

DWARAKISH, G. S.; GANASRI, B. P. Impact of land use change on hydrological systems: A review of current modeling approaches. **Cogent Geoscience**, v. 1, n. 1, p. 1–18, 2015. DOI: 10.1080/23312041.2015.1115691.

EDP. **UHE Santo Antônio do Jari**. Disponível em: <<https://brasil.edp.com/pt-br/uhe-jari>>. Acesso em 15/03/2019.

EDUARDO, Eliete Nazaré; MELLO, Carlos Rogério De; VIOLA, Marcelo Ribeiro; OWENS, Phillip Ray; CURI, Nilton. Hydrological simulation as subsidence for management of surface water resources at the Mortes River Basin. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 40, n. 4, p. 390–404, 2016. DOI: 10.1590/1413-70542016404009516.

EPE, Empresa de Pesquisa Energética. **Bacia Hidrográfica do Rio Jari / PA-AP Estudos de Inventário Hidrelétrico . Relatório Final**. São Paulo - SP, 2011.

ESCOBAR, Herton. **Brazil's deforestation is exploding—and 2020 will be worse**. 2019. DOI: 10.1126/science.aba3238.

FARAMARZI, Monireh; ABBASPOUR, Karim C.; ADAMOWICZ, W. L. (Vic); LU, Wei; FENNELL, Jon; ZEHNDER, Alexander J. B.; GOSS, Greg G. Uncertainty based assessment of dynamic freshwater scarcity in semi-arid watersheds of Alberta, Canada. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 9, p. 48–68, 2017. DOI: 10.1016/j.ejrh.2016.11.003.

FARR, Tom G. et al. The Shuttle Radar Topography Mission. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n.º. 2, p. 1–33, 2007. DOI: 10.1007/3-540-44818-7_11.

FERRIGO, Sara. **Análise de Consistência dos Parâmetros do Modelo Swat Obtidos por Calibração Automática – Estudo de Caso da Bacia do Lago Descoberto - DF**. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília. 2014.

FUKUNAGA, Danilo Costa; CECÍLIO, Roberto Avelino; ZANETTI, Sidney Sára; OLIVEIRA, Laís Thomazini; CAIADO, Marco Aurélio Costa. Application of the SWAT hydrologic model to a tropical watershed at Brazil. **CATENA**, v. 125, p. 206–213, 2015. DOI: 10.1016/j.catena.2014.10.032.

GASSMAN, P. W.; REYES, M. R.; GREEN, C. H.; ARNOLD, J. G. The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development, Applications, and Future Research Directions. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 4, p. 1211–1250, 2007. a. DOI: 10.13031/2013.23637.

GIORGI, Filippo; GUTOWSKI, William J. Coordinated Experiments for Projections of Regional Climate Change. **Current Climate Change Reports**, v. 2, n. 4, p. 202–210, 2016. DOI: 10.1007/s40641-016-0046-6.

- GUPTA, Hoshin Vijai; SOROOSHIAN, Soroosh; YAPO, Patrice Ogou. Status of Automatic Calibration For Hydrologic Models: Comparison With Multilevel Expert Calibration. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 4, n. 2, p. 135–143, 1999.
- HARGREAVES, Leo; HARGREAVES, George H.; RILEY, J. Paul. Agricultural Benefits for Senegal River Basin. **J. Irrig. Drain Eng**, v. 111, n. 2, p. 113–124, 1985.
- HARTMANN, D. L. **Global Physical Climatology**. Volume 56 ed. San Diego, California: Geophysics Ser., 1994.
- HUBBELL, Stephen P.; HE, Fangliang; CONDIT, Richard; BORDA-DE-ÁGUA, Luis; KELLNER, James; TER STEEGE, Hans. **In the Light of Evolution**. Washington, D.C.: National Academies Press, 2008. DOI: 10.17226/12501.
- HÜLSMANN, Lisa; GEYER, Tobias; SCHWEITZER, Christian; PRIESS, Jörg; KARTHE, Daniel. The effect of subarctic conditions on water resources: initial results and limitations of the SWAT model applied to the Kharaa River Basin in Northern Mongolia. **Environmental Earth Sciences**, v. 73, n. 2, p. 581–592, 2015. DOI: 10.1007/s12665-014-3173-1..
- JOHNSTON, Robyn; SMAKHTIN, Vladimir. Hydrological Modeling of Large river Basins: How Much is Enough? **Water Resources Management**, v. 28, n. 10, p. 2695–2730, 2014. DOI: 10.1007/s11269-014-0637-8.
- JUNIOR., Warren Viessman; LEWIS, Gary L. **Introduction to hydrology**. 4ª edição ed. : Pearson, 1997.
- JÚNIOR, Pedro Pereira ferreira. **Simulação da Resposta Hidrológica à Mudanças de Uso e Cobertura da Terra em uma Bacia Hidrográfica No Leste da Amazônia**. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Pará, 2018.
- KANNAN, N.; WHITE, S. M.; WORRALL, F.; WHELAN, M. J. Sensitivity analysis and identification of the best evapotranspiration and runoff options for hydrological modelling in SWAT-2000. **Journal of Hydrology**, v. 332, n. 3–4, p. 456–466, 2007. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2006.08.001.
- KAZI, Asadullah. Paleoclimate Changes and Significance of Present Global Warming. *In*: CHEN, Wei-Yin; SUZUKI, Toshio; LACKNER, Maximilian (org.). **Handbook of climate change mitigation and adaptation**. Springer International Publishing, 2017.
- KHAN, Shaheen Rafi; KHAN, Shahrukh Rafi. Assessing poverty-deforestation links: Evidence from Swat, Pakistan. **Ecological Economics**, v. 68, n. 10, p. 2607–2618, 2009. DOI: 10.1016/j.ecolecon.2009.04.018.
- KRAUSE, P.; BOYLE, D. P.; BÄSE, F. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. **Advances in Geosciences**, v. 5, p. 89–97, 2005. DOI: 10.5194/adgeo-5-89-2005.
- LAFON, Thomas; DADSON, Simon; BUYS, Gwen; PRUDHOMME, Christel. Bias correction of daily precipitation simulated by a regional climate model: A comparison of methods. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 6, p. 1367–1381, 2013. DOI: 10.1002/joc.3518.
- LAMPARTER, Gabriele; NOBREGA, Rodolfo Luiz Bezerra; KOVACS, Kristof; AMORIM, Ricardo Santos; GEROLD, Gerhard. Modelling hydrological impacts of agricultural expansion in two macro-catchments in Southern Amazonia, Brazil. **Regional Environmental Change**, v. 18, n. 1, p. 91–103, 2018. DOI: 10.1007/s10113-016-1015-2.
- LARSEN, Morten Andreas Dahl; DREWS, Martin. Water use in electricity generation for water-energy nexus analyses: The European case. **Science of The Total Environment**, v. 651, p. 2044–2058, 2019. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.10.045.
- LENG, Manman; YU, Yang; WANG, Shengping; ZHANG, Zhiqiang. Simulating the hydrological processes of a meso-scale watershed on the Loess Plateau, China. **Water (Switzerland)**, v. 12, n. 3,

2020. DOI: 10.3390/w12030878.

LIEW, M. W. Van; ARNOLD, J. G.; GARBRECHT, J. D. Hydrologic Simulation on Agricultural Watersheds: Choosing Between Two Models. **Transactions of the ASAE, American Society of Agricultural Engineers**, v. 46, n. 6, p. 1539–1551, 2003.

LUCAS-BORJA, Manuel Esteban; CARRÀ, Bruno Gianmarco; NUNES, João Pedro; BERNARD-JANNIN, Léonard; ZEMA, Demetrio Antonio; ZIMBONE, Santo Marcello. Impacts of land-use and climate changes on surface runoff in a tropical forest watershed (Brazil). **Hydrological Sciences Journal**, v. 65, n. 11, p. 1–18, 2020. DOI: 10.1080/02626667.2020.1787417..

MACHADO, Ronalton Evandro. **Simulação de Escoamento e de Produção de Sedimentos em uma Microbacia Hidrográfica Utilizando Técnicas de Modelagem e Geoprocessamento**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2002.

MAIDMENT, D. R. GIS and hydrologic modeling. *In*: GOODCHILD, M. F.; PARKS, B. O.; STEYAERT, L. T. (org.). **Environmental modeling with GIS**. New York, NY: Oxford University, 1993. p. 147–167.

MAPBIOMAS. **Projeto MapBiomás**. 2019. Disponível em: <<https://mapbiomas.org/>>. Acesso em: 22/06/2020.

MARENGO, J. A. Mudanças Climáticas: Detecção e cenários futuros para o Brasil até o final do século XXI. *In*: CAVALCANTI, Iracema Fonseca de alburquerque; FERREIRA, Nelson Jesus; SILVA, Maria Gertrudes Alvarez Justi Da; DIAS, Maria Assunção Faus Da (org.). **Tempo e clima do Brasil**. São Paulo: Oficina de textos, 2009. p. 407–420.

MARENGO, J. A.; NOBRE, Carlos A. Clima da Região Amazônica. *In*: CAVALCANTI, Iracema Fonseca de alburquerque; FERREIRA, Nelson Jesus; SILVA, Maria Gertrudes Alvarez Justi Da; DIAS, Maria Assunção Faus Da (org.). **Tempo e clima do Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 197–212.

MARENGO, José A.; JUNIOR, Carlos Souza. **Mudanças Climáticas : impactos e cenários para a Amazônia Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia (INCT) para Mudanças Climáticas Fase 2**. São Paulo, 2018.

MARENGO, José A.; WILLIAMS, Earle R.; ALVES, Lincloln M.; SOARES, Wagner R.; RODRIGUEZ, Daniel A. Extreme Seasonal Climate Variations in the Amazon Basin: Droughts and Floods. *In*: NAGY, Laszlo; FORSBERG, Bruce R.; ARTAXO, Paulo (org.). **Interactions Between Biosphere, Atmosphere and Human Land Use in the Amazon Basin**. Berlin. p. 55–76. DOI: 10.1007/978-3-662-49902-3_4.

MARTIN, Eric et al. On the Use of Hydrological Models and Satellite Data to Study the Water Budget of River Basins Affected by Human Activities: Examples from the Garonne Basin of France. **Surveys in Geophysics**, v. 37, n. 2, p. 223–247, 2016. DOI: 10.1007/s10712-016-9366-2.

MAUSER, Wolfram et al. **PROMET - Processes of Mass and Energy Transfer Part 1: Algorithms Theoretical Baseline Document**. Munich, 2015.

MAUSER, Wolfram; BACH, Heike. PROMET – Large scale distributed hydrological modelling to study the impact of climate change on the water flows of mountain watersheds. **Journal of Hydrology**, v. 376, n. 3–4, p. 362–377, 2009. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2009.07.046.

MCCUEN, Richard H. **Hydrologic analysis and Design**. Second ed. Upper Saddle River, New Jersey: Pearson Education, 1998.

MCGUFFIE, Kendal; HENDERSON-SELLERS, Ann. **A Climate Modelling Primer**. THIRD EDIT ed. West Sussex, England: John Wiley & Sons Ltd, 2005.

MEDEIROS, I. C. De; DA COSTA SILVA, J. F. C. B.; SILVA, R. M.; SANTOS, C. A. G. Run-off–

erosion modelling and water balance in the Epitácio Pessoa Dam river basin, Paraíba State in Brazil. **International Journal of Environmental Science and Technology**, v. 16, n. 7, p. 3035–3048, 2019. DOI: 10.1007/s13762-018-1940-3.

MÉLIÈRES, Marie-Antoinette; MARÉCHAL, Chloé. **Climate Change: Past, Present, and Future**. Ed.: John Wiley & Sons Ltd, 2015.

MELLO, Kaline De; RANDHIR, Timothy O.; VALENTE, Roberta Aversa; VETTORAZZI, Carlos Alberto. Riparian restoration for protecting water quality in tropical agricultural watersheds. **Ecological Engineering**, v. 108, p. 514–524, 2017. DOI: 10.1016/j.ecoleng.2017.06.049.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, Iracema Fonseca de Albuquerque; FERREIRA, Nelson Jesus; SILVA, Maria Gertrudes Alvarez Justi Da; DIAS, Maria Assunção Faus Da (org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. pp 25–41.

MENDONÇA, Francisco; DANNI-OLIVEIRA, Inês Moresco. **Climatologia: noções básicas e climas do Brasil**. 1ª edição ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2007.

MIRANDA, Ricardo Augusto Calheiro De; OLIVEIRA, Marcus Vinícius Siqueira De; SILVA, Danielle Ferreira Da. Ciclo hidrográfico planetário: abordagens e conceitos. **Geo UERJ**, v. 1, n. 21, p. 109–119, 2010. DOI: 10.12957/geouerj.2010.1461.

MONTEIRO, José A. F.; KAMALI, Bahareh; SRINIVASAN, Raghavan; ABBASPOUR, Karim C.; GÜCKER, Björn. Modelling the effect of riparian vegetation restoration on sediment transport in a human-impacted Brazilian catchment. **Ecohydrology**, v. 9, n. 7, p. 1289–1303, 2016. DOI: 10.1002/eco.1726.

MONTEITH, J. L. Evaporation and Environment. **Symposia of the Society for Experimental Biology**, n. 19, p. 205–234, 1965.

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; LIEW, M. W. Van; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. Model Evaluation Guidelines For Systematic Quantification Of Accuracy In Watershed Simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 3, p. 885–900, 2007.

MORTON, Douglas C.; DEFRIES, Ruth S.; SHIMABUKURO, Yosio E.; ANDERSON, Liana O.; ARAI, Egidio; DEL BON ESPIRITO-SANTO, F.; FREITAS, Ramon; MORISETTE, Jeff. Cropland expansion changes deforestation dynamics in the southern Brazilian Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 103, n. 39, p. 14637–14641, 2006. DOI: 10.1073/pnas.0606377103.

MOURA, Carolina Natel De. **Impactos Hidrológicos De Mudanças Climáticas Na Bacia Hidrográfica Do Alto Canoas , Sc Lages , SC**. Dissertação de Mestrado. Universidade do Estado de Santa Catarina, 2017.

MUHAMMAD, Ameer; EVENSON, Grey; STADNYK, Tricia; BOLUWADE, Alaba; JHA, Sanjeev; COULIBALY, Paulin. Assessing the Importance of Potholes in the Canadian Prairie Region under Future Climate Change Scenarios. **Water**, v. 10, n. 11, p. 1657, 2018. DOI: 10.3390/w10111657.

MULLER, Marcelo Marques Lopes; GUIMARÃES, Maria de Fátima; DESJARDINS, Thierry; MARTINS, Paulo Fernando da Silva. Degradação de pastagens na Região Amazônica: propriedades físicas do solo e crescimento de raízes. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 36, n. 11, p. 1409–1418, 2001. DOI: 10.1590/s0100-204x2001001100012.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River Flow Forecasting through Conceptual Models 1. A Discussion of Principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970. DOI: 10.1080/00750770109555783.

NASIRI, Shima; ANSARI, Hossein; ZIAEI, Ali Naghi. Simulation of water balance equation

components using SWAT model in Samalqan Watershed (Iran). **Arabian Journal of Geosciences**, v. 13, n. 11, 2020. DOI: 10.1007/s12517-020-05366-y.

NAZARI-SHARABIAN, Mohammad; TAHERIYOUN, Masoud; AHMAD, Sajjad; KARAKOUZIAN, Moses; AHMADI, Azadeh. Water quality modeling of Mahabad Dam watershed-reservoir system under climate change conditions, using SWAT and system dynamics. **Water (Switzerland)**, v. 11, n. 2, p. 1–16, 2019. DOI: 10.3390/w11020394.

NCAR. **National Centers for Environmental Prediction (NCEP)**. 2018. Disponível em: <<https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/climate-forecast-system-version2-cfsv2>>. Acesso em: 23/05/2019.

NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R.; WILLIAMS, J. R. **Soil & Water Assessment Tool (SWAT) Documentação Teórica Versão 2009**. Texas Water Resources Institute, 2011.

NOBRE, Carlos A.; SELLERS, Piers J.; SHUKLA, Jagadish. Amazonian Deforestation and Regional Climate Change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 1, p. 64–75, 1991.

NUNES, Hildo Giuseppe Garcia Caldas; SOUSA, Adriano Marlisom Leão De; SANTOS, Joyse Tatiane Souza Dos. Simulation of Flow in the Capim River (PA) using the SWAT Model. **Floresta e Ambiente**, v. 26, n. 1, p. 1–10, 2019. DOI: 10.1590/2179-8087.017116.

OLIVEIRA, Alzira Marques; CUNHA, Alan Cavalcanti Da. Indicadores de vulnerabilidade e risco como subsídios à prevenção de impactos à sociobiodiversidade na bacia do rio Jari (AP-PA)/Brasil. *In*: BASTOS, Argemiro Midonês; JUNIOR, José Policarpo Miranda; SILVA, Raullyan Borja Lima e (org.). **Conhecimento e Manejo Sustentável da Biodiversidade Amapaense**. São Paulo - SP: Editora Edgard Blücher Ltda. p. 161–182. 2017. DOI: 10.5151/9788580392197-09.

OLIVEIRA, Vinícius A. De; DE MELLO, Carlos R.; VIOLA, Marcelo R.; SRINIVASAN, Raghavan. Assessment of climate change impacts on streamflow and hydropower potential in the headwater region of the Grande river basin, Southeastern Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 15, p. 5005–5023, 2017. DOI: 10.1002/joc.5138.

OLIVEIRA, Vinícius Augusto De; DE MELLO, Carlos Rogério; BESKOW, Samuel; VIOLA, Marcelo Ribeiro; SRINIVASAN, Raghavan. Modeling the effects of climate change on hydrology and sediment load in a headwater basin in the Brazilian Cerrado biome. **Ecological Engineering**, v. 133, n. April, p. 20–31, 2019. DOI: 10.1016/j.ecoleng.2019.04.021.

OLIVEIRA, Laís Thomazini. **Aplicação do Modelo SWAT para Simular Vazões em uma Bacia Hidrográfica em Aracruz, ES**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Espírito Santo, 2014.

OLIVEIRA, Laís Thomazini; CECÍLIO, RA; ZANETTI, SS; LOOS, RA; BRESSIANI, DA; SRINIVASAN, Raghavan. Hydrological simulation of a Small Forested Catchment Under Different Land Use and Forest Management. **iForest - Biogeosciences and Forestry**, v. 13, n. 1, p. 301–308, 2020. DOI: 10.3832/ifor3221-013.

PAGANI, Mark; LIU, Zhonghui; LARIVIERE, Jonathan; RAVELO, Ana Christina. High Earth-system climate sensitivity determined from Pliocene carbon dioxide concentrations. **Nature Geoscience**, v. 3, n. 1, p. 27–30, 2010. DOI: 10.1038/ngeo724.

PAGANO, Thomas C.; SOROOSHIAN, Soroosh. Global water cycle (fundamental, theory, mechanisms). *In*: ANDERSON, Malcolm G.; MCDONNELL, Jeffrey J. (org.). **Encyclopedia of hydrological sciences**. Ed.: John Wiley & Sons. 2005.

PEREIRA, Antônio Roberto; ANGELOCCI, Luiz Roberto; SENTELHAS, Paulo Cesar. **Meteorologia Agrícola** : LCE 306, 2007.

PEREIRA, Eder Johnson de Area Leão; FERREIRA, Paulo Jorge Silveira; RIBEIRO, Luiz Carlos de Santana; CARVALHO, Terciane Sabadini; PEREIRA, Hernane Borges de Barros. Policy in Brazil

(2016–2019) threaten conservation of the Amazon rainforest. **Environmental Science & Policy**, v. 100, p. 8–12, 2019. DOI: 10.1016/j.envsci.2019.06.001.

PINTO, Daniel Brasil Ferreira. **Aplicação Do Modelo Swat (Soil and Water Assessment Tool) Na Simulação Hidrográfica Da Serra Da Mantiqueira , Mg.** Tese de Doutorado. Universidade Federal de Lavras, 2011.

PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 2, p. 81–92, 1972. DOI: 10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2.

RAJU, K. Srinivasa; KUMAR, Nagesh. **Impact of Climate Change on Water Resources.** 2018.

RALLISON, R. ...; MILLER, N. Past, present and future SCS runoff procedure. *In*: SINGH, V. P. (org.). **Rainfall runoff relationship.** Littleton, CO: Water Resources Publication. p. 353–364. 1981.

RANDOW, Rita de Cassia Silva Von. **Effects of land use and land cover change on the water cycle in the Amazon basin under a changing climate.** Doctoral Thesis. Wageningen University. 2020.

RAUDKIVI, Arved J. **Hydrology: An advanced introduction to hydrological processes and modelling.** Ed.: PERGAMON PRESS, 1979.

REHBEIN, Amanda. **Sistemas convectivos de mesoescala observados na bacia Amazônica durante o projeto GOAmazon.** 2016. Universidade de São Paulo - USP, 2016.

RENNÓ, Camilo Daleles; SOARES, João V. Conceitos Básicos de Modelagem Hidrológica. *In*: MEIRELLES, M. (org.). **Geomática: modelos e aplicações ambientais.** Brasília: Embrapa Informação Tecnológica, 2007.

RIDWANSYAH, Iwan; YULIANTI, Meti; APIP; ONODERA, Shin ichi; SHIMIZU, Yuta; WIBOWO, Hendro; FAKHRUDIN, M. The impact of land use and climate change on surface runoff and groundwater in Cimanuk watershed, Indonesia. **Limnology**, v. 21, n. 3, p. 487–498, 2020. DOI: 10.1007/s10201-020-00629-9.

ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; COSTA, J. P. Da; MCWILLIAM, A. L. C.; SÁ, T. ... Na Overview of the Leaf Area Index and Physiological Measurements during ABRACOS. *In*: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (org.). **Amazonian Deforestation and Climate.** New York: Wiley and Sons, p. 287–305. 1996.

ROCHA, João; ROEBELING, Peter; RIAL-RIVAS, María Ermitas. Assessing the impacts of sustainable agricultural practices for water quality improvements in the Vouga catchment (Portugal) using the SWAT model. **Science of The Total Environment**, v. 536, p. 48–58, 2015. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2015.07.038.

RODRIGUES, Jéssica A. M.; VIOLA, Marcelo R.; ALVARENGA, Lívia A.; MELLO, Carlos R.; CHOU, Sin C.; OLIVEIRA, Vinícius A.; UDDAMERI, Venkatesh; MORAIS, Marco A. V. Climate change impacts under representative concentration pathway scenarios on streamflow and droughts of basins in the Brazilian Cerrado biome. **International Journal of Climatology**, v. 40, n. 5, p. 2511–2526, 2019. DOI: 10.1002/joc.6347.

ROHLI, Robert V.; VEGA, Anthony J. **Climatology.** Fourth Edit ed. Burlington, Massachusetts: John Wiley & Sons Ltd, 2017.

ROSA, David Rafael Quintão. **Modelagem hidrossedimentológica na bacia hidrográfica do rio Pomba utilizando o SWAT.** Tese de Doutorado. Universidade Federal de Viçosa, 2016a.

ROSA, Diogo Martins. **Estrutura do Dossel e Sazonalidade do Índice de Área Foliar em Ambientes de Terra Firme na Amazônia Central, com Uso do Lidar Portátil Terrestre.** Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – INPA, 2016b.

RUIZ-VÁSQUEZ, Melissa; ARIAS, Paola A.; MARTÍNEZ, J. Alejandro; ESPINOZA, Jhan Carlo. Effects of Amazon basin deforestation on regional atmospheric circulation and water vapor transport towards tropical South America. **Climate Dynamics**, v. 54, n. 9–10, p. 4169–4189, 2020. DOI: 10.1007/s00382-020-05223-4.

SAHOO, Satiprasad; DEY, Saumava; DHAR, Anirban; DEBSARKAR, Anupam; PRADHAN, Biswajeet. On projected hydrological scenarios under the influence of bias-corrected climatic variables and LULC. **Ecological Indicators**, v. 106, n. June, p. 105440, 2019. DOI: 10.1016/j.ecolind.2019.105440.

SALLES, Leandro de Almeida. **Calibração e Validação do Modelo SWAT para a Predição de Vazões na Bacia do Ribeirão Pipiripau**. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, 2012.

SAMANTA, Arindam; KNYAZIKHIN, Yuri; XU, Liang; DICKINSON, Robert E.; FU, Rong; COSTA, Marcos H.; SAATCHI, Sassan S.; NEMANI, Ramakrishna R.; MYNENI, Ranga B. Seasonal changes in leaf area of Amazon forests from leaf flushing and abscission. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 117, n. G01015, p. 1–13, 2012. DOI: 10.1029/2011JG001818.

SANTHI, C.; ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R.; DUGAS, W. A.; SRINIVASAN, R.; HAUCK, L. M. Validation Of The SWAT Model on A Large River Basin With Point and Nonpoint Sources. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 37, n. 5, p. 1169–1188, 2001. DOI: 10.1111/j.1752-1688.2001.tb03630.x.

SANTOS, Franciane Mendonça Dos; OLIVEIRA, Rodrigo Proença De; LOLLO, José Augusto Di. Effects of Land Use Changes on Streamflow and Sediment Yield in Atibaia River Basin—SP, Brazil. **Water**, v. 12, n. 6, p. 1711, 2020. DOI: 10.3390/w12061711.

SANTOS, Franciane Mendonça Dos; OLIVEIRA, Rodrigo Proença De; MAUAD, Frederico Fábio. Evaluating a parsimonious watershed model versus SWAT to estimate streamflow, soil loss and river contamination in two case studies in Tietê river basin, São Paulo, Brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 29, p. 100685, 2020. DOI: 10.1016/j.ejrh.2020.100685.

SANTOS, Humberto Gonçalves Dos et al. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 5ª edição ed. Brasília, DF: Embrapa Solos, 2018a.

SANTOS, Vanessa C. Dos; LAURENT, François; ABE, Camila; MESSNER, François. Hydrologic Response to Land Use Change in a Large Basin in Eastern Amazon. **Water**, v. 10, n. 4, p. 429, 2018b. DOI: 10.3390/w10040429.

SANTOS, R. S.; OLIVEIRA, I. P.; MORAIS, R. F.; URQUIAGA, S. C.; BODDEY, R. M.; ALVES, B. J. R. Componentes da Parte Aérea e Raízes de Pastagens de *Brachiaria* spp. em Diferentes Idades Após a Reforma, como Indicadores de Produtividade em Ambiente de Cerrado. **Pesq Agropec Trop**, v. 37, n. 2, p. 119–124, 2007.

SARTORI, Aderson; NETO, Francisco Lombardi; GENOVEZ, Abel Maia. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 1: Classificação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10, n. 4, p. 5–18, 2005. DOI: 10.21168/rbrh.v10n4.p5-18.

SCHMALZ, B.; FOHRER, N. Comparing model sensitivities of different landscapes using the ecohydrological SWAT model. **Advances in Geosciences**, v. 21, n. June 2014, p. 91–98, 2009. DOI: 10.5194/adgeo-21-91-2009.

SERRÃO, Edivaldo Afonso de Oliveira. **Aplicação Do Modelo Swat Na Simulação Hidrológica Da Bacia Hidrográfica Do Rio Itacaiúnas-Pa**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Campina Grande, 2018.

SERRÃO, Edivaldo Afonso de Oliveira; SILVA, Madson Tavares; FERREIRA, Thomás Rocha; SILVA, Vicente de Paulo Rodrigues Da; DE SALVIANO DE SOUSA, Francisco; LIMA, Aline

Maria Meiguins De; ATAIDE, Lorena Conceição Paiva De; WANZELER, Romero Thiago Sobrinho. Land use change scenarios and their effects on hydropower energy in the Amazon. **Science of The Total Environment**, v. 744, p. 140981, 2020. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.140981.

SERRÃO, Edivaldo Afonso de Oliveira; SILVA, Madson Tavares; SOUSA, Francisco de Assis Salviano De; LIMA, Aline Maria Meiguins De; SANTOS, Cleber Assis Dos; ATAIDE, Lorena Conceição Paiva De; SILVA, Vicente de Paulo Rodrigues Da. Four Decades Of Hydrological Process Simulation Of The Itacaiúnas River Watershed, Southeast Amazon. **Boletim de Ciências Geodésicas**, v. 25, n. 3, p. 0–3, 2019. DOI: 10.1590/s1982-21702019000300018.

SILVA, Antonio Kledson Leal. **Impacto da Expansão da Palma de Óleo Sobre o Escoamento Superficial e Produção de Sedimentos Nas Sub-Bacias Hidrográficas Não Monitoradas Dos Rios Bujaru e Mariquita no Nordeste do Estado do Pará, Amazônia Oriental.** Universidade de São Paulo, 2016a.

SILVA, Bruna Ferreira Da. **Análise dos Parâmetros do Modelo Hidrossedimentológico SWAT na Bacia Hidrográfica do Córrego Samambaia, Goiânia-Go.** Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Goiás, 2015.

SILVA, Richarde Marques Da; DANTAS, José Carlos; BELTRÃO, Joyce De Araújo; SANTOS, Celso A. G. Hydrological simulation in a tropical humid basin in the cerrado biome using the SWAT model. **Hydrology Research**, v. 49, n. 3, p. 908–923, 2018. DOI: 10.2166/nh.2018.222.

SILVA, Roberto Valmir Da; KOBAYAMA, Masato. Topmodel: Teoria Integrada e Revisão. **Raega - O Espaço Geográfico em Análise**, v. 14, p. 97–110, 2007. DOI: 10.5380/raega.v14i0.7787.

SILVA, Felipe Damião Mello Di. **Aplicabilidade do Modelo Swat na Simulação de Vazão em Bacia Hidrográfica do Cerrado Utilizando Valores de Parâmetros Regionalizados.** Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília, 2016b.

SILVEIRA, André L. L. Ciclo Hidrológico e Bacia hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M. (org.). **Hidrologia: Ciência e Aplicação.** Porto Alegre: editora da UFRGS, p. 35–51. 1993.

SILVEIRA, Jhonata da Silva Da. **Aspectos Hidroclimatológicos da Bacia do Rio Jari no Período de 1968 a 2012.** Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Amapá 2014.

SILVEIRA, Luiz Gustavo Teixeira Da. **Impactos das mudanças na cobertura vegetal e uso da terra na reciclagem de precipitação na bacia amazônica: um estudo de modelagem numérica.** Dissertação de Mestrado. Instituto Nacional de Pesquisas na Amazônia/ Universidade do Estado do Amazonas, 2015.

SOARES-FILHO, Britaldo Silveira et al. Cenários de desmatamento para a Amazônia. **Estudos Avançados**, v. 19, n. 54, p. 137–152, 2005. DOI: 10.1590/S0103-40142005000200008.

SOARES-FILHO, Britaldo Silveira et al. Modelling conservation in the Amazon basin. **Nature**, v. 440, n. 7083, p. 520–523, 2006. DOI: 10.1038/nature04389.

SONG, Xiaomeng; ZHANG, Jianyun; ZHAN, Chesheng; XUAN, Yunqing; YE, Ming; XU, Chonggang. Global sensitivity analysis in hydrological modeling: Review of concepts, methods, theoretical framework, and applications. **Journal of Hydrology**, v. 523, n. 225, p. 739–757, 2015. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.02.013.

SORRIBAS, Mino Viana; PAIVA, Rodrigo C. D.; MELACK, John M.; BRAVO, Juan Martin; JONES, Charles; CARVALHO, Leila; BEIGHLEY, Edward; FORSBERG, Bruce; COSTA, Marcos Heil. Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. **Climatic Change**, v. 136, n. 3–4, p. 555–570. 2016. DOI: 10.1007/s10584-016-1640-2.

STEHR, Alejandra; DEBELS, Patrick; ROMERO, Francisco; ALCAYAGA, Hernan. Hydrological Modelling With SWAT Under Conditions of Limited Data Availability: Evaluation of Results from a Chilean Case Study. **Hydrological Sciences Journal**, v. 53, n. 3, p. 588–601, 2008. DOI:

10.1623/hysj.53.3.588.

SUBRAMANYA, K. **Engineering Hydrology**. Third ed. New delhi, India: Tata McGraw, 2008.

TAN, Mou Leong; GASSMAN, Philip W.; YANG, Xiaoying; HAYWOOD, James. A review of SWAT applications, performance and future needs for simulation of hydro-climatic extremes. **Advances in Water Resources**, v. 143, n. June, p. 103662, 2020. DOI: 10.1016/j.advwatres.2020.103662.

TERSKII, Pavel; KULESHOV, Alexey; CHALOV, Sergey; TERSKAIA, Anna; BELYAKOVA, Pelagiya; KARTHE, Daniel; PLUNTKE, Thomas. Assessment of Water Balance for Russian Subcatchment of Western Dvina River Using SWAT Model. **Frontiers in Earth Science**, v. 7, n. September, p. 1–15, 2019. DOI: 10.3389/feart.2019.00241.

TEUTSCHBEIN, C.; SEIBERT, J. Regional climate models for hydrological impact studies at the catchment scale: a review of recent modeling strategies. **Geography Compass**, v. 4, n. 7, p. 834–860, 2010.

TEUTSCHBEIN, Claudia; SEIBERT, Jan. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. **Journal of Hydrology**, v. 456–457, p. 12–29, 2012. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.05.052.

THAVHANA, M. P.; SAVAGE, M. J.; MOELETSI, M. E. SWAT model uncertainty analysis, calibration and validation for runoff simulation in the Luvuvhu River catchment, South Africa. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 105, n. March, p. 115–124, 2018. DOI: 10.1016/j.pce.2018.03.012.

TIRUPATHI, Chanapathi; SHASHIDHAR, Thatikonda. Investigating the impact of climate and land-use land cover changes on hydrological predictions over the Krishna river basin under present and future scenarios. **Science of the Total Environment**, v. 721, p. 137736, 2020. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.137736.

TORRES, Fillipe Tamiozzo Pereira; MACHADO, Pedro José de Oliveira. **Introdução à Climatologia**. Cegale Lea ed. São Paulo: EDITORA GEOGRAPHICA, 2008.

VALE, Petterson; GIBBS, Holly; VALE, Ricardo; CHRISTIE, Matthew; FLORENCE, Eduardo; MUNGER, Jacob; SABAINI, Derquiane. The Expansion of Intensive Beef Farming to the Brazilian Amazon. **Global Environmental Change**, v. 57, n. October, p. 101922, 2019. DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2019.05.006.

VAREJÃO–SILVA, Mário Adelmo. **Meteorologia e Climatologia**. Versão Dig ed. Recife, Pernambuco Brasil: ICAT, 2006.

VASCONCELOS, Pedro Guilherme de Andrade; ANGELO, Humberto; ALMEIDA, Alexandre Nascimento De; MATRICARDI, Eraldo Aparecido Trondoli; MIGUEL, Eder Pereira; SOUZA, Álvaro Nogueira De; PAULA, Maristela Franchetti De; GONCALEZ, Joaquim Carlos; JOAQUIM, Maísa Santos. Determinants of the Brazilian Amazon deforestation. **African Journal of Agricultural Research**, v. 12, n. 3, p. 169–176, 2017. DOI: 10.5897/AJAR2016.11966.

VILLELA, João Marcos. **Avaliação da influência da expansão da cana-de-açúcar no regime hidrossedimentológico na microbacia do córrego cana do reino, Votuporanga – SP**. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo, 2015.

WCRPC. **World Climate Research Programme - CORDEX**. 2020. Disponível em: <<https://esgf-data.dkrz.de/search/cordex-dkrz>>. Acesso em 04/08/2020.

WERTH, David; AVISSAR, Roni. The local and global effects of Amazon deforestation. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8087, 2002. DOI: 10.1029/2001JD000717.

YAMAMOTO, Rodrigo. **Investigando Linhas de Instabilidade na Amazônia através da**

sensibilidade à parametrização de convecção. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo - USP, 2016.

YU, Zhengxiang; MAN, Xiuling; DUAN, Liangliang; CAI, Tiju. Assessments of Impacts of Climate and Forest Change on Water Resources Using SWAT Model in a Subboreal Watershed in Northern Da Hinggan Mountains. **Water**, v. 12, n. 6, p. 1565, 2020. DOI: 10.3390/w12061565.

Apêndice A: Tabela de Características dos Solos

Classes	PVAM	GXHA	LVAM	LAMA	RLIT	NEVR	PVER
NLAYERS	2	4	2	4	4	3	4
HYDGRP	C	D	B	B	D	B	C
SOL_ZMX	1200	1300	1400	1960	800	1900	1900
ANION_EXCL	0.5	0.39	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5
SOL-CRK	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
SOL_Z1	200	80	200	200	50	150	150
SOL-BD1	1.19	1.4	1.14	1.14	1.6	1.19	1.18
SOL_AWC1	0.19	1	0.23	0.18	0.15	0.21	0.15
SOL_K1	65	12.5	75	75	12.5	65	65
SOL_CBN1	0.79	2.8	1.78	1.36	0.4	1.62	0.76
CLAY1	42	26.4	43	38	17.2	23	28
SILT1	10	71.5	10	7	29.4	16	11
SAND1	48	2.1	47	55	53.4	61	61
ROCK1	0	0	0	0	0	0	0
SOL_ALB1	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
USLE_K1	0.12	0.31	0.09	0.1	0.17	0.12	0.13
SOL_EC1	0	0	0	0	0	0	0
SOL_Z2	1200	450	1400	400	300	300	450
SOL-BD2	1.5	1.5	1.05	1.14	1.6	1.35	1.5
SOL_AWC2	0.28	0.1	0.27	0.25	0.15	0.29	0.16
SOL_K2	21	5	33	50	12.5	45	35
SOL_CBN2	0.19	0.7	1.4	0.64	0.6	0.94	0.2
CLAY2	61	37.8	62	56	24.7	35	32
SILT2	8	56.3	7	5	25.6	16	10
SAND2	61	6.9	31	39	49.7	49	58
ROCK2	0	0	0	0	0	0	0
SOL_ALB2	0.15	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
USLE_K2	0.1	0.3	0.08	0.1	0.16	0.13	0.13
SOL_EC2	0	0	0	0	0	0	0
SOL_Z3	0	750	0	1600	600	1900	1650
SOL-BD3	0	1.6	0	1.03	1.6	1.29	1.35
SOL_AWC3	0	0.7	0	0.24	0.15	0.34	0.25
SOL_K3	0	40	0	19	12.5	21	21
SOL_CBN3	0	0.3	0	0.3	0.6	0.36	0.3
CLAY3	0	25.6	0	56.5	24.7	53	54
SILT3	0	62.4	0	6	25.6	21	9
SAND3	0	12	0	37.5	49.7	26	47
ROCK3	0	0	0	0	0	0	0
SOL_ALB3	0	0.16	0	0.15	0.15	0.15	0.15
USLE_K3	0	0.26	0	0.15	0.16	0.15	0.11
SOL_EC3	0	0	0	0	0	0	0
SOL_Z4	0	1300	0	1960	800	0	1900
SOL-BD4	0	1.7	0	1.15	1.3	0	1.26
SOL_AWC4	0	0.5	0	0.24	0.18	0	0.29
SOL_K4	0	12.5	0	19	12.5	0	5

SOL_CBN4	0	0.3	0	0.2	0.76	0	0.13
CLAY4	0	21.5	0	56	32	0	57
SILT4	0	57.3	0	5	35	0	12
SAND4	0	21.2	0	39	33	0	31
ROCK4	0	0	0	0	0	0	0
SOL_ALB4	0	0.16	0	0.15	0.15	0	0.15
USLE_K4	0	0.21	0	0.09	0	0	0.12
SOL_EC4	0	0	0	0	0	0	0

Adaptado de Baldissera, (2005); Dias, (2017); Rosa, (2016a)