



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/01.19.12.17-TDI

## **IMPACTOS DA EXPANSÃO DA CANA-DE-AÇÚCAR SOBRE A DISPONIBILIDADE HÍDRICA NO NOROESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO**

Kenny Delmonte Oliveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Ieda Del' Arco Sanches, e Javier Tomasella, aprovada em 12 de dezembro de 2019.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3UQ2RKP>>

INPE  
São José dos Campos  
2019

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

CEP 12.227-010

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/7348

E-mail: pubtc@inpe.br

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):**

### **Presidente:**

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

### **Membros:**

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/01.19.12.17-TDI

## **IMPACTOS DA EXPANSÃO DA CANA-DE-AÇÚCAR SOBRE A DISPONIBILIDADE HÍDRICA NO NOROESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO**

Kenny Delmonte Oliveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, orientada pelos Drs. Ieda Del' Arco Sanches, e Javier Tomasella, aprovada em 12 de dezembro de 2019.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3UQ2RKP>>

INPE  
São José dos Campos  
2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Oliveira, Kenny Delmonte.

Ol4i Impactos da expansão da cana-de-açúcar sobre a disponibilidade hídrica no noroeste do estado de São Paulo / Kenny Delmonte Oliveira. – São José dos Campos : INPE, 2019.

xxii + 184 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/01.19.12.17-TDI)

Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2019.

Orientadores : Drs. Ieda Del' Arco Sanches, e Javier Tomasella.

1. Hidrologia. 2. Modelagem. 3. MHD-INPE. 4. Tendências. 5. Sensoriamento Remoto. I. Título.

CDU 528.8:633.61(815.6)

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).



Aluno (a): **Kenny Delmonte Oliveira**

Título: "IMPACTOS DA EXPANSÃO DA CANA-DE-AÇÚCAR SOBRE A DISPONIBILIDADE HÍDRICA NO NOROESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Doutor(a)** em  
**Sensoriamento Remoto**

Dra. Ieda Del' Arco Sanches

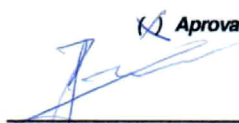


Presidente / Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado  Reprovado

Dr. Javier Tomasella



Orientador(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado  Reprovado

Dra. Evlyn Márcia Leão de Moraes Novo



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado  Reprovado

Dr. Daniel Andrés Rodriguez

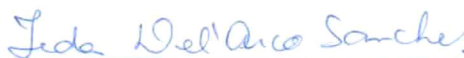


Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado  Reprovado

Dr. Otto Corrêa Rotunno Filho



Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado  Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 12 de dezembro de 2019



*“O temor do Senhor é o princípio do conhecimento; os loucos desprezam a sabedoria e a instrução.”*

*Provérbios 1:7*



***A Cristo, que dedicou muito mais por mim.***



## **AGRADECIMENTOS**

Sobre tudo, agradeço a minha esposa, à qual a dedicação, carinho e amor, prestados em nosso casamento, são indescritíveis.

À minha mãe Solange pelos conselhos, exemplo, empenho, e por ter me ajudado a cumprir mais uma etapa nessa jornada.

Ao meu padrasto Antônio, pelo constante apoio e inestimável zelo com nossa família.

À minha irmã Shanne, que na etapa final do meu doutorado, me ajudou a tornar possível esse sonho.

Aos amigos de todas as horas, Max Telles e Sebastião pelo inestimável apoio.

Aos meus professores e orientadores Ieda Sanches e Javier Tomasella, pela singular transferência de conhecimento, valiosas contribuições para o polimento dessa tese, e por ajudarem a me aperfeiçoar como profissional e pesquisador.

A todos os colegas, pelos momentos de diversão e trocas de experiência.

E ainda, a CAPES, pelo auxílio financeiro durante o período do doutorado, uma vez que o presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.





## RESUMO

O Brasil possui renome mundial no âmbito agropecuário. Esse conceito foi imputado mediante sua elevada capacidade de produção nesse setor, decorrente de múltiplas vantagens competitivas, tais como a dimensão territorial continental, condições edafoclimáticas favoráveis, disponibilidade hídrica, produção consolidada de insumos agrícolas, e domínio da ciência, tecnologia e inovação em agricultura tropical. A mais de uma década, diferentes usos e cobertura do solo, principalmente a pastagem, têm sido substituídos pela monocultura de cana-de-açúcar, que ocupa atualmente mais de 30% de toda área agropecuária do país, o que concedeu ao Brasil, o título de maior produtor mundial dessa cultura, com mais de 105 km<sup>2</sup> de área plantada, e produção equivalente a 750 MMg.ano<sup>-1</sup>. Apesar de 91% dessa produção concentrar-se na região Centro-Sul, o estado de São Paulo é responsável por mais de 52% do total nacional. Estudos revelam que a relação linear entre a oferta hídrica e a produtividade da cana-de-açúcar conduziu a resultados da ordem 1.300 mm de evapotranspiração e produção de 37 Mg.ha<sup>-1</sup> para oferta de 3.200 mm de água. Apesar da importância econômica e ambiental dessa cultura, um número limitado de pesquisas tem sido direcionado a compreender os impactos sobre o ciclo hidrológico devido à substituição de culturas menos exigentes pela cana-de-açúcar. O cultivo da cana-de-açúcar no Brasil foi, até então, realizado sob condições de pluviosidade favoráveis. A expansão para zonas com regime pluviométrico limitante, não apenas ao aumento de produtividade, mas à própria produção tem ocorrido sem o conhecimento dos impactos sobre a segurança hídrica, até mesmo das atuais áreas com a consolidação da mesma. Até o momento nenhum estudo havia avaliado o efeito da expansão desta cultura contemplando a dinâmica espaço-temporal do uso e cobertura do solo em passo de tempo anual em série histórica de elevada dimensão. Não tendo sido realizada também, análises conjuntas entre modelos hidrológicos e dados observacionais por meio de modelo conceitual. Assim sendo, no presente estudo, propôs-se investigar o impacto das mudanças de uso e cobertura do solo, especialmente a expansão da cultura de cana-de-açúcar, sobre componentes do ciclo hidrológico na bacia hidrográfica do rio Aguapeí, localizada no estado de São Paulo. Para tanto, valeu-se do uso consorciado do modelo hidrológico MHD-INPE e do modelo conceitual baseado na hipótese de Budyko. Cenários de uso do solo foram simulados para quantificar a variação histórica sobre componentes do ciclo hidrológico por fatores climáticos e antrópicos. Os resultados revelaram que a redução na vazão apresentou comportamento quase linear frente à expansão da cana-de-açúcar, com elevação da taxa evapotranspirativa e variações da ordem de -8% ou até -20 mm na vazão. Mesmo frente ao retrocesso das áreas ocupadas com cana-de-açúcar, a partir do ano de 2015, não foram observados indícios de variação nas tendências dos impactos sobre os recursos hídricos.

Palavras-chave: Hidrologia. Modelagem. MHD-INPE. Tendências. Sensoriamento Remoto.



# IMPACTS OF SUGARCANE EXPANSION ON WATER AVAILABILITY IN THE NORTHWEST OF SÃO PAULO STATE

## ABSTRACT

Brazil has world renown in the agricultural field. This concept was imputed through its high production capacity in this sector, resulting from multiple competitive advantages, such as continental territorial dimension, favorable edaphoclimatic conditions, water availability, consolidated production of agricultural inputs, and mastery of science, technology and innovation in tropical agriculture. For more than a decade, different uses and land covers, especially pasture, have been replaced by sugarcane monoculture, which currently occupies more than 30% of all agricultural area in the country, which has granted Brazil the title of the largest world producer of this crop, with more than 105 km<sup>2</sup> of planted area, and production equivalent to 750 MMg.year<sup>-1</sup>. Although 91% of this production is concentrated in the Center-South region, the state of São Paulo is responsible for more than 52% of the national total. Studies show that the linear relationship between water supply and sugarcane yield led to 1,300 mm evapotranspiration results and 37 Mg.ha<sup>-1</sup> yields for 3,200 mm water supply. Despite the economic and environmental importance of this crop, a limited number of studies have been directed to understand the impacts on the hydrological cycle due to the replacement of less demanding crops by sugarcane. Sugarcane cultivation in Brazil has hitherto been carried out under favorable rainfall conditions. Expansion to zones with limited rainfall not only to increase productivity, but to production itself has occurred without knowledge of the impacts on water security even of the current areas with the consolidation of it. To date, no study has evaluated the effect of the expansion of this crop on the spatiotemporal dynamics of land use and land cover in an annual time series in a large historical series. Also not being carried out, joint analyzes between hydrological models and observational data through conceptual model. Therefore, in the present study, it was proposed to investigate the impact of land use and land cover changes, especially the expansion of sugarcane crop, on components of the hydrological cycle in the Aguapeí river basin, located in the state of São Paulo. The consortium of the hydrological model MHD-INPE and the conceptual model based on the Budyko hypothesis was used. Land use scenarios were simulated to quantify the historical variation on hydrological cycle components by climatic and anthropogenic factors. The results revealed that the reduction in flow presented almost linear behavior in relation to sugarcane expansion, with evapotranspiration rate increase and variations of the order of -8% or up to -20 mm in flow. Even in the face of the regression of areas occupied with sugarcane, from 2015 onwards, no evidence of variation in the trends of impacts on water resources was observed. Observational by means of a conceptual model.

Keywords: Hydrology. Modeling. MHD-INPE. Trends. Remote Sensing.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1- Linha do tempo de sensores relevantes para o SR da vegetação. . . 9	
Figura 2.2 - Demanda relativa de variáveis por modelos. .... 11	
Figura 2.3 - Processos hidrológicos em escalas espaço-temporais..... 30	
Figura 3.1 - Diagrama da sequencia metodológica de execução do trabalho. 52	
Figura 3.2 - Localização da área de estudo. .... 55	
Figura 3.3 - Esquema ilustrativo das etapas de separação de escoamento (esquerda) e do fluxo propagado na rede de drenagem (direita) no modelo hidrológico MHD-INPE..... 57	
Figura 3.4 - Esquema conceitual da compartimentação dos escoamentos do modelo hidrológico MHD-INPE..... 58	
Figura 3.5 - Curva de Budyko..... 60	
Figura 3.6 - Série histórica média anual das variáveis hidrometeorológicas para a BH3..... 64	
Figura 3.7 - Rede de estações meteorológicas..... 66	
Figura 3.8 - Modelo digital de superfície com resolução espacial para modelagem..... 71	
Figura 3.9 - Modelo numérico do terreno HAND. .... 73	
Figura 3.10 - Uso e cobertura do solo da BHRA ..... 75	
Figura 3.11 - Série histórica anual de LUCC para a BHRA ..... 76	
Figura 4.1 - Hidrogramas diários das sub-bacias hidrográficas, componentes da BHRA, e vazões observadas e simuladas..... 88	
Figura 4.2 - Hidrogramas mensais das sub-bacias hidrográficas, componentes da BHRA, e vazões observadas e simulada ..... 89	
Figura 4.3 - Análise de ajuste dos dados e dispersão dos resíduos. .... 97	
Figura 4.4 - Análise de dispersão dos resíduos ..... 98	
Figura 4.5 - Análise global de série temporal com janela de dimensão variável para as séries anuais e sazonais..... 102	
Figura 4.6 - Análise de média móvel para definição da janela temporal da combinação da <i>E<sub>tr</sub></i> com a <i>P – Q<sub>obs</sub></i> e <i>P – Q<sub>sim</sub></i> para a BH <sub>3</sub> ..... 103	
Figura 4.7 - Análise global de série temporal com janela de dimensão variável para as séries anuais e sazonais entre <i>P – Q<sub>obs</sub></i> e <i>P – Q<sub>sim</sub></i> ..... 105	
Figura 4.8 - Trajetórias temporais da dispersão de $\varepsilon$ (taxa de evapotranspiração) versus $\phi$ (índice de escassez hídrica) ao longo da curva do tipo Budyko ..... 107	

Figura 4.9 - Perspectiva temporal da tendência na dispersão de $\varepsilon$ versus $\varphi$ ao longo da curva do tipo Budyko para dois cenários de uso do solo na BHRA.....	108
Figura 4.10 - Trajetórias temporais ao longo da curva do tipo Budyko.....	110
Figura 4.11 - Série histórica anual da vazão e evapotranspiração dada pela diferença entre os cenários simulados, em relação à LUCC .....	114
Figura E.1 – Análise temporal de falhas na série histórica das estações pluviométricas.....	169
Figura E.2 – Série temporal média de falhas relativas diárias da precipitação pré-consistida. ....	169
Figura E.3 – Série temporal de falhas horárias, pré-consistidas, para todas as estações pluviométricas.....	170
Figura E.4 – Série temporal média de falhas horárias pré-consistida, para uma estação pluviométrica qualquer. ....	170
Figura E.5 – Proporção de falhas nas estações de precipitação referente às estações correspondentes ao período selecionado na série histórica. ....	171
Figura E.6 – Série temporal diária bruta para todas as estações pluviométricas.....	171
Figura E.7 – Série temporal diária pré-consistida para todas as estações pluviométricas.....	172
Figura E.8 – Preenchimento de falhas por interpolação pelo método IDW em múltiplos estágios com raio de busca restritivo para estações pluviométricas.....	172
Figura E.9 – Série temporal diária de nível, de uma estação fluviométrica qualquer.....	173
Figura E.10 – Série temporal de falhas na série temporal diária de uma estação de nível qualquer.....	173
Figura E.11 – Análise temporal de falhas na série histórica diária, antes e após a remoção de outliers de uma estação de nível qualquer.....	174
Figura E.12 – Série temporal de estação fluviométrica com remoção de erro sistemático.....	174
Figura38E.13 – Proporção de falhas nas estações de precipitação referente às estações correspondentes ao período selecionado na série histórica. ....	175
Figura39E.14 – Análise temporal de falhas na série histórica das estações fluviométricas.....	175
Figura40E.15 – Série histórica bruta das estações fluviométricas. ....	176
Figura41E.16 - Série histórica consistida das estações fluviométricas. ....	176

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 - Variáveis hidrometeorológicas e resultado de pré e pós-seleção de variáveis por pontos amostrais de dados meteorológicos.....	65
Tabela 3.2 - Estações fluviométricas presentes na BHRA. ....	67
Tabela 3.3 - Valores aproximados do parâmetro $n$ na equação potencial da curva-chave.....	68
Tabela 3.4 - Parâmetros do solo necessário à modelagem. ....	73
Tabela 3.5 - Parâmetros do uso e cobertura do solo necessário à modelagem. ....	77
Tabela 3.6 - Variáveis de parametrização do modelo por calibração.....	79
Tabela 3.7 - Classificações gerais de desempenho baseada em índices diagnósticos para dados mensais. ....	81
Tabela 3.8 - Testes de hipótese para análise dos resíduos. ....	85
Tabela 4.1 - Índices diagnósticos de desempenho da etapa de calibração do MHD-INPE. ....	93
Tabela 4.2 - Índices diagnósticos de desempenho da etapa de validação do MHD-INPE. ....	93
Tabela 4.3 - Análise estatística dos resíduos. ....	99
Tabela 4.4 - Estatística descritiva dos resíduos.....	99
Tabela 4.5 - Tendências nas contribuições dos fatores antrópicos e climáticos estacionários para a variação da vazão e evapotranspiração em relação à $\epsilon$ e $\varphi$ e em relação à Lucc, ao longo do tempo para BHRA. ....	113
Tabela A.1 – Relação de variáveis adotadas como input de modelos hidrológicos.....	154
Tabela B.1 – Relação das variáveis destinadas a gestão de recursos hídricos e respectivas características demandadas no desenvolvimento de sensores remotos.....	156
Tabela F.1 – Produtos de reanálises para definição das variáveis para suprimento de dados climatológicos faltantes.....	177
Tabela J.1 – Valores ajustados das variáveis pedológicas pós parametrização por calibração.....	184





## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMSR-E	<i>Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS</i>
ANA	Agência Nacional de Águas
ASCAT	<i>Advanced Scatterometer</i>
BDMEP	Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa
BHRA	Bacia Hidrográfica do Rio Aguapeí
CFSR	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CMORPH	<i>Climate Prediction Center morphing technique</i>
COP 16	Acordo de Copenhague e Conferência das Partes
DAEE	Departamento de Água e Energia Elétrica
DHSVM	<i>Distributed Hydrology–Soil-Vegetation Model</i>
DiCaSM	<i>Distributed Catchment Scale Model</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EMA	Estações Meteorológicas Automáticas
GEE	Gases de Efeito Estufa
GeoTIFF	<i>Georeferenced Tagged Image File Format</i>
GRG	Gradiente Reduzido Generalizado
GSMaP	<i>Global Satellite Mapping of Precipitation</i>
HAND	<i>Height Above the Nearest Drainage</i>
HYDRO-E	NOAA <i>Hydroestimator</i>
IAF	Índice de Área Foliar
IDW	<i>Inverse Distance Weighting</i>
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
LUCC	<i>Land Use and Cover Change</i>
MDE	Modelo Digital de Superfície
MGB-IPH	Modelo de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hidráulicas
MHD-INPE	Modelo Hidrológico Distribuídos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MLME	Modelo Linear de Mistura Espectral
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>

NSE	Coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe
PBIAS	Percentual de tendência
PCD	Plataformas de Coleta de Dados
PIB	Produto Interno Bruto
PMG	<i>Precipitation Measurement Global</i>
PNMC	Política Nacional sobre Mudança do Clima
ProLand	<i>Prognosis of Landuse</i>
REA	<i>Representative Elementary Areas</i>
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
SCE-UA	<i>Shuffled Complex Evolution Method</i>
SEBAL	<i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
SIRGAS	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SMAP	<i>Soil Moisture Active Passive</i>
SMHI	<i>Swedish Meteorological and Hydrological Institute</i>
SMOS	<i>Soil Moisture and Ocean Salinity</i>
SNIRH	Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos
SPC	Sistema de Projeção Cartográfica
SR	Sensoriamento Remoto
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
SVAT	<i>Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
URH	Unidade de Resposta Hidrológica
UTM	<i>Universal Transversa de Mercator</i>
VIC	<i>Variable Infiltration Capacity</i>
WF	Water Footprint
ZAEC	Zoneamento Agroecológico da Cana-de-Açúcar

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> .....	<b>1</b>
<b>1.1 Objetivos</b> .....	<b>7</b>
1.1.1 Objetivo geral.....	7
1.1.2 Objetivos específicos.....	7
<b>2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	<b>8</b>
<b>2.1 Sensoriamento remoto: suporte para modelagem hidrológica</b> .....	<b>8</b>
2.1.1 Aplicações hidrológicas dos dados de sensores remotos.....	11
2.1.1.1 Precipitação .....	12
2.1.1.2 Evapotranspiração .....	14
2.1.1.3 Umidade do Solo .....	15
2.1.2 Perspectivas futuras em SR para aplicações hidrológicas .....	17
<b>2.2 LUCC e o ciclo hidroclimatológico</b> .....	<b>18</b>
2.2.1 Fundamentos para eleição de modelos.....	20
2.2.1.1 Modelo conceitual .....	23
2.2.1.2 Modelo hidrológico .....	26
2.2.2 Escala: um problema não resolvido em modelagem hidrológica .....	29
2.2.3 Condições de microescala .....	33
2.2.4 Condições além da microescala .....	36
<b>2.3 Demanda hídrica da agricultura brasileira</b> .....	<b>40</b>
<b>2.4 Perspectivas de expansão da cana-de-açúcar</b> .....	<b>42</b>
2.4.1 Consequências hidrológicas da expansão da cana-de-açúcar	43
<b>2.5 Aplicações de modelos hidrológicos a estudos de impactos hidrológicos da expansão da cana-de-açúcar em bacias brasileiras</b> ....	<b>46</b>
<b>3 MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	<b>49</b>
3.1 Sumarização metodológica.....	49
3.2 Área de estudo .....	52
3.3 Seleção de modelos.....	55
3.3.1 Sumarização do modelo hidrológico MHD-INPE .....	55
3.3.2 Sumarização do modelo conceitual de Budyko .....	58
3.4 Parametrização do modelo.....	61

3.4.1	Dados hidrometeorológicos .....	61
3.4.1.1	Traçado da Curva-Chave .....	67
3.4.2	Modelo Digital de Superfície.....	69
3.4.3	Dados pedológicos .....	71
3.4.4	Dados de uso e cobertura do solo.....	74
3.4.5	Etapas de processamento na modelagem hidrológica: aquecimento ( <i>spin-up</i> ), calibração e validação.....	77
3.5	Seleção de índices diagnósticos de desempenho.....	79
3.6	Cenários de Lucc e a segurança hídrica .....	85
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	86
4.1	Análise de desempenho das simulações .....	86
4.2	Análise estatística dos resíduos das estimativas .....	94
4.3	Estacionariedade das séries hidrometeorológicas.....	100
4.4	Análise conceitual comparativa de simulação por modelagem hidrológica e dados observacionais.....	105
4.4.1	Detecção de pontos de mudanças na análise temporal conjunta das contribuições de mudanças climáticas e antrópicas entre cenários de Lucc. ....	107
5	CONCLUSÃO .....	115
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	121
	APÊNDICE A – PARÂMETROS COMUMENTE ADOTADOS EM MODELOS HIDROLÓGICOS. ....	154
	APÊNDICE B – FUTUROS SENSORES REMOTOS DESTINADOS À GESTÃO DE RECURSOS HÍDRICOS.....	156
	APÊNDICE C - CLASSIFICAÇÃO DE MODELOS HIDROLÓGICOS.....	158
	APÊNDICE D - GENERALIZAÇÕES SOBRE Lucc.....	161
	APÊNDICE E – EXEMPLOS DE PROCESSAMENTO E CONSISTÊNCIA DE DADOS HIDROCLIMATOLÓGICOS. ....	169
	APÊNDICE F – SUMÁRIO COMPARATIVO DE PRODUTOS DE REANÁLISE ATMOSFÉRICA. ....	177
	APÊNDICE G – PROCESSAMENTO PARA ADEQUAÇÃO DO MDS. ....	178
	APÊNDICE H – CORREÇÃO DE ARTEFATOS DO MDS. ....	181
	APÊNDICE I – CÁLCULO DOS ATRIBUTOS TOPOGRÁFICOS DO TERRENO.....	183
	APÊNDICE J – VALORES AJUSTADOS DAS VARIÁVEIS PEDOLÓGICAS PÓS PARAMETRIZAÇÃO POR CALIBRAÇÃO. ....	184

## 1 INTRODUÇÃO

No início da exploração de petróleo, previu-se que as reservas globais atingiriam pouco mais de 2,2 trilhões de barris no final do século 19 (MAPA, 2006). Entretanto, estudos recentes indicam que essas reservas não ultrapassam 1,7 trilhão de barris, com previsão de duração inferior a 52 anos. As reservas do Brasil correspondem a 16,2 bilhões de barris, o equivalente a 1% do total das reservas mundiais, colocando o país na 15ª posição no ranque mundial (BRITISH PETROLEUM, 2015). Visto que em 2014, 25,8% do petróleo e produtos derivados consumidos no Brasil foram importados (BRITISH PETROLEUM, 2015), e com base nessas estatísticas, era esperado que o país se tornasse amplamente dependente de importação de fontes energéticas nas próximas décadas, caso novas fontes não fossem exploradas.

Nesse contexto, as culturas bioenergéticas ganham importância, pois podem suprir cerca de 30% da demanda global de combustíveis de uma maneira ambientalmente responsável, sem afetar a segurança alimentar (KOONIN, 2006). Em particular, a produção de etanol se enquadra nas tecnologias energéticas de baixa emissão e apresenta potencial interesse para mitigação de gases de efeito estufa (GEE), sendo essa uma tecnologia já consolidada no Brasil (MOTTA, 2011).

No Brasil se destacam múltiplas vantagens advindas da produção de biocombustível, particularmente o etanol da cana-de-açúcar, que segundo MAPA (2006) apresenta as seguintes vantagens comparativas: possibilidade de incorporar novas áreas para produção de culturas energéticas; possibilidade de múltiplos cultivos em um mesmo ano; localização geográfica privilegiada, dispondo de intensa radiação solar (fonte de energia para produção); detenção de um quarto das reservas de água doce global; liderança na geração e implantação de tecnologia de agricultura tropical; e produção de insumos agrícolas consolidada.

Outra vantagem da cana-de-açúcar, em relação às demais culturas bioenergéticas, foi apontada por Assad et al. (2008), que simularam os efeitos das mudanças climáticas nas principais culturas agrícolas brasileiras. Em

decorrência do aquecimento global ocorreriam profundas alterações na produção no território brasileiro, com perdas de safra expressivas para a maioria das culturas com exceção da cana-de-açúcar, devido à maior capacidade de adaptação a extremos climáticos, com tendência de aumento em aproximadamente 160% até 2020.

As expectativas sobre essa fonte energética são muitas, porém a expansão da produção de biocombustíveis poderá acarretar sérios impactos ambientais se gerida inadequadamente. Dentre as principais preocupações destacam-se os fluxos de materiais e energia e os impactos diretos e indiretos das mudanças de uso e cobertura do solo (do inglês, *Land Use and Cover Change* - LUCC) (GOLDEMBERG; COELHO; GUARDABASSI, 2008; KHATIWADA et al., 2012).

Ao Brasil é reconhecido o título internacional referente à sua grande disponibilidade hídrica, no entanto, devido a sua dimensão continental, heterogeneidade espacial, geopolítica e socioeconômica, a ocorrência da água, demanda e infraestrutura hídrica, torna o uso desse recurso escasso e limitado em muitas localidades, tendendo a variar, ainda, em função da sazonalidade climática. A irrigação é responsável por 52% das retiradas de água, já em relação ao consumo, devido as diferentes proporções de retorno médio aos corpos d'água, esse número é de 68,4%. A área total irrigada no país corresponde a 6,95 Mha, sendo a cana-de-açúcar a de maior ocupação territorial, responsável por 29% dessa área. O potencial de expansão nacional é de 76,2 Mha, sendo previsto 3,14 Mha já para 2030 (ANA, 2019). A maior parte das bacias com indicadores de criticidade hídrica quantitativa no Brasil tem como maior uso consuntivo a agricultura irrigada. Os conflitos ocorrem de forma intrassetorial ou com outros setores tais como o abastecimento urbano e a geração de energia. A criticidade ocorre devido às altas demandas da irrigação, mas também em regiões com demandas moderadas, mas com baixa disponibilidade hídrica (ANA, 2017).

A agricultura é responsável por ocupar 1,53 bi de hectares, enquanto a pastagem cobre mais de 3,38 bi de hectares, correspondendo a praticamente 38% de toda superfície terrestre (FAO, 2009). Atualmente, o Brasil tem a maior

área plantada com cana-de-açúcar no mundo (10.063.739 ha em 2018), correspondendo a aproximadamente 30% de sua área agropecuária (IBGE, 2018). Cerca de 91% da produção total está concentrada na região Centro-Sul do país. O cultivo de cana-de-açúcar no Brasil remonta ao período colonial, mas antes do ano de 1950 a produção era inexpressiva. De 1990 a 2015 foi registrada a maior expansão dessa cultura no país, indo de 262 MMg.ano<sup>-1</sup> para 749 MMg.ano<sup>-1</sup>, o que representou um aumento de 4,2 Mha para 10,3 Mha, com o principal período compreendido entre 2006 a 2011 (MAPA, 2007; IBGE, 2018), em parte devido ao advento do veículo *flex fuel* em 2003, e também ao aumento dos preços do petróleo tornando atrativo o uso do etanol.

O estado de São Paulo é atualmente responsável por 51,45% do total da produção nacional de cana-de-açúcar (IBGE, 2019), apresentando condições edafoclimáticas que favorecem esta cultura. Khatiwada et al. (2012) afirmam que ainda há, no Brasil, elevado potencial para expansão agrícola sobre área de pastagem sem afetar a vegetação nativa, devido, principalmente, à subutilização das mesmas. Em outro estudo, conduzindo por Adami et al. (2012), o autor mostrou as mesmas conclusões para o estado de São Paulo.

Mudança da espécie cultivada pode alterar consideravelmente a demanda hídrica de bacias hidrográficas, tal como quantificado por Hernandez, Bufon e Seabra (2014) para a região Centro-Sul, os quais mostraram que a substituição de culturas como a de soja, de milho e pasto (com demanda hídrica máxima de aproximadamente 4.000, 8.000 e 10.000 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>, respectivamente) pela cana-de-açúcar, corresponderia ao acréscimo de aproximadamente 9.000, 5.000 e 3.000 m<sup>3</sup>.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>.

É amplamente aceito pela comunidade científica que as mudanças climáticas e os fatores antrópicos são os principais agentes responsáveis pelos efeitos adversos sobre a disponibilidade e distribuição espacial dos recursos hídricos (KUCHMENT, 2004; KUNDZEWICZ et al., 2008). Desde o primeiro estudo no ano de 1900, sobre a influência da vegetação na disponibilidade de água em uma bacia hidrográfica (HIBBERT, 1967), centenas de casos, nas mais diversas condições ambientais, foram analisados (BRUIJNZEEL, 1990;

BROWN et al., 2005). Com base nessa gama de pesquisas, realizadas por mais de um século, importantes conclusões puderam ser feitas sobre como LUCC afeta o ciclo hidrológico. Entretanto, segundo Blöschl et al. (2007) esse conhecimento ainda é considerado insuficiente frente à complexidade do fenômeno. Sobretudo, cada vez mais se reconhece que o uso do solo e a gestão da água apresentam íntima relação (WHEATER; EVANS, 2009; WANG, 2014; OLIVEIRA; TOMASELLA; SANCHES, 2019).

Várias pesquisas voltadas ao estudo da eficiência do uso da água na produtividade de cana-de-açúcar (SALASSI; BREAU; NAQUIN, 2002; DALCHIAVON et al., 2013; MARIN; JONES, 2014) mostraram a existência de uma correlação linear entre a oferta de água e a produtividade da cultura pela eficiência do uso da água (SILVA et al., 2013), chegando a atingir até 37 Mg.ha<sup>-1</sup> com demanda evapotranspirativa superior a 1.300 mm.ano<sup>-1</sup> homogeneamente distribuído ao longo do ciclo de produção (IMMERZEEL; GAUR; ZWART, 2008). Até agora, não há estudos sobre como conciliar a máxima eficiência em produtividade e os impactos sobre os recursos hídricos. Muitos dos estudos que relacionaram os efeitos dessa cultura sobre o ciclo hidrológico consideram apenas processos isolados (EDGECOMBE, 1990; OMARY; IZUNO, 1995; CHABOT et al., 2002). Um número muito limitado de pesquisas utilizaram modelos hidrológicos para compreender o impacto dessa cultura sobre o ciclo hidrológico, e contemplaram de forma muito tímida o padrão histórico evolutivo de sua expansão (HOMDEE et al., 2011; MONTENEGRO; RAGAB, 2012; PEREIRA; TURSUNOV; UVO, 2013).

Até o momento são desconhecidos os impactos do cultivo de cana-de-açúcar em grande escala, e não se encontram a disposição estudos que tenham buscado responder como a ocupação massiva dessa cultura em bacias hidrográficas impacta o ciclo hidrológico para diferentes condições edafoclimáticas, e ainda, quais são as implicações sobre a disponibilidade hídrica decorrentes da substituição de culturas de menor demanda evapotranspirativa pela cana-de-açúcar. Nesse contexto, é imprescindível compreender as consequências que a expansão desta cultura tem sobre os recursos hídricos. Apesar do já consolidado conhecimento relativo aos



benefícios da substituição do combustível fóssil pelo biocombustível, qual seriam os impactos para a produção de uma cultura bioenergética, de elevada demanda hídrica, na disponibilidade de água?

A demanda por terras agriculturáveis para produção de culturas energéticas tende a se expandir sobre áreas subutilizadas com condições edafoclimáticas propícias e, por conseguinte, em áreas agrícolas e/ou de cobertura florestal nativa. Além disso, o uso da irrigação é uma alternativa viável para a intensificação do uso da terra e ganho em produtividade que, por hora, tenderá a evitar a expansão sobre áreas que comprometam a segurança alimentar e afetem a biodiversidade. Todavia, possíveis impactos podem ser ocasionados sobre os recursos hídricos locais, culminando em uma cadeia de consequências negativas tanto econômicas como ambientais. A quantificação direta desses impactos deve ser feita mediante estudo da demanda hídrica da cultura de interesse, considerando não apenas o potencial evapotranspirativo da mesma, mas a eficiência do uso da água, e dessa forma identificando áreas com potencial produtivo mediante sua disponibilidade hídrica. Sob essa perspectiva, bacias com capacidade de suporte para irrigação deverão ser priorizadas.

As bacias localizadas na porção sudestes do estado de São Paulo passaram por transformações de uso do solo profundas nas últimas décadas, com substituição, quase integral de seus usos anteriores para a cana-de-açúcar. Esse fenômeno ocorreu seguindo padrões espaciais e temporais equivalentes para tais bacias, uma vez que possuem características edafo-climáticas semelhantes. Destacam-se, por exemplo, as bacias dos rios Aguapeí e Peixe, que ao contrário das demais de mesma grandeza no estado, compõem uma única unidade de gerenciamento de recursos hídricos. Assim sendo, estudos aplicados para grandes bacias, nessa região, darão subsídio para inferência às bacias adjacentes, ou mesmo àquelas na escala regional.

Assim, tomadas de decisão com relação ao exposto, só podem ser subsidiadas com amparo científico quanto à simulação e previsão de cenários de LUCC, a qual é possibilitada pelo uso de modelos que representem os sistemas

terrestres. Nesse contexto, baseado em observações e resultados simulados por modelos hidrológicos e conceituais, por meio desse trabalho objetiva-se testar a hipótese de que a expansão da cana-de-açúcar, em áreas utilizadas pela pecuária e/ou outras culturas, altera os componentes do ciclo hidrológico e a disponibilidade hídrica de bacias hidrográficas. Mesmo em bacias onde o regime pluviométrico seja capaz de suprir a demanda hídrica para o cultivo de cana-de-açúcar é provável que a expansão territorial da mesma promova alterações significativas na vazão pelo consequente aumento de taxa evaporativa decorrente da substituição de culturas menos exigentes. Dessa forma, os resultados permitirão compreender, não apenas as implicações do histórico de expansão massiva dessa cultura no estado de São Paulo, como também em toda a região centro-sul do país, em estados onde é prevista expansão com intensidade semelhante, porém com distintos regimes pluviométricos.

## **1.1 Objetivos**

### **1.1.1 Objetivo geral**

No presente estudo, objetiva-se investigar o impacto das mudanças de uso e cobertura do solo, especificamente a expansão da cultura de cana-de-açúcar, sobre componentes do ciclo hidrológico na bacia hidrográfica do rio Aguapeí localizada no noroeste do estado de São Paulo.

### **1.1.2 Objetivos específicos**

- a) Calibrar e validar o modelo MHD-INPE para a bacia hidrográfica do rio Aguapeí, localizada na região Sudeste do Estado de São Paulo onde é tradicional o cultivo de cana-de-açúcar;
- b) Quantificar os impactos da dinâmica de uso do solo dos anos de 1985 a 2017, sobre a disponibilidade hídrica, pela simulação de um cenário que considerem essa dinâmica em relação a um cenário de cobertura do solo estável ao longo da série histórica;
- c) Com base na dimensão das sub-bacias considerada no estudo, investigar a escala espacial mínima na qual o modelo MHD-INPE apresente sensibilidade aos efeitos de LUCC;
- d) Avaliar o desempenho das simulações realizadas pelo modelo hidrológico MHD-INPE, em relação a dados observacionais valendo-se da hipótese postulada por Budyko.

## 2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 Sensoriamento remoto: suporte para modelagem hidrológica

Estudos que consorciavam utilização dos produtos de sensoriamento remoto (SR) na modelagem hidrológica tiveram seu início a partir dos anos 70 (CASTRUCCIO et al., 1980). Muitos trabalhos foram publicados ao final do século passado relatando as potenciais descobertas das estratégias e aplicações do uso de dados, oriundos de sensores remotos a bordo de plataformas orbitais, em modelos hidrológicos (HARVEY; SOLOMON, 1984; NIEUWENHUIS, 1986; SU et al., 1992; FEDDES et al., 1993; KITE; PIETRONIRO, 1996), além de muitos outros na aplicação de SR no âmbito geral das ciências hidrológicas.

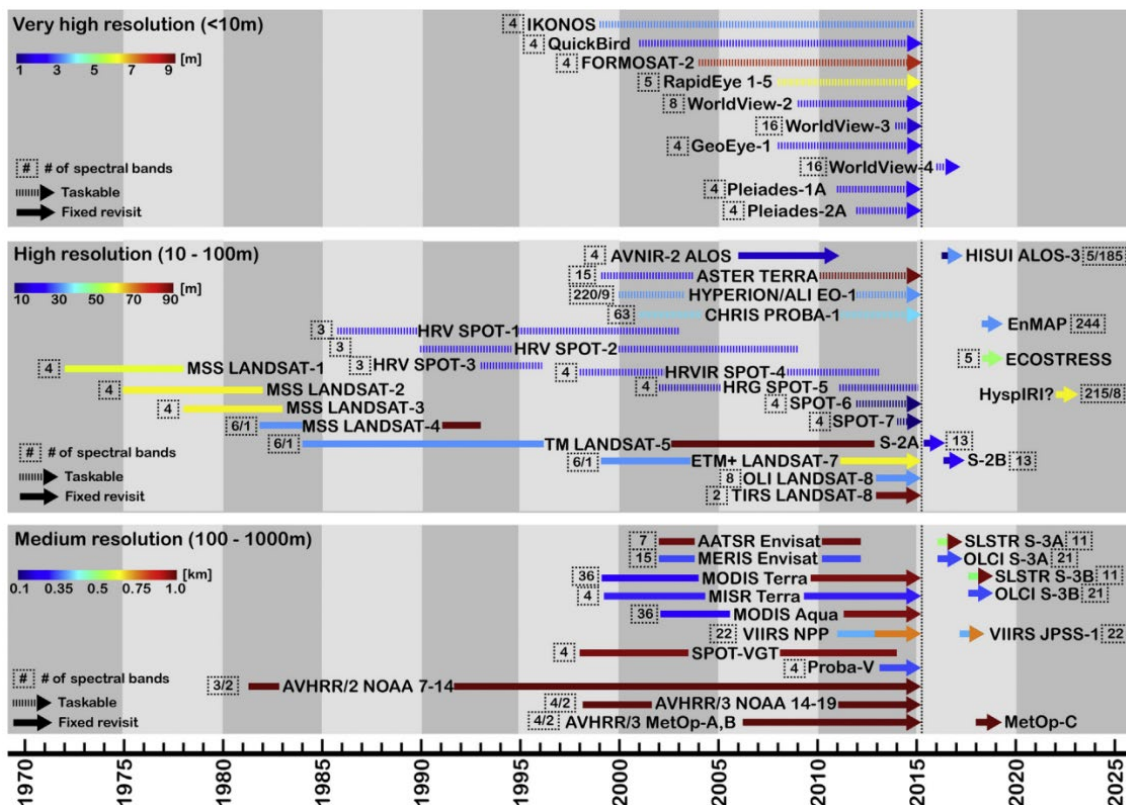
É amplamente reconhecido que a qualidade dos dados resultantes da modelagem hidrológica (*output*), para um mesmo modelo, é majoritariamente consequência da qualidade dos dados adotados no processamento (*input*) (TROCH; TROCH; SU, 1996; BEVEN, 2001; BOLTEN; LEE; HOUSER, 2015). Sendo assim, a compreensão e confiabilidade da caracterização e previsão dos processos hidrológicos, estão intimamente relacionadas com o nível de precisão dos dados adotados, que se torna cada vez mais importante quanto mais evidente são os impactos ambientais sobre os recursos hídricos (BOLTEN; LEE; HOUSER, 2015).

As complexas interações que ocorrem na macroescala, envolvendo alteração do uso e cobertura do solo e mudanças climáticas, só podem ser estudadas quando se dispõem de dados adequados das diferentes interfaces, vias do ciclo hidrológico que compõem a paisagem. Castruccio et al. (1980), naquela época já relataram ótima relação custo/benefício pelo uso de dados de SR em estudos de hidrologia.

Os modelos hidrológicos, para gestão do uso do solo e mudanças climáticas, foram mais intensamente desenvolvidos a partir dos anos 90, como descrito nos relatos de Beckers, Smerdon e Wilson (2009) e Breuer et al., (2009). Concomitantemente, os maiores avanços e disponibilidade de dados de

sensores ópticos e termais de satélites relevantes para o SR da vegetação ocorreram a partir de meados desta década (Figura 2.1).

Figura 2.1- Linha do tempo de sensores relevantes para o SR da vegetação.



Fonte: Houborg, Fisher e Skidmore (2015).

Salomonson (1983) definiu quatro categorias para o uso de dados de SR em modelos hidrológicos: (1ª) uso de imagens para identificação de itens de interesse, (2ª) extração de dados utilizando interpretação, (3ª) classificação e derivação, e (4ª) uso de dados digitais para estimativa de parâmetros hidrológicos. A 2ª e 3ª categorias apresentam importância direta na parametrização do modelo e validação de dados, respectivamente.

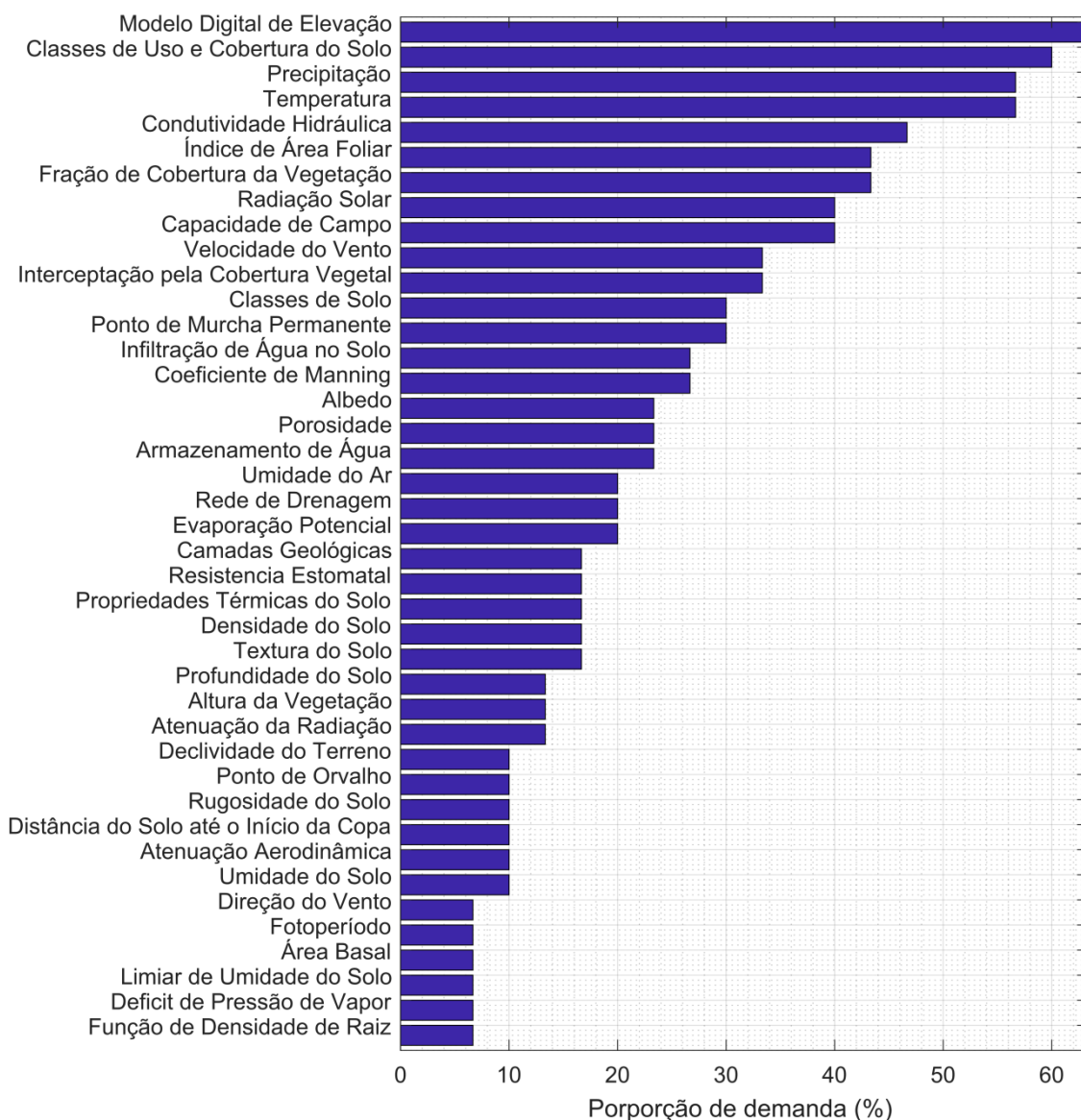
As principais vantagens da escolha das técnicas de SR em detrimento às técnicas convencionais de coleta de dados são listadas por Troch, Troch e Su (1996): interferência humana mínima ou nula entre o dispositivo de aquisição de dados e a informação a ser medida; medições espacialmente distribuídas em uma grade regular; elevada resolução espacial ou temporal; disponibilidade dos dados em formato digital, e possibilidade da obtenção de informações em áreas remotas e de difícil acesso. Apesar dos autores destacarem como

desvantagem o fato dos dados não se encontrarem no formato de entrada dos modelos, atualmente isso não é mais visto como empecilho, frente às inúmeras técnicas e ferramentas prontamente disponíveis para esse fim. Entretanto, faz-se necessária a compreensão completa da transição entre as informações em nível digital e a parametrização dos modelos.

Devido às diferentes experiências e abordagem dos desenvolvedores, cada modelo apresenta particularidades quanto aos dados de entrada. Porém, por terem em comum a simulação de processos hidrológicos, estes requerem, basicamente, informações categóricas sobre dados de vegetação, clima e solo. O Apêndice A relaciona, em diferentes categorias, as variáveis comumente adotados em modelos hidrológicos. A frequência em que estas são demandadas foi estimada com base em mais de 30 modelos (Figura 2.2). Visando simplificar a interpretação, considerou-se apenas o passo de tempo diário para variáveis hidroclimatológicas.

Uma seleção dos principais dados requeridos por modelos hidrológicos desenvolvidos para descrever, simular e prever um conjunto de características hidrológicas em bacias hidrográficas, incluindo, mas não limitados a aplicações em relação aos processos de *Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer* (SVAT), umidade do solo, processo de geração de escoamento, topologia de canais e estradas, dentre outros, é apresentada no Apêndice A. Para tanto, valeu-se dos trabalhos desenvolvidos por Kite e Pietroniro (1996), Beckers, Smerdon e Wilson (2009) e Breuer et al. (2009). Buscou-se incluir modelos que contemplassem os diferentes aspectos de funcionalidade com relação à distribuição espacial e temporal do fenômeno, conceitualização das equações, representação espacial dos dados, consideração da ocorrência do conceito de probabilidade e distintas abordagens de escalas espaciais. Por meio dessa revisão é possível discernir entre os esforços que devem ser despendidos para seleção de produtos chave de SR para aplicações na hidrologia.

Figura 2.2 - Demanda relativa de variáveis por modelos.



Fonte: Produção do autor.

### 2.1.1 Aplicações hidrológicas dos dados de sensores remotos

Salomonson, (1983) observou que a previsão do estado das variáveis hidrológicas tais como precipitação, evapotranspiração e umidade do solo para a modelagem hidrológica é um importante meio de fazer pleno uso de dados de SR, o que ainda é válido atualmente.

### 2.1.1.1 Precipitação

Dentre os numerosos dados de entrada de um modelo hidrológico, a precipitação é sem dúvida a variável mais importante (KITE; PIETRONIRO, 1996). As previsões dos modelos são muitas vezes insatisfatórias pela inadequada representatividade da variabilidade espacial da precipitação devido à escassez de dados (COLLISCHONN; COLLISCHONN; TUCCI, 2008), sensores inadequados, ou rede de estações pouco representativas pela baixa densidade e má distribuição, o que é comumente observado em locais remotos ou de difícil acesso.

Radars meteorológicos, apesar das incertezas associadas, têm apresentado grandes avanços no monitoramento da precipitação, fornecendo estimativas espacialmente e regularmente distribuídas (KRAJEWSKI; SMITH, 2002), sendo para muitas localidades, o único meio de obtenção desta variável.

Collischonn, Collischonn e Tucci (2008) compararam dados diários das estimativas de precipitação dos produtos do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) e em nível do solo. Examinaram o uso desses dois produtos como entrada para o Modelo de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (MGB-IPH) (COLLISCHONN et al., 2007a) em simulações na bacia do rio Tapajós, um dos principais afluentes do rio Amazonas, com área de aproximadamente 500.000 km<sup>2</sup>. Uma das limitações no estudo desses autores foi a baixa densidade da rede de estações, com apenas uma estação para cada 4.200 km<sup>2</sup>, agravada pela descontinuidade da série histórica por dados faltantes. Proporcionalmente ao número de pixels do produto obtido pelo algoritmo TRMM 3B42 (resolução espacial de 1° e temporal de 3 horas) as estações corresponderam a apenas 7,5% do total compreendidos na bacia. No entanto os autores constataram semelhanças quali-quantitativas entre as duas medições, com as principais variações ocorrendo por efeitos de sazonalidade, com subestimativas da precipitação mensal na estação chuvosa e superestimativas na estação seca. Os resultados mostraram também que hidrogramas calculados com base no TRMM foram comparáveis com os obtidos usando dados pluviométricos. Igualmente, os autores concordam que



as estimativas do TRMM 3B42 podem ser amplamente usadas como entrada para modelos distribuídos nas bacias da América do Sul tropical.

Uma rede com densidade de uma estação para cada 2.500 km<sup>2</sup> foi adotada por Falck et al. (2015), como referência para avaliação da estimativa da precipitação por sensores remotos orbitais. Foram considerados quatro algoritmos, a saber: *Tropical Rainfall Measuring Mission real-time* TMPA 3B42 (3B42RT), *Climate Prediction Center morphing technique* (CMORPH), *Global Satellite Mapping of Precipitation* (GSMaP) e *NOAA Hydroestimator* (HYDRO-E). Com uso do Modelo Hidrológico Distribuído do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (MHD-INPE) (RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016) realizaram simulações na bacia do Tocantins-Araguaia, Brasil com área de 764.000 km<sup>2</sup>, considerando cada um dos produtos mencionados. A estimativa pelo 3B42RT apresentou o menor viés, enquanto os maiores erros por superestimativa foram observados para HYDRO-E. Apesar das limitações nas simulações de precipitações intensas, nenhum produto foi considerado inadequado. Estatísticas de erro da vazão mostraram tendência decrescente em função da área de captação para todos os produtos, mas a propagação de erros de precipitação para vazão não resultou em qualquer dependência relativa ao tamanho da bacia.

Com proposta similar a de Falck et al. (2015) os resultados de Nikolopoulos et al. (2010), restrito a bacias variando de 100 a 1.200 km<sup>2</sup>, são complementares às considerações sobre escala e modelagem hidrológica com dados de SR. Em seus estudos concluíram que o uso de precipitação estimada por sensores remotos para simulação de inundação depende fortemente da escala de aplicação e da resolução espacial do produto; diferentes produtos de satélite apresentaram desempenho diferente em termos de propagação de erros nas simulações; bacias com dimensões superiores a 400 km<sup>2</sup> apresentam maior propagação de erros quando comparadas aquelas de menor porte (embora, proporcionalmente a área de drenagem, os erros tendem a diminuir).

Independentemente de quão sofisticado possa ser um modelo e quão bem possa representar os processos hidrológicos, os dados de entrada ainda serão

as principais fontes de incerteza, interferindo diretamente na exatidão dos resultados.

### **2.1.1.2 Evapotranspiração**

Os métodos *in loco* de medição das variáveis hidrológicas apresentam elevada precisão, no entanto, não satisfazem um requisito essencial para a maioria dos estudos em hidrologia, ou seja, a espacialização da informação. Essa limitação motivou o desenvolvimento da utilização de dados de SR para obtenção da evapotranspiração de forma espacializada, como também de todos componentes da equação do balanço da radiação na superfície, incluindo, mas não limitado, as variáveis: albedo, radiação de onda curta e longa incidente, radiação de onda longa emitida, fluxo de calor no solo, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente, taxa de evapotranspiração atual (instantânea), evapotranspiração de referência, evapotranspiração diária e evapotranspiração sazonal (ALLEN; TASUMI; TREZZA, 2002).

Borchardt e Trauth (2012) utilizaram o algoritmo *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) para estimar a evapotranspiração real se valendo de dados do sensor ASTER. A unidade de estudo adotada foi a bacia do Suguta Valley, Kenya, com área de 12.800 km<sup>2</sup>. O método SEBAL foi comparado com o tradicional método de Penman e ambos os produtos foram usados como *input* para um modelo de balanço hídrico. Os resultados sugeriram variações espaciais significativas da evapotranspiração, com mínimas de 450 mm/ano, chegando a 2000 mm/ano nas áreas mais elevadas da bacia. A diferença obtida pelos autores entre os dois métodos foi de 4%, indicando excelente desempenho do algoritmo.

A bacia do Suguta Valley está localizada em uma área remota, com dados climáticos praticamente inexistentes. Se por um lado ressalta-se o potencial desempenho de dados de satélite no estudo em regiões onde os dados são limitados, por outro se levanta a importante questão da validação e confiabilidade dos dados resultantes do modelo utilizado. Apesar de preciso, o método de Penman possui formulação empírica, sendo útil em regiões com dados escassos, mas não é a referência mais adequada.

O algoritmo desenvolvido por Allen, Tasumi e Trezza (2002), fornece alternativa para o cálculo da evapotranspiração e demais componentes da equação do balanço da radiação na superfície para qualquer resolução espacial e temporal dos dados disponíveis. Contudo, estimativas em nível global são calculadas com dados do *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS) e disponibilizadas pelo algoritmo MOD16, baseado na equação de Penman-Monteith. Com resolução espacial de 1 km e temporal de oito dias, esses dados são uma alternativa viável para problemas de cobertura espacial descontínua e baixa resolução temporal, como os enfrentados por Borchardt e Trauth, (2012).

Ruhoff et al. (2013) avaliaram a precisão do algoritmo MOD16, e qualidade dos produtos resultantes, em cultivo de cana-de-açúcar e vegetação savânica (cerrado), na bacia do Rio Grande, Brasil com área de 145.000 km<sup>2</sup>. A validação foi realizada em escala local e regional, com dados de medições de fluxos de energia obtidos a partir de estações de vórtices turbulentos em bioma tropical, e do modelo hidrológico MGB-IPH. Os produtos MODIS considerados possuem resolução espacial de 500 a 1000 m, incluindo MOD12Q1 (uso do solo), MOD15A2 (Índice de Área Foliar - IAF e Fração da Radiação Fotossinteticamente Ativa - fPAR) e MCD43B2/B3 (albedo). Ruhoff et al. (2013), explicam que, por se tratar de uma estimativa, a qualidade do MOD16 é diretamente dependente da exatidão dos dados de entrada do algoritmo, assim, as imprecisões dos dados de estimativa desencadeiam erros severos no cálculo de Penman-Monteith.

Sobretudo, cabe ao usuário identificar qual alternativa melhor lhe atende, mantendo-se consciente de que maior atenção deve ser despendida em compreender as incertezas envolvidas com sua aplicação do que com o produto ou método propriamente dito.

### **2.1.1.3 Umidade do Solo**

A umidade nas camadas superiores do perfil do solo é um componente importante da interface terra-atmosfera, e uma variável fundamental à maioria dos modelos hidrológicos, sendo crucial na gestão da disponibilidade de água

na agricultura e modelagem hidrológica operacional, tais como previsão de cheias (KITE; PIETRONIRO, 1996).

A calibração de modelos hidrológicos tem sido comumente empregada valendo-se apenas de dados de vazão. Esse padrão surge tradicionalmente da indisponibilidade de dados hidrológicos mensurados na maioria das bacias hidrográficas. Apesar de essa variável ser direta ou indiretamente representativa de praticamente todos os processos ocorrentes em uma bacia, Wanders et al. (2014) salientam que grande parte do sistema, em particular a zona não saturada, permanece não calibrada.

A disponibilidade de dados para calibração de modelos tende a ser tão mais restrita quanto maior é a área de abrangência da bacia. As limitações de modelos de macroescala em simular determinados processos hidrológicos, tal como capturar a dependência dos impactos de LUCS em escala espacial, associados à restrição de dados para calibração, pode representar um dos piores cenários para os hidrólogos.

Buscando alternativas às restrições de dados mensurados *in loco* Wanders et al. (2014), avaliaram o uso da umidade do solo, obtida por SR, na calibração de modelos hidrológicos de grandes bacias. As principais questões abordadas pelos autores foram: quais os parâmetros de modelos hidrológicos podem ser identificados por calibração com umidade do solo de SR, e a calibração de modelos hidrológicos com dados de vazão e umidade do solo conduz a melhores resultados do que em calibração baseada apenas na vazão? Para tanto, adotaram os dados de *Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS* (AMSR-E), *Soil Moisture and Ocean Salinity* (SMOS), e *Advanced Scatterometer* (ASCAT) como *input* ao modelo de LISFLOOD, em simulações na bacia superior do rio Danúbio (que contém partes da Áustria, Alemanha e República Tcheca) em condições atuais e em cenários alternativos de uso do solo. O uso da umidade do solo e vazão na calibração favoreceu significativamente o desempenho do modelo e redução das incertezas nos parâmetros de águas subterrâneas, rede de drenagem e especialmente aos processos de superfície. Áreas até 40.000 km<sup>2</sup> promoveram redução de 10-

30% nos erros, porém, acima desse limiar os benefícios na calibração foram inexpressivos, tanto em uma ou em múltiplas estações de vazão.

Em referência ao trabalho de Albergel et al. (2012), conclui-se que os benefícios obtidos por Wanders et al. (2014), podem ser estendidos também para outros continentes. Mais de 200 estações de vários continentes serviram ao propósito de determinar a confiabilidade de três produtos de umidade do solo: o SM-DAS-2 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), ASCAT e SMOS. Avaliação da série temporal, bem como dos valores de anomalia, mostraram desempenho satisfatório dos produtos em diferentes biomas e condições climáticas.

Apesar dos recentes sucessos quanto aos produtos de umidade do solo disponibilizados por SR, Crow et al., (2012) chamam a atenção para as questões de validação desses produtos, descrevendo a magnitude dos efeitos de escala devido à baixa densidade da rede de estações terrestres adotadas para essa finalidade.

Os atuais produtos prontamente disponíveis de umidade do solo encontram-se em escala relativamente grosseiras (~25 km segundo CHAUHAN; MILLER; ARDANUY, 2003) para estudos hidrológicos, o que, para muitos casos restringem as possibilidades de aplicações. Contudo, metodologias foram propostas como alternativas para lidar com esse percalço, a exemplo do “Método do Triângulo” (CARLSON; GILLIES; PERRY, 1994; CARLSON; GILLIES; SCHMUGGE, 1995; CARLSON, 2007) e uso de micro-ondas e dados ópticos (CHAUHAN; MILLER; ARDANUY, 2003), dentre outros revisados por Murray, Watson e Prentice, (2013) e Wang e Qu, (2009).

### **2.1.2 Perspectivas futuras em SR para aplicações hidrológicas**

Kite e Pietroniro (1996) lamentaram que, mesmo frente ao crescente interesse dos hidrólogos em dados de SR para compreensão dos componentes do ciclo hidrológico e do crescente desenvolvimento de modelos distribuídos, não havia, até aquela época, qualquer satélite construído para tal finalidade. Apenas após mais de duas décadas, tornou efetiva a identificação de dados

prioritários para a comunidade dos recursos hídricos pela *Water Resources Element of NASA's Applied Sciences Program* (BOLTEN; LEE; HOUSER, 2015).

Em discussão das missões de futuros satélites para apoiar as aplicações de recursos hídricos da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), Bolten, Lee e Houser (2015), juntamente a outros 72 membros da comunidade científica, entraram em consenso quanto às observações necessárias e requisitos dos principais sensores para a próxima década (Apêndice B) destinados à agricultura, inundações, secas e disponibilidade hídrica qualiquantitativa.

Os gestores de recursos hídricos destacaram ainda a necessidade de integração dos conceitos de observação do ciclo da água com missões lançadas recentemente, tais como o *Precipitation Measurement Global* (PMG) e *Soil Moisture Active Passive* (SMAP), além da importância da continuidade de medição em longo prazo, as medições de baixa latência com o tempo de repetição adequada e medidas que ajudem a fechar o balanço hídrico global e regional (BOLTEN; LEE; HOUSER, 2015).

Ainda, muitas questões não triviais referentes às próximas missões destinadas a gestão de recursos hídricos precisam ser abordadas a fim de aperfeiçoar o uso dos recursos que serão disponibilizados. Dentre elas, relações mais estreitas e eficazes entre cientistas e usuários finais, além de uma política de acesso de dados mais eficiente (SCHUMANN; DOMENEGHETTI, 2016).

## **2.2 LUCG e o ciclo hidroclimatológico**

As consequências dos efeitos de LUCG têm sido consideradas em amplas escalas. Zhang, Dawes e Walker (2001), contemplaram bacias de menos de 1 km<sup>2</sup> até 6x10<sup>5</sup> km<sup>2</sup> com pluviosidade média anual variando de 35 até 2.980 mm. Séries históricas de variáveis climáticas inferiores há dez anos até séries superiores há meio século são satisfatórias para estudos climáticos, tal como mostrado por Tekleab et al. (2011) e Wang e Hejazi (2011).

As mudanças climáticas e fatores antrópicos, têm resultado em efeitos como aumentos na precipitação e na vazão (LINS; SLACK, 1999; HODGKINS; DUDLEY; AICHELE, 2007; KALRA et al., 2008), aumento no fluxo de base significativamente relacionado à expansão agrícola (SCHILLING, 2004), redução do escoamento com impactos principalmente devido a fatores climáticos e em menor parte a fatores antrópicos (JIANG et al., 2015), ou ainda aumento do escoamento com impactos principalmente devido a fatores antrópicos e em menor proporção devido a fatores climáticos (RAYMOND et al., 2008).

Do total de precipitação terrestre, 61% retorna a atmosfera em forma de vapor. De acordo com Hewlett (1983) aproximadamente 90% dessa fração corresponde a água transpirada após o uso para o metabolismo vegetal e evaporada da camada superficial do solo sob essa vegetação, enquanto que a parcela restante é evaporada após a interceptação pela cobertura vegetal. Assim, mantida as condições climáticas constantes, conclui-se que LUCC é o principal responsável pelos impactos sobre o ciclo hidrológico, e que a evapotranspiração real é o mecanismo de maior remoção de água do sistema (BAUMGARTNER; REICHEL, 1975; WANG; MELESSE; YANG, 2006).

Huntington (2006) aponta que tendências climáticas globais indicam aumento de precipitação, porém variações regionais mostraram comportamentos distintos como consequência das complexas interações dos fatores climáticos e antrópicos, que afetam bacias hidrográficas de diferentes escalas. Franczyk e Chang (2009), estudaram os efeitos das mudanças climáticas e da urbanização no escoamento superficial da bacia do rio Rock Creek (Estados Unidos). Jiang et al. (2015) em seus estudos na bacia do rio Weihe na China, consideraram a população, área irrigada, Produto Interno Bruto (PIB) e área cultivada como variáveis antrópicas, e temperatura, precipitação e evapotranspiração potencial como variáveis climáticas. Por sua vez, Wang e Hejazi (2011), consideraram a densidade populacional, área urbana, área cultivada, área irrigada e armazenamento de reservatórios, em múltiplas bacias nos Estados Unidos. Em muitos estudos a agricultura foi empregada como a principal classe de uso do solo para quantificação do fator antrópico, especialmente para países em

rápido desenvolvimento (CHEN et al., 2014; JIANG et al., 2015; WANG; HEJAZI, 2011). Porém, apenas recentemente Oliveira, Tomasella e Sanches (2019) consideraram a dinâmica temporal do mosaico de usos e coberturas da terra em relação a abordagens conceituais.

Certas investigações em bacias de macroescala, que sofreram LUCC, não tem conclusão convergente para bacias de menor escala (BRUIJNZEEL, 1990). As implicações dos fenômenos não perceptíveis na microescala aumentam ao se considerar os efeitos em escalas maiores, pois a maioria dos efeitos não pode ser transferida diretamente entre escalas, onde tendem a ocorrer defasagem e diluição dos sinais por alterações naturais ou induzidas na bacia (RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016).

Duas importantes questões puderam ser identificadas nas pesquisas de LUCC e sua repercussão nos componentes do ciclo hidrológico na macroescala. A primeira é referente à sensibilidade dos modelos quanto às transformações da paisagem, no que diz respeito à proporção das alterações e disposição de seus componentes. A segunda está centrada na magnitude da variabilidade climática no espaço e tempo (XU, 1999). Pois tais efeitos, evidentes na microescala (geralmente até 100 km<sup>2</sup>, segundo BECKER; NEMEC, 1987; LIEBSCHER, 1993), adquirem equivalente importância à medida que se aumenta a área considerada.

### **2.2.1 Fundamentos para eleição de modelos**

Dey e Mishra (2017) revisaram as principais abordagens metodológicas usadas para investigar e separar os impactos das mudanças climáticas e atividades humanas nos componentes hidrológicos em bacias hidrográficas, tais como modelagem hidrológica, abordagens conceituais (p. ex., o modelo conceitual de Budyko e a estrutura de Tomer Schilling), abordagens analíticas (p. ex., método de elasticidade climática e método de sensibilidade hidrológica) e abordagens baseadas em dados hidrológicos de campo (p. ex., bacias pareadas e análise de tendência temporal). Os autores discutiram as premissas dessas metodologias, a partir das quais, concluiu-se que uma investigação adotando-se modelo fisicamente distribuído, deve ser associada à análise observacional



de dados amostrais, por exemplo, por abordagens conceituais, de forma que respostas equivalentes dos diferentes métodos sustentam a validade das simulações.

Tucci (2005) afirmou que certos elementos devem ser compreendidos na escolha do modelo hidrológico mais adequado para determinada aplicação, destacando como principais: os objetivos do estudo, as características da bacia, as características do curso d'água, a disponibilidade de dados, e a familiaridade do usuário como o modelo. Beckers, Smerdon e Wilson (2009), acrescentaram que nessa escolha deva-se considerar, também, a disponibilidade de tempo e restrições de recursos. Os fatores apresentados por estes autores deverão estar em equilíbrio com as expectativas do estudo, pois havendo disparidades, será improvável a determinação de um modelo adequado. Caso não seja identificado o equilíbrio entre a disponibilidade de tempo e restrições de recursos, alternativamente os autores aconselham que o nível de expectativas deva ser reduzido.

A tomada de decisões ambientais com o uso dessas ferramentas têm se tornado cada vez mais comum e crescente. Embora a grande maioria das análises seja realizada com modelos conceituais, os modelos distribuídos de base física devem ser prioritariamente considerados (WIGMOSTA et al., 2002). Modelos distribuídos devem ser preferidos, por sua capacidade de detalhamento da bacia e seus componentes (BECKERS; SMERDON; WILSON, 2009).

Como relatado por Beven (1985), é comum o argumento de que os modelos integralmente distribuídos baseados em processos físicos sejam os mais adequados para simular os efeitos da mudança do uso da terra, alegando que retratam essas mudanças mais precisamente. Apesar das referidas conclusões quanto a esses, Breuer et al. (2009) e Viney et al. (2009), são contundentes ao expor a importância de estudos da intercomparação de conjunto de modelos. Em seus estudos destacam a relevância da magnitude nas incertezas dos dados de entrada de modelos distribuídos quando comparados aos demais, sugerindo como alternativa em áreas onde os dados são limitados, modelos

semi-distribuídos de base física, em detrimento dos modelos totalmente distribuídos.

Discretizar a bacia em grade matricial tem como principais propósitos explicitar a variabilidade espacial referente à cobertura e propriedades do solo, efeitos de sombra, inclinação, aspecto e vias de circulação de água, tanto na resposta hidrológica e descrição geológica (KAMPF; BURGESS, 2007). Esses modelos permitem maior flexibilidade na análise do ambiente, por levar em conta a variabilidade espacial da área considerada. Suas variáveis dependem do espaço e/ou do tempo, e a sua capacidade de representação está aliada diretamente às informações disponíveis e à precisão desejada, determinando, assim, seu grau de detalhamento dos dados de entrada (TUCCI, 1998).

Inúmeros modelos têm sido adotados na gestão florestal para a previsão dos impactos das mudanças no uso e cobertura do solo e seus efeitos associados, nos mais variados ambientes. Essa diversidade de ferramentas prontamente disponíveis, cada qual com suas particularidades, torna complexa a seleção daquela mais apta para determinado estudo. Assim, uma alternativa plausível é a delimitação de um grupo de modelos de finalidade compatível com os objetivos do estudo, por meio de consultas exploratórias em relatórios comparativos baseados em revisão ou em experimentação, seguido de uma análise mais criteriosa em manuais e guias de utilização.

Previsão de incerteza surge de três fontes: (1<sup>a</sup>) incerteza dos dados de entrada; (2<sup>a</sup>) incerteza estrutural do modelo; e (3<sup>a</sup>) incerteza dos parâmetros do modelo. A modelagem conjunta por intercomparação pode ser adotada para reduzir qualquer uma dessas (BORMANN et al., 2009; VINEY et al., 2009). A abordagem de análise de incerteza que faz uso de apenas um único modelo pode não cumprir de forma adequada à proposta (REFSGAARD et al., 2006).

O uso conjunto de modelos hidrológicos, além de permitir o aprimoramento dessas ferramentas, tem o potencial de proporcionar melhor compreensão dos processos físicos (CLEMEN, 1989; SHAMSELDIN; O'CONNOR; LIANG, 1997), conduzindo à maior acurácia em previsões (MOHOR et al., 2015) e na análise de cenários de LUC (HUISMAN et al., 2009), fornecendo estimativas do

estado mais provável do sistema com informações úteis sendo obtidas até mesmo pelo modelo mais simples do conjunto (VINEY et al., 2009).

### **2.2.1.1 Modelo conceitual**

Numerosos métodos têm sido utilizados para investigar o impacto dos fatores climáticos e antropogênicos no ciclo hidrológicos. Nesse sentido, as pesquisas têm sido desenvolvidas com uso de como modelagem hidrológica (LIANG et al., 1994; WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994; RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016), elasticidade climática (ZHENG et al., 2009, YANG; YANG, 2011), elasticidade acoplada (LIANG et al., 2013, ZHANG et al., 2013) e método de decomposição (WANG; HEJAZI, 2011, SUN et al., 2014), método de sensibilidade hidrológica (ZUO et al., 2014, GUO et al., 2014), estrutura de Tomer Schilling (TOMER; SCHILLING, 2009, YE et al., 2013), método de tendência temporal (ZHANG et al., 2012) e método de bacias emparelhadas (HUANG et al., 2003, LIU et al., 2004). Segundo Dey e Mishra (2017), esses métodos podem ser categorizados como abordagens experimentais, modelagem hidrológica, abordagens conceituais e abordagens analíticas.

Conforme descrito por Dooge, Bruen, e Parmentier (1999), o modelo conceitual da hipótese de Budyko (BUDYKO, 1974), foi postulado sobre duas suposições básicas, ou seja, o conceito de zonalidade geográfica (MARSH, 1864) e o balanço hídrico de longo prazo. Com base nessa hipótese, estudos têm sido amplamente realizados considerando os impactos das mudanças climáticas e fatores antropogênicos nos processos hidrológicos (DONOHUE; RODERICK; MCVICAR, 2007; YANG et al., 2008; DOOGE, 2009; WANG; HEJAZI, 2011; MCMAHON et al., 2011; RODERICK; FARQUHAR, 2011; TENG et al., 2012; WILLIAMS et al., 2012; RENNER; SEPPELT; BERNHOFER, 2012; ZHAN et al., 2013; PATTERSON; LUTZ; DOYLE, 2013; SUN et al., 2013; AHN; MERWADE, 2014; WANG, 2014; XU et al., 2014; JIANG et al., 2015; WU et al., 2017; OLIVEIRA; TOMASELLA; SANCHES, 2019), e resultando no desenvolvimento de diversas equações do tipo Budyko para incorporar esses fatores (TURC, 1954; PIKE, 1964; FU, 1981; ZHANG; DAWES; WALKER, 2001; MILLY; DUNNE, 2002; PORPORATO; DALY; RODRIGUEZ-ITURBE,

2004; ZHANG et al., 2004; YANG et al., 2008; DONOHUE; RODERICK; MCVICAR, 2012; WANG; TANG, 2014).

Sobre essa hipótese, Wang e Hejazi (2011) desenvolveram um método que permite decompor os fatores climáticos e fatores antrópicos com base na curva gerada por equações baseadas na abordagem conceitual da hipótese de Budyko. Esse método possibilita que as contribuições individuais desses fatores sejam discriminadas mediante a segregação das variáveis que os compõem. Uma importante limitação desse método está relacionada ao uso de uma constante que explique a variabilidade temporal da taxa de evapotranspiração real em função da taxa de evapotranspiração potencial. Porém, Jiang et al. (2015) propuseram correlacionar essa constante a variáveis que refletem as mudanças temporais sobre a bacia. Pela aplicação desse método, um grande número de variáveis pode ser empregado para compreender a variação temporal dos impactos individuais dos principais fatores de mudanças sobre a evapotranspiração, e conseqüentemente sobre o escoamento.

Se por um lado, a decomposição dos fatores climáticos e antrópicos em maior número de covariáveis conduzem a melhor compreensão dos principais agentes causais de alterações no escoamento, por outro lado tende a tornar cada vez mais complexa a análise conjunta do efeito dessas variáveis no tempo. Avanços recentes se valeram principalmente dos métodos de elasticidade climática, abordagem baseada em modelagem física e modelo conceitual, especialmente na China e nos EUA (WANG, 2014). Porém, ainda é um trabalho árduo identificar pontos de mudança para análise temporal no regime hidrológico (DEY; MISHRA, 2017) devido à escassez na literatura, incertezas sobre a viabilidade dos métodos e a reprodutibilidade dos mesmos (WANG, 2014), quanto mais ao se considerar o efeito conjunto dos fatores climáticos e antrópicos.

Wang (2014), em revisão dos avanços na separação dos efeitos climáticos e antrópicos sobre a vazão, destaca os principais testes adotados para detecção de pontos de mudanças em séries hidrológicas. Por sua vez, Dey e Mishra

(2017) propõem que a identificação de pontos de mudança no regime médio anual de vazão seja feito simultaneamente com o uso da evapotranspiração potencial e precipitação.

Apesar dos numerosos estudos existentes sobre influências climáticas e antropogênicas na resposta hidrológica, apenas recentemente Oliveira, Tomasella e Sanches (2019), consideraram a influência da dinâmica temporal do mosaico de usos e coberturas do solo no regime fluviométrico com base na hipótese de Budyko. Embora a decomposição de fatores climáticos e antropogênicos em um número maior de covariáveis proporcione uma melhor compreensão dos principais agentes causais das alterações de fluxo, torna cada vez mais complexa a análise temporal conjunta do efeito dessas variáveis. Os autores isolaram e quantificaram os efeitos de fatores climáticos e antropogênicos no escoamento superficial utilizando o método de decomposição com base em equações do tipo Budyko com parâmetros variáveis no tempo. Analisaram como LUCC afeta a resposta hidrológica em diferentes escalas espaciais e temporais e como esses sinais se propagam em bacias maiores. Propuseram ainda, uma abordagem prática para a seleção de pontos de mudança (*breakpoints*) nas séries temporais hidrológicas, com o objetivo de compreender conjuntamente o impacto das variações espaço-temporais dos diferentes tipos de uso do solo e a influência climática na resposta hidrológica.

Outros estudos documentaram ainda a importância da sazonalidade e variabilidade climática, tipo de vegetação, profundidade de enraizamento, fenologia da planta e tipo de solo, (ZHANG; DAWES; WALKER, 2001; DONOHUE; RODERICK; MCVICAR, 2007).

Como vários estudos anteriores, usando modelos, sugeriram que as mudanças no uso da terra nos biomas brasileiros podem potencialmente desencadear impactos negativos no regime hidrológico, fica claro que metodologias capazes de separar as mudanças, ocasionadas por fatores climáticos (como as variações interdecadais naturais) das influências ocasionadas por fatores

antrópicos, são cruciais para validar cenários simulados ou previstos por modelos, tanto em magnitude quanto em sinal.

### **2.2.1.2 Modelo hidrológico**

Modelo é a percepção do cientista de como o sistema funciona. Uma hipótese do funcionamento do mundo real, codificada em termos quantitativos, ou seja, um modelo de pensamento que reflete a teoria (SAVENIJE, 2009). Para Viney et al. (2009) é a concepção simplificada de um sistema complexo, possivelmente caótico, que é muitas vezes caracterizado por um comportamento altamente variável no espaço e tempo.

Como tal, nenhum modelo, particularmente aqueles associados com os sistemas naturais, é capaz de fornecer uma perfeita concepção da realidade. Além disso, inevitáveis incertezas nas simulações e previsões são consequências das limitações na quantificação das incertezas dos dados de entrada, da estrutura, e da parametrização dos mesmos (REFSGAARD et al., 2006; VINEY et al., 2009).

A proposta do desenvolvimento de modelos que acoplam computacionalmente os processos hidrológicos foi feita ao final da década de 60 por Freeze e Harlan (1969). Com base nos avanços das deduções dos processos hidrológicos da época, avaliaram a viabilidade do desenvolvimento de um modelo matemático de “rigorosa” base física do sistema hidrológico completo. Segundo os autores, os níveis de desenvolvimento tecnológico e dos processos não eram, ainda, suficientemente adequados para permitir a implementação física completa de um sistema que permitisse abstrair o ciclo hidrológico de forma suficientemente realística.

Já ao início de 1970 no *Swedish Meteorological and Hydrological Institute* (SMHI) foi desenvolvido o modelo HBV-EC, que tem sido amplamente utilizado até hoje (LINDSTRÖM et al., 1997). Na mesma década foram ainda implementados modelos como MIKE-SHE em 1977 (ABBOTT et al., 1986) e SLURP (KITE, 1978).

A intensificação no desenvolvimento dessa ferramenta para gestão florestal e mudanças climáticas ocorreu a partir dos anos 90, a exemplo de SSARR, VIC, WEPP, WaSiM-ETH, HEC-HMS, RHESSys e SWAT. Estando disponíveis atualmente dezenas de modelos das mais diferentes categorias, o que torna ao usuário complexa a decisão quanto sua escolha.

A modelagem é considerada como a principal ferramenta presente na prática da engenharia (PAIVA; COLLISCHONN; BRAVO, 2011), sendo valorizada por sua capacidade de análise de cenários e previsão de recursos e fenômenos, permitindo que gestores na indústria, governos e outros setores, realizem previsões em bacias submetidas a diferentes práticas de gestão. Por sua versatilidade os modelos hidrológicos podem ser classificados sob diferentes abordagens (APÊNDICE C) (MAIDMENT, 1993; SINGH, 1995; TUCCI, 1998; KAMPF; BURGESS, 2007; BECKERS; SMERDON; WILSON, 2009)

Os modelos são usados para explicar os efeitos da variabilidade de mudanças climáticas e de planejamentos em longo prazo, oferecendo vantagens por sua rápida aplicação e baixo custo quando comparados à demanda de tempo e custos operacionais das pesquisas de campo, aumentando seu nível de importância à medida que o problema em estudo tende a aumentar tanto em proporção quanto em complexidade (BECKERS; SMERDON; WILSON, 2009).

Apesar das diversas vantagens relacionadas à modelagem, é necessário conhecer as limitações no uso dessa ferramenta. Algumas etapas precisam ser atendidas, dentre elas, a seleção do tipo de modelo, que deve ser realizada de forma categórica, devido aos diferentes níveis de complexidade de cada um e objetivos distintos dos estudos aos quais serão aplicados (SPERLING, 2007).

Silva e Ewen (2000) destacaram algumas características desejáveis em modelos de macro escala, sendo estas: a compatibilidade do volume de informações e dados disponíveis no intuito de maximizar a abrangência de aplicação do modelo; parametrização que incorpore o realismo físico com representação da heterogeneidade dos sistemas e que mantenha o compromisso com a demanda computacional de forma a minimizá-la e

maximizar a praticidade da operação; e a associação entre os valores dos parâmetros e as características físicas das bacias.

O MHD-INPE (RODRIGUEZ, 2011; FALCK et al., 2015; MOHOR et al., 2015; SIQUEIRA JÚNIOR; TOMASELLA; RODRIGUEZ, 2015) foi desenvolvido a partir do MGB-IPH (COLLISCHONN et al., 2007b), que por sua vez foi originado da integração dos modelos VIC-2L (LIANG et al., 1994; NIJSSEN et al., 1997; LOHMANN et al., 1998a, 1998b) e LARSIM (BREMICKER, 1998).

Os modelos que derem origem ao MGB-IPG possuem estrutura bastante complexa na representação dos processos hidrológicos com elevada demanda de dados de entrada, os autores optaram pela adaptação e simplificação dos mesmos, de forma a satisfazer os seguintes objetivos: simplificação do balanço de água no solo; integração com dados e sistemas de geoprocessamento; melhoria da representação da propagação da vazão em rios; uso de técnicas multiobjectivo para calibração dos parâmetros; aptidão às condições das bacias do Brasil; e adequação a disponibilidade dos dados atualmente existentes no país. O resultado do trabalho dos autores foi a implementação do modelo MGB-IPH, o qual já se encontra validado em bacias brasileiras de grande importância, tais como: Tapajós, Madeira, São Francisco, Grande, Uruguai, Taquari Antas, Itaipu, Paranaíba e Paraguai superior.

Relevante interesse tem sido dado ao modelo de macroescala MHD-INPE para aplicação nas condições brasileiras, principalmente por compatibilizar a demanda de dados com aqueles disponíveis no país (COLLISCHONN, 2001; COLLISCHONN et al., 2007b). Recentemente desenvolvido, o MHD-INPE tem se mostrado promissor em estudos de LUCC (RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016), mudanças climáticas (SIQUEIRA JÚNIOR; TOMASELLA; RODRIGUEZ, 2015), prognóstico de vazões (FALCK et al., 2015) análise de séries históricas em grandes bacias (MOHOR et al., 2015), com aplicações em áreas com dimensões variando de 33.000 km<sup>2</sup> a 1.420.000 km<sup>2</sup>.

As principais alterações sobre o MGB-IPH durante a formulação do MHD-INPE foram feitas em relação à estimativa de evaporação, interceptação e a separação de fluxos no solo. A formulação adotada para os compartimentos de



água no solo foi baseada em uma combinação da abordagem do modelo Xinanjiang (REN-JUN, 1992; ZHAO; LIU; SINGH, 1995) e TopModel (BEVEN; KIRKBY, 1979), a fim de representar os processos de geração de escoamento de forma a se enquadrar nos padrões correlatos de auto-organização observados na macroescala (RODRIGUEZ, 2011).

O MHD-INPE representa a variabilidade espacial das variáveis de entrada em uma grade matricial regular, na qual se consideram as unidades de paisagem que refletem um comportamento hidrológico similar na representação da variabilidade das características físicas (NEGRÃO et al., 2016). Esse conceito de segmentação da paisagem é denominado de Unidade de Resposta Hidrológica (URH), obtido, por exemplo, através da combinação dos tipos de solo, cobertura vegetal e usos do solo, afirmam os autores. O MHD-INPE pode então ser classificado como um modelo distribuído, determinístico, dinâmico, contínuo e de base conceitual em sua formulação.

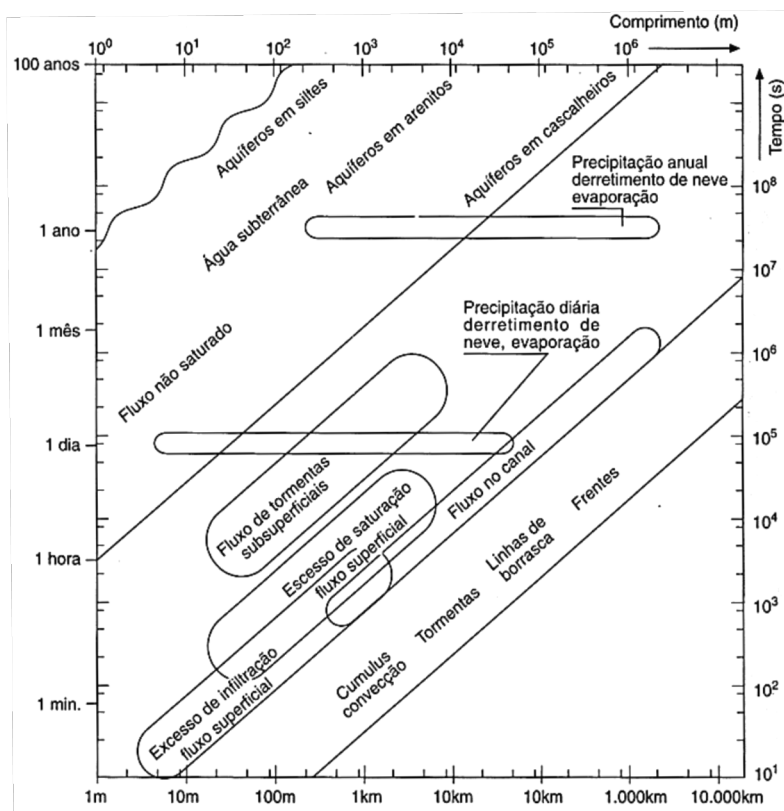
### **2.2.2 Escala: um problema não resolvido em modelagem hidrológica**

Ainda muitos problemas no estudo de modelagem hidrológica encontram-se não resolvidos, alguns dos quais foram premeditadamente considerados insolúveis. Em se tratando da representação de fenômenos expressos por modelos hidrológicos Beven (2001) cunha o termo “realismo pragmático” visando chamar atenção para os cuidados com as limitações do uso de modelagem no domínio da validade. E faz advertências quanto à ideia de uma ascendente evolução na descrição da realidade dos processos hidrológicos, a qual tem culminado na desconsideração de sérios problemas ainda latentes, tais como: não linearidade, escala, equifinalidade, singularidade e incerteza.

Dentre as questões citadas por Beven, a escala deve ser considerada de forma qualitativa e não arbitrária, não devendo ser imposta, mas identificada através de suas inter-relações e padrões (KLEMEŠ, 1983). Devem ser considerados os níveis dominantes dos processos físicos e a relação intrínseca da escala no espaço e tempo, afirma o autor. Por sua vez, os processos hidrológicos devem ser observados na escala em que ocorrem, de forma que haja coerência entre a escala de observação e do processo físico (BLÖSCHL; SIVAPALAN, 1995).

Na hidrologia existem três conceitos referentes à escala, a saber: (1º) escala de processo; (2º) escala de observação; e (3º) escala de modelagem. Processos hidrológicos ocorrem em uma ampla gama de escalas espaço-temporal (Figura 2.3), desde fluxo saturado em um perfil do solo e vazões de pico após tormentas (relacionados à amplitude de metros e minutos) até inundações em sistemas fluviais (com dimensão de milhões de quilômetros quadrados e duração de centenas de anos). A escala de observação é aquela registrada pelos diferentes instrumentos de medição no espaço e tempo n-dimensional. Enquanto que a escala de modelagem trata-se da escala de observação escolhida para avaliar um determinado processo (BLÖSCHL; SIVAPALAN, 1995). Deve-se considerar a inter-relação das escalas de processo e observação. Os processos que superam o alcance temporal ou espacial das observações aparecem como tendências nos dados, e os processos de escala inferior à resolução de amostragem aparecem como ruído ou aleatoriedade (BLÖSCHL; SIVAPALAN, 1995).

Figura 2.3 - Processos hidrológicos em escalas espaço-temporais.



Fonte: Blöschl e Sivapalan, (1995).

Wood et al. (1988) realizaram investigações da existência de uma Área Elementar Representativa (do inglês, *Representative Elementary Areas* - REA) no contexto da modelagem hidrológica na magnitude de bacia. Esta se trataria de uma área crítica em que os pressupostos implícitos pudessem ser utilizados sem o conhecimento dos padrões de valores de parâmetros, ou seja, uma escala na qual as representações dos processos da heterogeneidade local se mantivessem simples. O limiar de escala identificado pelos autores foi de 1 km<sup>2</sup>, levando em conta características de infiltração, precipitação e escoamento. Por seus resultados, concluíram que é passível a ocorrência de uma REA no contexto de uma bacia é fortemente influenciada pela topografia e que a escala de precipitação tem papel secundário na determinação de sua dimensão.

Apesar dos avanços subsequentes no estudo de REA, após o pioneirismo de Wood, os autores Fan e Bras (1995) argumentam que o conceito de REA tem utilidade limitada em hidrologia de bacias. Destacam que o método de sua determinação, utilizando modelagem distribuída, desconsidera os efeitos de ampliação da escala, além disso, aparentemente essa unidade não existe em um ambiente natural devido à sua relativização na presença de heterogeneidade multi-escala e sua dependência de eventos de tempestades individuais; salientam que a REA não fornece uma medida definitiva e robusta da variabilidade espacial inerente ao escoamento e, por fim, que sua utilidade nas formulações hidrológicas em grande escala não é tão clara como havia sido prevista.

Ao final do século passado já tinha se tornado popular a abordagem de modelos com tratamento estatístico da heterogeneidade dos parâmetros, através da formulação de funções de densidade de probabilidade (MOORE, 1985). Bergström e Graham (1998) mostraram que os parâmetros, nesse tipo de abordagem, são relativamente mais estáveis ao longo de uma ampla gama de escalas quando comparados com os processos totalmente distribuídos de base física. Destacando o fato de que muitas fontes de erro tendem simplesmente a serem anuladas em maiores escalas, o que aliada a menor

dependência de detalhamento dos dados, pode tornar essa abordagem uma importante opção.

Outra possível alternativa identificada no passado para lidar com o problema de escala foi o conceito de “parâmetro efetivo”. Esse foi originado do questionamento da possibilidade da identificação de equações de microescala empregadas para descrever os processos na macroescala sem qualquer alteração na estrutura do modelo (BEVEN, 1995). Blöschl e Sivapalan (1995) realizaram uma abrangente revisão desse tema com relevantes aplicações na hidrologia, incluindo fluxo saturado e insaturado, infiltração e escoamento superficial. Entretanto, a não linearidade dos processos hidrológicos (AVISSAR, 1995) e as variações históricas de variáveis climáticas (BEVEN, 1995) foram apontados como fatores limitantes do emprego dos parâmetros efetivos em modelagem hidrológica.

Apesar de alguns problemas serem resolvidos com enfoque de funções de densidade de probabilidade em modelos hidrológicos, outros são improváveis de solucionar. Beven (2001) afirma que o problema da escala é inerentemente ligado ao de não-linearidade e que todos os modelos distribuídos têm relações funcionais não lineares na descrição de processos, pois os sistemas hidrológicos são não-lineares e como tal deve ser considerado tanto na formulação quanto na aplicação dos modelos. As formulações adequadas a uma determinada escala, normalmente não são aplicáveis a outras escalas, ainda que imediatas, o que promulga a falta de presteza do desenvolvimento científico deste tema (KLEMEŠ, 1983).

Stommel (1963), naquele ano já considerava os efeitos de escala na dinâmica dos oceanos, Fortak (1982) nos processos atmosféricos e Dooge (1982) em relação aos processos hidrológicos nos modelos de superfície. Wood (1998), em estudo subsequente concluiu que os problemas referentes à escala ainda se mantinham. E com alusão aos estudos mais atuais (RASMUSSEN et al., 2012; RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016) é fato que a escala na modelagem hidrológica, se acaso for solúvel, é um problema que ainda está longe de ser resolvido.

### **2.2.3 Condições de microescala**

Apesar dos problemas referentes às alterações do uso e cobertura do solo em bacias experimentais de pequenas escala não ter sido totalmente resolvido, nota-se um crescente interesse na compreensão desse problema em bacias maiores do que aquelas majoritariamente consideradas até o início desse século.

A melhor compreensão dos processos hidrológicos, baixo dispêndio para instrumentalização e manutenção de bacias, associados à indisponibilidade de dados em larga escala com resolução temporal e espacial aplicáveis, além de menores recursos geotecnológicos, podem ser considerados os fatores dominantes para viés dos estudos predominantemente realizados em microescala no passado.

Bosch e Hewlett (1982) revisaram trabalhos realizados em 94 bacias experimentais (39 das quais foram revistas por Hibbert (1967). Brown et al. (2005), com intervalo de apenas 23 anos, acresceu à revisão de Bosch e Hewlett 72 novas bacias. Sahin e Hall (1996), utilizando uma abordagem semelhante à Bosch e Hewlett (1982), atualizaram sua análise com 51 novas bacias, visando considerar os efeitos de desmatamento e reflorestamento na produção de água. Zhang, Dawes e Walker (1999, 2001) analisaram os resultados de 250 estudos em todo o mundo, dos quais foram consideradas muitas microbacias. Dessa categoria de estudos destaca-se, para os trópicos, a revisão realizada por Bruijnzeel (1990), que analisou criticamente a literatura sobre a provisão de água e de nutrientes das florestas tropicais não perturbadas e os efeitos da perturbação ou conversão para outros tipos de uso da terra.

Assim, desde o primeiro estudo em 1900, sobre a influência da vegetação na disponibilidade de água em uma bacia hidrográfica (HIBBERT, 1967), centenas de bacias, oriundas das mais diversas condições ambientais, foram consideradas. Com base nas intensas pesquisas, realizadas por mais de um século, generalizações importantes puderam ser feitas (sumarizadas no Apêndice D).

Por se tratar de uma revisão pioneira sobre o assunto, Hibbert (1967) proveu valiosa contribuição, norteando os estudos subsequentes, que intensificaram-se para compreensão dos vários subsistemas do ciclo hidrológico e os mecanismos dos processos físicos que os regem. Apesar das primeiras conclusões do autor encontrarem-se hoje bem consolidadas (ver Apêndice D), apenas dois anos depois Freeze e Harlan (1969) mudariam a concepção do que Hibbert (1967) considerou como imprevisível, apresentando a primeira proposta da possibilidade de criar modelos de resposta hidrológica de base física.

Com o mesmo objetivo de Hibbert (1967), pelo trabalho de Bosch e Hewlett, (1982) em bacias pareadas, foram apresentadas generalizações e tendências visando suscitar projetos mais cuidadosos de novas experiências. Deve-se buscar entender os processos hidrológicos resultantes de LUCC tanto de forma isolada quanto conjunta, a partir de consistentes indagações, tais como: uma vez alterada abruptamente a cobertura vegetal, quanto tempo seria necessário para que os efeitos remanescentes e os processos de defasagem de memória da bacia cessassem ou reduzissem a tal ponto que sua influência na produção de água fosse irrisória e não interferissem nas medições?

O tempo em que a bacia carece para expressar a resposta de máxima produção de água após desmatamento é um indicativo do cuidado que se deve ter em estudos de mudanças do uso do solo, para que não ocorram sobreposição e diluição de efeitos ao longo do tempo implicando em interpretação errônea dos resultados.

É admissível que as reduções percentuais cada vez menores na cobertura florestal produzam efeitos próximos de zero nos aumentos na produção de água. No entanto, apesar de hoje estarem disponíveis mecanismos precisos para detecção remota da alteração da cobertura vegetal, a ausência de sinais na medição de vazão é um fato preocupante, por se tratar de um importante componente do ciclo hidrológico, uma vez que reflete as demais alterações na bacia.

Com referencia aos resultados obtidos ao longo da história, a despeito das muitas restrições, percebe-se importante evolução científica. Apesar da expressiva quantidade de unidades hidrológicas estudadas, as generalizações são limitadas, e muitas vezes refutadas, o que expressa quão complexos são os estudos em áreas de elevada heterogeneidade ambiental tal qual uma bacia hidrográfica. Essa percepção concede uma base para estudos subsequentes, mas deixa subentendido a necessidade de continuar testando exaustivamente os muitos pontos abordados, ampliando a experimentação a tal ponto que as generalizações sejam possíveis no mais alto grau de estratificação plausível das condições climáticas, pedológicas, socioeconômicas e de uso e cobertura do solo.

Muitos autores indagaram se os resultados de tais experiências poderiam ser transferidos para áreas maiores (BOSCH; HEWLETT, 1982; SAHIN; HALL, 1996; BROWN et al., 2005). É irrefutável que importantes contribuições foram obtidas sobre os efeitos das LUCS no ciclo hidrológico, contudo, é reconhecida a necessidade da consideração da ordem de grandeza desses efeitos na macroescala (SAHIN; HALL, 1996).

Certas investigações em bacias de larga escala que sofreram desmatamento não tem conclusão convergente em experimentos de desmatamento em pequena escala (BRUIJNZEEL, 1990). As implicações dos fenômenos não perceptíveis em pequenas bacias aumentam ao se considerar os efeitos em nível de escalas, pois a maioria dos efeitos não é transferida diretamente a escalas maiores, nas quais ainda ocorrem defasagem e diluição dos sinais (RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016).

As generalizações apresentadas são advindas de dados experimentais de magnitude temporal típica inferior a 10 anos, em bacias com tamanho médio de 100 ha e amplitude de 1 a 2.500 ha, não sendo, portanto, aconselhável serem estendidas para além desses limites.

#### 2.2.4 Condições além da microescala

A atual questão em hidrologia parece centrar-se em obter, com mesma segurança, as generalizações sobre o efeito das alterações do uso do solo em larga escala, outrora convictamente obtidas na microescala.

Estudos de bacias pareadas envolvem a criteriosa seleção de duas unidades hidrográficas adjacentes com características similares em termos pedológicos, geomorfológicos, climáticos, de vegetação e dimensões espaciais. Uma bacia é mantida como controle e à outra são realizadas experimentações, de forma que se possam isolar os efeitos resultantes das alterações induzidas (BROWN et al., 2005). Como explicado anteriormente por Bosch e Hewlett (1982), essa abordagem não é viável em estudos de larga escala. Ainda que fossem identificadas grandes bacias com tais condições, quaisquer aplicações seriam financeiramente impraticáveis e drasticamente impactantes.

A impossibilidade do uso de bacias pareadas conduz os pesquisadores à principal ferramenta para lidar com condições de macroescala, os modelos hidrológicos, e sua capacidade de simular cenários. Porém, ao contrário da realidade possibilitada pelo pareamento de bacias, severas incertezas ainda se mantêm nessa prática, o que muitas vezes torna inconclusivo o objeto principal de estudo, já que até mesmo questões relacionadas com a formulação dos modelos muitas vezes são insolúveis.

Por se tratar de um fenômeno local os impactos das alterações na cobertura do solo tendem a diminuir com o aumento no tamanho da bacia, sendo passível de identificação apenas em pequenas escalas, além disso, suposições da transferência de relações entre escalas e locais distintos tendem a conduzir a conclusões inadequadas e ineficazes (BLÖSCHL et al., 2007). O longo intervalo de tempo entre causa e efeito e sobreposição de fatores tornam sua verificação difícil ou improvável, afirmam os autores.

Diferentemente de muitos estudos que arbitraram cenários de uso do solo, Breuer et al. (2009), em suas simulações, estrategicamente se valeram de um modelo agro-econômico que prevê sistemas de uso da terra viáveis, com base nas condições políticas, econômicas, sociais e ecológicas o *Prognosis of*



*Landuse* (ProLand). Realizaram também, a análise conjunta das alterações climáticas apontadas pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC). Avaliaram vários cenários de uso do solo investigando os efeitos potenciais de realocação de seus componentes com tamanho médio de parcelas variáveis em cada cenário, mantendo constantes áreas urbanas e massa d'água.

Os resultados de Breuer et al. (2009) predisseram aumento na vazão média anual em função do aumento no tamanho das parcelas. No entanto, para essa consideração, a maior relevância está no fato de que houve menor sensibilidade por parte dos modelos analisados para a distribuição espacial do uso da terra quando comparado com as frações absolutas das parcelas. Dessa forma, dado que os efeitos de agregação preponderaram sobre os efeitos de redistribuição, os autores concluíram que a discretização espacial é mais importante que a distribuição espacial, e à medida que a agregação foi principalmente associada com a alteração na fração de uso do solo, concluíram ainda que a precisão dos dados, em comparação com a resolução espacial, apresenta maior importância.

Por sua vez, Rodriguez e Tomasella (2016) simularam os impactos de LUCC em processos de geração de escoamento e sua relação com a topografia da bacia, consideraram também a capacidade do modelo em capturar a dependência espacial dos impactos da alteração do uso do solo. Resultados promissores foram observados quanto ao padrão de escoamento, no entanto, o modelo mostrou-se ineficaz, nas condições testadas, em representar os efeitos das alterações na cobertura do solo, o que foi hipoteticamente atribuído à sua formulação conceitual na representação espacial das heterogeneidades naturais, além da susceptibilidade da depuração desse fenômeno pelo efeito de escala.

Indaga-se pela comparação das conclusões obtidas por Breuer et al. (2009) e Rodriguez e Tomasella (2016) a seguinte questão: qual foi o fator decisivo na distinção das duas metodologias para que os resultados não convergissem? Breuer et al (2009) tiveram como unidade de estudo uma bacia com área de 693 km<sup>2</sup> com análise de agregação dos modelos na resolução de grade de 25 a

2.000 m, sendo que Rodriguez e Tomasella trabalharam em uma bacia de 30.000 km<sup>2</sup> e 5 km de resolução de grade.

Pela finalidade dessa comparação tem-se a pretensão de sumarizar o que foi explanado até o momento, levando em conta a diferença entre a possibilidade de aplicação e potencialidades e limitações das categorias de modelos (macro e microescala), além da importância do desenvolvimento metodológico para preenchimento das lacunas entre a íntima relação de escalas espaço-temporais.

A análise conjunta multimodelos é uma prática comum em estudos de mudanças climáticas (SMITHSON, 2002). Huisman et al. (2009) destacam o uso dessa técnica como uma alternativa para consideração dos efeitos do uso do solo sobre os recursos hídricos, e apesar da impossibilidade de ser verificada, presumiram, por embasamento determinístico, que as previsões, com esse tipo de análise, são mais precisas que o uso individual de modelos. Além do mais, essa técnica possibilita estimativas de incerteza, por critérios probabilísticos, tanto para os dados quanto para os modelos (HUISMAN et al., 2009).

São muitos os artigos que examinaram os impactos nos recursos hídricos por alterações do uso e cobertura do solo (WILK; ANDERSSON; PLERMKAMON, 2001; NIEHOFF; FRITSCH; BRONSTERT, 2002; VANSHAAR; HADDELAND; LETTENMAIER, 2002; SIRIWARDENA; FINLAYSON; MCMAHON, 2006; LI et al., 2007; WANG et al., 2008; RODRIGUEZ; TOMASELLA; LINHARES, 2010; CUO et al., 2013; JOHNSTON; SMAKHTIN, 2014; SIQUEIRA JÚNIOR; TOMASELLA; RODRIGUEZ, 2015; RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016). Apesar do aumento da compreensão dos processos envolvidos com esse tema o grande fator limitante ainda se apresenta como a transposição dos efeitos de escala.

Vanshaar, Haddeland e Lettenmaier (2002) testaram se os resultados em grandes bacias, obtidos usando o modelo de macroescala *Variable Infiltration Capacity* (VIC) seriam consistentes com os obtidos usando o modelo de microescala *Distributed Hydrology–Soil–Vegetation Model* (DHSVM)

explicitamente distribuído. Os resultados mostram que a tendência na equivalência de neve em água, vazão e mudanças de evapotranspiração foram semelhantes para ambos os modelos, no entanto DHSVM foi mais sensível às alterações de cobertura da terra do que o VIC, fator atribuído especialmente aos efeitos de umidade do solo e evapotranspiração, devido à representação explícita na formulação do modelo. Com base nesse experimento ficam as seguintes perguntas: ao considerar os recursos atualmente disponíveis, a adoção de modelos de categoria distinta quanto à representação de escalas, seria uma alternativa para suprir mutuamente a deficiência de ambos os modelos em uma análise conjunta multi-modelos, e caso afirmativo, como integrar esse uso?

Tal como alterações na superfície da terra afetam o regime hidrológico, essa prática também é afetada pelas mudanças na disponibilidade dos recursos hídricos, e apesar de ser um componente valioso, o acoplamento dos fatores agroecológicos de LUCC raramente são explorados em modelos hidrológicos (RANDHIR; TSVETKOVA, 2011; WAGNER; WASKE, 2016). Nesse sentido, fica claro que esforços devem ser direcionados para explorar esse e outros recursos como alternativa no subsídio das limitações dos modelos de macroescala referentes à sensibilidade de LUCC.

A modelagem ambiental é de elevada complexidade, pois o comportamento do sistema é complexo, e ao se considerar o sistema no contexto da mudança, esse pode ser caracterizado por propriedades como a estabilidade, resiliência, reversibilidade ou irreversibilidade e histerese, sendo que o tipo de mudança pode estar intimamente relacionada com o nível de não-linearidade do sistema, bem como quaisquer efeitos de *feedback* presentes (BLÖSCHL et al., 2007). Sendo os modelos abstrações de sistemas reais, as incertezas relacionadas em sua estruturação resultam de descrições de processos desconhecidos, simplificados, incompletas ou incorretos, de forma que nem todos os processos podem ser incluídos em sua formulação (BREUER et al., 2009).

McIntyre et al. (2014) declararam que a capacidade dos hidrólogos para quantificar o impacto da mudança do uso da terra no ciclo hidrológico é ainda

limitada e com incapacidade de fornecer evidência consistente e confiável para apoiar decisões de planejamento e de políticas. Essa deficiência decorre principalmente da falta de dados, mas também por falta de métodos e ferramentas de modelagem.

A exploração dos recursos naturais, para sustentar a crescente população humana, inevitavelmente resulta na alteração da paisagem natural e assim, em profunda mudança no regime hidrológico (SAHIN; HALL, 1996). A maioria das abordagens referentes à gestão de recursos hídricos concorda que a proposta mais adequada envolve a integração dos recursos hídricos, uso da terra, perspectivas socioeconômicas e ecológicas com a proteção dos ecossistemas e consequentemente da biodiversidade.

Uma vez conscientes que os avanços científicos na área da hidrologia apresentam sérias restrições, cabe aos agentes transformadores/gestores, dentro dessas restrições, identificar os meios mais adequados para o equilíbrio harmônico entre meio-ambiente e demanda social.

### **2.3 Demanda hídrica da agricultura brasileira**

A agricultura é de longe o principal consumidor dos recursos hídricos globais, com demanda média de 70% do total utilizado, sendo os outros 30% distribuídos entre a indústria, população urbana e rural, e dessedentação animal (FAO, 2015). O Brasil possui a nona maior área irrigada do mundo (FAO, 2012) correspondendo a 6,1 Mha em 2014, e com incremento anual crescente, variando de 4,4 a 7,3%. Entretanto, essa posição no ranking mundial só diz respeito a valores absolutos, já que essa área irrigada é considerada pequena frente à extensão territorial, área ocupada por agricultura, fatores físicos, hídricos e climáticos favoráveis (ANA, 2014). Ainda assim, a agricultura irrigada é o principal setor usuário da água, com 55% da demanda nacional (ANA, 2016).

Uma análise comparativa entre as regiões hidrográficas do território nacional destaca a bacia do Rio Paraná como a região de maior área equipada para irrigação, com ocupação superior a 1,8 Mha, e também responsável pela

expansão massiva ocorrida nos anos de 2006 a 2010 (FAO, 2015). Dados mais recentes apontam que no ano de 2012 a área foi pouco mais de 2,1 Mha, o que representa 36,3% do total irrigado no país (ANA, 2013).

Portadora da maior área irrigada, a região hidrográfica do Paraná responde também por 44,1% do total de áreas irrigadas com pivôs, o que representou em 2014 uma ocupação de 562,5 mil ha. E quanto à sub-bacias dessa região, destacam-se as áreas drenadas pelos rios Grande, Paranapanema e Paranaíba como os principais polos de produção agrícola. A maior concentração dos sistemas de irrigação ocorre nas bacias do rio Mogi-Iguaçu (afluente do rio Grande) e no Rio Paranaíba e seus afluentes (BRASIL, 2015). Cenários de expansão futura estimam que a bacia do Paranaíba, que em 2010 teve 608 mil ha de área irrigada, atinja 2 Mha até 2030 (ANA, 2014).

Os principais cultivos em sistemas de irrigação por pivôs centrais, estimados pelo Censo Agropecuário 2006, foram a cana-de-açúcar, soja e cereais (principalmente o milho) com respectivas proporções de áreas irrigada de 29%, 18% e 12%, que correspondem a 59% do total irrigado (ANA, 2014) e que somadas à pastagem compõe as culturas brasileiras de maior relevância por ocupação territorial.

Hernandes, Bufon e Seabra (2014), considerando a importância das principais culturas brasileiras (por ocupação territorial), simularam sua demanda hídrica sob diferentes cenários para os estados da região Centro-Sul do país, levando em conta as condições climáticas, características físicas do meio e propriedades biofísicas dos cultivos. Com base no calendário agrícola anual de cada região, a demanda hídrica das culturas apresentou a mesma tendência em todos os estados, com maior rendimento em produtividade e demanda de água para a cana-de-açúcar e menor para a soja. Os estados apresentaram valores semelhantes com demanda superior a  $11.000 \text{ m}^3\text{ha}^{-1}\text{ano}^{-1}$ .

No entanto, apesar da importância em quantificar a demanda hídrica das culturas, maior relevância do trabalho realizado por Hernandes, Bufon e Seabra (2014) reside na consideração dos impactos provocados sobre possíveis déficits hídrico local, decorrentes da substituição de culturas menos exigentes

para culturas que demandam mais água. Dessa forma é crucial que na gestão dos recursos hídricos em regiões de expansão ou conversão do uso do solo deva-se, inicialmente, considerar possíveis impactos provocados por cenários de LUCC.

Em São Paulo, devido às condições climáticas favoráveis, a prática da irrigação no cultivo da cana-de-açúcar é mínima. No período compreendido entre 1980 até 2018, a área com expansão dessa cultura no Brasil, aumentou de 1.088.480 ha para 5.555.502 ha, passando de 39,32% da produção nacional para 55,32% (UNICA, 2019). A crescente demanda pela incorporação de novas áreas de cana-de-açúcar na região Centro-Sul do Brasil levou à exploração de regiões alternativas (MACEDO, 2007), como é o caso do Centro-Oeste brasileiro, com expansão em direção ao bioma Cerrado (SCARPARE et al., 2016a). Devido às condições climáticas menos favoráveis, espera-se que nessas novas áreas a expansão seja conduzida mediante irrigação, visando assegurar a produção e garantir a produtividade da cultura (DALLEMAND; HILBERT; MONFORTI, 2015).

Caso a tendência apresentada por Manzatto et al. (2009) prevaleça, é provável que ocorram supressão da vegetação nativa para implantação de outras culturas agrícolas visando garantir a segurança alimentar. Dessa forma, o aumento da produtividade por irrigação mostra-se como alternativa viável para mitigar os possíveis impactos. Todavia, é desconhecida a capacidade de suporte das bacias hidrográficas para suprir a demanda hídrica pela expansão da cultura de cana-de-açúcar como também do incremento de evapotranspiração resultante da substituição de culturas com menor demanda hídrica.

#### **2.4 Perspectivas de expansão da cana-de-açúcar**

As áreas de maior potencial para expansão da cana-de-açúcar são aquelas que possuam, além de condições edafoclimáticas favoráveis, proximidade a centros com usinas instaladas, por apresentarem perspectiva positiva em termos logísticos (GOLDEMBERG; COELHO; GUARDABASSI, 2008). Isso se deve ao fato que a cana-de-açúcar não pode ser estocada, e possui um prazo

de 72 horas, desde a colheita até o recebimento na indústria, a fim de se evitar perdas pela ação de microrganismos e do rápido processo de fermentação, normalmente não sendo aceita pelas indústrias com prazo superior a 5 dias (UNICA, 2007).

A região Centro-Sul do país é responsável por 91% da produção brasileira de cana-de-açúcar (IBGE, 2018), sendo que apenas o estado de São Paulo respondeu por 75,3% da área coberta por cana-de-açúcar na safra de 2003/2004, já na safra de 2013/2014 sua participação foi reduzida para 60,8%, devido ao aumento da expansão nos outros estados da região (RUDORFF et al., 2010). Considerando o ano 2000 como referência, o padrão de LUCC nesse estado foi de 69,7% sobre pastagens, 25,0% sobre culturas anuais e 0,6% sobre florestas. Enquanto o estado de São Paulo encontra-se com 54,2% de suas áreas aptas ao cultivo de cana-de-açúcar já ocupadas, com as opções de expansão tornando-se cada vez mais limitadas, o estado de Goiás tem mostrado expansão expressiva e superior aos demais estados da região, passando de 151,7 mil ha para 968,9 mil ha entre os anos de 2003 a 2013, com um incremento médio anual de 53,8%, seguido do estado de Minas Gerais com expansão de 214,7 mil ha para 986,7 mil ha, com um incremento médio anual de 35,9% para o mesmo período (MANZATTO et al., 2009; RUDORFF et al., 2010).

#### **2.4.1 Consequências hidrológicas da expansão da cana-de-açúcar**

A atenção mundial, mais do que nunca, se volta para soluções às consequências ambientais provocadas pelos efeitos do uso de fontes energéticas fósseis. A crescente demanda mundial de petróleo, a concentração geográfica das reservas conhecidas, os custos elevados para encontrar tais fontes e de produção de combustível, e preocupações crescentes sobre a concentração dos GEE na atmosfera (KOONIN, 2006), se tornaram motivos de debates acalorados sobre o futuro incerto no século 21.

Pelo Acordo de Copenhague e Conferência das Partes (COP 16) o Brasil se voluntariou à redução dos gases de efeito estufa entre 36,1 e 38,9 %, firmado

compromisso pela Política Nacional sobre Mudança do Clima (PNMC) e Lei nº 12.187, de 29 de dezembro de 2009 (BRASIL, 2009), com meta projetada até o ano de 2020. Para alcançar o compromisso nacional, ações deverão ser implementadas almejando reduzir de 1.168 a 1.259 MMgCO<sub>2</sub>eq do total das emissões estimadas no art. 5º do Decreto nº 7.390, de 9 de dezembro de 2010 (BRASIL, 2010).

A produção de etanol tem sua maior concentração nos EUA, que tem como fonte o milho, e responsável por 58% da produção global, seguido do Brasil, com uso da cana-de-açúcar, com 31% da produção global (KHATIWADA et al., 2012). Atualmente o Brasil possui a maior área plantada de cana-de-açúcar do mundo, com ~10 Mha, sendo a região Centro-Sul responsável por 90,78% do total nacional e São Paulo concentrando 60,93% desta (UNICA, 2019).

O biocombustível se tornou uma tendência mundial com intuito da substituição do combustível fóssil. Enquanto o modelo norte americano de produção de etanol, a partir da cana-de-açúcar ainda é fortemente dependente de subsídio, o Brasil é autossuficiente e apresenta uma proposta fortemente comercial (KHATIWADA et al., 2012).

Biocombustíveis podem fornecer cerca de 30% da demanda global de uma maneira ambientalmente responsável, sem afetar a segurança alimentar (KOONIN, 2006). A produção de etanol se enquadra nas tecnologias energéticas de baixa emissão e potencial interesse para mitigação de GEE (MOTTA, 2011). Essa fonte energética tem sua tecnologia já consolidada no país e apresenta atrativo para difusão internacional, criando possibilidade ao país de se beneficiar de pesquisas colaborativas, afirma o autor.

Assad et al. (2008) simularam os efeitos das mudanças climáticas nas principais culturas agrícolas brasileiras. Em decorrência do aquecimento global ocorreriam profundas alterações na geografia de produção no território brasileiro, com perdas de safra expressiva para a maioria das culturas, com exceção da cana-de-açúcar, devido a maior capacidade de adaptação a extremos climáticos. Os autores concluíram que essa cultura seria predominante no país, com expansão estimada de 159,76% até 2020.



A seleção da área de cultivo da cana-de-açúcar apresenta relevante importância proporcionalmente à difusão e intensificação dessa cultura. Khatiwada et al. (2012) salientam que os efeitos promissores da adequada seleção da área de cultivo, para otimizar a redução dos impactos sobre o clima, ainda encontra-se em discussão. No entanto, os autores afirmam, seguramente, que ainda há, no Brasil, elevado potencial para expansão dessa e outras culturas sobre área de pastagem sem afetar a vegetação nativa, devido principalmente ao baixo nível de intensificação das áreas de pastoreio. Tendência que já vem sendo verificada especialmente a partir do ano 2000 (ADAMI et al., 2012).

Em síntese, ao Brasil se destacam múltiplas vantagens advindas da produção de biocombustível, particularmente o etanol: domínio da tecnologia em todo ciclo de produção, espaço territorial amplo com tendência a substituição de áreas degradadas de pastagem sem sérias consequências na produção agropecuária, condições ambientais favoráveis, adequabilidade a alterações climáticas, posição de destaque global em produção, disponibilidade de frota de maquinário e insumos agrícolas e benefícios de pesquisas colaborativas com outros países. Outras vantagens, ainda, são apresentadas por Uhlenbrook (2007): segurança do fornecimento por produção local em sistemas comparativamente sustentáveis, emissões significativamente inferiores de GEE em comparação com combustíveis fósseis, menor poluição no que diz respeito a outras emissões, adequação para meios de locomoção e subsídio à agricultura.

As expectativas sobre essa fonte de energia são muitas, porém, se gerida inadequadamente, essa iniciativa tenderá a compensar seus benefícios com sérios impactos ambientais. Dentre as principais preocupações destacam-se os fluxos de materiais e energia e os impactos diretos e indiretos da LUCC (KHATIWADA et al., 2012), sendo essa última agravada principalmente pelo desconhecimento desses efeitos e limitações da quantificação desses impactos, como declarado por McIntyre et al. (2014).

Scarpore et al. (2016), em seus resultados, identificaram que o manejo da irrigação da cana-de-açúcar apresenta grande potencial de rendimento, podendo favorecer a limitação na expansão dessa cultura pela intensificação na produção. Segundo dados da FAO (2012), o Brasil ocupa a nona posição no ranking global de área irrigada, o que conforme a ANA (2015) consome 75% de toda demanda desse recurso no país. Um possível indicativo da tendência geográfica de expansão da cana-de-açúcar é a demanda intensiva de água em comparação as demais culturas agrícolas (SCARPARE et al., 2016b). No entanto, apesar da irrigação melhorar a eficiência do uso da água na produtividade, há um custo ambiental sobre os recursos hídricos, afirmam os autores.

O conceito de *water footprint* (WF) é um indicador da quantidade de água doce utilizada, direta e indiretamente, para produzir determinado produto ao longo de sua cadeia produtiva. No Brasil, a cana-de-açúcar se destaca como a cultura bioenergética mais favorável em relação à WF, tendo apresentado para o Centro-Sul o valor médio de  $137 \text{ m}^3\text{t}^{-1}$ , significativamente menor em comparação com a soja, com demanda de  $1.408 \text{ m}^3\text{t}^{-1}$  evidenciando seu potencial como uma das principais opções para melhorar a segurança energética e mitigar a mudança climática (HERNANDES; BUFON; SEABRA, 2014).

## **2.5 Aplicações de modelos hidrológicos A estudos de impactos hidrológicos da expansão da cana-de-açúcar em bacias brasileiras**

Um número limitado de pesquisadores se propôs a isolar os efeitos de LUCC pela expansão da cana-de-açúcar sobre o ciclo hidrológico considerando a dinâmica integrada dos processos.

Visando compreender os efeitos na recarga de água subterrânea e vazão dos cursos d'água frente à suposta expansão da cana de açúcar, Montenegro e Ragab (2012) selecionaram, como objeto de estudo, a bacia do Tapacurá com área de  $470,5 \text{ km}^2$ , na região Nordeste do Brasil. Simulações da mudança de uso do solo pela substituição de áreas agrícolas por cana-de-açúcar e ainda a recomposição florestal de solo exposto foram feitas com

aplicação do modelo de base física *Distributed Catchment Scale Model* (DiCaSM), o qual foi calibrado e validado com dados de vazões e umidade do solo. Os resultados indicaram que a recomposição florestal levaria a uma diminuição na recarga de água subterrânea em -4,2% e da vazão em -2,7%, enquanto que a expansão da cana-de-açúcar sobre outras culturas resultaria na diminuição da recarga de água subterrânea em quase -11%, e aumentaria a vazão em aproximadamente 5%. Segundo os autores, esses resultados se devem às altas taxas de evapotranspiração, esgotando as zonas radiculares mais rapidamente que as culturas sucedidas, reduzindo assim, a água disponível para recarga subterrânea, o que pode ser parcialmente contornado com o aumento do período de pousio da cultura.

Pereira, Tursunov e Uvo (2013) exploraram os impactos da expansão da cana-de-açúcar sobre o balanço hídrico na Bacia do Rio Grande (área de 145.000 km<sup>2</sup>), com uso do MGB-IPH<sup>1</sup>. A simulação foi realizada adotando-se LUCC para três datas na série histórica considerada, em intervalos de sete anos no período de 1993 a 2007, e classificados pelo Modelo Linear de Mistura Espectral (MLME), para caracterizar a evolução da expansão da cana-de-açúcar, adotaram como cenário de previsão o Zoneamento Agroecológico da Cana-de-Açúcar (ZAEC). Do total de parâmetros chave para calibração (aos quais o modelo apresenta sensibilidade), sete foram identificados como de maior importância, particularmente relacionadas às propriedades físico-hídricas do solo, além do índice de área foliar (IAF), albedo e altura média da vegetação. A parametrização da cana-de-açúcar foi definida por meio da calibração e validação do modelo, considerando as fases fenológicas da cultura. Os resultados indicaram aumento de até 180% nos valores acumulados anuais de evapotranspiração e redução média do escoamento superficial em 0,25% a 1,5%, chegando a 20% para algumas sub-bacias. Um padrão inversamente proporcional foi observado entre umidade do solo e evapotranspiração, com menor perda de água para solos com alta capacidade

---

<sup>1</sup> Modelo de Grandes Bacias do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS)

de armazenamento, já as áreas de cabeceiras sobre solos de menor capacidade de armazenamento foram consideradas as mais vulneráveis, nas quais a expansão da cana-de-açúcar elevou a evapotranspiração e reduziu a umidade do solo e escoamento superficial. Os autores concluíram que a influência da expansão da cana-de-açúcar no equilíbrio de água dependeu da quantidade de áreas ocupadas pela cultura, conversão do tipo de uso ou cobertura da terra, localização da expansão dentro da bacia e propriedades do solo.

### **3 MATERIAL E MÉTODOS**

#### **3.1 Sumarização metodológica**

No presente tópico, sumarizou-se a sequencia metodológica ilustrada no diagrama da Figura 3.1, no intuito de dar ao leitor uma visão global dos materiais e métodos adotados nesse trabalho. Posteriormente, segue-se com um aprofundamento descritivo em tópicos individuais.

Os dados básicos do estudo consistiram em variáveis hidroclimatológicas, edáficas, de uso e cobertura do solo, topográficas e geomorfológicas. Para criação do banco de dados, considerou-se sua identificação, seleção, procedência e fontes de erros.

Uma limitação, frequentemente imposta em estudos de bacias hidrográficas é a necessidade da obtenção dos dados a partir de densa análise amostral, preferencialmente, com amostragem espacial sistematizada e em séries ininterruptas de média a alta resolução temporal, visando adequada representatividade dos fenômenos em estudo tanto para simulações e principalmente validação de modelos. Porém, além do cenário idealizado dificilmente encontrar-se disponível, estudos que envolvem um grande número de variáveis em processos integrados estão sujeitas a erros devido à qualidade dos dados de entrada que criam uma cascata de incertezas devido ao impacto dos parâmetros de entrada sobre o resultado final das simulações. Assim buscou-se, sempre que possível, selecionar os dados, com a melhor qualidade disponível no que tange a escala, resolução espacial, resolução temporal, fontes de erros catalogadas e conhecidas, e atualidade dos mesmos. Quando não se dispôs de produtos sob tais critérios, adotaram-se as mais refinadas técnicas, sob alcance e domínio, para obtenção dos mesmos.

Quanto à avaliação qualiquantitativa dos dados, procedeu-se, previamente, com a representação gráfica, análise estatística descritiva, aplicação de métodos exploratórios, e associação entre variáveis. Na consistência e validação dos dados, realizou-se análise individual e coletiva comparativa categórica, para eventos pontuais e ao longo da série histórica. Quando

necessário, adotou-se métodos para a remoção de valores atípicos (*outliers*), correção de erros sistemáticos e preenchimento de falhas, levando em conta a dependência temporal e espacial dos mesmos. Para os casos cabíveis, testaram-se hipóteses de aleatoriedade, independência e estacionariedade, além da análise da distribuição das séries históricas e aplicação de testes de aderência. Tais procedimentos foram realizados em toda abrangência espaço-temporal das variáveis, e sempre que possível, em sua resolução mais refinada, ou seja, no passo de tempo mínimo ao quais foram adquiridos (p. ex., horário, diário, anual) e considerando sua menor unidade elementar representativa (p. ex., *ground sample distance*, densidade da rede de estações, elemento da grade matricial).

Sempre que conveniente, a metodologia sumarizada foi escrita em linguagem de programação MATLAB<sup>®</sup>, visando à automatização do fluxo de trabalho. Após consistência dos dados, suas resoluções espaciais e temporais, foram compatibilizadas com aquelas de entrada para o modelo. Para formatação dos dados adotou-se programas previamente desenvolvidos em linguagem Fortran<sup>®</sup>. Além destes, valeu-se também de outros softwares para aplicações em sistemas de informações geográficas, sensoriamento remoto, análises estatísticas, métodos quantitativos, dentre outros (Apêndice E).

O modelo dinâmico de base física, que representa a variabilidade espacial das variáveis de entrada de forma contínua e explícita, eleito para o estudo dos processos hidrológicos que ocorrem na bacia hidrográfica do rio Aguapeí (BHRA), foi o MHD-INPE. De posse dos dados de entrada, já convertidos para o formato de leitura do modelo e com o prévio preenchimento dos parâmetros das classes temáticas de solo e uso do solo nos arquivos globais de configuração, foram realizadas as etapas de calibração e validação, tendo em conta cada uma das estações fluviométricas presentes na área de estudo, e circundando-a.

Dentre os métodos disponíveis para calibração (manual, SCE-UA e Monte Carlo) adotou-se o *Shuffled Complex Evolution Method (SCE-UA) for Global Optimization* (DUAN; SOROOSHIAN; GUPTA, 1992), devido, principalmente,

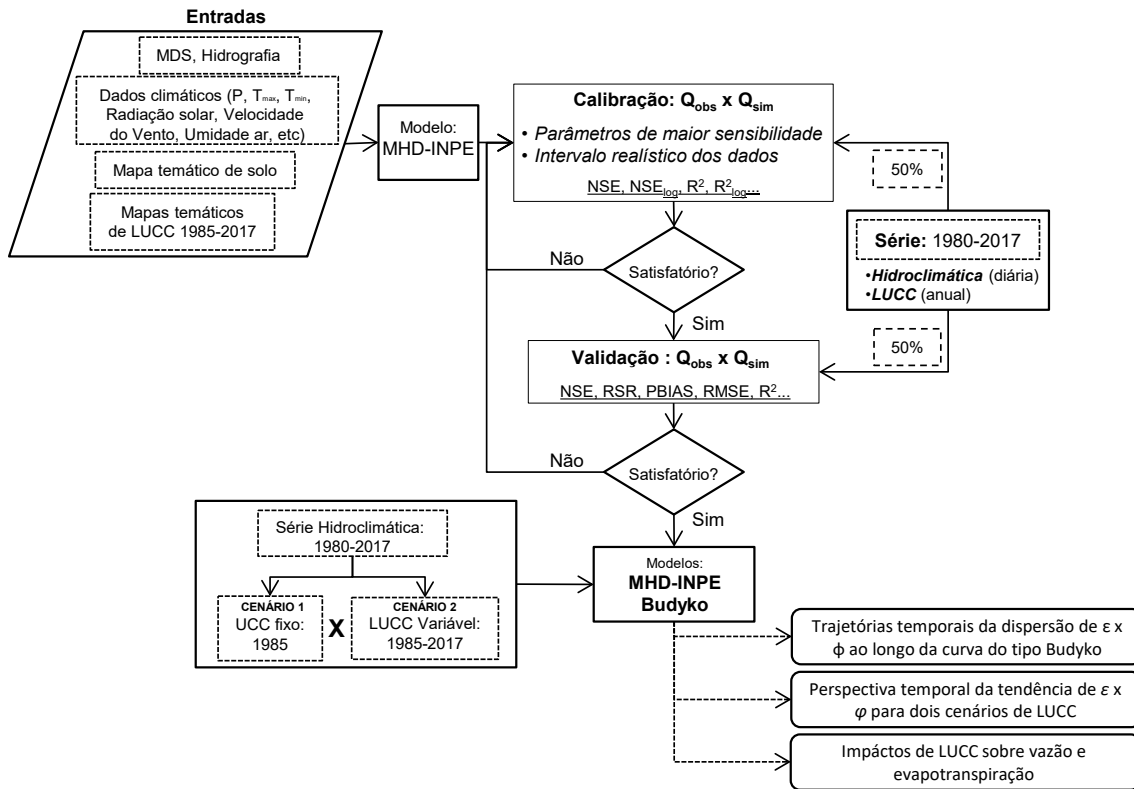
por se tratar de um poderoso procedimento, capaz de resolver de maneira eficiente e eficaz o problema da otimização global. Para esse procedimento, adotou-se um conjunto parcial da série histórica dos dados, correspondente a 50% do total disponível para cada estação, sendo o restante reservado para o processo de validação. A vazão simulada ( $Q_{sim}$ ) foi comparada com a observada ( $Q_{obs}$ ), tanto pela análise gráfica do hidrograma e curvas de permanência, quanto pelo uso de funções diagnósticas de desempenho. Para cada nova simulação na calibração, os valores inicialmente atribuídos às variáveis dos modelos, foram alterados dentro do intervalo de ocorrência natural das mesmas, até que o ajuste entre  $Q_{sim}$  e  $Q_{obs}$  fosse significativamente satisfatório, completando assim, a etapa de calibração.

A validação foi realizada pela simulação da série de dados compreendida pelos 50% dos dados não adotados na calibração. Uma vez atingido o nível de satisfação das funções diagnósticas de desempenho, o modelo foi considerado apto para a realização da simulação de cenários de LUCC.

O primeiro cenário (cenário 1) corresponde às alterações provocadas por LUCC no contexto histórico, ou seja, da série completa de transição anual da paisagem, compreendida entre 1985 a 2017. No segundo cenário (cenário 2) o uso e cobertura do solo foram fixados no ano de 1985, de forma que, pela comparação de ambos refletissem as implicações dos impactos de LUCC sobre o regime hidrológico da BHRA.

As simulações do modelo hidrológico, para ambos os cenários, foram confrontadas entre si, e com dados observados pelo modelo conceitual de Budyko. Por fim, a trajetória temporal de mudança da curva de Budyko em função das variações climáticas e antrópicas, foi realizada para a BHRA e suas sub-bacias.

Figura 3.1 - Diagrama da sequencia metodológica de execução do trabalho.



Fonte: Produção do autor.

### 3.2 Área de estudo

Tomando como ponto de partida a hierarquização descendente da divisão político-administrativa do Brasil, a área de estudo, definida pela BHRA (Figura 3.2), encontra-se inserida na região Sudeste do país, no estado de São Paulo e Mesorregiões de Planejamento de Araçatuba, Bauru, Marília e Presidente Prudente. O total de 62 municípios é compreendido pela bacia (Lei Estadual 9.034/94), dos quais as sedes de 32 estão inseridas na unidade de estudo, e os demais apresentam designação de “municípios com área contida” e também integram o comitê desta bacia.

Localizada na porção noroeste do estado de São Paulo, a BHRA é fronteira ao norte com a bacia do rio Tietê, a oeste com o estado do Mato Grosso do Sul, tendo como divisa o rio Paraná, a leste seu limite é a Serra dos Agudos e ao sul a bacia do Rio do Peixe. É drenada pelo rio Aguapeí ou Feio, que nasce a uma altitude de 636 m, no município de Gália, percorrendo uma extensão de



414,72 km até afluir no rio Paraná, a uma altitude de 256 m (CBH - AP, 1997), portanto, com desnível médio de 0,09%.

Em referência geoespacial, a BHRA localiza-se entre as coordenadas *Universal Transversa de Mercator* (UTM) mín. E: 418.338,37 m e máx. E: 660.798,40 m, e mín. N: 7.537.760,33 m e máx. N: 7.672.287,58 m, no sistema geodésico de referência (SGR) *Datum* SIRGAS 2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas), e sistema de projeção cartográfica (SPC) UTM, Zona 22, designador K, hemisfério Sul. A área de drenagem, projetada em plano horizontal, correspondeu a 12.021,82 km<sup>2</sup> (no SPC cônica equivalente de Albers), com perímetro de 447 km (no SPC azimutal meridiana equidistante), e com altitude variando entre 254 m a 705 m.

Componente da Região Hidrográfica do Paraná, a BHRA enquadra-se no nível 4 e código 8.656, pelo sistema de classificação de Otto Pfafstetter (PFAFSTETTER, 1989; BRASIL, 2003, 2004), sendo composta dos seguintes rios de nível 5, pelo mesmo sistema de classificação: rio Aguapeí, rio Tibiriçá, rio Caingangue ou Guaporanga, rio Iacri, ribeirão Lusiânia, ribeirão Aguapeí-Mirim ou do Lajeado. Trata-se de uma bacia de nível sete segundo o critério de ordenação hierárquica de Strahler e densidade de drenagem de 0,9.

Segundo a classificação de Köppen (ALVARES et al., 2013), dois tipos climáticos são coincidentes à BHRA, os climas de zona tropical com inverso seco (Aw) com predomínio de 71% da área total, e de zona subtropical húmida oceânico, sem estação seca, com verão quente (Cfa) no terço sudeste da bacia. A pluviosidade média anual é de 1.343 mm variando de 996 mm a 2.034 mm, sendo janeiro o mês mais chuvoso, com média de 219 mm e julho e agosto os meses de estiagem, com pluviosidade média de 16 mm. A temperatura média do ar é de 23±0,71 °C. As vazões médias correspondem a 129±91 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, com máximas ocorrendo frequentemente no mês de dezembro e mínimas em agosto (ANA, 2009b, 2009a; CBH - AP, 1997; CPTEC, 2019; INMET, 2019a, 2019b; SAHA, et al., 2018a, 2018b).

Os tipos de solos predominantes na área de estudo são os Argissolos Vermelho-Amarelos, cobrindo 76% da extensão da bacia, seguido pelos

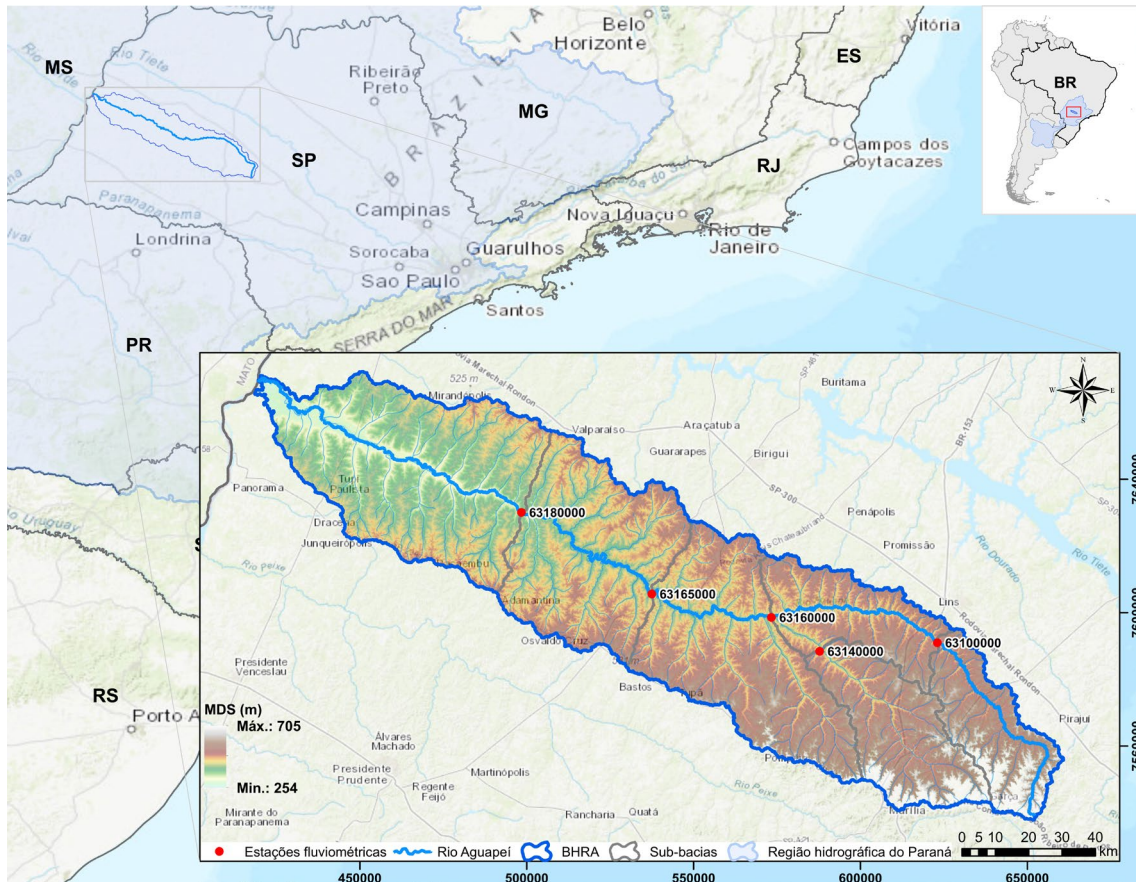
Latosolos Vermelhos com 18,2%, Gleissolos Háplicos com 2,97% e Neossolos Litólicos com 1,41%. Ocorrem ainda manchas de Argissolos Vermelhos, Latossolos Vermelho-Amarelos e Planossolos Háplicos com frações individuais inferiores a 1% (ROSSI, 2017).

No contexto geológico, a BHRA está situada na bacia sedimentar do Paraná. Apresenta um substrato constituído por rochas cretáceas, recoberto localmente por sedimentos quaternários, sob a forma de depósitos aluviais (planícies atuais e terraços), mantos coluviais e regolitos espessos. Em função da monotonia da geologia regional, pouco é explorado dos recursos minerais (CBH - AP, 1997; PORTO et al., 2013).

Em termos geomorfológicos, a área estudada situa-se no âmbito do Planalto Ocidental Paulista (IPT, 1981), província geomorfológica que se caracteriza por relevo colinoso, com morrotes, espigões e escarpas de ocorrências mais restritas, desenvolvidos essencialmente sobre rochas do substrato cretáceo. Na área estudada, destaca-se, nas cabeceiras do rio Aguapeí, a presença do chamado Planalto de Marília Exaporã, feição residual entalhada em arenitos carbonatados da Formação Marília (PORTO et al., 2013).

Nas áreas urbanizadas destacam-se os setores de serviços e comércio, com exceção de Marília, considerada polo regional e onde se concentra grande parte das atividades industriais, principalmente do segmento alimentício. Nas áreas rurais a predominância da pecuária da década de noventa foi fortemente substituída pela expansão da agroindústria de cana-de-açúcar. O uso do solo na bacia é majoritariamente agropecuário (MAPBIOMAS, 2018). As categorias florestais de maior ocorrência são Floresta Estacional Semidecidual e Formação Arbórea/Arbustiva em Região de Várzea. A evolução populacional se deu de forma linear nas últimas quatro décadas, passando de 965.122 habitantes em 1985 para 1.258.284 habitantes em 2017 (IBGE, 2018).

Figura 3.2 - Localização da área de estudo.



Fonte: Produção do autor.

### 3.3 Seleção de modelos

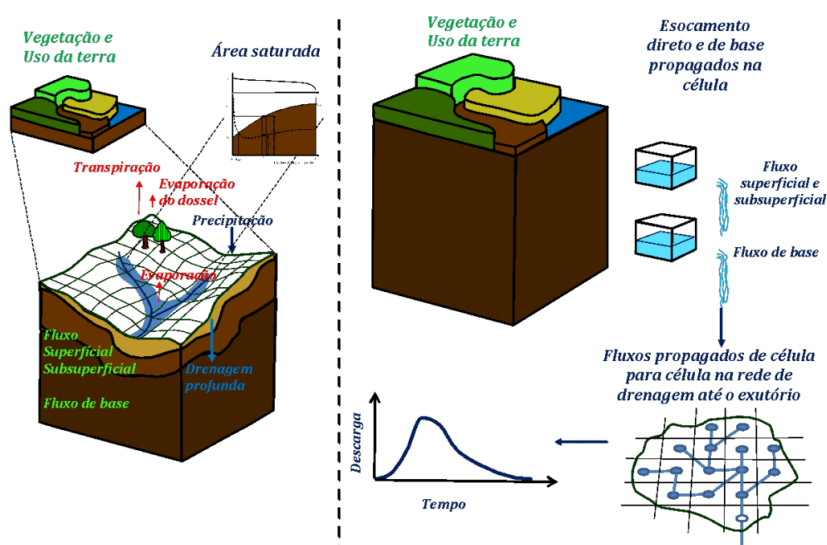
O modelo hidrológico MHD-INPE foi escolhido em detrimento a outros 30 modelos considerados em ampla revisão (BECKERS; SMERDON; WILSON, 2009; RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016). As aplicações deste foram consorciadas com o modelo conceitual baseado na hipótese de Budyko.

#### 3.3.1 Sumarização do modelo hidrológico MHD-INPE

O modelo MHD-INPE (Figura 3.3) é composto dos seguintes módulos e sub-módulos (COLLISCHONN, 2001; COLLISCHONN et al., 2007a; RODRIGUEZ, 2011; SIQUEIRA JÚNIOR; TOMASELLA; RODRIGUEZ, 2015; NEGRÃO et al., 2016):

- a) A perda d'água por interceptação é simulada no modelo através da metodologia proposta por Gash (GASH; LLOYD; LACHAUD, 1995);
- b) A estimativa da evapotranspiração na bacia é obtida pelo modelo de Penman-Monteith (MONTEITH, 1965);
- c) A geração de escoamento e a separação de fluxos são simuladas através da combinação de conceitos de distribuição probabilística da capacidade de armazenamento utilizada no modelo Xinanjiang e a formulação utilizada no modelo TopModel (BEVEN; KIRKBY, 1979; REN-JUN, 1992; ZHAO; LIU; SINGH, 1995);
- d) A atenuação dos fluxos é realizada com base em reservatórios lineares, semelhante aos usados no modelo MGB-IPH (COLLISCHONN et al., 2007a);
- e) A captura de água da vegetação desde o solo é calculada considerando o modelo de distribuição de raízes de Jarvis (JARVIS, 1989);
- f) O transporte d'água entre células é realizado exclusivamente através da rede de canais, considerando a metodologia de Muskingum-Cunge para o traslado da onda (TUCCI, 1998);
- g) A metodologia para o cálculo da posição do nível freático foi baseada nas formulações implementadas no modelo DHSVM (WIGMOSTA et al., 2002);
- h) As URHs discretizadas nas células de grade do modelo, são resultantes da combinação das classes de solo e de uso e cobertura do solo. O balanço de água é calculado nas células, para cada URH, com base no fluxo médio ponderado da área relativa desta;
- i) Opcionalmente dispõe-se de uma rotina de calibração automática, baseada no método de otimização SCE-UA (DUAN; SOROOSHIAN; GUPTA, 1992).

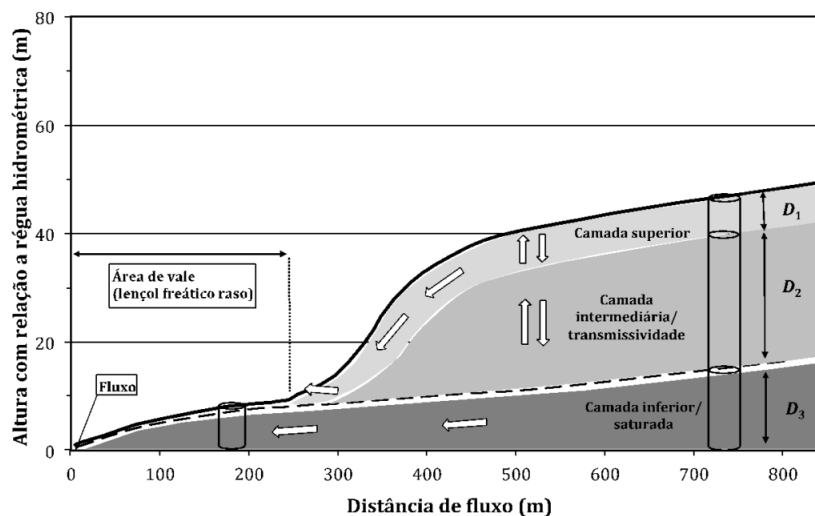
Figura 3.3 - Esquema ilustrativo das etapas de separação de escoamento (esquerda) e do fluxo propagado na rede de drenagem (direita) no modelo hidrológico MHD-INPE.



Fonte: Negrão et al., (2016).

Três camadas de solo podem ser consideradas na compartimentação dos escoamentos (Figura 3.4). O fluxo subsuperficial é comandado pela camada superior e drenado para a camada intermediária, a qual é responsável pelo fluxo vertical para a camada inferior. A camada intermediária pode ser ou não adotada na simulação, dependendo das características das raízes da vegetação e da espessura do solo. A camada inferior controla o fluxo de base e indiretamente o fluxo superficial por excesso de saturação (RODRIGUEZ, 2011; NEGRÃO et al., 2016).

Figura 3.4 - Esquema conceitual da compartimentação dos escoamentos do modelo hidrológico MHD-INPE.



Fonte: Negrão et al., (2016).

### 3.3.2 Sumarização do modelo conceitual de Budyko

De acordo com Budyko (1974) a evapotranspiração média anual em bacias hidrográficas pode ser determinada pelo fornecimento de água ou energia. Através de uma simples relação física, a razão entre evapotranspiração real e precipitação pode ser determinada pela razão entre evapotranspiração potencial e precipitação. Para tanto, descreve-se o balanço hídrico em bacias hidrográficas como (ZHANG et al., 2004; MA et al., 2008; RODERICK; FARQUHAR, 2011; JIANG et al., 2015; WU et al., 2017):

$$P = Et_r + Q + \Delta S / \Delta t \quad (3.1)$$

onde  $P$  é a precipitação,  $Et_r$  é a evapotranspiração real,  $Q$  é a vazão,  $\Delta S$  é o armazenamento de água no solo e  $t$  é o tempo. O último termo da equação 1 varia continuamente devido às flutuações em  $P$ ,  $Q$  e  $Et_r$ . Embora as variações de armazenamento de água possam ser importantes em uma escala de tempo anual, principalmente nos anos chuvosos e secos, sua média de longo prazo é geralmente insignificante (REAGER; FAMIGLIETTI, 2013). Consequentemente, por um longo período de tempo (p. ex., 5 a 10 anos), é razoável supor que as mudanças no armazenamento de água não sejam significativas e, portanto, a bacia está em um estado estacionário dinâmico (DOOGE; BRUEN;

PARMENTIER, 1999; ZHANG; DAWES; WALKER, 2001; DONOHUE; RODERICK; MCVICAR, 2007; DOOGE, 2009). Entretanto, em escalas de tempo mensais e anuais, o armazenamento de água muda devido a anomalias e mudanças climáticas (GREGORY; MITCHELL; BRADY, 1997; NADEN; WATTS, 2001), bem como o resultado do efeito combinado de fatores climáticos e de Lucc (SOFIA et al., 2017). Conseqüentemente, as mudanças na curva do tipo Budyko são atribuídas às contribuições das mudanças climáticas, e fatores antropogênicos e climáticos devido às influências antropogênicas na bacia (YANG et al., 2007; WILLIAMS et al., 2012).

Análises de séries históricas têm sido comumente realizadas aplicando-se média móvel para representar a não estacionariedade nas séries e a sazonalidade dos registros anuais, com o objetivo de destacar a variabilidade na escala de tempo e a evolução em longo prazo, permitindo ainda, suavizar o armazenamento de água, as variações climáticas naturais e anomalias (BRUNETTI et al., 2006a; GILROY; MCCUEN, 2012; WILLEMS, 2013; JIANG et al., 2015).

Uma persistente limitação em análises de séries temporais é a arbitrariedade da escolha de janelas de tempo para detectar tendências ou realizar a média móvel. Segundo Jiang et al. (2015), a escolha de uma largura de janela adequada é uma questão crítica, destacando que, de forma prática, se a série anual for longa, uma janela de tempo mais ampla deve adotada para essa finalidade.

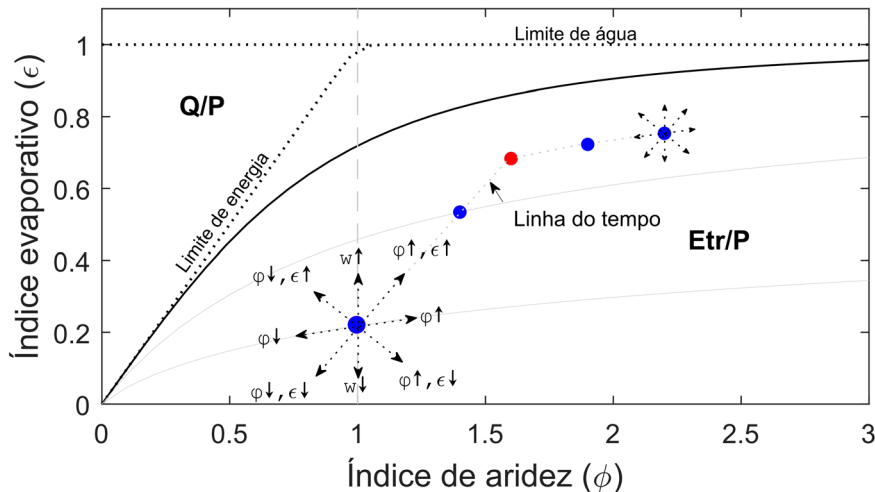
Visando minimizar os efeitos da escolha arbitrária da dimensão da janela da média móvel, optou-se por realizar uma análise global da série temporal com janelas de dimensão variável, que permite investigar graficamente, tendências ao longo de todo o espectro temporal de subperíodos, individualmente ou de forma correlata entre variáveis (BRUNETTI et al., 2006b, 2009). Partindo-se do pressuposto que a variação de armazenamento de água em longos períodos, tende a se tornar insignificantes. As variáveis  $\bar{P} - \bar{Q}_{obs}$  e  $\bar{P} - \bar{Q}_{sim}$  sob um filtro de média móvel, foram consideradas em estado estacionário e adotadas como

equivalentes a evapotranspiração real. Possibilitando, assim a partição de  $\bar{P}$  em  $\bar{E}t_r$  e  $\bar{Q}$  pela taxa de evapotranspiração ( $\epsilon$ ), expressa como:

$$\epsilon = \{\phi[1 - \exp(-\phi)\tanh(\phi^{-1})]\}^{0.5} \quad (3.2)$$

onde  $\phi$  (índice de aridez) é a razão entre a evapotranspiração potencial ( $\bar{E}t_0$ ) e  $\bar{P}$ . Uma vez estabelecida essa relação, dois fatores serão limitantes à evapotranspiração na bacia, o suprimento de água, quando  $\phi > 1$  e o suprimento de energia, quando  $\phi < 1$ . A Figura 3.5 ilustra essa relação pela curva conhecida como curva de Budyko. Observa-se que a curva se aproxima dos limites de água e energia à medida que os valores de  $\phi$  se tornam mais extremos. As mudanças ocorridas ao longo da curva do tipo Budyko são atribuídas a contribuições de alterações climáticas, enquanto as mudanças verticais podem ser atribuídas tanto a fatores antrópicos quanto climáticos oriundos de influências antrópicas sobre a bacia (YANG et al., 2007; WILLIAMS et al., 2012).

Figura 3.5 - Curva de Budyko. O primeiro ponto (em azul) mostra múltiplas direções de deslocamento possíveis de  $\epsilon$  em função de  $\phi$ ; os outros pontos representam uma trajetória temporal hipotética após dois períodos, sob diferentes influências antrópicas e climáticas, divididos por um ponto de interrupção (ponto vermelho).



Fonte: Adaptado de Oliveira, Tomasella e Sanches (2019).

A curva de Budyko (linha contínua próxima aos limites de água e energia na Figura 3.5) descreve a relação entre  $\epsilon$  em função de  $\phi$ . O limite de água ocorre quando  $P$  é totalmente convertida em  $E t_r$ . O limite de energia ocorre quando a energia evaporativa disponível (ou seja,  $E t_0$ ) é totalmente convertida em calor



latente. Quando  $\varphi < 1$  haverá restrições quanto ao suprimento de energia, e  $\varphi > 1$  haverá restrição quanto ao suprimento de água. A área abaixo da curva de Budyko representa a fração de  $P$  que se torna  $E_t$ , e acima dessa, representa a fração de  $P$  que se torna  $Q$ .

### **3.4 Parametrização do modelo**

As variáveis exigidas para simulações com o modelo MHD-INPE são, resumidamente, informações referentes a propriedades edáficas físico-hídricas, parâmetros biofísicos e morfológicos da vegetação e dados hidrometeorológicos. Tais informações são atribuídas a classes definidas de mapas temáticos (mapas de solo e de uso e cobertura do solo) ou ainda espacializadas por interpolação de dados pontuais (estações meteorológicas) ou obtidas de grades matriciais.

#### **3.4.1 Dados hidrometeorológicos**

As variáveis hidrometeorológicas foram obtidas em seu estado bruto e no passo de tempo em que foram registradas, visando realizar a análise de consistência para posterior compatibilização em passo de tempo diário para integração ao modelo. Para isto, considerou-se a dimensão da série histórica, escala e frequência temporal, e ainda a distribuição e densidade espacial das estações.

Os dados foram obtidos tendo em conta a ocorrência de: uma zona de influência além dos limites da unidade de estudo, a dependência espacial intravariáveis (p. ex., distribuição e densidade de estações pluviométricas), e a dependência espacial entre variáveis (p. ex., representatividade das estações de temperatura em função de variáveis posicionais, tais como latitude, longitude e altitude, devido a efeitos orográficos, de continentalidade e de maritimidade).

Visando melhorar a representatividade espacial do fenômeno e compatibilizar a extensão da série histórica, sempre que necessário, os dados de estações terrestres foram complementados com aqueles obtidos por sensores remotos

ou a partir de modelos. Para tanto, um conjunto de produtos de reanálise atmosférica foram comparados (Apêndice F), levando em conta a dimensão da série histórica, passo de tempo, domínio espacial, resolução espacial, método de assimilação dos dados, principais variáveis quantificadas, limitações chave, pontos fortes, dentre outros. Ressalta-se que tais dados tratam-se do processo de combinar observações de uma ampla variedade de fontes, sendo que a análise resultante é considerada a melhor estimativa do estado da atmosfera em um determinado instante no tempo. Na reanálise, o processo de combinação das informações observacionais e do modelo é realizado dentro de uma estrutura estatística Bayesiana, na qual as distribuições de probabilidade associadas a observações e previsões são combinadas com restrições dinâmicas (COURTIER; THÉPAUT; HOLLINGSWORTH, 1994; COURTIER et al., 1998; DALEY, 2010).

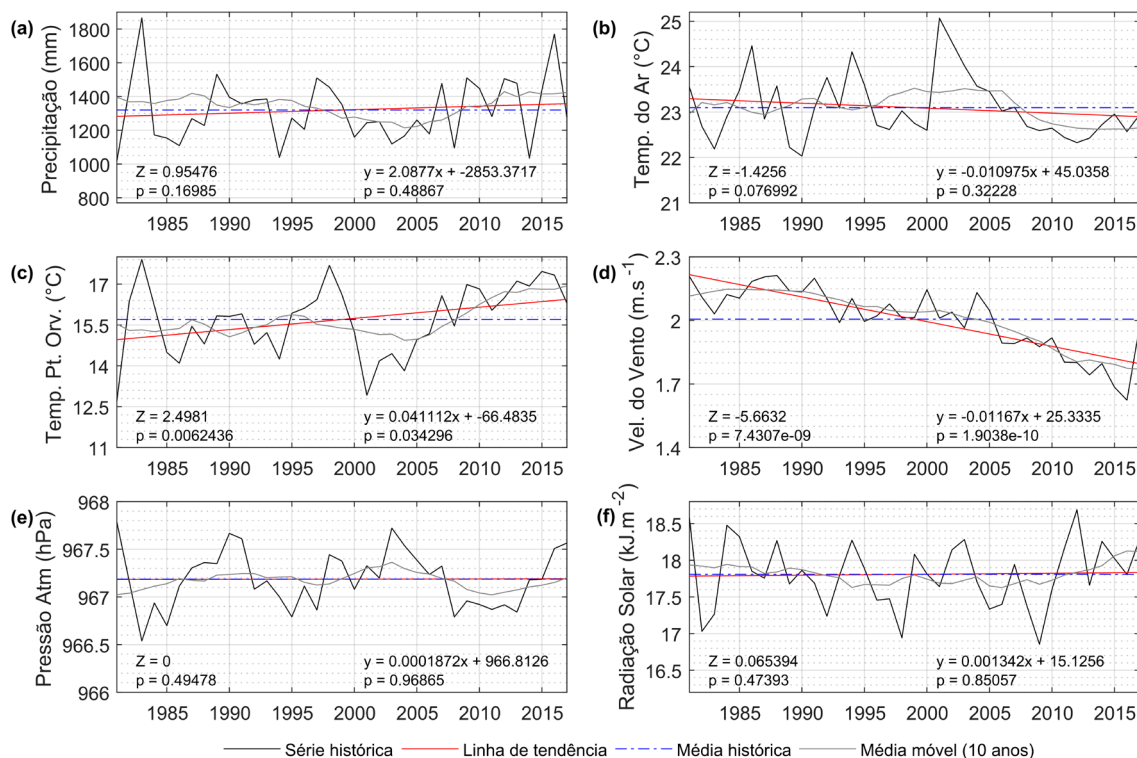
Apesar de constatada elevada aderência entre os dados observados por estações terrestres e aqueles oriundos de reanálise, foi identificado erro sistemático entre os mesmos para a maioria das variáveis. A correção destes erros foi realizada adotando-se toda a dimensão da série compatível entre dados de reanálise e de estações terrestres, considerando-se o respectivo ponto de grade e adotando-se ajustes por Rede Neural Artificial (RNA), implementada em diferentes estruturas (total de camadas, neurônios por camadas, função de ativação, dentre outros) visando obtenção do erro mínimo global.

Devido à dependência espacial dos dados e em consideração a representatividade dos mesmos, a disposição dos pontos de grade de modelos, na área de estudo, foi considerada de forma a abranger tanto a região interna da área de estudo quanto às circunvizinhas. Em relação ao conceito de amostragem, foram observados os itens quantidade, distribuição espacial, e caracterização topoclimática, idealizando minimizar áreas não amostradas.

A relação de variáveis hidrometeorológicas demandadas pelo MHD-INPE inclui (Figura 3.6): precipitação (mm); temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ); temperatura do ponto de orvalho ( $^{\circ}\text{C}$ ); velocidade do vento a 10 metros de altura ( $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ); pressão

atmosférica (hPa); e radiação global incidente ( $W.m^{-2}$ ). Para calibração e validação do modelo, foram adotadas as séries de vazão ( $m^3.s^{-1}$ ) de estações fluviométricas (Tabela 3.1). Para cada variável, as fontes foram analisadas conjuntamente, de forma a compatibilizar a dimensão da série histórica demandada, passo de tempo definido para as simulações, abrangência espacial da unidade de estudo e densidade da rede de estações. Essa relação pôde ser categorizada em cinco grupos com base na medição, registro e obtenção, a saber: (1) meteorológica registradora, com registro horário automatizado; (2) meteorológica convencional; (3) pluviométrica; (4) fluviométrica, com registro diário não automatizado para as últimas três; e (5) modelo. Sendo estas, oriundas dos seguintes repositórios: Inventário de Estações Pluviométricas (ANA, 2009b) e Inventário de Estações Fluviométricas (ANA, 2009a), disponíveis via Portal HidroWeb do Sistema Nacional de Informações sobre Recursos Hídricos (SNIRH) da Agência Nacional de Águas (ANA); rede de Estações Meteorológicas Automáticas (EMA) e Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP), ambos do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET); Departamento de Água e Energia Elétrica (DAEE); e *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) (SAHA, S., 2018a, 2018b).

Figura 3.6 - Série histórica média anual das variáveis hidrometeorológicas para a BH3. (a) precipitação, (b) temperatura média do ar, (c) temperatura do ponto de orvalho, (d) velocidade do vento, (e) pressão atmosférica e (f) radiação solar. "p" (valor-p) corresponde ao nível de significância do parâmetro da regressão linear. Z: estatística do teste de Mann Kendall sazonal.



Fonte: Produção do autor.

As variáveis foram obtidas de fontes diversas, dentre as quais ocorreram plataformas de coleta de dados (PCD) inativas, ou que contemplaram de forma parcial ou nula a dimensão da série temporal do estudo. Dessa forma e em função da incidência de falhas, a frequência de estações com dados variou continuamente ao longo da série histórica (p. ex., Apêndice E, Figura E1 a E5). O total de PCDs consideradas foi de 231, porém, apenas 149 foram selecionadas. Dos 112 pontos de grade do CFSR, para área de estudo, selecionou-se 11 para o adensamento da rede terrestre de estações e preenchimento de falhas. A análise de *outlier* consistiu de avaliação gráfica do valor em questão com base na dimensão da série histórica da própria estação, seguido da comparação com estações vizinhas considerando a amplitude de variação

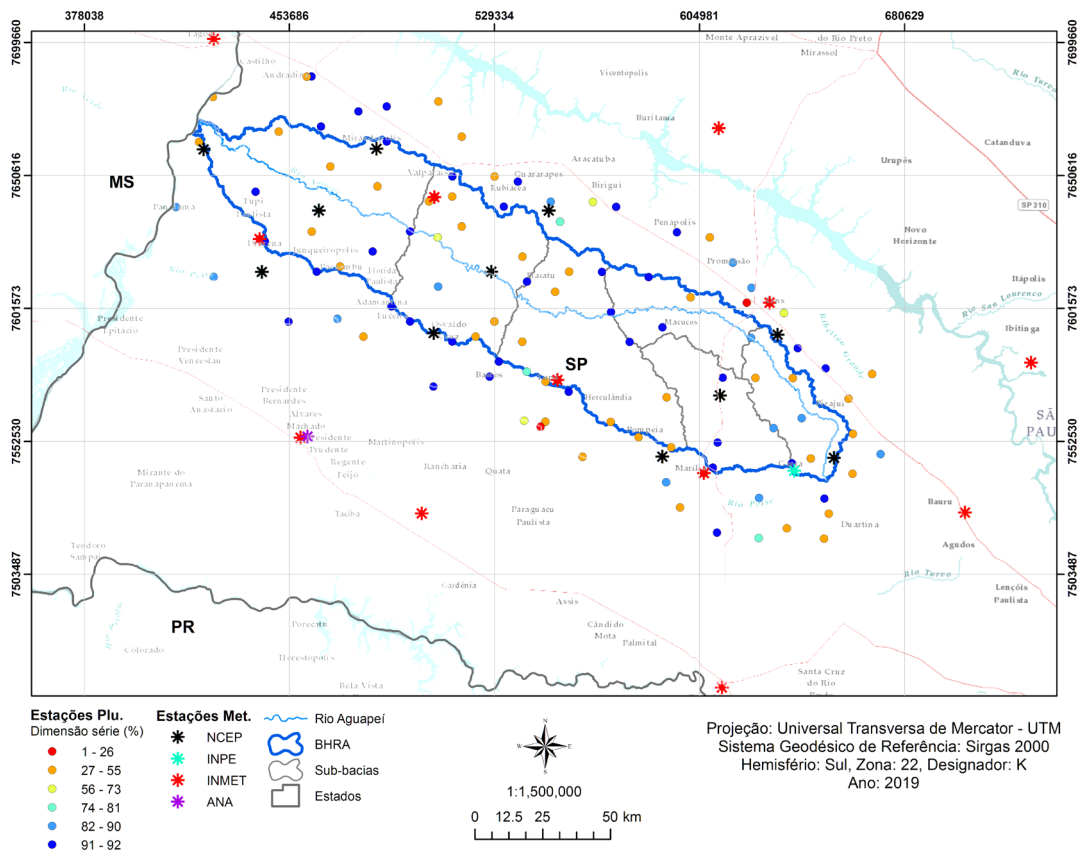
Tabela 3.1 - Variáveis hidrometeorológicas e resultado de pré e pós-seleção de variáveis por pontos amostrais de dados meteorológicos.

Variável	Fonte	Resolução Temporal	Resolução Espacial	Unidade	Pré-Seleção	Pós-Seleção
Precipitação	ANA	diário			214	133
	INMET	horário	pontual	mm	13	13
	INPE	diário			1	1
Temperatura do ar	INPE	3 horas			3	0
	INMET	horário	pontual	°C	13	13
	INPE	diário			1	1
Temp. do ponto de orvalho	INPE	3 horas			3	2
	NCEP	6 horas	0,25°		112	11
	INMET	horário	pontual	°C	13	11
Velocidade do vento a 10 m acima do solo	NCEP	6 horas	0,25°		112	11
	INMET	horário	pontual	m.s <sup>-1</sup>	13	13
	INPE	3 horas			3	0
Pressão atmosférica	NCEP	diário	0,25°		112	11
	INMET	horário	pontual	hPa*	13	13
	INPE	diário			1	1
Radiação global	INPE	3 horas			3	2
	NCEP	6 horas	0,25°	Pa	112	11
	INMET	horário	pontual	kJ.m <sup>-2</sup>	13	13
	INPE	3 horas		W.m <sup>-2*</sup>	3	2
	NCEP	6 horas	0,25°	MJ.m <sup>-2</sup>	112	11

\* Unidade de medida dos dados para integração ao modelo

Na distribuição espacial das estações, observa-se que 42 estações pluviométricas estão inseridas na BHRA e o restante circundando-a, contemplando altitudes de 260 a 680 m. Por sua vez, oito estações meteorológicas, ou 30%, encontram-se inseridas na bacia, sendo duas do INMET, uma do INPE, e cinco selecionadas da grade da NCEP. Na Figura 3.7, ilustra-se a rede de estações pluviométrica com base na dimensão de dados disponíveis na série histórica diária de 1980 a 2017.

Figura 3.7 - Rede de estações meteorológicas.



Fonte: Produção do autor.

A série histórica do conjunto de dados compreendeu o intervalo de 37 anos (1980 a 2017) em passo de tempo variando de minuto a diário. Visando minimizar possível viés na média histórica pela possibilidade de quantidade significativa de falhas (ausência de registro, remoção de *outliers*, dentre outros), os dados foram interpolados em passo de tempo diário para toda extensão da bacia numa grade regular de 2 km.

Uma vez que a temperatura (média e de ponto de orvalho) apresenta forte correlação com fatores posicionais, esta foi espacializada com ajuste de modelos de regressão linear múltipla conforme sugerido por Pereira, Angelocci e Sentelhas (2002), para tanto, valeu-se do modelo digital de superfície (MDS) *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (FARR et al., 2007) e de grades matriciais das coordenadas geográficas. Ressalta-se que uma vez preenchida as falhas pelo uso de interpoladores e ajuste de modelos polinomiais, ambos sujeitos a um erro admissível dentro de um nível aceitável de significância, é

plausível sustentar a hipótese de que um valor médio diário será mais bem representado com uso de dados estimados para as estações com falhas, do que seria pela ausência desses, ou seja, para o presente caso, melhor foi ter obtido a variável de interesse a partir da média das camadas previamente interpoladas de estações com passo de tempo sub-diário, do que calcular a média diária por estação para posterior interpolação. As demais variáveis foram interpoladas com o método do Inverso da Potência da Distância (do inglês, *Inverse Distance Weighting*, IDW), ajustando-se a potência e o número de vizinhos em função do menor erro médio relativo obtido por combinações das duas variáveis.

A Tabela 3.2 apresenta a relação de estações fluviométricas disponíveis na bacia com série de dados compatíveis com a definida para o estudo.

Tabela 3.2 - Estações fluviométricas presentes na BHRA.

Código ANA	Cód. adicional	Responsável/ Operadora	Município	Altitude (m)	Área (km <sup>2</sup> )	Área (%)
63100000	6C-005R	DAEE-SP	Guaimbê	392	1.090,94	9.07
63140000	7C-012	DAEE-SP	Queiroz	371	1.393,12	11.59
63160000	7C-002FS	DAEE-SP	Pompéia	353	3.651,48	30.37
63165000	7C-011	DAEE-SP	Rinópolis	341	6.219,78	51.74
63180000	8C-004	DAEE-SP	Valparaíso	294	8.651,08	71.96
Foz	-	-	-	256	12.021.82	100.00

Os procedimentos adotados para consistência dos dados foram baseados em textos especializados (WALD; WOLFOWITZ, 1943; MANN; WHITNEY, 1947; GRUBBS, 1950, 1969; T.W; D. A, 1954; SIEGEL, 1956; GIBBONS, 1971; GRUBBS; BECK, 1972; HOLLANDER; WOLFE, 1973; DUBREUIL, 1974; KENDALL, 1975; NASH, 1975; NERC, 1975; FILLIBEN, 1975; HANN, 1977; PILON; CONDIE; HARVEY, 1985; KITE, 1988; SIEGEL; CASTELLAN, 1988; VOGEL; MCMARTIN, 1991; CHOWDHURY; STEDINGER; LU, 1991; ALLEN et al., 1998; NAGHETTINI; PINTO, 2007; ANA, 2011, 2012).

#### 3.4.1.1 Traçado da Curva-Chave

A determinação de curvas-chave foi feita buscando-se ajustar os pares de valores cota (h) x vazão (Q) a uma equação do tipo potencial (Equação 3), que segundo Jaccon e Cudo (1989) trata-se da forma mais adequada e utilizada

para representar a relação entre nível e vazão, uma vez que conserva os princípios físicos dessa relação.

$$Q = a.(h - h_0)^n \quad (3.3)$$

em que:

Q: vazão em  $m^3.s^{-1}$ ;

h: nível d'água em m (leitura na régua);

a, n e  $h_0$ : são constantes para o posto, a serem determinadas;

$h_0$ : corresponde ao valor de h para  $Q = 0$ .

Em condições de fluxo permanente, os coeficientes da equação potencial refletem as condições físicas da estação sendo que  $a$  e  $h_0$  são, respectivamente, medidas da rugosidade/declividade e geometria da seção, e o expoente  $n$  é uma medida da geometria da seção (INDIA, 1999). O valor do coeficiente  $n$  para os vários tipos de seção é apresentado na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 - Valores aproximados do parâmetro  $n$  na equação potencial da curva-chave.

<b>Tipo de Seção</b>	<b>Valor Aproximado de n</b>
Composta com extravasamento	>5
Irregular	1,6 a 1,9
Parabólica	2,0
Retangular	1,6
Triangular	2,5

Fonte: India (1999).

O coeficiente  $h_0$ , em termos físicos, corresponde ao valor do nível de água para o qual a vazão é zero. Numa estação fluviométrica o menor nível observado no posto pode dar uma indicação do valor desse coeficiente. Em termos práticos, é impossível estabelecer o valor do coeficiente quando a seção é composta e o controle de canal muda progressivamente a jusante em condições de águas altas. Para os segmentos mais altos da curva-chave, o coeficiente  $a$  possui um valor nominal, não sendo possível determiná-lo fisicamente (INDIA, 1999).

No presente trabalho, para a estimativa do valor inicial do coeficiente  $h_0$  foi utilizado o Método de Johnson, conforme descrito em Rantz et al. (1982) e India (1999). Nesse procedimento, após o ajuste de uma curva média aos



pares de cota e vazão disponíveis, foram selecionados dois pontos da curva que representassem o ramo inferior ( $h_1, Q_1$ ) e o superior ( $h_3, Q_3$ ), além de um terceiro ponto ( $h_2, Q_2$ ) obtido da seguinte forma:

$$Q_2^2 = Q_1 Q_3 \quad (3.4)$$

De onde se obtém:

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{Q_2}{Q_3} \quad (3.5)$$

Substituindo a equação 3 em 5:

$$\frac{a(h_1 - h_0)^n}{a(h_2 - h_0)^n} = \frac{a(h_2 - h_0)^n}{a(h_3 - h_0)^n} \quad (3.6)$$

De onde se obtém a seguinte expressão para o cálculo do coeficiente  $h_0$ :

$$h_0 = \frac{h_1 h_3 - h_2^2}{h_1 h_3 - 2h_2} \quad (3.7)$$

Para o ajuste dos parâmetros das equações das curvas-chave empregou-se a solução numérica pelo método do Gradiente Reduzido Generalizado (GRG), obtendo-se a vazão a partir dos valores de  $a$ ,  $h_0$  e  $n$ . Os parâmetros da equação potencial foram calculados de forma que a soma dos quadrados dos desvios fosse mínima. Esse processo foi iniciado definindo-se valores de  $a$  e  $n$ , e com  $h_0$  estimado pela linearização da equação potencial e ajuste pelo método dos mínimos quadrados.

### 3.4.2 Modelo Digital de Superfície

A derivação dos atributos topográficos e dados vetoriais, demandados para as simulações do modelo, foi baseada em metodologias amplamente validadas (WILSON; GALLANT, 2000; FLORINSKY et al., 2002; ROMANO; CHIRICO, 2004; FLORENZANO, 2008). Como produto primário adotou-se o MDS global de 30 m (a rigor, em coordenadas geográficas, com 1 arco segundo, ou 0,000277°), oriundo do *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (WERNER, 2001), no formato *Georeferenced Tagged Image File Format* (GeoTIFF),

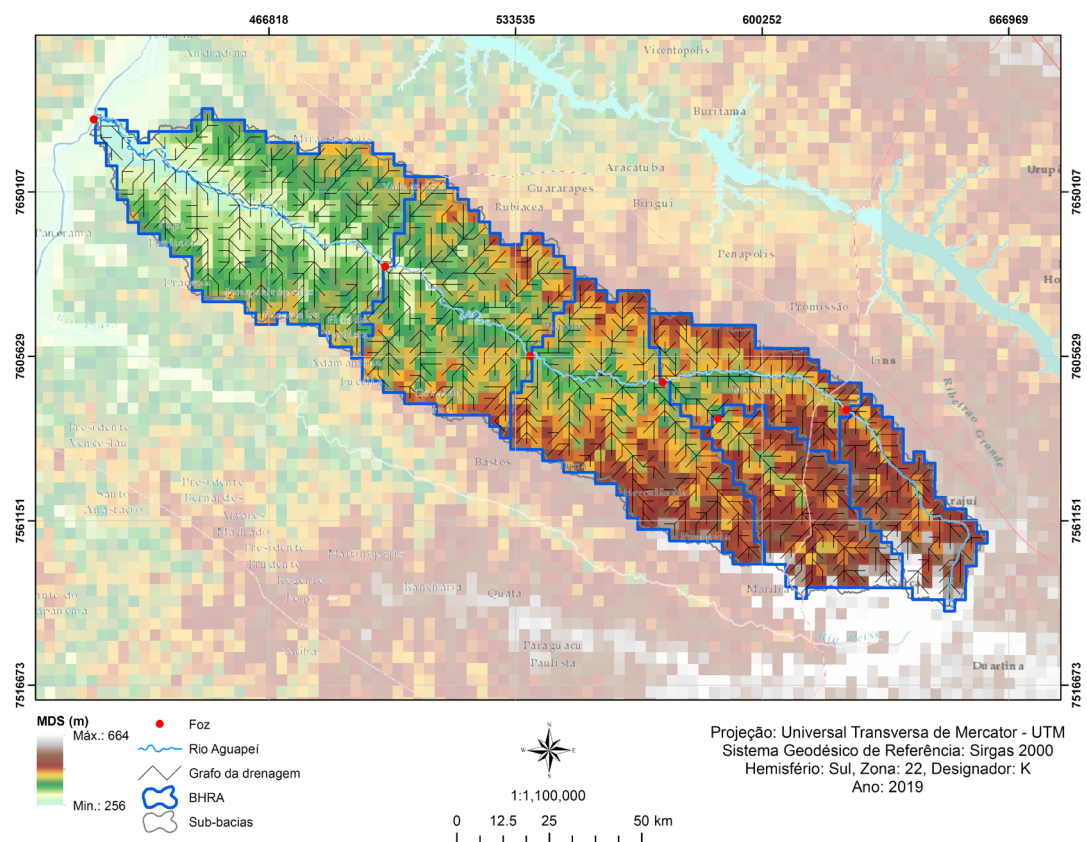
resolução radiométrica de 16 bits, SGR original em *WGS-84* e unidade de medida “z” em metros inteiros. Os procedimentos para adequação do MDS, correção de artefatos, e derivação de subprodutos, encontram-se detalhados nos Apêndices G, H e I.

Optou-se pelo uso do MDS com estrutura de dados em grades regulares, com realização dos seguintes procedimentos de refinamento:

- a) Uso de técnicas de compressão e processamentos de dados geoespaciais, pela mudança da extensão de formato dos arquivos de dados, com a definição do tipo de compressão mais adequada;
- b) Remodelamento do terreno com acréscimo de informações topográficas e uso de algoritmos para o aprimoramento das feições de forma; e
- c) Uso de ferramentas de suavização de ângulos agudos para melhoria da qualidade cartográfica.

Salienta-se que todos os procedimentos foram realizados considerando a resolução espacial original do MDS. Posteriormente a geração e ordenação dos grafos para direcionamento da rede de drenagem e criação dos blocos, foram feitas sobre o MDS com resolução do elemento regular de grade discretizada para 3 km (Figura 3.8). Os erros obtidos, entre as áreas das sub-bacias, pela alteração da resolução do pixel foram de 0,03% a 0,27%.

Figura 3.8 - Modelo digital de superfície com resolução espacial para modelagem.



Fonte: Produção do autor.

### 3.4.3 Dados pedológicos

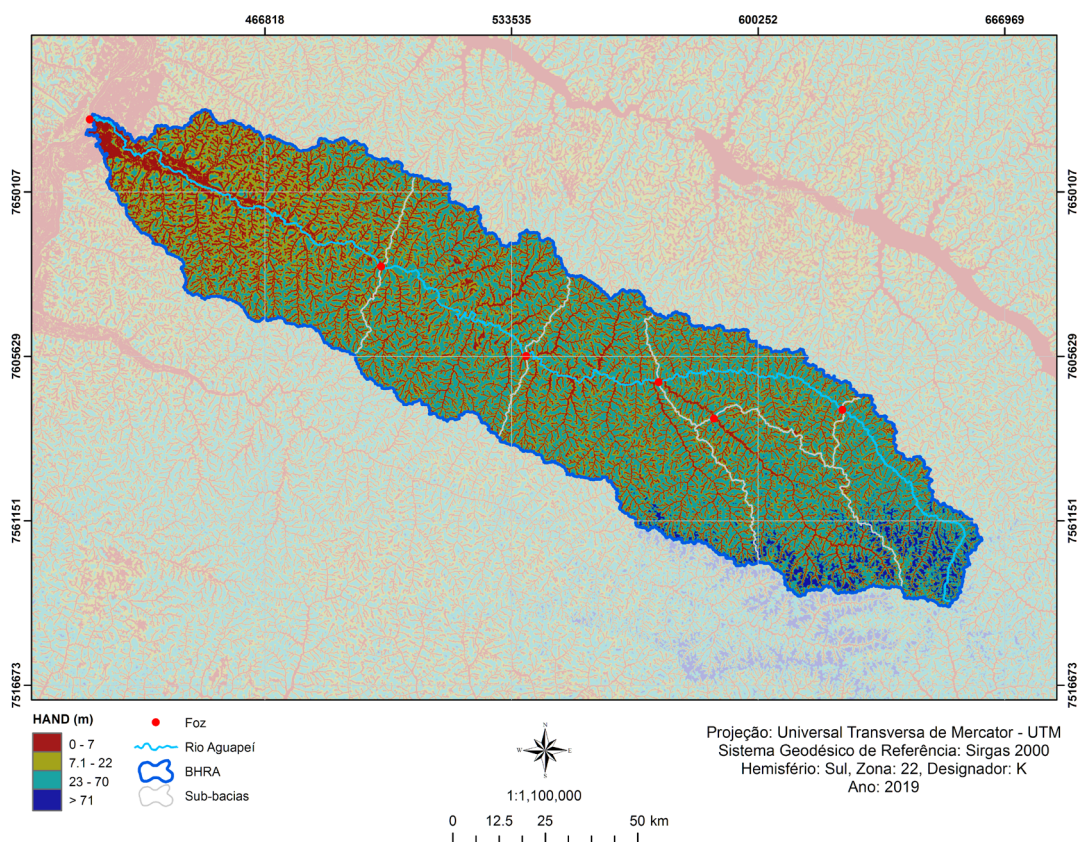
O mapa de solo exigido pelo MHD-INPE deve apresentar uma configuração temática específica, com composição de classes características de suas propriedades edáficas, em formato matricial. No Brasil, porém, estudos detalhados de propriedades físicas dos solos, têm sido realizados de forma esparsa e em escalas muito limitadas, devido, principalmente às dificuldades e elevado custo de obtenção dos dados, em escala nacional, encontram-se disponíveis apenas amostragem exploratória de perfis de solo, e além disso, os mapas disponíveis, encontram-se em escalas grosseiras, normalmente, igual ou pior que 1:500.000, o que tende a tornar não realística a representação dos fenômenos hidráulicos modelados.

Frente às limitações expostas, optou-se pelo uso do modelo numérico do terreno *Height Above the Nearest Drainage* (HAND) em substituição ao mapa

convencional de solo. O HAND trata-se de um modelo quantitativo que normaliza a topografia em relação às alturas relativas ao longo da rede de drenagem (Figuras 3.9). Foi demonstrado que este modelo apresenta compatibilidade e significância hidrológica, topográfica e ecológica verificável em bacias hidrográficas (PINEDA, 2008). O modelo possui correlação significativa com a profundidade do lençol freático, fornecendo uma representação espacial precisa dos gradientes hídricos do solo, obedecendo topograficamente ao princípio físico do potencial de drenagem (RENNÓ et al., 2008; NOBRE et al., 2011).

O HAND foi calculado com base no MDS. A discretização das zonas equipotenciais (classes temática), relacionadas ao potencial gravitacional de drenagem e correlatas aos atributos físico-hídricos e texturais do solo, foram definidas pelo fatiamento do histograma de frequência e análise conjunta visual do *Topographic Wetness Index* (BÖHNER; SELIGE, 2006). Para isto, adotou-se a variação da combinação entre métodos personalizados para definição do número e intervalos de classes (manual, intervalos iguais, quantis, quebra natural ou Jenks, desvio padrão e intervalo geométrico) com amparo comparativo pelo mapa de solos elaborado para o estado de São Paulo em escala de 1:100.000 (ROSSI, 2017) e valendo-se da concepção dos distintos níveis hidromórficos e de fases do relevo, em conformidade com Nobre et al. (2011), Pineda (2008) e Rennó et al. (2008).

Figura 3.9 - Modelo numérico do terreno HAND.



Fonte: Produção do autor.

Os valores iniciais dos parâmetros de solo (Tabela 3.4) foram obtidos do banco de dados do próprio modelo, calculados para 13 classes texturais propostas por Zobler (1999) a partir de funções de pedotransferência (TOMASELLA; HODNETT, 1998, 2004; TOMASELLA; HODNETT; ROSSATO, 2000; TOMASELLA et al., 2003; DOYLE et al., 2013).

Tabela 3.4 - Parâmetros do solo necessário à modelagem.

Símbolo	Variáveis	Unidade
$K_{sat}$	Condutividade hidráulica saturada	mm.h <sup>-1</sup>
$\psi_b$	Pressão à qual o ar entra no solo (" <i>bubbling pressure</i> ") (K valores)	kPa
$\theta_c$	Umidade volumétrica na saturação (capacidade de campo)	m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>
$\theta_{wfp}$	Umidade volumétrica residual (ponto de murcha permanente)	m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>
$b$	Parâmetro "b" da curva de retenção de água no solo	-

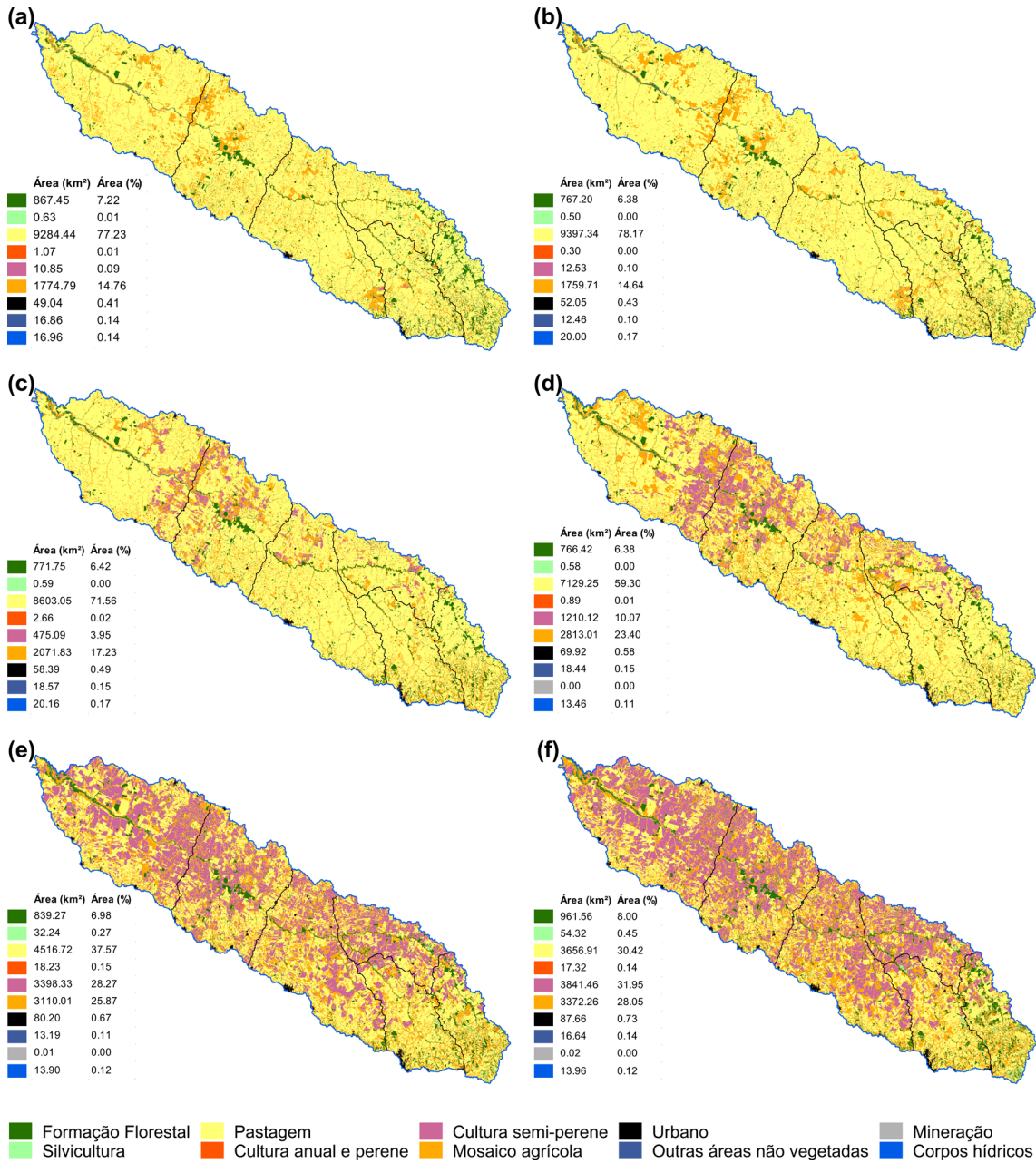
#### **3.4.4 Dados de uso e cobertura do solo**

Utilizou-se a série histórica completa da coleção 3.1 da série anual de uso e cobertura do solo do projeto MapBiomass (MAPBIOMAS, 2018), com período compreendido de 1985 a 2017. Das 20 classes da legenda, dez ocorreram na área de estudo, das quais seis foram eleitas para compor o mosaico de uso do solo do mapa temático final (Figuras 3.10 e 3.11), tanto pela representatividade espacial como pelo seu contexto na paisagem, sendo estas: formação florestal, pastagem, mosaico de agricultura, silvicultura, cana-de-açúcar (culturas semiperene) e infraestrutura urbana.

No mapa de uso e cobertura do solo, as classes desconsideradas foram eliminadas por reclassificação. Inicialmente realizou-se a poligonização dos mapas obtidos em formato GeoTIFF, para criação de cadeias multipoligonais, com limites suavizados, e submetidos à dissolução, o que permitiu a identificação categórica de atributos. Finalmente, procedeu-se com mesclagem dos polígonos a serem excluídos, definida pela união entre classes temáticas com propriedades semelhantes e preferencialmente de maior abundância relativa.

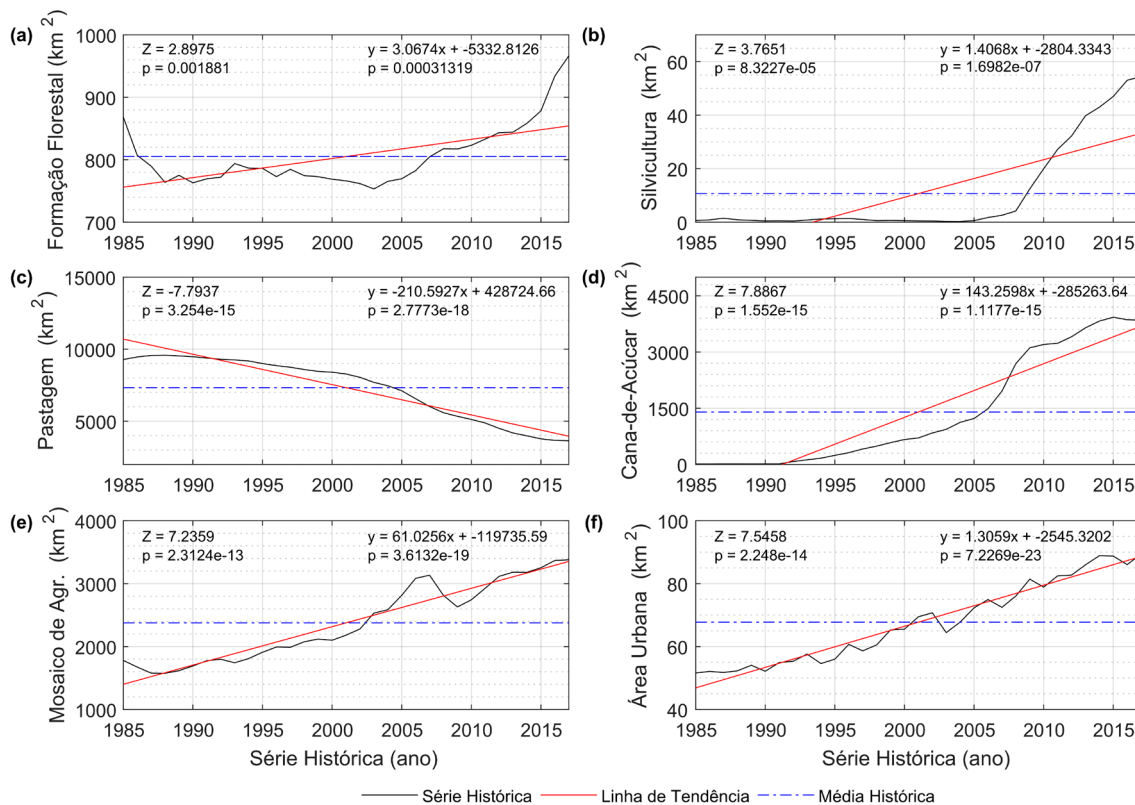


Figura 3.10 - Uso e cobertura do solo da BHRA. (a) a (f) uso e cobertura do solo para os anos de 1985, 1992, 1999, 2006, 2012 e 2017, respectivamente.



Fonte: Produção do autor.

Figura 3.11 - Série histórica anual de LUCC para a BHRA. (a) formação florestal, (b) silvicultura, (c) pastagem, (d) cana-de-açúcar, (e) mosaico da agricultura, (f) infraestrutura urbana. "p" (valor-p) corresponde ao nível de significância do parâmetro da regressão linear. "Z" teste de Mann Kendall sazonal.



Fonte: Produção do autor.

Os parâmetros de uso e cobertura do solo (Tabela 3.5), tal como os de solo, foram obtidos do banco de dados do próprio modelo, em passo de tempo mensal, e para cada classe temática (SELLERS et al., 1986; ARCOVA; CICCIO; ROCHA, 2003; CARNEIRO et al., 2008; CARAM, 2010; RODRIGUEZ, 2011; FREITAS; MAGALHÃES, 2012; STEIDLE NETO et al., 2012).



Tabela 3.5 - Parâmetros do uso e cobertura do solo necessário à modelagem.

Símbolo	Variáveis	Unidade
$c$	Fração de cobertura da vegetação	adm.*
$Z_{veg}$	Altura da vegetação	m
$\Delta Z$	Profundidade radicular	m
$IAF_o$	Índice de área folhar	$m^2.m^{-2}$
$\alpha_o$	Albedo	adm.
$D_o$	Plano de deslocamento zero	m
$Z_o$	Rugosidade	m
$rc$	Resistência superficial	$s.m^{-1}$
$S_c$	Capacidade máxima de armazenamento do dossel	mm
$EPR$	Razão da intensidade média de evaporação pela precipitação	adm.
$FR$	Fator de distribuição de raízes	adm.

\*Termo “adimensional” abreviado.

### 3.4.5 Etapas de processamento na modelagem hidrológica: aquecimento (*spin-up*), calibração e validação

A dimensão da série histórica compreendeu o intervalo de 37 anos de dados hidrometeorológicos diários (1980 a 2017) e 33 anos de LUCC anual (1985 a 2017). Além do fator disponibilidade de dados, a dimensão da série histórica foi definida com intuito de contemplar a variabilidade do fenômeno de estudo e também visando satisfazer a condição destacada por Arnold et al. (2012), que afirmaram ser necessário que a série de dados climáticos tenha dimensão superior a 10 anos para garantir a confiabilidade das simulações.

A dimensão da série de dados fluviométricos, compatibilizada entre estações, foi equivalente a 81% (1980 a 2010) da dimensão da série histórica definida para as simulações, sendo os dois anos iniciais destinados ao *spin-up* do modelo. Houve sérias restrições de dados fluviométricos devidos à ocorrência de longos períodos de falhas, principalmente para as estações de cabeceira, de forma que a série de menor dimensão apresentou aproximadamente dois anos de dados disponíveis para calibração. Quando comparada as estações com séries de maior dimensão os impactos foram perceptíveis na análise de qualidade das simulações. O período estabelecido para calibração correspondeu a 50% da série fluviométrica, no qual ocorreram importantes variações de LUCC, e com frequência média de falhas diárias de 11,09%, contra 33,87% para o período de validação (verificação).

O equilíbrio das condições da interface solo-vegetação-atmosfera, obtido por redistribuição célula a célula, só ocorre após a execução do modelo para determinado período de tempo no processo de aquecimento (*spin up*), e diferentemente do estado inicial destas condições, a condição final terá um estado mais realístico para cada classe de solo, profundidade do solo, uso e cobertura do solo e volume de água no canal, podendo-se então iniciar a parametrização do modelo por calibração. Neitsch et al. (2011), afirmam ser necessário no mínimo um ano, para garantir que as condições de umidade na bacia, inicialmente homogêneas, sejam redistribuídas. A recomendação dos autores foi considerada com o estabelecimento de dois anos para essa etapa.

Em consciência da inegável necessidade de ajuste dos parâmetros de entrada do modelo, por calibração, decidiu-se realizar tal procedimento com a noção de que, a possibilidade de uso da mais refinada técnica, ainda poderia deixar a desejar quanto à otimização dos parâmetros, devido especialmente aos seguintes fatores: complexa dinâmica de uso do solo; presença de fatores de complexa modelagem (barramentos, perda de água por meios não naturais como exploração em poços artesianos e/ou profundos, ou diretamente nos cursos de água, e alterações na quantidade de água devido à incompatibilidade entre divisor topográfico e freático); generalização de valores médios para variáveis de distribuição espacial contínua; elevada taxa de falhas na série de dados fluviométricos; estimativa de variáveis hidroclimáticas para preenchimento de falhas, obtenção de parâmetros de elevada complexidade de aquisição para uma bacia de macroescala; propagação de erros aleatórios; dentre outros.

A etapa de validação foi realizada com os 50% restante da série histórica dos dados não adotada durante a calibração. Uma vez que os resultados satisfizeram os limiares de índices diagnósticos de desempenho, o modelo foi tido como apto para prever as condições de LUCC, tal como observado por Bonumá (2011).

A Tabela 3.6 relaciona os parâmetros calibráveis do modelo hidrológico MDH-INPE e a amplitude com significado físico de ocorrência dos valores.

Tabela 3.6 - Variáveis de parametrização do modelo por calibração.

Parâmetro	Unidade	Intervalo	Significado Físico
$D_1$	m	0 - 2	Espessura da camada superior
$D_2$	m	0 - 30	Espessura da camada intermediária
$D_3$	m	0 - 100	Espessura da camada inferior
$K_{ss}$	m.dia <sup>-1</sup>	0.001 - 36	Condutividade hidráulica saturada de $D_1$
$T_{sub}$	m <sup>2</sup> .dia <sup>-1</sup>	0.01 - 100	Transmissividade máxima na camada inferior do solo
$\mu$	adm.	0.01 - 4	Redução de transmissividade pela espessura da zona saturada
$\alpha$	adm.	1 - 10.000	Coefficiente de anisotropia
$CSI$	%	0 - 100	Armazenamento mínimo subterrâneo para gerar escoamento
$C_{sup}$	dia <sup>-1</sup>	0.01 - 100	Parâmetro de roteamento para fluxo superficial e subsuperficial
$C_{sub}$	dia <sup>-1</sup>	0.001 - 100	Parâmetro de roteamento para fluxo base

\*Termo “adimensional” abreviado.

### 3.5 Seleção de índices diagnósticos de desempenho

Gupta e Sorooshian (1998), afirmam que, apesar da crescente popularidade dos modelos hidrológicos de base física, implementados computacionalmente, não se teve acompanhamento da solução quanto à identificação de “funções objetivo” idealmente compatível para dar suporte à calibração de tais modelos. Estabeleceram, também, um novo paradigma ao afirmarem que a disponibilidade de melhores e mais abundantes medidas de campo certamente não seriam suficientes para desconsiderar o procedimento de calibração, sustentados na necessidade de se reconhecer a natureza multiobjeto do modelo e seus respectivos erros. Após quase uma década do apelo feito pelos autores, foram desenvolvidas orientações mais abrangentes para uma fácil avaliação desses modelos, em termos de precisão dos dados simulados, em comparação com os respectivos dados observados.

Em função da necessidade de padronização das diretrizes de avaliação de modelos hidrológicos de base física, Moriasi et al. (2007), valendo-se de ampla revisão de literaturas relacionadas com calibração, validação e aplicações de modelos hidrológicos, determinaram técnicas estatísticas e gráficas para tal finalidade, e os respectivos intervalos de valores para o diagnóstico do desempenho em função das estatísticas recomendadas.

A similaridade entre o padrão de estimativa dos modelos foi quantificada com base nos índices estatísticos de análise de desempenho, recomendados por Moriasi et al. (2007), ou seja: percentual de tendência PBIAS, coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (NSE) e o RSR que associa o benefício de um

índice estatístico de erro (RMSE do inglês, *Root Mean Square Error*) e inclui o desvio padrão como fator de escalonamento, além dos respectivos intervalos de classificação de desempenho (Tabela 3.7).

O percentual de tendência PBIAS (Equação 8) possui clara capacidade de indicar o mau desempenho do modelo, com tendências expressas em porcentagem. Valores nulos de PBIAS indicam ausência de tendência nos dados, valores positivos indicam viés de superestimação, e negativos, viés de subestimação (GUPTA; SOROOSHIAN, 1998).

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs})} 100 \quad (3.8)$$

em que:

$n$  = número de observações;

$Y_i^{obs}$  = valores observados;

$Y_i^{sim}$  = valores simulados.

Historicamente, o RMSE (Equação 9) tem sido popular, em grande parte devido à sua relevância teórica na modelagem estatística (HYNDMAN; KOEHLER, 2006), o que permite ampla comparação bibliográfica, e por esse motivo, optou-se pelo seu uso na análise dos dados.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{n}} \quad (3.9)$$

O RMSE encontra-se na mesma unidade dos dados, isso se torna um fator limitante para comparações de variáveis em unidade de medida diferentes, ou de mesma unidade mas com diferentes grandezas. O Erro padrão médio normalizado (RSR) (Equação 10) associa o benefício de um índice estatístico de erro (RMSE) e inclui um fator de escalonamento ( $\sigma$ ). O RSR pode variar a partir de 0, onde o valor nulo indica ausência de variação residual, até um valor positivo, indicativo do oposto. Embora seja amplamente aceito que o modelo

apresenta melhor desempenho mediante baixos valores de RMSE, o RSR permite qualificar o que realmente é considerado um valor baixo desse índice, com base no desvio padrão das observações (MORIASI et al., 2007).

$$RSR = \frac{RMSE}{\sigma_{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{média})^2}} \quad (3.10)$$

em que:

RMSE = raiz do quadrado médio do erro;

$\sigma_{obs}$  = desvio padrão dos dados observados;

$Y^{média}$  = média dos valores observados.

O coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (NSE) (Equação 11) permite determinar a magnitude relativa da variância residual sob efeito de uma estatística normalizada. Este coeficiente varia de  $-\infty$  a 1, sendo a unidade, indicativa de perfeito ajuste entre os dados observados e simulados. Admite-se que valores entre 0 e 1 sejam indicativos de níveis aceitáveis de desempenho, e que valores negativos sejam indicativos de que o valor médio observado é melhor preditivo do que os valores simulados, sendo, portanto, um desempenho inaceitável do modelo (NASH; SUTCLIFFE, 1970).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{média})^2} = \frac{1}{n} \cdot \frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{\sigma_{obs}^2} = 1 - \frac{MSE}{\sigma_{obs}^2} \quad (3.11)$$

Tabela 3.7 - Classificações gerais de desempenho baseada em índices diagnósticos para dados mensais.

<b>Desempenho</b>	<b>RSR</b>	<b>NSE</b>	<b>PBIAS (%)</b>
Muito Bom	$0,00 \leq RSR \leq 0,50$	$0,75 < NSE \leq 1,00$	$PBIAS < \pm 10$
Bom	$0,50 < RSR \leq 0,60$	$0,65 < NSE \leq 0,75$	$\pm 10 \leq PBIAS < \pm 15$
Satisfatório	$0,60 < RSR \leq 0,70$	$0,50 < NSE \leq 0,65$	$\pm 15 \leq PBIAS < \pm 25$
Insatisfatório	$RSR > 0,70$	$NSE \leq 0,50$	$PBIAS \geq \pm 25$

Fonte: Moriasi et al. (2007).

Além daqueles citados por Moriasi et al. (2007), optou-se por apresentar os valores, também por estatísticas convencionalmente adotadas na literatura, visando, possibilitar ampla comparação com demais estudos.

O NSE tende a ser mais sensível às vazões extremas, o que pode resultar em mau ajuste nos períodos de recessão. Para compensar essa limitação, adotou-se coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe modificado (NSE') (Equação 12), que é menos sensível aos altos valores extremos que o NSE, devido às diferenças entre módulo, e também o coeficiente de eficiente de Nash e Sutcliffe dos logaritmos dos dados (NSE<sub>log</sub>) (Equação 13) que não apenas é menos sensível aos extremos, como também apresenta maior sensibilidade ao período de recessão.

$$NSE' = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |Y_i^{obs} - Y_i^{sim}|}{\sum_{i=1}^n |Y_i^{obs} - Y_i^{média}|} \quad (3.12)$$

$$NSE_{log} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\ln(Y_i^{obs}) - \ln(Y_i^{sim}))^2}{\sum_{i=1}^n (\ln(Y_i^{obs}) - \ln(Y_i^{média}))^2} \quad (3.13)$$

A inclinação ( $\beta_1$ ) e intercepto ( $\beta_0$ ) da reta, resultantes do ajuste de uma regressão linear entre os dados observados e simulados, são comumente utilizados para avaliação do desempenho de modelos, juntamente com o coeficiente de determinação ( $R^2$ ). A inclinação indica a relação relativa entre os valores simulados e medidos. O intercepto indica retardo ou avanço entre as previsões do modelo e os dados medidos, ou desalinhamento no conjunto de dados. O valor unitário da inclinação e nulo do intercepto é indicativo de perfeito ajuste dos dados (WILLMOTT, 1981). A análise desses parâmetros é feita sob a suposição de que os valores medidos e simulados estão relacionados linearmente, o que implica que toda a variação do erro está contida nos valores simulados e que os dados medidos estão livres de erros (WILLMOTT, 1981), o que dificilmente se observa na prática.

O  $R^2$ , assim como o coeficiente de correlação ( $r$ ), oferece informação sobre o grau de colinearidade entre os dados observados e simulações, fornecendo um diagnóstico da capacidade do modelo em reproduzir a forma e a distribuição do hidrograma (GUPTA et al., 2009). O  $r$ , que varia de -1 a 1 é um índice do grau de relação linear entre os dados observados e os simulados, com  $r = 0$ , representando a ausência de relacionamento linear e  $r = 1$  ou  $-1$ , um relacionamento linear positivo ou negativo perfeito. Por sua vez, o  $R^2$ , que varia de 0 a 1, representa a capacidade preditiva do modelo em explicar a variabilidade do fenômeno simulado, do qual valores mais altos são indicativos de menor variabilidade dos erros, e valores acima de 0,5 são tipicamente considerados aceitáveis (SANTHI et al., 2001; LIEW et al., 2003). Como o coeficiente de determinação é sensível aos máximos valores de vazões, os dados foram também, submetidos à transformação logarítmica ( $R^2_{\log}$ ), visando equilibrar o coeficiente, tornando-o mais sensível as vazões mínimas (RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016).

A análise dos dados, com base nos coeficientes  $r$  e  $R^2$ , foi feita levando em conta que essas estatísticas são supersensíveis a *outliers* e insensíveis a diferenças aditivas e proporcionais, e que o  $R^2$  deve estar associado a uma predição aceitável de  $\beta_1$  e  $\beta_0$  (LEGATES; MCCABE, 1999).

Além das estatísticas de desempenho, optou-se ainda, pela análise gráfica do hidrograma e curva de permanência, para comparações visuais dos dados simulados e medidos, que de acordo com Legates e McCabe (1999), são essenciais para a avaliação apropriada do modelo.

Os modelos hidrológicos não estão sujeitos às hipóteses que tornam válidos os modelos de regressão, no que se referem aos pressupostos da análise de resíduos, tais como distribuição normal, média zero, variância constante e independência. Ou seja, a violação desses pressupostos não limita a validação de um modelo hidrológico, entretanto, optou-se por realizar a análise de resíduos do modelo, de forma que essa conduza ao conhecimento mais profundo sobre a interatividade de seu funcionamento e a equifinalidade de suas variáveis.

A análise de consistência residual foi realizada pelo diagnóstico visual e por testes estatísticos, considerando-se, autocorrelação, variância inconstante dos resíduos (heterocedasticidade), não normalidade da distribuição de frequência, e ocorrência de *outliers* (Tabela 3.8). Foram avaliados graficamente os seguintes: (1) resíduos versus valores ajustados, para verificação da homocedasticidade do modelo ( $\sigma^2$  constante); (2) resíduos versus a ordem de registro dos dados, para verificação da hipótese de independência; (3); quantis dos resíduos versus os valores teóricos do quantil de uma distribuição normal padrão (análise da normalidade dos dados); (4) resíduos studentizados versus valores ajustados, para verificação da ocorrência de *outliers* nos dados ajustados; e (5) gráfico do Leverage (Diagonal da Matriz H), para verificação da ocorrência de *outliers* nos dados observados.

A definição do teste de normalidade foi realizada com base no trabalho de (RAZALI; WAH, 2011), que aponta o teste de Shapiro Wilk como o mais poderoso, entre os mais usuais (Kolmogorov-Smirnov, Lilliefors e Anderson-Darling), para análise de normalidade. A análise da distribuição normal dos resíduos padronizados foi realizada pelo teste de Shapiro Wilk (SHAPIRO; WILK, 1965), ao nível de 5% de significância sob a hipótese nula  $H_0$  que os resíduos são normalmente distribuídos, de forma que a presença de um p-valor pequeno (menor que 0,05) é indicativa da predição tendenciosa dos dados. Portanto,  $H_0$  será rejeitado, ao nível de significância  $\alpha$  se  $W_{\text{calculado}} < W\alpha$ .

O teste de Durbin-Watson é utilizado para detectar a presença de autocorrelação (dependência) nos resíduos. Este teste é baseado na suposição de que os erros são gerados por um processo autorregressivo de primeira ordem. O parâmetro de autocorrelação é denotado por  $\rho$ . A análise de independência foi realizada com o teste de Durbin-Watson, ao nível de 5% de probabilidade (com  $\alpha = \alpha/2$ ) sob a hipótese  $H_0$  de que a autocorrelação dos resíduos é nula, de forma que a presença de um p-valor pequeno (menor que 0,05) é indicativa de dependência dos resíduos. Sob a suposição de distúrbios normalmente distribuídos, a distribuição nula da estatística Durbin-Watson é a distribuição de uma combinação linear de variáveis qui-quadrado.



Homocedasticidade é o termo para designar variância constante dos erros para observações distintas. A análise de heterocedasticidade foi realizada com uso estatística Bruesch-Pagan estudada por Koenker (BP). Este teste foi aplicado ao nível de 5% de probabilidade sob a hipótese nula  $H_0$  de que as previsões do modelo são homocedasticas.

Tabela 3.8 - Testes de hipótese para análise dos resíduos.

Diagnóstico	Teste	Hipótese <sub>(<math>\alpha, n</math>)</sub>
Normalidade	Shapiro Wilk	$H_0$ : a amostra provém de uma população Normal $H_1$ : a amostra não provém de uma população Normal
Homocedasticidade	Breusch-Pagan	$H_0$ : $\sigma_1^2 = \sigma_2^2 = \dots = \sigma_n^2$ $H_1$ : pelo menos um dos $\sigma_i^2$ é diferente, $i=1, \dots, n$ .
Independência	Durbin-Watson	$H_0$ : $\rho = 0$ , em que $\rho$ é parâmetro de autocorrelação $H_1$ : $\rho \neq 0$ , existe autocorrelação (dependência)
<i>Outlier</i>	Resíduo Studentizado	$H_0$ : $\delta = 0$ , em que $\delta = E[Y_i - \hat{Y}_{i(i)}]$ $H_1$ : $\delta \neq 0$

### 3.6 Cenários de LUCC e a segurança hídrica

A análise dos dados concentrou-se em compreender como LUCC, especialmente a cana-de-açúcar, afeta o regime hidrológico da BHRA, considerando o incremento evapotranspirativo e a defasagem na vazão. Para tanto, foram consideradas as taxas de mudanças nesses componentes ao longo do processo de expansão da cultura em diferentes escalas de representação, dadas pelo cumulativo da área incremental de cada sub-bacia. Para isso, a série histórica de LUCC foi confrontada com o uso e cobertura do solo inicial da série, ou seja, referente ao ano de 1985, mantido constante durante toda a integração do modelo.

Os resultados obtidos a partir das simulações com o MHD-INPE foram confrontados com dados observacionais, considerando as trajetórias temporais da taxa de evapotranspiração em função do índice de escassez hídrica ao longo da curva do tipo Budyko, por meio do qual se avaliou a capacidade do modelo em acompanhar as tendências e magnitude das variações climáticas e antrópicas. E uma vez constatada sensibilidade do modelo, essa mesma abordagem foi realizada para ambos os cenários de LUCC e para casa sub-bacia.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Análise de desempenho das simulações

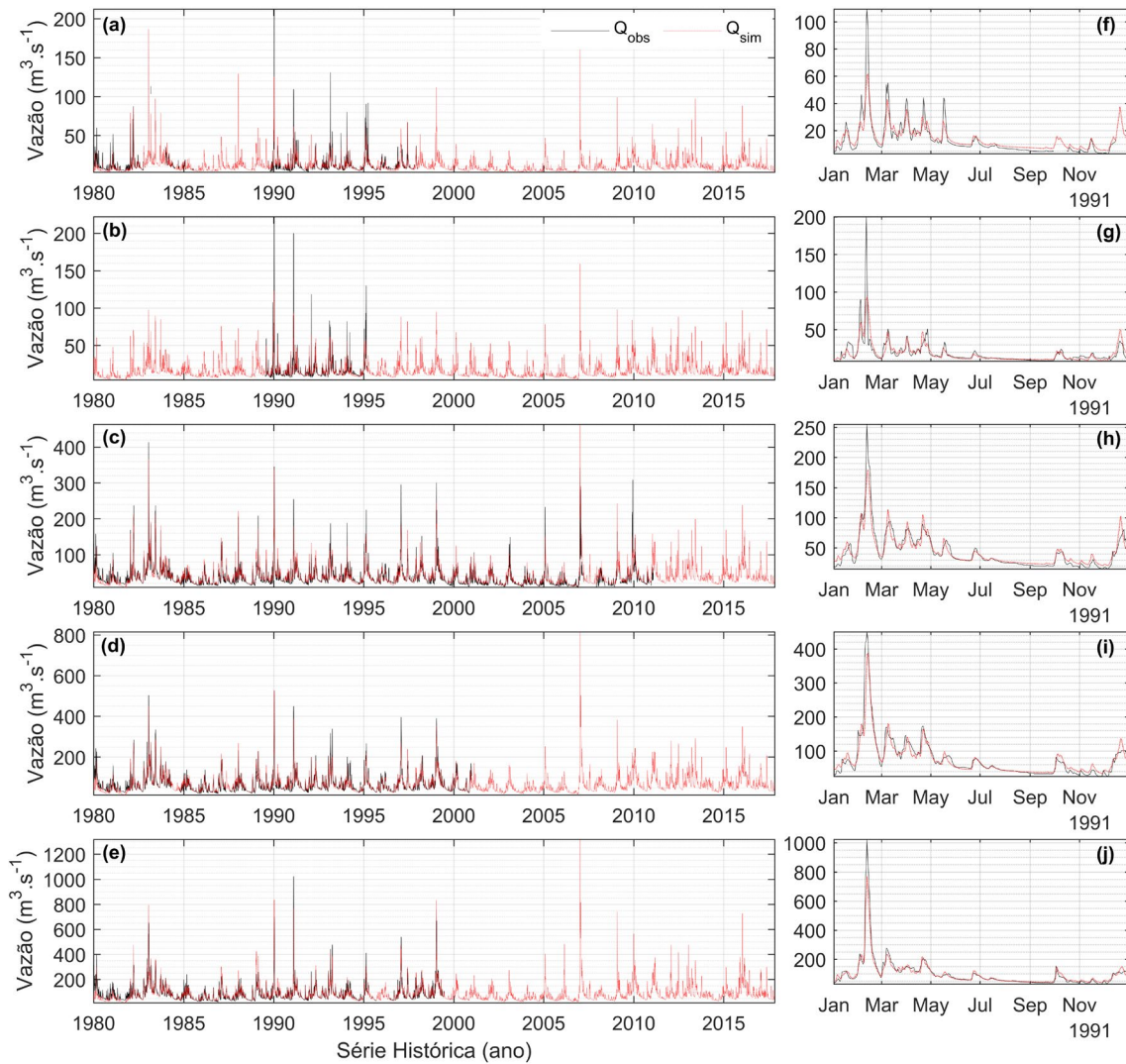
Os hidrogramas das vazões observadas e simuladas pelo modelo MHD-INPE, após os processos de calibração e validação, nos passos de tempo diário e mensal, são apresentados nas Figuras 4.1 e 4.2. A análise gráfica permitiu a constatação do elevado desempenho das simulações, que apresentaram aderência crescente com os dados observados, pelo aumento da área de contribuição. Apesar de longos períodos com dados ausentes, para ambas as bacias de cabeceira, evidenciou-se a capacidade do modelo em acompanhar as tendências dos picos e recessão. Sob uma primeira análise, tal restrição poderia ser apontada como o principal fator limitante para o desempenho do ajuste, entretanto, o melhor desempenho das simulações para bacias de jusante em relação às de cabeceiras, tem sido comumente constatado na maioria dos estudos (RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016; CASAGRANDE et al., 2017; DALAGNOL et al., 2017; NEGRÃO et al., 2017; VON RANDOW et al., 2019), o que pode ser atribuído: (1) à redução na propagação de erros devido ao refinamento no ajuste paramétrico do modelo; (2) à maior distinção de características pedológicas, geomorfológicas e topográficas das bacias de cabeceira em relação às de jusante; (3) aos efeitos de escala devido à dimensão relativa da área de contribuição; (4) aos efeitos de abstração da variabilidade espacial da pluviosidade por interpolação, que impactam mais fortemente as bacias de cabeceiras e que são compensados na maior escala; e (5) a não linearidade dos processos hidrológicos, com efeitos mais acentuados nas menores escalas.

Negrão et al. (2017) trabalharam com previsão de eventos extremos em sub-bacias do rio Paraíba do Sul da ordem de 796 km<sup>2</sup> a 1.950 km<sup>2</sup> obtendo coeficientes de NSE respectivos de 0,65 e 0,77. Tomasella et al. (2019), em estudos de previsão probabilística de inundações, realizaram simulações em bacias da ordem de 1.370 km<sup>2</sup> a 76.400 km<sup>2</sup>, com respectivos coeficientes de NSE de 0,678 e 0,925. Pela comparação destes e outros estudos (RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016; CASAGRANDE et al., 2017; DALAGNOL

et al., 2017; VON RANDOW et al., 2019), há indícios que a redução da propagação dos erros a jusante seja o fator de maior importância, dentre os anteriormente citados, em relação ao desempenho das simulações.

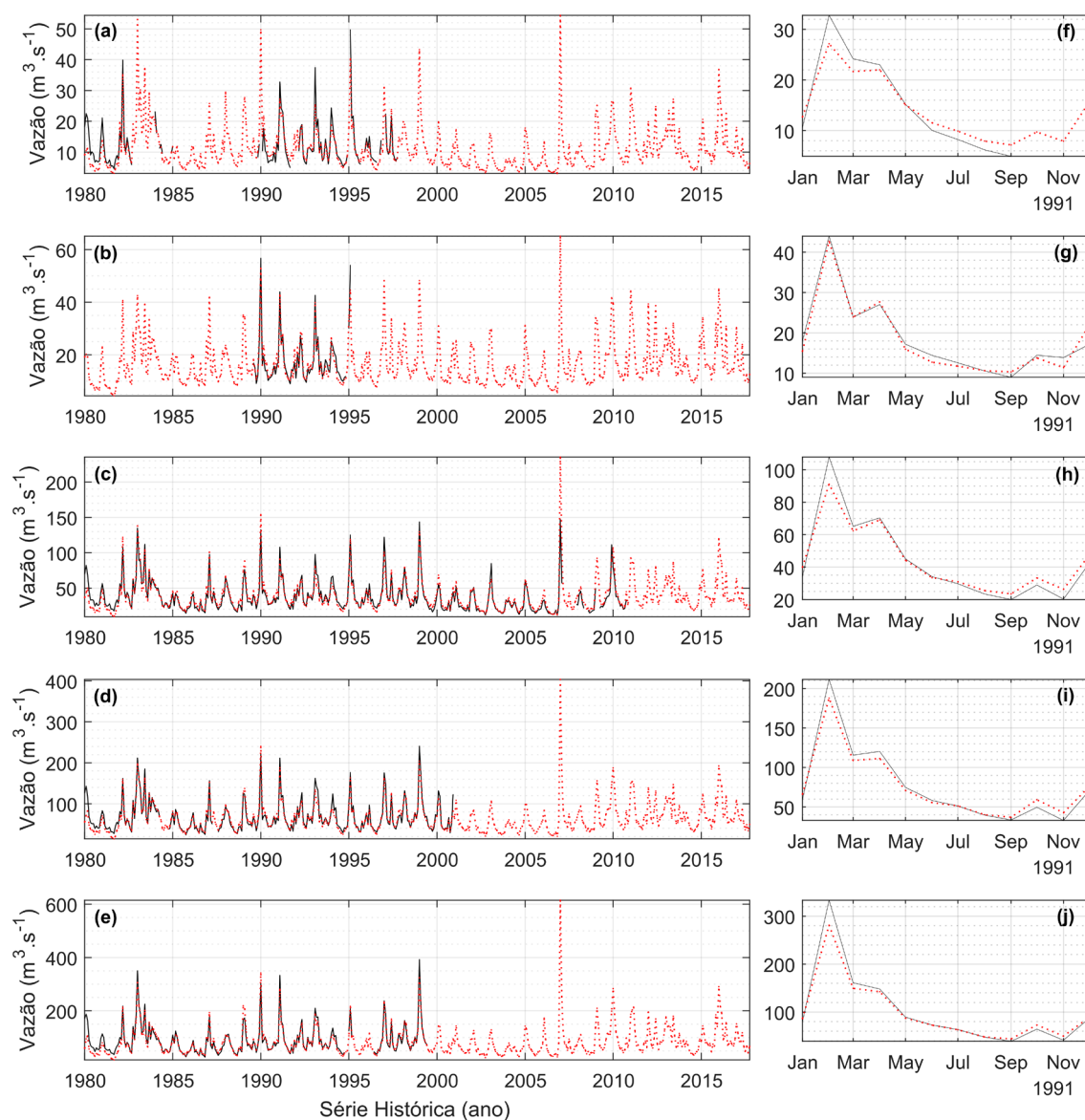
Para  $BH_{1,2}$  observaram-se, vieses mais pronunciados de superestimativa do escoamento de base na recessão da curva, enquanto a subestimativa das vazões de pico ocorreu de forma generalizada. A dificuldade de representar a curva de recessão também pôde ser observada nos trabalhos realizados por Cuo et al. (2006, 2008) e Pineda (2008). Para Cuo et al. (2006), a precisão do escoamento de base ou estimativas dos picos de vazão podem ser melhoradas individualmente, mas dificilmente se consegue resultados satisfatórios para ambos, teoria igualmente aceita e confirmada por Dymond et al. (2010), em seus estudos.

Figura 4.1 - Hidrogramas diários das sub-bacias hidrográficas, componentes da BHRA, e vazões observadas e simuladas. (a) a (e) BH<sub>1</sub> até BH<sub>5</sub>, (f) a (j) detalhe da série histórica no ano de 1991.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.2 - Hidrogramas mensais das sub-bacias hidrográficas, componentes da BHRA, e vazões observadas e simulada. (a) a (e) BH<sub>1</sub> até BH<sub>5</sub>, (f) a (j) detalhe da série histórica no ano de 1991.



Fonte: Produção do autor.

De forma geral, o desempenho das simulações, para ambas as etapas de calibração e validação, apresentaram índices diagnósticos com bom desempenho (Tabelas 4.1 e 4.2) segundo classificação de Moriasi et al. (2007). Os padrões e tendências mais notáveis entre as etapas de ajuste do modelo e entre sub-bacias foram abordados. Discutiu-se inicialmente a análise conjunta dos índices diagnósticos de desempenho em diferente escala temporal e posteriormente para as sub-bacias.

Devido suas características de formulação, o índice PBIAS expressa a razão entre o erro relativo acumulado e o total observado da variável analisada. Portanto, os resultados desse índice apresentaram diferença mínima para análise dos dados diários e mensais, com variação média da ordem de 4% a 7%, respectivamente para as etapas de calibração e validação, e com erros bidirecionais (p. ex., não necessariamente os dados mensais apresentaram menores erros). Por sofrer efeito de escala, o RMSE não foi considerado nesta análise. Devido a menor variabilidade temporal dos dados em passo de tempo mensal, os resultados observados para os demais índices foram superiores nesta resolução temporal quando comparados aos dados diários, o que é consistente com o esperado.

Os coeficientes NSE, NSE' e NSE<sub>log</sub>, foram, em média, para etapas de calibração e validação, 15%, 16% e 8% maiores, respectivamente, quando se comparou dados mensais em relação aos diários. Enquanto a amplitude de variação do NSE foi de 44% entre dados calibrados e validados, nos coeficientes de NSE' e NSE<sub>log</sub> foi apenas de 10% e 17%. Isso reflete a possibilidade de uma interpretação com ganho superestimado ao analisar o NSE individualmente, uma vez que o mesmo é sensível a vazões extremas. Dessa forma, considerando que o modelo apresentou limitações para estimar dados de vazões de pico, os resultados de NSE médio, muito superior na etapa de validação para dados mensais, são consequência, principalmente, da redução na magnitude das vazões de pico ao longo desse intervalo de tempo quando comparado com a série destinada à calibração. No que concerne ao RSR, observou-se que, apesar da expressiva melhoria para dados mensais em relação a diários, com redução média em -36% do erro, a variação entre as etapas de ajuste do modelo (calibração e validação) foi de -0,74%. Em suma, para uma análise multitemporal, livre das tendências provocadas por variações de frequência e/ou magnitude de vazões extremas, deve-se preferir o RSR em detrimento dos demais coeficientes discutidos.

Os coeficientes de colinearidade  $R^2$  e  $r$  apresentaram ganho médio de 15% e 7%, respectivamente, no passo de tempo mensal. E melhorias foram observadas no  $\beta_0$  (redução média de -37%), e  $\beta_1$  (ganho médio de 11%). Por

tratar-se de um coeficiente sob menor influência dos picos de vazão, o  $R^2_{\log}$  apresentou mínima variação entre as etapas de calibração e validação para os dados diários (0,858 e 0,856) e mensais (0,923 e 0,932), com ganho médio de 8%. O mesmo não foi observado para o  $R^2$ , que apresentou ganho médio de 15%, ou seja, superior ao  $R^2_{\log}$  em 86%. Assim sendo, tal como o RSR, o  $R^2_{\log}$  também deve ser preferido para esse tipo de análise em detrimento ao  $R^2$ , devido, principalmente, a sensibilidade em relação à frequência e amplitude de variação dos dados.

Na classificação geral de desempenho baseada em índices diagnósticos para dados mensais (MORIASI et al., 2007), apenas as BH<sub>2,3</sub>, na etapa de validação, foram classificadas com bom desempenho, sendo que, para os demais casos, todas as bacias apresentaram muito bom desempenho, ou seja, dentro do intervalo de maior rigor qualitativo no ranking considerado. Observações de vazões máximas estiveram disponíveis para ajuste da curva-chave, conduzindo ao mínimo de incertezas relativas aos métodos de extrapolação adotados. A série histórica de falhas nos dados de precipitação, para o período de calibração da BH<sub>2,3</sub>, foi a de menor proporção histórica, e a distribuição da rede de estações pluviométricas apresenta boa regularidade espacial. Mediante ao exposto, atribui-se a reduzida dimensão da série de dados para calibração, como fator preponderante no menor desempenho obtido para as bacias de cabeceira.

Houve redução de precisão do modelo na fase de validação, em comparação com a fase de calibração para a maioria das bacias, expresso em todos os índices diagnósticos. Entretanto, não se pode afirmar que o período de dados incógnito para o modelo, com índices estatísticos inferiores àqueles calibrados, seja consequência de má especificação, calibração incorreta ou insuficiente, limitações da representação de processos ou dos fenômenos físicos; entendendo-se, porém, que se trata de um comportamento relativo, que está sujeito a múltiplos fatores, tais como: dimensão da série dispendida para cada etapa, variabilidade das variáveis climatológicas, alteração na densidade da rede de estações ao longo do tempo, períodos com distintas proporções de falhas nos dados, dinâmica de LUCG, dentre outras. Tais fatores podem ser

reduzidos pelo uso de séries com períodos intercalados, que considerem proporcionalmente a variabilidade espaço-temporal na bacia dos processos contemplados pelo modelo. Em concordância com as afirmações prestadas, uma análise de vários trabalhos no Brasil (COLLISCHONN, 2001; NETO et al., 2008; CARAM, 2010; RODRIGUEZ, 2011; MOHOR et al., 2015; CASAGRANDE et al., 2017; TOMASELLA et al., 2019) e no exterior (CUO et al., 2006, 2008, 2009; THANAPAKPAWIN et al., 2006; DYMOND et al., 2014), não conduziram a conclusões sobre quaisquer padrões que indicassem que os períodos de calibração resultassem em melhor desempenho que o de validação.

Na análise dos dados em passo de tempo diário, os coeficientes de NSE, NSE' e NSE<sub>log</sub> resultaram nos menores valores para a BH<sub>2</sub> e maiores para a BH<sub>5</sub>, com efeito semelhante observado em outros índices (p. ex., RSR, R<sup>2</sup>, R<sup>2</sup><sub>log</sub> e r). O NSE apresentou maior amplitude de variação entre as sub-bacias nas etapas de calibração e validação, com variação máxima observada para BH<sub>3</sub>, de 0,873 e 0,725, respectivamente, porém para a BH<sub>5</sub>, os resultados diferiram apenas na terceira casa decimal. Por ser mais sensível à vazão de recessão, o NSE<sub>log</sub>, apresentou-se superior aos demais, e com a menor amplitude de variação nas etapas de ajustes do modelo, com valores da ordem de 0,782 a 0,911, contra 0,57 a 0,69 para NSE', refletindo a capacidade do modelo em simular dados de vazões mínimas e a limitações na simulação de vazões máximas.

A frequência de vazões de pico, subestimadas na etapa de calibração e constatadas pelos resultados obtidos via PBIAS, podem ser observadas visualmente no hidrograma da BH<sub>3</sub> (série de dados observados mais extensa).

Os índices de colinearidade apresentaram tendências idênticas entre as bacias para uma mesma etapa de ajuste do modelo, tal como esperado, visto que se tratam do mesmo valor em diferentes potências. Com base no R<sup>2</sup>, o modelo foi capaz de explicar 88% da variabilidade do fenômeno estudado para a BH<sub>5</sub> com 93% de correlação entre os dados observados e estimados. Para o R<sup>2</sup><sub>log</sub> a variabilidade do fenômeno foi explicada em 91% do total. Apesar da ampla



diferença dos valores entre bacias, os parâmetros  $\beta_0$  e  $\beta_1$  apresentaram mínima amplitude de variação entre as etapas de ajuste do modelo, sendo o melhor resultado obtido para BH<sub>3</sub> com valores perspectivos de 3,817 e 0,946, porém, tal como as demais bacias, houve superestimativa dos valores mínimos e subestimativa dos valores máximos.

Os resultados da calibração do MDH-INPE para as variáveis pedológicas de cada bacia são apresentados no Apêndice J.

Tabela 4.1 - Índices diagnósticos de desempenho da etapa de calibração do MHD-INPE.

BH	Tempo	NSE	NSE'	NSE <sub>log</sub>	PBIAS	RMSE	RSR	R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup> <sub>log</sub>	$\beta_0$	$\beta_1$	r
1	Diário	0.784	0.570	0.782	-1.126	5.655	0.465	0.799	0.808	4.078	0.689	0.894*
	Mensal	0.861	0.606	0.838	-1.835	2.625	0.373	0.890	0.868	3.535	0.732	0.943*
2	Diário	0.726	0.523	0.761	-3.203	7.607	0.524	0.728	0.780	5.773	0.698	0.853*
	Mensal	0.935	0.684	0.883	-3.156	2.238	0.254	0.939	0.893	1.808	0.928	0.969*
3	Diário	0.873	0.661	0.878	-3.983	10.296	0.357	0.881	0.891	3.817	0.946	0.939*
	Mensal	0.935	0.731	0.925	-3.881	5.714	0.254	0.942	0.940	2.633	0.975	0.970*
4	Diário	0.877	0.681	0.890	-1.365	17.328	0.351	0.878	0.899	11.368	0.850	0.937*
	Mensal	0.951	0.781	0.948	-1.282	8.618	0.221	0.955	0.955	7.921	0.900	0.977*
5	Diário	0.877	0.698	0.911	-0.360	24.414	0.350	0.878	0.914	9.939	0.892	0.937*
	Mensal	0.954	0.795	0.957	-0.330	11.882	0.215	0.955	0.959	7.147	0.923	0.977*

\* p-valor estatisticamente significativo (p < 0,05).

Tabela 4.2 - Índices diagnósticos de desempenho da etapa de validação do MHD-INPE.

BH	Tempo	NSE	NSE'	NSE <sub>log</sub>	PBIAS	RMSE	RSR	R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup> <sub>log</sub>	$\beta_0$	$\beta_1$	r
1	Diário	0.741	0.616	0.800	10.987	4.876	0.509	0.767	0.852	2.356	0.694	0.876*
	Mensal	0.909	0.692	0.858	10.285	2.351	0.301	0.955	0.912	0.992	0.815	0.977*
2	Diário	0.654	0.503	0.742	9.178	8.569	0.588	0.669	0.816	4.846	0.654	0.818*
	Mensal	0.907	0.667	0.880	10.287	3.566	0.304	0.940	0.961	0.168	0.889	0.970*
3	Diário	0.725	0.584	0.818	-7.754	14.159	0.524	0.772	0.844	4.668	0.941	0.879*
	Mensal	0.811	0.655	0.888	-6.622	9.554	0.434	0.853	0.908	1.710	1.016	0.924*
4	Diário	0.842	0.661	0.862	4.815	18.404	0.398	0.853	0.865	11.621	0.783	0.923*
	Mensal	0.924	0.758	0.926	4.992	10.875	0.276	0.944	0.932	7.971	0.835	0.972*
5	Diário	0.875	0.692	0.899	2.757	26.687	0.354	0.876	0.904	10.317	0.867	0.936*
	Mensal	0.953	0.784	0.944	2.576	13.919	0.218	0.961	0.949	9.280	0.882	0.980*

\* p-valor estatisticamente significativo (p < 0,05).

## 4.2 Análise estatística dos resíduos das estimativas

A Figura 4.3 concilia, para todas as bacias, a análise de dispersão dos dados observados contra os simulados e a dispersão dos resíduos, tanto em função do tempo como da própria variável, para toda a série histórica excluindo-se o período de *spin-up*.

Os dados de vazão incluíram amplitude de valores entre  $3 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  a  $213 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  para BH<sub>1</sub>, e  $21 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  a  $1.023 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  para BH<sub>5</sub>, com respectivas médias e desvios de  $12 \pm 11 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  e  $90 \pm 70 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ . De forma geral, o modelo foi capaz de simular a variabilidade de todas as bacias, com alta concordância com os dados medidos (Figura 4.3a até 4.3e) explicando em até 88% a variabilidade do fenômeno para a BH<sub>5</sub>, expresso por meio do R<sup>2</sup>.

O modelo apresentou maiores limitações para representar a variabilidade dos dados na BH<sub>2</sub>, que possui área de  $1.090 \text{ km}^2$  ou 9% da BHRA, e contou com menos de três anos da série de dados para calibração (excluindo-se o *spin-up*). Por sua vez, para a BH<sub>1</sub>, se dispôs de cinco anos de dados para a calibração, e apesar de possuir características equivalentes a BH<sub>2</sub> (contíguas, cabeceira, características edáficas e de LUCC semelhantes), o ajuste dos dados mostrou-se superior. Concluiu-se que o fator determinante para a qualidade das estimativas entre essas bacias esteve relacionado à disponibilidade de dados, e não à escala de estudo, ou seja, um melhor ajuste pode ser esperado com séries de dados mais longas. No entanto, conforme considerado anteriormente, as bacias de maior escala apresentaram ajuste superior, ainda que dispendo de séries gradativamente menores. As dispersões mais baixas foram observadas para BH<sub>5</sub> e o menor viés para a BH<sub>3</sub>, com a linha de tendência muito próxima da linha 1:1.

As observações concentraram-se, mais frequentemente, nas vazões em torno do primeiro terço da amplitude dos dados, a partir de onde a dispersão em torno da linha de tendência mostrou-se crescente, com erros absolutos da ordem de  $\pm 200 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  e relativos de 100% para a BH<sub>5</sub>. Para todos os casos, houve, em média, superestimativa das vazões mínimas e subestimativa das vazões máximas.

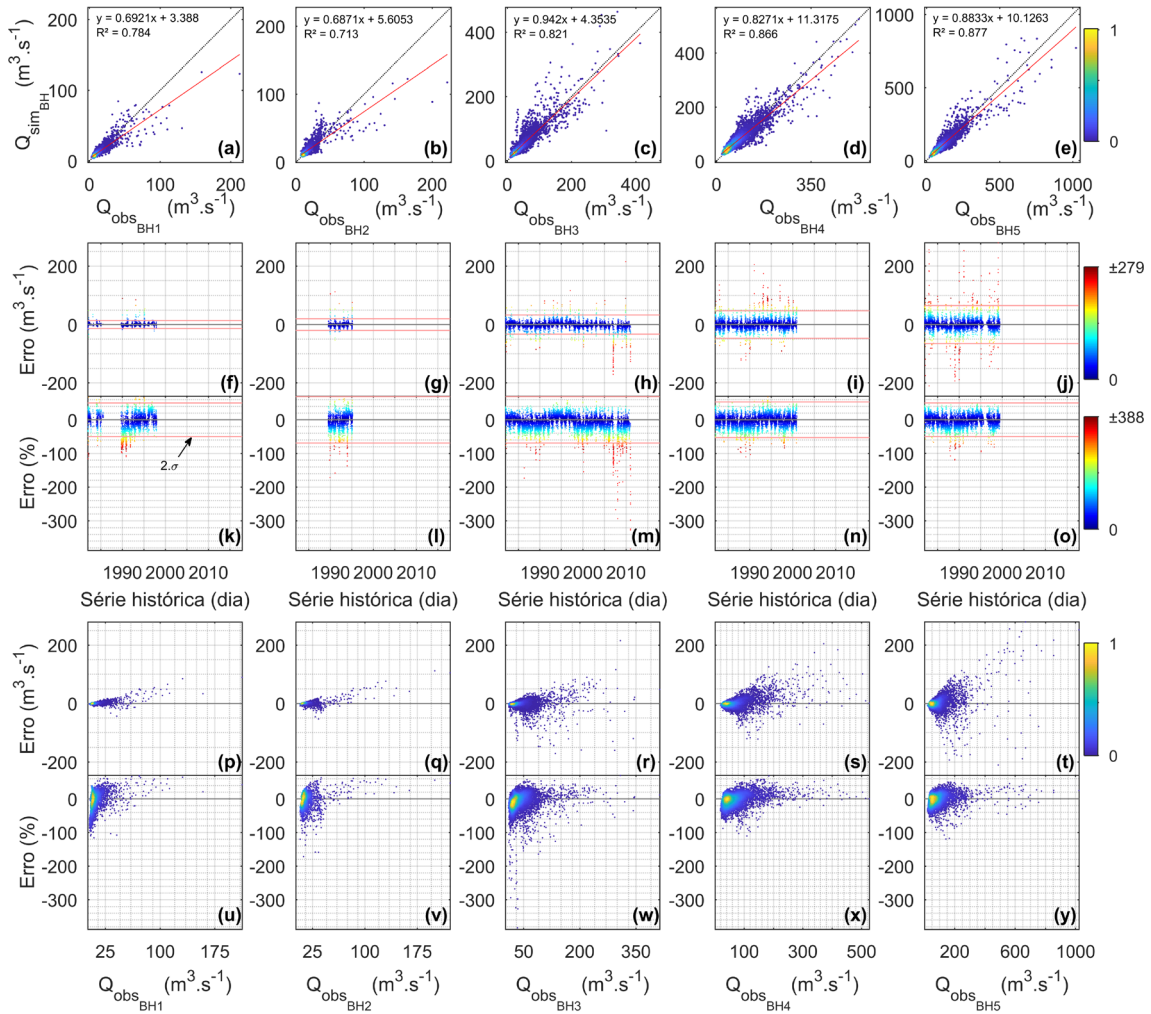
A suposição de independência dos resíduos foi verificada pelos testes Durbin–Watson, considerando a análise do gráfico de resíduos contra o tempo (Figura 4.3f até 4.3o). A análise visual dos resíduos absolutos (Figura 4.3f até 4.3j) indicou que os mesmos estiverem situados homogeneamente, em torno de uma faixa horizontal, centrada em 0, com amplitude de dois desvios padrão, o que visualmente indica validade das suposições de independência. Por outro lado, a análise dos resíduos relativos (Figura 4.3k até 4.3o) indicou a presença de sequências positivas e negativas com padrões de alternância temporal (autocorrelação positiva), de forma que a magnitude de um resíduo influencia a magnitude do resíduo seguinte, explicitamente representados entre os anos de 1990 a 1995 para BH<sub>1</sub>, e entre 1985 a 2005 para BH<sub>3</sub> com formações de picos (1995) e vales (1990 e 2000) alternadamente, indicando que os dados possuem estrutura temporal que não foi captada pelo modelo. O teste de Durbin–Watson apresentou estatística que não satisfaz a condição de independência e p-valor  $< \alpha = 0,05$  (Tabela 4.3). Assim, pode-se afirmar com nível de significância de 5% que os erros são autocorrelacionados.

A validade da suposição de homogeneidade de variâncias dos resíduos foi verificada pelo teste de Bruesch-Pagan, concomitantemente à análise gráfica dos resíduos contra os dados observados (Figura 4.3p até 4.3t). O padrão de dispersão analisado apresentou-se tendenciosamente crescente com o aumento dos valores observados. A manutenção da escala gráfica permitiu constatar que a proporção do aumento do erro, correspondeu à amplitude dos valores observados, porém, na comparação entre bacias, os resíduos conservaram proporção média relativa equivalente (Figura 4.3u até 4.3y). A análise de ambos os gráficos permitiu considerar a dispersão conjunta dos erros, tanto em magnitude como frequência dos dados relativos e absolutos. Isto conduziu a constatação que, absolutamente, a menor dispersão dos dados concentrou-se nas vazões mínimas, com aumento na amplitude de variação para vazões máximas, porém, ao observar-se o gráfico de resíduos relativos, constatou-se inversão no padrão de dispersão, ou seja, a proporção dos erros relativos mínimos são, em média, superiores aquelas observadas para os erros máximos. O teste de Bruesch-Pagan apresentou estatística que não satisfaz a

condição de homocedasticidade e p-valor  $< \alpha = 0,05$  (Tabela 4.3). Assim, pode-se afirmar, com nível de significância de 5%, que os erros são heterocedásticos.

Em escala de tempo reduzida (p. ex., horária ou diária) maiores amplitudes dos resíduos para vazões máximas podem representar sérios problemas, o que é explicitado nos gráficos de valores absolutos, com erros superiores a  $\pm 250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  para BH<sub>5</sub>. Todavia, para dados cumulativos (p. ex., mensais ou anuais) a implicação da má estimativa de vazões mínimas pode ser considerada mais crítica as de vazões máximas, uma vez que possuem frequência de ocorrência significativamente maior, e relativamente, apresentaram amplitude igual superior as das vazões máximas (Figura 4.3u a 4.3y), com valores próximos de 400% para a BH<sub>3</sub> e de até 100% para as demais bacias. Assim sendo, o melhor ajuste é aquele que consorcie tanto a distribuição homogenia dos erros absolutos como relativos ao longo dos dados observados.

Figura 4.3 - Análise de ajuste dos dados e dispersão dos resíduos.



Fonte: Produção do autor.

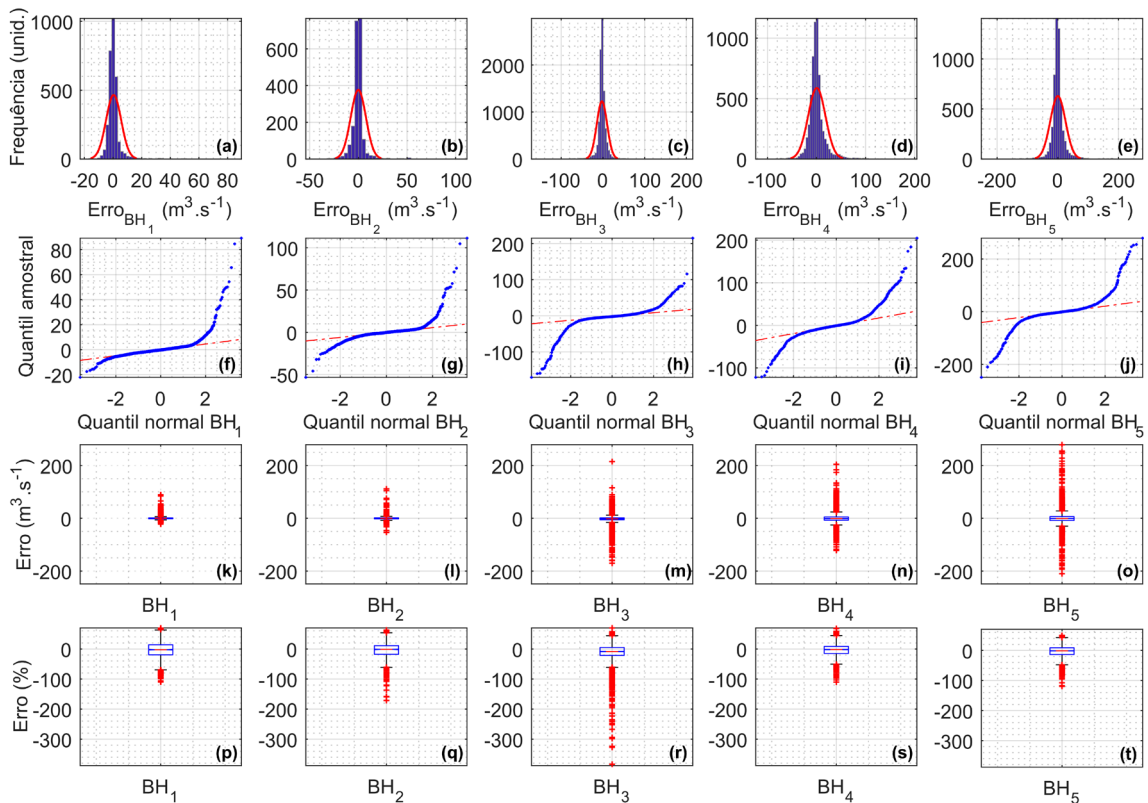
Para melhor compreensão do comportamento nos padrões de dispersão dos resíduos, adotou-se a análise gráfica de distribuição de frequência absoluta, de quantis-quantis, e boxplot dos dados absolutos e relativos (Figura 4.4).

Os coeficientes de assimetria ( $g$ ) (Tabela 4.4) variaram entre -2,19 para BH<sub>3</sub> a 5,75 para BH<sub>1</sub>, com a menor assimetria observada para BH<sub>5</sub>, de 0,96. Ressalta-se que uma distribuição hipotética, perfeitamente simétrica apresentaria o valor 0 para  $g$ . Tanto o sinal de  $g$  como a posição da média e mediana no abcissa da distribuição de frequência indicam assimetria negativa para BH<sub>3</sub> e positiva para as demais. Os coeficientes de curtose ( $k$ ) > 3 foram indicativos da distribuição de frequência do tipo leptocurtica, com excesso de curtose ( $K_e$ ) excedendo  $k$

com valor máximo de 70,15 para BH<sub>1</sub> e de 14,62 para BH<sub>4</sub>, portanto com elevado nível de aglomeração em torno da moda.

O teste de Shapiro Wilk foi adotado para identificação da aderência entre a distribuição dos erros e uma distribuição empírica normal padrão. O teste apresentou estatística que não satisfaz a condição de normalidade e p-valor <  $\alpha = 0,05$  (Tabela 4.3). Assim, podemos afirmar com nível de significância de 5% que os erros não provêm de uma população normal.

Figura 4.4 - Análise de dispersão dos resíduos. (a) a (e) histograma com densidade normal ajustada sobreposta, (f) a (j) gráficos empíricos de quantil-quantil, (k) a (o) boxplot de resíduos absolutos, e (p) a (t) boxplot de resíduos relativos.



Fonte: Produção do autor.

Tabela 4.3 - Análise estatística dos resíduos.

BH	Diagnóstico	Estatística	p-valor	Resultado
1	Normalidade	w 0.585	0	H <sub>1</sub>
	Independência	dw 0.534	0	H <sub>1</sub>
	Homocedasticidade	BP 892.2	0	H <sub>1</sub>
2	Normalidade	w 0.610	0	H <sub>1</sub>
	Independência	dw 0.597	0	H <sub>1</sub>
	Homocedasticidade	BP 577.77	0	H <sub>1</sub>
3	Normalidade	w 0.828	0	H <sub>1</sub>
	Independência	dw 0.337	0	H <sub>1</sub>
	Homocedasticidade	BP 1359	0	H <sub>1</sub>
4	Normalidade	w 0.802	0	H <sub>1</sub>
	Independência	dw 0.328	0	H <sub>1</sub>
	Homocedasticidade	BP 1143	0	H <sub>1</sub>
5	Normalidade	w 0.727	0	H <sub>1</sub>
	Independência	dw 0.358	0	H <sub>1</sub>
	Homocedasticidade	BP 1536.7	0	H <sub>1</sub>

O resumo da análise estatística descritiva das medidas de tendência central e de variabilidade encontra-se na Tabela 4.4.

Tabela 4.4 - Estatística descritiva dos resíduos.

Estatística Amostral	Notação	BH <sub>1</sub>	BH <sub>2</sub>	BH <sub>3</sub>	BH <sub>4</sub>	BH <sub>5</sub>	Unidade
Média	$\bar{x}$	0.43	-0.08	-2.21	0.67	0.50	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Moda	mod.	0.40	-0.68	4.02	-4.69	1.61	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Mínimo	min.	-43.78	-53.38	-170.47	-122.08	-249.44	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Primeiro Quartil	Q <sub>1</sub>	-1.66	-2.22	-5.38	-7.06	-7.95	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Mediana	med.	-0.10	-0.19	-1.99	-0.93	-0.61	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Terceiro Quartil	Q <sub>3</sub>	1.46	1.68	1.72	5.14	6.57	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Máximo	máx.	89.26	111.50	214.99	204.70	278.98	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Amplitude	A	133.04	164.87	385.46	326.79	528.43	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Amplitude Interquartil	AIQ	3.12	3.90	7.10	12.20	14.51	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Desvio Absoluto Médio	d	2.64	3.74	6.39	10.69	13.59	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Variância	$\sigma^2$	28.62	61.00	154.94	314.49	627.33	(m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ) <sup>2</sup>
Desvio padrão	$\sigma$	5.35	7.81	12.45	17.73	25.05	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Erro padrão da média	$S_{\bar{x}}$	0.09	0.17	0.12	0.22	0.32	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Erro padrão relativo	E	21.65	-228.26	-5.60	32.32	64.99	%
Erro padrão relativo	$E_{(\alpha:0,05, n-1gl)}$	42.44	-447.65	-10.98	63.36	127.41	%
Intervalo de Confiança	IC	0.18	0.34	0.24	0.42	0.63	m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup>
Coefficiente de Variação	CV	1253.03	-10327.41	-564.36	2646.72	5034.41	%
Coefficiente de Assimetria	g	5.75	4.60	-2.19	1.65	0.96	adm.*
Coefficiente de Curtose	K	73.15	57.61	45.33	17.62	28.28	adm.
Excesso de Curtose	k <sub>e</sub>	70.15	54.61	42.33	14.62	25.28	adm.
Total amostral	n	3351	2047	10157	6705	6000	unid.**

\*Abreviação do termo “adimensional”.

\*\* Abreviação do termo “unidade”.

Além das limitações funcionais oriundas da modelagem muitos são os fatores não modelados, o que resulta em limitações na representação dos processos hidrológicos em bacias hidrográficas, dos quais se citam:

- a) Regime fluviométrico não natural: existência de múltiplos açudes distribuídos ao longo da bacia e ocorrência de um aproveitamento hidroelétrico no curso d'água principal, denominado UHE Porto Primavera Salto Carlos Botelho de código ANA 63170100, com área de contribuição de 7.660 km<sup>2</sup>, correspondendo a 63,71% da BHRA;
- b) Descontinuidade temporal da biodinâmica vegetal: o MHD-INPE não possui sub-rotina para modelagem de processos biodinâmicos, como ciclos de culturas anuais e perenes, estando sujeito à atribuição de um valor médio de tais parâmetros. Apesar da utilização de mapas temáticos representativos quanto das LUCC, os parâmetros biofísicos das diversas classes foram obtidos de múltiplas fontes bibliográficas e mantidos constantes ao longo da série histórica;
- c) Representação temática com mudança abrupta das classes de solo: as propriedades edáficas ocorrem de forma contínua no espaço; porém, como o levantamento dos dados exigidos pelo modelo, ainda que de forma exploratória, é de elevado ônus, pouco pode ser feito frente a este problema, já que dificilmente o procedimento considerado ideal apresentará uma relação custo/benefício aceitável;
- d) Má representatividade e imprecisão dos dados de entrada: ainda que o usuário seja metucioso durante os processos de obtenção dos dados de entrada e configuração do modelo, este não está totalmente livre dos riscos de incorrer no uso de dados imprecisos ou dispor de amostras de baixa densidade, má distribuída no espaço e tempo.

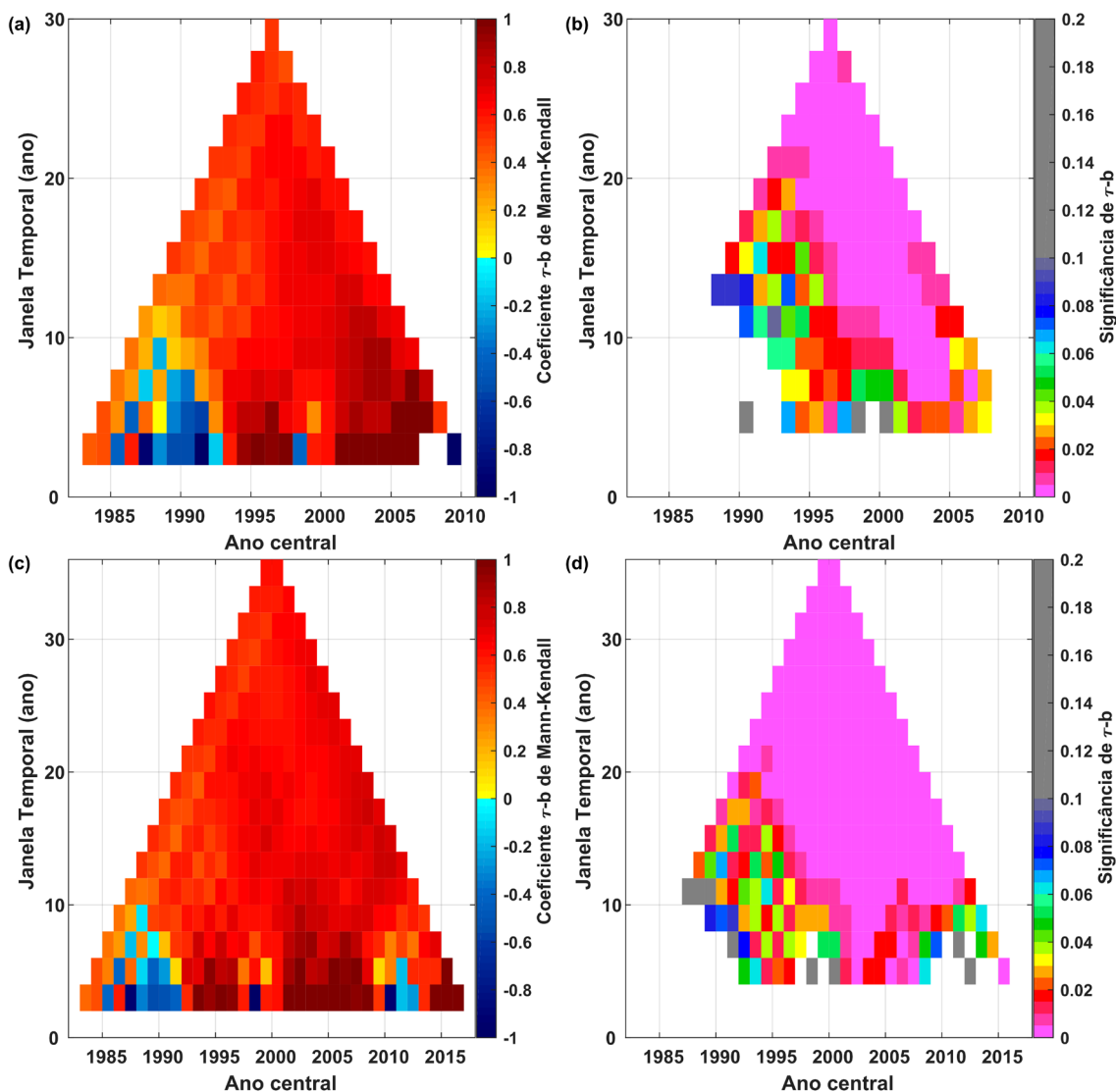
### **4.3 Estacionariedade das séries hidrometeorológicas**

A análise comparativa entre os dados observacionais e aqueles obtidos por modelagem hidrológica com o MHD-INPE foi realizada com o modelo conceitual de Budyko, considerando a dispersão e trajetória temporal em função das alterações climáticas e de LUCC nas bacias.



A Figura 4.5 permite contemplar todo o espectro de valores de correlações do coeficiente  $\tau$ -b de Mann-Kendall (SNEYERS, 1990), por meio da análise global de série temporal com janela de dimensão variável (Figura 4.5a,c) e suas respectivas significâncias (Figura 4.5b,d), fornecendo a melhor descrição quantitativa das peculiaridades entre as variáveis  $\overline{Et}_r$  e  $\overline{P} - \overline{Q}$ . A série de dados considerada foi a da BH<sub>3</sub>, com dimensão de 30 anos (1980 a 2010) para os dados observados, mas reduzida para 28 (1982 a 2010, Figura 4.5a,b), devido à exclusão do primeiro ano pela definição do ano hidrológico (iniciando no mês 10), e ainda dos dois primeiros anos destinados para o *spin-up*. Para os dados simulados, contemplou-se a série completa (1982 a 2017, Figura 4.5c,d). Janelas a partir de 10 anos apresentaram correlação positiva e significativa na maioria dos pares para ambas as combinações e, portanto a mesma foi definida como a opção para as análises subsequentes.

Figura 4.5 - Análise global de série temporal com janela de dimensão variável para as séries anuais e sazonais. A abscissa representa a largura da janela, e a ordenada representa os anos centrais das janelas. (a) correlação entre  $\overline{Et}_r$  e  $\bar{P} - \bar{Q}_{obs}$ . (c) correlação entre  $\overline{Et}_r$  e  $\bar{P} - \bar{Q}_{sim}$  e (b) e (d) respectivas significâncias de  $\tau$ -b de Mann-Kendall.

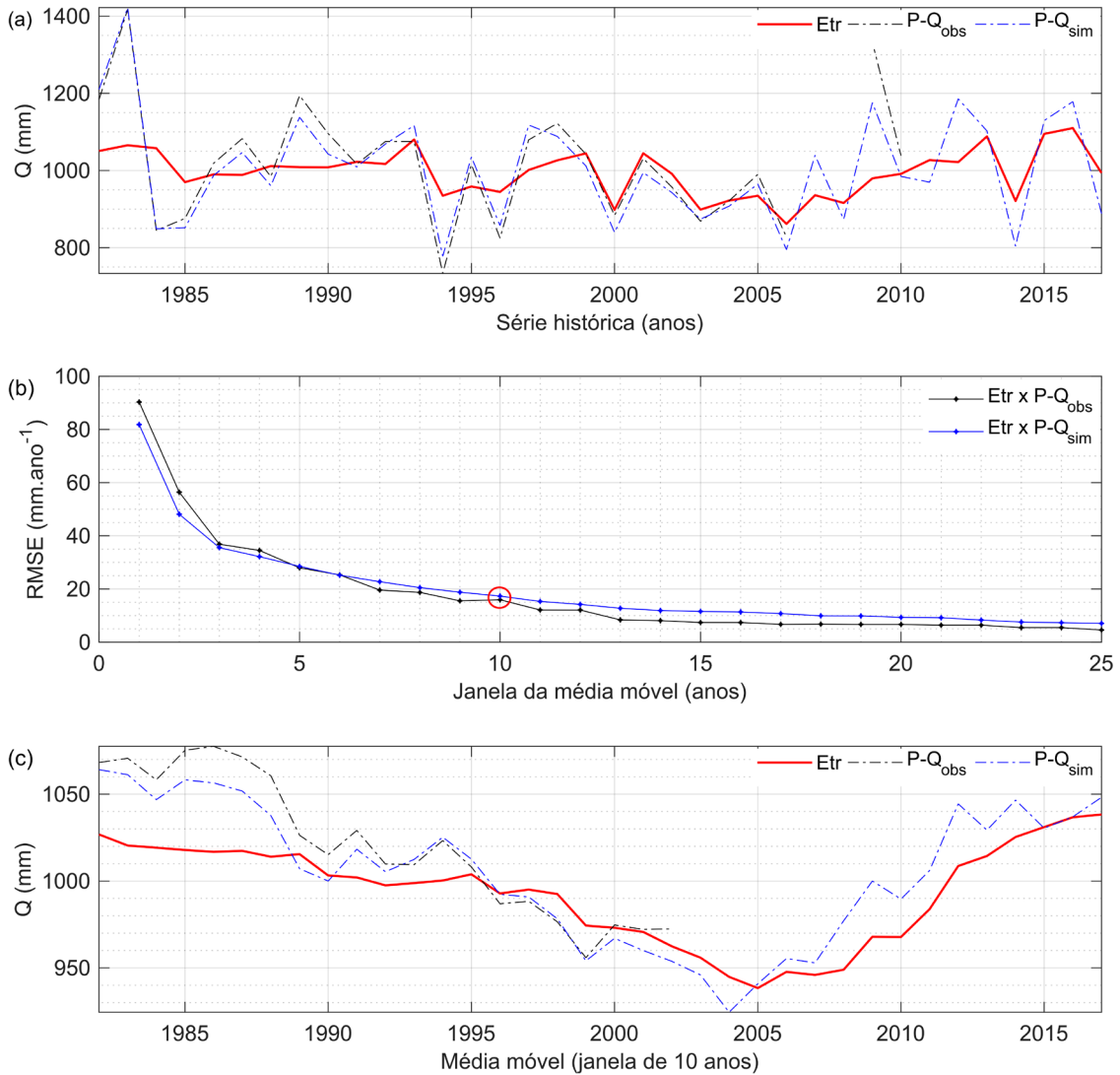


Fonte: Produção do autor.

Devido à variação de escalas temporais entre os processos hidrológicos, a defasagem de armazenamento e as flutuações anuais de  $P - Q$  em relação à  $Etr$  são nitidamente expressas (Figura 4.6a), com valores diferindo em amplitudes de -210 mm a 350 mm. A aplicação da média móvel (Figura 4.6b) promoveu, para a janela de 10 anos, uma redução de 80,51% no RMSE entre  $\overline{Et}_r$  e  $\bar{P} - \bar{Q}_{obs}$  e 80,81% entre  $\overline{Et}_r$  e  $\bar{P} - \bar{Q}_{sim}$ , correspondendo, respectivamente, aos valores absolutos de 15,95 mm e 17,33 mm. As

flutuações dos dados, na a janela de 10 anos, foram reduzidas para amplitudes de -20 mm a 50 mm, com correlações superiores a 90%.

Figura 4.6 - Análise de média móvel para definição da janela temporal da combinação da  $E_{tr}$  com a  $P - Q_{obs}$  e  $P - Q_{sim}$  para a BH<sub>3</sub>. (a) e (c) séries temporais em passo de tempo anual e com média móvel na janela de 10 anos, respectivamente. (b) RMSE para diferentes dimensões da janela.



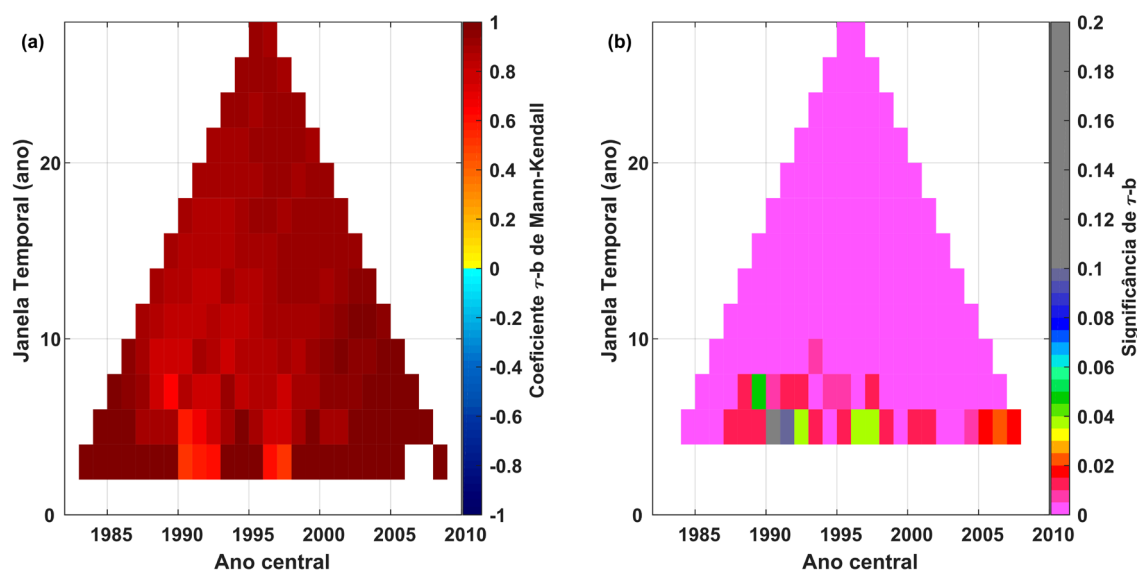
Fonte: Produção do autor.

Dentre os componentes do ciclo hidrológico, a  $E_{tr}$  é, possivelmente, o processo de maior complexidade de estimativa. Para essa finalidade muitos métodos encontram-se disponíveis, dentre os quais se citam: balanço hídrico em longo prazo (XU; SINGH, 2004); sensoriamento remoto (LEUNING et al., 2008; EL TAHIR et al., 2012); equações do tipo Budyko (WANG; TANG, 2014); relacionamento complementar (XU; SINGH, 2005; BRUTSAERT, 2015); e

balanço hídrico de Thornthwaite modificado (GAO et al., 2012). Apesar das vantagens e desvantagens inerentes de cada método, no Brasil, estes têm sido comumente adotados devido à indisponibilidade de dados observados em escala regional. Dessa forma, ainda que a presente análise tenha sido realizada pressupondo que a  $E_t$  estimada pelo MHD-INPE esteja livre de erros e, portanto, passível para validação da equação de equilíbrio da água, expressa em  $\overline{E}_t = \overline{P} - \overline{Q}$ , esta por si só tem sido amplamente adotada em estudos de balanço de água e energia (DOOGE; BRUEN; PARMENTIER, 1999; ZHANG; DAWES; WALKER, 2001; DONOHUE; RODERICK; MCVICAR, 2007; YANG et al., 2007; DOOGE, 2009; RODERICK; FARQUHAR, 2011; PATTERSON; LUTZ; DOYLE, 2013). No entanto, uma lógica circular é evidenciada, na qual dados de  $Q$  observados são utilizados para validar o modelo que estima a  $E_t$  e esta é adotada para investigar a relação de  $P - Q$  observados.

Gao et al. (2012) afirmam que a equação de balanço hídrico de longo prazo tem sido usada como o principal critério para validar as estimativas de  $E_t$ . Assim sendo, para evitar essa lógica circular, a relação entre  $\overline{P} - \overline{Q}_{obs}$  e  $\overline{P} - \overline{Q}_{sim}$ , foi também considerada na análise global de série temporal com janela de dimensão variável (Figura 4.7). A correlação elevada e significativa entre variáveis, para janelas de quaisquer dimensões, sustentou a escolha do intervalo de 10 anos para a janela móvel.

Figura 4.7 - Análise global de série temporal com janela de dimensão variável para as séries anuais e sazonais entre  $\bar{P} - \bar{Q}_{obs}$  e  $\bar{P} - \bar{Q}_{sim}$ . (a) e (b) correlação e significâncias de  $\tau$ -b de Mann-Kendall.



Fonte: Produção do autor.

#### 4.4 Análise conceitual comparativa de simulação por modelagem hidrológica e dados observacionais

A Figura 4.8 ilustra a distribuição de taxa de evapotranspiração em função do índice de escassez hídrica para os dados observados e simulados. O estado estacionário da bacia foi obtido com a redução das flutuações anuais pela centralidade de cada ano pela média móvel com janela de 10 anos. A amplitude da dispersão de  $\varepsilon$  em relação à  $\varphi$  para o período compreendido a partir de 1990 a 2005, foi de 29,07% e 15,28%, para os dados observados e simulados, respectivamente. Uma vez que os dados encontram-se dispostos, principalmente ao longo da curva de Budyko, conclui-se que os fatores climáticos preponderaram sobre os impactos nas variações dos componentes hidrológicos, seguindo de importantes variações devido a LUCC.

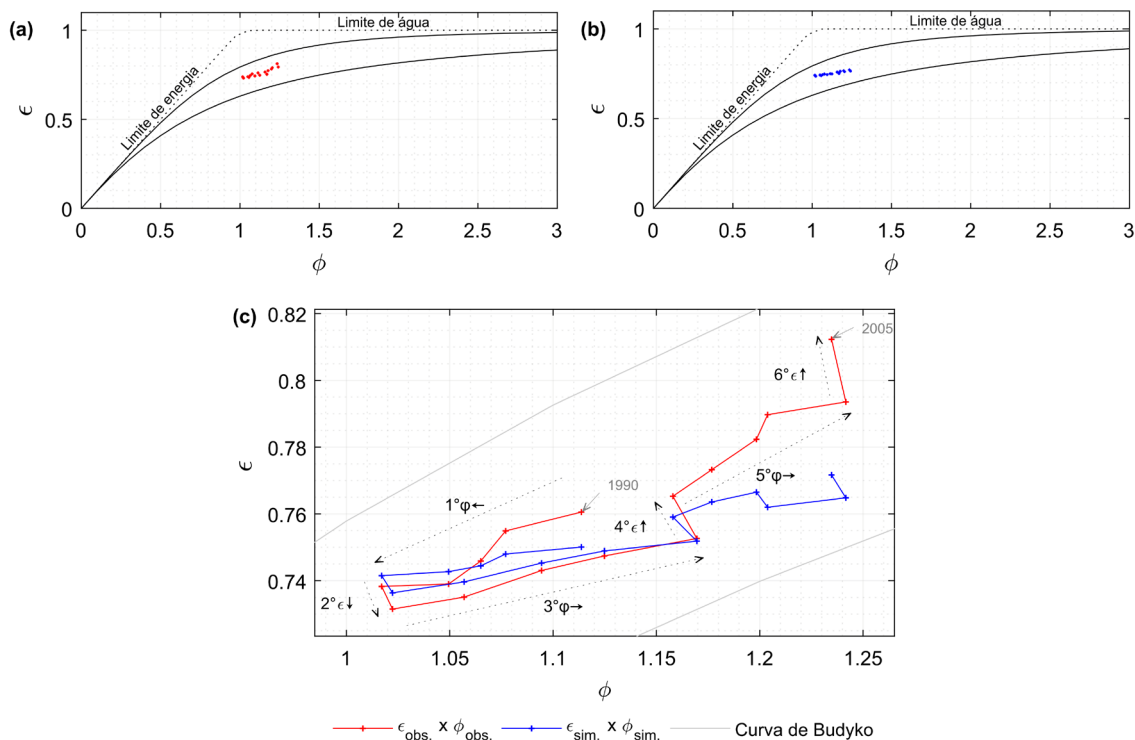
Jiang et al. (2015) realizaram estudos com o modelo conceitual de Budyko na bacia do rio Weihe, um importante tributário do Rio Amarelo na China, com 134.800 km<sup>2</sup>, e uma importante zona econômica agrícola, com mudanças antrópicas principalmente devido à urbanização e agricultura irrigada. A razão dos impactos climáticos médios sobre os humanos, para um período de 49

anos (1960 a 2009), obtidos pelos autores, foi da ordem de 42%, proporção equivalente à encontrada para presente área de estudo, com 44%.

Oliveira, Tomasella e Sanches (2019), em estudo realizado na bacia do rio Jucu no estado do Espírito Santo, obtiveram, porém, resultados confrontantes aos aqui apresentados. Os impactos devido a fatores antrópicos foram da ordem de 80% e de 20% para fatores climáticos. Ressalta-se que a bacia estudada pelos autores, possui área de 2.125 km<sup>2</sup>, onde ocorreram importantes dinâmicas de uso do solo, com expansão crescente de regeneração florestal e complexa dinâmica no mosaico de agricultura e silvicultura.

Esta análise mostra apenas a extensão das mudanças nas taxas de evapotranspiração e no índice de escassez hídrica durante um período de tempo, mas é insuficiente para compreensão das variações interanuais na trajetória da dispersão  $\varepsilon$  versus  $\varphi$ . Para esse fim, as inserções na Figura 4.8c ilustram em detalhes as direções de deslocamento com base na relação brusca de mudanças entre as duas variáveis ao longo do tempo. Entre os anos de 1994 a 1995, 1999 a 2000, e 2004 a 2005, há predomínio nas mudanças verticais, para ambas as direções. Nos demais intervalos da série as mudanças ocorrem em direções opostas ao longo das curvas de Budyko. É importante destacar que as tendências nos dados observados foram também constatadas nos dados simulados pelo MHD-INPE, ainda que em menor amplitude de variação ao longo de  $\varepsilon$ . Essa descoberta reflete não apenas a acurácia nas simulações do modelo, com também sua sensibilidade às mudanças na bacia por efeito de fatores climáticos e antrópicos. A BH<sub>3</sub>, na qual a discussão está sendo pautada, possui área de 3.651 km<sup>2</sup>, ou 30% da área da BHRA, espera-se que as tendências sejam ainda melhor captadas para as sub-bacias a jusante, com maior área de drenagem e nas quais os índices diagnósticos de desempenho foram superiores.

Figura 4.8 - Trajetórias temporais da dispersão de  $\epsilon$  (taxa de evapotranspiração) versus  $\phi$  (índice de escassez hídrica) ao longo da curva do tipo Budyko. (a) e (b) correspondem aos dados observados e simulados, respectivamente, e (c) corresponde à trajetória temporal de mudança em função das variações climáticas e antrópicas para a BH3.



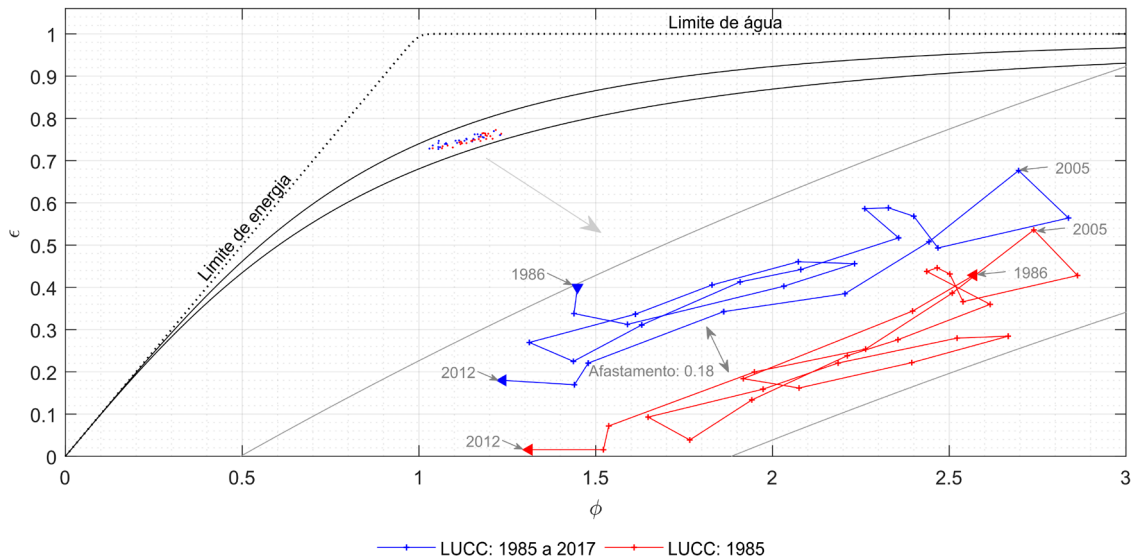
Fonte: Produção do autor.

#### 4.4.1 Detecção de pontos de mudanças na análise temporal conjunta das contribuições de mudanças climáticas e antrópicas entre cenários de LUCC.

Os dados simulados para os cenários de uso do solo foram analisados conjuntamente ao longo da curva de Budyko (Figura 4.9). Na série compreendida entre 1986 a 2012 a demanda evaporativa foi superior ao índice pluviométrico ( $\phi > 1$ ), com valores médios de  $1.0923 \pm 0.0691$  para  $LUCC_{1985-2017}$ , e  $1.1238 \pm 0.0723$  para  $LUCC_{1985}$ , ou seja, não houve restrições energéticas para evapotranspiração e havendo maior disponibilidade hídrica devem-se esperar maiores proporções de  $\epsilon$ . Por sua vez, a taxa evaporativa média foi de 74% em relação ao índice pluviométrico. As tendências de mudanças temporais foram praticamente conservadas para ambos os cenários,

tal como o valor médio da taxa evaporativa, sendo as principais variações observadas no início da série e a partir de 2005.

Figura 4.9 - Perspectiva temporal da tendência na dispersão de  $\varepsilon$  versus  $\phi$  ao longo da curva do tipo Budyko para dois cenários de uso do solo na BHRA.



Fonte: Produção do autor.

A trajetória temporal das áreas acumuladas à jusante, para cada sub-bacia, foi realizada sobre os dados simulados (Figura 4.10). O conjunto de dados médio apresentou amplitudes equivalentes para  $\varepsilon$  e  $\phi$ , de 0.0447 (de 0.7220 a 0.7668) e 0.0445 (de 1.0478 a 1.0923), respectivamente. Porém, é importante notar que o intervalo de valores possíveis para  $\varepsilon$  varia de zero a um e para  $\phi$  de zero a aproximadamente dois para florestas tropicais, ou ainda ao limiar de seis para desertos (EVARISTO; MCDONNELL, 2019).

Todos os pontos ficaram dentro do limite de água e energia, indicando que não houve má especificação dos valores das variáveis (p. ex., superestimativa da evapotranspiração ou subestimativa da precipitação). Na série considerada fator limitante à evapotranspiração foi o suprimento de água ( $\phi > 1$ ). A área acumulada da BH<sub>2</sub> apresentou a menor taxa evaporativa média, com 72,2% da precipitação sendo convertida em evapotranspiração, contra 74,3% para a BH<sub>5</sub>, as demais bacias apresentaram valores intermediários.

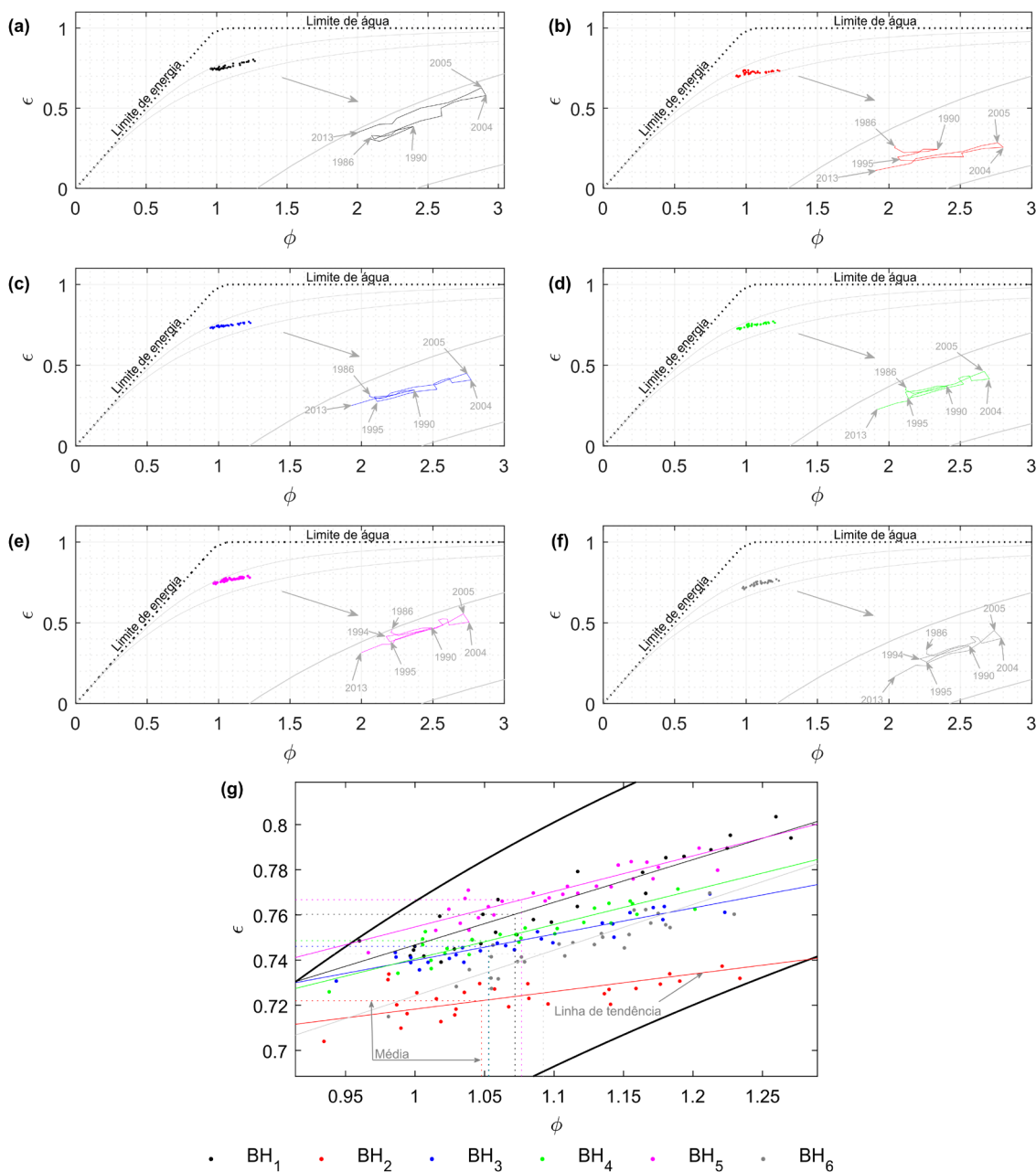
Rodriguez e Tomasella (2016) avaliaram a capacidade de modelos de macro-escala em simular LUC em bacias de menores escalas. O modelo



apresentou-se inapto, o que foi atribuído às limitações na representação espacial de heterogeneidades dentro do modelo. Uma explicação passível é o padrão de fragmentação da floresta em “espinha de peixe”, com consequente amortização dos sinais. Não obstante a isso, essa categoria de modelos é passível de acoplamento com modelos climáticos regionais e globais para fornecer estimativas de larga escala e validar o realismo de modelos climáticos (SIQUEIRA JÚNIOR; TOMASELLA; RODRIGUEZ, 2015).

A área média incremental das bacias foi de 2.004 km<sup>2</sup>, com mínima de 1.091 km<sup>2</sup> para BH<sub>1</sub> e máxima para 3.371 km<sup>2</sup> para BH<sub>6</sub>. As bacias BH<sub>1,2</sub> são pareadas, de cabeceira, possuem características físicas semelhantes tanto morfológicas como edáficas, apresentaram similaridade em relação às proporções de uso e cobertura do solo e também de LUCC. Partindo da premissa que a precipitação ocorrida entre elas tenha sido equivalente ( $r$ : 0,99 e RMSE: 13,06 mm) e tenha influenciado minimamente sobre  $\varepsilon$ , atribui-se essas variações principalmente a  $Et_r$ . Assim sendo, as distintas respostas observadas tanto na dispersão quanto na trajetória temporal de  $\varepsilon$  em função de  $\varphi$  (Figura 4.10a,b), apontam que o MHD-INPE foi capaz de mostrar sensibilidade às variações dos fatores antrópicos e climáticos, ocorridas, não apenas na menor escala estudada, como também das sutis variações temporais de LUCC, o que contesta os resultados obtidos por Rodriguez e Tomasella (2016). Como a BH<sub>6</sub> é o resultado ponderado das demais áreas incrementais, esta deveria apresentar um resultado médio em relação às mesmas, isso foi consistentemente simulado pelo modelo (Figura 4.10g).

Figura 4.10 - Trajetórias temporais ao longo da curva do tipo Budyko. (a) a (f) trajetória temporal de mudança em função das variações climáticas e antrópicas para BH<sub>1</sub> a BH<sub>5</sub>. (g) dispersão de  $\epsilon$  versus  $\phi$ , linha de tendência e média da série temporal para ambos os eixos do gráfico.



Fonte: Produção do autor.

Nota-se que as mudanças predominantes, na trajetória temporal, ao longo da curva de Budyko, se agrupam em quatro distintos intervalos de tempo, com tendências cíclicas, opostas e com variação de amplitudes. Os *breakpoints* dominantes, ocorridos nos dois primeiros períodos, apresentam intervalo de tempo análogo, tal como ocorreu nos dois últimos períodos, que se

distinguiram desses por terem demandado, em média, o dobro do tempo até sua ocorrência.

É comum a prática da separação da série histórica em intervalos iguais para análise na evolução de fenômenos (LIANG et al., 2013; ZHAN et al., 2013; JIANG et al., 2015). Entretanto, para maior clareza, a discussão subsequente será realizada considerando as mudanças preferenciais de direção de  $\varepsilon$  e  $\varphi$  ao longo do tempo. Tal como proposto por Oliveira, Tomasella e Sanches (2019), a Tabela 4.5 agrupa os principais períodos em que as mudanças na resposta hidrológica ocorreram, entre fatores antrópicos e climáticos, destacando os *breakpoints* entre esses períodos, e sintetiza as tendências em processos hidrológicos e em LUC (Figura 4.10f) para a BHRA.

O primeiro período (1986 a 1990) é caracterizado pelo aumento do potencial evapotranspirativo ( $\varphi \rightarrow$ ), porém, com redução da taxa evaporativa ( $\varepsilon \downarrow$ ). Houve supressão de 13,8% (-105,3 km<sup>2</sup>) da cobertura florestal nativa para conversão, principalmente em pastagem (+192,72 km<sup>2</sup>), o que pode ter resultado no aumento da descarga da bacia ( $\uparrow \Delta Q_{sim}$ ). Uma vez que às variações ao longo da série de precipitação (P) e temperatura (T) foram sutis e tenderam a se estabilizar na condição inicial do período, é provável que a redução na evapotranspiração ( $\downarrow Et_r$ ) tenha sido principalmente devido a fatores antrópicos.

O curto período compreendido entre 1991 a 1994 foi marcado pelo início da tendência de redução de  $\Delta Q_{sim}$ , com mudança de direção de  $\varepsilon$  e  $\varphi$  em relação ao período anterior. Iniciou-se a substituição das áreas de pastagem (-200,8 km<sup>2</sup>) por culturas agrícolas (+117,0 km<sup>2</sup> ou 6,47%) e expansão do cultivo de cana-de-açúcar, que passou do valor médio de 11,74±1,3 km<sup>2</sup> no primeiro período, para 165,96 km<sup>2</sup> em 1994, equivalente a aumento de 1.399%. Essa tendência de conversão manteve-se até o último período. As variáveis P e T não exibiram tendências expressivas, sustentando valores aproximados aos da média histórica.

As tendências observadas de  $\varepsilon$  e  $\varphi$  no primeiro período, reincidiram no terceiro (1995 a 2004), porém, em um intervalo de tempo duas vezes maior. O  $\Delta Q_{sim}$  apresentou declínio constante, associado à tendência negativa de P e

ascensão de T, com ambas as variáveis apresentando os valores mais extremos ao longo da série histórica. Na transição entre o terceiro e quarto período constatou-se que a maioria dos usos do solo atingiu o valor da média histórica da respectiva classe. A expansão de áreas ocupadas por silvicultura iniciou-se apenas a partir do ano de 2005.

No início do quarto período (2005 a 2013) ocorrem transições abruptas de LUCC, com consequente elevação da taxa evaporativa, ainda que mediante restrições energéticas expressas tanto pela redução de  $\phi$  como pela queda de T, com valores abaixo da média histórica até o final do período. A cana-de-açúcar apresentou expansão em 154% nos quatro anos iniciais (2005 a 2009) e de 214% no período, o que representou um ganho de 2.622,73 km<sup>2</sup>. Houve também expansão de cobertura florestal em 25% ou 196,8 km<sup>2</sup>. Ao final do período, a cultura de cana-de-açúcar apresentou área superior ao mosaico das demais culturas agrícolas.

É importante destacar que a dimensão do período independe da amplitude de dispersão dos pontos ao longo dos eixos no gráfico de Budyko, ou seja, períodos de longa série histórica podem apresentar pequena ou nenhuma dispersão, tal como períodos curtos podem apresentar ampla dispersão, e vice-versa. Todavia, observou-se que nos três primeiros períodos, os pontos, em média, estiveram equidistantes em  $0,025 \pm 0,003$ , contra 0,032 para o terceiro período. Isso permite concluir que os impactos dos fatores climáticos e antrópicos nas mudanças interanuais, foram em média, 21% maior no último período em relação aos anteriores.

Tabela 4.5 - Tendências nas contribuições dos fatores antrópicos e climáticos estacionários para a variação da vazão e evapotranspiração em relação à  $\varepsilon$  e  $\varphi$  e em relação à LUCC, ao longo do tempo para BHRA.

Período (ano)	$\Delta t$	Budyko		$\Delta_{(\text{cenário } 2 - 1)}$		LUCC <sup>a</sup>						Clima <sup>b</sup>	
		$\varepsilon$	$\varphi$	$Q_{\text{sim}}$	$E_{\text{t}}$	F	S	P	C	A	U	P	T
1º 1986-1990	5	↓	→	↑0	↓0	↓0	-0	↷ <sub>+</sub>	-0	↶ <sub>+</sub>	-0	↷ <sub>+</sub>	↶ <sub>0</sub>
2º 1991-1994	4	↑	←	↷ <sub>-</sub>	↑-	↷ <sub>-</sub>	-0	↓-	↑+	↑+	↑+	↷ <sub>-</sub>	-0
3º 1995-2004	10	↓	→	↓-	-0	↶ <sub>+</sub>	-0	↓-	↑+	↑+	↑+	↓+	↑0
4º 2005-2013	9	↑	←	↓-	↑+	↑+	↑+	↓-	↑+	↑+	↑+	↑0	↓0

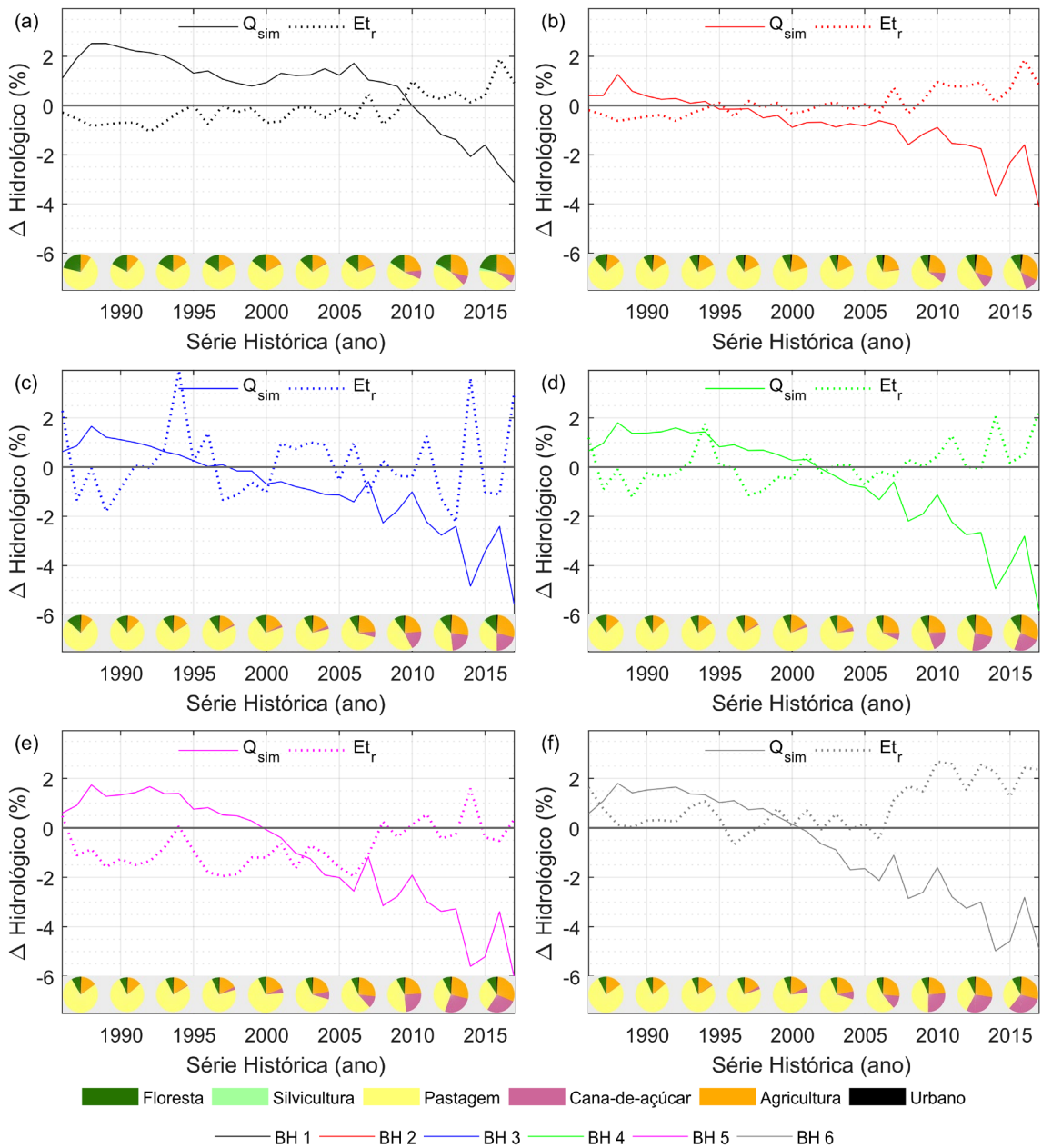
↓, ↑, →, ←: direção da tendência. ↷, ↶, —: presença ou ausência de mudança na tendência. +, -, 0: tendência aproximada ao final do período.

<sup>a</sup>: F: floresta, S: silvicultura, P: pastagem, C: cana-de-açúcar, A: mosaico de agricultura, U: área urbana.

<sup>b</sup>: P: precipitação, T: temperatura.

As complexas relações entre  $\varepsilon$  e  $\varphi$ , são resultado da complexa dinâmica de LUCC e fatores climáticos, associados ao intervalo de tempo necessário para que os sinais sobre a taxa de evapotranspiração real e conseqüentemente sobre o escoamento sejam expressos. Até o ano de 2000 o mosaico de agricultura apresentou a segunda área mais abundante na BHRA (2.099,91 km<sup>2</sup>, Figura 4.11f) e também com maior expansão absoluta (320,17 km<sup>2</sup>) e relativa (18%). Nesse período o  $\Delta_h$  apresentou variações abaixo de 2% ou 7 mm. Em 2008 o mosaico de agricultura e a cana-de-açúcar apresentaram área semelhante, com 2.812,46 km<sup>2</sup> e 2.690,69 km<sup>2</sup>, respectivamente, e a expansão dessas classes foram de 20% e 43%, respectivamente, até o final da série. A partir de 2002 iniciou-se uma brusca mudança no  $\Delta E_{\text{t}}$ , coincidente ao período crítico de expansão da cana-de-açúcar, tanto sobre áreas de pastagem como do mosaico agrícola. Ao longo de toda a série histórica, os impactos de LUCC representaram variações de -6,7 mm a 25,6 mm no  $\Delta E_{\text{t}}$  e de 6 mm a -19,17 mm no  $\Delta Q_{\text{sim}}$  para BHRA.

Figura 4.11 - Série histórica anual da vazão e evapotranspiração dada pela diferença entre os cenários simulados, em relação à LUCC. (a) a (f) sub-bacias hidrográficas.



Fonte: Produção do autor.

## 5 CONCLUSÃO

Apesar da importância econômica, social e ambiental relativa à expansão da cultura de cana-de-açúcar, ainda é limitado o número de trabalhos que buscaram compreender de seus impactos, especialmente na macroescala. Muitas usinas sucroalcooleiras têm sido instaladas em importantes bacias com predomínio agrícola, levando a substituição de culturas menos exigentes e menos eficientes no uso da água, porém, tais empreendimentos não possuem subsídio técnico quanto à viabilidade dessa prática, uma vez que é desconhecido o suporte dessas bacias para irrigação, a qual será indispensável já que o regime pluviométrico das novas áreas de expansão, em sua maioria, não comportam a demanda da cana-de-açúcar para tornar essa prática, no mínimo viável.

Até o momento, nenhum trabalho havia considerado os impactos da substituição massiva de culturas menos exigentes na demanda hídrica pela cana-de-açúcar na macroescala. Ao contrário do que foi realizado nessa pesquisa, estudos que se valeram de modelos hidrológicos, para simulação da expansão da cana-de-açúcar, consideraram séries históricas temporais limitadas e um pequeno número de mapas de uso do solo, além disso, no presente texto o uso de dados observacionais foi realizado como critério adicional de análise e validação dos dados simulados. Foi possível também, mostrar a eficácia das análises e interpretação dos dados pelo uso conjunto de modelagem hidrológica e conceitual, assim como as análises temporais de *breakpoints*, realizada originalmente nesse contexto. O modelo postulado na hipótese de Budyko foi aplicado pela primeira vez considerando alterações da paisagem que contemplassem mudanças tão profundas de substituição de cultivos agrícolas.

Com base no trabalho desenvolvido, conclui-se que:

- a) O presente trabalho é o primeiro estudo que testa o uso do MHD-INPE em bacias com intensa dinâmica expansiva de cultura de elevada demanda evapotranspirativa, no caso, a cana-de-açúcar. O modelo mostrou capacidade de promover simulações realísticas de

processos de transferência solo-vegetação-atmosfera, sem necessidade de quaisquer adequações do código fonte para representação de características regionais. As implementações feitas para adequá-lo às condições brasileiras, culminaram no desenvolvimento de uma ferramenta de base física robusta e eficiente, sensível aos efeitos promovidos por fatores climáticos e antrópicos, tanto em tendências como em magnitude, para uma ampla variedade de escalas espaço-temporais;

- b) Índices diagnósticos de desempenho recomendados em trabalhos de revisão e aqueles amplamente utilizados foram analisados conjuntamente e em distintas resoluções temporais, permitindo avaliar diferentes aspectos das simulações, obter conclusões menos enviesadas, e fornecendo subsídio para tornar abrangentes as comparações bibliográficas;
- c) A adoção do ranking dos índices diagnósticos de desempenho mostrou-se uma abordagem qualitativa pouco robusta. Uma vez que os modelos estão em constante aprimoramento e os dados são cada vez mais abundantes, o número de classes e seus limiares devem ser ajustados, assim como para diferentes passos de tempo. A comparação entre trabalhos desenvolvidos em condições semelhantes mostrou-se um critério mais eficaz da análise de desempenho;
- d) A análise dos índices diagnósticos de desempenho, apesar de indicarem a capacidade preditiva do modelo de forma simples e objetiva, tende a restringir todos os efeitos temporais em um único valor, com sérias implicações para conclusões sobre dispersão dos erros, vulnerabilidade a valores extremos e de forma mais restritiva, susceptibilidade a vieses. Apesar de não ser uma prática comum em estudos de modelagem hidrológica, a análise de resíduos das simulações, por meios gráficos, estatística descritiva, e pelo uso de testes formais, conduziu a uma compreensão mais profunda das



limitações e potencialidades do modelo do que quando restrita apenas a índices individuais;

- e) Como existe uma tendência na melhoria das simulações para bacias de jusante, devido principalmente à redução na propagação dos erros, é essencial, na etapa de calibração, que as bacias de cabeceira apresentem o mínimo de falhas na série histórica de dados observados. Indica-se que as séries sejam particionadas considerando, não apenas a dimensão da mesma, como também a relação entre a escala das sub-bacias. A estimativa de vazões máximas e a dimensão das séries de dados observados foram os fatores limitantes ao ajuste do modelo. Apesar de comumente o critério de calibração ser realizado com base nos dados do deflúvio de uma bacia, julga-se serem necessários outros componentes do ciclo hidrológico para melhor adequação do balanço hídrico, ainda mais quando se deseja estimar parâmetros que não apenas a vazão. Assim sendo, é possível que resultados mais promissores advenham de conciliar a calibração automática com a calibração manual, levando em conta uma análise acurada dos resíduos, associada ao conhecimento dos processos hidrológicos e estrutura de funcionamento do modelo;
- f) Na maioria massiva dos trabalhos, na análise de séries históricas, têm sido atribuídas janelas de média móvel de dimensões arbitrárias. Uma vez que a dispersão dos dados no gráfico de  $\varepsilon$  em função de  $\varphi$ , apresenta alta sensibilidade às variações interanuais, a definição da dimensão da janela móvel, apresentou importância crítica para correta compreensão da análise temporal da trajetória dos pontos ao longo da curva de Budyko;
- g) A análise temporal dos pontos de mudança em variáveis hidroclimatológicas com base nas direções de deslocamento preferenciais de  $\varepsilon$  em função de  $\varphi$  se revelou um critério prático e de baixa subjetividade, permitindo avaliar a co-evolução temporal dos

fatores de mudança sobre cenários de LUCC, considerando múltiplos pontos ao longo da série histórica, independentemente da dimensão da série histórica, escala espacial da área estudada, ocorrência de ciclos climáticos, além da compreensão prévia da dominância dos efeitos individuais ou combinados de fatores climáticos e antrópicos. Quando os resultados dos cenários de uso do solo foram comparados, observou-se que mudanças pouco abruptas, ainda que intensas, promovem pequenas alterações nos períodos de mudança e especialmente nos *breakpoints*. Para esse caso, a análise da média e tendência da dispersão dos pontos mostrou-se um critério mais conclusivo;

- h) Os dados de entrada em modelos hidrológicos são ainda a principal fonte de incerteza para as simulações, seguido da própria estrutura do modelo. A comparação do MHD-INPE com dados observacionais valendo-se do modelo conceitual baseado na hipótese de Budyko conduziu a compreensão mais adequada da funcionalidade e acurácia desse no estudo de problemas relativos à LUCC e instabilidade climática em distintas escala;
- i) As LUCC resultaram predominantemente na redução da vazão e aumento da evapotranspiração. A expansão do mosaico agrícola deu-se majoritariamente sobre áreas de pastagem e compreendeu a maior parte da série histórica analisada. Apesar da constante redução na vazão, o aumento da evapotranspiração só foi constatado após o início da intensificação do cultivo de cana-de-açúcar, com impactos mais severos sobre a vazão e variações bruscas interanuais no regime de ambas as variáveis;
- j) A expansão e intensificação da cultura da cana-de-açúcar têm alterado a disponibilidade hídrica na BHRA com mudanças profundas no regime hidrológico. Esta bacia continua sobre forte pressão da expansão agrícola, especialmente a cana-de-açúcar. Não houve indícios de redução dos impactos promovidos por LUCC, de forma

que há uma relação quase linear entre a expansão desta cultura e a redução da vazão e aumento da evapotranspiração;

- k) Na escala das bacias estudadas, o sinal de efeitos antropogênicos, particularmente aqueles relacionados a mudanças no uso da terra, foi diretamente propagado e amplificado para bacias imediatamente a jusante. Além disso, nenhum atraso temporal desses efeitos foi observado entre as sub-bacias;
- l) As contribuições relativas dos fatores de mudança nos componentes do ciclo hidrológico têm mostrado importância distinta para estudos realizados em bacias com diferentes condições de uso e cobertura do solo. Na BHRA as contribuições das mudanças referentes aos fatores climáticos se deram, basicamente, em função dos efeitos cíclicos das variáveis meteorológicas, sendo os fatores antrópicos os principais responsáveis pelos impactos sobre a vazão e evapotranspiração;
- m) Espera-se que a análise dos resíduos auxilie no direcionamento dos esforços para aprimoramento de implementação do MHD-INPE.

Como trabalhos futuros sugerem-se:

- n) Que novos cenários de expansão sejam considerados em estudos futuros, para identificação e compreensão dos limites da capacidade de suporte dessas áreas. Tais cenários deverão ser estruturados para compreensão do manejo adequado do uso do solo, que elimine os impactos severos sobre a disponibilidade hídrica;
- o) Simular cenários de mudança de uso e cobertura do solo das áreas classificadas como aptas pelo zoneamento agroecológico da cana-de-açúcar, adotando a modelagem da expansão da cultura em áreas com diferentes classes de uso, considerando tanto os cenários individuais dessas classes quanto a ocupação integral das áreas classificadas como aptas, e quantificar a magnitude dessas

alterações na vazão, umidade do solo e recarga subterrânea de bacias hidrográficas;

- p) Até o presente momento, existem em Goiás, 39 usinas sucroalcooleiras, sendo 24 na Mesorregião do Sul Goiano, e a maioria inserida na bacia hidrográfica do Rio dos Bois (terço central da mesorregião) que atualmente é a área com maior ocupação pela cultura de cana-de-açúcar no estado e que deverá sofrer, nas próximas décadas, pressões territoriais decorrentes da consolidação e expansão canavieira sobre os atuais usos do solo, com implicações desconhecidas sobre os recursos naturais, uma vez que as condições edafo-climáticas diferem das áreas tradicionalmente plantadas, tal como em São Paulo. Assim sendo, essa é uma bacia de elevado potencial de pesquisa para estudos de simulações e previsões, visando orientar políticas públicas quanto à segurança hídrica mediante uso e ocupação do solo e práticas agrícolas, tal como o a irrigação;
- q) Ainda que a dinâmica de LUCC na BHRA tenha permitido inferir indiretamente sobre os impactos devido à expansão do mosaico agrícola e da cana-de-açúcar, esse tipo de análise deve ser conduzido com base na quantificação individual do impacto para fatores climáticos (p. ex., temperatura, precipitação, dentre outros) e antrópicos (p. ex., pastagem, silvicultura, dentre outros). Para isso, sugere-se o emprego de modelos conceituais ou analíticos, empregando, por exemplo, métodos de decomposição, e/ou de sensibilidade.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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, out. 1986.

ADAMI, M.; RUDORFF, B. F. T.; FREITAS, R. M.; AGUIAR, D. A.; SUGAWARA, L. M.; MELLO, M. P. Remote sensing time series to evaluate direct land use change of recent expanded sugarcane crop in Brazil. **Sustainability**, v. 4, n. 12, p. 574–585, 2 abr. 2012.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Diretrizes e análises recomendadas para a consistência de dados fluviométricos**. Brasília: ANA, SGH, 2011. 14 p.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Orientações para consistência de dados pluviométricos**. Brasília: ANA, SGH, 2012. 18 p.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil**: informe 2016. Brasília: ANA, 2016. 95 p.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Inventário estações fluviométricas**. Brasília: ANA, 2009a.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Inventário estações pluviométricas**. Brasília: ANA, 2009b. Disponível em: <<http://arquivos.ana.gov.br/inf hidrologicas/InventariodasEstacoesPluviometricas.pdf>>.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil**. Brasília: ANA, 2013. 432p.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Levantamento da agricultura irrigada por pivôs centrais no Brasil**: 2014. Brasília: ANA, 2014. 33 p. ISBN(9788582100349).

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil**: informe 2015. Brasília: ANA, 2015.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil**: regiões hidrográficas brasileiras. Brasília: ANA, 2015. 163 p. ISBN 9788582100271.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS - ANA. **Resolução nº 399 de 22 de julho de 2004**: altera a Portaria nº707, de 17 de outubro de 1994, do Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica - DNAEE e dá outras providências. Brasília: ANA, 2004.

AHN, K. H.; MERWADE, V. Quantifying the relative impact of climate and human activities on streamflow. **Journal of Hydrology**, v. 515, p. 257–266, 2014.

ALBERGEL, C.; DE ROSNAY, P.; GRUHIER, C.; MUÑOZ-SABATER, J.; HASENAUER, S.; ISAKSEN, L.; KERR, Y.; WAGNER, W. Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based in situ observations. **Remote Sensing of Environment**, v. 118, p. 215–226, mar. 2012.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration**. Rome: FAO, 1998. (FAO irrigation and drainage paper, 56).

ALLEN, R. G.; TASUMI, M.; TREZZA, R. **SEBAL (Surface Energy Balance Algorithms for Land) advanced training and user's manual**. Idaho, USA: Idaho University, 2002. 98 p.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 6, p. 711–728, 1 dez. 2013.

ANDERSON, T.W.; DARLING, D. A Test of goodness of fit. **Journal of the American Statistical Association**, v. 49, n. 268, p. 765–769, 1954.

ARCOVA, F. C. S.; CICCIO, V.; ROCHA, P. A. B. Precipitação efetiva e interceptação das chuvas por floresta de Mata Atlântica em uma microbacia experimental em Cunha - São Paulo. **Revista Árvore**, v. 27, n. 2, p. 257–262, abr. 2003.

ASSAD, E.; PINTO, H. S.; ZULLO JUNIOR, J.; EVANGELISTA, S.R.; OTAVIAN, A. F.; ÁVILA, A.M.H.; EVANGELISTA, B. A; MARIN, F. R.; MACEDO JÚNIOR, C.; PELLEGRINO, G. Q.; COLTRI, P. P.; CORAL, G. **Aquecimento global e a nova geografia da produção agrícola no Brasil**. Brasília: Embaixada Britânica, 2008. 82 p.

AVISSAR, R. Scaling of land-atmosphere interactions: an atmospheric modelling perspective. **Hydrological Processes**, v. 9, n. 5/6, p. 679–695, jun. 1995.

BAUMGARTNER, A.; REICHEL, E. **The world water balance**. Munchen, Wien: Oldenbourg-Verlag, 1975. 179 p.

BECKER, A.; NEMEC, J. Macroscale hydrologic models in support to climate research. **The Influence of Climate Change and Climatic Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources**, n. 168, p. 431–446, 1987.

BECKERS, J.; SMERDON, B.; WILSON, M. **Review of hydrologic models for forest management and climate change applications in British Columbia and Alberta**. British Columbia: BC forrex Series 25, 2009. 179 p. ISBN 9781894822602.

BERGSTRÖM, S.; GRAHAM, L. P. On the scale problem in hydrological modelling. **Journal of Hydrology**, v. 211, n. 1/4, p. 253–265, nov. 1998.

BEVEN, K. Linking parameters across scales: subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. **Hydrological Processes**, v. 9, n. 5/6, p. 507–525, jun. 1995.

BEVEN, K. How far can we go in distributed hydrological modelling? **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 5, n. 1, p. 1–12, 2001.

BEVEN, K. J. Distributed modelling. In: ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. (Ed.). **Hydrological forecasting**. Chichester, UK: Wiley, 1985. p. 405–435.

BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. **Hydrological Sciences Bulletin**, v. 24, n. 1, p. 43–69, 1979.

BLÖSCHL, G.; ARDOIN-BARDIN, S.; BONELL, M.; DORNINGER, M.; GOODRICH, D.; GUTKNECHT, D.; MATAMOROS, D.; MERZ, B.; SHAND, P.; SZOLGAY, J. At what scales do climate variability and land cover change impact on flooding and low flows? **Hydrological Processes**, v. 21, n. 9, p. 1241–1247, 30 abr. 2007.

BLÖSCHL, G.; SIVAPALAN, M. Scale issues in hydrological modelling: a review. **Hydrological Processes**, v. 9, n. 3/4, p. 251–290, abr. 1995.

BÖHNER, J.; SELIGE, T. Spatial prediction of soil attributes using terrain analysis and climate regionalisation. In: McCLOY, K. R.; STROBL, J. (Ed.). **SAGA: analysis and modelling applications**. [S.l.]: Verlag Erich Goltze, 2006. p.13–27.

BOLTEN, J.; LEE, C.; HOUSER, P. Satellite data for water resources management. **EOS**, v. 96, 28 set. 2015.

BORCHARDT, S.; TRAUTH, M. H. Remotely-sensed evapotranspiration estimates for an improved hydrological modeling of the early Holocene megalaque Suguta, northern Kenya Rift. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 361/362, p. 14–20, nov. 2012.

BORMANN, H.; BREUER, L.; GRÄFF, T.; HUISMAN, J. A.; CROKE, B. Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modelling (LUCHEM) IV: model sensitivity to data aggregation and spatial (re-)distribution. **Advances in Water Resources**, v. 32, n. 2, p. 171–192, fev. 2009.

BOSCH, J. M.; HEWLETT, J. D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v. 55, n. 1/4, p. 3–23, fev. 1982.

BRASIL. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. **Resolução nº 30, de 11 de dezembro de 2002**. Brasil, 2003. Disponível em:

<http://www.ceivap.org.br/ligislacao/Resolucoes-CNRH/Resolucao->



[CNRH%2030.pdf](#)

BRASIL. **Lei nº 12.187, de 29 de dezembro de 2009**. Institui a Política Nacional sobre Mudança Climática - PNMC e dá outras providências. Disponível em: <[http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/\\_ato2007-2010/2009/lei/l12187.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2007-2010/2009/lei/l12187.htm)>.

BRASIL. **Decreto nº 7.390, de 9 de dezembro de 2010**. Regulamenta os arts. 6º, 11 e 12 da Lei nº 12.187, de 29 de dezembro de 2009, que institui a Política Nacional sobre Mudança Climática - PNMC e dá outras providências. Disponível em: <[http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/\\_Ato2007-2010/2010/Decreto/D7390.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_Ato2007-2010/2010/Decreto/D7390.htm)>.

BRASIL. MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, PECUÁRIA E ABASTECIMENTO. **Plano nacional de agroenergia 2006-2011**. 2. ed. Brasília: Embrapa Informação Tecnológica, 2006. 110 p. ISBN 8573833572.

BRASIL. MINISTÉRIO DA AGRICULTURA, PECUÁRIA E ABASTECIMENTO. **Balanco nacional da cana-de-açúcar e agroenergia**. Brasília: MAPA/SPA, 2007. 139 p.

BREMICKER, M. **Aufbau eines wasserhaushaltsmodells für das wesen und das ostsee einzugsgebiet als baustein eines atmosphären-hydrologie-modells**. Freiburg: Geowissenschaftlicher Fakultät der Albert-Ludwigs-Universität, 1998.

BREUER, L.; HUISMAN, J. A.; WILLEMS, P.; BORMANN, H.; BRONSTERT, A.; CROKE, B. F. W.; FREDE, H.-G.; GRÄFF, T.; HUBRECHTS, L.; JAKEMAN, A. J.; KITE, G.; LANINI, J.; LEAVESLEY, G.; LETTENMAIER, D. P.; LINDSTRÖM, G.; SEIBERT, J.; SIVAPALAN, M.; VINEY, N. R. Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modeling (LUCHEM). I: model intercomparison with current land use. **Advances in Water Resources**, v. 32, n. 2, p. 129–146, fev. 2009.

BRITISH PETROLEUM. **Annual report 2015**. London: BP, 2015.

BROWN, A. E.; ZHANG, L.; MCMAHON, T. A.; WESTERN, A. W.; VERTESSY, R. A. A review of paired catchment studies for determining changes in water

yield resulting from alterations in vegetation. **Journal of Hydrology**, v. 310, n. 1/4, p. 28–61, ago. 2005.

BRUIJNZEEL, L. A. **Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review**. Amsterdam: Humid Tropics Programme, IHP-UNESCO, 1990. 224 p.

BRUNETTI, M.; LENTINI, G.; MAUGERI, M.; NANNI, T.; AUER, I.; BÖHM, R.; SCHÖNER, W. Climate variability and change in the Greater Alpine Region over the last two centuries based on multi-variable analysis. **International Journal of Climatology**, v. 29, n. 15, p. 2197–2225, dez. 2009.

BRUNETTI, M.; MAUGERI, M.; MONTI, F.; NANNI, T. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time. **International Journal of Climatology**, v. 381, p. 345–381, 2006a.

BRUNETTI, M.; MAUGERI, M.; NANNI, T.; AUER, I.; BÖHM, R.; SCHÖNER, W. Precipitation variability and changes in the greater Alpine region over the 1800–2003 period. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. D11, p. D11107, 2006b.

BRUTSAERT, W. A generalized complementary principle with physical constraints for land-surface evaporation. **Water Resources Research**, v. 51, n. 10, p. 8087–8093, 12 out. 2015.

BUDYKO, M. I. **Climate and life**. New York, NY: [s.n.]. 508 p.

CARAM, R. O. **Mudanças no uso e cobertura do solo e resposta hidrológica da bacia do rio Piracicaba**. 2010. 140 p. Tese (Doutorado em Agricultura) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2010.

CARLSON, T. An overview of the “triangle method” for estimating surface evapotranspiration and soil moisture from satellite imagery. **Sensors**, v. 7, n. 8, p. 1612–1629, 24 ago. 2007.

CARLSON, T. N.; GILLIES, R. R.; PERRY, E. M. A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil

water content and fractional vegetation cover. **Remote Sensing Reviews**, v. 9, p. 161–173, 1994.

CARLSON, T. N.; GILLIES, R. R.; SCHMUGGE, T. J. An interpretation of methodologies for indirect measurement of soil water content. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 77, n. 3/4, p. 191–205, dez. 1995.

CARNEIRO, R. L. C.; RIBEIRO, A.; MARTINEZ Y HUAMAN, C. A.; LEITE, F. P.; SEDIYAMA, G. C.; NEVES, J. C. L. Consumo de água em plantios de eucalipto: parte 2 modelagem da resistência estomática e estimativa da transpiração em tratamentos irrigados e não-irrigados. **Revista Árvore**, v. 32, n. 1, p. 11–18, fev. 2008.

CASAGRANDE, L.; TOMASELLA, J.; DOS SANTOS ALVALÁ, R. C.; BOTTINO, M. J.; DE OLIVEIRA CARAM, R. Early flood warning in the Itajaí-Açu River basin using numerical weather forecasting and hydrological modeling. **Natural Hazards**, v. 88, n. 2, p. 741–757, 27 set. 2017.

CASTRUCCIO, P. A.; LOATS JR, H. L.; LLOYD, D.; NEWMAN, P. A. B. Cost/benefit analysis for the Operational Application of Satellite Snowcover Observations (OASSO). In: WORKSHOP ON ECOSYSTEMS, 1980, Washington, USA. **Proceedings...** Washington, USA, 1980.

CHABOT, R.; BOUARFA, S.; ZIMMER, D.; CHAUMONT, C.; DUPREZ, C. Sugarcane transpiration with shallow water-table: sap flow measurements and modelling. **Agricultural Water Management**, v. 54, n. 1, p. 17–36, 2002.

CHAUHAN, N. S.; MILLER, S.; ARDANUY, P. Spaceborne soil moisture estimation at high resolution: a microwave-optical/IR synergistic approach. **International Journal of Remote Sensing**, v. 24, n. 22, p. 4599–4622, jan. 2003.

CHEN, J.; WU, X.; FINLAYSON, B. L.; WEBBER, M. Variability and trend in the hydrology of the Yangtze River, China : annual precipitation and runoff. **Journal of Hydrology**, v.513, p.403-412, 2014.

CHOWDHURY, J. U.; STEDINGER, J. R.; LU, L. H. Goodness-of-fit tests for regional generalized extreme value flood distributions. **Water Resources**

**Research**, v. 27, n. 7, p. 1765–1776, 1991.

CLEMEN, R. T. Combining forecasts: a review and annotated bibliography.

**International Journal of Forecasting**, v. 5, n. 4, p. 559–583, jan. 1989.

COLLISCHONN, B.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Daily hydrological modeling in the Amazon basin using TRMM rainfall estimates. **Journal of Hydrology**, v. 360, n. 1/4, p. 207–216, out. 2008.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 194 p. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; DA SILVA, B. C.; TUCCI, C. E. M. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, v. 52, n. 5, p. 878–895, out. 2007a.

COMITÊ DAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DOS RIOS AGUAPEÍ E PEIXE - CBH-AP. **Relatório de situação dos recursos hídricos das bacias dos Rios Aguapé e Peixe**. Tupã, SP: CBH-AP, 1997.

COURTIER, P.; ANDERSON, E.; HECKLEY, W.; PAILLEUX, J.; VASILJEVIC, D.; HAMRUD, M.; HOLLINGSWORTH, A.; RABIER, F.; FISHER, M. The ECMWF implementations of three dimensional variational assimilation (3D-Var) Part 1: formulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 124, p. 1783–1807, 1998.

COURTIER, P.; THÉPAUT, J.-N.; HOLLINGSWORTH, A. A strategy for operational implementation of 4D-VAR, using an incremental approach. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, p. 1367–1387, 1994.

CROW, W. T.; BERG, A. A.; COSH, M. H.; LOEW, A.; MOHANTY, B. P.; PANCIERA, R.; DE ROSNAY, P.; RYU, D.; WALKER, J. P. Upscaling sparse ground-based soil moisture observations for the validation of coarse-resolution satellite soil moisture products. **Reviews of Geophysics**, v. 50, n. 2, p. 1–20, jun. 2012.

CUO, L.; GIAMBELLUCA, T. W.; ZIEGLER, A. D.; NULLET, M. A. Use of the

distributed hydrology soil vegetation model to study road effects on hydrological processes in Pang Khum Experimental Watershed, northern Thailand. **Forest Ecology and Management**, v. 224, n. 1/2, p. 81–94, 2006.

CUO, L.; LETTENMAIER, D. P.; ALBERTI, M.; RICHEY, J. E. Effects of a century of land cover and climate change on the hydrology of the Puget Sound basin. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 6, p. 907–933, 15 mar. 2009.

CUO, L.; LETTENMAIER, D. P.; MATTHEUSSEN, B. V.; STORCK, P.; WILEY, M. Hydrologic prediction for urban watersheds with the Distributed Hydrology-Soil-Vegetation Model. **Hydrological Processes**, v. 22, n. 21, p. 4205–4213, 15 out. 2008.

CUO, L.; ZHANG, Y.; GAO, Y.; HAO, Z.; CAIRANG, L. The impacts of climate change and land cover/use transition on the hydrology in the upper Yellow River Basin, China. **Journal of Hydrology**, v. 502, p. 37–52, out. 2013.

DALAGNOL, R.; BORMA, L. S.; MATEUS, P.; RODRIGUEZ, D. A. Assessment of climate change impacts on water resources of the Purus Basin in the southwestern Amazon. **Acta Amazonica**, v. 47, n. 3, p. 213–226, jul. 2017.

DALCHIAVON, F. C.; CARVALHO, M. P. E.; MONTANARI, R.; ANDREOTTI, M. Sugarcane productivity correlated with physical-chemical attributes to create soil management zone. **Revista Ceres**, v. 60, n. 5, p. 145–157, 2013.

DALEY, R. **Book reviews**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2010. v. 130, 239 p.

DALLEMAND, E. J. F.; HILBERT, J. A.; MONFORTI, F. **Bioenergy and Latin America : a multi-country perspective**. [S.l.]: European Commission, 2015. ISBN 9789279472404.

DEY, P.; MISHRA, A. Separating the impacts of climate change and human activities on streamflow: a review of methodologies and critical assumptions. **Journal of Hydrology**, v. 548, p. 278–290, 2017.

DONOHUE, R. J.; RODERICK, M. L.; MCVICAR, T. R. On the importance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 2, p. 983–995, 13 mar. 2007.

- DONOHUE, R. J.; RODERICK, M. L.; MCVICAR, T. R. Roots, storms and soil pores: Incorporating key ecohydrological processes into Budyko's hydrological model. **Journal of Hydrology**, v. 436–437, p. 35–50, 2012.
- DOOGE, J. C. I. Parameterization of hydrologic processes. In: EAGLESON, P. S. (Ed.). **Land surface processes in atmospheric general circulation models**. London: Cambridge University Press, 1982. p. 243–288.
- DOOGE, J. C. I. Sensitivity of runoff to climate change: a Hortonian approach. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 73, n. 12, p. 2013–2024, 2009.
- DOOGE, J. C. I.; BRUEN, M.; PARMENTIER, B. A simple model for estimating the sensitivity of runoff to long-term changes in precipitation without a change in vegetation. **Advances in Water Resources**, v. 23, p. 153–163, 1999.
- DOYLE, M. E.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A.; CHOU, S. C. Experiments using new initial soil moisture conditions and soil map in the Eta model over La Plata Basin. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 121, n. 3/4, p. 119–136, 2013.
- DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. **Water Resources Research**, v. 28, n. 4, p. 1015–1031, 1992.
- DUBREUIL, P. **Initiation à l'analyse hydrologique**. Paris: ORSTOM, 1974. 215 p. ISBN 2-225 40 140-3.
- DYMOND, S. F.; MICHAEL AUST, W.; PRISLEY, S. P.; EISENBIES, M. H.; VOSE, J. M. Application of a distributed process-based hydrologic model to estimate the effects of forest road density on stormflows in the southern Appalachians. **Forest Science**, v. 60, n. 6, p. 1213–1223, 2014.
- EL TAHIR, M. E. H.; WENZHONG, W.; XU, C.-Y.; YOUJING, Z.; SINGH, V. P. Comparison of methods for estimation of regional actual evapotranspiration in data scarce regions: Blue Nile Region, Eastern Sudan. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 17, n. 4, p. 578–589, abr. 2012.
- EVARISTO, J.; MCDONNELL, J. J. Global analysis of streamflow response to forest management. **Nature**, v.570, p.455-461, 2019.

FALCK, A. S.; MAGGIONI, V.; TOMASELLA, J.; VILA, D. A.; DINIZ, F. L. R. Propagation of satellite precipitation uncertainties through a distributed hydrologic model: a case study in the Tocantins–Araguaia basin in Brazil.

**Journal of Hydrology**, v. 527, p. 943–957, ago. 2015.

FAN, Y.; BRAS, R. L. On the concept of a representative elementary area in catchment runoff. **Hydrological Processes**, v. 9, n. 7, p. 821–832, ago. 1995.

FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J.; WERNER, M.; OSKIN, M.; BURBANK, D.; ALSDORF, D. The shuttle radar topography mission. **Reviews of Geophysics**, v. 45, n. 2, RG2004, 2007.

FEDDES, R. A.; MENENTI, M.; KABAT, P.; BASTIAANSEN, W. G. M. Is large-scale inverse modelling of unsaturated flow with areal average evaporation and surface soil moisture as estimated from remote sensing feasible? **Journal of Hydrology**, v. 143, n. 1/2, p. 125–152, mar. 1993.

FILLIBEN, J. J. The probability plot correlation coefficient test for normality. **Technometrics**, v. 17, n. 1, p. 111–117, fev. 1975.

FLORENZANO, T. G. **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. ISBN 978-85-86238-65-9.

FLORINSKY, I.; EILERS, R.; MANNING, G.; FULLER, L. Prediction of soil properties by digital terrain modelling. **Environmental Modelling & Software**, v. 17, p. 295–311, jan. 2002.

FOOD AND AGRICULTURAL ORGANIZATION - FAO. **Information system on water and agriculture - AQUASTAT**. Rome: FAO, 2012.

FOOD AND AGRICULTURAL ORGANIZATION - FAO. **The state of food insecurity in the world: economic crises-impacts and lessons I Learned**. Rome: FAO, 2009.

FOOD AND AGRICULTURAL ORGANIZATION - FAO. **Aquastat**. Disponível em: < <http://www.fao.org/home/en/>>. Acesso em: 4 jan. 2017.

FRANCZYK, J.; CHANG, H. The effects of climate change and urbanization on the runoff of the Rock Creek basin in the Portland metropolitan area, Oregon, USA. **Hydrological Processes**, v. 815, p. 805–815, 2009.

FREEZE, R. A.; HARLAN, R. L. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. **Journal of Hydrology**, v. 9, n. 3, p. 237–258, 1 nov. 1969.

FREITAS, W. K.; MAGALHÃES, L. M. S. Métodos e parâmetros para estudo da vegetação com ênfase no estrato arbóreo. **Floresta e Ambiente**, v. 19, n. 4, p. 520–540, 2012.

FU, B. P. The calculation of the evaporation from land surface. **Scientia Atmospherica Sinica**, v. 5, n.1, p. 23–31, 1981.

GAO, G.; XU, C.-Y.; CHEN, D.; SINGH, V. P. Spatial and temporal characteristics of actual evapotranspiration over Haihe River basin in China. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 26, n. 5, p. 655–669, 7 jul. 2012.

GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; LACHAUD, G. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. **Journal of Hydrology**, v. 170, n. 1/4, p. 79–86, ago. 1995.

GIBBONS, J. D. **Nonparametric statistical inference**. New York: McGraw-Hill, 1971.

GILROY, K. L.; MCCUEN, R. H. A nonstationary flood frequency analysis method to adjust for future climate change and urbanization. **Journal of Hydrology**, v. 414–415, p. 40–48, 2012.

GOLDEMBERG, J.; COELHO, S. T.; GUARDABASSI, P. The sustainability of ethanol production from sugarcane. **Energy Policy**, v. 36, n. 6, p. 2086–2097, 2008.

GREGORY, J. M.; MITCHELL, J. F. B.; BRADY, A. J. Summer drought in northern midlatitudes in a time-dependent CO<sub>2</sub> climate experiment. **Journal of Climate**, v. 10, n. 4, p. 662–686, 24 abr. 1997.



GRUBBS, F. E. Sample criteria for testing outlying observations. **The Annals of Mathematical Statistics**, v. 21, n. 1, p. 27–58, mar. 1950.

GRUBBS, F. E. Procedures for detecting outlying observations in samples. **Technometrics**, v. 11, n. 1, p. 1–21, fev. 1969.

GRUBBS, F. E.; BECK, G. Extension of sample sizes and percentage points for significance tests of outlying observations. **Technometrics**, v. 14, n. 4, p. 847–854, 1972.

GUPTA, H. V.; KLING, H.; YILMAZ, K. K.; MARTINEZ, G. F. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: implications for improving hydrological modelling. **Journal of Hydrology**, v. 377, n. 1/2, p. 80–91, out. 2009.

HANN, C. T. **Statistical methods in hydrology**. [S.I.]: The Iowa State University Press, 1977.

HARVEY, K. D.; SOLOMON, S. I. Satellite remotely-sensed land-use land-cover data for hydrologic modelling. **Canadian Journal of Remote Sensing**, v. 10, n. 1, p. 68–91, jul. 1984.

HAYWOOD, R. W.; SCHULZE, R. E. Modelling runoff from sugarcane fields. In: SOUTH AFRICA SUGAR TECHNOLOGIST'S ASSOCIATION, 1990, Durban, RSA. **Proceedings...** 1990. p.68-74.

HERNANDES, T. A. D.; BUFON, V. B.; SEABRA, J. E. A. Water footprint of biofuels in Brazil: assessing regional differences. **Biofuels, Bioproducts and Biorefining**, v. 8, n. 2, p. 241–252, mar. 2014.

HEWLETT, J. D. **Principles of forest hydrology**. [S.I.]: University of Georgia, 1983.

HIBBERT, A. R. Forest treatment effects on water yield. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM FOR HYDROLOGY, 1967, Oxford. **Proceedings...** Oxford: Pergamon, 1967

HODGKINS, G. A.; DUDLEY, R. W.; AICHELE, S. S. **Historical changes in precipitation and streamflow in the U.S. Great Lakes Basin , 1915 – 2004.**

Virginia, US: U. S. Geological Survey, 2007.

HOLLANDER, M.; WOLFE, D. A. **Nonparametric statistical methods**. New York: John Wiley & Sons, 1973.

HOMDEE, T.; PONGPUT, K.; KANAE, S.; HARI KRISHNA, B.; MANI, A.; UMA DEVI, M.; RAMULU, V.; EDGECOMBE, M.; HYDROLOGY, E.; WAGNER, P. D.; KUMAR, S.; SCHNEIDER, K.; OSORIO, J.; JEONG, J.; BIEGER, K.; ARNOLD, J.; ONGSOMWANG, S.; IAMCHUEN, N.; ARUNYAWAT, S.; SHRESTHA, R.; WAGNER, P. D.; KUMAR, S.; FIENER, P.; SCHNEIDER, K. Hydrological modeling with SWAT in a monsoon-driven environment: experience from the Western Ghats, India. **Transactions of the ASABE**, v. 17, n. 1962, p. 2233–2246, 2011.

HOUBORG, R.; FISHER, J. B.; SKIDMORE, A. K. Advances in remote sensing of vegetation function and traits. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 43, p. 1–6, 2015.

HUISMAN, J. A.; BREUER, L.; BORMANN, H.; BRONSTERT, A.; CROKE, B. F. W.; FREDE, H.-G.; GRÄFF, T.; HUBRECHTS, L.; JAKEMAN, A. J.; KITE, G.; LANINI, J.; LEAVESLEY, G.; LETTENMAIER, D. P.; LINDSTRÖM, G.; SEIBERT, J.; SIVAPALAN, M.; VINEY, N. R.; WILLEMS, P. Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modeling (LUCHEM) III: Scenario analysis. **Advances in Water Resources**, v. 32, n. 2, p. 159–170, fev. 2009.

HUNTINGTON, T. G. Evidence for intensification of the global water cycle : review and synthesis. **Journal of Hydrology**, v. 319, p. 83–95, 2006.

HYNDMAN, R. J.; KOEHLER, A. B. Another look at measures of forecast accuracy. **International Journal of Forecasting**, v. 22, n. 4, p. 679–688, out. 2006.

IMMERZEEL, W. W.; GAUR, A.; ZWART, S. J. Integrating remote sensing and a process-based hydrological model to evaluate water use and productivity in a south Indian catchment. **Agricultural Water Management**, v. 95, n. 1, p. 11–24, 2008.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Sistema IBGE de Recuperação Automática (SIDRA)**. Disponível em:

<<http://www.sidra.ibge.gov.br/>>. Acesso em: 9 jan. 2017.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE.

**Levantamento sistemático da produção agrícola**. Disponível em:

<<https://sidra.ibge.gov.br/tabela/1618#resultado>>. Acesso em: 2 dez. 2019.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA - INMET. **Banco de Dados Meteorológicos para Ensino e Pesquisa (BDMEP)**. Disponível em:

<<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=bdmep/bdmep>>. Acesso em: 3 maio. 2017a.

INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA - INMET. **Estação meteorológica de observação de superfície**. Disponível em:

<<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=estacoes/>>. Acesso em: 3 maio. 2017b.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS - INPE/CPTEC. **Dados observacionais**. Disponível em: <<http://bancodedados.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 22 abr. 2017.

JARVIS, N. J. A simple empirical model of root water uptake. **Journal of Hydrology**, v. 107, n. 1/4, p. 57–72, 1989.

JIANG, C.; XIONG, L.; WANG, D.; LIU, P.; GUO, S.; XU, C. Separating the impacts of climate change and human activities on runoff using the Budyko-type equations with time-varying parameters. **Journal of Hydrology**, v. 522, p. 326–338, 2015.

JOHNSTON, R.; SMAKHTIN, V. Hydrological modeling of large river basins: how much is enough? **Water Resources Management**, v. 28, n. 10, p. 2695–2730, 9 ago. 2014.

KALRA, A.; PIECHOTA, T. C.; DAVIES, R.; TOOTLE, G. A. Changes in U . S . streamflow and western U . S . Snowpack. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 13, p. 156–163, 2008.

- KAMPF, S. K.; BURGESS, S. J. A framework for classifying and comparing distributed hillslope and catchment hydrologic models. **Water Resources Research**, v. 43, n. 5, 2007.
- KENDALL, M. G. **Rank correlation measures**. London, UK: Griffin, Charles, 1975.
- KHATIWADA, D.; SEABRA, J.; SILVEIRA, S.; WALTER, A. Accounting greenhouse gas emissions in the lifecycle of Brazilian sugarcane bioethanol: methodological references in European and American regulations. **Energy Policy**, v. 47, p. 384–397, ago. 2012.
- KITE, G. W. Development of a hydrologic model for a Canadian watershed. **Canadian Journal of Civil Engineering**, v. 5, n. 1, p. 126–134, mar. 1978.
- KITE, G. W. **Frequency and risk analyses in hydrology**. Littleton, CO: Water Resources Publications, 1988. 257 p.
- KITE, G. W.; PIETRONIRO, A. Remote sensing applications in hydrological modelling. **Hydrological Sciences Journal**, v. 41, n. 4, p. 563–591, 1996.
- KLEMEŠ, V. Conceptualization and scale in hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 65, n. 1/3, p. 1–23, 1983.
- KOONIN, S. E. Getting serious about biofuels. **Science**, v. 311, n. 5760, p. 435–435, 27 jan. 2006.
- KRAJEWSKI, W. F.; SMITH, J. A. Radar hydrology: rainfall estimation. **Advances in Water Resources**, v. 25, n. 8/12, p. 1387–1394, ago. 2002.
- KUCHMENT, L. S. **The hydrological cycle and human impact on it**. Oxford, UK: Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS), 2004.
- KUNDZEWICZ, Z. W.; MATA, L. J.; ARNELL, N. W.; DÖLL, P.; JIMENEZ, B.; OKI, T.; ŞEN, Z.; SHIKLOMANOV, I. The implications of projected climate change for freshwater resources and their management resources and their management. **Hydrological Sciences Journal**, v. 53, n.1, p.3-10, 2008.
- LEE, E.; LIVINO, A.; HAN, S. C.; ZHANG, K.; BRISCOE, J.; KELMAN, J.; MOORCROFT, P. Land cover change explains the increasing discharge of the

Paraná River. **Regional Environmental Change**, v. 18, n. 6, p. 1871–1881, 2018.

LEGATES, D. R.; MCCABE, G. J. Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water Resources Research**, v. 35, n. 1, p. 233–241, jan. 1999.

LEUNING, R.; ZHANG, Y. Q.; RAJAUD, A.; CLEUGH, H.; TU, K. A simple surface conductance model to estimate regional evaporation using MODIS leaf area index and the Penman-Monteith equation. **Water Resources Research**, v. 44, n. 10, out. 2008.

LI, K. Y.; COE, M. T.; RAMANKUTTY, N.; JONG, R. DE. Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. **Journal of Hydrology**, v. 337, n. 3/4, p. 258–268, abr. 2007.

LIANG, K.; LIU, C.; LIU, X.; SONG, X. Impacts of climate variability and human activity on streamflow decrease in a sediment concentrated region in the Middle Yellow River. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, v. 27, n. 7, p. 1741–1749, 22 out. 2013.

LIANG, X.; LETTENMAIER, D. P.; WOOD, E. F.; BURGESS, S. J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. D7, p. 14415, 1994.

LIEBSCHER, H. J. Hydrology for the water management of large river basins. **Hydrological Sciences Journal**, v. 38, n. 1, p. 1–13, fev. 1993.

LIEW, V.; M.W; ARNOLD, J. G.; GARBRECHT, J. D. Hydrologic simulation on agricultural watersheds: choosing between two models. **Transactions of the ASAE**, v. 46, n. 6, p. 1539–1551, 2003.

LINDSTRÖM, G.; JOHANSSON, B.; PERSSON, M.; GARDELIN, M.; BERGSTRÖM, S. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. **Journal of Hydrology**, v. 201, n. 1/4, p. 272–288, dez. 1997.

LINS, H. F.; SLACK, R. Streamflow trends in the United States. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 2, p. 227–230, 1999.

LOHMANN, D.; RASCHKE, E.; NIJSSEN, B.; LETTENMAIER, D. P. Regional scale hydrology: I. formulation of the VIC-2L model coupled to a routing model. **Hydrological Sciences Journal**, v. 43, n. 1, p. 131–141, fev. 1998a.

LOHMANN, D.; RASCHKE, E.; NIJSSEN, B.; LETTENMAIER, D. P. Regional scale hydrology: II. application of the VIC-2L model to the Weser River, Germany. **Hydrological Sciences Journal**, v. 43, n. 1, p. 143–158, fev. 1998b.

MA, Z.; KANG, S.; ZHANG, L.; TONG, L.; SU, X. Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in arid region of northwest China. **Journal of Hydrology**, v. 352, n. 3/4, p. 239–249, 2008.

MACEDO, I. C. **Sugar cane's energy: twelve studies on Brazilian sugar cane**. 2. ed. São Paulo: União da Agroindústria Canavieira de São Paulo, 2007. 195 p.

MAIDMENT, D. R. **Handbook of hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993. ISBN 0-07-039732-5.

MANN, H. B.; WHITNEY, D. R. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. **Annals of Mathematical Statistics**, v. 18, n. 1, p. 50–60, mar. 1947.

MANZATTO, C. V.; ASSAD, E. D.; BACCA, J. F. M.; ZARONI, M. J.; PEREIRA, S. E. M. **Zoneamento agroecológico da Cana-de Açúcar: expandir a produção, preservar a vida, garantir o futuro**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2009. 55 p. ISBN 1517-2627.

MAPBIOMAS. **Coleção 3 da série anual de mapas de cobertura e uso de solo do Brasil**. Disponível em: <<http://mapbiomas.org/>>. Acesso em: 1 jun. 2018.

MARIN, F. R.; JONES, J. W. Process-based simple model for simulating sugarcane growth and production. **Scientia Agricola**, v. 71, n. 1, p. 1–16, 2014.

MARSH, G. P. **Man and nature**. New York: C. Scribner, 1864. 560 p.

MCINTYRE, N.; BALLARD, C.; BRUEN, M.; BULYGINA, N.; BUYTAERT, W.; CLUCKIE, I.; DUNN, S.; EHRET, U.; EWEN, J.; GELFAN, A.; HESS, T.;

- HUGHES, D.; JACKSON, B.; KJELDSEN, T. R.; MERZ, R.; PARK, J. J.-S.; O'CONNELL, E.; O'DONNELL, G.; OUDIN, L.; TODINI, E.; WAGENER, T.; WHEATER, H. Modelling the hydrological impacts of rural land use change. **Hydrology Research**, v. 45, n. 6, p. 737–754, 1 dez. 2014.
- MCCMAHON, T. A.; PEEL, M. C.; PEGRAM, G. G. S.; SMITH, I. N. A simple methodology for estimating mean and variability of annual runoff and reservoir yield under present and future climates. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 1, p. 135–146, fev. 2011.
- MILLY, P. C. D.; DUNNE, K. A. Macroscale water fluxes 2: water and energy supply control of their interannual variability. **Water Resources Research**, v. 38, n. 10, p. 24-1-24–9, 2002.
- MOHOR, G. S.; RODRIGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J.; SIQUEIRA JÚNIOR, J. L. Exploratory analyses for the assessment of climate change impacts on the energy production in an Amazon run-of-river hydropower plant. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 41–59, set. 2015.
- MONTEITH, J. L. Evaporation and environment. **Symposia of the Society for Experimental Biology**, n. 19, p. 205–234, 1965.
- MONTENEGRO, S.; RAGAB, R. Impact of possible climate and land use changes in the semi arid regions: a case study from North Eastern Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 434–435, p. 55–68, abr. 2012.
- MOORE, R. J. The probability-distributed principle and runoff production at point and basin scales. **Hydrological Sciences Journal**, v. 30, n. 2, p. 273–297, 21 jun. 1985.
- MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W.; BINGER, 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.
- MOTTA, R. S. ET AL. **Mudanças do clima no Brasil: aspectos econômicos, sociais e regulatórios**. Brasília: Ipea, 2011. 440 p. ISBN 978-85-7811-108-3.
- MURRAY, S. J.; WATSON, I. M.; PRENTICE, I. C. The use of dynamic global

vegetation models for simulating hydrology and the potential integration of satellite observations. **Progress in Physical Geography**, v. 37, n. 1, p. 63–97, 2013.

NADEN, P. S.; WATTS, C. D. Estimating climate-induced change in soil moisture at the landscape scale: an application to five areas of ecological interest in the U.K. **Climatic Change**, v. 49, n. 4, p. 411–440, 2001.

NAGHETTINI, M.; PINTO, É. J. A. **Hidrologia estatística**. Belo Horizonte: CPRM, 2007. 552 p. ISBN 9788574990231.

NASH, J. E. **Flood studies report**. London: National Environmental Research Council, 1975.

NEGRÃO, A. C.; CAMARGO, C. P.; RODRIGUEZ, D. A.; GIORNES, E. O.; PINTO, G. L. N.; TOMASELLA, J.; SIQUEIRA JÚNIOR, J. L.; LOPES, L. G.; PRADO, M. C. R. **Modelo hidrológico distribuído MHD-INPE**: manual de implementação. São José dos Campos: INPE, 2016. 105 p.

NEGRÃO, A. C.; RODRIGUEZ, D. A.; CHOU, S. C.; MEDEIROS, G. S.; SIQUEIRA JUNIOR, J. L.; CAMARGO, C. P. Previsão de vazão de eventos extremos utilizando o modelo hidrológico distribuído MHD-INPE e previsões meteorológicas do modelo ETA-INPE para uma alta resolução espacial - estudo de caso: São Lui do Paraitinga (SP). **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 69, p. 647–657, 2017.

NERC, N. E. R. C. **Flood studies report: hydrology studies**. London: New Environmental Research Council, 1975.

NETO, A. R.; SILVA, R. C. V.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Simulação na Bacia Amazônica com dados limitados: Rio Madeira. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 13, n. 3, p. 47–58, 2008.

NIEHOFF, D.; FRITSCH, U.; BRONSTERT, A. Land-use impacts on storm-runoff generation: scenarios of land-use change and simulation of hydrological response in a meso-scale catchment in SW-Germany. **Journal of Hydrology**, v. 267, n. 1/2, p. 80–93, out. 2002.

NIEUWENHUIS, A. Integration of remote sensing with a soil water balance



simulation model (SWATRE). **Hydrologic Applications of Space Technology**, n. 160, p. 119–128, 1986.

NIJSSEN, B.; LETTENMAIER, D. P.; LIANG, X.; WETZEL, S. W.; WOOD, E. F. Streamflow simulation for continental-scale river basins. **Water Resources Research**, v. 33, n. 4, p. 711–724, abr. 1997.

NIKOLOPOULOS, E. I.; ANAGNOSTOU, E. N. N.; HOSSAIN, F.; GEBREMICHAEL, M.; BORGA, M. Understanding the scale relationships of uncertainty propagation of satellite rainfall through a distributed hydrologic model. **Journal of Hydrometeorology**, v. 11, n. 2, p. 520–532, abr. 2010.

NOBRE, A. D.; CUARTAS, L. A.; HODNETT, M.; RENNÓ, C. D.; RODRIGUES, G.; SILVEIRA, A.; WATERLOO, M.; SALESKA, S. Height above the nearest drainage: a hydrologically relevant new terrain model. **Journal of Hydrology**, v. 404, n. 1/2, p. 13–29, jun. 2011.

OLIVEIRA, K. D.; TOMASELLA, J.; SANCHES, I. D. Spatial-temporal analysis of the climatic and anthropogenic influences on runoff in the Jucu River Basin, Southeastern Brazil. **Land Degradation & Development**, v. 30, n. 13, p. 1–15, 2019.

OMARY, M.; IZUNO, F. T. Evaluation of sugarcane evapotranspiration from water table data in the everglades agricultural area. **Agricultural Water Management**, v. 27, n. 3/4, p. 309–319, 1995.

PAIVA, R.; COLLISCHONN, W.; BRAVO, J. Modelo hidrodinâmico 1D para redes de canais baseado no esquema numérico de MacCormack. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 16, n. 3, p. 151–161, 2011.

PATTERSON, L. A.; LUTZ, B.; DOYLE, M. W. Climate and direct human contributions to changes in mean annual streamflow in the South Atlantic, USA. **Water Resources Research**, v. 49, n. 11, p. 7278–7291, 2013.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: fundamentos e aplicações práticas**. Guaíba: Agropecuária, 2002. 478 p.

PEREIRA, F. F.; TURSUNOV, M.; UVO, C. B. Towards the response of water balance to sugarcane expansion in the Rio Grande Basin, Brazil. **Hydrology**

**and Earth System Sciences Discussions**, v. 10, n. 5, p. 5563–5603, 2013.

PFRAFSTETTER, O. **Classificação de bacias hidrográficas**: metodologia de codificação. Rio de Janeiro, RJ: Departamento Nacional de Obras de Saneamento (DNOS), 1989.

PIKE, J. G. The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate. **Journal of Hydrology**, v. 2, n. 2, p. 116–123, 1964.

PILON, P. J.; CONDIE, R.; HARVEY, K. D. **Consolidated frequency analysis package**: users manual. Ottawa: Inland Waters Directorate, 1985.

PINEDA, L. A. C. **Estudo observacional e de modelagem hidrológica de uma micro-bacia em floresta não perturbada na Amazonia Central**. 2008. 236 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <http://urlib.net/rep/8JMKD3MGPBW/32HCQ62?ibiurl.language=pt-BR>.

PORPORATO, A.; DALY, E.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Soil water balance and ecosystem response to climate change. **The American Naturalist**, v. 164, n. 5, p. 625–632, 27 nov. 2004.

PORTO, D. R.; PELLEGRINI, S.; ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; GUARULHOS, U.; GUARULHOS, M. U.; PRAÇA, U.; CRISTINA, T.; PAULO, S. Análise morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Aguapeí, planalto ocidental paulista, mediante fluviomorfometria e fotointerpretação. **Geociências**, v. 32, n. 2, p. 227–246, 2013.

RANDHIR, T. O.; TSVETKOVA, O. Spatiotemporal dynamics of landscape pattern and hydrologic process in watershed systems. **Journal of Hydrology**, v. 404, n. 1/2, p. 1–12, jun. 2011.

RASMUSSEN, S. H.; BUTTS, M. B.; LERER, S. M.; REFSGAARD, J. C. Parameterisation and scaling of the land surface model for use in a coupled climate-hydrological model. **Journal of Hydrology**, v. 426/427, p. 63–78, mar. 2012.

RAYMOND, P. A.; OH, N.; TURNER, R. E.; BROUSSARD, W. Anthropogenically enhanced fluxes of water and carbon from the Mississippi

- River. **Nature**, v. 451, p. 449–452, 2008.
- RAZALI, N. M.; WAH, Y. B. Power comparisons of shapiro-wilk, Kolmogorov-Smirnov, Lilliefors and Anderson-Darling tests. **Journal of Statistical Modeling and Analytics**, v. 2, n. 1, p. 21–33, 2011.
- REAGER, J. T.; FAMIGLIETTI, J. S. Characteristic mega-basin water storage behavior using GRACE. **Water Resources Research**, v. 49, p. 3314–3329, 2013.
- REFSGAARD, J. C.; VAN DER SLUIJS, J. P.; BROWN, J.; VAN DER KEUR, P. A framework for dealing with uncertainty due to model structure error. **Advances in Water Resources**, v. 29, n. 11, p. 1586–1597, nov. 2006.
- REN-JUN, Z. The Xinanjiang model applied in China. **Journal of Hydrology**, v. 135, n. 1/4, p. 371–381, jul. 1992.
- RENNER, M.; SEPPELT, R.; BERNHOFER, C. Evaluation of water-energy balance frameworks to predict the sensitivity of streamflow to climate change. **Hydrology and Earth System Sciences**, n.16, p. 1419–1433, 2012.
- RENNÓ, C. D.; NOBRE, A. D.; CUARTAS, L. A.; SOARES, J. V.; HODNETT, M. G.; TOMASELLA, J.; WATERLOO, M. J. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 9, p. 3469–3481, 2008.
- RODERICK, M. L.; FARQUHAR, G. D. A simple framework for relating variations in runoff to variations in climatic conditions and catchment properties. **Water Resources Research**, v. 47, n. 6, p. 1–11, 2011.
- RODRIGUEZ, D. A. **Impactos dos padrões espaciais da vegetação na variáveis atmosféricas e terrestres do ciclo hidrológico, em Bacia de Floresta Amazonica**. [S.l: s.n.], 2011.
- RODRIGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J. On the ability of large-scale hydrological models to simulate land use and land cover change impacts in Amazonian basins. **Hydrological Sciences Journal**, v. 6667, p. 1–16, 2016.
- RODRIGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J.; LINHARES, C. Is the forest conversion

to pasture affecting the hydrological response of Amazonian catchments? signals in the Ji-Paraná Basin. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 10, p. 1254–1269, 2010.

ROMANO, N.; CHIRICO, G. B. The role of terrain analysis in using and developing pedotransfer functions. **Developments in Soil Science**, v. 30, p. 273–294, 2004.

ROSSI, M. **Mapa pedológico do estado de São Paulo**: revisado e ampliado. São Paulo: Instituto Florestal, 2017. 118 p. ISBN 9788564808164 .

RUDORFF, B. F. T.; AGUIAR, D. A.; SILVA, W. F.; SUGAWARA, L. M.; ADAMI, M.; MOREIRA, M. A. Studies on the rapid expansion of sugarcane for ethanol production in São Paulo State (Brazil) using Landsat data. **Remote Sensing**, v. 2, n. 4, p. 1057–1076, 9 abr. 2010.

RUHOFF, A. L.; PAZ, A. R.; ARAGÃO, L. E. O. C.; MU, Q.; MALHI, Y.; COLLISCHONN, W.; ROCHA, H. R.; RUNNING, S. W. Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modelling in the Rio Grande basin. **Hydrological Sciences Journal**, v. 58, n. 8, p. 1658–1676, 2013.

SAHA, S. et al. **NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) selected hourly time-series products, January 1979 to December 2010**. Disponível em: <<https://rda.ucar.edu/datasets/ds093.1/>>. Acesso em: 23 dez. 2018a.

SAHA, S. et al. **NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) 6-hourly products**. Disponível em: <<https://rda.ucar.edu/datasets/ds094.0/>>. Acesso em: 23 dez. 2018b.

SAHIN, V.; HALL, M. J. The effects of afforestation and deforestation on water yields. **Journal of Hydrology**, v. 178, n. 1/4, p. 293–309, abr. 1996.

SALASSI, M. E.; BREAUX, J. B.; NAQUIN, C. J. Modeling within-season sugarcane growth for optimal harvest system selection. **Agricultural Systems**, v. 73, n. 3, p. 261–278, 2002.

SALOMONSON, V. V. Water resources assessment. In: COLWELL, R. N. (Ed.).

**Manual of remote sensing:** interpretation and applications. 2. ed. Bethesda, Md: American Society Photogrammetry Remote Sensing, 1983. p. 1497–1579.

SANTHI, C.; ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R.; DUGAS, W. A.; SRINIVASAN, R.; HAUCK, L. M. Validation of the SWAT model on a large RWER basin with point and nonpoint sources. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 37, n. 5, p. 1169–1188, out. 2001.

SAVENIJE, H. H. G. HESS opinions “The art of hydrology”. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, n. 2, p. 157–161, 18 fev. 2009.

SCARPARE, F. V.; HERNANDES, T. A. D.; RUIZ-CORRÊA, S. T.; KOLLN, O. T.; GAVA, G. J. D. C.; DOS SANTOS, L. N. S.; VICTORIA, R. L. Sugarcane water footprint under different management practices in Brazil: Tietê/Jacaré watershed assessment. **Journal of Cleaner Production**, v. 112, p. 4576–4584, jan. 2016a.

SCARPARE, F. V.; HERNANDES, T. A. D.; RUIZ-CORRÊA, S. T.; PICOLI, M. C. A.; SCANLON, B. R.; CHAGAS, M. F.; DUFT, D. G.; CARDOSO, T. F. Sugarcane land use and water resources assessment in the expansion area in Brazil. **Journal of Cleaner Production**, v. 133, p. 1318–1327, out. 2016b.

SCHILLING, K. E. Relation of baseflow to row crop intensity in Iowa. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 105, p. 433–438, 2004.

SCHUMANN, G. J.-P.; DOMENEGHETTI, A. Exploiting the proliferation of current and future satellite observations of rivers. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 16, p. 2891–2896, 30 jul. 2016.

SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.43, n.6, p.505-531, 1986.

SHAMSELDIN, A. Y.; O’CONNOR, K. M.; LIANG, G. C. Methods for combining the outputs of different rainfall–runoff models. **Journal of Hydrology**, v. 197, n. 1/4, p. 203–229, out. 1997.

SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An analysis of variance test for normality (complete samples). **Biometrika**, v. 52, n. 3/4, p. 591–611, 1965.

- SIEGEL, S. **Nonparametric statistics**: for the behavioral sciences. [S.l]: McGraw Hill, 1988. p.181–187.
- SIEGEL, S.; CASTELLAN, N. J. **Parametric statistics for the behavioural sciences**. USA: McGraw-Hill, 1988.
- SILVA, L. P.; EWEN, J. Modelagem hidrológica de grandes bacias hidrográficas: a necessidade de novas metodologias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 5, n. 1, p. 81–92, 2000.
- SILVA, V. P. R.; SILVA, B. B.; ALBUQUERQUE, W. G.; BORGES, C. J. R.; DE SOUSA, I. F.; DANTAS NETO, J. Crop coefficient, water requirements, yield and water use efficiency of sugarcane growth in Brazil. **Agricultural Water Management**, v. 128, p. 102–109, 2013.
- SINGH, V. P. **Computer models of watershed hydrology**. Boulder, US: Water Resources Publications, 1995. 1130 p. ISBN 0-918334-91-8 .
- SIQUEIRA JÚNIOR, J. L.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A. Impacts of future climatic and land cover changes on the hydrological regime of the Madeira River basin. **Climatic Change**, v. 129, n. 1/2, p. 117–129, 2015.
- SIRIWARDENA, L.; FINLAYSON, B. L.; MCMAHON, T. A. The impact of land use change on catchment hydrology in large catchments: the Comet River, Central Queensland, Australia. **Journal of Hydrology**, v. 326, n. 1/4, p. 199–214, jul. 2006.
- SMITHSON, P. A. IPCC, 2001: climate change 2001: the scientific basis. **International Journal of Climatology**, v. 22, n. 9, p. 1144–1144, 1 jul. 2002.
- SNEYERS, R. **On the statistical analysis of series of observations**, Tech Geneva, Switlerland. 1990. (Note, 143) Disponível em: <[https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=1065](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=1065)>.
- SOFIA, G.; RODER, G.; DALLA FONTANA, G.; TAROLLI, P. Flood dynamics in urbanised landscapes: 100 years of climate and humans' interaction. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 40527, 12 dez. 2017.
- SPERLING, M. VON. **Estudos e modelagem da qualidade da água de rios**.

Belo Horizonte: UFMG, 2007. 588 p. ISBN 85-88556-07-2.

STEIDLE NETO, A. J.; RIBEIRO, A.; LOPES, D. C.; SACRAMENTO NETO, O. B.; SOUZA, W. G.; SANTANA, M. O. Simulation of rainfall interception of canopy and litter in eucalyptus plantation in tropical climate. **Forest Science**, v. 58, n. 1, p. 54–60, 1 fev. 2012.

STOMMEL, H. Varieties of oceanographic experience: the ocean can be investigated as a hydrodynamical phenomenon as well as explored geographically. **Science**, v. 139, n. 3555, p. 572–576, 15 fev. 1963.

SU, Z.; NEUMANN, W.; FETT, A.; SCHUMANN, A.; SCHULTZ, G. Application of remote sensing and geographic information system in hydrological modelling. **Advances in Remote Sensing**, v. 1, n. 3, p. 180–185, 1992.

SUN, S.; CHEN, H.; JU, W.; SONG, J.; ZHANG, H.; SUN, J.; FANG, Y. Effects of climate change on annual streamflow using climate elasticity in Poyang Lake Basin, China. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 112, n. 1/2, p. 169–183, 24 abr. 2013.

TEKLEAB, S.; UHLENBROOK, S.; MOHAMED, Y.; SAVENIJE, H. H. G.; TEMESGEN, M.; WENNINGER, J. Water balance modeling of Upper Blue Nile catchments using a top-down approach. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 7, p. 2179–2193, 13 jul. 2011.

TENG, J.; CHIEW, F. H. S.; VAZE, J.; MARVANEK, S.; KIRONO, D. G. C. Estimation of climate change impact on mean annual runoff across continental Australia using Budyko and Fu equations and hydrological models. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 3, p. 1094–1106, jun. 2012.

THANAPAKPAWIN, P.; RICHEY, J.; THOMAS, D.; RODDA, S.; CAMPBELL, B.; LOGSDON, M. Effects of landuse change on the hydrologic regime of the Mae Chaem river basin, NW Thailand. **Journal of Hydrology**, v. 334, n. 1/2, p. 215–230, 2006.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. Pedotransfer functions for tropical soils. **Developments in Soil Science**, v. 30, p. 415–429, 2004.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. G. Estimating soil water retention

characteristics from limited data in Brazilian Amazonia. **Soil Science**, v. 163, n. 3, p. 190–202, 1998.

TOMASELLA, J.; HODNETT, M. G.; ROSSATO, L. Pedotransfer functions for the estimation of soil water retention in brazilian soils. **Soil Science Society of American Journal**, v. 64, n. 1976, p. 327–338, 2000.

TOMASELLA, J.; PACHEPSKY, Y.; CRESTANA, S.; RAWLS, W. J. Comparison of two techniques to develop pedotransfer functions for water retention. **Soil Science Society of America Journal**, v. 67, n. 4, p. 1085, 2003.

TOMASELLA, J.; SENE GONÇALVES, A.; SCHNEIDER FALCK, A.; OLIVEIRA CARAM, R.; RODRIGUES DINIZ, F. L.; RODRIGUEZ, D. A.; RODRIGUES DO PRADO, M. C.; NEGRÃO, A. C.; SUEIRO MEDEIROS, G.; CHAGAS SIQUEIRA, G. Probabilistic flood forecasting in the Doce Basin in Brazil: effects of the basin scale and orientation and the spatial distribution of rainfall. **Journal of Flood Risk Management**, v. 12, n. 1, e12452, mar. 2019.

TOMER, M. D.; SCHILLING, K. E. A simple approach to distinguish land-use and climate-change effects on watershed hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 376, n. 1/2, p. 24–33, 2009.

TROCH, F. P.; TROCH, P. A.; SU, Z. L. Application of remote sensing for hydrological modelling. In: ABBOTT, M. B.; REFSGAARD, J. C. (Ed.). **Distributed hydrological modelling**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1996.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. 2. ed. Porto Alegre: UFRGS/ABRH, 1998. 678 p. ISBN 85-7025-823-2.

TURC, L. Le bilan d'eau des sols: relation entre les precipitations, l'évaporation et l'écoulement. **Annales Agronomiques**, v. 5, p. 491–569, 1954.

UHLENBROOK, S. Biofuel and water cycle dynamics: what are the related challenges for hydrological processes research? **Hydrological Processes**, v. 21, n. 26, p. 3647–3650, 15 dez. 2007.

UNIÃO DA INDÚSTRIA DA CANA-DE-AÇÚCAR - UNICA. **Produção e uso do Etanol combustível no Brasil**. São Paulo: ÚNICA, 2007. 68 p.



UNIÃO DA INDÚSTRIA DA CANA-DE-AÇÚCAR - UNICA. **Área cultivada com cana de açúcar**. Disponível em: <<https://www.unicadata.com.br/historico-de-area->

[ibge.php?idMn=33&tipoHistorico=5&acao=visualizar&idTabela=2381&produto=Área+colhida&anoIni=1980&anoFim=2018&estado=SP](https://www.unicadata.com.br/historico-de-area-ibge.php?idMn=33&tipoHistorico=5&acao=visualizar&idTabela=2381&produto=Área+colhida&anoIni=1980&anoFim=2018&estado=SP)>. Acesso em: 2 dez. 2019.

VANSHAAR, J. R.; HADDELAND, I.; LETTENMAIER, D. P. Effects of land-cover changes on the hydrological response of interior Columbia River basin forested catchments. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 13, p. 2499–2520, set. 2002.

VINEY, N. R.; BORMANN, H.; BREUER, L.; BRONSTERT, A.; CROKE, B. F. W.; FREDE, H.; GRÄFF, T.; HUBRECHTS, L.; HUISMAN, J. A.; JAKEMAN, A. J.; KITE, G. W.; LANINI, J.; LEAVESLEY, G.; LETTENMAIER, D. P.; LINDSTRÖM, G.; SEIBERT, J.; SIVAPALAN, M.; WILLEMS, P. Assessing the impact of land use change on hydrology by ensemble modelling (LUCHEM) II: ensemble combinations and predictions. **Advances in Water Resources**, v. 32, n. 2, p. 147–158, fev. 2009.

VOGEL, R. W.; MCMARTIN, D. E. Probability plot goodness-of-fit and skewness estimation procedures for the pearson type 3 distribution. **Water Resources Research**, v. 27, n. 12, p. 3149–3158, dez. 1991.

VON RANDOW, R. C. S.; RODRIGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J.; AGUIAR, A. P. D.; KRUIJT, B.; KABAT, P. Response of the river discharge in the Tocantins River Basin, Brazil, to environmental changes and the associated effects on the energy potential. **Regional Environmental Change**, v. 19, n. 1, p. 193–204, 13 jan. 2019.

WAGNER, P. D.; WASKE, B. Importance of spatially distributed hydrologic variables for land use change modeling. **Environmental Modelling & Software**, v. 83, p. 245–254, set. 2016.

WALD, A.; WOLFOWITZ, J. An exact test for randomness in the non-parametric case based on serial correlation. **Annals of Mathematical Statistics**, v. 14, n. 4, p. 378–388, 1943.

WANDERS, N.; BIERKENS, M. F. P.; DE JONG, S. M.; DE ROO, A.; KARSSSENBERG, D. The benefits of using remotely sensed soil moisture in parameter identification of large-scale hydrological models. **Water Resources Research**, v. 50, n. 8, p. 6874–6891, ago. 2014.

WANG, D.; HEJAZI, M. Quantifying the relative contribution of the climate and direct human impacts on mean annual streamflow in the contiguous United States. **Water Resources Research**, v. 47, n. 10, out. 2011.

WANG, D.; TANG, Y. A one-parameter Budyko model for water balance captures emergent behavior in darwinian hydrologic models. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 13, p. 4569–4577, 16 jul. 2014.

WANG, L.; QU, J. J. Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring: a review. **Frontiers of Earth Science in China**, v. 3, n. 2, p. 237–247, 27 jun. 2009.

WANG, S.; KANG, S.; ZHANG, L.; LI, F. Modelling hydrological response to different land-use and climate change scenarios in the Zamu River basin of northwest China. **Hydrological Processes**, v. 22, n. 14, p. 2502–2510, 1 jul. 2008.

WANG, X. Advances in separating effects of climate variability and human activity on stream discharge: aAn overview. **Advances in Water Resources**, v. 71, p. 209–218, set. 2014.

WANG, X.; MELESSE, A. M.; YANG, W. Influences of potential evapotranspiration estimation methods on SWAT's hydrologic simulation in a Northwestern Minnesota Watershed. **Transactions of the ASABE**, v. 49, n. 6, p. 1755–1771, 2006.

WERNER, M. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) mission overview. **Frequenz**, v. 55, n. 3/4, p. 75–79, jan. 2001.

WHEATER, H.; EVANS, E. Land use, water management and future flood risk. **Land Use Policy**, v. 26, Supp. 1, p. 251–264, 2009.

WIGMOSTA, M. S.; NIJSSEN, B.; STORCK, P.; LETTENMAIER, D. P. The distributed hydrology soil vegetation model. In: SINGH, V. P.; FREVERT, D. K.

- (Ed.). **Mathematical models of small watershed hydrology and applications**. Littleton, CO: Water Resource Publications, 2002. p. 7–42.
- WIGMOSTA, M. S.; VAIL, L. W.; LETTENMAIER, D. P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. **Water Resources Research**, v. 30, n. 6, p. 1665–1679, jun. 1994.
- WILK, J.; ANDERSSON, L.; PLERMKAMON, V. Hydrological impacts of forest conversion to agriculture in a large river basin in northeast Thailand. **Hydrological Processes**, v. 15, n. 14, p. 2729–2748, 15 out. 2001.
- WILLEMS, P. Adjustment of extreme rainfall statistics accounting for multidecadal climate oscillations. **Journal of Hydrology**, v. 490, p. 126–133, 2013.
- WILLIAMS, C. A.; REICHSTEIN, M.; BUCHMANN, N.; BALDOCCHI, D.; BEER, C.; SCHWALM, C.; WOHLFAHRT, G.; HASLER, N.; FOKEN, T.; PAPALE, D.; SCHYMANSKI, S.; SCHAEFER, K. Climate and vegetation controls on the surface water balance: synthesis of evapotranspiration measured across a global network of flux towers. **Water Resources Research**, v. 48, p. 1–13, 2012.
- WILLMOTT, C. J. On the validation of models. **Physical Geography**, v. 2, n. 2, p. 184–194, 15 jul. 1981.
- WILSON, J. P.; GALLANT, J. C. **Terrain analysis: principles and applications**. Nova Jersey: John Wiley & Sons, 2000. ISBN 0-471-32188-5.
- WOOD, E. F.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K.; BAND, L. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. **Journal of Hydrology**, v. 102, n. 1/4, p. 29–47, set. 1988.
- WU, J.; MIAO, C.; ZHANG, X.; YANG, T.; DUAN, Q. Science of the total environment detecting the quantitative hydrological response to changes in climate and human activities. **Science of the Total Environment**, v. 586, p. 328–337, 2017.
- XU, C. Climate change and hydrologic models: a review of existing gaps and recent research developments. **Water Resources Management**, v. 13, n. 5, p.

369–382, 1999.

XU, C. Y.; SINGH, V. P. Review on regional water resources assessment models under stationary and changing climate. **Water Resources Management**, v. 18, n. 6, p. 591–612, 2004.

XU, C. Y.; SINGH, V. P. Evaluation of three complementary relationship evapotranspiration models by water balance approach to estimate actual regional evapotranspiration in different climatic regions. **Journal of Hydrology**, v. 308, n. 1/4, p. 105–121, 2005.

XU, X.; YANG, D.; YANG, H.; LEI, H. Attribution analysis based on the Budyko hypothesis for detecting the dominant cause of runoff decline in Haihe basin. **Journal of Hydrology**, v. 510, p. 530–540, mar. 2014.

YANG, D.; SUN, F.; LIU, Z.; CONG, Z.; NI, G.; LEI, Z. Analyzing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in nonhumid regions of China using the Budyko hypothesis. **Water Resources Research**, v. 43, n. 4, p. 1–12, abr. 2007.

YANG, H.; YANG, D.; LEI, Z.; SUN, F. New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation. **Water Resources Research**, v. 44, n. 3, p. 1–9, mar. 2008.

ZHAN, C.; NIU, C.; SONG, X.; XU, C. The impacts of climate variability and human activities on streamflow in Bai River basin, northern China. **Hydrology Research**, v. 44, n. 5, p. 875–885, out. 2013.

ZHANG, L.; DAWES, W. R.; WALKER, G. R. **Predicting the effect of vegetation changes on catchment average water balance**. Victoria, Australia: Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 1999.

ZHANG, L.; DAWES, W. R.; WALKER, G. R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. **Water Resources Research**, v. 37, n. 3, p. 701–708, mar. 2001.

ZHANG, L.; HICKEL, K.; DAWES, W. R.; CHIEW, F. H. S.; WESTERN, A. W.; BRIGGS, P. R. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. **Water Resources Research**, v. 40, W02502, p. 1–14,

2004.

ZHAO, R.; LIU, X.; SINGH, V. ET AL. The xinanjiang model. In: SINGH, V. P. (Ed.). **Computer models of watershed hydrology**. Boulder, US: Water Resources Publications, 1995. p. 215–232.

ZOBLER, L. **Global soil types, 1-degree grid (Zobler)**. Disponível em: <<https://daac.ornl.gov/SOILS/guides/ZoblerSoil1.html>>.

## APÊNDICE A – PARÂMETROS COMUMENTE ADOTADOS EM MODELOS HIDROLÓGICOS.

Tabela A.1 – Relação de variáveis adotadas como input de modelos hidrológicos.

CATEGORIA	VARIÁVEIS
Arquivos de Mapas	Modelo Digital de Superfície, Uso e Cobertura do Solo, Classes de Solo, Profundidade do Solo, Textura do Solo, Bacia Hidrográfica, Camada Geológica, Vertente/Encosta, Índice de Área Foliar, Declividade, Aspecto do Terreno, Áreas Impermeáveis, Áreas Desmatadas, Rede de Drenagem, Malha Viária.
Dados Hidrológicos e Meteorológicos	Precipitação, Total Precipitado, Precipitação Média Anual, Duração da Precipitação Diária, Temperatura do Ar, Temperatura Mínima, Temperatura Máxima, Temperatura Média, Radiação Solar Diária, Radiação de Onda Curta, Radiação de Onda Longa, Radiação Global, Humidade Relativa do Ar, Humidade Relativa do Ar Trimestral, Pressão de Vapor, Velocidade do Vento, Velocidade do Vento Média Anual, Direção do Vento, Taxa de Lapso da Temperatura com a Altitude, Taxa de Lapso da Precipitação com a Altitude, Evapotranspiração Potencial, Fatores de Correção da Taxa de Lapso das Estações com a Altitude, Estação Sazonal de Crescimento da Vegetação, Latitude, Ponto de Orvalho, Cobertura de Nuvens, Fotoperíodo, Evaporação do Tanque Classe "A", Tempo Diário Para Precipitação de Pico, Vazão.
Constantes	Parâmetros do Dossel, Constante de Stefan Boltzman, Constante Solar, Calor Latente de Fusão da Água, Constante de VonKarmen, Constante Psicométrica, Altura de Referência dos Dados Meteorológicos, Limiar de Temperatura Para a Chuva Líquida, Rugosidade do Solo, Índice de Área Foliar, Capacidade de Campo, Ponto de Murcha Permanente, Albedo do Dossel, Albedo de Estratos Florestais Abaixo do Dossel, Fator de Interceptação, Fator de Escoamento Superficial, Velocidade de Fluxo, Parâmetros da Velocidade de Fluxo, Coeficiente de Manning, Coeficiente Racional, Altura da Medição de Velocidade do Vento, Altura da Medição de Humidade do Ar, Fração da Célula de Grade que Recebe Precipitação, Altitude, Aspecto, Latitude, Tipo de Cobertura Florestal, Aplicações Silviculturais, Profundidade de Enraizamento, Velocidade do Vento, Fator Multiplicativo do IAF Para Calculo da Fração Úmida do Dossel.
Parâmetro da Vegetação	Capacidade de Interceptação do Dossel, Evapotranspiração Potencial, Fluxo de Base, Coeficiente de Manning, Fração de Sombreamento do Solo, Fração de Cobertura Florestal do Solo, Número de Classes de Vegetação na Célula de Grade, Fração de Vegetação na Célula de Grade, Número de Zonas de Enraizamento, Fração de Raiz por Zona de Enraizamento, IAF, Presença de Sub-bosque, Resistencia Provocada Pela Arquitetura Vegetal, Resistencia Estômatal Mínima, Albedo, Rugosidade da Superfície Vegetal, Altura de Deslocamento, Limiar de Evapotranspiração por Radiação de Onda Curta, Fator de Atenuação da Radiação, Fator de Atenuação do Vento, Altura do Dossel até a Base da Copa,

(continua)

## APÊNDICE A – Conclusão.

CATEGORIA	VARIÁVEIS
Fluxos Superficiais e Subterrâneos	Armazenamento da Camada Superior, Armazenamento Nominal da Camada Inferior, Porosidade, Índice de Vegetação, Expoente de Infiltração, <i>Flow Path Length</i> , <i>Flow Path Slope</i> , Abstrações Iniciais, <i>Interflow Index</i> , <i>Interflow Recession Constant</i> , Variável de Recessão do Lençol Freático, Constante de Recessão do Lençol Freático, <i>Interflow Recession Constant</i> , Profundidade até o Lençol Freático (Armazenamento Inativo).
Parâmetro do Dossel Superior	Classes de Vegetação, Albedo, Dias com Folhagem Exposta, Decadência Foliar, IAF, Índices de Área de Ramos, Altura da Vegetação, Fração de Cobertura Vegetal, Altura do Dossel até a Base da Copa, Atenuação Aerodinâmica, Atenuação da Radiação, Fator de Aglutinação, <i>Maximum Release Drip Ratio</i> , Resistência Estômatal Mínima, Resistência Estômatal Máxima, Limiar de Humidade, Déficit de Pressão de Vapor, Número de Zonas de Raízes, Profundidade das Zonas de Raízes, Fração de Raízes por Zona de Enraizamento, Proporção de Vegetação Decídua, Extinção da Radiação, Fração de Interceptação, Coeficiente da Cultura, Coeficiente da Cultura para Distribuição da Cobertura Vegetal, Profundidade da Zona Evaporativa, Capacidade de Campo, Ponto de Murcha Permanente, Capacidade de Interceptação, Profundidade de Raiz, Fração da Cobertura Vegetal, Fração Sazonal da Cobertura Vegetal, Evapotranspiração Potencial, Condutância Estômatal, Parâmetro de Crescimento da Vegetação, Período de Colheita, Descrição da Irrigação, Controle de Plantas Daninhas, Queimada, Área Total de Colheita Florestal, Anos de Desflorestamento, Qualidade Ambiental, Espécies Florestais.
Parâmetro do Dossel Inferior	IAF, Albedo, Fração de Raízes por Zona de Enraizamento, Fração de Cobertura Sazonal, Número de Zonas de Raízes, Profundidade das Zonas de Raízes, Resistência Estômatal do Dossel, Atenuação Aerodinâmica.
Parâmetro do Solo	Parâmetros da Equação de van Genuchten, Máxima Velocidade do Fluxo de Base, Fração de Velocidade Máxima Onde o Fluxo de Base Não-Linear Começa, Fração de Humidade Máxima Onde o Fluxo de Base Não-Linear Começa, Expoente de Fluxo de Base, Condutividade Hidráulica Saturada, Conteúdo de Humidade Inicial, Temperatura Média do Solo, Profundidade do Solo de Amortecimento Térmico, Densidade Aparente, Capacidade de Campo, Ponto de Murcha Permanente, Conteúdo de Umidade Residual, Rugosidade da superfície do Solo.

## APÊNDICE B – FUTUROS SENSORES REMOTOS DESTINADOS À GESTÃO DE RECURSOS HÍDRICOS.

Tabela B.1 – Relação das variáveis destinadas a gestão de recursos hídricos e respectivas características demandadas no desenvolvimento de sensores remotos.

Variável	Resolução Espacial	Revisita	Período de Passagem	Duração	Notas/Acurácia
Tipo de Cultura	10-30 m, hiperespectral	Semanal	Menos nublado, duas vezes por dia? (Considerar abordagem da constelação)	Longo Prazo	Imageamento contínua da Terra + formação hiperespectral
Fenologia	10-30 m, multispectral	Semanal e diário em fases críticas do ciclo	Menos nublado, duas vezes por dia? (Considerar abordagem da constelação)	Longo Prazo	Fusão de sensores, também usado no mapeamento das áreas irrigadas
Indicadores de diferentes tipos de estresse da vegetação (nutrientes da água, doença, umidade, pragas, etc)	10-30 m, hiperespectral para distinguir diferentes tipos de stress, termal	Semanal	Tarde	Longo Prazo	Não precisa de órbita polar, ~60N a 60S
Uso da água (ET e separação de evaporação e transpiração)	10-30 m, multiespectral e termal	Semanal	Menos nublado, duas vezes por dia? (Considerar abordagem da constelação)	Longo Prazo	Imageamento contínua da Terra
Temperatura da superfície	10-30 m, termal (ou 1 km na banda ka do micro-ondas como um proxy de alternativa)	Semanal	Menos nublado, duas vezes por dia? (Considerar abordagem da constelação)	Longo Prazo	Também é usado para derivar área irrigada
Perfil de umidade do solo (zona radicular incluída)	1-3 km, micro-ondas	Diário	Manhã	Longo Prazo	-
Teor de água na vegetação	1-3 km, micro-ondas	-	-	Longo Prazo	Fusão de sensores usando micro-ondas e termal para derivar estimativas em escala de campo
Teor de clorofila	10-30 m, multiespectral/ hiperespectral	Semanal	-	Longo Prazo	Mapeamento de resíduos de culturas
Área irrigada	10-30m	Sazonal	-	Longo Prazo	Derivado do NDVI e LST

(continua)



## APÊNDICE B – Conclusão.

Variável	Resolução Espacial	Revisita	Período de Passagem	Duração	Notas/Acurácia
Índice de área foliar	10-30 m, multiespectral ou Lidar	Semanal	-	Longo Prazo	-
Eficiência no uso da água	10-30m	Semanal	-	Longo Prazo	Derivado de modelo
Humidade em nível de condições de contorno	2-4 km	Horário	Geoestacionária	Longo Prazo	-
Altura do dossel	30 m, precisão +/- 30 cm	Anual	-	-	-
Precipitação	< 1 km	Horário	-	Ilimitado	<10%
Topografia	10 m	3 - 5 anos	-	-	10 cm
Uso e cobertura da terra	10 m	Semanal	-	Ilimitado	< 5%
Lençol freático	100 m	Diário	A qualquer momento	Ilimitado	5 cm
Massa d'água	10 m	Diário	A qualquer momento	Ilimitado	1 cm vertical
Propriedades do solo	100 m	10 anos	-	-	< 10%
Práticas agricultura	10 m	Sazonal	-	-	Preparo/Plantio direto
Seção transversal do curso d'água	1 km	Sazonal	-	-	1 cm
Integridade de barragens	10 m	Diário	Sob demanda	-	< 10%
Radiação solar	100 m	Horário	-	Longo Prazo	< 10%
Cobertura de nuvens		Horário	-	-	< 10%
Evapotranspiração/Vapor de água	100 m	Horário	Manhã	10 anos	Escala de campo, alta repetição
Interceptação pela cobertura vegetal	1 km	Diário	Manhã	Contínuo	-
Umidade do solo (zona radicular incluída)	50 m - 1 km	Diário	-	-	-
Qualidade da água	10-30 m	Diário	Manha	-	-

## **APÊNDICE C - CLASSIFICAÇÃO DE MODELOS HIDROLÓGICOS.**

Quando existir uma relação com a distribuição espacial do fenômeno:

- a) Distribuído: explicitamente, representa a variabilidade espacial das variáveis de entrada, tipicamente modelando os fenômenos da bacia hidrográfica em uma grade de células regular, em formato matricial, com resolução definida pelo usuário, com base nos objetivos de estudo e na escala de modelagem. De maneira geral, mesmo para dados temáticos, o detalhamento do espaço é realizado de forma que cada célula possa ser tratada como um ponto representativo de sua área de abrangência;
- b) Semidistribuído: divide a bacia em áreas com propriedades hidrológicas comuns, como classes de elevação, declividade, solo, vegetação, sub-bacias, dentre outras, com posterior sobreposição desses produtos, definindo assim, as Unidades de Resposta Agrupadas (GRUs) ou Unidades de Resposta Hidrológica (HRUs); e
- c) Concentrado, agregado ou pontual: não leva em conta a distribuição espacial de variáveis ou parâmetros de entrada para representar a heterogeneidade das características das bacias hidrográficas. Todas as variáveis de entrada e saída são representativas de toda a área de estudo.

Existindo uma relação temporal:

- a) Estático: quando os fenômenos modelados são contínuos no tempo, ou seja, as soluções da modelagem são dadas em um único passo de tempo; e
- b) Dinâmico: quando os resultados da medição dos processos associados se dão em determinado intervalo de tempo. Assim, os resultados de uma interação são utilizados como entrada para a

próxima interação. Os passos de tempo mais comuns encontrados neste tipo de modelo são em dias ou horas.

Com base nas equações implementadas:

- a) Físico: derivado de equações que descrevem a conservação de massa, impulso, e/ou energia, ou seja, baseado em processos físicos;
- b) Analítico, conceitual ou semiempírico: utiliza hipóteses simplificadoras para derivar soluções que governam a conservação de massa e/ou energia e equações de transporte. Ajustam os dados calculados aos observados através de funções empíricas (p. ex., equação de Darcy, Horton etc.), mas que estão relacionadas com a física do sistema; e
- c) Empírico: baseado em derivações experimentais simplificadas; portanto, pouco robusto, uma vez que é específico para a localidade e condições às quais as relações foram estimadas, ou seja, não possibilita fazer simulações de mudanças em condições que o modelo não foi parametrizado, como valores extremos (não adotados nos dados da elaboração do modelo), mudanças climáticas ou do uso do solo.

Com base na representação espacial dos dados simulados:

- a) Discreto: os dados de entrada são não distribuídos espacialmente, portanto, assumindo um valor não matricial e não espacializado resultante da modelagem, como por exemplo, a vazão de um rio e a umidade média do solo na bacia; e
- b) Contínuo ou espacializado: variam progressivamente através de uma superfície a partir de uma fonte, com valores das células adjacentes apresentando variações espaciais referentes ao comportamento do fenômeno considerado, ou seja, com presença de correlação espacial.

Em função da presença ou ausência do conceito de probabilidade:

- c) Estocástico ou probabilístico: ao menos uma das variáveis apresenta comportamento aleatório, de forma que, pelo menos uma das características operacionais é dada por uma função de probabilidade;
- d) Determinístico: quando o conceito de probabilidade não é considerado durante a elaboração do modelo. Não contém nenhuma variável aleatória, ou seja, para um conjunto conhecido de dados de entrada haverá um único conjunto de resultados de saída.

Quanto à aplicação ao gerenciamento dos recursos hídricos:

- a) Comportamental: aplicados na descrição comportamental do sistema, através de prognósticos e mediante as diferentes entradas de dados;
- b) Otimização: destinam-se a obter as melhores soluções para projetos;
- c) Planejamento: visam obter soluções no âmbito hidráulico, hidrológico, econômico, socioeconômico e ambiental, por meio de simulações em condições de larga escala.

Com relação à escala dos processos no sistema físico (baseado nas tendências atuais):

- a) Modelo de grandes bacias: tratam e forma empírica a distribuição dos parâmetros em grandes áreas; e
- b) Modelos de pequenas bacias: buscam representar com maior precisão, e de forma distribuída, os processos hidrológicos.

## **APÊNDICE D - GENERALIZAÇÕES SOBRE LUCC.**

Hibbert, (1967) considerando os resultados obtidos por estudos sobre os efeitos da alteração da cobertura florestal na produção de água chegou as seguintes conclusões:

- a) A redução da cobertura florestal aumenta o rendimento de água;
- b) O estabelecimento de cobertura florestal em terras de escassa vegetação diminui a produção de água; e
- c) A resposta relativa às alterações na bacia é altamente variável e, na sua maior parte, imprevisível.

Pela revisão de Bosch e Hewlett (1982) em estudos de bacias pareadas, foram apresentadas generalizações e tendências visando suscitar projetos mais cuidadosos de novas experiências. Ao revisar 94 bacias eles concluíram:

- a) Redução da cobertura florestal provoca aumento da produção de água;
- b) Aumento da cobertura florestal provoca diminuição da produção de água;
- c) Mudanças na produtividade de água devido à alteração da cobertura vegetal são mais intensas em áreas de alta pluviosidade;
- d) O efeito do corte raso na produtividade de água é de mais curta duração em áreas de alta pluviosidade, devido à rápida rebrota da vegetação;
- e) Alteração de 10% da cobertura floresta em povoamentos de coníferas e eucaliptos estão associados com mudança de aproximadamente 40 mm no rendimento anual de água;

- f) Alteração de 10% da cobertura de folhosas decíduas estão associados com mudança de aproximadamente 25 mm no rendimento anual de água;
- g) Alteração de 10% da cobertura de pastagens e vegetação rasteira estão associados com mudança de aproximadamente 0 mm no rendimento anual de água;
- h) Reduções na cobertura florestal inferiores a 20%, aparentemente não pode ser detectado através da medição de vazão;
- i) Resposta da vazão ao desmatamento depende tanto da precipitação média anual das bacia como da precipitação para o ano em tratamento<sup>2</sup>; e
- j) O rendimento máximo na produtividade hídrica ocorre durante os primeiros 5 anos após a redução da cobertura florestal.

Em sua análise Sahin e Hall (1996), consideraram 145 microbacias, adotando o critério de dividir os tipos de vegetação em categorias. Apesar da abordagem semelhante à de Bosch e Hewlett (1982), os autores usaram as variações médias de rendimento de água nos primeiros cinco anos após o tratamento, adotando análise de regressão linear fuzzy. Para uma redução de 10% da cobertura vegetal os autores puderam concluir:

- a) Para floresta de coníferas a produção de água aumentou 20 a 25 mm;
- b) Em floresta de eucalipto a produção de água aumentou 6 mm;
- c) Considerando pastagens e vegetação rasteira o ganho resultante foi de 5 mm; e

---

<sup>2</sup> Quanto ao termo “tratamento” entenda-se como quaisquer alterações antrópicas provocadas propositalmente na bacia hidrográfica.

- d) Na cobertura de folhosas decíduas a produção de água aumentou 17 mm a 19 mm.

A avaliação realizada por Brown et al. (2005), além de retomar os resultados obtidos por estudos feitos até os anos 80, contempla trabalhos que se valeram de metodologias contemporâneas. O autor leva em conta as variações anuais de longo prazo, escalas de tempo, padrão sazonal das vazões e alterações nas curvas anuais e sazonais de duração de vazão, dividindo os relatos nas categorias de reflorestamento, desmatamento, rebrota e conversão da floresta, generalizando o seguinte:

- a) O equilíbrio hidrológico após alterações de uso do solo com reflorestamento, desmatamento e rebrota, variam consideravelmente;
- b) Desmatamento atinge um novo equilíbrio mais rapidamente do que o reflorestamento;
- c) Reflorestamento ou desmatamento são susceptíveis a ter um impacto muito maior em longo prazo sobre a vazão do que a rebrota em questões referente à segurança dos recursos hídricos;
- d) Para muitos casos a análise da magnitude de variação anual média ou sazonal é insuficiente para compreensão dos efeitos da mudança da vegetação sobre o rendimento anual, sendo necessária resolução temporal mais refinada;
- e) O equilíbrio do escoamento superficial não ocorre de imediato após alterações na cobertura de uma bacia;
- f) Distúrbios durante as alterações na cobertura da bacia, como compactação do solo e queimada, podem resultar em acréscimo temporário no escoamento superficial e mudança no padrão da vazão;
- g) A evapotranspiração é o principal responsável pela alteração da produção de água por modificações da cobertura vegetal;

- h) Aumentos na produção de água ocorrem imediatamente após a remoção da floresta;
- i) O controle da rebrota pode prolongar a produção de água após o desmatamento;
- j) Quando a regeneração da cobertura florestal for permitida o aumento da vazão diminui rapidamente em cerca de 3 a 10 anos;
- k) Pequenas alterações na produção de água podem persistir durante, pelo menos, uma década;
- l) Mudanças no tipo de vegetação irão afetar não só a vazão média anual como também a sua variabilidade;
- m) Em climas temperados as maiores variações de volume de água ocorrem durante a estação húmida, com pequenas alterações de volume durante a estação seca;
- n) Em bacias tropicais ocorrem tanto variação proporcional uniforme na produção de água em todas as estações, ou maior variação proporcional no fluxo durante a estação seca; e
- o) Bacias com precipitação uniforme tendem a mostrar reduções mais uniformes na produção de água em todas as estações do ano.

Além das generalizações, o autor destaca importantes resultados:

- p) A relação linear da predição da mudança de rendimento de água em estudos de desmatamento é limitada pela restrita amostragem de dados do curto período entre a remoção da vegetação e o início da rebrota, o que pode ter forte influência sobre os resultados;
- q) Fluxos de base tendem a aumentar em bacias hidrográficas cultivadas em comparação com florestadas, sem ocorrência de mudanças de longo prazo nas taxas de infiltração;



- r) Diferença de vazão entre uma bacia florestada e cultivada são principalmente devido às diferenças na transpiração durante a estação seca, com pouca ou nenhuma alteração no escoamento superficial; e
- s) Substituição da cobertura florestal para agricultura de sequeiro e urbanização implicam na diminuição da infiltração, aumento do escoamento superficial, e conseqüentemente, na redução da recarga e diminuição do fluxo de base na estação seca, além de vazões mais intensas durante a estação chuvosa.

As conclusões apresentadas, sobre as implicações das mudanças de uso do solo na disponibilidade hídrica, foram em sua maioria baseadas em estudos em zonas temperadas ou a nível global, no entanto, esses efeitos são fundamentalmente diferentes entre zonas climáticas tropicais e úmidas, assim, Bruijnzeel (1990), apresenta importantes generalizações para tais regiões:

- a) As variações nas configurações geológicas (portanto geomorfológica e pedológica) são os principais fatores promotores da diversidade no comportamento do escoamento superficial;
- b) O escoamento superficial é um fenômeno bastante raro em condições de florestas não perturbadas;
- c) Evapotranspiração de florestas tropicais atinge cerca de 1.415 mm (em amplitude de 1.310 mm a 1500 mm), caindo para 1.225 mm (em amplitude de 1.115 mm a 1.295 mm) em floresta montanas, 900 mm em florestas sazonais e 310 mm a 390 mm em floresta ombrófila densa altomontana, como resultado de baixo saldo de radiação e déficits de baixa pressão de vapor para essa última;
- d) Com exceção de florestas de grande extensão, vegetação litorânea em zonas costeiras ou florestas altomontana, as florestas tropicais, muito provavelmente, não influenciam quantitativamente na precipitação local;

- e) O consumo de água de florestas naturais ou povoamentos florestais é maior do que a maioria das culturas agrícolas e pastagem;
- f) Dependendo da precipitação local, há aumentos na produção de água entre 110 mm e 825 mm no primeiro ano após o desmatamento;
- g) Conversão de floresta tropical para pastagens bem manejadas ou culturas anuais, pode produzir aumentos permanentes no rendimento total de água de 200 mm/ano a 300 mm/ano;
- h) Conversão de floresta tropical de planície para povoamentos florestais de importância econômica (p. ex., seringueira, cacau, palmeira, pinus, eucalipto, dentre outras) culmina em aumento permanente na produção de água durante a maturidade, atingindo valores entre 100 mm/ano a 400 mm/ano;
- i) Deve-se esperar uma redução com intensidade relativa de produção hídrica (dependendo do clima e profundidade do solo) mediante reflorestamento de áreas degradadas, especialmente durante períodos de seca;
- j) Ocupação da planície de inundação resulta na intensificação de inundações para área susceptível a esse fenômeno. No entanto, isto não deve ser interpretado como aumento da magnitude real de tais eventos;
- k) O aumento da vazão anual logo após o corte da vegetação florestal é proporcional à quantidade de biomassa removida;
- l) A conversão da vegetação nativa em pastagens pode ocasionar redução na evapotranspiração e acréscimo na vazão média anual;
- m) A supressão da vegetal seguida pelo uso inadequado do solo pode causar modificações drásticas, com elevação das vazões de pico;

- n) Infiltração superficial e evapotranspiração associadas com os tipos de cobertura vegetal desempenham um papel fundamental na determinação do que acontece com o regime da vazão após a conversão da floresta;
- o) Se após a remoção da cobertura vegetal ocorrer diminuição da taxa de infiltração, à medida que a perda de água por escoamento superficial excede o ganho do fluxo de base resultará na diminuição da disponibilidade de água na estação seca;
- p) Se após o desmatamento as características de infiltração do solo são mantidas e o efeito de evapotranspiração reduzidos resultará no aumento do fluxo de base;
- q) Os efeitos de reflorestamento não só refletem o equilíbrio entre mudanças na infiltração e evapotranspiração, mas também irá depender da capacidade de armazenamento de água disponível do solo;
- r) Os efeitos locais do aumento da vazão são moderados por diferença no intervalo de tempo entre afluentes e por variações espaciais e temporais na precipitação;
- s) Inundações por cheias geralmente são resultado de extensa área de contribuição e precipitação de elevada intensidade, ocorrendo principalmente em solos com elevado teor de umidade;
- t) Em solos encharcados, o processo de geração de escoamento, frente à precipitação de alta intensidade, é regulado pela capacidade de armazenamento de água do solo em detrimento da taxa de infiltração. A presença ou ausência de cobertura vegetal bem desenvolvida torna-se de menor importância neste caso; e
- u) Ao avaliar os efeitos da presença ou ausência da cobertura florestal sobre a magnitude das inundações, as características geológicas

(pedológicas e geomorfológicas) e climáticas devem ser consideradas.

## APÊNDICE E – EXEMPLOS DE PROCESSAMENTO E CONSISTÊNCIA DE DADOS HIDROCLIMATOLÓGICOS.

Figura E.1 – Análise temporal de falhas na série histórica das estações pluviométricas.

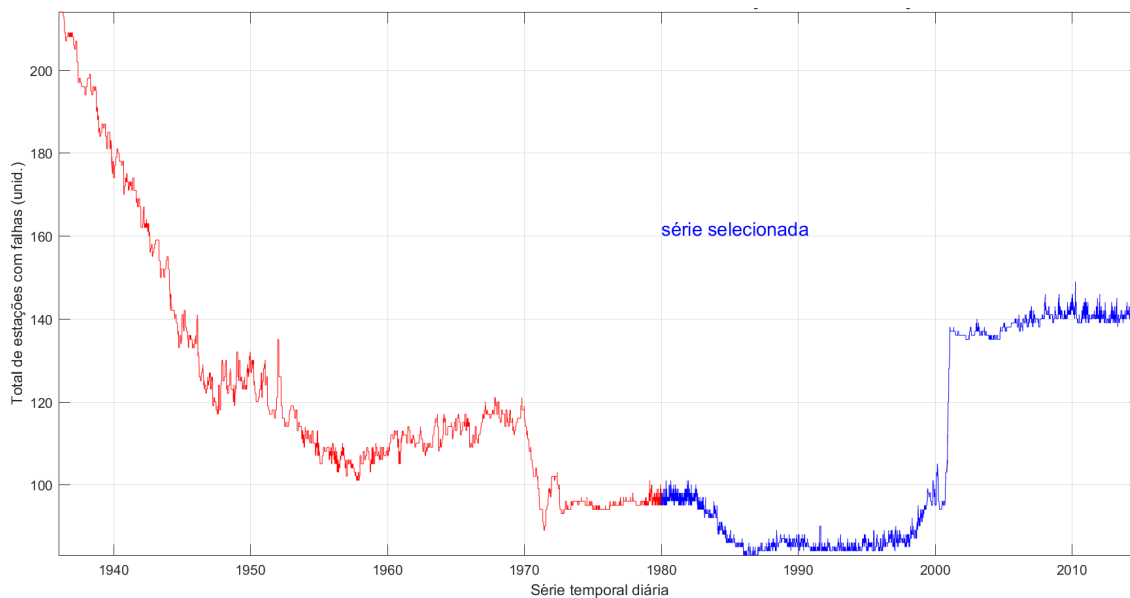


Figura E.2 – Série temporal média de falhas relativas diárias da precipitação pré-consistida.

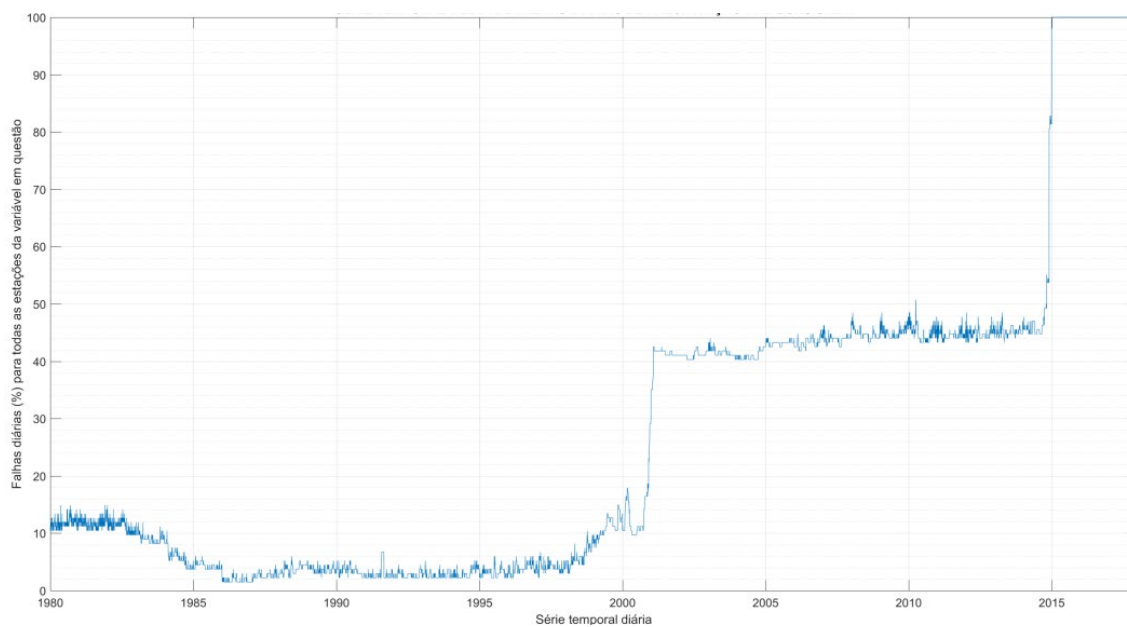


Figura E.3 – Série temporal de falhas horárias, pré-consistidas, para todas as estações pluviométricas.

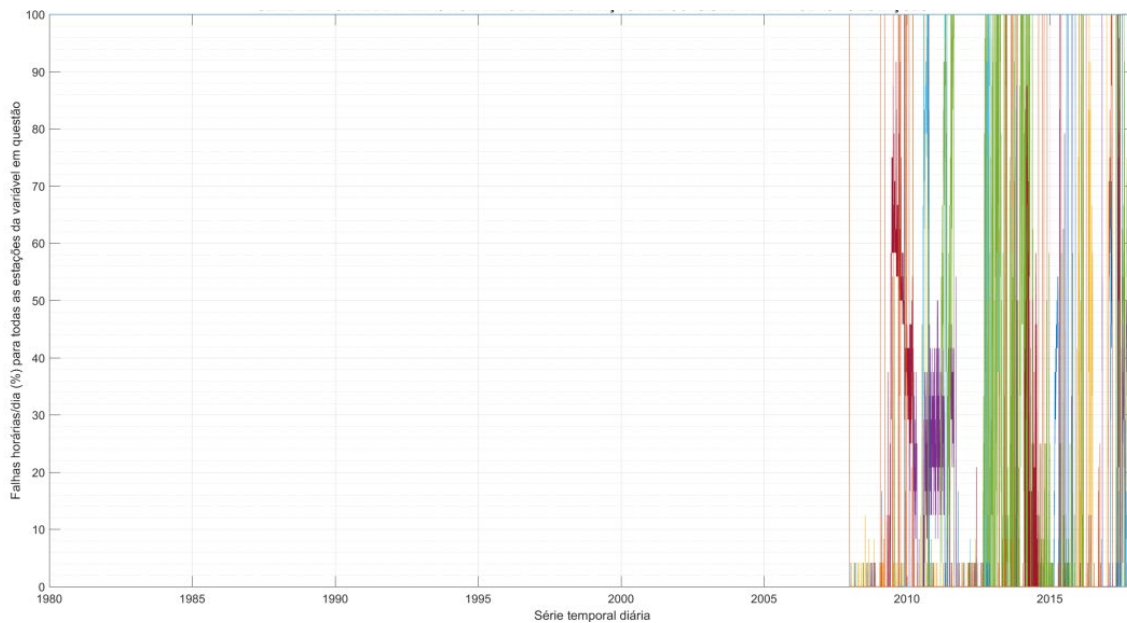


Figura E.4 – Série temporal média de falhas horárias pré-consistida, para uma estação pluviométrica qualquer.

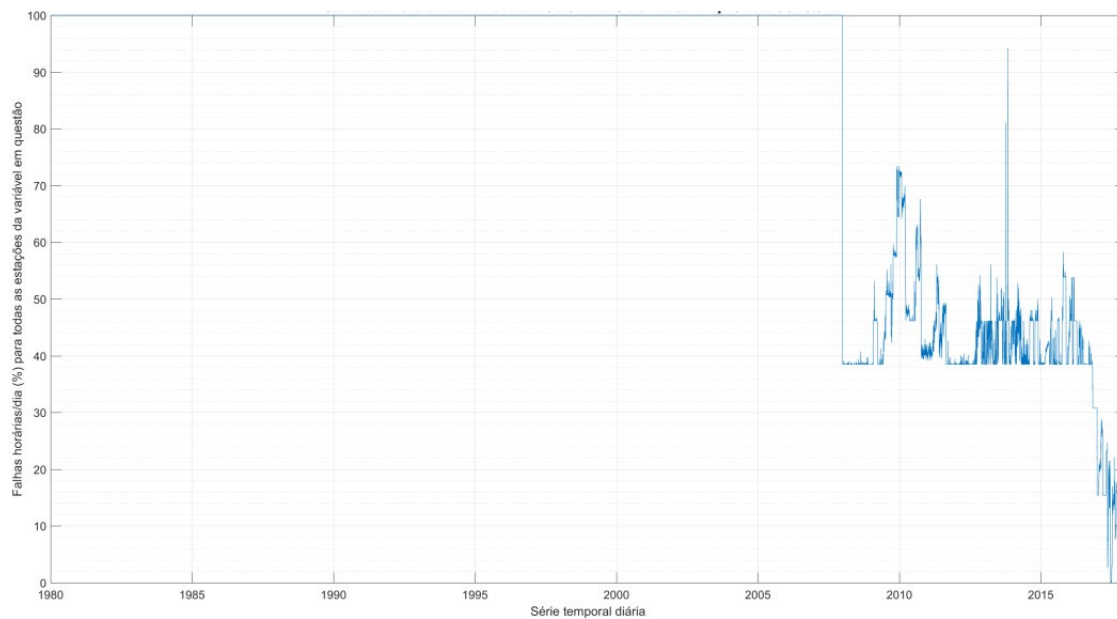


Figura E.5 – Proporção de falhas nas estações de precipitação referente às estações correspondentes ao período selecionado na série histórica.

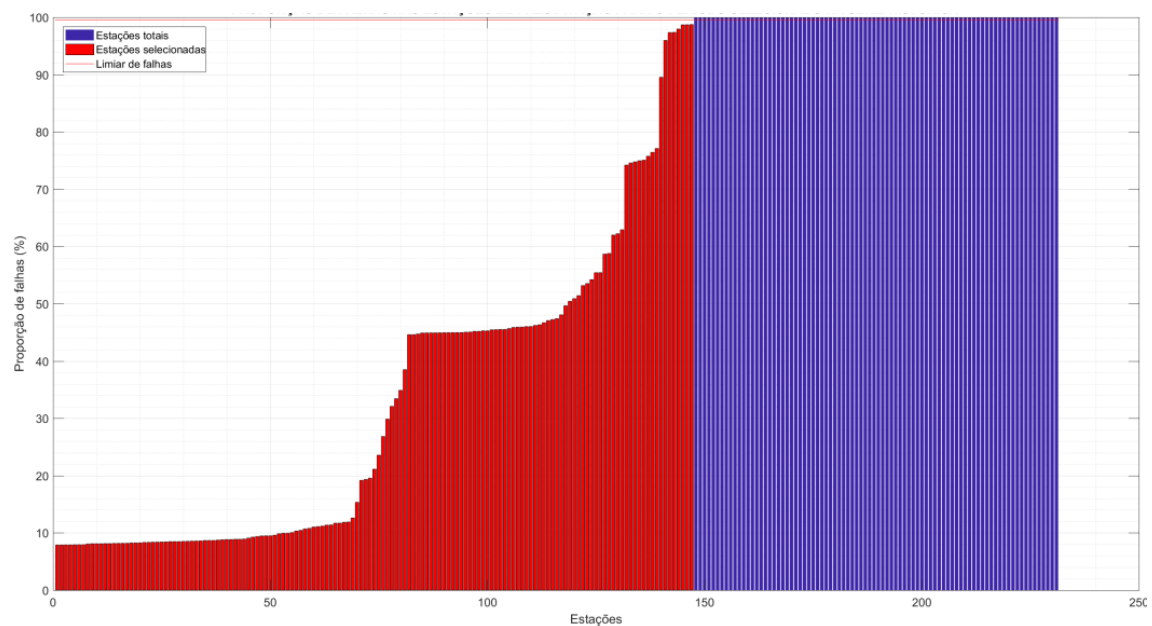


Figura E.6 – Série temporal diária bruta para todas as estações pluviométricas.

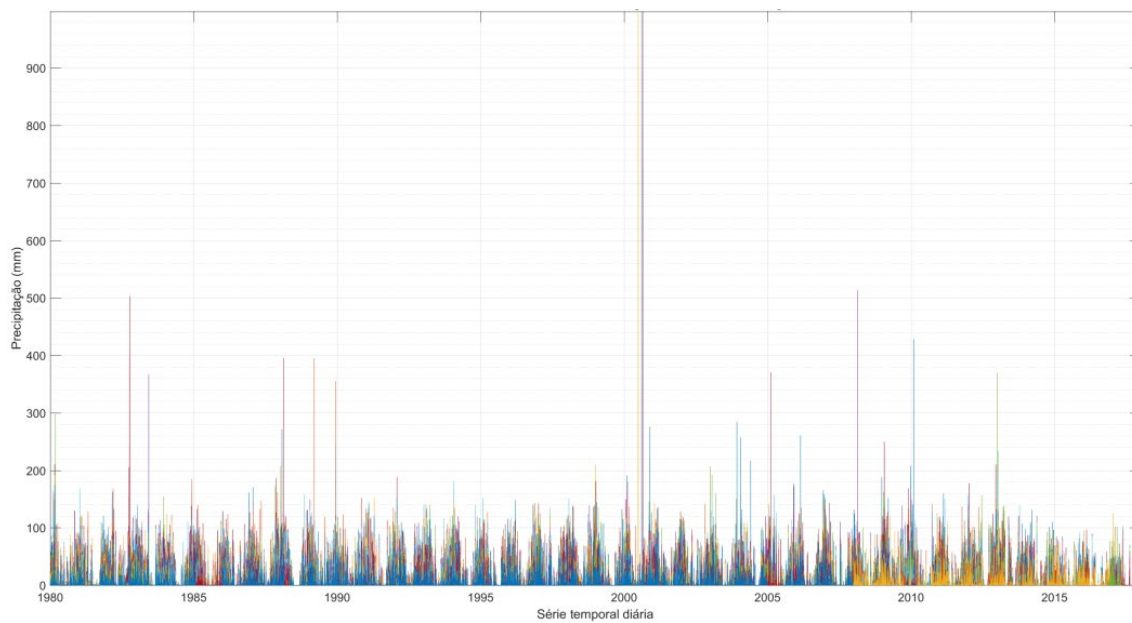


Figura E.7 – Série temporal diária pré-consistida para todas as estações pluviométricas.

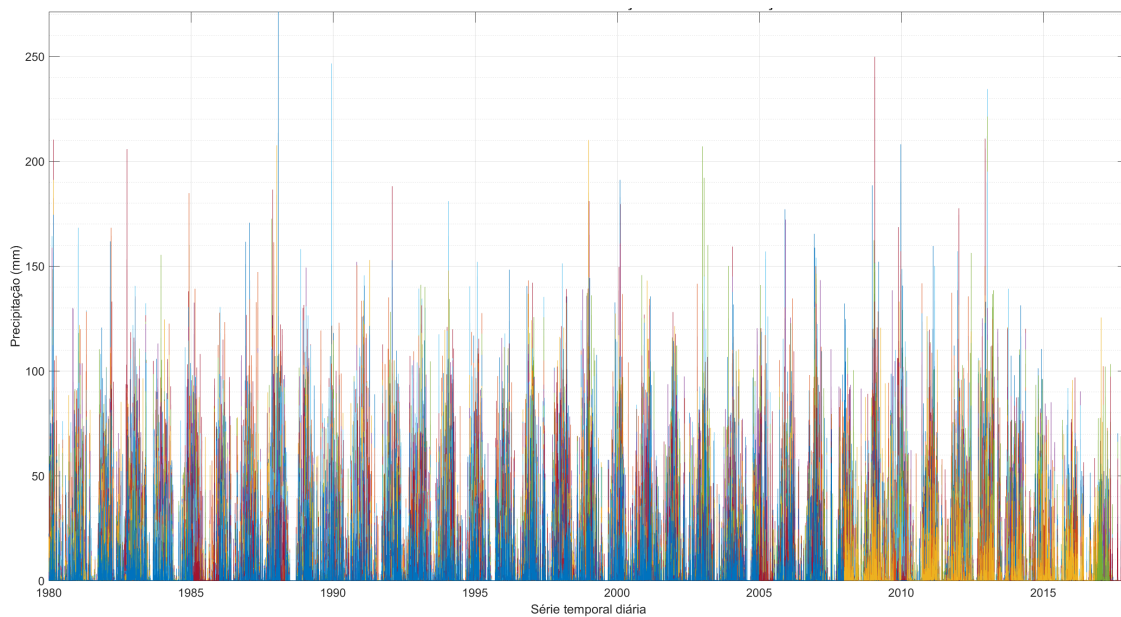


Figura E.8 – Preenchimento de falhas por interpolação pelo método IDW em múltiplos estágios com raio de busca restritivo para estações pluviométricas.

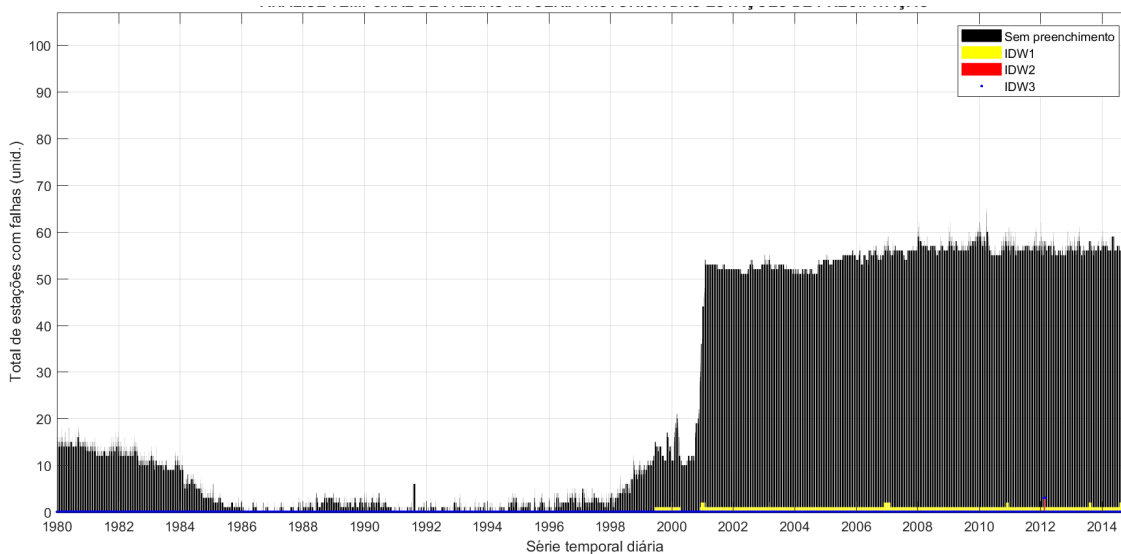




Figura E.9 – Série temporal diária de nível, de uma estação fluviométrica qualquer.

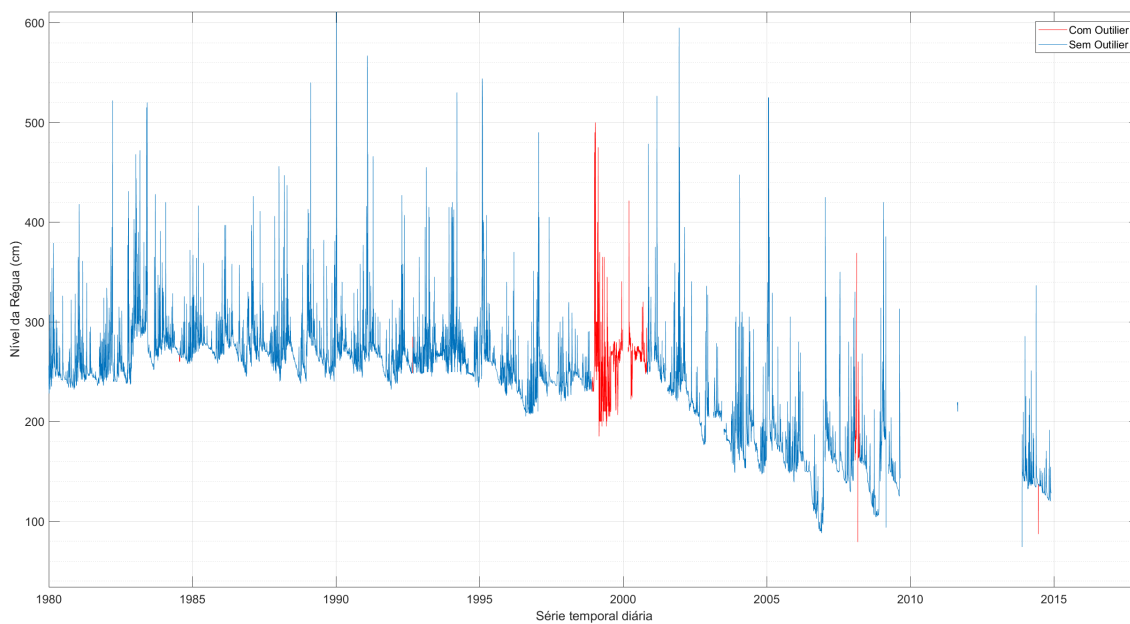


Figura E.10 – Série temporal de falhas na série temporal diária de uma estação de nível qualquer.

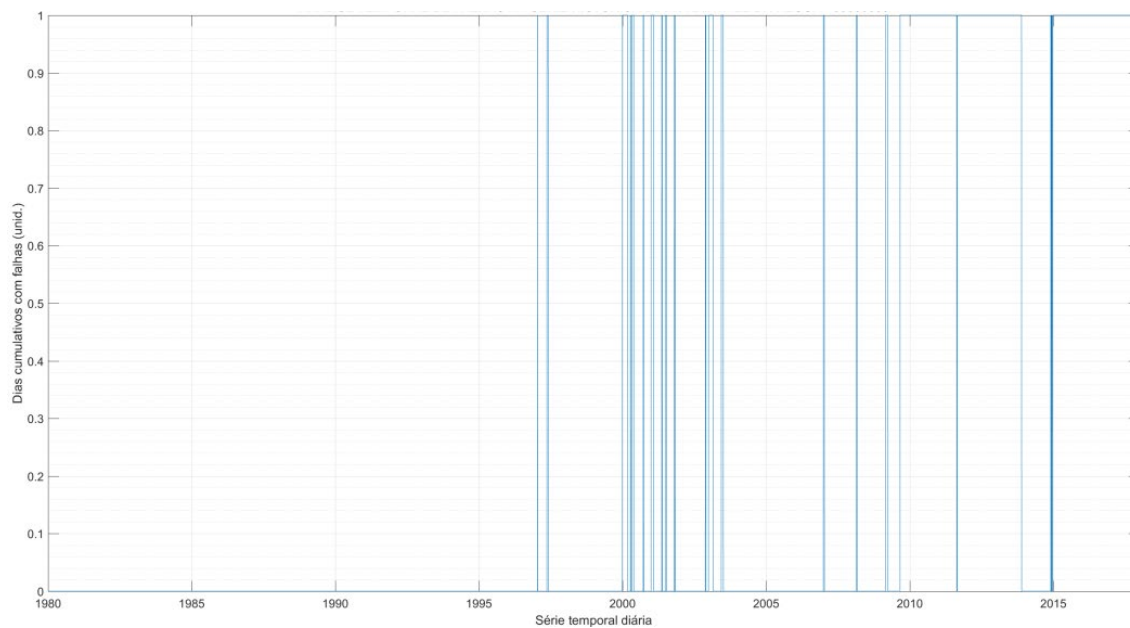


Figura E.11 – Análise temporal de falhas na série histórica diária, antes e após a remoção de outliers de uma estação de nível qualquer.

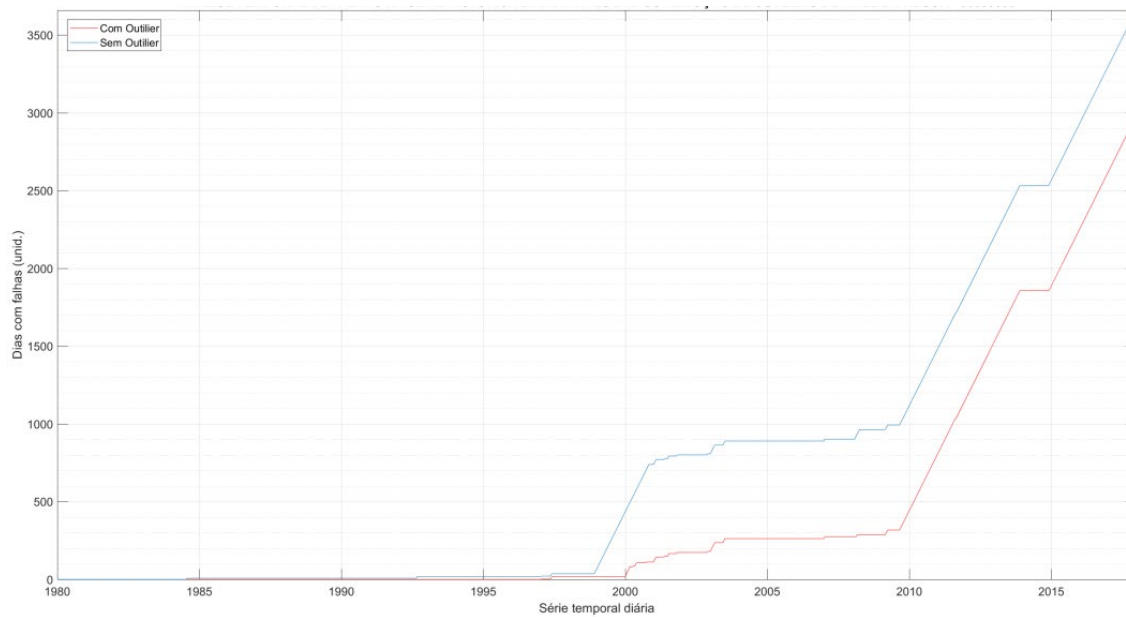


Figura E.12 – Série temporal de estação fluviométrica com remoção de erro sistemático.

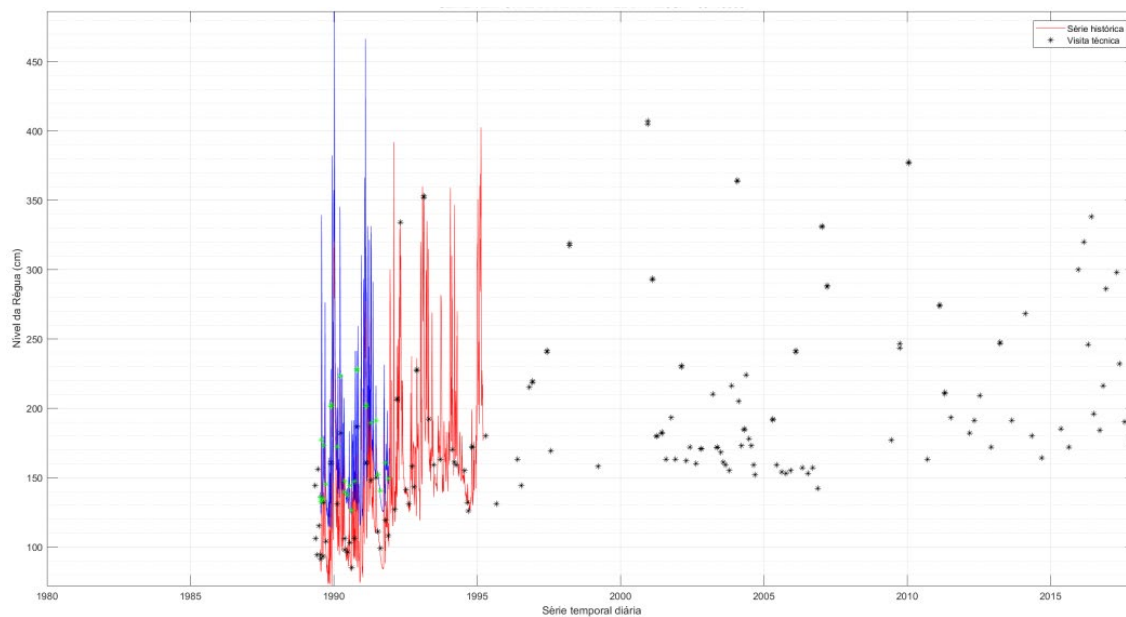


Figura E.13 – Proporção de falhas nas estações de precipitação referente às estações correspondentes ao período selecionado na série histórica.

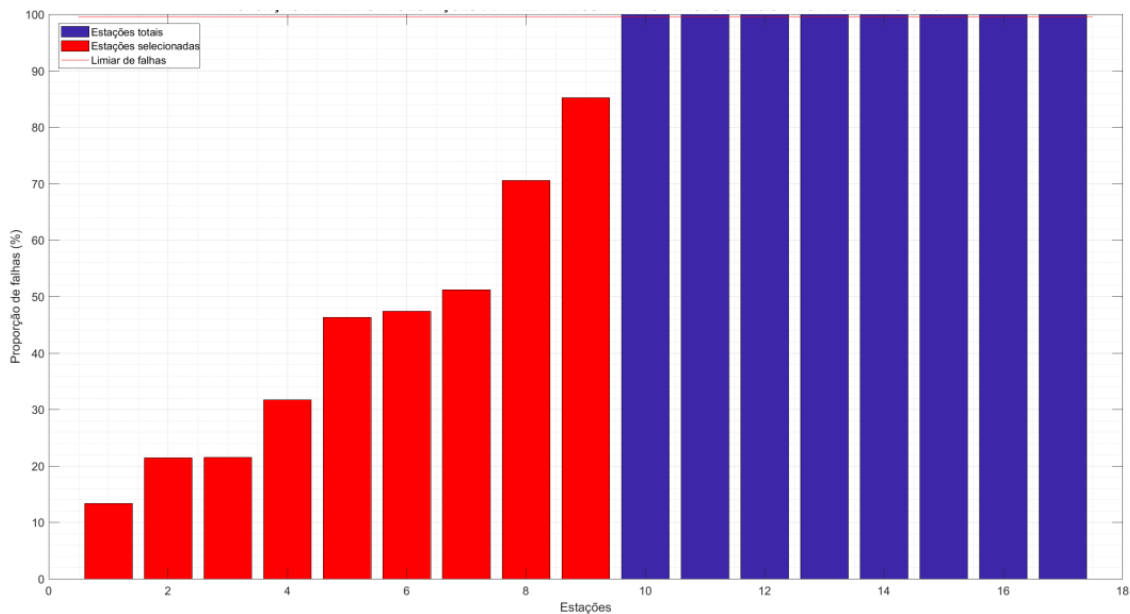


Figura E.14 – Análise temporal de falhas na série histórica das estações fluviométricas.

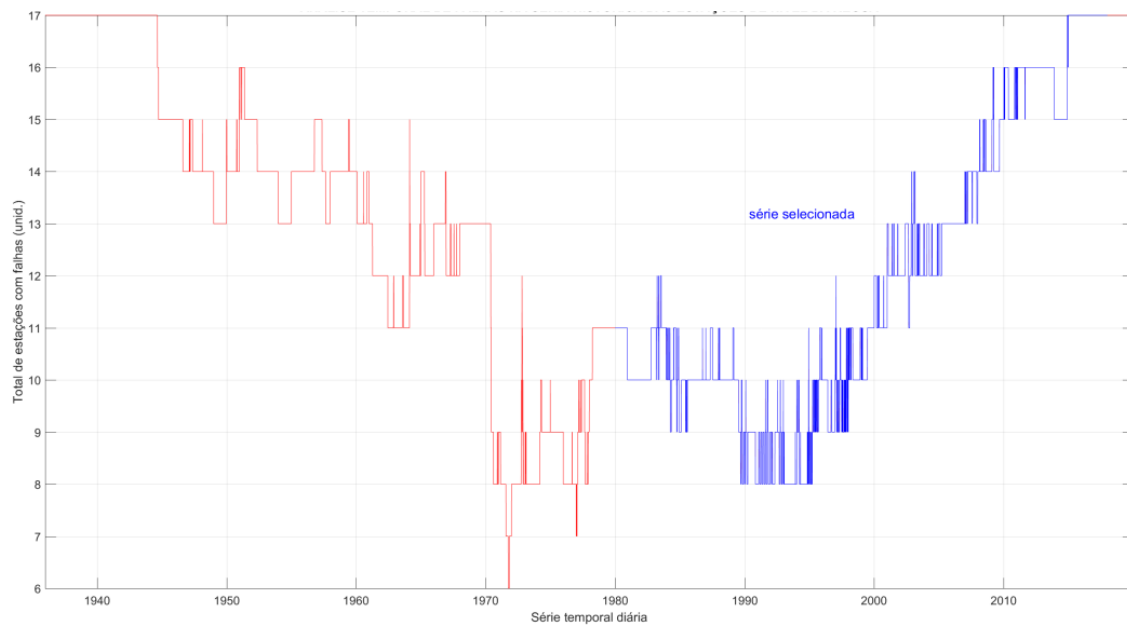


Figura E.15 – Série histórica bruta das estações fluviométricas.

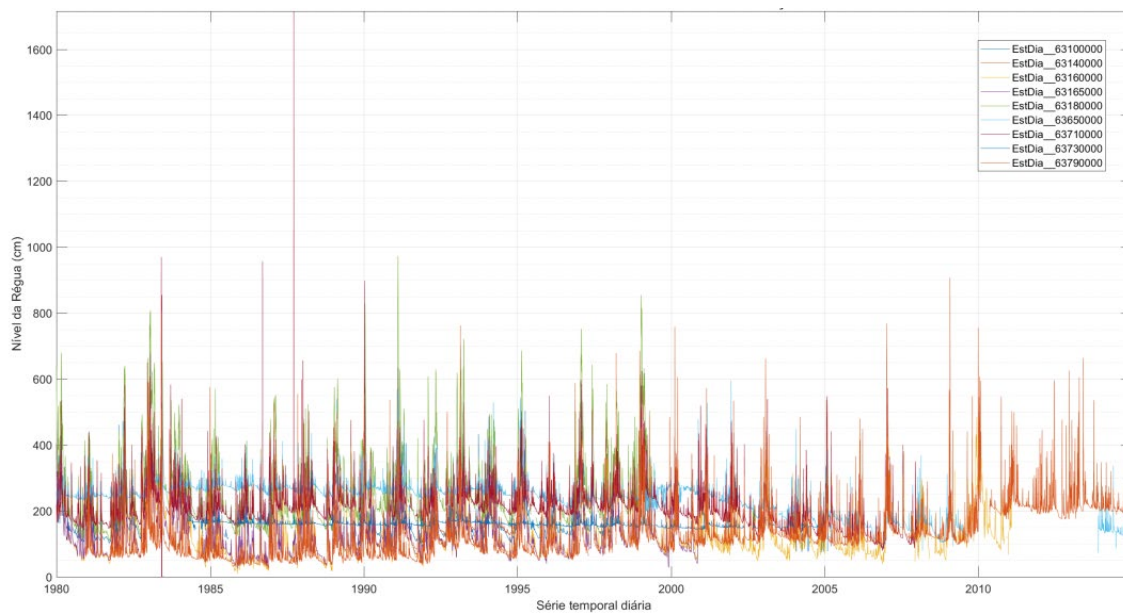
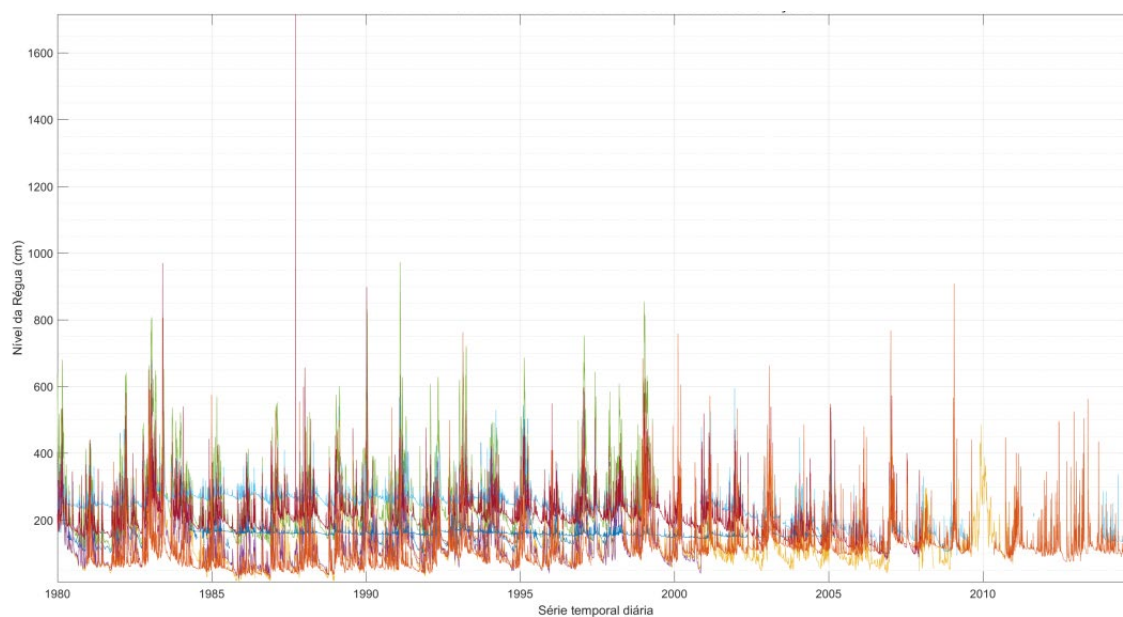


Figura E.16 - Série histórica consistida das estações fluviométricas.



## APÊNDICE F – SUMÁRIO COMPARATIVO DE PRODUTOS DE REANÁLISE ATMOSFÉRICA.

Tabela F.1 – Produtos de reanálises para definição das variáveis para suprimento de dados climatológicos faltantes.

Nome	Fonte	Série	Resolução temporal	Resolução espacial	Formato(s)	Resolução do modelo
CERA-20C: ECMWF's Coupled Ocean-Atmosphere Reanalysis of the 20th Century	ECMWF	1901/01 - 2010/12	Sub-diário, Diário, Mensal	~ 125km; 160 x 320; 91 níveis do modelo/ 37 níveis de pressão/ 16 níveis de temperatura potencial, e nível de vórtices potencial 2 PVU	netCDF, G RIB	
Climate Forecast System Reanalysis (CFSR)	NCEP	1979/01 - 2017/11	Sub-diário, Mensal	.5°x.5° & 2.5°x2.5°, 0.266 hPA	GRIB	T382 x 64 níveis
ERA-15	ECMWF	1979/01 - 1993/12	Sub-diário, Mensal	T106, 2.5 x 2.5	GRIB	T106 (1.125)
ERA-20C: ECMWF's atmospheric reanalysis of the 20th century (and comparisons with NOAA's 20CR)	ECMWF	1900/01 - 2011/01	Sub-diário, Diário, Mensal	~ 125km; 160 x 320; 91 níveis do modelo/ 37 níveis de pressão/ 16 níveis de temperatura potencial, e nível de vórtices potencial 2 PVU	netCDF, G RIB	
ERA-Interim	ECMWF	1979/01 - 2019/09	Sub-diário, Diário, Mensal	0.75°x0.75°x60 lev 0.1 hPA top	netCDF, G RIB	T255, 60 níveis
ERA40	ECMWF	1957/09 - 2002/08	Sub-diário, Mensal	2.5°x2.5° / 1.125°x1.125°; 60 níveis 0.1 hPA	netCDF, G RIB	T159, 60 níveis
ERA5 atmospheric reanalysis		1979/01 - 2019/07	Sub-diário, Diário, Mensal	~31 km, 137 níveis, 1 Pa	netCDF, G RIB	
JRA-25	Agência meteorológica japonesa	1979/01 - 2004/12	Sub-diário, Mensal	1.125x1.125/2.5x2.5; 0.4 hPA	GRIB	T106, 40 níveis
JRA-55	Agência meteorológica japonesa	1957/12 - 2019/07	Sub-diário, Mensal	T319 x 60 níveis, 0.1 hPA	GRIB	T319 x 60 níveis
NASA MERRA	NASA	1979/01 - 2016/02	Sub-diário, Mensal	0.5° x 0.667° x 72 , 0.01 hPA	netCDF, H DF	0.5° x 0.667° x 72
NASA's MERRA2 reanalysis	NASA Global Gabinete de Modelagem e Assimilação	1980/01 - 2017/11	Sub-diário, Diário, Mensal	½° latitude por ⅝° longitude por 72 níveis do modelo (também interpolado para 42 níveis de pressão)	netCDF	Grade de esfera cubada, armazenada a ½° de latitude por ⅝° de longitude por 72 níveis modelo (também interpolados a 42 níveis de pressão)
NCEP Reanalysis (R2)	NCEP,DOE	1979/01 - 2019/10	Sub-diário, Diário, Mensal	2.5°x2.5° 28 níveis 3 hPA	netCDF, G RIB	T62 28 níveis
NCEP-NCAR (R1): An Overview	NCEP,NCAR	1948/01 - 2019/10	Sub-diário, Diário, Mensal	2.5°x2.5°; 3 hPA	netCDF, G RIB	T62 - 28 níveis
NOAA 20th-Century Reanalysis, Version 2 and 2c	NOAA ESRL,CIRES CDC / Gil Compo	1850/12 - 2014/12	Sub-diário, Diário, Mensal	2°x2°, 28 níveis 10 hPA	netCDF, G RIB	T62 28 níveis

Foram consultados ainda: CMORPH, TRMM, GPM, CRU, PSD, WFDEI, GSMaP, Hydro-E, GLDAS, AIRS e JRA.

## APÊNDICE G – PROCESSAMENTO PARA ADEQUAÇÃO DO MDS.

- a) Inserção das cenas em uma armação de dados e importação para um geodatabase, sem especificações dos parâmetros de armazenamento;
- b) Criação de um conjunto de dados de mosaico vazio para posterior gerenciamento, visualização e consulta da coleção dos rasters, sem alteração do sistema de projeção, tipo de pixel ou número de bandas;
- c) Preenchimento do conjunto de dados de mosaico vazio pela adição da coleção de rasters, com definição do tipo de raster como *Digital Terrain Elevation Data (DTED)*, permitindo a identificação de metadados, georreferenciamento, data de aquisição, tipo de sensor, comprimento de onda da banda, armazenamento dos pixels, formato do raster e outros parâmetros específicos. Cálculo do tamanho do intervalo das células de cada conjunto de dados e geração do polígono limite do conjunto de dados mosaico;
- d) Construção de pirâmides, por técnica de reamostragem do tipo bilinear, e cálculos estatísticos para aprimoramento do desempenho de exibição e correto simbolismo do conjunto de dados raster além do conjunto de dados mosaico. Uso de compressão do tipo LZ77 visando preservar os valores das células do raster, sem qualquer perda de informação ou alterações;
- e) Construção de “*Seamlines*” para definição da linha ao longo da qual os rasters, no conjunto de dado de mosaico, foram mosaicados, e com vista a garantir a melhor construção possível do mesmo. O método de construção de “*Seamlines*” adotado foi do tipo radiometria, nos quais são examinados os valores e padrões das áreas de interseção das cenas e realizado o cálculo de percursos ao longo de pontos de interseção. Devido à correção de cores ao conjunto de dados mosaico não ter sido realizada, não houve necessidade de

priorização desse procedimento sobre a construção de “Seamlines” quando do uso do método radiometria. O tamanho de célula do raster para a construção dessa feição matricial foi definida com o mesmo tamanho de célula dos dados de entrada. O método de classificação que define a ordem em que os rasters serão fundidos foi do tipo noroeste. A ordem de classificação dos rasters foi do tipo ascendente. A matização (harmonização) ao longo das “Seamlines” na região onde ocorreu sobreposição das cenas foi definida como “interna”, impedindo assim, o uso de valores externos à área sobreposta para tal procedimento, e teve-se como unidade de medição o próprio pixel;

- f) Construção de “*Footprints*” (feição de dimensionamento dos dados válidos dos rasters) adotando o método “radiometria”, com vista à exclusão de áreas de fronteiras com dados inválidos. Os valores mínimos e máximos determinados pela profundidade dos bits, como valores válidos, foram definidos com 0 e 65.535 ( $2^{16}$ ) respectivamente. Ressalta-se que esse intervalo de valores não excluiu os valores negativos de altitude dos dados de entrada. De forma a não haver suavização do polígono delimitador, adotou-se o valor de -1 (valor de configuração) para que o número de vértices, da feição de saída, fosse correspondente ao total dos vértices presentes nas regiões marginais no conjunto do mosaico. Optou-se pela atualização da feição de limite (*Boundary*), mesclando as feições “*Footprints*” para criação de um único polígono delimitador da extensão dos pixels válidos;
- g) Mosaicagem das cenas obedecendo à condição de que os rasters possuem o mesmo número de bandas e a mesma profundidade de bits. O sistema de referência espacial e tipo de pixels foram mantidos inalterados. Como a área de sobreposição dos rasters apresentou mesmos valores, o operado de mosaico foi determinado para manter os mesmos valores correspondentes aos dos rasters de imediata

sobreposição. O modo de cores de mapa do mosaico foi determinado tomando como referência a primeira cena de entrada.

- h) Extração do raster mosaico gerado no procedimento anterior com uso do limite (*Boundary*) desenvolvido no procedimento 6, obtendo assim uma MDS apenas com valores válidos e ausência das áreas de fronteira, que correspondem especificamente, a massa de água;
- i) Transformação do sistema de coordenadas do produto obtido no procedimento anterior para o sistema geodésico de referência Sirgas 2000 e sistema de projeção cartográfica UTM Zona número 24 designador K, hemisfério Sul, com transformação geográfica do tipo WGS 1984 para SIRGAS 2000 com técnica de reamostragem dos valores do tipo bilinear e conservação do grid de espaçamento (tamanho de célula) com mesma resolução.



## APÊNDICE H – CORREÇÃO DE ARTEFATOS DO MDS.

- a) Aplicação do *Laplacian Filter (Laplacian of Gaussian)*. O método kernel foi definido com ajuste visual pela ponderação entre áreas selecionadas como de referência com presença e ausência de artefatos no MDS. Assim foi observado se o aumento da frequência local era razoável em ambas as extremidades. Os parâmetros ajustados, foram definidos como 100 para o desvio padrão (sigma), 8 para o raio de vizinhança e definição do modo de pesquisa como do tipo circular;
- b) Reclassificação do raster, originário da filtragem, em duas classes, com quebra de valores relativos em 7%, definindo assim as áreas com mudanças bruscas de altitude;
- c) Remoção dos dados de elevação nas áreas correspondentes à classe de valores máximos do raster obtido no passo anterior, anulando os valores dessas áreas;
- d) Conversão da classe de valores atípicos em feição poligonal sem suavização de vértices;
- e) Definição de uma área tamponante ao redor da feição poligonal dos valores atípicos, adotada como uma máscara de extração da área circunvizinha às áreas com células nulas no raster de elevação. O afastamento foi definido em 1 km, esse valor correspondeu a um limite suficientemente representativo para uso em interpolação do algoritmo ANUDEM 5.3, como definido no procedimento “g”, (HUTCHINSON, et al., 2011);
- f) Conversão da área extraída no procedimento “e” em feição de ponto contendo os z-valores a serem interpolados em uma superfície raster;
- g) Interpolação com o uso do algoritmo ANUDEM 5.3. O tamanho da célula foi definido para o mesmo tamanho do grid de espaçamento do

raster de elevação, já que este produto seria utilizado para reposição das regiões onde foram extraídos os valores atípicos no MDS. Para obter os melhores resultados de interpolação ao longo das bordas da quadrícula de saída, os limites de x e y foram menores do que a extensão dos dados de entrada em pelo menos 20 células em cada um dos lados. Optou-se apenas pela restrição do valor mínimo de altitude para interpolação (com base nos dados de entrada) uma vez que o valor máximo real era desconhecido. Como o objetivo da interpolação era independente de criar uma superfície sem descontinuidade no fluxo do terreno, foi estabelecida a não remoção de depressões no terreno. Com vista a otimizar o método de pesquisa, utilizado durante a geração de fluxos e sulcos, especificou-se a feição dominante de entrada (ponto). O valor máximo definido como limite de interações foi igual a 20, já que o mesmo apresentou melhores resultados na espacialização da superfície quando comparados ao número de depressões espúrias restantes em cada valor de interações testado por variações desse limite. O fator de espacialização do erro – utilizado para o ajuste da suavização durante a conversão dos dados de entrada para uma superfície raster – foi de um (em um intervalo de 0.25 a 4), em que menores valores resultam em menor suavização. Por padrão, pela feição do tipo ponto ser o dado de entrada dominante, definiu-se como 0 o valor de tolerância que reflete a precisão e a densidade dos pontos de elevação em relação à superfície de drenagem, e 200 como a tolerância de folga na drenagem através de barreiras irrealísticas;

- h) Extração dos novos valores (obtidos por interpolação no procedimento anterior) pelo uso de uma feição com afastamento de 300 m das regiões de valores atípicos definidas no procedimento “b”;
- i) Correção do MDS e sua área de influência, por substituição dos valores atípicos e sua área de influência, com o produto gerado no procedimento anterior.

## **APÊNDICE I – CÁLCULO DOS ATRIBUTOS TOPOGRÁFICOS DO TERRENO.**

- a) Preenchimento de depressões espúrias (sumidouros de escoamento);
- b) Identificação da direção de escoamento para cada célula, que demonstra o caminho mais íngreme de célula para célula;
- c) Identificação da acumulação do escoamento, pela determinação do número de células a montante que contribuem para uma dada célula do MDS;
- d) Definição dos cursos d'água, a partir de um limite de acumulação;
- e) Segmentação dos cursos d'água, pela codificação com identificação única de cada trecho de curso d'água, em seções que conectam duas confluências sucessivas;
- f) Delimitação das bacias de contribuição de todos os trechos de cursos d'água obtidos anteriormente à segmentação;
- g) Extração dos polígonos das bacias de contribuição, convertendo-se o mapa das bacias de contribuição do formato raster, da etapa anterior, para polígonos no formato vetorial;
- h) Extração das linhas de drenagem pela vetorização das linhas dos trechos de cursos d'água obtidos na etapa de segmentação, o que corresponde à definição da rede hidrográfica que é formada pelos cursos d'água principais e todos os seus contribuintes;
- i) Unificação de bacias, agregando todas as bacias hidrográficas a montante de um curso d'água até a sua confluência de interesse; e
- j) Delimitação das sub-bacias hidrográficas que promoveram a subdivisão da bacia de drenagem em áreas selecionadas para o propósito hidrológico de interesse.

## APÊNDICE J – VALORES AJUSTADOS DAS VARIÁVEIS PEDOLÓGICAS PÓS PARAMETRIZAÇÃO POR CALIBRAÇÃO.

Tabela J.1 – Valores ajustados das variáveis pedológicas pós parametrização por calibração.

BH	$D_1$	$D_2$	$D_3$	$K_{ss}$	$T_{sub}$	$\mu$	$\alpha$	CSI	$C_{sup}$	$C_{sub}$
1	0.375	0.274	5.215	0.012	0.682	3.270	999.955	0.447	1.594	0.013
2	0.810	0.271	0.281	0.442	1.256	0.262	995.453	0.624	1.156	0.016
3	0.985	0.005	0.011	2.056	0.442	0.230	1.000	2.745	4.853	0.308
4	0.588	0.050	0.540	0.062	0.366	0.635	1.000	0.311	2.569	0.059
5	0.597	0.039	2.403	0.011	0.360	3.513	1.000	0.474	0.627	0.032