

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SANEAMENTO,
MEIO AMBIENTE E RECURSOS HÍDRICOS

**CARACTERIZAÇÃO E AVALIAÇÃO DO ESTRESSE
HIDROLÓGICO DA BACIA DO RIO PARAPEBA, POR
MEIO DE SIMULAÇÃO CHUVA-VAZÃO DE CENÁRIOS
ATUAIS E PROSPECTIVOS DE OCUPAÇÃO E USO DO
SOLO UTILIZANDO UM MODELO HIDROLÓGICO
DISTRIBUÍDO**

Matheus Fonseca Durães

Belo Horizonte
2010

**CARACTERIZAÇÃO E AVALIAÇÃO DO ESTRESSE
HIDROLÓGICO DA BACIA DO RIO PARAOPEBA, POR
MEIO DE SIMULAÇÃO CHUVA-VAZÃO DE CENÁRIOS
ATUAIS E PROSPECTIVOS DE OCUPAÇÃO E USO DO
SOLO UTILIZANDO UM MODELO HIDROLÓGICO
DISTRIBUÍDO**

Matheus Fonseca Durães

Matheus Fonseca Durães

**CARACTERIZAÇÃO E AVALIAÇÃO DO ESTRESSE HIDROLÓGICO
DA BACIA DO RIO PARAPEBA, POR MEIO DE SIMULAÇÃO
CHUVA-VAZÃO DE CENÁRIOS ATUAIS E PROSPECTIVOS DE
OCUPAÇÃO E USO DO SOLO UTILIZANDO UM MODELO
HIDROLÓGICO DISTRIBUÍDO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos.

Área de concentração: Recursos Hídricos

Linha de pesquisa: Sistemas de Recursos Hídricos

Orientador: Mauro da Cunha Naghettini

Co-orientador: Carlos Rogério de Mello - UFLA

Belo Horizonte

Escola de Engenharia da UFMG

2010

D947c Durães, Matheus Fonseca
Caracterização e avaliação do estresse hidrológico da Bacia do Rio Paraopeba, por meio de simulação chuva-vazão de cenários atuais e prospectivos de ocupação e uso do solo utilizando um modelo hidrológico distribuído [manuscrito] / Matheus Fonseca Durães. – 2010.
xxi, 147 f., enc. : il.

Orientador: Mauro da Cunha Naghettini.

Co-orientador: Carlos Rogério de Mello.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia.

Bibliografia: f. 134-147.

1. Recursos hídricos - Desenvolvimento – Teses. 2. Bacias hidrográficas - Teses. I. Naghettini, Mauro. II. Mello, Carlos Rogério de. III. Universidade Federal de Minas Gerais, Escola de Engenharia. IV. Título.

CDU: 556.5 (043)

Ficha elaborada pelo Processamento Técnico da EEUFMG

AGRADECIMENTOS

A Deus, sem O qual nada disso seria possível.

Agradeço à minha família pelo apoio incondicional em todos os momentos.

A Maíra, pela paciência, pela compreensão, pelo carinho e por me fazer acreditar que seria possível.

Ao meu orientador, professor Mauro, pelo apoio e pela dedicação apresentada para concretização deste trabalho.

Ao professor Carlos Rogério, pelo apoio, ajuda prestada, incentivo e pelas colaborações imprescindíveis à conclusão da dissertação.

Aos amigos Viola e Samuel pela amizade e por toda ajuda disponibilizada, desde a montagem dos mapas ao SWAT.

Aos professores Irani do Santos (UFPR) e Eberval Marchioro (UFF) pela ajuda disponibilizada a distância para entender o correto funcionamento do modelo SWAT.

Aos amigos, colegas e funcionários do EHR.

RESUMO

A simulação do comportamento hidrológico de bacias hidrográficas consiste em uma das principais ferramentas para a gestão dos recursos hídricos, pois potencialmente permite a predição de impactos hidrológicos decorrentes de alterações no uso do solo. A bacia em estudo se localiza na região central de Minas Gerais, com área de drenagem da ordem de 10.200 km², constituindo-se numa das principais bacias de drenagem para o reservatório da Usina Hidrelétrica de Três Marias.

O presente estudo propõe e avalia um método para estimar o aqui denominado estresse hidrológico em bacias hidrográficas, utilizando como paradigma as curvas de permanência de longo termo, as quais constituem funções hidrológicas características do comportamento de dado curso de água até certo local, através do modelo SWAT. Uma vez obtidos os parâmetros que comandam a síntese hidrológica da bacia, a classificação do estado da bacia é viabilizada, fornecendo assim, uma ferramenta útil para o emprego no gerenciamento e planejamento dos recursos hídricos. Foram obtidos, junto à Agência Nacional das Águas (ANA), dados de precipitação e vazão, e ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), dados da velocidade do vento, umidade, radiação solar e temperatura. Foram estruturadas as séries históricas abrangendo o período de 1983 a 2005, sendo utilizados nas etapas de calibração e validação os períodos de 1983 a 1989 e o de 2000 a 2005, respectivamente. Na avaliação do modelo, foi utilizado o coeficiente estatístico de Nash-Sutcliffe (COE) e, complementarmente, foram analisadas variáveis frequentemente extraídas dos hidrogramas.

Os resultados das estatísticas de precisão, com COE superior a 0,75 nas fases de calibração e validação, demonstraram que o modelo pode simular adequadamente os impactos hidrológicos causados devido a alterações no uso do solo na bacia do rio Paraopeba, enquanto, os resultados referentes ao estresse hidrológico foram de Baixo e Médio em Ponte Nova do Paraopeba e em Porto do Mesquita, respectivamente, em todos os cenários simulados.

ABSTRACT

Hydrologic simulation through conceptual models is one of the most important tools to support water resources management, predicting the hydrologic impacts associated with land-use changes. In the context of hydrologic simulation for water resources management, this dissertation presents a case study for the Paraopeba river basin, which is located in central part of the Brazilian state of Minas Gerais, with 10,200 km² of drainage area approximately, being a major tributary of the Três Marias hydropower reservoir.

This study aims to evaluate a new method for estimating the 'hydrological stress' of a given watershed using flow duration curve as paradigm and hydrologic simulation of land-use scenarios through the SWAT (Soil and Water Assessment Tool) model. Once the parameters that control the hydrologic synthesis are obtained, it becomes possible to classify the basin state, which turns this method useful for water management agencies. Precipitation and discharge data sets were obtained from the Brazilian National Water Agency (ANA) and temperature, humidity, solar radiation and wind speed were obtained from the National Institute Meteorology (INMET). Long-term hydrologic series were abstracted for the period between 1983 and 2005. Model calibration period was carried out with data sets valid for the period 1983-1989, using the Nash-Sutcliffe statistical coefficient (COE) to evaluate the model performance. Validation phase was carried out for the period 2000-2005. In addition, some hydrologic variables, as estimated by the model and extracted from simulated hydrographs, were compared to observed data.

Statistical precision measures showed the model is able to simulate the major hydrologic impacts as resulting from land-use changes in the Paraopeba river basin, with COE greater than 0.75 for calibration and validation phases, while the hydrologic stress results showed that in the locations of Ponte Nova do Paraopeba and Porto do Mesquita, the stress level were low and medium, respectively, in all simulated scenarios.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS.....	x
LISTA DE TABELAS.....	xii
LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS.....	xiii
LISTA DE NOTAÇÕES.....	xv
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	4
2.1 OBJETIVO GERAL.....	4
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	4
3 REVISÃO DA LITERATURA.....	5
3.1 EFEITOS DA ALTERAÇÃO DO USO DO SOLO NA RESPOSTA HIDROLÓGICA DE UMA BACIA HIDROGRÁFICA.....	5
3.2 SISTEMAS DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS E GEOPROCESSAMENTO.....	12
3.3 INDICADORES DE ESTRESSE HIDROLÓGICO.....	17
3.4 MODELOS HIDROLÓGICOS.....	27
3.4.1 <i>Alguns modelos hidrológicos</i>	31
3.4.2 <i>SWAT – SOIL AND WATER ASSESSMENT TOOL</i>	34
4 MATERIAL E MÉTODOS.....	43
4.1 MATERIAL CARTOGRÁFICO.....	43
4.2 PROGRAMAS DE COMPUTADOR.....	43
4.3 CONTEXTUALIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO.....	43
4.4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO.....	45
4.4.1 <i>Morfometria e hidrografia</i>	45
4.4.2 <i>Biomass</i>	46
4.4.3 <i>Uso do solo</i>	48
4.4.4 <i>Solos</i>	50
4.4.5 <i>Geologia e Geomorfologia</i>	53
4.4.6 <i>Hidrogeologia</i>	56
4.4.6.1 Sistema Aquífero Fissurado.....	57
4.4.6.2 Sistema Aquífero Fissurado-Cárstico.....	59
4.4.7 <i>Clima</i>	60
4.5 BASE DE DADOS DO MODELO SWAT.....	62
4.5.1 <i>Precipitação</i>	62
4.5.2 <i>Vazão</i>	63
4.5.3 <i>Evapotranspiração</i>	64
4.6 DESCRIÇÃO DO MODELO HIDROLÓGICO SOIL AND WATER ASSESSMENT TOOL (SWAT) 64	
4.7 ANÁLISE DE SENSIBILIDADE.....	86
4.8 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO.....	88
4.9 SIMULAÇÃO DE CENÁRIOS.....	91
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	95
5.1 SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA BACIA DO RIO PARAPEBA.....	95

5.1.1	<i>Análise da sensibilidade do modelo SWAT</i>	95
5.1.2	<i>Calibração e validação</i>	96
5.1.3	<i>Análise da precisão do modelo SWAT</i>	98
5.1.4	<i>Análise das curvas de permanência simuladas</i>	106
5.2	ANÁLISE PRELIMINAR DOS IMPACTOS DE ALTERAÇÕES NO USO DO SOLO SOBRE O REGIME HIDROLÓGICO DA BACIA DO RIO PARAÓPEBA EM TERMOS DE ESTRESSE HIDROLÓGICO.....	109
5.2.1	<i>Cenários</i>	110
5.2.1.1	Cenário 1.....	110
5.2.1.2	Cenário 2.....	128
6	CONCLUSÕES	132
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	134

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Curva de permanência mostrando o estresse hidrológico, adaptado de Harris <i>et al.</i> (2006).....	25
Figura 2 – Fluxograma do modelo SWAT (modificado de King <i>et al.</i> , 1996).....	37
Figura 3 – Mapa de localização da bacia do rio Paraopeba.....	44
Figura 4 – Perfil longitudinal do rio Paraopeba com principais tributários e os postos fluviométricos ativos (Adaptado de CPRM,2001).	45
Figura 5 – Modelo digital de elevação do terreno para região em estudo (a), e bacia do rio Paraopeba com a hidrografia derivada numericamente (b).....	46
Figura 6 – Biomas presentes na bacia do rio Paraopeba (a) (adaptado de IBGE, 2004), e Mata Atlântica remanescente (b) (adaptado de INPE e Fundação SOS Mata Atlântica, 2009).	47
Figura 7 – Uso do solo na bacia hidrográfica do rio Paraopeba a partir de classificação de imagens Landsat referentes ao ano de 2008.....	49
Figura 8 – Mapa de solos da bacia do rio Paraopeba (Adaptado de CETEC, 2008).	52
Figura 9 – Unidades Geomorfológicas da bacia do rio Paraopeba.	56
Figura 10 – Sistemas Aquíferos da bacia do rio Paraopeba (Adaptado de CPRM, 2001). ...	60
Figura 11 – Tipologias Climáticas da bacia do rio Paraopeba segundo classificação de Köppen (Adaptado de CIBAPAR, 2010).....	62
Figura 12 – Fluxograma do fluxo hidrológico do modelo SWAT (adaptado de Arnold <i>et al.</i> , 1998)	66
Figura 13 – Influencia da <i>surlag</i> e tempo de concentração na fração de escoamento superficial liberado (adaptado de NEITSCH <i>et al.</i> , 2005).....	72
Figura 14 – Distribuição da demanda evaporativa do solo em profundidade (Adaptado de NEITSCH <i>et al.</i> , 2005).	83
Figura 15 – Fluxograma de operação do modelo SWAT (adaptado de ARNOLD <i>et al.</i> , 1998)	85
Figura 15 – Apresentação da sensibilidade das variáveis do modelo SWAT para a bacia do rio Paraopeba.	96
Figura 16 – Mapa das Unidades de Resposta Hidrológica (HRUs) presentes na bacia do rio Paraopeba.	97
Figura 17 – Calibração automática das variáveis do modelo SWAT em Porto do Mesquita.	97
Figura 18 – Hidrogramas observados e calibrados no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800001).	101
Figura 19 – Hidrogramas observado e validado no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800001).	101
Figura 20 – Hidrogramas observado e calibrado no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865002).	102

Figura 21 – Hidrogramas observado e validado no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865002).	102
Figura 22 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800001).	103
Figura 23 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865002).	104
Figura 24 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800001).	104
Figura 25 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865002).	105
Figura 26 – Vazões calibradas classificadas <i>versus</i> vazões observadas no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800001).	105
Figura 27 – Vazões calibradas classificadas <i>versus</i> vazões observadas no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865002).	106
Figura 28 – Curva de permanência observada e calculada pelo modelo em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).	107
Figura 29 – Desvios percentuais por permanência em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).	108
Figura 30 – Curvas de permanência para o cenário atual em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).	111
Figura 31 – Curva de permanência estimada para 2014 em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).	114
Figura 32 – Curvas de permanência com valores outorgados em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).	115
Figura 33 – Curvas de permanência estimada para 2019 em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).	117
Figura 34 – Curvas de permanência com valores outorgados em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).	118
Figura 35 – Curvas de permanência estimadas para 2024 em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).	120
Figura 36 – Curvas de permanência com valores outorgados para Ponte Nova do Paraopeba (a) e Porto do Mesquita (b).	122
Figura 37 – Curvas de permanência para o ano de 2029 em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).	124
Figura 38 – Curvas de permanência com valores outorgados em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).	126
Figura 39 – Curvas de permanência considerando o cenário primitivo em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).	130

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Critérios para Outorga do Uso da Água (modificado de Galvão, 2008).....	19
TABELA 2 – Grupos de Indicadores de Alteração Hidrológica (adaptado de Reichold <i>et al.</i> , 2010).	22
TABELA 3 – Critério de severidade adotado pela <i>European Environmental Agency</i>	24
TABELA 4 – Níveis de estresse hidrológico para a bacia do rio Paraopeba.....	27
TABELA 5 – Níveis de estresse hidrológico para a bacia do rio Paraopeba em função da $Q_{7,10}$	27
TABELA 6 – Área ocupada por classe de uso do solo na bacia hidrográfica do rio Paraopeba.	50
TABELA 7 – Distribuição das classes de solo na bacia do rio Paraopeba.	53
TABELA 8 – Principais informações dos postos pluviométricos utilizados.	63
TABELA 9 – Principais informações dos postos fluviométricos utilizados.....	63
TABELA 10 – Características dos grupos hidrológicos.	68
TABELA 12 – Taxa de crescimento anual adotadas para o cálculo da evolução das demandas dos setores usuários (fonte: CIBAPAR, 2010).....	92
TABELA 13 – Taxa de crescimento por uso e ocupação do solo projetados pelo Plano Diretor da bacia do rio Paraopeba.....	92
TABELA 14 – Demanda por água por cenários de crescimento ($m^3 s^{-1}$).	93
TABELA 15 – Cenários de uso e ocupação do solo projetados (%).	94
TABELA 16 – Porcentagem de ocupação do uso do solo em condições primitivas (%).	94
TABELA 17 – Valores dos parâmetros utilizados na simulação inicial e final.	98
TABELA 18 – Valores das estatísticas de precisão resultantes da aplicação do modelo SWAT na simulação hidrológica da bacia do rio Paraopeba, nos períodos de calibração e validação.	99
TABELA 19 – Finalidades de uso e vazões outorgadas na bacia do rio Paraopeba (Fonte: IGAM, 2009).	111
TABELA 20 – Finalidades de uso e vazões outorgadas estimadas na bacia do rio Paraopeba em 2014.	115
TABELA 21 – Finalidades de uso e vazões outorgadas estimadas na bacia do rio Paraopeba em 2019.	118
TABELA 22 – Finalidades de uso e vazões outorgadas estimadas na bacia do rio Paraopeba em 2024.	121
TABELA 23 – Finalidades de uso e vazões outorgadas estimadas na bacia do rio Paraopeba em 2029.	125
TABELA 24 – Resumo dos resultados encontrados para o estresse hidrológico.	127

LISTA DE ABREVIATURAS, SIGLAS E SÍMBOLOS

ANA	Agência Nacional de Águas
CEMIG	Companhia Energética de Minas Gerais
CIBAPAR	Consórcio Intermunicipal da Bacia do rio Paraopeba
COE	Coeficiente de Nash-Sutcliffe
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
CREAMS	Chemicals, Runoff, Erosion from Agricultural Management Systems
DHSVM	Distributed Hydrology Soil Vegetation Model
EFC	Environmental Flow Component
EPIC	Erosion Productivity Management Systems
GPS	Ground Positioning System
GRASS	Geographical Resources Analysis Support Systems
HIDROWEB	Sistema de Informações Hidrológicas
HRU	Hydrologic Response Units
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IHA	Indicators of Hydrologic Alteration
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

LH-OAT	Latin-Hypercube One Factor At-a-Time
MDE	Modelo Digital de Elevação
MGB-IPH	Modelo de Grandes Bacias Instituto de Pesquisas Hidráulica
MUSLE	Equação de Perda Universal de Solo Modificada
NRCS	Natural Resource Conservation Service
SCE-UA	Shuffled Complex Evolution - University of Arizona
SCS	Soil Conservation Service
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SWAT	Soil and Water Assessment Tool
SWAT-G	Soil and Water Assessment Tool - Germany
SWIN	Soil Water Integrated Model
SWRRB	Simulator for Water Resources in Rural Basins
TIN	Triangulated Irregular Network
UPGRH	Unidade de Planejamento e Gestão dos Recursos Hídricos
USDA	United States Department of Agriculture

LISTA DE NOTAÇÕES

A	Área de drenagem da sub-bacia (km ²)
adj _{0,5α}	Fator de ajuste
ALPHA_BF	Fluxo de base
$\alpha_{0,5}$	Fração da chuva intensa de 30 minutos
$\alpha_{0,5L}$	Limite inferior da distribuição triangular (= 0,02083)
$\alpha_{0,5mon}$	Fração de chuva de 30 minutos máxima média para o mês
$\alpha_{0,5U}$	Limite superior da distribuição triangular
α_{gw}	Constante de recessão de escoamento de base
α_{tc}	Fração da precipitação diária que ocorre durante o tempo de concentração da sub-bacia (adimensional)
aq _{ch}	Quantidade de água inicial armazenada no aquífero raso no dia <i>i</i> (mm)
aq _{ch}	Quantidade de água inicial armazenada no aquífero raso no dia <i>i</i> (mm)
aq _{dp,i} H ₂ O)	Quantidade de água armazenada no aquífero profundo no dia <i>i</i> (mm H ₂ O)
aq _{dp,i-1} H ₂ O)	Quantidade de água armazenada no aquífero profundo no dia <i>i-1</i> (mm H ₂ O)
aq _{sh} (mm H ₂ O)	Quantidade de água armazenada no aquífero raso no começo do dia <i>i</i> (mm H ₂ O)
aq _{sh} H ₂ O)	Quantidade de água armazenada no aquífero raso no início do dia <i>i</i> (mm H ₂ O)

$a_{q_{shthr,q}}$	Nível limiar de água no aquífero raso para que ocorra contribuição da água subterrânea para o canal principal (mm)
$a_{q_{shthr,q}}$	Nível limiar de água no aquífero raso para que ocorra contribuição da água subterrânea para o canal principal (mm)
$a_{q_{shthr,rvp}}$	Limite do nível de água no aquífero raso para “revap”ou percolação para o aquífero profundo (mm H ₂ O)
$a_{q_{shthr,rvp}}$	Limite do nível de água no aquífero raso para que ocorra “revap”ou percolação para o aquífero profundo (mm H ₂ O)
β_{deep}	Coefficiente de percolação do aquífero profundo
β_{rev}	Coefficiente revap
BFD	Número de dias com recessão do escoamento na bacia hidrográfica
CN	Curva Número
CN2	Curva Número II
c_p	Calor específico a pressão constante (MJ kg ⁻¹ °C ⁻¹)
$days_{wet}$	Número de dias de chuva no mês
Δ	Declividade da curva de saturação da pressão de vapor com a temperatura
Δt	Intervalo de tempo (1 dia)
Δt	Passo de tempo (valor igual a 1)
Δt	Duração do passo de tempo (h)
Dv	Desvio
E	Taxa de transpiração (mm dia ⁻¹)

E_z''	Evaporação máxima da água no solo (mm dia^{-1})
e_z^0	Pressão de saturação do vapor no ar na altitude z (kPa)
E_a	Quantidade de evapotranspiração real que ocorre numa bacia hidrográfica (mm dia^{-1})
E_{can}	Quantidade de evaporação de água livre nas copas (mm dia^{-1})
E_o	Evapotranspiração potencial (mm dia^{-1})
E_o	Evapotranspiração potencial no dia ($\text{mm H}_2\text{O}$)
ESCO	Coefficiente de compensação de evaporação de água no solo
$E_{\text{solo},z}$	Demanda de evaporação na profundidade z (mm)
ET_i	Evapotranspiração (mm)
e_z	Pressão de vapor da água no ar na altitude z (kPa)
f	Fração que o parâmetro ϕ_i é alterado (predefinição constante)
FC_{ly}	Conteúdo de água na camada de solo na capacidade de campo (mm)
ϕ_d	Porosidade drenável da camada de solo (mm mm^{-1})
G	Densidade de fluxo de calor do solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$)
GW_DELAY	Tempo de fluxo de água subterrânea
GW_REVAP	Coefficiente de retorno de água do aquífero para a zona radicular
GWQMN	Água do aquífero profundo que retorna ao canal
H_{net}	Radiação líquida ($\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1}$)
h_{wtbl}	Altura do lençol freático (m)

$h_{wtbl,i}$	Altura do lençol freático no dia i (m)
$h_{wtbl,i-1}$	Altura do lençol freático no dia $i-1$ (m)
K_{sat}	Condutividade hidráulica saturada ($mm\ h^{-1}$)
L	Comprimento do canal do ponto mais distante até a exutória da sub-bacia (km)
L_{gw}	Distância do divisor da bacia do sistema subterrâneo para o canal principal (m)
L_{hill}	Comprimento do declive (m)
L_{slp}	Comprimento do declive da sub-bacia (m)
μ	Rendimento específico do aquífero raso ($m\ m^{-1}$)
μ_{mon}	Chuva diária média para o mês (mm)
n	Coefficiente de rugosidade de Manning para a sub-bacia (adimensional)
n	Número de eventos
P_i	Percolação (mm)
Q	Escoamento superficial diário (mm)
Q	Média da vazão observada
$Q_{90\%}$	Vazão com 90% de permanência do tempo
Q_{gw}	Escoamento subterrâneo (de base) do canal principal no dia i (mm)
$Q_{gw,i}$	Escoamento subterrâneo no canal principal no dia i (mm)
$Q_{gw,i-1}$	Escoamento subterrâneo no canal principal no dia $i-1$ (mm)

$Q_{gw,N}$	Escoamento subterrâneo no canal principal no tempo N (mm)
$Q_{gw,o}$ (mm)	Escoamento subterrâneo no canal principal no início da recessão (t=0)
Q_i	Escoamento superficial (mm)
Q_{lat}	Quantidade de água que escoo sub-superficialmente (mm)
Q_{obs}	Vazão observada
QR_i	Fluxo de retorno (ascensão capilar) (mm)
Q_{sim}	Vazão simulada
Q_{sup}	Escoamento superficial (mm)
R	Precipitação diária (mm)
r_a	Resistência aerodinâmica ($s\ m^{-1}$)
r_c	Resistência de interceptação vegetal ($s\ m^{-1}$)
REVAPMN	Tempo de retorno de água do aquífero para o canal
R_i	Precipitação (mm);
$R_{int(f)}$	Quantidade final de água livre mantida nas copas ($mm\ dia^{-1}$)
$R_{int(i)}$	Quantidade inicial de água livre mantida nas copas ($mm\ dia^{-1}$)
rnd_1	Número aleatório gerado pelo modelo a cada dia
S	Absorção potencial do solo (mm)
SAT_{ly} (mm)	Quantidade de água na camada de solo quando completamente saturado

$S_{i,j}$	Efeito parcial do parâmetro ϕ_i ao redor do LH ponto j
slp	Declividade média da sub-bacia ($m\ m^{-1}$)
Slp	Declividade média da sub-bacia ($m\ m^{-1}$)
slp_{ch}	Declividade do canal ($m\ m^{-1}$)
SOL_AWC	Capacidade de água disponível no solo
SOL_Z	Profundidade do solo
SSE	Somatório do erro quadrado
$SURLAG$	Tempo para que o escoamento superficial atinja o canal fluvial
SW	Conteúdo de água no solo disponível para as plantas, definido como conteúdo de água inicial menos o conteúdo no ponto de murcha permanente (mm)
SW_{ly}	Conteúdo de água na camada do solo (mm)
$SW_{ly,excess}$	Volume drenável de água da camada de solo (mm)
$SW_{ly,excess}$	Volume drenável de água na camada de solo (mm)
SW_t	Conteúdo final de água no solo (mm)
t	Tempo passado desde o início da recessão (valor igual a 1)
t	Tempo (dias)
TT_{perc}	Tempo de propagação através da camada “i” em horas
w_{deep} (mm H ₂ O)	Quantidade atual de água movendo para o aquífero profundo no dia i
$w_{deep,mx}$ dia i (mm H ₂ O)	Quantidade máxima de água movendo para o aquífero profundo em um dia i

$W_{\text{perc,ly}}$	Quantidade de água que percola para a próxima camada (mm)
$W_{\text{pump,dp}}$ no dia i (mm H ₂ O)	Quantidade de água removida do aquífero profundo por bombeamento no dia i (mm H ₂ O)
W_{rchrg}	Quantidade de recarga entrando no aquífero no dia i (mm H ₂ O)
$W_{\text{rchrg,sh}}$	Quantidade de água de recarga entrando no aquífero raso no dia i (mm)
W_{revap}	Quantidade de água movendo para a zona do solo em resposta à deficiência de água (mm H ₂ O)
$W_{\text{revap,mx}}$	Quantidade máxima de água movendo para a zona do solo em resposta à deficiência de água (mm H ₂ O)
$X_{\text{t,obs}}$	Vazão média diária observada
$X_{\text{t,sim}}$	Vazão média diária simulada
yrs	Número de anos de dados de chuva usado para obter valores de chuvas intensas de 30 minutos mensais
z	Profundidade da camada do solo a partir da superfície (mm)
γ	Constante psicrométrica (kPa °C ⁻¹)
λ	Fluxo de densidade do calor latente (MJ m ⁻² dia ⁻¹)
ρ_{air}	Densidade do ar (kg m ⁻³)

1 INTRODUÇÃO

A modelagem ambiental proporciona uma ferramenta para o estudo dos impactos das intervenções humanas nos processos naturais. Como as áreas não ocupadas têm sido significativamente alteradas na forma de práticas agrícolas, aplicações de fertilizantes e herbicidas, urbanização, desenvolvimento industrial para atender às demandas sociais, o impacto dessas alterações em níveis local e global tem se tornado uma preocupação geral.

Com a rápida expansão da população ao longo dos últimos dois séculos, a demanda dessa população por recursos naturais têm aumentado, seja para irrigação, abastecimento de indústrias e saneamento. Atender esta demanda é essencial para manter a qualidade de vida das pessoas, porém, essa prática afeta plantas e animais que evoluíram num contexto de ciclo hidrológico natural. Com esses padrões de disponibilidade de água mudados em função da demanda humana, alguns organismos adaptados mantiveram-se com suas densidades populacionais estáveis, mas muitas outras espécies tiveram sua população reduzida, fazendo com que tenha um futuro incerto (ANNEAR *et al.* 2009). Um melhor entendimento dos processos naturais e um manejo adequado dos recursos naturais podem auxiliar na redução de impactos adversos da intervenção humana.

Evidências científicas sugerem que mudanças nos padrões do uso do solo ou manejo de práticas de solo podem afetar a vazão, sedimentos, nutrientes, pesticidas e cargas de bactérias em uma bacia. A mudança na forma da implantação de práticas agrícolas em grandes áreas pode ter um impacto significativo nos recursos hídricos a curto e longo prazo, uma vez que as terras agrícolas são as maiores fontes de poluição não pontual (USDA-NRCS, 1992).

Há também a necessidade de quantificar as conseqüências positivas e negativas das mudanças nas práticas agrícolas em grandes bacias e, além disso, a necessidade em desenvolver ferramentas que auxiliem gestores em prever os impactos de tais mudanças, como por exemplo, aquelas relacionadas ao uso do solo (NARAMNGAM, 2008).

Em função das pressões e incentivos, entre outros fatores, a produção agropecuária e florestal vem aumentando no país, sobretudo pela expansão da fronteira agrícola como pelo aprimoramento de sistemas produtivos (EMBRAPA, 2003).

Essas mudanças no uso do solo provocam significativas alterações no balanço de água, com reflexos nas camadas inferiores do solo, provocando erosão, transporte de sedimentos e elementos químicos, causando alterações significativas na qualidade da água (TOLEDO, 2001), além de uma maior demanda de água para atender o processo produtivo.

Para atender a essa crescente demanda, tem-se o regime de outorga, que é uma autorização emitida pela União ou pelos Estados com o objetivo de assegurar o controle quantitativo e qualitativo dos usos da água e o efetivo direito ao seu acesso. No tocante aos recursos hídricos superficiais, estão sujeitos à outorga: a derivação ou captação de água em corpo hídrico para consumo, incluindo abastecimento público e insumo ao processo produtivo, o lançamento de efluentes, aproveitamento hidrelétrico e outros usos que alterem o regime fluvial.

Como parte do processo de outorga, Xavier (2006) cita que é necessário estimar a vazão disponível, embora essa mesma vazão tenha variações no tempo e no espaço, exigindo um detalhado conhecimento do comportamento hidrológico da bacia hidrográfica.

Essa prática de estimar a vazão disponível considerando as variações de tempo e espaço não é adotada, uma vez que cada Estado tem autonomia na definição dos valores outorgáveis, apresentando diferentes interpretações sendo esses valores estipulados em função de uma vazão de referência, por cada agência reguladora.

Embora haja certo esforço em gerenciar os recursos hídricos, é necessário avaliar o grau de comprometimento de cada bacia, através de indicadores que retratem a situação da bacia, estipulando limites de utilização dos cursos de água em função da disponibilidade versus a demanda por este recurso.

Todo esse conjunto de ações voltadas para um gerenciamento mais racional pode ser maximizado quando a escala de planejamento passa a ser a bacia hidrográfica com todos os impactos a que está sujeita, pois nessa escala é possível avaliar não só a calha fluvial, mas também os aspectos relacionados ao uso e ocupação do solo. Nesse sentido, os modelos hidrológicos de predição apresentam-se com um grande potencial para serem utilizados numa atividade de gerenciamento e planejamento racional dos recursos naturais.

Por meio da modelagem, é possível criar cenários futuros de ocupação do solo e conseqüente demanda pelo uso do recurso hídrico, avaliando o grau de comprometimento dos recursos hídricos da bacia hidrográfica em foco.

Dentre os inúmeros modelos que vem sendo utilizados para o planejamento e manejo de bacias hidrográficas, sejam elas rurais ou urbanas, destaca-se o modelo SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*). Este é um modelo matemático do tipo distribuído, permitindo que um número de diferentes processos físicos sejam simulados em bacias, com o intuito de analisar os impactos das alterações no uso do solo sobre o escoamento superficial e subterrâneo, a produção de sedimentos e a qualidade da água, possibilitando ainda, através de simulação de cenários, avaliar o comportamento hidrológico e assim, enquadrar a bacia em um nível de estresse hidrológico causado por uma certa política de desenvolvimento.

Ressalta-se ainda que o uso da modelagem a partir da inserção de diferentes cenários de uso e manejo do solo pode contribuir para o planejamento do uso racional dos recursos hídricos e, posteriormente, fornecer suporte à implementação de modelos de gestão ambiental.

O corpo da presente dissertação encontra-se dividido em 5 capítulos, além deste de introdução. No Capítulo 2, são mencionados os objetivos geral e específicos. No Capítulo 3, é apresentada a revisão bibliográfica, a qual contém os seguintes tópicos principais: (1) efeitos da alteração do uso do solo na resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica, (2) sistemas de informações geográficas e geoprocessamento, (3) indicadores de estresse hidrológico, e (4) modelos hidrológicos com a revisão sobre o modelo Soil and Water Assessment Tool (SWAT). No Capítulo 4, é feita a caracterização física da bacia estudada, a descrição das etapas metodológicas, a descrição do modelo SWAT, tanto na obtenção das curvas de permanência simuladas mediante a mudança no uso do solo, como também, o plano diretor que norteou a construção dos cenários. No Capítulo 5, os resultados da aplicação da metodologia são sintetizados. Finalmente, no Capítulo 6 encontram-se as conclusões do estudo e recomendações para eventuais trabalhos futuros.

2 OBJETIVOS

2.1 *Objetivo geral*

Analisar a dinâmica dos escoamentos superficial e de base para a bacia do rio Paraopeba (UPGRH – SF3), sob diferentes cenários de uso e ocupação do solo e respectivas demandas por recursos hídricos, mediante o emprego de um modelo hidrológico distribuído de simulação, representativo da classe de modelos conceituais distribuídos.

2.2 *Objetivos específicos*

- Adequar um modelo distribuído de simulação aos processos hidrológicos da bacia do rio Paraopeba utilizando procedimentos de calibração e validação;
- Avaliar o comportamento da curva de permanência obtida na bacia do rio Paraopeba através do modelo escolhido em diferentes cenários de uso e cobertura do solo;
- Com base na simulação desenvolvida, avaliar o estresse hidrológico causado pela mudança do uso do solo e pela demanda do uso da água.

3 REVISÃO DA LITERATURA

3.1 *Efeitos da alteração do uso do solo na resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica.*

A cobertura vegetal das bacias hidrográficas como um dos componentes do uso do solo, pode sofrer várias modificações ao longo do tempo quer sejam naturais ou antrópicas, e estas modificações produzem os mais variados impactos sobre o meio ambiente (SANTOS *et al.*, 2000).

A influência da vegetação no balanço hídrico tem sido muito estudada, dada a complexidade de sua relação com o ciclo hidrológico e sua participação em processos como a evapotranspiração e a interceptação da precipitação, afetando o comportamento do escoamento superficial na bacia hidrográfica.

A conversão de determinado uso do solo em outro, como florestas tropicais ou cerrados em pastagens, altera o ciclo hidrológico de uma bacia hidrográfica, especialmente o equilíbrio entre precipitação e evapotranspiração e, conseqüentemente, a resposta do escoamento superficial da área (COSTA *et al.*, 2003).

Segundo Tucci e Clarke (1997) *apud* Collischonn (2001), a distribuição da chuva ao longo do ano, a profundidade do solo e a declividade do terreno também são aspectos fundamentais na análise de mudanças de uso do solo.

Ainda de acordo com Collischonn (2001), em regiões de solos pouco profundos, a mudança de cobertura vegetal tende a ter menos impacto sobre o escoamento, porque nesta condição, o armazenamento no solo pouco influencia a geração de escoamento e, em regiões de relevo acidentado, em que o escoamento superficial ocorre com maior facilidade, os impactos das mudanças de cobertura vegetal também tendem a ser menores.

A conversão das florestas e pastagens naturais em áreas de cultivo agrícola, pela atividade humana tem afetado a troca de energia, água e carbono entre a atmosfera e a superfície do solo. Na tentativa de gerenciar os desafios dos recursos hídricos e de solo nas décadas subseqüentes, torna-se necessário o entendimento das relações entre as características da superfície do solo, água e nutrientes, sendo, portanto, necessário quantificar como essas relações podem ser alteradas com mudanças na cobertura e no manejo do solo (TWINE,

2004). De acordo ainda com Twine (2004), pouco se sabe sobre os efeitos da substituição de florestas e pastagens com culturas anuais, dentro de um contexto de aumento da vazão de um rio, demonstrando dessa forma, a dificuldade em definir o quanto uma mudança no uso do solo pode interferir no regime hidrológico.

A quantificação do efeito do uso e da cobertura de um solo sobre a dinâmica do escoamento superficial de uma bacia hidrográfica tem sido uma área de interesse corrente para os hidrólogos atualmente. Para Wahab (2009), entender como as mudanças no uso do solo influenciam os padrões de variação das vazões ajuda a planejar estratégias que minimizem os efeitos indesejáveis de futuras mudanças no uso e ocupação do solo.

Segundo Hundecha (2004), há pouca informação científica sobre a relação quantitativa entre as propriedades do uso do solo e os mecanismos de geração do escoamento superficial.

Haddeland *et al.* (2007) estudaram o efeito hidrológico do manejo do solo e da água na América do Norte e na Ásia, fazendo simulações num período compreendido entre 1700 a 1992 e concluíram que os resultados simulados indicaram um aumento no deflúvio anual causado pela conversão de áreas nativas de florestas em áreas de cultivo agrícola.

Checchia *et al.* (2007) mostraram que a vegetação possui um papel fundamental no balanço de energia e no fluxo de volumes de água, influenciando em vários aspectos do ciclo hidrológico: interceptação, evapotranspiração, infiltração e escoamento superficial, sendo que a substituição da área florestal por atividades agropecuárias pode potencializar os eventos hidrológicos críticos.

De acordo com Bruijnzeel (1988) *apud* Viola (2008), alterações no deflúvio de uma bacia hidrográfica, após alterações na cobertura vegetal, são causadas basicamente por mudanças na capacidade de infiltração de água no solo, evapotranspiração e no reservatório de água disponível às plantas, devido a modificações na profundidade do sistema radicular.

Deve-se esperar que a mudança da vegetação nativa (tais como cerrado e florestas) para pastagens pode causar uma diminuição na evapotranspiração e um aumento na vazão média anual de longo termo. Além disso, a passagem do fluxo de sub-superfície por eventos de chuva, muitas vezes acompanhada pelo desmatamento seguido por um uso inapropriado do solo, pode produzir mudanças dramáticas nas vazões de pico. Outro ponto que se observa é se

a mudança da infiltração associada com a mudança do uso do solo substitui o efeito de reduzir a evaporação e, portanto, uma mudança no regime de um rio, com maiores picos de vazão durante a estação chuvosa e menores valores na estação seca (BRUIJNZEEL, 1990).

Farley *et al.*(2005), na mesma ótica, mostram que a produção de água é alterada através de mudanças na transpiração, interceptação e evaporação, as quais todas tendem a aumentar quando pastagens naturais são substituídas por árvores. Taxas de transpiração são influenciadas pela mudança na característica do sistema radicular, área foliar, respostas dos estômatos e albedo da espécie vegetal. Ainda de acordo com estes autores, estudos do efeito da mudança da vegetação na produção de água têm focalizado primariamente na remoção de vegetação lenhosa.

Neste sentido, Zhang *et al.* (2001), desenvolveram um modelo simples de balanço de água que relaciona a precipitação média anual com a evapotranspiração média anual para vários diferentes tipos de cobertura vegetal, desde gramas até árvores, usando para isso, resultados de mais de 250 bacias hidrográficas espalhadas pelo mundo.

Kokkonen e Jakeman (2002) afirmam que diferentes metodologias têm sido implementadas em tentativas para preencher essa lacuna do conhecimento, mas de maneira geral, nenhum modelo estabeleceu-se ainda para prever os efeitos da mudança do uso do solo sobre uma bacia, o que de certa forma mostra o quão difícil é afirmar que determinada alteração nos padrões de comportamento de uma bacia possa decorrer de uma mudança no uso do solo.

Robinson *et al.* (1991) *apud* Farley *et al.* (2005) mostraram que pode ser problemático o uso de resultados de estudos de desmatamento para prever os efeitos do reflorestamento, já que os processos não são necessariamente opostos e reversíveis, o que mais uma vez, evidencia as incertezas nas análises do comportamento hidrológico da bacia, por meio de modelagem matemática.

As mudanças no escoamento superficial direto induzida pelo desmatamento e pelo reflorestamento diferem em magnitude, tempo e relação com as características da área. Estudos de desmatamento são diferenciados por fatores como perturbação do solo e deposição de corte e serrapilheira, que podem afetar os padrões das vazões (VERTESSY, 1999).

Ademais, o tempo para que o escoamento superficial direto ocorra pode diferir significativamente, com mudanças abruptas associadas aos desmatamentos e mudanças mais graduais com a idade da plantação seguido de um reflorestamento (FARLEY *et al.*, 2005).

Von Stackelberg *et al.* (2007), citam que tem sido bem estabelecido que a conversão de coberturas nativas, tais como pastagens naturais para florestas, resulta numa redução da produção de água anual, sendo uma das justificativas, a grande taxa de evapotranspiração das árvores quando comparadas às espécies rasteiras, sendo que para Hewlett (1982) a resposta hidrológica é em geral controlada principalmente pela geologia e menos pela cobertura do solo, em especial nas grandes bacias.

Ainda ressaltando o efeito em grandes bacias, Wilk e Hughes (2002) mostram que a maioria dos estudos sobre os efeitos da alteração da cobertura vegetal e seu impacto no regime hidrológico foi realizada em pequenas bacias, não sendo possível dizer, que em bacias maiores, os resultados decorrentes dessas alterações seriam similares uma vez que, mesmo em pequenas bacias, os efeitos do aumento da vazão são mitigados e em alguns estudos desapareceram, quando a vegetação nativa regenerou.

Alguns trabalhos que objetivaram avaliar o comportamento da bacia mediante alteração da cobertura vegetal, ou por meio da retirada de parte da mesma, não conseguiram perceber mudança significativa no regime hidrológico, sugerindo que este tipo de análise deve ser cuidadosa e aprofundada.

Qian (1983) *apud* Wilk e Hughes (2002) não conseguiu detectar uma mudança no regime hidrológico em bacias com áreas de drenagem de 7 a 727 km² no sul da China após uma perda de 30% de floresta. Resultados semelhantes são citados por Dhyr-Nielsen (1986) em uma bacia de 36.000 km² no norte da Tailândia, após a remoção de 50% da cobertura florestal.

Em termos de reflorestamento e seu impacto sobre uma bacia, tem-se que vários estudos têm avaliado os seus efeitos sobre o regime hidrológico. O método estatístico mais comum de comparação é a curva de permanência, a qual é uma função de distribuição acumulada que grafa a porcentagem de tempo em que a vazão é excedida versus a vazão. Impactos de períodos secos e úmidos podem ser avaliados pela comparação das curvas de permanência. Períodos mais úmidos são comumente caracterizados pela vazão que é excedida

de 1 a 10% do tempo e períodos secos com a vazão que é excedida em 70 a 99% do tempo (VON STACKELBERG *et al.*, 2007).

Vertessy (2000), comparando as curvas de permanência de vazão diária de um e oito anos após o reflorestamento em uma bacia experimental no sudeste da Austrália, os quais eram anos de precipitação anual semelhantes, verificou que houve uma redução nos valores de escoamento superficial em 50%, nas vazões máximas e de 100% nas vazões mínimas.

No Brasil, alguns trabalhos buscaram avaliar os efeitos da mudança da cobertura vegetal sobre a capacidade de infiltração de água no solo e sobre a capacidade de gerar escoamento superficial, com respostas no regime de vazões.

Costa *et al.* (2003), avaliando os efeitos da mudança da cobertura do solo na bacia do rio Tocantins, estimaram que houve um aumento da porcentagem da área agricultável de 30,2% em 1960 para 49,2% em 1995 e concluíram em seu estudo que a infiltração é reduzida após as mudanças na cobertura do solo e que isto, provoca um aumento do fluxo superficial durante a estação chuvosa. Esta redução não é suficiente para produzir uma diminuição na vazão durante a estação seca, sugerindo que as mudanças nas características de infiltração tenham sido moderadas. Por outro lado, a redução na evapotranspiração após essa mudança de uso do solo, provocou um aumento consistente na vazão ao longo do ano (COSTA *et al.*, 2003).

Em termos de evapotranspiração, Fohrer *et al.* (2001) analisaram a resposta hidrológica à mudança da cobertura do solo em escala de bacia e em termos de variações absolutas e, notaram que houve um declínio na evapotranspiração real, passando de 654 mm.ano⁻¹ para floresta, 527 mm.ano⁻¹ para pastagem e 451 mm.ano⁻¹ para cevada, o que era esperado, uma vez que a evapotranspiração varia conforme o porte da planta. A vazão total da bacia em análise, respondeu proporcionalmente à diminuição da evapotranspiração, com menores valores para floresta (484 mm.ano⁻¹), 607 mm.ano⁻¹ para pastagem e 696 mm.ano⁻¹ para cevada.

Uma observação importante sobre a alteração da cobertura vegetal relaciona-se aos impactos sazonais no regime hidrológico, fazendo com que seja necessária uma avaliação, sobretudo em termos de proporcionalidade dos impactos, visto a grande amplitude de variação intra-anual dos valores em escala absoluta.

Von Stackelberg *et al.* (2007) afirmam que os impactos sobre os fluxos sazonais ou mensais devidos ao reflorestamento têm sido menos amplamente quantificados do que os efeitos sobre o rendimento anual de água, sendo que foi constatado uma redução da lâmina mensal bastante uniforme ao longo do ano nas bacias de Jonkershoek na África do Sul, com uma maior porcentagem de redução da vazão durante os meses mais secos do verão.

Segundo Brown *et al.* (2005), em regiões de inverno chuvoso, os impactos se evidenciam, proporcionalmente, no verão, dada a defasagem entre o período de máxima evapotranspiração potencial e o de máxima disponibilidade de água no solo. Em áreas de verão chuvoso, entretanto, os impactos tendem a se estender proporcionalmente, ao longo de todo o ano, podendo se pronunciar na estação seca (SCOTT *et al.*, 2000).

Mclean (2001) avaliou os efeitos hidrológicos da sazonalidade do reflorestamento na floresta estadual de Glendhu na Nova Zelândia, comparando as curvas sazonais de permanência. As diferenças na redução da vazão no verão eram mais perceptíveis do que no inverno. No entanto, isso aconteceu devido à maior variabilidade da precipitação durante os meses de verão. Essa constatação ocorrida na Nova Zelândia que as diferenças sazonais na redução da vazão não eram perceptíveis foi atribuída à vegetação perenifólia, a qual não possui uma época distinta (BEST *et al.*, 2003).

Scott *et al.* (2000) fizeram uma análise detalhada de doze plantios de pinus em seis locais de pesquisa na África do Sul e perceberam que a redução da vazão na bacia experimental tornou-se significativa de três a seis anos após o plantio de pinus, sendo o momento de início da diminuição da vazão, dependente do nível de concorrência entre a vegetação nativa e a taxa de crescimento do plantio.

Rattanawitpong *et al.* (2007), usaram o modelo DHSVM (*Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*) para avaliar os efeitos da mudança do uso do solo sobre o regime hidrológico, e concluíram que a conversão de florestas para áreas de lavoura, embora não houvesse evidências de compactação do solo, não parece resultar numa baixa disponibilidade de água, sendo que a expansão das culturas agrícolas em terras altas da Tailândia pode levar a um aumento das vazões de pico e a maiores rendimentos anuais.

Santiago (2005) simulou os efeitos da cobertura vegetal no balanço hídrico da bacia do rio Ji-Paraná, RO, e concluiu que a substituição de florestas por culturas anuais, como soja,

pode elevar a vazão do rio Ji-Paraná, RO, em até 37% durante o período chuvoso e em 90% no período seco, resultado também esperado, visto que a demanda de água das plantas varia conforme seu porte e estrutura.

Linhares (2006), após a análise das variáveis hidrológicas e dos dados de desflorestamento, no período de 1978 a 2001, para a bacia do rio Sucunduri e do rio Ji-Paraná, ambas em Rondônia, e concluiu que a resposta hidrológica, a taxa de incremento de deflúvio e a razão de residência mostraram-se associadas às taxas de desflorestamento anuais, indicando que a remoção da floresta gera uma resposta rápida nos valores de escoamento superficial e lateral devido à diminuição dos processos de interceptação e de infiltração após a remoção da floresta.

Viola (2008), após simular o comportamento hidrológico na região alto rio Grande a montante do reservatório de Camargos/CEMIG, verificou que a implantação da cultura de eucalipto em 50% da área de pastagem distribuída ao longo da bacia, resultou numa redução de 9,36% no escoamento superficial, sendo esta estimativa inferior àquela obtida quando se implementou a cultura em 100% da área de pastagem na parte central da bacia, que foi de 12,66%, sendo a diferença atribuída à maior presença de latossolos na região central da bacia, os quais apresentam maior profundidade, comparados aos cambissolos que, em geral, são rasos, resultando em pequenas diferenças no reservatório de água disponível a diferentes culturas, e minimizando os impactos hidrológicos decorrentes da substituição da cobertura vegetal.

Em termos de pastagem, tem-se que a mesma reduz a infiltração de água por dois mecanismos: remoção da cobertura vegetal através do consumo e da compactação do solo pelo pastoreio. A quantidade de redução na taxa de infiltração depende da duração e da intensidade do pastoreio (VON STACKELBERG *et al.*, 2007).

Notter *et al.* (2007) simularam os impactos hidrológicos devido à conversão de aproximadamente 30% de áreas de floresta em cultura anual e pastagem, no Quênia, utilizando o modelo semidistribuído NRM3, estimando aumento médio no escoamento em 11% e 59% respectivamente.

Como a redução das taxas de infiltração pelo pastoreio resulta em um aumento do escoamento superficial, Holechek *et al.* (2004) concluíram que o sobrepastejo provoca um

aumento do escoamento superficial direto em comparação com o moderado. No entanto, sob o leve ou pastejo moderado, o efeito sobre o escoamento superficial é limitado devido ao aumento da cobertura vegetal.

Germer *et al.* (2010), estudaram a influência da conversão de florestas nativas em pastagem e observaram que a frequência de ocorrência do escoamento superficial duplicou quando comparado à floresta, enquanto o seu volume apresentou um aumento de 17 vezes. Para esses autores, a conversão de floresta em pastagem aumenta o nível do lençol freático e do escoamento superficial pela compactação do solo e por uma diminuição na condutividade hidráulica do mesmo. Seus resultados mostraram que a conversão não só aumenta a frequência e o volume escoado, como também, a maneira como a água percola no solo, sugerindo também, que o impacto da mudança do uso do solo sobre regime hidrológico é maior do que o esperado, quando se comparam os valores médios de condutividade hidráulica.

Quando se analisa o contexto das cidades, Tang *et al.* (2005) mostram que o impacto da urbanização é tipicamente refletido na alteração do regime hidrológico, em termos de aumento das taxas de escoamento superficial, na redução do volume infiltrado e da recarga de aquíferos e concomitantemente, no fluxo de base da bacia, ressaltando ainda, que embora haja inúmeros trabalhos que destacam a importância desses impactos, os mesmos têm recebido pouca atenção.

3.2 Sistemas de Informações Geográficas e Geoprocessamento

O solo é um recurso natural fundamental e a compreensão da sua distribuição espacial e manejo dentro de uma bacia hidrográfica é crítica para a manutenção de uma sociedade produtiva (GENÚ, 2006). Esta variabilidade dos solos e de seus atributos está diretamente relacionada à ação dos mecanismos de formação do solo, como o clima, organismos, material de origem, relevo e o tempo.

Dos fatores mencionados, Genú (2006) destaca o relevo e a geologia como sendo os fatores mais facilmente avaliados. Mudanças na topografia e na geologia influenciam o movimento da água na superfície e subsuperfície (MZUKU *et al.*, 2005), afetando a distribuição das propriedades do solo na paisagem (SOUZA *et al.*, 2006).

Scull *et al.* (2003) mostram que um método atual de se realizar a análise desses fatores simultaneamente é com a utilização das técnicas de geoprocessamento, a qual permite uma caracterização mais robusta da variabilidade espacial em que as informações são analisadas e armazenadas, usando uma variedade de modelos de dados.

Conforme Teixeira *et al.* (1997) *apud* Bolfe *et al.* (2004), geoprocessamento é a tecnologia que abrange o conjunto de procedimentos de entrada, manipulação, armazenamento e análise dos dados espacialmente referenciados.

Já para Silva *et al.* (1998) *apud* Bolfe *et al.* (2004), o geoprocessamento é definido como um conjunto de procedimentos computacionais, que operando sobre bases de dados geocodificados, executam análises, reformulações e síntese sobre os dados ambientais tornando-os utilizáveis em um sistema de processamento automático integrado ao banco de dados.

Segundo Mendes (1996), a utilização de técnicas de geoprocessamento constitui-se em instrumento de grande potencial para o estabelecimento de planos integrados de conservação do solo e da água. Neste contexto, os SIGs inserem-se como uma ferramenta que tem capacidade de manipular as funções que representam os processos ambientais em diversas regiões, de uma forma simples e eficiente, permitindo economia de recursos e tempo. Estas manipulações permitem agregar dados de diferentes fontes (imagens de satélite, informações topográficas, cartas de solos, hidrografia, etc.) e em diferentes escalas. O resultado destas manipulações geralmente é apresentado sob a forma de mapas temáticos com as informações desejadas. Por meio de um sistema de referência adequado, portanto, o geoprocessamento transfere, sobre bases cartográficas, as informações do mundo real para o sistema computacional. Dados geográficos descrevem objetos do mundo real em termos de posicionamento, com relação a um sistema de coordenadas, seus atributos não aparentes e das relações topológicas existentes (BALDISSERA, 2005).

Segundo Mattos (1998), o SIG é uma ferramenta de auxílio ao processamento da informação que pode incluir aspectos de superfícies de culturas, demográficos, econômicos, geográficos, de vistoria, monitoramento, mapeamento, cartografia, fotogrametria, sensoriamento remoto, paisagem e outros, com as ciências de computação. O SIG une as características de um local, um recurso e ou um aspecto com sua localização espacial. O grande volume de dados requeridos para análise e avaliação de problemas hidrológicos

próximos à superfície, em escala regional, tem conduzido a um crescimento da demanda de base de dados computadorizados.

Para Zeiler (1999), a função de um SIG é proporcionar uma estrutura espacial para auxiliar as tomadas de decisões para o uso racional dos recursos existentes na Terra e para gerenciamento das ações antrópicas sobre esses recursos.

A designação SIG refere-se a sistemas que realizam tratamento computacional de dados geográficos, armazenando a geometria e os atributos dos dados georreferenciados, isto é, localizados na superfície terrestre em uma projeção cartográfica (CÂMARA & MEDEIROS, 1998).

De acordo com Christofolletti (1999), o desenvolvimento do SIG foi fortemente influenciado pela dificuldade de manipulação de dados em grande escala, o que levou ao desenvolvimento de sistemas capazes de observar, modelar, avaliar e simular o comportamento de variáveis ambientais, permitindo apresentar os resultados na forma de mapas.

De acordo com Almeida (2006), a utilização dos SIGs no processo de modelagem dos recursos hídricos no Brasil vem sendo mais difundida nos últimos 10 anos, face à necessidade de manipulação de uma extensa massa de dados no processo de modelagem e das ferramentas que um SIG oferece.

Tucci (1998) mostra que o uso de SIG e sensoriamento remoto tem composto a estrutura de alguns modelos visando à obtenção de informações físicas e climáticas das bacias, levando em consideração a variabilidade espacial desses parâmetros.

Mendes (1997) *apud* Marchioro (2008) fez algumas considerações em relação ao uso em conjunto do SIG e os modelos hidrológicos. A primeira refere-se ao fato de que os modelos hidrológicos lidam com fenômenos contínuos e dinâmicos, enquanto os SIGs disponíveis no mercado atualmente tratam apenas com dados estáticos e discretos. A segunda colocação é que o SIG utiliza conceitos de pontos, linhas, polígonos, grades, redes de triângulos irregulares para representar a realidade, enquanto que na hidrologia, os sistemas a serem representados espacialmente são bacias, aquíferos, rios, canais e lagos entre outros. Por último, referindo ao campo conceitual, ressalta que no SIG a análise é feita através de

manipulação e interpretação de dados geográficos, enquanto nos modelos hidrológicos, a análise é realizada por meio de simulação de movimento de água e de seus constituintes, usando equações que representam leis físicas.

Segundo Petersen *et al.* (1991), SIGs podem ser utilizados em estudos envolvendo variabilidade espacial e temporal da cobertura vegetal na bacia hidrográfica, além da caracterização fisiográfica a partir do modelo digital de elevação.

Eastman (1999) *apud* Viola (2008) demonstra que existem basicamente, dois formatos para a representação de dados espaciais em um SIG, quais sejam o vetorial e o *raster*. No formato vetorial, os limites das feições são definidos por pontos, linhas ou polígonos, sendo os atributos armazenados separadamente. No formato *raster*, a representação gráfica das feições e atributos é unificada em subunidades denominadas de células ou *pixels*.

A escolha de um tamanho de *pixel* apropriado para as simulações não é um trabalho simples. Pequenos tamanhos de *pixels* são usados quando a variabilidade espacial dos parâmetros relevantes é conhecida em detalhes. Tamanhos maiores podem ser preferidos quando a variabilidade espacial das características da bacia hidrográfica não é significativa ou quando a eficiência computacional é uma preocupação (JULIEN *et al.*, 1995).

Segundo Viola (2008), o modelo digital de elevação (MDE) consiste de uma superfície com valores que variam continuamente no espaço, sendo tradicionalmente obtida por modelagem *Triangulated Irregular Network* (TIN), a qual permite a geração de um modelo da superfície no qual os topos de morros e depressões são modelados de acordo com as tendências dos dados mais próximos e também, elaborar modelos tridimensionais que permitem identificar vales, redes de canais, padrão superficial de drenagem, subdividir bacias hidrográficas, verificar comprimento, declividade, orientação das encostas, direção de fluxos hidrológicos superficiais, que oscilam em função da qualidade e resolução do MDE, e do processamento dos algoritmos usados para extrair a informação necessária para construção do MDE.

Entretanto, o resultado final dos trabalhos oriundos de informações obtidas através da geração do MDE pode apresentar alguns erros, dependendo do volume de dados o qual pode interferir na geração dos produtos como a inconsistência na geração do terreno através do métodos de triângulos horizontais (CAMARA, 2006).

Para a definição do tipo de MDE e evitar tais problemas em sua geração com base no método de triangulação, é importante definir a maneira mais adequada pela qual o processo de amostragem vai ser utilizado. De acordo com Coutinho (2003), as amostragens compreendem a aquisição de um conjunto de amostras representativas do fenômeno de interesse.

A partir disso, o processo de amostragem pode, segundo Coutinho (2003), ser classificado como regular ou irregular. Os processos automáticos, como os obtidos por aerofotogrametria ou imagens de RADAR, são considerados amostras regulares espaçadas ao longo do terreno, enquanto uma amostra irregular se dá através de levantamentos feitos, por exemplo, com aparelhos GPS (*Ground Positioning System*) onde os pontos são coletados irregularmente em diferentes pontos do campo.

Assim, o MDE é caracterizado por um conjunto de amostras, as quais determinam a geometria do terreno, uma estrutura de dados, que permite definir relações topológicas/proximidade entre as amostras, e por último um interpolador, responsável pelo processo de reconstrução da superfície do terreno.

Na geração e aplicação do MDE, a resolução espacial é um aspecto muito importante. Em modelagem hidrológica, as resoluções espaciais mais recomendadas estão entre 5 e 50 metros (GROSSI, 2003).

Segundo Beven (2001), a variabilidade da resolução do MDE afeta diretamente a direção dos fluxos hidrológicos em superfície, influenciando nos processos erosivos incorporados pelos modelos. Nesse sentido, Kalin *et al.* (2003) *apud* Marchioro (2008), conduziram um trabalho em duas pequenas bacias hidrográficas experimentais dos Estados Unidos da América e constataram que o aumento da resolução do MDE propiciou o incremento das taxas de vazão e escoamento superficial da bacia, sem afetar o tempo de ocorrência do escoamento. Neste sentido, Zhang e Montgomery (1994) *apud* Marchioro (2008) realizaram simulação hidrológica em duas bacias do oeste dos Estados Unidos da América, variando a resolução do MDE de 2 a 90 metros, e verificaram que a resolução de 10 metros deveria ser adotada para diversos estudos hidrológicos na área em questão, pois apresentou resultados mais compatíveis em relação às demais resoluções.

Os MDEs e os SIGs podem se integrar aos modelos hidrológicos. Os MDEs ajustam os pontos altimétricos a um modelo que representa a morfologia do terreno. Com base no

MDE é possível calcular, nos mesmos e no SIG, características como: área, perímetro, comprimento da rede de drenagem, declividade, para os módulos de discretização. Os SIGs estimam com base nos mapas de solo, cobertura, uso do solo e outras características físicas, os parâmetros do modelo hidrológico (TUCCI, 1998).

Segundo Madruga *et al.* (1999) *apud* Valdameri (2000), a utilização de SIG e sensoriamento remoto propicia dados quantitativos e qualitativos, além de um conhecimento dos recursos; as características sócio-econômicas de uma região constitui em um embasamento para identificação e utilização sustentada, ou desenvolvimento de determinada atividade, indicando áreas ou locais que devem ser trabalhados ou preservados.

Para Schmutge *et al.* (2002), nos estudos hidrológicos a possibilidade de obtenção da variabilidade espacial e temporal a intervalos constantes é muito adequada para estudos de balanço de energia e hídrico, ressaltando assim, a importância da necessidade dos SIGs.

Reforçando a ideia da integração de SIG em estudos hidrológicos, uma versão do modelo hidrológico SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) (ARNOLD *et al.*, 1999) foi integrada ao ArcView®. Nesse caso, o SIG foi utilizado na etapa de pré-processamento de informações necessárias às simulações com este modelo. De acordo com o manual do usuário (Di LUZIO *et al.*, 2002), o SIG foi utilizado na fase de formação das entradas do modelo SWAT – delimitação da bacia hidrográfica, definição das unidades de resposta hidrológica e das estações meteorológicas. O sistema executa o modelo externamente, e utiliza o SIG para análise dos resultados do modelo, disponibilizando os dados sob forma de tabelas, gráficos e mapas.

3.3 Indicadores de Estresse Hidrológico

Segundo Foley *et al.* (2005), as demandas de água associadas às práticas agrícolas, como irrigação, representam as de maior monta em relação aos outros setores usuários, respondendo em termos globais, por aproximadamente 85% dos usos consuntivos dos recursos hídricos. Nessas condições, verifica-se a utilidade de um sistema de gestão, que leve em conta as características da bacia, e que seja capaz de avaliar conceitualmente os efeitos de diferentes cenários de ocupação da bacia e de consumo de água, podendo assim, caracterizar, de modo pelo menos estimativo, o grau de exigência a que a bacia está submetida, em termos

de sua disponibilidade hídrica, obtendo-se dessa forma, classificação em termos de estresse hidrológico pelo uso de indicadores.

Para avaliar a saúde ambiental das bacias hidrográficas, muitos atributos ecológicos podem ser utilizados, tais como temperatura da água, parâmetros de qualidade da água, geomorfologia do canal e diversidade de habitats. No entanto, registros históricos desses parâmetros são escassos e muitas vezes inexistentes, sendo alguns atributos difíceis de estimar ou medir diretamente.

O volume de água superficial disponível para retirada em uma bacia hidrográfica é dependente de diversas variáveis, incluindo, a quantidade total de água disponível, a quantidade de água a ser retirada em um determinado momento, os efeitos dessas saídas, o período de análise e a quantidade de água que pode ser necessária para manter o habitat aquático. A disponibilidade também é dependente dos efeitos de cobertura do solo, de barramentos e possíveis efeitos de alterações de ordem climática (ARCHFIELD *et al.*, 2010).

O termo “rendimento seguro” tem sido historicamente usado para descrever a quantidade de água disponível a partir de fontes subterrâneas e superficiais. Normalmente, o conceito de rendimento seguro implica em um único valor que representa a água disponível para a retirada em uma bacia com alguma restrição, como uma limitação de engenharia ou condição climática.

Em Minas Gerais, de acordo com a portaria IGAM nº49/2010, esse valor pode ser entendido como a vazão de referência, que no caso mineiro é a $Q_{7,10}$, ou seja, a vazão mínima anual média de 7 dias consecutivos, com período de retorno de 10 anos. O somatório das vazões a serem outorgadas corresponde a uma percentagem fixa de 30% da vazão de referência, sendo a vazão mínima a ser mantida a jusante, um valor correspondente à 70% da vazão de referência. Outros estados da Federação também possuem seus próprios critérios para representar a quantidade de água disponível para uso, sendo esses valores regidos por legislação própria, conforme pode ser visto na Tabela 1

TABELA 1 – Critérios para Outorga do Uso da Água (modificado de Galvão, 2008).

ESTADO	LEGISLAÇÃO	CRITÉRIO DE VAZÃO DE REFERÊNCIA	VAZÃO MÍNIMA
BAHIA	Decreto Estadual n° 6296/1997	O valor de referência será a vazão com permanência de 90% do tempo. O somatório das vazões a serem outorgadas corresponde a 80% da vazão de referência; 95% nos casos de abastecimento humano.	20% da vazão de referência.
CEARÁ	Decreto Estadual n° 23.067/1994	O valor de referência será a descarga regularizada anual com garantia de 90%. O somatório das vazões a serem outorgadas não poderá exceder a 90% da vazão de referência.	10% da vazão de referência.
DISTRITO FEDERAL	Decreto Distrital n° 22.359/2001	A vazão de referência no processo de outorga pode ser a $Q_{7,10}$ ou a $Q_{90\%}$. O somatório das vazões a serem outorgadas não poderá exceder 80% das vazões de referência, e 80% das vazões regularizadas. No caso de abastecimento humano, o limite máximo poderá chegar a 90% da $Q_{7,10}$.	20% da vazão de referência.
ESPÍRITO SANTO	Instrução Normativa n° 013/2009	A vazão de referência será a vazão de permanência de 90%. O somatório das vazões outorgadas fica limitado a 50% da vazão de referência do corpo de água.	50% da vazão de referência.
GOIÁS	Não possui legislação específica	70% da $Q_{95\%}$.	30% da vazão de referência.
MINAS GERAIS	Portaria IGAM n°49/2010	A vazão de referência é a $Q_{7,10}$. O somatório das vazões a serem outorgadas corresponde a uma percentagem fixa de 30% da vazão de referência.	70% da vazão de referência.
PARANÁ	Decreto Estadual n° 4.646/2001	A vazão de referência é a $Q_{95\%}$. O somatório das vazões outorgáveis é de 50% da $Q_{95\%}$.	50% da vazão de referência.
RIO DE JANEIRO	Portaria SERLA n° 307/2002	A vazão de referência é a $Q_{7,10}$. Considerar como vazão máxima outorgável 50% da $Q_{7,10}$ do curso de água junto a seção de interesse para todos os casos, inclusive abastecimento humano.	50% da vazão de referência.
RIO GRANDE DO NORTE	Decreto Estadual n° 13.283/1997	O valor de referência será a descarga regularizada anual com garantia de 90%. O somatório das vazões a serem outorgadas não poderá exceder a 90% da vazão de referência.	10% da vazão de referência.
RIO GRANDE DO SUL	Decreto Estadual n° 37.033/1996	O valor de referência será a descarga regularizada anual com garantia de 90%. O somatório das vazões a serem outorgadas corresponde a 80% da vazão de referência do manancial.	20% da vazão de referência.
SÃO PAULO	Lei Estadual n° 9.034/1994	A vazão de referência é a $Q_{7,10}$. O somatório das vazões a serem outorgadas corresponde a uma percentagem fixa de 50% da vazão de referência.	50% da vazão de referência.

Poff *et al.* (1997) *apud* Archfield *et al.* (2010) afirmam que a vazão ecológica necessária de uma bacia deve reproduzir o regime de vazão natural, o que significa que as

necessidades, em termos de vazão ecológica, devem refletir a magnitude, frequência, duração, tempo e ritmo das mudanças que ocorrem naturalmente no regime hidrológico.

Para Archfield *et al.* (2010), estipular um valor mínimo para vazão não seria suficiente para atender as necessidades e, portanto, a produção sustentável da bacia. Referindo-se às necessidades de vazão ecológica, esta não será um valor constante ao longo do ano.

Na tentativa de resolver as limitações de uma definição para rendimento seguro, Archfield *et al.* (2010), com base em literatura recente, mostram que o termo disponibilidade hídrica expressa melhor o rendimento sustentável ao contrário do termo rendimento seguro.

Para Maimone (2004) *apud* Archfield *et al.* (2010) a produção sustentável é uma medida da disponibilidade de água que, simultaneamente, considera a disponibilidade espacial e temporal da água, bem como a complexa interação entre a variação no tempo e demandas conflitantes de água, tais como as necessidades humanas e ecológicas (RUELA e LEAKE, 2004 *apud* ARCHFIELD *et al.*, 2010).

O conceito de produção sustentável contempla a complexa interdependência de algumas variáveis que afetam a disponibilidade hídrica. Para compreender e quantificar a produção sustentável de uma bacia, gestores e planejadores dos recursos hídricos requerem ferramentas flexíveis que incorporem o máximo possível das variáveis em uma escala temporal apropriada (ARCHFIELD *et al.*, 2010).

O cotejo entre as demandas e as disponibilidades hídricas em meio a inúmeras variáveis a serem consideradas dentro da atividade de gerenciamento, apresenta diferentes interpretações, as quais ainda não são absolutamente claras, sendo necessária a estipulação de critérios de outorga de direito de uso das águas, vinculando estes critérios à disponibilidade hídrica, assim como aos sistemas jurídicos e econômicos (SILVA *et al.*, 2006).

De acordo com Rogers (2003) *apud* Brandt *et al.* (2008), há um considerável interesse no uso de indicadores e índices para descrever o complexo comportamento da água e dos sistemas ambientais e para estimar o *status* ambiental e o correspondente impacto em nível regional e local e, na mesma linha, Gao *et al.* (2008) mostram que para entender os efeitos de operação de reservatórios e outras formas de regular um rio, indicadores são necessários para avaliar a sua “saúde” hídrica e o grau de alteração hidrológica causada por uma certa política

de uso dos recursos hídricos. Ainda segundo Brandt *et al.* (2008), há um histórico de indicadores sendo usados nos Estados Unidos da América, em níveis nacional e regional para a estimativa dos recursos hídricos.

Vogel *et al.* (1999) utilizaram indicadores de rendimento de reservatório, dentre outros, para avaliar o potencial impacto de mudanças climáticas em reservatórios americanos por região, destacando dessa forma, a importância de se utilizar indicadores que possam caracterizar um sistema em estudo.

Em termos de indicadores hidrológicos, estes caracterizam o comportamento hidrológico de uma bacia descrevendo aspectos chave do regime hidrológico com um pequeno número de cálculos estatísticos (BRANDT *et al.*, 2008).

Para Reichold *et al.* (2010), parâmetros de vazão podem ser usados como base para avaliar o grau de comprometimento ecológico. As características do regime de vazão são normalmente monitoradas e em muitos casos estão disponíveis para condições de pré-desenvolvimento. A alteração hidrológica em bacias hidrográficas pode ser convenientemente avaliada como uma base importante para a compreensão dos impactos do desenvolvimento e como ações de mitigação numa bacia (REICHOLD *et al.*, 2010).

Vogel *et al.* (2007) citam ainda o parâmetro ecodéficit que calcula as alterações na curva de permanência, representando a porcentagem de água não mais disponível para o ecossistema, sendo o seu uso focalizado no estabelecimento de regras de operação de reservatórios.

Brandt *et al.* (2008) alertam que indicadores de uso consuntivo tais como a taxa de retirada de um dado trecho fluvial indica a quantidade relativa de água disponível que é utilizada, não descrevendo o impacto do consumo em um rio. Para esses autores, estatísticas de vazão podem descrever a magnitude, a variação de tempo e de regime hidrológico, mas sem um longo período de registro que inclui um desenvolvimento de pré-períodos, torna-se difícil determinar como a vazão foi alterada ou quais são as causas dessa alteração. Em termos gerais, indicadores servem para reduzir a complexidade do sistema de recursos hídricos e facilita comparações espaciais entre bacias ou a verificação de mudanças temporais dentro de uma bacia (BRANDT, 2008).

Segundo Brandt *et al.* (2008), o “US Nature Conservancy” desenvolveu uma série de indicadores de alteração hidrológica (IHA – *Indicators of Hydrologic Alteration*) para estimar o grau da alteração hidrológica causada por ações antrópicas. Esse IHA consiste de 67 parâmetros, os quais foram subdivididos em 2 grupos, sendo o primeiro com 33 parâmetros e o segundo com 34 caracterizando o componente da vazão ambiental (EFC – *Environmental Flow Component*). Esses 33 parâmetros são utilizados com base em sua relevância para a qualidade ecológica, de modo a fornecer um conjunto de medidas quantitativas que representem as diversas características da vazão natural ou os padrões cíclicos e sazonais que definem um ambiente dinâmico na qual um ecossistema prospera.

Reichold *et al.* (2010) mostram também que uma síntese dos parâmetros de vazão numa metodologia holística foi primeiramente proposto por Poff e Allan em 1995 e foi posteriormente desenvolvida por Richter *et al.* em 1996. A metodologia em questão refere-se a indicadores de alteração hidrológica.

O objetivo desses 33 parâmetros de alteração hidrológica é caracterizar estatisticamente o regime de vazões em um longo período, tipicamente de 20 anos. Esses parâmetros estão divididos em 5 categorias: magnitude, duração, tempo, frequência e taxa de mudança, conforme pode ser visto na Tabela 2.

TABELA 2 – Grupos de Indicadores de Alteração Hidrológica (adaptado de Reichold *et al.*, 2010).

Grupo	Parâmetro IHA	Exemplos de impactos em ecossistemas
Grupo 1 – magnitude e tempo (12 parâmetros)	Vazão média mensal	Variações de vazões aumentadas podem prejudicar espécies sensíveis.
Grupo 2 – magnitude e duração (12 parâmetros)	Vazão média anual mínima de 1 dia Vazão média anual mínima de 3 dias Vazão média anual mínima de 7 dias Vazão média anual mínima de 30 dias Vazão média anual mínima de 90 dias Vazão média anual máxima de 1 dia Vazão média anual máxima de 3 dias Vazão média anual máxima de 7 dias Vazão média anual máxima de 30 dias Vazão média anual máxima de 90 dias Número de dias com vazão igual a zero por ano Mínima vazão em 7 dias dividida pela vazão média	Vazões baixas prolongadas, picos prolongados de vazões e alteração no período de inundação podem levar a uma alteração na concentração de organismos aquáticos, redução ou eliminação da cobertura vegetal, diminuindo a diversidade de plantas.

Grupo 3 – tempo (2 parâmetros)	Data Juliana da vazão mínima	Perda de vazões de pico sazonais pode interromper o fluxo para desova, migração de peixes e levar a perda do acesso dos peixes às zonas úmidas ou remansos.
	Data Juliana da vazão máxima	
Grupo 4 – frequência e duração (4 parâmetros)	Número de pulsos baixos	Estabilização da vazão pode causar a invasão de espécies exóticas e reduzir nutrientes e água para espécies vegetais de várzeas.
	Duração média de pulsos baixos	
	Número de pulsos altos	
	Duração média de pulsos altos	
Grupo 5 – taxa de mudança e frequência (3 parâmetros)	Aumento das taxas (média de todas diferenças positivas)	Mudanças rápidas na fase de recessão do rio e inundação acelerada pode causar o encalhe das espécies aquáticas e uma falha no estabelecimento da sementeira.
	Queda das taxas (média de todas diferenças negativas)	
	Número de reversões na vazão	

Em 2001, a Comissão de Recursos Hídricos do estado americano de Massachusetts desenvolveu um estudo para definir o estresse hidrológico, sendo este definido quando uma bacia ou sub-bacia na qual a quantidade de vazão de um rio tenha sido significativamente reduzida, ou sua qualidade degradada (MWRC, 2001).

A classificação do estresse de acordo com a comissão é: alto – retirada de água iguala ou excede a menor vazão do mês crítico; médio – retirada iguala ou excede a vazão correspondente à $Q_{7,10}$; baixo – sem perdas de retirada de água.

Para Galvão (2008), o estresse hidrológico é o indicador que estima o nível de impacto ao qual o curso de água está sendo submetido, por meio do balanço entre oferta e demanda, levando em conta tantos os efeitos da extração de água, como também impactos climáticos nos corpos hídricos, sendo este indicador um resultado da combinação da razão de usos dos recursos hídricos e a vulnerabilidade às mudanças climáticas.

O termo razão de uso citado por Galvão (2008) é uma importante medida de impacto na extração, uma vez que relaciona a quantidade de água disponível à quantidade de água extraída, sendo esse critério semelhante ao utilizado na Austrália e no Brasil pelo Plano Nacional de Recursos Hídricos.

Nota-se também certa similaridade com a classificação oriunda da Comissão de Recursos Hídricos de Massachusetts, pois o parâmetro em questão leva em conta a demanda na extração, no caso a demanda de água no mês mais crítico da série de vazão estudada, e a vazão disponível como sendo a média de longo termo.

Galvão (2008) mostra ainda que um critério semelhante para avaliação do estresse hidrológico é citado pela UNESCO (2006), como sendo o índice de estresse relativo da água (RWSI), o qual pode ser calculado com base na razão do consumo total de água (soma de todas as demandas por água) pelo suprimento de água renovável (Q), que corresponde ao escoamento superficial local disponível que se distribuem por córregos e rios.

Outra abordagem que também pode ser avaliada para determinar o grau de estresse ao qual um determinado curso está sujeito é aquele utilizado pela *European Environmental Agency* e a Organização das Nações Unidas, apresentado na Tabela 3, o qual representa o atendimento às demandas ante as disponibilidades hídricas, considerando a relação entre a retirada total anual e a vazão média de longo período (PNRH, 2006).

TABELA 3 – Critério de severidade adotado pela *European Environmental Agency*.

Nível	Critério
Excelente	Razão entre retirada e vazão de referência em até 5%
Confortável	Razão entre retirada e vazão de referência de 5 a 10%
Preocupante	Razão entre retirada e vazão de referência de 10 a 20%
Crítica	Razão entre retirada e vazão de referência de 20 a 40%
Muito Crítica	Razão entre retirada e vazão de referência acima de 40%

Esta classificação foi utilizada para confrontar as disponibilidades e demandas de água no Brasil, mostrando assim, que o país é privilegiado em matéria de água, com a disponibilidade superando amplamente as demandas, ou seja, as retiradas de água correspondem a cerca de 1% da vazão natural média de longo período (PNRH, 2006).

Gordon *et al.* (2004) citam que a classificação em níveis de estresse em bacias não regularizadas em Nova Gales do Sul na Austrália, é feita dando-se prioridade máxima aos sistemas altamente estressados e menor prioridade para os sistemas menos impactados. Esses autores citam ainda que geralmente, para rios não regularizados, a extração de água tem um

impacto mais significativo no nível, na frequência e na duração das menores vazões, e por isso, o estresse no estudo foi avaliado com base no uso corrente de água.

O indicador de estresse hidrológico utilizado para avaliar o nível de comprometimento das bacias em Nova Gales do Sul, na Austrália, foi estimado da proporção da vazão diária do percentil 80 durante o mês de maior demanda pelos recursos hídricos. O estresse foi classificado em baixo (0 – 30% de extração da vazão $Q_{80\%}$), médio (40 – 60% de extração) ou alto (70 – 100% de extração) (GORDON *et al.*, 2004).

De modo semelhante, Harris *et al.* (2006) calcularam o estresse hidrológico como função da curva de permanência, onde a menor vazão do estresse equipara a proporção de pico da demanda diária em relação à vazão de 80% de permanência do mês mais crítico, sendo este indicador utilizado para indicar riscos que uma determinada retirada de água causa a um rio, como um atributo na determinação do valor desse curso de água e também, como um indicador do grau de competição entre os usuários de recursos hídricos, sendo portanto, uma ferramenta que auxilia na determinação do impacto dentro da bacia.

Diante disso, Harris *et al.* (2006) mostram que as agências de regularização podem ter uma maior atuação no gerenciamento dos recursos hídricos, onde o estabelecimento de novas regras de uso pode alterar o pico de demanda diária, diminuindo os conflitos pelo uso da água, conforme pode ser visto pela Figura 1.

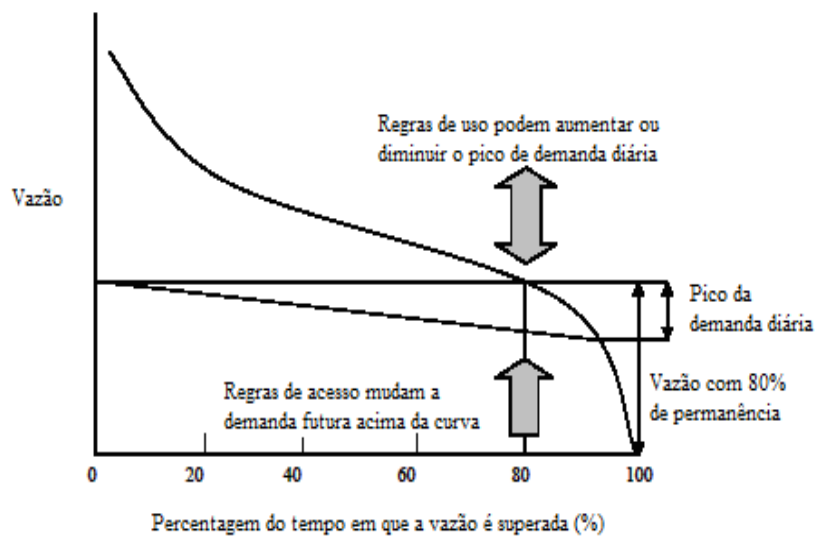


Figura 1 – Curva de permanência mostrando o estresse hidrológico, adaptado de Harris *et al.* (2006).

Para classificar a bacia do rio Paraopeba em termos de estresse hidrológico, fez-se necessário a adoção de critérios, como por exemplo, classificar o estresse tendo como parâmetro a curva de permanência da bacia.

Como no Estado de Minas Gerais o critério de referência é a $Q_{7,10}$, utilizou-se de uma aproximação com base nos limites outorgáveis de outros estados, no caso, aqueles estados que utilizam como referência a vazão com 90% de permanência.

A vazão de referência neste contexto representa o estabelecimento de um valor que passa a representar o limite superior de utilização da água em curso de água que enquadre a bacia em um nível de estresse elevado, exigindo um papel mais presente dos órgãos de gerenciamento. A adoção de um valor de referência é um dos principais entraves à implementação de um sistema eficiente de gerenciamento de recursos hídricos. Entretanto, embora tenha essa característica negativa, a adoção de uma vazão de referência constitui-se em procedimento adequado para proteção de rios, uma vez que as alocações para derivações são feitas, geralmente, a partir de uma vazão de base de pequeno risco (SILVA *et al.*, 2006).

Uma vez estabelecido que a $Q_{90\%}$ seria o parâmetro de referência, adotou-se os limites outorgáveis dos seguintes estados: Espírito Santo, Bahia e Ceará.

O Estado do Espírito Santo por ter um limite mais rígido do que os outros estados que utilizam a $Q_{90\%}$, foi tomado como parâmetro para classificar o estresse hidrológico como alto, uma vez que em sua legislação, o somatório das vazões a serem outorgadas não deve superar 50% da $Q_{90\%}$, ou seja, a vazão residual a ser mantida para jusante deve ser igual ou maior que 50% da vazão de referência.

Nos outros dois Estados utilizados como referência, foi feita uma ponderação, permitindo assim, a elaboração dos níveis médios e baixos.

Desse modo, obteve-se um parâmetro para classificar o estresse hidrológico em Minas Gerais em função de valores extraídos da curva de permanência. Essa nova classificação está descrita na Tabela 4.

TABELA 4 – Níveis de estresse hidrológico para a bacia do rio Paraopeba.

Nível	Critério
Alto	O somatório das vazões outorgadas supera 50% da $Q_{90\%}$.
Médio	Somatório das vazões outorgadas está compreendido entre 25 a 50% da $Q_{90\%}$.
Baixo	Somatório das vazões outorgadas está compreendido entre 0 a 25% da $Q_{90\%}$.

Optou-se também por classificar o estresse em termos de $Q_{7,10}$, uma vez que esse índice é o utilizado como vazão de referência em Minas Gerais e São Paulo. Ressalta-se que a classificação utiliza o limite adotado pelo Estado de São Paulo, ou seja, a classificação do estresse alto se dá quando o somatório das vazões excede os 50% da vazão de referência, conforme pode ser observado na Tabela 5.

TABELA 5 – Níveis de estresse hidrológico para a bacia do rio Paraopeba em função da $Q_{7,10}$.

Nível	Critério
Alto	O somatório das vazões outorgadas supera 50% da $Q_{7,10}$.
Médio	Somatório das vazões outorgadas está compreendido entre 25 a 50% da $Q_{7,10}$.
Baixo	Somatório das vazões outorgadas está compreendido entre 0 a 25% da $Q_{7,10}$.

3.4 Modelos Hidrológicos

Conforme Tucci (2005), a classificação de modelos hidrológicos abrange distintos aspectos, sendo aqui destacados os considerados mais importantes e elementares. Os modelos podem ser classificados quanto à consideração de seus conceitos de probabilidade em sua formulação. Quando a probabilidade de ocorrência de uma variável é considerada, o modelo é dito estocástico; caso contrário, determinístico.

Outra classificação usual aos modelos indica o tipo de formulação envolvida, podendo ser empírico, fisicamente fundamentado ou conceitual. Em modelos empíricos, o ajuste dos

dados simulados aos observados é frequentemente realizado por funções empíricas ou correlativas que não levam em conta explicitamente as leis que governam os processos físicos em foco. Essas leis estão presentes nos modelos fisicamente fundamentados, por meio de equações diferenciais que descrevem a evolução espaço-temporal dos processos, utilizando parâmetros determinados com base física. Nos modelos conceituais, embora sejam aplicadas formulações que visam a descrição física dos processos, são empregados parâmetros calibráveis, os quais, embora possam ser associados a algumas características geomorfológicas, mantêm um certo empirismo.

Uma última classificação apresentada refere-se ao objetivo da simulação, em que podem ocorrer modelos de comportamento, os quais visam simular o comportamento do sistema; modelos de otimização, que objetivam solucionar problemas com base em critérios de otimização e modelos de planejamento, frequentemente empregados na gestão de recursos hídricos, com ampla abrangência, visando a solução, inclusive, de questões sócio-econômicas e ambientais.

De modo geral, há várias classificações para os modelos, as quais seguem alguns critérios, como escala temporal e espacial, modelos que descrevem os processos, em termos da sua estrutura, da técnica de solução e linearidade. O tipo de modelo então depende majoritariamente das necessidades do projeto, do processo hidrológico a ser estudado e da disponibilidade dos dados de entrada para o modelo.

Em termos de escala temporal, um modelo pode ser considerado contínuo ou de eventos isolados, referindo-se o primeiro caso aos modelos chuva-vazão, que empregam séries temporais contínuas de precipitação e evapotranspiração, em diferentes intervalos temporais, fornecendo então, séries contínuas de vazão. Os de eventos isolados simulam a resposta de bacias hidrográficas a chuvas de projeto, para períodos de retornos definidos em geral, com durações menores que 24 horas. Para Tucci (1998), apesar da clareza da informação, deve-se ter cuidados para o fato de que, mesmo que um modelo possa ser considerado contínuo, o intervalo temporal no qual trabalha é sempre discreto, condicionado pela forma pela qual as observações das variáveis hidrológicas e hidráulicas são realizadas e compiladas.

No que tange à escala espacial, os modelos podem ser concentrados e distribuídos. Pinheiro (2009) cita que geralmente são requeridos métodos numéricos para a resolução das

equações matemáticas que descrevem os fenômenos modelados, a formulação mais generalizada envolve equações diferenciais parciais no tempo e nas dimensões espaciais. Nos modelos concentrados, a variabilidade espacial é descartada, e as derivadas espaciais são ignoradas (SINGH e WOOLHISER, 2002 *apud* PINHEIRO, 2009). Caso contrário, o modelo é distribuído, e a solução é uma função do tempo e do espaço.

Em relação à natureza dos processos e conseqüentemente, quanto à forma como são descritos, os modelos podem ser estocásticos, determinísticos ou mistos. Chow (1964) *apud* Tucci (1998) aponta que se o conceito de probabilidade é inserido na formulação do modelo, então os processos são estocásticos; caso contrário, o modelo segue uma lei definida que não a de probabilidades, sendo seus processos e o próprio modelo considerados determinísticos. Conforme afirma Singh (1995), se todos os componentes do modelo são determinísticos, então, pode-se chamá-lo de determinístico. Ainda segundo esse autor, os modelos mistos ou híbridos, são, portanto, aqueles que misturam ambos os tipos de componentes no que tange à natureza de seus processos.

Após essa breve discussão acerca dos modelos usualmente empregados, pode-se então, focar os de transformação de chuva e vazão, uma vez que o modelo escolhido para nortear o estudo enquadra-se nesse grupo.

Para Tucci (1998), os modelos de precipitação-vazão representam a parte do ciclo hidrológico entre a precipitação e a vazão, descrevendo a distribuição espacial da chuva, as perdas por interceptação, evaporação, depressão do solo e fluxo do solo pela infiltração, percolação e água subterrânea, escoamento superficial, subsuperficial e no rio.

Para Wagener *et al.* (2004), esses modelos são aplicados para extensão de séries temporais de vazão no espaço e no tempo, para avaliar estratégias de gerenciamento de recursos hídricos, a reposta de bacias hidrográficas a variações climáticas e no uso e ocupação do solo, para o cálculo de cheias de projeto, para previsões de cheia em tempo real e para fornecer condições de contorno para modelos de circulação atmosférica.

Diante disso, verifica-se que a modelagem de bacias hidrográficas é fundamental para o desenvolvimento de uma série de trabalhos envolvendo os recursos hídricos, tendo como saída as vazões nos cursos de água, mediante as séries contínuas de chuva e evapotranspiração.

Para Wagener *et al.* (2004), o uso de modelos conceituais e concentrados é suficiente quando o interesse principal na utilização de um modelo chuva-vazão recai sobre a estimação da resposta hidrológica na escala da bacia hidrográfica, não sendo necessário a utilização dos modelos fisicamente fundamentados e mesmo de modelos conceituais distribuídos, devido à sua complexidade.

Já Tucci (1998) afirma que, quando se pretende ter conhecimento distribuído dos fenômenos na bacia, podem ser utilizados os fisicamente fundamentados e os conceituais distribuídos, sendo que, dependendo do objetivo do estudo, um modelo conceitual semidistribuído, isto é, distribuído por sub-bacias, já é suficiente.

Uma importante fase na modelagem da bacia está na obtenção dos parâmetros dos modelos, através da calibração, sendo que estes parâmetros, instrumentos para o conhecimento do comportamento hidrológico de uma certa bacia em particular.

Segundo Sorooshian & Gupta (1995), o processo pelo qual os valores dos parâmetros são selecionados chama-se calibração. Para realizá-la, é necessário escolher algum aspecto relativo ao comportamento hidrológico da bacia hidrográfica estudada a fim de que o modelo se adapte a ele e o reproduza. Usualmente, são selecionados hidrogramas observados em um ou mais pontos no curso de água de interesse, de modo que os hidrogramas simulados no processo de calibração sejam o mais parecido possível com os obtidos por monitoramento sistemático.

Existem dois tipos de calibração: manual e automática (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995). No primeiro caso, o processo é do tipo tentativa-e-erro, sendo que após cada ajuste de um ou mais parâmetros, os hidrogramas observados e simulados são justapostos a fim de serem comparados visualmente. Devido à falta de critérios objetivos, isto é, de medidas de comparação para os desempenhos obtidos a cada tentativa, esse procedimento caracteriza-se pela subjetividade e pela dificuldade de se definir quando o processo deve ser terminado. Além disso, requerem-se experiência e conhecimento aprofundado do modelo por parte do usuário, a fim de não encontrar valores irreais para os parâmetros, mesmo que produzam respostas satisfatórias. De qualquer forma, a calibração manual pode ser interessante para que se estabeleçam valores iniciais para os métodos automáticos (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995).

Por outro lado, a calibração automática, vale-se de técnicas computacionais de otimização para seleção dos valores de parâmetros (TUCCI, 1998), baseadas na função-objetivo e nos dados observados. A função-objetivo é uma equação que é usada para computar a medida numérica da diferença entre a saída do modelo, que no caso dos modelos chuva-vazão costumam ser um ou mais hidrogramas, e nas informações de monitoramento, que constituem o paradigma do processo de calibração. O propósito da calibração automática de parâmetros é, portanto, descobrir os valores dos parâmetros que otimizem (minimizem ou maximizem, conforme for apropriado para a equação escolhida) o valor numérico da função-objetivo (SOROOSHIAN e GUPTA, 1995).

Embora as diversas técnicas e algoritmos de otimização tenham evoluído bastante nas últimas décadas a fim de viabilizar e aprimorar a calibração automática, Sorooshian e Gupta (1995) *apud* Pinheiro (2009) alertam que elas ainda não amadureceram o suficiente para substituir completamente o processo manual. Mesmo que tais métodos forneçam soluções rápidas, eles ainda requerem conhecimento do usuário e recomenda-se que sejam utilizadas em conjunto com os procedimentos manuais. Os diversos métodos automáticos de otimização de parâmetros de modelos chuva-vazão têm sido modificados ou aperfeiçoados a fim de contornar alguns impasses verificados em muitos estudos, como: a falta de identificabilidade dos parâmetros, isto é, a inabilidade de convergência para um único conjunto ótimo de parâmetros ao se utilizarem os dados observados, e a obtenção de diferentes conjuntos ótimos de parâmetros dependendo da escolha da função-objetivo (WAGENER *et al.*, 2004).

3.4.1 Alguns modelos hidrológicos

O modelo ANSWERS (*Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation*) foi desenvolvido por Beasley *et al.* (1980). Segundo Braud *et al.* (2001), o modelo ANSWERS é constituído por um modelo hidrológico, um modelo de erosão/transporte de sedimentos e outros componentes para modelar várias fases do escoamento de água no solo, sendo todos sub-modelos de fundamentação física. O modelo permite a discretização das variáveis de entrada e saída, no tempo e no espaço, podendo-se assim aplicá-lo por eventos.

No estudo citado, o modelo ANSWERS foi aplicado em bacias andinas, na região de Mendoza, visando avaliar a influência da cobertura vegetal no escoamento superficial e na produção de sedimentos em bacias com coberturas vegetais diferentes. Segundo os autores, o modelo parece se adaptar bem quando a variabilidade de solo e chuva são fatores

preponderantes na geração do escoamento superficial. Porém quando a microtopografia e a cobertura vegetal dominam os processos de geração de escoamento superficial, o modelo não apresentou bons resultados.

O modelo SWRRB (*Simulator for Water Resources in Rural Basins*) foi desenvolvido pela ARS (*USDA Agricultural Research Service*) para a simulação e previsão dos processos hidrológicos em bacias rurais. Esse modelo é muito utilizado para prever os efeitos do uso e manejo do solo e vegetação no volume de água escoada e na produção de sedimentos.

Maldonado *et al.* (2001), em um trabalho desenvolvido na Guatemala, concluíram que o modelo SWRRB é uma ferramenta valiosa na previsão de produção de água e sedimento de uma bacia, quando se possuem vazões observadas que permitam realizar a calibração e a validação de seus parâmetros.

O modelo WEPP (*Water Erosion Prediction Project*) foi desenvolvido pelo *United States Department of Agriculture*. Este modelo inclui os processos de erosão, transporte e deposição. A erosão e deposição são calculadas a partir da equação de continuidade da vazão sólida, em regime permanente. A erosão e o escoamento são calculados, em separado, para áreas intersulcos e sulcos, e a partir da hidráulica de escoamento superficial e do escoamento por sulcos.

O modelo WEPP é capaz de simular o clima, o crescimento vegetal e decomposição de resíduos vegetais, plantio direto, infiltração, balanço de água, escoamento superficial, perda de solo, deposição e transporte de sedimentos para os intervalos de tempo diferentes (BESKOW *et al.*, 2009). A fim de lidar facilmente com os dados em WEPP, uma interface gráfica do usuário foi desenvolvido para o modelo WEPP, que é chamado GeoWEPP. Uma vantagem da GeoWEPP é que ele permite que um usuário possa processar Modelos Digitais de Elevação (DEM), ortofotos, levantamentos de solos e mapas de uso da terra (BESKOW *et al.*, 2009).

Segundo Duiker *et al.* (2001), em um trabalho desenvolvido na Espanha, que tinha por objetivo determinar as características de erodibilidade e infiltração de cinco tipos de solo regionais, a perda de solo está altamente correlacionada com a quantidade de silte e areia muito fina, indicando que a erodibilidade desses solos é determinada por propriedades semelhantes a solos de mesma classe dos Estados Unidos. Porém a equação de erodibilidade

entresulcos do modelo superestima a erodibilidade significativamente, indicando a necessidade de desenvolver uma equação de erodibilidade para a região do Mediterrâneo. As taxas de infiltração eram geralmente maiores e as perdas de solo menores que as descritas para os solos dos Estados Unidos.

O *Limburg Soil Erosion Model* (LISEM) é um modelo de base física que foi escrito em um Sistema de Informação Geográfica, e permite simular o comportamento hidrológico e transporte de sedimentos durante e imediatamente após um evento único no captação de chuvas (BESKOW *et al.*, 2009). Segundo BESKOW *et al.* (2009), os processos incorporados no modelo LISEM são precipitação, interceptação, armazenamento de superfície em micro-depressões, infiltração, circulação vertical da água no solo, escoamento superficial, o fluxo do canal e a capacidade de transporte do fluxo.

O modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool) foi desenvolvido em 1996 nos EUA pelo Agricultural Research Service e pela *Texas A&M University*. O SWAT incorpora grande parte dos avanços contidos nos modelos anteriores e objetiva prever o impacto do uso e manejo do solo sobre o ciclo hidrológico, o transporte de sedimento e a qualidade da água em grandes e complexas bacias hidrográficas, considerando longos períodos de tempo.

O modelo é dividido em quatro componentes: produção de água, produção de sedimento, propagação no canal e propagação no reservatório. É utilizada a metodologia do *Soil Conservation Service* (SCS) para os parâmetros hidrológicos e a formulação MUSLE (*Modified Universal Soil Loss Equation*) para a previsão da produção de sedimentos.

Segundo Oliveira (1998), o modelo SWAT tem as seguintes limitações:

- O comportamento logarítmico do parâmetro Curva Número (CN) não permite suficiente sensibilidade ao modelo, ao responder às alterações da cobertura do solo, quando a bacia hidrográfica não apresenta uma grande impermeabilização;
- O modelo utiliza a MUSLE para o cálculo da produção de sedimento na bacia, entretanto sabe-se que esta não é uma equação de erosão e sim de perda de solo que se processa na sua maior parte como erosão laminar, não considerando outros tipos de erosão, como a erosão em voçorocas e barrancos;

- O valor do fator de uso e manejo do solo (C), adotado para mata como sendo igual a 0,001, é um valor considerado alto para matas tropicais;
- As equações utilizadas na propagação do sedimento no canal são simplificadas, admitindo que as dimensões do canal são constantes ao longo do tempo.

Apesar das limitações levantadas, o modelo hidrológico SWAT apresenta vantagens tais como: representa quase todos os processos envolvidos na transformação de chuva em vazão; permite a divisão da bacia hidrográfica segundo critérios de distribuição espacial das chuvas e características físicas, fazendo com que os parâmetros podem ser obtidos a partir de estudos anteriores. Essas são as razões principais que fizeram do SWAT o modelo escolhido para avaliar o comportamento hidrológico da bacia do rio Paraopeba.

3.4.2 SWAT – SOIL AND WATER ASSESSMENT TOOL

O modelo SWAT foi desenvolvido pelo *US Department of Agriculture, Agricultural Research Service* no *Grassland, Soil and Water Research Laboratory*, em Temple no Texas, EUA. O modelo opera geralmente em intervalo de tempo diário, embora uma resolução sub-diária e mensal seja possível, visando a simulação contínua de vários anos (NEITSCH *et al.*, 2005).

O SWAT é um descendente direto do SWRRB (*Simulator for Water Resources in Rural Basins*) que teve seu início com a modificação do modelo hidrológico diário de chuvas do CREAMS (*Chemicals, Runoff, Erosion from Agricultural Management Systems*). As maiores mudanças no modelo hidrológico do CREAMS foram: a) expansão na eficiência computacional para permitir a simulação da vazão em diversas sub-bacias ao mesmo tempo; b) o fluxo subterrâneo e o de retorno foram adicionados; c) o armazenamento em lagos e reservatórios foi incorporado, permitindo verificar seu efeito sobre o fluxo de água e sedimentos; d) o modelo de simulação do tempo incorporou dados de chuva, radiação solar e temperatura, facilitando simulações para longos períodos e fornecendo, temporariamente e espacialmente sua representação; e) o método que prevê a taxa de pico de escoamento no canal foi melhorado; f) o modelo de crescimento dos vegetais do EPIC (*Erosion Productivity Management Systems*) foi adicionado para contabilizar a variação anual do crescimento dos vegetais; g) a rotina para estimar a inundação foi adicionada; h) os componentes de transporte

de sedimentos foram adicionados para simular o movimento de sedimentos através dos lagos, reservatórios, canais e vales; e i) o cálculo de perda de transmissividade foi incorporado (NEITSCH *et al.*, 2005).

O SWAT é um modelo matemático que permite que diferentes processos físicos sejam simulados na bacia hidrográfica, com o intuito de analisar os impactos oriundos das alterações no uso do solo sobre os escoamentos superficial e subterrâneo, produção de sedimentos e qualidade da água, em bacias hidrográficas agrícolas não instrumentadas. Para tanto, o modelo é baseado em características físicas da bacia, usa dados de entrada normalmente disponíveis, é computacionalmente eficiente para operar sobre médias a grandes bacias e é contínuo no tempo, sendo capaz de simular longos períodos (> 100 anos) de forma a computar os efeitos das alterações no uso do solo (MACHADO, 2002).

O SWAT é do tipo distribuído, e permite a divisão da bacia em sub-bacias, as quais podem ser parametrizadas pelo SWAT usando uma série de unidades de resposta hidrológica (*Hydrologic Response Units* – HRUs), permitindo refletir as diferenças de tipo de solo, cobertura vegetal, topografia e uso do solo, sendo também possível, a subdivisão de centenas a milhares de células, cada célula, representando uma sub-bacia.

Essas HRUs são partes da sub-bacia que possuem uma única combinação de uso do solo/solo/manejo. Uma ou mais combinações de uso do solo/solo podem ser criadas para cada sub-bacia. Subdividir a bacia em áreas contendo combinações únicas possibilita ao modelo refletir diferenças na evapotranspiração e outras condições hidrológicas para diferentes usos e solos. O escoamento é calculado para cada HRU e propagado para obter o escoamento total para a sub-bacia. Isso pode aumentar a precisão das predições e fornecer uma melhor descrição física do balanço de água na bacia (ARNOLD *et al.*, 1998).

Para gerar as HRUs em cada sub-bacia, um nível de sensibilidade é adotado eliminando as classes de uso do solo com área menor do que o valor arbitrado. O segundo passo controla a criação das HRUs com base na distribuição dos diferentes tipos de solo sobre os usos selecionados. O solo com área menor do que o nível de sensibilidade adotado (para o solo) também é eliminado (MACHADO, 2002).

O SWAT é baseado em uma estrutura de comandos para propagar o escoamento, sedimentos e agroquímicos através da bacia. Os maiores componentes do modelo incluem

hidrologia, clima, sedimentos, temperatura do solo, crescimento de plantas, nutrientes, pesticidas e manejo agrícola. O componente hidrológico do modelo inclui sub-rotinas de escoamento superficial, percolação, fluxo lateral sub-superficial, fluxo de retorno do aquífero raso e evapotranspiração. O modelo requer dados diários de precipitação, temperatura máxima e mínima do ar, radiação solar e umidade relativa.

O modelo é então composto pelos seguintes elementos: i – Clima: possibilita a geração estocástica de dados climáticos através de um algoritmo baseado na cadeia de Markov para uma localidade específica, tais como precipitação, temperatura, velocidade do vento e radiação solar; ii – Hidrologia: calcula infiltração, movimento da água no solo, umidade relativa, balanço hídrico diário, fluxo subsuperficial lateral, escoamento superficial e retorno do fluxo; iii – Crescimento das plantas: simula as mudanças temporais das plantas e resíduos, tais como altura da copa, profundidade da raiz e biomassa produzida pelas plantas; iv – Solos: requer parâmetros físicos (profundidade do perfil e horizontes, textura, entre outros) e hídricos como condutividade hidráulica e disponibilidade de água por horizonte; v – Processo de erosão/sedimentação: governado pela MUSLE (Equação de Perda Universal de Solo Modificada) que utiliza o escoamento para simular a erosão e produção de sedimentos; vi – Nutrientes e pesticidas: o modelo simula o comportamento para a variável encosta e a propagação no canal fluvial; vii – Manejo: permite que o usuário indique o tipo, início e fim do manejo para que o modelo possa simular sua variação temporal e viii – Irrigação: item opcional que está inserido no modelo.

O seu sistema hidrológico é composto por quatro volumes: (1) reservatório superficial; (2) reservatório subsuperficial; (3) reservatório subterrâneo – aquífero raso; (4) reservatório subterrâneo – aquífero profundo. A contribuição destes reservatórios para o escoamento superficial provém do escoamento lateral a partir do perfil do solo e do escoamento de retorno do aquífero raso. O volume que percola do reservatório subsuperficial, através do perfil do solo, representa a recarga do aquífero raso. A água que percola para o aquífero profundo não retorna para o sistema (MACHADO, 2002).

A Figura 2 sintetiza os processos representados no modelo.

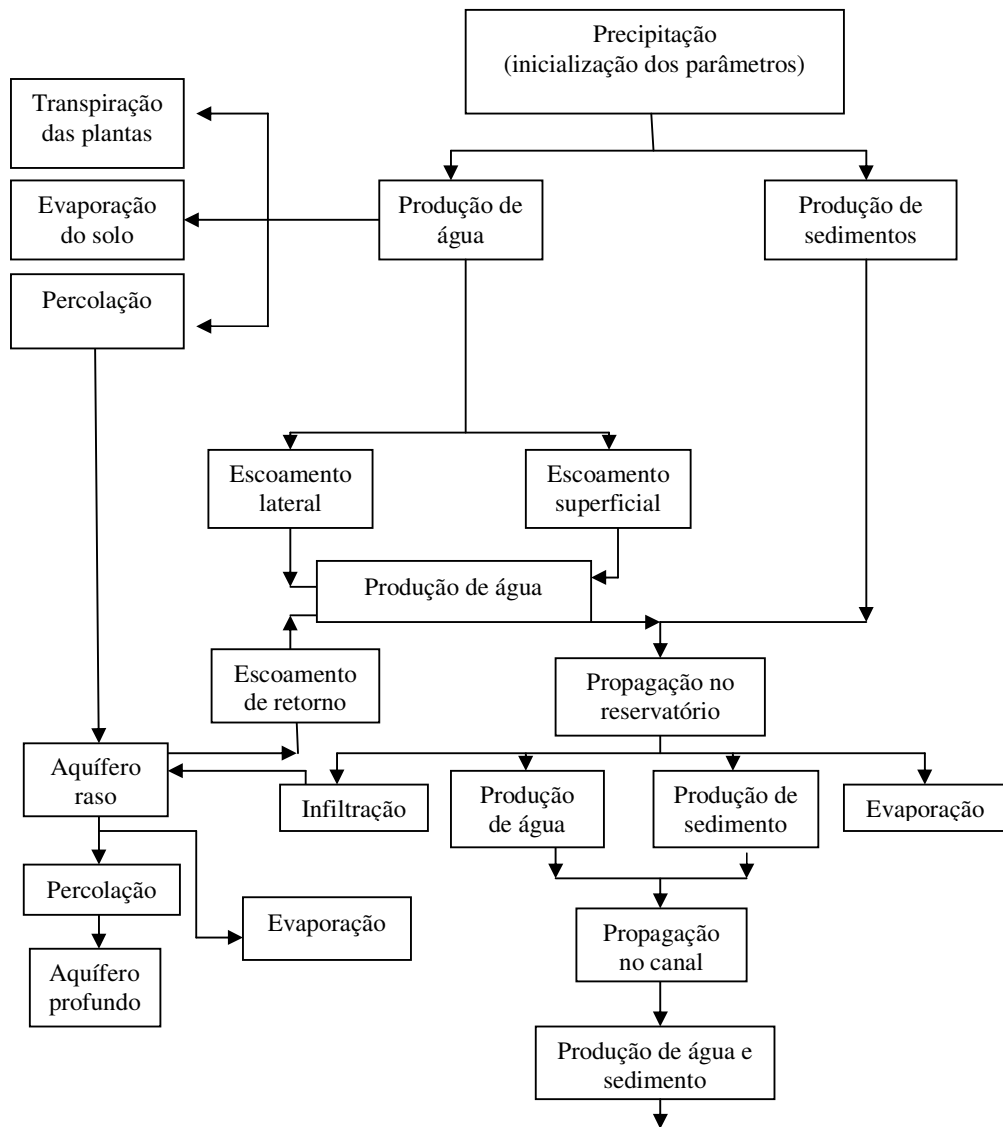


Figura 2 – Fluxograma do modelo SWAT (modificado de King *et al.*, 1996).

Desde seu surgimento, o SWAT sofreu adaptação para algumas áreas específicas e foi integrado ao Sistema de Informação Geográfica. Em relação ao SIG, foi desenvolvido para a primeira versão do SWAT uma interface com o ArcView, possibilitando a entrada do banco de dados, a elaboração e edição de cenários ambientais e sua representação em forma de gráficos e mapas, controle e simulações, extrair e organizar as saídas do modelo (MARCHIORO, 2008).

As adaptações para algumas áreas contribuíram para a melhoria em alguns processos específicos do modelo, tais como o ESWAT, que alterou o modelo de onda cinemática para o canal fluvial (VANDENBERGHE *et al.*, 2001); *Soil Water Integrated Model* (SWIM) que é parcialmente baseado no SWAT e foi adaptado às condições semi-úmidas da bacia do rio Elber, utilizando-se processos hidro-ecológicos espacialmente distribuídos (KRYSSANOVA *et al.*, 2005). No SWAT-G, o qual é uma modificação da versão SWAT 99.2, melhorou-se o mecanismo de percolação e de condutividade hidráulica de água no solo para regiões de baixas montanhas na Alemanha (ECKHARDT *et al.*, 2002). Existe também o SWATMOD, versão do SWAT/GRASS, que foi desenvolvido com o sistema de informações geográficas GRASS (*Geographical Resources Analysis Support Systems*) no sistema *raster* (SRINIVASAN & ARNOLD, 1994).

Aplicando o modelo SWAT em uma bacia hidrográfica de aproximadamente 78 km², Heidenreich *et al.* (1996) puderam concluir que o modelo fornece bons resultados no que se refere à simulação do fluxo da bacia e também parâmetros de qualidade da água, sendo útil para determinar qual sub-bacia, dentro de uma bacia, pode ser particularmente vulnerável à contaminação da sua rede de drenagem.

Arnold *et al.* (1999) integraram um SIG com o modelo SWAT, para manejo dos recursos hídricos. Essa integração provou ser efetiva e eficiente para coleta e visualização dos dados e também para analisar a contribuição e produção dos modelos de simulação.

Ao se relacionar a aplicação de modelos associados a SIGs, deve-se atentar para a questão das escalas, sendo que para Chaplot (2005), a qualidade da informação espacial afeta, diretamente, os resultados dos modelos hidrológicos de simulação. A acurácia do modelo depende, em grande parte, das características dos parâmetros de entrada que descrevem as características mais relevantes da bacia hidrográfica. Além desses parâmetros, a precisão do modelo numérico do terreno pode afetar o delineamento dos canais de escoamento, das áreas de contribuição, das bacias hidrográficas, o que, por sua vez, irá influenciar a qualidade preditiva dos modelos.

Chaplot (2005) ao avaliar o impacto da precisão das informações de solo na estimação das cargas de água e sedimentos, utilizou o SWAT para fazer quinze simulações, combinando diferentes tamanhos de grade dos modelos numéricos do terreno (20, 30, 50, 100 e 200 m – escala de processamento) e escalas de mapas de solo (1:25.000; 1:250.000 e 1:500.000 –

escala de base de dados cartográfica). Seu estudo indicou que as estimações de escoamento superficial e sedimentos com mapas em escala 1:25.000 foram mais precisas do que as realizadas com mapas em escalas menores.

Em termos de resolução espacial, Chaplot (2005) estudou o impacto da escala nos mapas de solo e no tamanho das células do modelo digital de elevação, para a estimativa do escoamento superficial, transporte de sedimentos e concentrações de nitrato utilizando o SWAT e concluiu que as simulações ao longo de um período de 9 anos demonstraram que as previsões de escoamento foram precisas, independentemente da resolução do modelo digital de elevação utilizada, contradizendo trabalhos anteriores que mostram que as simplificações na descrição da topografia afetam a produção do escoamento.

Os resultados encontrados por Romanowicz *et al.* (2005) mostraram que o modelo SWAT é extremamente sensível à qualidade dos dados de entrada referente aos solos, ao uso da terra e aos procedimentos geográficos de distribuição dos dados realizados na etapa que antecede a fase de processamento do modelo.

Machado *et al.* (2003) utilizaram o modelo SWAT para simular cenários alternativos de uso do solo na micro-bacia do ribeirão Marins em Piracicaba (SP) obtendo uma redução na produção de sedimentos pela bacia de 10,8% no cenário 1, quando foram respeitadas as áreas de preservação permanente nas margens de rios e em lagoas e uma redução de 94% no aporte de sedimentos no cenário 2, quando a área de pastagem foi substituída por vegetação nativa, mostrando dessa forma a necessidade de se tratar a paisagem de uma bacia num aspecto global, identificando as áreas sensíveis, onde são necessárias práticas de controle do processos erosivos.

Li *et al.* (2009) avaliaram os impactos da mudança na cobertura vegetal e da variabilidade climática na bacia do rio Heihe na China e mostraram que o modelo SWAT provou ser uma ferramenta importante quando se pretende avaliar os efeitos dos impactos das mudanças no meio ambiente, incluindo mudanças na cobertura vegetal.

Dentro do aspecto da variabilidade climática, Wu & Johnston (2007) empregaram o SWAT para avaliar o comportamento dos parâmetros em duas diferentes situações: (1) utilizando uma série de precipitação de um período seco e (2) uma série de precipitação com valores médios e observaram que no período de validação, a série correspondente ao período

seco subestimou os valores de vazão média em 2,6% enquanto a série de valores médios subestimou em 41,4%.

Mishra *et al.* (2007) simularam a vazão e a quantidade de sedimentos através do SWAT na bacia denominada Banha, no distrito de Jharhhand, localizada no nordeste da Índia com a intenção de auxiliar as tomadas de decisão e conseqüentemente no planejamento de seus recursos hídricos. Tendo como base as sub-bacias e seus respectivos usos do solo, os autores compararam as variáveis chuva, vazão e sedimento entre si, através de análise de regressão, e concluíram que as bacias que possuem as maiores porcentagens de área com mata nativa, apresentam vazões e carga de sedimentos menos variáveis, e assim, possuem melhor proteção contra a erosão.

Abbaspour *et al.* (2007) utilizaram o SWAT para simular todos os processos que afetam a vazão de água, a produção de sedimentos e a descarga de nutrientes na bacia do rio Thur, localizada na Suíça, com uma área de drenagem de 1700 km², objetivando testar o desempenho do SWAT e conseqüentemente, na sua utilização como um modelo de escoamento e transporte, e concluíram que o modelo apresentou um comportamento satisfatório de acordo com os dados simulados e observados naquela bacia.

Visando o estudo dos impactos do uso do solo sobre a poluição difusa, Pappagalo *et al.* (2003), utilizaram o SWAT e encontraram resultados compatíveis entre aqueles simulados e os observados na bacia do córrego Celone, no sudoeste da Itália.

Lino (2009) trabalhou com o SWAT na análise da dinâmica hidrossedimentalógica na bacia hidrográfica do rio Preto em Santa Catarina, concluindo que o modelo permitiu modelar a dinâmica em questão, reproduzindo o escoamento superficial e a produção de sedimentos, em diferentes cenários de uso e ocupação do solo.

Uzeika (2009) utilizou o modelo SWAT na simulação da produção de sedimentos em uma bacia rural com 1,19 km² no município de Arvorezinha – RS, sob 3 condições de uso e manejo do solo, resultando em uma não diferenciação para o escoamento superficial e uma redução de até 30% do aporte de sedimentos, quando o cenário foi o de cultivo mínimo, comparando com o sistema convencional.

Von Stackelberg *et al.* (2007) empregaram o modelo na simulação dos impactos hidrológicos decorrentes da introdução da cultura do pinus (*Pinus taeda*) na bacia do rio Tacuarembó, no Uruguai, a qual apresenta 107,7 ha de área de drenagem, em substituição à pastagem, estimando uma redução no escoamento de 23% aproximadamente.

Chanasyk *et al.* (2003) utilizaram o modelo SWAT para determinar o escoamento em áreas com diferentes intensidades de pressão de pastoreio, em Alberta, no Canadá, utilizando o referido modelo para avaliar sua capacidade de previsão do escoamento superficial.

Tripathi *et al.* (2003) estudaram o comportamento da bacia de Nagwan na Índia com o modelo SWAT e concluíram que ele pode simular acuradamente o escoamento superficial, as cargas de sedimento e as perdas de nutrientes, sendo que o modelo também permitiu identificar quais sub-bacias foram as mais críticas para esses parâmetros avaliados, tornando então, uma ferramenta eficaz no desenvolvimento de planos de manejo de bacias hidrográficas com priorização de áreas críticas.

Van Liew e Garbrecht (2003) buscaram avaliar o comportamento do modelo SWAT para simular o escoamento superficial em três sub-bacias do sudoeste de Oklahoma nos Estados Unidos, considerando diferentes condições climáticas – normais, com deficiência e com excesso hídrico. Seus resultados mostraram que o modelo foi capaz de simular de forma adequada o escoamento superficial em apenas uma sub-bacia, sendo que, para as demais, foi necessário utilizar o processo de calibração para conseguir resultados satisfatórios nas condições de clima normal e com deficiência hídrica. Para as condições de excesso hídrico, o escoamento superficial foi simulado de forma inadequada.

No mesmo sentido, Govender e Everson (2005), avaliando o comportamento hidrológico de duas pequenas bacias na África do Sul, também encontraram em seus trabalhos melhores resultados com o SWAT para anos mais secos que anos úmidos. Um consenso entre os autores para explicar esses resultados é que o SWAT possui limitações para quantificar a água disponível no solo.

Quando se trata da escala temporal de resolução do modelo SWAT, esse é capaz de simular os processos hidrossedimentológicos para intervalos diário e sub-diário, resultando em respostas mais discretizadas sobre os eventos. Neste sentido, Spruill *et al.* (2000) buscaram avaliar a aplicabilidade do modelo SWAT em reproduzir as vazões diárias em uma

micro-bacia rural com área de 5,5 km², localizada no Centro de Estudos da Universidade de Kentucky, nos EUA, durante um período de dois anos. Ao analisar os resultados diários, concluíram que, devido ao rápido tempo de resposta da bacia decorrente do seu reduzido tamanho, o SWAT não apresentou resultados diários satisfatórios, fornecendo coeficiente de Nash-Sutcliffe (COE) que variaram entre -0,04 e 0,19; porém, ao analisar os dados mensalmente, os valores de COE atingiram 0,58 e 0,89, em cada ano simulado, sendo que um COE mensal de 0,58 pode ser considerado como relativamente baixo. Esses autores concluíram que o modelo SWAT pode ser aplicado em pequenas bacias hidrográficas para simulação de vazão, porém, as análises comparativas mensais se mostraram mais adequadas do que as diárias, o que já é esperado como consequência da redução das variabilidades, quando se trabalha com intervalos mensais.

4 MATERIAL E MÉTODOS

4.1 Material Cartográfico

Foram utilizados os seguintes materiais cartográficos: mapas de solos de 2008 fornecidos pelo CETEC, em escala de 1:500.000, modelo digital de elevação numa escala de 1:150.000 (como para o modelo digital de elevação é mais correto falar-se em resolução e não em escala, a resolução do MDE utilizado foi de 90 m, o que aproximadamente corresponde a uma escala de 1:150.000), elaborado pela NASA e disponível no banco de dados do Zoneamento Ecológico Econômico de Minas Gerais - www.zee.mg.gov.br.

4.2 Programas de computador

Os seguintes programas foram utilizados para a edição dos dados de entrada do modelo SWAT.

- Envi 4.5®
- ArcGis 9.3®
- Interface ArcGis-SWAT – ArcSWAT 2005 v. 2.3.4®
- Microsoft Office 2007®.

4.3 Contextualização da região de estudo

A bacia hidrográfica em estudo encontra-se na região central de Minas Gerais, na Unidade de Planejamento e Gestão dos Recursos Hídricos (UPGRH) Alto São Francisco (SF03), constando da bacia hidrográfica do rio Paraopeba, com área de drenagem total de 13.640 km². Para o estudo, a bacia foi delimitada até a seção de controle da estação fluviométrica de Porto do Mesquita, perfazendo um total de 10.222 km²

A bacia do rio Paraopeba localiza-se na amplitude de coordenadas geográficas aproximadas de 20°51'S e 18°35'S e de 45°11'W e 43°38'W, conforme Figura 3.

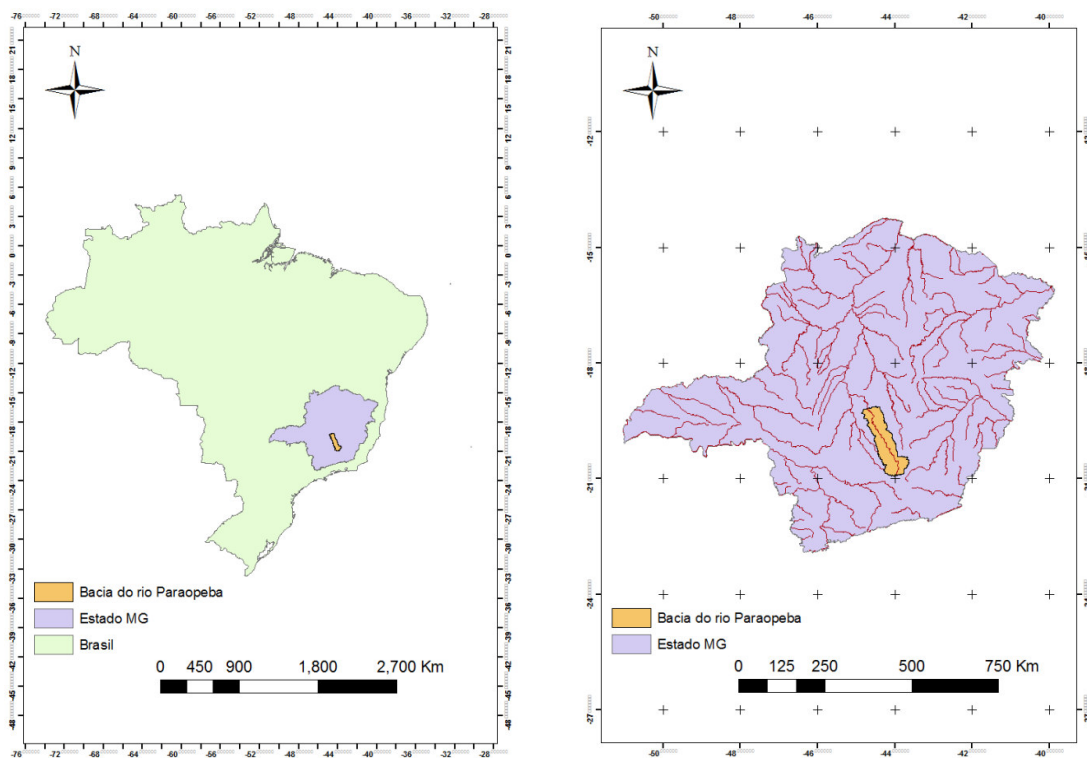


Figura 3 – Mapa de localização da bacia do rio Paraopeba.

Seus principais afluentes são os rios Maranhão e Betim e o ribeirão São João, pela margem direita, e os rios Camapuã, Manso e Pardo e os ribeirões Serra Azul e Florestal, pela margem esquerda.

Os principais municípios cortados pelo rio Paraopeba são: Lagoa Dourada, Congonhas, Belo Vale, Conselheiro Lafaiete, Jeceaba, Entre Rios de Minas, São Brás do Suaçui, Bonfim, Brumadinho, Mateus Leme, Betim, Esmeraldas, Cachoeira da Prata, Sete Lagoas, Papagaios, Paraopeba, Pompéu, Curvelo e Felixlândia.

O perfil longitudinal desse rio, adaptado de CPRM (2001), é mostrado na Figura 4, juntamente com postos fluviométricos ainda em operação e a foz dos principais afluentes.

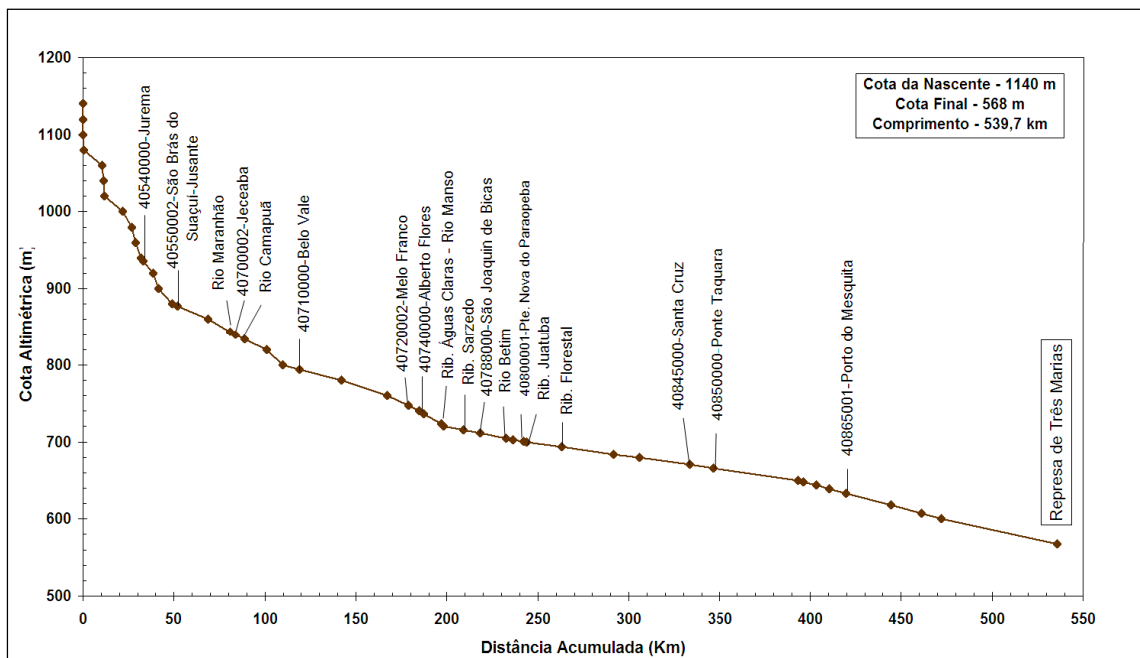


Figura 4 – Perfil longitudinal do rio Paraopeba com principais tributários e os postos fluviométricos ativos (Adaptado de CPRM,2001).

4.4 Caracterização da área em estudo

4.4.1 Morfometria e hidrografia

A modelagem da bacia hidrográfica por um SIG é baseada no modelo digital de elevação (MDE). O MDE da bacia em estudo, com resolução espacial de 90 m está apresentado na Figura 5a. Conforme se pode observar, na região de cabeceira da bacia hidrográfica ocorrem elevadas altitudes, alcançando cotas de até 1544 m. Já ao norte, próximo à seção de controle estipulada na estação fluviométrica de Porto do Mesquita, há uma amenização com cotas mínimas se aproximando dos 650 m.

Esse mapa proporciona a definição de parâmetros físicos relacionados à topografia, rede de drenagem deduzida numericamente e a divisão em sub-bacias. Na Figura 5b, está apresentada a bacia hidrográfica do rio Paraopeba, delimitada a partir da seção de controle de Porto do Mesquita, e hidrografia deduzida numericamente, obtidos conforme descrito por Ribeiro (2003).

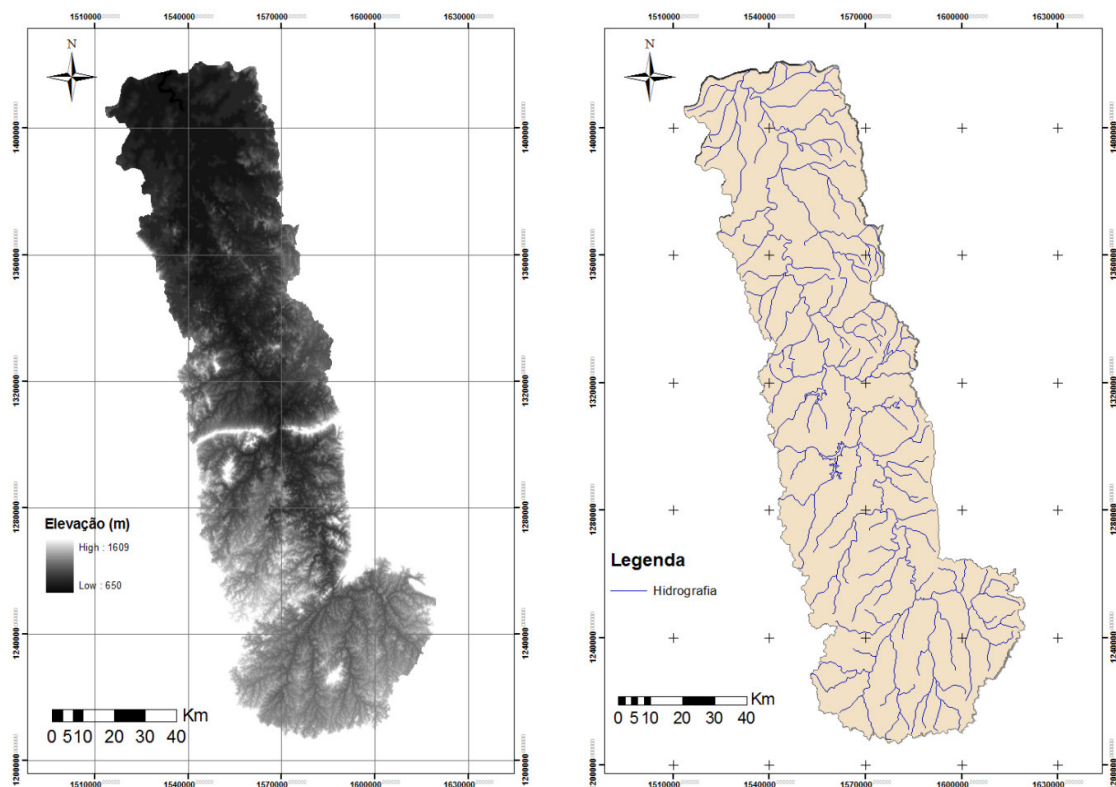


Figura 5 – Modelo digital de elevação do terreno para região em estudo (a), e bacia do rio Paraopeba com a hidrografia derivada numericamente (b).

4.4.2 Biomias

A bacia hidrográfica do rio Paraopeba segundo o Mapa de Vegetação do Brasil (IBGE, 2004 *apud* CIBAPAR, 2010) está inserida na área de transição entre o Domínio Cerrado e da Mata Atlântica, sendo essas formações naturais diretamente relacionadas às condições topográficas, ao clima e ao solo.

Cerrado

Os cerrados segundo o IBGE (1997) *apud* CIBAPAR (2010) ocupam áreas de cobertura vegetal aberta, com considerável diversidade biológica, constituído por uma vegetação xeromorfa e apresenta uma estrutura composta por árvores baixas e tortuosas, isoladas ou agrupadas. Há também neste bioma formações campestres e formações florestais.

Na área que abrange o médio curso da bacia predominam fragmentos de Mata Atlântica, sendo sua cobertura diversificada, abrindo a transição Cerrado/Mata Atlântica (CIBAPAR, 2010).

Mata Atlântica

Esse bioma abrangia originalmente uma área de 1.315.460 km² em todo território brasileiro, contemplando 17 Estados (PI, CE, RN, PE, PB, SE, AL, BA, ES, MG, GO, RJ, MS, SP, PR, SC e RS), correspondendo a um total aproximado de 15% do Brasil (INPE, 2009). Em Minas Gerais, deve-se considerar que esse bioma possuía originalmente 272.358, 54 km² ou 46% do território (INPE & Fundação SOS Mata Atlântica, 2009).

Esse bioma se caracteriza pela diversidade de ecossistemas, apresentando estruturas e composições florísticas diferenciadas, em função do tipo de solo, relevo e características climáticas (IBAMA, 2010).

Na Figura 6a tem-se os dois biomas presentes na bacia do rio Paraopeba, enquanto a Figura 6b apresenta a vegetação remanescente de Mata Atlântica ainda disponível na bacia de acordo com INPE & Fundação SOS Mata Atlântica (2009).

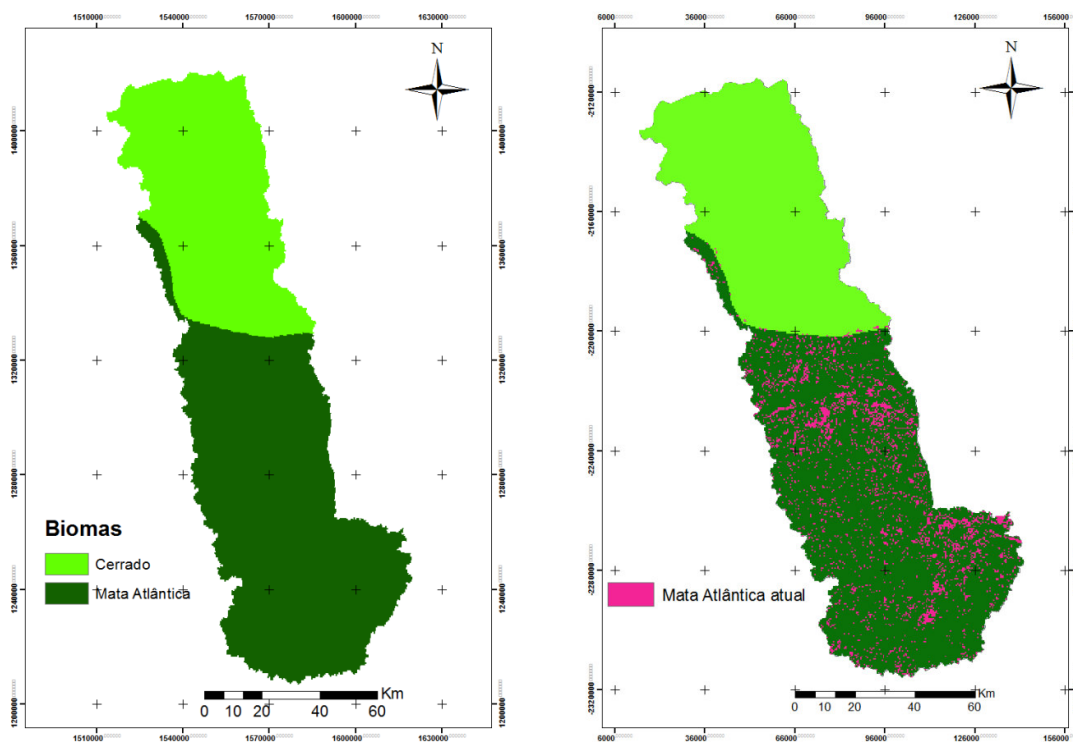


Figura 6 – Biomas presentes na bacia do rio Paraopeba (a) (adaptado de IBGE, 2004), e Mata Atlântica remanescente (b) (adaptado de INPE e Fundação SOS Mata Atlântica, 2009).

4.4.3 Uso do solo

O uso do solo na bacia em estudo é marcado por exploração agrícola, pastagens, ocupação urbana, áreas de cerrado e mata nativa, uma pequena extensão de plantio de eucalipto e extensa área de solo exposto.

A classificação do uso do solo da área foi gerada a partir de imagens do ano de 2008, do sensor Landsat ETM⁺, utilizando o método de classificação supervisionada da máxima verossimilhança. Para isso, foram coletadas amostras de treinamento considerando sete classes de uso do solo: floresta, pastagem, solo com baixa cobertura vegetal ou solo exposto, área urbana, corpos hídricos, eucalipto e uso agrícola.

A classificação supervisionada é o procedimento mais usado para análise quantitativa e nela o usuário seleciona áreas de treinamento pertencentes às classes desejadas. O usuário treina o analisador de imagens embutido no programa, deixando a ele a tarefa de localizar todos os demais *pixels* pertencentes às classes anteriormente definidas, baseando em algumas regras estatísticas pré-estabelecidas (VALÉRIO FILHO, 1994 *apud* MACHADO, 2002).

Na fase de classificação, quando os atributos do padrão a ser classificado são mostrados ao classificador, este é associado à mesma classe apresentada na fase de treinamento. A classificação dos pontos só ocorre se os atributos daquela classe estiverem entre os limites encontrados na fase anterior, para um dos atributos (CROSTA, 1993 *apud* MACHADO, 2002).

De acordo com Valério Filho (1995) *apud* Machado (2002), entre os algoritmos de classificação supervisionada, e aplicado a este trabalho, o método de Máxima Verossimilhança (MaxVer) é o mais utilizado nas análises que envolvem o mapeamento de uso e cobertura do solo, devido à qualidade de seus produtos.

A última etapa da classificação foi a avaliação da exatidão do mapeamento. Tal avaliação foi feita por meio da geração de pontos aleatórios no mapa para serem verificados e comparados com a imagem original.

Utilizou-se também, o mapa de cobertura vegetal feito para o banco de dados do Zoneamento Ecológico e Econômico de Minas Gerais, para avaliar a exatidão do mapa de uso do solo aqui empregado, uma vez que as informações disponíveis eram de inspeções de

campo, com cada tipo de cobertura georreferenciada e identificada por equipe técnica. Dessa forma, os dois mapas foram confrontados com o objetivo de realizar eventuais correções na classificação supervisionada.

Apresenta-se na Figura 7 o mapa de uso do solo da bacia hidrográfica em questão.

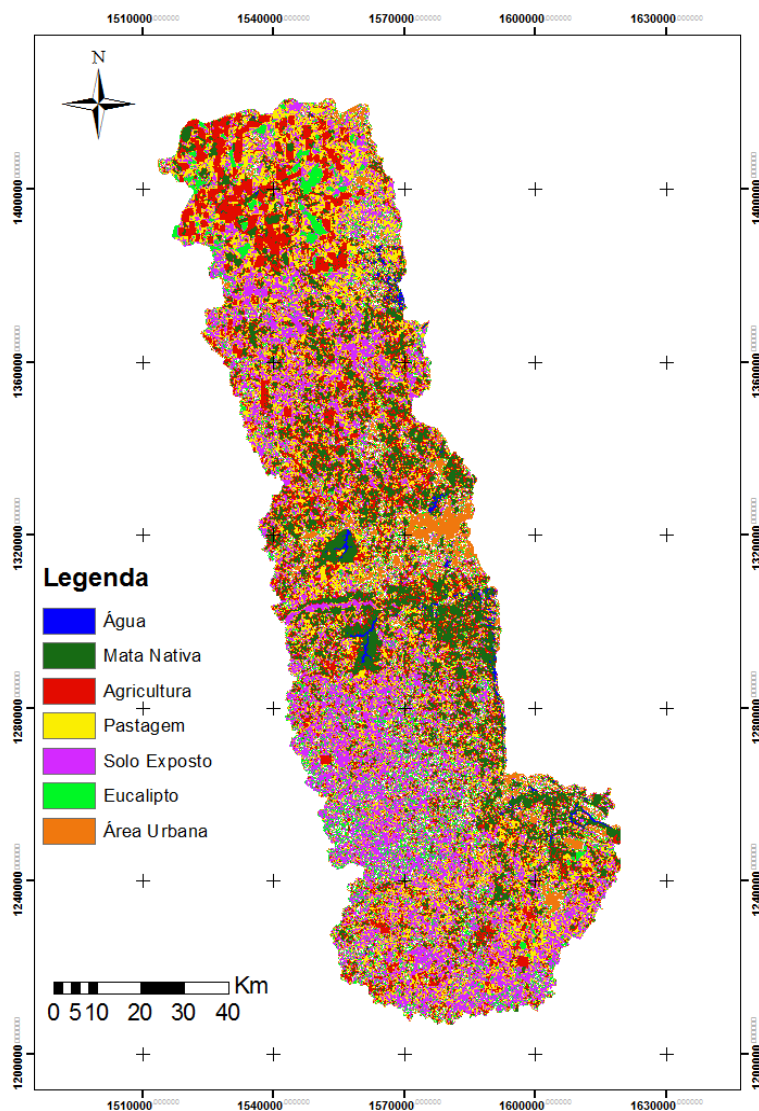


Figura 7 – Uso do solo na bacia hidrográfica do rio Paraopeba a partir de classificação de imagens Landsat referentes ao ano de 2008.

Na Tabela 6 estão apresentadas as áreas ocupadas de acordo com cada classe de cobertura do solo. As classes “solo exposto” e “pastagem” apresentam ampla abrangência, totalizando 32,05% e 31,17%. Pode-se constatar ainda que, à medida que se desloca no

sentido à seção de controle da bacia, há um aumento da área agricultável e de pastagem, evidenciando um local com maior aptidão ao cultivo agrícola.

TABELA 6 – Área ocupada por classe de uso do solo na bacia hidrográfica do rio Paraopeba.

Uso do Solo	Área (km ²)	Área (%)
Água	1,620	0,02
Mata Nativa	396,900	3,88
Agricultura	2.015,280	19,71
Pastagem	3.186,540	31,17
Solo Exposto	3.276,450	32,05
Eucalipto	922,590	9,03
Área Urbana	422,820	4,14

4.4.4 Solos

A UPGRH SF03 conta com um levantamento de solos feito pelo CETEC em 2008, na escala de 1:500.000. Ocorrem, na bacia em estudo, as classes de solo: Argissolo, Cambissolo, Latossolo e Neossolo Litólico.

Argissolos

Estes solos eram anteriormente classificados como Podzólicos. Os Argissolos têm como característica principal a presença de um horizonte B textural (Bt) com gradiente de argila de atividade baixa imediatamente abaixo do horizonte A ou E, e satisfazendo, ainda, os seguintes requisitos: horizonte plântico, se presente, não está acima nem é coincidente com a parte superior do horizonte Bt; horizonte glei, se presente, não está acima nem é coincidente com a parte superior do horizonte Bt (EMBRAPA, 1999).

Esse horizonte Bt é formado pela movimentação de argila dos horizontes superiores para os inferiores. Como consequência, os horizontes acima do Bt ficam com teores menores de argila e maiores de areia. Embora existam Argissolos de todas as colorações, a maioria tem cores amareladas. Não são tão profundos quanto os Latossolos, mas são mais profundos que os Cambissolos.

Cambissolos

São solos caracterizados essencialmente pelo horizonte B Incipiente - Bi, cujas características gerais são: presença de muito material primário facilmente intemperizável ($\geq 4\%$ ou $\geq 6\%$ de moscovita, determinados na fração areia do solo); ou argila mais ativa (> 13 cmol kg^{-1}); ou $K_i > 2.2$; ou teores elevados de silte em relação à argila (silte/argila ≥ 0.7 quando a textura for média; ≥ 0.6 quando argilosa, indicando baixo grau de intemperismo) e ausência de cerosidade (películas de argila envolvendo os agregados); ou espessura menos que 50 cm; ou resquícios da rocha mãe ou saprolito ($> 5\%$ do volume). Os solos que possuem esse horizonte ocupam, geralmente, as partes jovens da paisagem (RESENDE *et al.*; 2002).

Os Cambissolos, assim como os solos com B textural, constituem um grupo bastante heterogêneo em termos de ambiente (RESENDE *et al.*, 1988 *apud* RESENDE *et al.*, 2002). No Brasil, quando desenvolvidos de ardósia ou filitos, são cobertos tipicamente por formações vegetais tipo campo limpo ou campo sujo. Quando desenvolvidos de gnaise, estão, em geral, sob floresta (RESENDE *et al.*, 2002).

Latossolos

São solos profundos, bem drenados, friáveis ou muito friáveis, de textura argilosa ou muito argilosa e média. Os solos mais oxidícos, de textura argilosa ou muito argilosa, possuem baixa densidade aparente (0.84 a 1.03 g cm^{-3}) e porosidade muito alta ou alta, com valores variando de 62% a 70% indicando boas condições físicas. São solos constituídos por material mineral, apresentando horizonte B latossólico (Bw), imediatamente abaixo de qualquer horizonte A, dentro de 200 cm da superfície do solo, ou dentro de 300 cm, se o horizonte A apresentar mais que 150 cm de espessura.

Neossolos Litólicos

Segundo Macedo *et al.* (2006), Neossolos Litólicos são solos rasos, pedregosos, com horizonte A assentado diretamente sobre um horizonte C ou sobre a rocha. São de textura bastante variada, predominando a fração areia e de fertilidade variável. São encontrados em regiões de relevo forte, ondulado a montanhoso. São solos que apresentam alto risco de erosão, limitando sua capacidade de uso. São solos minerais, não hidromórficos, pouco desenvolvidos, muito rasos ou rasos (2 cm até a rocha). São de textura variável,

frequentemente arenosa ou média cascalhenta, ocorrendo textura argilosa e raramente siltosa. São também heterogêneos quanto às propriedades químicas, podendo ser álicos, distróficos ou eutróficos, com capacidade de troca de cátions variando de baixa a alta.

Na Figura 8, encontra-se o mapa de solos para a bacia do rio Paraopeba, agrupado de acordo com as grandes classes de solos descritas anteriormente. Do ponto de vista hidrológico, não há grandes diferenças entre as classificações distintas dentro de uma grande classe.

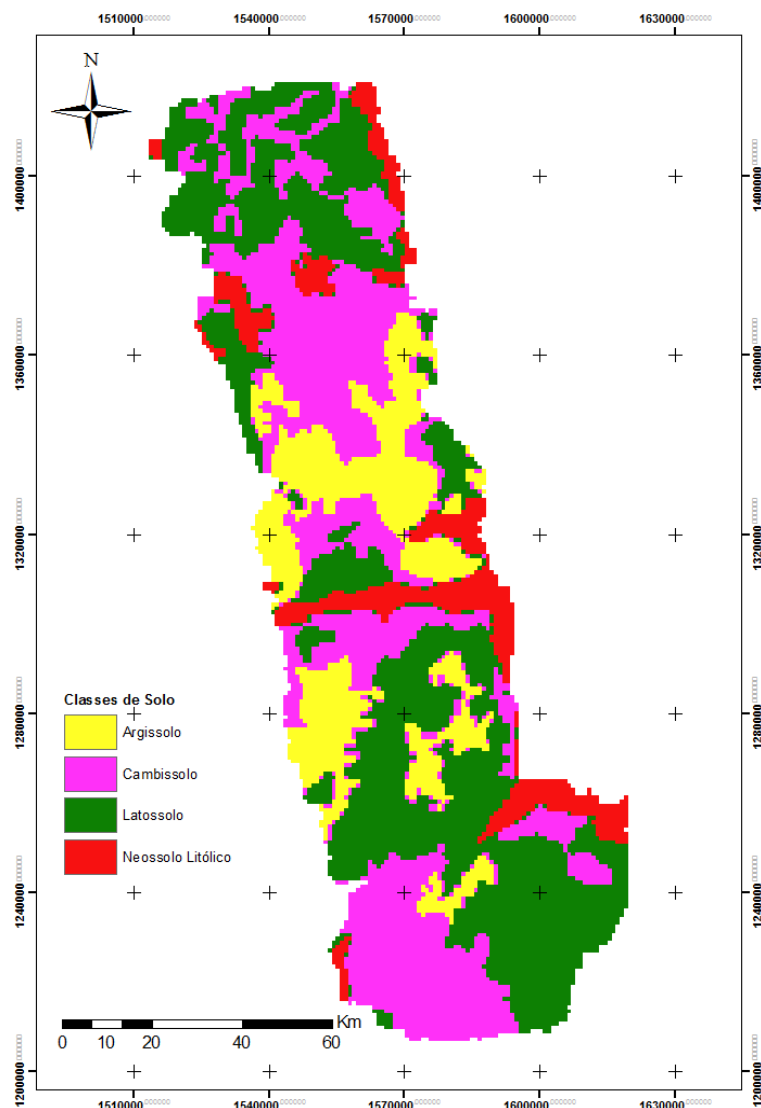


Figura 8 – Mapa de solos da bacia do rio Paraopeba (Adaptado de CETEC, 2008).

Na Tabela 7 estão apresentadas as áreas ocupadas pelas classes de solo mencionadas. As classes Latossolo e Cambissolo apresentam amplo domínio na bacia, totalizando 39,68% e 34,97% respectivamente.

TABELA 7 – Distribuição das classes de solo na bacia do rio Paraopeba.

Classe do Solo	Área (km ²)	Área (%)
Argissolo	1.734,21	16,97
Cambissolo	3.574,53	34,97
Latossolo	4.055,67	39,68
Neossolo Litólico	857,79	8,39

4.4.5 Geologia e Geomorfologia

De acordo com CPRM (2001), a região correspondente à sub-bacia do baixo rio Paraopeba drena terrenos conformados em rochas das Formações Paraopeba e Três Marias, do Grupo Três Marias (Proterozóico Superior).

Ainda de acordo com CPRM (2001), a leste e sudeste, a sub-bacia do médio e alto rio Paraopeba drena a região cárstica da Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí, as rochas granito-gnáissicas dos Complexos Belo Horizonte e Bonfim (Arqueanos) e as unidades dos Supergrupos Minas e Rio das Velhas (Proterozóico Superior e Arqueano, respectivamente).

O relevo da bacia é caracterizado por planaltos, depressões e áreas dissecadas resultantes predominantemente da alternância de atuação de processos morfoclimáticos associados ao condicionamento geológico. As unidades geomorfológicas existentes são: Planalto Dissecado do Centro-Sul e Leste de Minas, Depressão São Franciscana, Planalto do São Francisco e Quadrilátero Ferrífero.

O Planalto Dissecado do Centro-Sul de Minas corresponde à região das nascentes dos rios Paraopeba, Pará e Lambari, delimitada à leste pela serra da Moeda e a oeste pela Depressão São Franciscana.

Essa região é caracterizada por formas de relevo do tipo colinas e cristas com vales bem encaixados e/ou de fundo chato, decorrentes dos processos de dissecação fluvial nas rochas predominantemente granito-gnáissicas do embasamento Pré-Cambriano e xistos do Grupo Nova Lima (CPRM, 2001).

A dissecação fluvial sobre estas rochas originou um relevo de colinas de topos arredondados e vertentes convexas, em associação com cristas e vales encaixados. As altitudes são frequentemente superiores a 1.000 m. Nessa macro-unidade de relevo predominam as unidades morfológicas denominadas colinas e cristas com domínio de Argissolos com associações de Cambissolos. Observam-se essas ocorrências na bacia do rio Catuaba de Cima, a montante do rio Camapuã, nas bacias do rio Brumado, no ribeirão da Pedra e, em maiores extensões, na região de Belo Vale, Moeda e Piedade dos Gerais. Os Cambissolos ocorrem de forma mais contínua nas colinas e cristas da bacia do rio Camapuã e na bacia do rio Grande. Os Latossolos, em associação com Argissolos, são encontrados nas colinas que formam os interflúvios dos rios Nova Ponte, Brumado e Grande, e também nas bacias dos rios Maranhão, Manso e do rio Camarão (CIBAPAR, 2010) .

A Depressão São Franciscana aglomera a maior parte da área. Nesta região as formas aplainadas e superfícies onduladas decorrentes de processos de erosão areolar intercalam-se às formas fluviais de dissecação, o que significa cristas e colinas com vales encaixados e/ou de fundo chato e vertentes ravinadas (CPRM, 2001).

Essa grande unidade geomorfológica integra uma extensa superfície de aplainamento, atribuída ao Terciário Superior. As altitudes variam de 850 a 650m, de montante para jusante. Essa superfície de aplainamento se desenvolveu, em sua maior parte, sobre rochas das Formações Paraopeba e Três Marias, do Grupo Bambuí, cobertas por formações superficiais do Quaternário. Caracteriza-se por uma topografia plana ou suavemente ondulada, com predomínio de latossolos. Nos trechos onde a superfície se encontra mais dissecada, com seus depósitos de cobertura inteira ou parcialmente removidos, ocorrem formas de colinas com domínio de Cambissolos, como as que se observam nas bacias do ribeirão Canabrava e do córrego dos Gomes e nas vertentes marginais do rio Paraopeba (CIBAPAR, 2010).

O Planalto São Franciscano é formado por superfícies tabulares, com coberturas sedimentares predominantemente arenosas, recobertas por vegetação do tipo cerrado e entrecortados por cabeceiras de drenagem pouco aprofundadas, denominadas veredas. Essa área corresponde a uma pequena porção da bacia do rio Paraopeba, localizando-se nos municípios de Caetanópolis, Curvelo e Paraopeba (CPRM, 2001).

Os Planaltos do São Francisco são representados por alguns patamares dissecados e pequenos topos residuais pertencentes a uma superfície de aplainamento mais antiga,

atribuída ao Terciário Superior. Os patamares são formas escalonadas, em sua maior parte dissecadas, com bordas marcadas por vertentes íngremes. Os residuais da superfície de aplainamento encontrados sobre esses planaltos apresentam coberturas detríticas indiferenciadas do Terciário/Quaternário e predomínio de Latossolos. Os patamares são elaborados em rochas do Grupo Bambuí: quando ocorrem sobre siltitos e ardósias da Formação Paraopeba, apresentam solos do tipo Cambissolos e ocorrência de solos do tipo Neossolo Litólico; quando encontrados em siltitos e argilitos da Formação Três Marias, os solos são predominantemente do tipo Neossolo Litólico (CIBAPAR, 2010).

O Quadrilátero Ferrífero ocorre em pequenas áreas da bacia e é representado na área por cristas estruturais, escarpas e vertentes íngremes com declividades altas, em rochas do Supergrupo Minas, como os itabiritos, dolomitos ferruginosos e afloramentos quartzíticos, com predominância de Neossolos Litólicos (CIBAPAR, 2010). Segundo CPRM (2001), o condicionamento estrutural dessa unidade determinou a existência de formas de relevo invertido do tipo sinclinal suspenso e anticlinal esvaziado. Nas rochas não-controladas pela estrutura, predominam as cristas com vertentes ravinadas, vales encaixados e as colinas com vales de fundo chato.

A Figura 9 apresenta a distribuição das unidades geomorfológicas existentes na bacia em estudo.

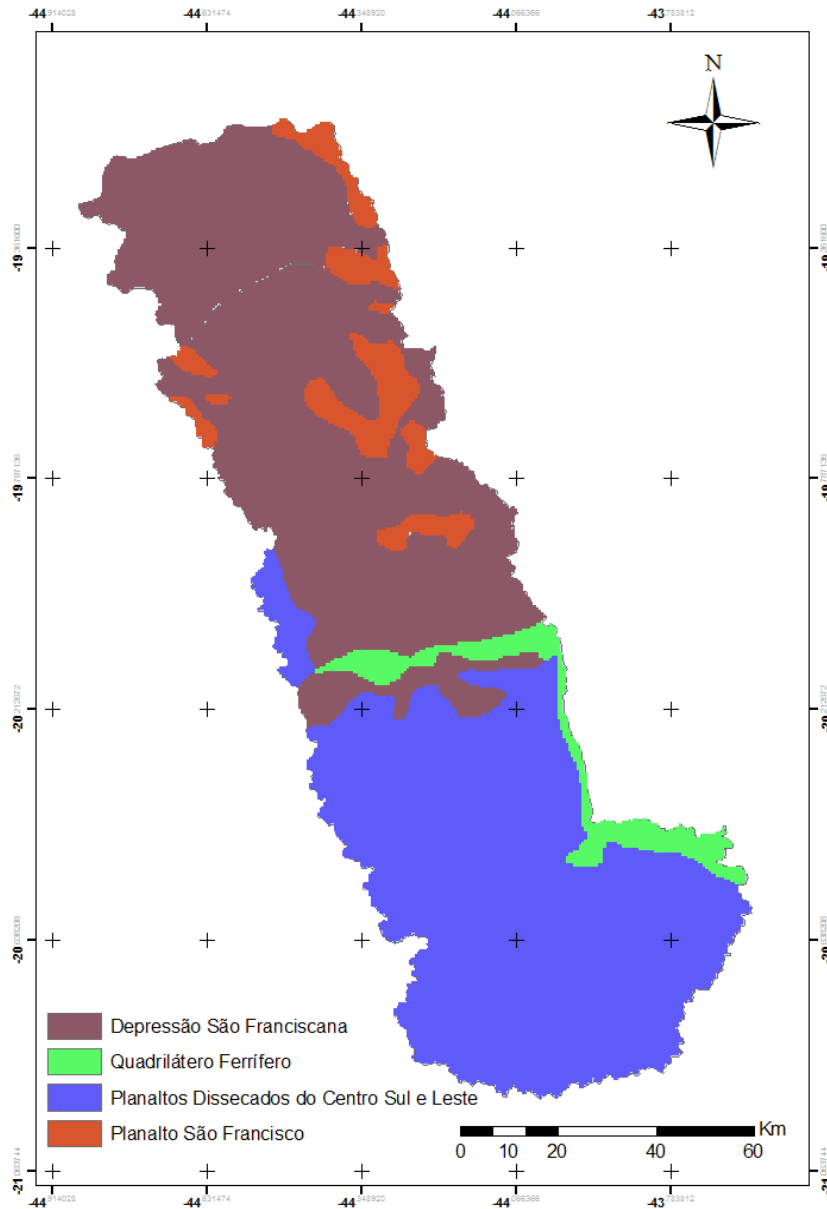


Figura 9 – Unidades Geomorfológicas da bacia do rio Paraopeba.

4.4.6 Hidrogeologia

Mourão *et al.* (2001) *apud* Pinheiro (2009) realizaram um estudo de caracterização hidrogeológica da parte correspondente à Minas Gerais da bacia do rio São Francisco, compartimentando os sistemas aquíferos de modo a contemplar as diferenças litológicas, de comportamento hidrodinâmico e de aspectos morfo-estruturais. No total, existem quatro sistemas na região, sendo alguns com subdivisões.

Estão reunidos no Sistema Aquífero Granular os litotipos com permeabilidade primária, que consiste no armazenamento de águas nos espaços intergranulares. Os tipos rochosos em que a permeabilidade depende sobretudo do desenvolvimento das cavidades e aberturas causadas pela dissolução de carbonatos, foram agrupados no Sistema Aquífero Cárstico. Os pacotes rochosos onde se verificou a mistura ou alternância de frações argilo-siltosas e carbonáticas foram classificados como Sistema Aquífero Fissurado-Cárstico. As rochas caracterizadas pela presença de água em fissuras, fraturas, falhas ou outros planos de descontinuidade foram inseridos no Sistema Aquífero Fissurado (MOURÃO *et al.*, 2001 *apud* CPRM, 2001 *apud* PINHEIRO, 2009).

A partir do mapa hidrogeológico feito por CPRM (2001), na escala 1:1.000.000 pôde-se analisar quais os tipos de aquíferos presentes na bacia em estudo, os quais podem ser descritos da seguinte forma:

- Aquíferos de rochas ígneas e metamórficas de alto grau, do Sistema Aquífero Fissurado, que correspondem a grande parte da bacia;
- Aquíferos de rochas metapelíticas e xistosas, do sistema Aquífero Fissurado;
- Sistema Aquífero Fissurado-Cárstico, que se estende por áreas do baixo curso do rio Paraopeba;
- Aquíferos de rochas itabiríticas e aquíferos de rochas quartzíticas, do Sistema Aquífero Fissurado, ocupando pequenas áreas do alto curso do rio Paraopeba.

4.4.6.1 Sistema Aquífero Fissurado

De acordo com Mourão *et al.*, 2001 *apud* CPRM, 2001 *apud* Pinheiro 2009, o aquífero fissurado representa o sistema em que a porosidade está relacionada à presença de falhas, fraturas, juntas, diáclases e outras superfícies de descontinuidade, resultantes de esforço tectônico, correspondendo à um meio altamente heterogêneo e anisotrópico em que a condutividade hidráulica é função de diversos aspectos relacionados ao fraturamento.

Ainda de acordo com os mesmos autores, esse sistema associa-se às rochas metamórficas pré-cambrianas, aos corpos intrusivos e vulcânicos de idades diversas, aos terrenos de alto grau metamórfico e aos complexos gnáissico-granitóide e granito-greenstone. Dada a grande diversidade litológica, que culmina em aspectos hidráulicos distintos, esse sistema aquífero foi subdividido nas unidades de rochas metapelíticas e xistosas, quartzíticas,

itabiríticas e ígneas e metamórficas de alto grau (MOURÃO *et al.*, 2001 *apud* CPRM, 2001 *apud* PINHEIRO, 2009).

Os aquíferos de rochas ígneas e metamórficas de alto grau compreendem os granitos, tonalitos, gnaisses, granulitos, granitóides, gnaisses kinzigíticos, gnaisses charnockíticos e enderbíticos, migmatitos, metamáficas, metaultramáficas e intrusivas de natureza ácida, básica a ultrabásica. Grande parte desse conjunto de rochas está associada aos complexos Barbacena, Mantiqueira, Bação, Belo Horizonte, Guanhões, Porteirinha e ao Complexo Granulítico de Passa Tempo (MOURÃO *et al.*, 2001 *apud* CPRM, 2001 *apud* PINHEIRO, 2009).

Afloram na porção sul e no limite oriental da bacia como áreas deprimidas de relevo com morfologia de colinas medianamente suavizadas. Por englobar tipos rochosos bastante distintos, essa unidade apresenta grande variabilidade nos parâmetros hidráulicos como função direta da densidade de estruturas de descontinuidade e do grau de intemperismo. De modo geral, as rochas mais antigas, submetidas a sucessivos eventos tectono-metamórficos, exibem rede mais densa de estruturas e, portanto, maior potencial hidrogeológico. Rochas intrusivas tardi a pós-tectônicas, de idade cambriana ou superior, são as que exibem menor capacidade de produção de água e podem funcionar, localmente, como barreiras hidráulicas, em virtude da baixa permeabilidade (MOURÃO *et al.*, 2001 *apud* CPRM, 2001 *apud* PINHEIRO, 2009).

O encaixamento de trechos de cursos d'água em sistemas de fraturas e a drenagem a partir do manto de cobertura colúvio-eluvionar, que pode em determinados locais ser bastante espesso, promovem a recarga do aquífero. A descarga manifesta-se como fontes pontuais e difusas que brotam de fissuras ou estão condicionadas às zonas de contato do saprolito com a rocha fresca e atuam como reguladores do escoamento superficial (MOURÃO *et al.*, 2001 *apud* CPRM, 2001 *apud* PINHEIRO, 2009).

Os aquíferos de rochas metapelíticas e xistosas são constituídos de metapelitos e xistos de origem diversa relacionados aos Grupos Bambuí, Formação Paracatu, Supergrupo Minas, de acordo com MOURÃO *et al.*, 2001 *apud* CPRM, 2001 *apud* PINHEIRO, 2009.

A diferença no tamanho dos grãos das rochas seja de origem primária ou metamórfica, e a distinção na densidade de feições estruturais, dada pela localização quanto ao

compartimento geotectônico, conduzem a variações de comportamento hidrogeológico (MOURÃO *et al.*, 2001 *apud* CPRM, 2001 *apud* PINHEIRO, 2009).

A recarga é feita principalmente através do fluxo vertical descendente advindo das unidades granulares superiores e de forma menos significativa, pela infiltração da água superficial, diretamente nas fendas e fraturas, em trechos estruturalmente controlados. As nascentes difusas, de ocorrência generalizada na porção meridional da bacia, têm importante papel na manutenção do escoamento de base dos rios (MOURÃO *et al.*, 2001 *apud* CPRM, 2001).

4.4.6.2 Sistema Aquífero Fissurado-Cárstico

Conforme demonstrado por Mourão *et al.* (2001) *apud* CPRM (2001) *apud* Pinheiro (2009), esse sistema é o de maior expressão superficial na bacia e agrega as unidades constituídas por intercalações de rochas pelíticas e carbonáticas representadas por margas, siltitos e ardósias com níveis de calcário ou dolomito.

Em decorrência da constituição litológica e da diferenciação estrutural, exibem aspectos hidráulicos contrastantes e variáveis desde aquíferos fissurados a aquíferos cársticos, passando por características intermediárias aos dois sistemas (MOURÃO *et al.*, 2001 *apud* CPRM, 2001 *apud* PINHEIRO, 2009).

As fontes de recarga correspondem à infiltração direta de água da chuva, em áreas de afloramento, ou de água superficial através de drenagens estruturalmente controladas e ainda à drenagem dos sistemas granulares subjacentes. O aporte de água superficial nas planícies de inundação dos principais cursos d'água, em períodos de cheia, deve também ser considerado (MOURÃO *et al.*, 2001 *apud* CPRM, 2001 *apud* PINHEIRO, 2009).

Na Figura 10 tem-se os aquíferos presentes na bacia em estudo, até a seção de controle na estação fluviométrica de Porto do Mesquita.

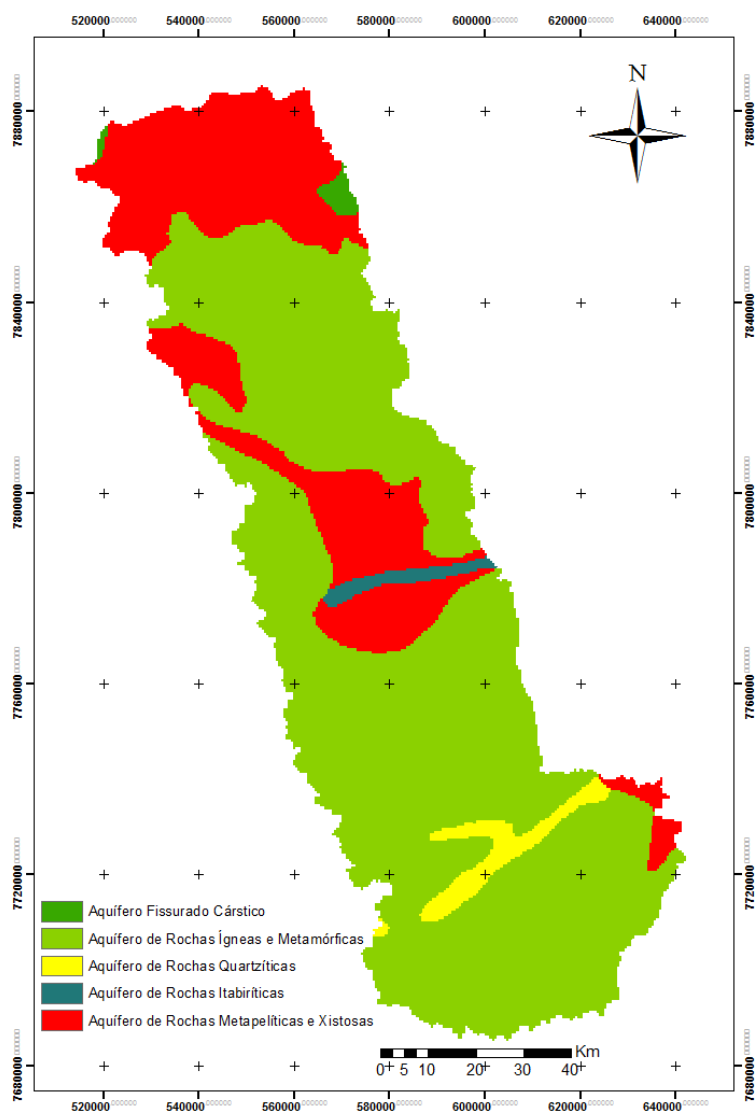


Figura 10 – Sistemas Aquíferos da bacia do rio Paraopeba (Adaptado de CPRM, 2001).

4.4.7 Clima

De acordo com CPRM (2001), a bacia do rio Paraopeba apresenta temperatura média anual variando entre 19 e 23°C, sendo as menores temperaturas encontradas na porção sul devido à orografia e maiores latitudes, ocorrendo um aumento da temperatura à medida que se alcançam latitudes mais baixas.

Esses valores indicam a presença de temperaturas medianas a elevadas durante quase todo o ano. Destaca-se o mês de Janeiro como o mais quente, apresentando médias máximas variando entre 28 e 30°C. Por outro lado, o mês de Julho é tido como o mais frio, com médias

mínimas em torno de 8 a 10°C e a amplitude térmica anual da bacia é da ordem de 12 a 14°C (CPRM 2001 *apud* PINHEIRO, 2009).

CPRM (2001) relata ainda que os totais pluviométricos anuais variam, de forma geral, entre 1700 mm nas cabeceiras da bacia a 1150 mm na região próxima à barragem de Três Marias, sendo o regime pluviométrico típico de regiões tropicais, com ocorrência dos valores máximos mensais no período de verão e dos mínimos no inverno.

Ainda de acordo com CPRM (2001), na bacia são encontradas três tipologias climáticas, seguindo a classificação de Köppen.

Cwb - clima temperado brando com verão ameno (temperatura média do mês mais quente inferior a 22°C) e inverno brando (temperatura média do mês mais frio inferior a 18°C); a estação seca é coincidente com o inverno.

Cwa - clima temperado brando com verão quente (temperatura média do mês mais quente superior a 22°C) e inverno brando (temperatura média do mês mais frio inferior a 18°C); a estação seca corresponde ao inverno.

Aw - clima tropical chuvoso, quente e úmido, com inverno seco e verão chuvoso. A temperatura média do mês mais frio é sempre superior a 18°C.

A Figura 11 mostra as tipologias climáticas encontradas na bacia do rio Paraopeba.

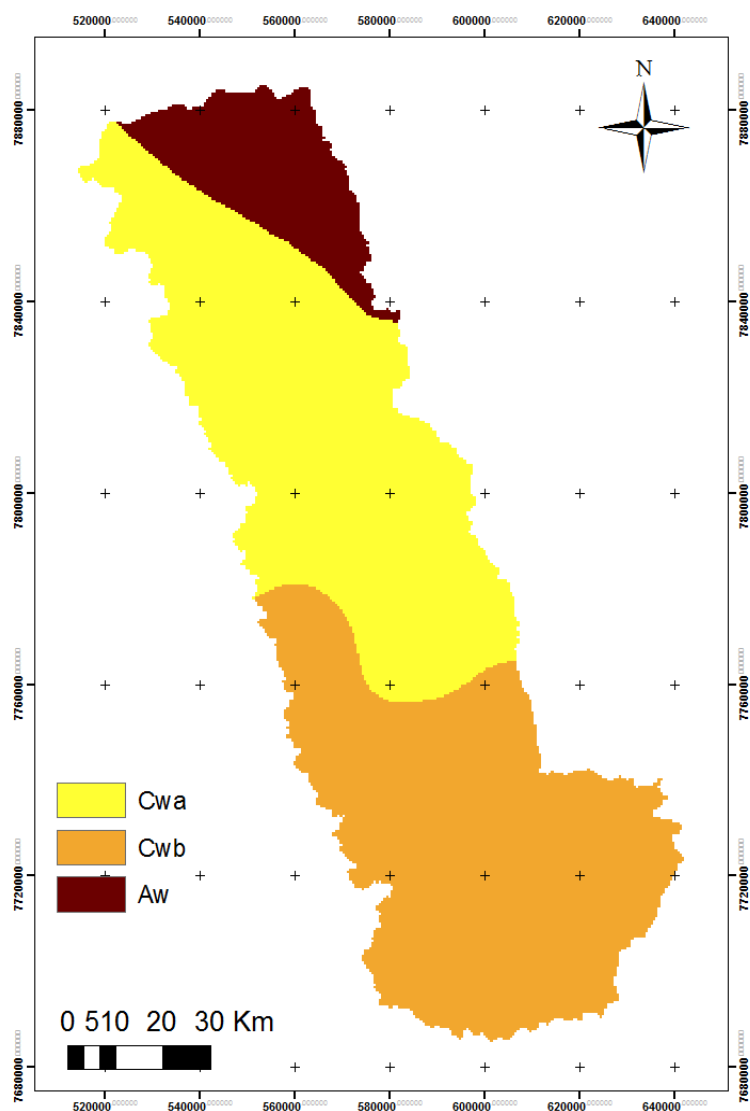


Figura 11 – Tipologias Climáticas da bacia do rio Paraopeba segundo classificação de Köppen (Adaptado de CIBAPAR, 2010).

4.5 Base de dados do modelo SWAT

4.5.1 Precipitação

O banco de dados de precipitação consiste em séries históricas de precipitação diária de 12 postos pluviométricos, abrangendo o período de 1983 a 2005, disponíveis no Sistema de Informações Hidrológicas (HIDROWEB) da Agência Nacional de Águas (ANA). Suas respectivas informações básicas encontram-se na Tabela 8.

TABELA 8 – Principais informações dos postos pluviométricos utilizados.

Posto Pluviométrico	Identificador	Operadora	Latitude	Longitude
Alto da Boa Vista	2044021	CPRM	-20,105600	-44,401100
Congonhas - Linógrafo	2043013	CPRM	-20,521900	-43,830000
Conselheiro Lafaiete	2043005	CPRM	-20,665000	-43,777800
Entre Rios de Minas	2044007	CPRM	-20,661100	-44,070600
Fazenda Campo Grande	2044009	CPRM	-20,625280	-44,433330
Fazenda Escola Florestal	1944007	CPRM	-19,879720	-44,421670
Horto Florestal	1944010	CPRM	-19,268050	-44,401660
Ibirité	2044012	CPRM	-20,042770	-44,043330
Melo Franco	2044008	CPRM	-20,197770	-44,120830
Pedro Leopoldo	1944009	CPRM	-19,634440	-44,053330
Ponte da Taquara	1944031	CPRM	-19,423330	-44,548330
Ponte Nova do Paraopeba	1944004	CPRM	-19,955550	-44,306660

4.5.2 Vazão

Os dados de vazão observados são fundamentais na etapa de calibração de um modelo hidrológico, possibilitando a adequação dos parâmetros calibráveis à realidade da bacia na qual o modelo está sendo aplicado.

Na bacia do rio Paraopeba foram empregados 2 postos fluviométricos, sendo o de Porto do Mesquita e de Ponte Nova do Paraopeba, utilizados na calibração e verificação do modelo na simulação de vazões e também na simulação de cenários propostos baseados no plano diretor da bacia do rio Paraopeba elaborado pelo CIBAPAR.

Apresenta-se na Tabela 9 as principais informações dos postos fluviométricos utilizados na modelagem da bacia.

TABELA 9 – Principais informações dos postos fluviométricos utilizados.

Posto Fluviométrico	Identificador	Operador	Rio	Área de Drenagem (km ²)
Porto do Mesquita	40865002	CEMIG	Paraopeba	10200
Ponte Nova do Paraopeba	40800001	CPRM	Paraopeba	5680

4.5.3 Evapotranspiração

De acordo com Tucci (2005), a variabilidade espacial da evapotranspiração é pequena em comparação com a precipitação, podendo ser aplicadas informações de localidades fora da bacia, com bons resultados.

O banco de dados de evapotranspiração potencial utilizado neste trabalho consiste de uma série histórica de evaporação diária disponibilizada pela Estação Porto do Pará (código: 1945017). Os dados evaporimétricos consistem em alturas diárias de evaporação, expressas em milímetros, sendo obtidas em tanque Classe A, operado pela CEMIG.

Essas alturas diárias de evaporação serviram como entrada no modelo SWAT, tendo sido anteriormente convertidas para evapotranspiração potencial por meio de um fator de redução igual a 0,75. Ao introduzir essa variável no SWAT, optou-se pela sua leitura direta, desabilitando a ferramenta que calcularia essa variável automaticamente pelo modelo.

Os dados referentes às temperaturas máximas e mínimas diárias, insolação, velocidade do vento, umidade relativa, evaporação de tanque classe A, pressão atmosférica máxima e mínima diárias também foram disponibilizadas pela Estação Climatológica de Sete Lagoas, num período de 73 anos de registros.

4.6 Descrição do modelo hidrológico Soil and Water Assessment Tool (SWAT)

O modelo SWAT simula diferentes processos físicos na bacia, com o objetivo de analisar os impactos das alterações no uso do solo sobre o escoamento superficial e subterrâneo, produção de sedimentos e qualidade de água. Para atender a esses objetivos, o modelo é baseado em características físicas da bacia; usa dados de entrada normalmente disponíveis; é computacionalmente eficiente para operar sobre médias a grandes bacias hidrográficas e é contínuo no tempo, sendo capaz de simular longos períodos (>100 anos) de forma a computar os efeitos das alterações do uso do solo. (ARNOLD *et al.*, 2005).

Uma estrutura de comando é utilizada para determinar o escoamento superficial e transporte de agroquímicos pela bacia. Comandos foram inseridos para determinar a vazão

pelos cursos de água e reservatórios. Através de um conjunto de algoritmos, o modelo pode simular uma bacia hidrográfica subdividida em sub-bacias.

Para a estimativa da infiltração, do escoamento superficial e da força de arraste pelo fluxo da água é necessária a determinação do balanço hídrico. O modelo SWAT utiliza a equação 1.

$$SW_t = SW + \sum_{i=1}^t (R_i - Q_i - ET_i - P_i - QR_i) \quad (1)$$

Sendo:

SW_t = conteúdo final de água no solo (mm);

SW = conteúdo de água no solo disponível para as plantas, definido como conteúdo de água inicial menos o conteúdo no ponto de murcha permanente (mm);

t = tempo (dias);

R_i = precipitação (mm);

Q_i = escoamento superficial (mm);

ET_i = evapotranspiração (mm);

P_i = percolação (mm);

QR_i = fluxo de retorno (ascensão capilar) (mm).

Desde que o modelo mantém um equilíbrio contínuo de água, bacia complexas são subdivididas de modo a refletir as diferenças em evapotranspiração para diversas culturas, solos, etc. Assim, o escoamento superficial é estimado separadamente para cada sub-bacia e encaminhado para obter o escoamento total para as bacias. Isso aumenta a precisão e fornece uma descrição física melhor do balanço hídrico, conforme pode ser visto na Figura 12 (ARNOLD *et al.*, 1998).

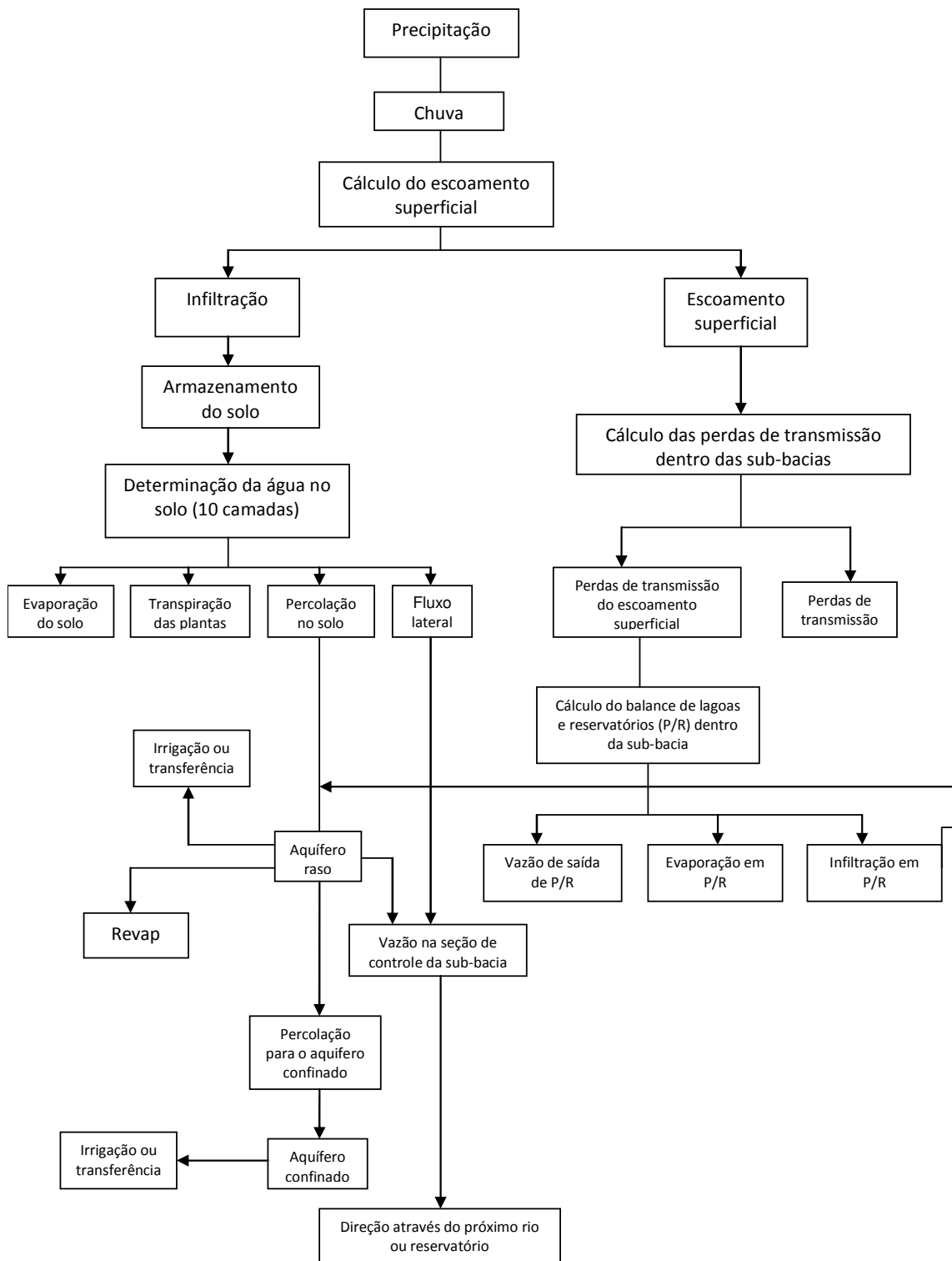


Figura 12 – Fluxograma do fluxo hidrológico do modelo SWAT (adaptado de Arnold *et al.*, 1998)

O modelo utiliza uma formulação modificada do Método Curva- Número (CN), do *Soil Conservation Service* – SCS (USDA-SCS, 1972), para calcular o escoamento superficial em função do tipo, uso e manejo do solo, a saber,

$$Q = \frac{(R - 0,2S)^2}{R + 0,8S} \quad R > 0,2S \quad (2)$$

$$Q = 0 \quad R \leq 0,2S \quad (3)$$

Sendo:

Q = escoamento superficial diário (mm);

R = precipitação diária (mm);

S = absorção potencial do solo (mm).

O parâmetro S varia de acordo com: (a) a bacia, em função do solo e seu uso e declividade; e (b) com o tempo, em função das alterações de umidade do solo. Este parâmetro está relacionado com a Curva Número pela equação 4.

$$S = 254 \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad (4)$$

A escala de CN não é linear, variando entre 1 e 100. Os extremos correspondem respectivamente a uma cobertura permeável até uma cobertura impermeável. Desse modo, para os valores de CN, são consideradas três condições:

- CN₁: corresponde à curva número para a condição I de umidade, situação em que os solos estão com menos umidade;
- CN₂: corresponde à curva número para a condição II de umidade, ou seja, a situação em que os solos apresentam a umidade próxima da capacidade de campo;
- CN₃: corresponde à curva número para a condição III de umidade, situação em que os solos estão saturados.

Para calcular os valores corrigidos de CN₁ e CN₃, estes foram relacionados com o CN₂ por meio das equações 5 e 6.

$$CN_1 = CN_2 - \frac{20(100 - CN_2)}{100 - CN_2 + \exp[2,533 - 0,0636(100 - CN_2)]} \quad (5)$$

$$CN_3 = CN_2 \exp[0,00673(100 - CN_2)] \quad (6)$$

O *Natural Resource Conservation Service* (NRCS, 2007) classifica os solos em 4 grupos hidrológicos (A, B, C e D) baseados nas suas características de infiltração. Foi definido também o grupo hidrológico como um grupo de solos que tem similaridade em termos de potencial de geração de escoamento superficial sobre a similaridade de condições de tormenta e cobertura do solo.

As propriedades dos solos que influenciam o escoamento superficial são aquelas que causam impacto mínimo na taxa de infiltração de água do solo. A Tabela 10 apresenta os grupos hidrológicos e suas respectivas características.

TABELA 10 – Características dos grupos hidrológicos.

Grupos hidrológicos	Características
A	Pouco potencial de escoamento superficial. O solo apresenta alta taxa de infiltração quando está completamente úmido e alta taxa de transmissividade da água. O solo é composto por menos que 10% de argila e mais que 90% de areia ou cascalho.
B	O solo tem moderada taxa de infiltração quando completamente úmido e moderada taxa de transmissividade da água. O solo apresenta argila variando entre 10 e 20% e areia variando entre 50 e 90%.
C	O solo tem baixa taxa de infiltração quando completamente úmido e baixa taxa de transmissividade da água. O solo apresenta argila variando entre 20 e 40% e areia menos que 50%.
D	Alto potencial de escoamento superficial. O solo apresenta taxa de infiltração muito baixa quando completamente úmido o que torna o movimento da água no solo restrito ou muito restrito e apresenta taxa de transmissividade da água muito baixa. O solo é constituído com mais de 40% de argila e menos que 50% de areia.

Fonte: modificado de USDA-NRCS (2007).

No Brasil, uma das dificuldades que se tem em usar a classificação proposta, é estimar o CN relacionando-o com a classificação hidrológica do solo (CHS), uma vez que existem solos que não se enquadram nas definições dos grupos hidrológicos do solo definidos pelo SCS (SARTORI *et al.*, 2005).

Segundo Sartori *et al.* (2005), a preocupação em adaptar a classificação hidrológica do solo às características dos solos brasileiros teve início com a publicação do trabalho de Setzer & Porto (1979), no qual propunham cinco classes hidrológicas para o Estado de São Paulo. Posteriormente, Lombardi Neto *et al.* (1989) apresentaram novas abordagens para a classificação dos solos, no estudo sobre o cálculo de espaçamentos entre terraços, sendo esta classificação, de acordo com SARTORI *et al.* (2005) a mais prática, uma vez que basta apenas localizar a bacia sobre um mapa pedológico para se determinar as classes hidrológicas que ocorrem, sendo um tanto mais criterioso ao incluir solos arenosos no grupo D e alguns solos argilosos no grupo A.

Tem que ser observado ainda, que na definição dos grupos hidrológicos do solo, apresentada pelo SCS, o maior enfoque é dado na textura do solo, sendo a profundidade apenas mencionada na definição dos grupos A e B, embora não seja apresentado um limite de profundidade. Em relação ao método proposto pelo SCS, no grupo C estão basicamente os solos de textura moderadamente fina a fina (compostos por silte e argila) e os solos argilosos pertencentes ao grupo D.

Para Sartori *et al.* (2005), torna-se difícil classificar uma unidade de solo no SCS, uma vez que nesse método não são levados em conta outras características importantes do ponto de vista da formação do escoamento superficial, induzindo que seja considerado em termos de solos brasileiros apenas a textura superficial.

Segundo a classificação proposta por Lombardi Neto *et al.* (1989) *apud* Sartori *et al.* (2005), solos arenosos inclusos nos grupos C e D encontrados em São Paulo, em sua maioria, possuem sequência de horizontes A-E-Bt-C ou A-Bt-C, sendo os horizontes A e E de textura arenosa ou médio e o horizonte B textural (Bt) de textura mais argilosa, com relação textural entre os horizontes A e Bt normalmente se caracterizando como abrupta.

As classes de solo argilosos inclusos nos grupos hidrológicos A e B pela classificação de Lombardi Neto *et al.* (1989), embora sejam argilosos, não possuem argila de alta atividade, ou

seja, não são solos que aumentam de volume quando molhados, possuem boa porosidade total e são normalmente profundos com discreta ou pequena razão ou gradiente textural entre os horizontes superficial e subsuperficial, que é um dos fatores limitantes e talvez o principal, da maioria dos solos arenosos em superfície (SARTORI *et al.*, 2005).

Na Tabela 11, encontra-se a classificação dos solos quanto aos grupos hidrológicos para condição brasileira e utilizada neste estudo.

TABELA 11 – Classificação hidrológica de solos para as condições brasileiras (adaptado de Sartori *et al.*, 2005)

Grupos Hidrológicos	Características
A	<p>Solos muito profundos (prof. > 200 cm) ou profundos (100 a 200 cm); Solos com alta taxa de infiltração e com alto grau de resistência e tolerância à erosão; Solos porosos com baixo gradiente textural (< 1,20); Solos de textura média; Solos de textura argilosa ou muito argilosa desde que a estrutura proporcione alta macroporosidade em todo perfil; Solos bem drenados ou excessivamente drenados; Solos com argila de atividade baixa; A textura dos horizontes superficial e subsuperficial pode ser média/média, argilosa/argilosa e muito argilosa/muito argilosa. Exemplos: Latossolos de textura argilosa ou muito argilosa e com alta macroporosidade; Latossolos de textura média, mas com horizonte superficial não arenoso.</p>
B	<p>Solos profundos (100 a 200 cm); Solos com moderada taxa de infiltração, mas com moderada resistência e tolerância à erosão; Solos porosos com gradiente textural variando de 1,20 a 1,50; Solos de textura arenosa ao longo do perfil ou de textura média com horizonte superficial arenoso; Solos de textura argilosa ou muito argilosa desde que a estrutura proporcione boa macroporosidade em todo o perfil. Exemplos: Latossolos de textura média, mas com horizonte superficial de textura arenosa; Nitossolo Vermelho, Neossolo Quartzarênico; Argissolo Vermelho ou Vermelho-Amarelo de textura arenosa/média, média/argilosa, argilosa/argilosa, ou argilosa/ muito argilosa que não apresentam mudanças textural abrupta.</p>
C	<p>Solos profundos (100 a 200 cm) ou pouco profundos (50 a 100 cm); Solos com baixa taxa de infiltração e baixa resistência e tolerância à erosão; São solos com gradientes textural maior que 1,50 e comumente apresentam mudança textural abrupta; Solos associados à argila de atividade baixa; A textura nos horizontes superficial e subsuperficial pode ser: arenosa/argilosa e média/argilosa apresentando mudança textural abrupta; arenosa/argilosa e arenosa/muito argilosa. Exemplos: Argissolo pouco profundo, mas não apresentando mudança textural abrupta; Argissolos profundos e apresentando mudança textural abrupta; Cambissolo de textura média e Cambissolo Háptico ou Húmico, mas com características físicas semelhantes aos Latossolos; Espodosolos Ferrocárbico e Neossolo Flúvico.</p>

D	<p>Solos com taxa de infiltração muito baixa oferecendo pouquíssima resistência e tolerância à erosão;</p> <p>Solos rasos (prof. < 50 cm);</p> <p>Solos pouco profundos associados à mudança textural abrupta ou solos profundos apresentando mudança textural abrupta aliada à argila de alta atividade;</p> <p>Solos argilosos associados à argila de atividade alta;</p> <p>Solos orgânicos.</p> <p>Exemplos: Neossolo Litólico; Organossolo; Gleissolo; Chernossolo; Planossolo; Vertissolo; Alissolo; Luvisolo; Plintossolo; Solos de mangue; afloramentos de rochas; demais Cambissolos que não se enquadram no Grupo C; Argissolo Vermelho Amarelo e Argissolo Amarelo pouco profundos e associados à mudança textural abrupta.</p>
---	---

Em grandes bacias com tempo de concentração maior que um dia, somente uma fração do escoamento superficial atingirá o canal principal no dia em que é gerado. O modelo incorpora um recurso de armazenamento do escoamento superficial de modo a atrasar a liberação deste escoamento no canal principal.

Uma vez que o escoamento superficial é calculado com a Curva Número apropriada, o volume de escoamento liberado para o canal principal é calculado pela equação 7.

$$Q_{surf} = (Q'_{surf} + Q_{stor,i-1}) \times \left(1 - \exp\left[\frac{-surlag}{t_{conc}} \right] \right) \quad (7)$$

em que:

Q_{surf} = é o volume de escoamento superficial descarregado no canal principal em um dado dia (mm H₂O);

Q'_{surf} = é o volume de escoamento superficial gerado em uma sub-bacia em um dado dia (mm H₂O);

$Q_{surf, i-1}$ = é o volume do escoamento superficial armazenado no dia anterior (mm H₂O);

surlag = é o coeficiente de atraso do escoamento superficial e,

t_{conc} = é o tempo de concentração para a sub-bacia (horas).

A expressão $\left(1 - \exp\left[-\frac{surlag}{t_{conc}}\right]\right)$ na equação 7 representa a fração do total de água disponível que será permitida entrar no curso de água em um dia qualquer. A Figura 13 ilustra os valores para esta expressão, com diferentes valores para *surlag* e tempos de concentração.

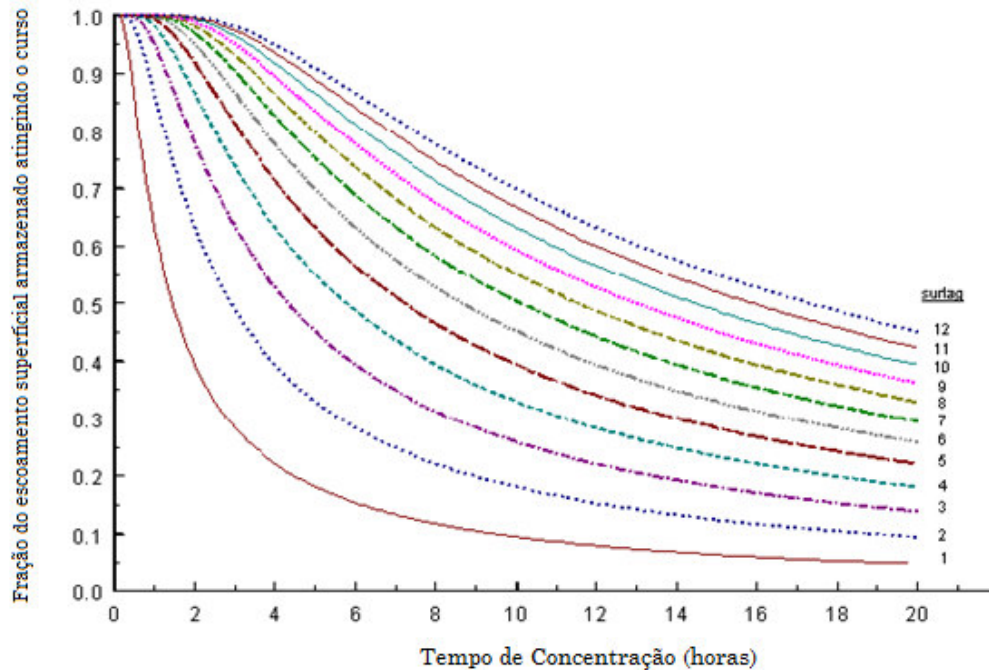


Figura 13 – Influencia da *surlag* e tempo de concentração na fração de escoamento superficial liberado (adaptado de NEITSCH *et al.*, 2005).

Observa-se que para um dado tempo de concentração, como a *surlag* decai em valor, mais água é retida no armazenamento. O atraso na liberação do escoamento superficial suavizará as variações da vazão simulada no curso de água.

A componente de percolação do SWAT usa uma técnica de propagação do armazenamento, combinado com um modelo de fluxo em fendas no solo para simular o escoamento através de cada camada do solo. Uma vez que a água percolou abaixo da zona radicular, este volume é armazenado como água subterrânea ou surge como escoamento de retorno a jusante do ponto considerado. A quantidade de água percolada para a próxima camada é calculada pela equação (8).

$$SW_{perc,ly} = SW_{ly,excess} \times \left(1 - \exp \left[\frac{-\Delta t}{TT_{perc}} \right] \right) \quad (8)$$

Sendo:

$SW_{perc,ly}$ = quantidade de água que percola para a próxima camada (mm);

$SW_{ly,excess}$ = volume drenável de água da camada de solo (mm);

Δt = duração do passo de tempo (h);

TT_{perc} = tempo de propagação através da camada “i” em horas.

O volume de água disponível para percolação $SW_{ly,excess}$, na camada de solo é calculado pelas equações 9 e 10.

$$SW_{ly,excess} = SW_{ly} - FC_{ly} \quad \text{se } SW_{ly} > FC_{ly} \quad (9)$$

$$SW_{ly,excess} = 0 \quad \text{se } SW_{ly} \leq 0 \quad (10)$$

Sendo:

SW_{ly} = conteúdo de água na camada do solo (mm) e,

FC_{ly} = conteúdo de água na camada de solo na capacidade de campo (mm).

O tempo de propagação em cada camada de solo (TT_{perc}) é calculado pela equação 11.

$$TT_{perc} = \frac{SAT_{ly} - FC_{ly}}{K_{sat}} \quad (11)$$

sendo:

SAT_{ly} = volume de água na camada de solo quando completamente saturado (mm) e

K_{sat} = condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1}).

O escoamento lateral pode ser significativo em áreas onde os solos possuem alta condutividade hidráulica nas camadas superficiais (0 a 2 m) e uma base impermeável ou semipermeável. Neste caso, a precipitação irá percolar verticalmente até encontrar a camada impermeável. A água que fica retida acima da camada impermeável forma a zona saturada, sendo essa zona, a fonte de água para o escoamento lateral ou sub-superficial.

O modelo SWAT incorpora um modelo de onda cinemática para o escoamento sub-superficial desenvolvido por Sloan *et al.* (1983) e resumido por Sloan e Moore (1984). Este modelo de onda cinemática é baseado na equação do balanço de massa (balanço de massa líquida) onde o segmento em declive é utilizado como volume de controle, calculando dessa forma, o escoamento lateral em cada camada de solo.

Se a zona saturada atinge a camada superior do solo, a água é permitida a fluir para a camada superior (de volta à superfície para a camada superior). Para simular o fluxo lateral em várias camadas de solo, o modelo é aplicado de forma independente, a partir da camada superior (ARNOLD *et al.*, 1998).

Para a aproximação pela onda cinemática no escoamento lateral saturado, admite-se que a linha de escoamento na zona saturada é paralela ao limite impermeável e o gradiente hidráulico igual à declividade da base.

O SWAT utiliza a equação 12 para estimar o escoamento sub-superficial.

$$Q_{lat} = 0,024 \times \left(\frac{2 \times SW_{ly,excess} \times K_{sat} \times slp}{\phi_d \times L_{hill}} \right) \quad (12)$$

Sendo:

Q_{lat} = quantidade de água que escoo sub-superficialmente (mm);

$SW_{ly,excess}$ = volume drenável de água na camada de solo (mm);

K_{sat} = condutividade hidráulica saturada (mm hora⁻¹);

Slp = declividade média da sub-bacia (m m⁻¹);

ϕ_d = porosidade drenável da camada de solo (mm mm⁻¹);

L_{hill} = comprimento do declive (m).

Em termos de escoamento subterrâneo, o modelo simula dois tipos de aquíferos em cada sub-bacia: raso (não confinado) e profundo (confinado). O aquífero raso ou não confinado contribui para o escoamento no canal ou trecho das sub-bacias, sendo a contribuição da água subterrânea para a vazão total simulada nas seções de controle, feita criando-se um armazenamento no aquífero não confinado (ARNOLD *et al.*, 1998). No caso do aquífero profundo ou confinado, admite-se que o mesmo contribui para o escoamento de água para fora da bacia hidrográfica simulada (ARNOLD *et al.*, 1993).

O escoamento de base ou subterrâneo somente entra no trecho do canal se a quantidade de água armazenada no aquífero exceder um valor limiar especificado pelo usuário ($aq_{shthr,q}$). A água armazenada do estado estacionário do escoamento subterrâneo até a recarga é dada pela equação 13.

$$Q_{gw} = \frac{8000 \times K_{sat}}{(L_{gw})^2} \times h_{wtbl} \quad (13)$$

Sendo:

Q_{gw} = escoamento subterrâneo (de base) do canal principal no dia i (mm);

K_{sat} = condutividade hidráulica saturada do aquífero (mm dia^{-1});

L_{gw} = distância do divisor da bacia do sistema subterrâneo para o canal principal (m);

h_{wtbl} = é a altura do lençol freático (m).

O escoamento subterrâneo pode ser calculado quando ocorre a recarga, conforme a equação 14 e 15 e quando não ocorre a recarga, conforme a equação 16 e 17.

$$Q_{gw,i} = Q_{gw,i-1} \times \exp[-\alpha_{gw} \times \Delta t] + w_{rchrg,sh} \times (1 - \exp[-\alpha_{gw} \times \Delta t]) \quad \text{se } aq_{ch} > aq_{shthr,q} \quad (14)$$

$$Q_{gw,i} = 0 \quad \text{se } aq_{ch} \leq aq_{shthr,q} \quad (15)$$

Sendo:

$Q_{gw,i}$ = escoamento subterrâneo no canal principal no dia i (mm);

$Q_{gw,i-1}$ = é o escoamento subterrâneo no canal principal no dia $i-1$ (mm);

K_{sat} = condutividade hidráulica saturada (mm hora^{-1});

α_{gw} = constante de recessão de escoamento de base;

Δt = passo de tempo (valor igual a 1);

$w_{rchrg,sh}$ = quantidade de água de recarga entrando no aquífero raso no dia i (mm);

aq_{ch} = quantidade de água inicial armazenada no aquífero raso no dia i (mm);

$aq_{shthr,q}$ = nível limiar de água no aquífero raso para que ocorra contribuição da água subterrânea para o canal principal (mm).

Para o escoamento subterrâneo quando não ocorre a recarga do aquífero, tem-se:

$$Q_{gw} = Q_{gw,0} \times \exp[-\alpha_{gw} \times t] \quad \text{se } aq_{ch} > aq_{shthr,q} \quad (16)$$

$$Q_{gw,t} = 0 \quad \text{se } aq_{ch} \leq aq_{shthr,q} \quad (17)$$

Sendo:

Q_{gw} = escoamento subterrâneo no canal principal no tempo t (mm);

$Q_{gw,0}$ = escoamento subterrâneo no canal principal no início da recessão ($t=0$) (mm);

α_{gw} = constante de recessão de escoamento de base;

t = tempo passado desde o início da recessão (valor igual a 1);

aq_{ch} = quantidade de água inicial armazenada no aquífero raso no dia i (mm);

$aq_{shthr,q}$ = é o nível limiar de água no aquífero raso para que ocorra contribuição da água subterrânea para o canal principal (mm).

O parâmetro da constante de recessão é calculado pela equação 18 e pode ser sintetizado pela equação 19.

$$\alpha_{gw} = \frac{1}{N} \cdot \ln \left[\frac{Q_{gw,N}}{Q_{gw,0}} \right] \quad (18)$$

$$\alpha_{gw} = \frac{1}{N} \cdot \ln \left[\frac{Q_{gw,N}}{Q_{gw,0}} \right] = \frac{1}{BFD} \cdot \ln(10) = \frac{2.3}{BFD} \quad (19)$$

Sendo:

$Q_{gw,N}$ = escoamento subterrâneo no canal principal no tempo N (mm);

$Q_{gw,0}$ = escoamento subterrâneo no canal principal no início da recessão (t=0) (mm);

BFD = número de dias com recessão do escoamento na bacia hidrográfica.

A água pode mover-se do aquífero raso para zona não saturada adjacente. Em períodos quando essa camada do aquífero está seca, a água da franja capilar que separa as zonas saturadas e não saturadas vai evaporar e mover para cima de forma difusa. Como a água é removida da franja capilar por evaporação, ela é repostada pela água do aquífero subjacente. A água também pode ser retirada do aquífero por plantas com raízes profundas, as chamadas freatófitas, as quais são capazes de captar água diretamente do aquífero saturado.

O SWAT modela o movimento de água para as camadas adjacentes não saturadas como uma função da demanda de água para a evapotranspiração. Para evitar algum equívoco com a evaporação do solo e a transpiração, este processo dentro do SWAT é chamado de “revap”. Este processo é significativo em bacias onde a zona saturada não está muito abaixo da superfície ou em locais onde plantas com raízes profundas se desenvolvem. Como o tipo da cobertura vegetal irá afetar a importância do “revap” no balanço de água, os parâmetros que governam essa variável geralmente variam com o uso do solo.

A quantidade máxima de água que será removida do aquífero via *revap* em um dado dia é expressa conforme a equação 20.

$$w_{revap,mx} = \beta_{rev} \cdot E_o \quad (20)$$

$w_{revap,mx}$ = quantidade máxima de água movendo para a zona do solo em resposta à deficiência de água (mm H₂O);

β_{rev} = coeficiente revap e,

E_o = evapotranspiração potencial no dia (mm H₂O).

A quantidade atual de *revap* que irá ocorrer em um dado dia é calculada conforme as equações 21, 22 e 23.

$$w_{revap} = 0 \quad \text{se } aq_{sh} \leq aq_{shthr,rvp} \quad (21)$$

$$w_{revap} = w_{revap,mx} - aq_{shthr,rvp} \quad \text{se } aq_{shthr,rvp} < aq_{sh} < (aq_{shthr,rvp} + w_{revap,mx}) \quad (22)$$

$$w_{revap} = w_{revap,mx} \quad \text{se } aq_{sh} \geq (aq_{shthr,rvp} + w_{revap,mx}) \quad (23)$$

w_{revap} = quantidade de água movendo para a zona do solo em resposta à deficiência de água (mm H₂O);

$w_{revap,mx}$ = quantidade máxima de água movendo para a zona do solo em resposta à deficiência de água (mm H₂O);

aq_{sh} = quantidade de água armazenada no aquífero raso no início do dia *i* (mm H₂O) e,

$aq_{shthr,rvp}$ = limite do nível de água no aquífero raso para “revap” ou percolação para o aquífero profundo (mm H₂O).

No SWAT, uma fração do total diário da recarga pode ser dirigida para o aquífero profundo. A quantidade máxima de água que pode ser removida do aquífero raso para o aquífero profundo via percolação em um dado dia é apresentado pela equação 24.

$$w_{deep,mx} = \beta_{deep} \cdot w_{rchrg} \quad (24)$$

$w_{deep,mx}$ = quantidade máxima de água movendo para o aquífero profundo em um dia *i* (mm H₂O);

β_{deep} = coeficiente de percolação do aquífero profundo e,

w_{rchrg} = quantidade de recarga entrando no aquífero no dia *i* (mm H₂O).

A quantidade atual de percolação para o aquífero profundo que vai ocorrer em um dado dia, é calculada pelas equações 25, 26 e 27.

$$w_{deep} = 0 \quad \text{se } aq_{sh} \leq aq_{shthr,rvp} \quad (25)$$

$$w_{deep} = w_{deep, mx} - aq_{shthr,rvp} \quad \text{se } aq_{shthr,rvp} < aq_{sh} < (aq_{shthr,rvp} + w_{revap, mx}) \quad (26)$$

$$w_{deep} = w_{deep, mx} \quad \text{se } aq_{sh} \geq (aq_{shthr,rvp} + w_{revap, mx}) \quad (27)$$

w_{deep} = quantidade atual de água movendo para o aquífero profundo no dia i (mm H₂O);

$w_{deep, mx}$ = quantidade máxima de água movendo para o aquífero profundo em um dia i (mm H₂O);

aq_{sh} = quantidade de água armazenada no aquífero raso no começo do dia i (mm H₂O) e,

$aq_{shthr,rvp}$ = limite do nível de água no aquífero raso para que ocorra “revap” ou percolação para o aquífero profundo (mm H₂O).

Embora o SWAT não disponibilize a altura da água subterrânea em seus arquivos de saída, essa altura é atualizada pelo modelo. Essa altura de água pode ser relacionada com o fluxo de água subterrânea pela equação 13 e assim, obter a equação 28.

$$Q_{gw} = \frac{8000 \cdot K_{sat}}{L_{gw}^2} \cdot h_{wtbl} = \frac{8000 \cdot \mu}{10} \cdot \frac{10 \cdot K_{sat}}{\mu \cdot L_{gw}^2} \cdot h_{wtbl} = 800 \cdot \mu \cdot \alpha_{gw} \cdot h_{wtbl} \quad (28)$$

Substituindo essa definição para Q_{gw} na equação 14, obtém a equação 29.

$$h_{wtbl, i} = h_{wtbl, i-1} \cdot \exp[-\alpha_{gw} \cdot \Delta t] + \frac{w_{rchrg} \cdot (1 - \exp[-\alpha_{gw} \cdot \Delta t])}{800 \cdot \mu \cdot \alpha_{gw}} \quad (29)$$

$h_{wtbl, i}$ = altura do lençol freático no dia i (m);

$h_{wtbl, i-1}$ = altura do lençol freático no dia $i - 1$ (m);

α_{gw} = constante de recessão;

Δt = intervalo de tempo (1 dia);

w_{rchrg} = quantidade de recarga entrando no aquífero no dia i (mm H₂O) e,

μ = rendimento específico do aquífero raso (m m⁻¹).

O balanço de água para o aquífero profundo é dado pela equação 30.

$$aq_{dp,i} = aq_{dp,i-1} + w_{deep} - w_{pump,dp} \quad (30)$$

$aq_{dp,i}$ = quantidade de água armazenada no aquífero profundo no dia i (mm H₂O);

$aq_{dp,i-1}$ = quantidade de água armazenada no aquífero profundo no dia $i-1$ (mm H₂O);

w_{deep} = quantidade de água percolando do aquífero raso para o profundo no dia i (mm H₂O) e,

$w_{pump,dp}$ = quantidade de água removida do aquífero profundo por bombeamento no dia i (mm H₂O).

A evapotranspiração potencial pode ser determinada pela soma da evaporação do solo e a transpiração da planta. O modelo oferece três opções para a estimativa da evapotranspiração potencial: Penman & Monteith, Hargreaves & Samani e Priestley & Taylor.

O método mais comumente utilizado no SWAT é o de Penman-Monteith, que requer dados de radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento. Este método combina componentes que avaliam a energia necessária para sustentar a evaporação, o estreito mecanismo requerido para remover o vapor de água e os termos aerodinâmicos e de resistência superficial. A equação 31 representa o método de Penman-Monteith.

$$\lambda E = \frac{\Delta \cdot (H_{net} - G) + \frac{\rho_{air} \times c_p \times [e_z^0 - e_z]}{r_a}}{\Delta + \gamma \times \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)} \quad (31)$$

Sendo:

λ = fluxo de densidade do calor latente (MJ m⁻² dia⁻¹);

E = taxa de transpiração (mm dia⁻¹);

Δ = declividade da curva de saturação da pressão de vapor com a temperatura;

H_{net} = radiação líquida (MJ m⁻² dia⁻¹);

G = densidade de fluxo de calor do solo (MJ m⁻² dia⁻¹);

ρ_{air} = densidade do ar (kg m^{-3});

c_p = calor específico a pressão constante ($\text{MJ kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$);

e_z^0 = pressão de saturação do vapor no ar na altitude z (kPa);

e_z = pressão de vapor da água no ar na altitude z (kPa);

γ = constante psicrométrica ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$);

r_c = resistência de interceptação vegetal (s m^{-1});

r_a = resistência aerodinâmica (s m^{-1}).

Determinada a evapotranspiração potencial, o modelo calcula a evapotranspiração total primeiramente considerando a evaporação de toda a precipitação interceptada pela cobertura vegetal e depois, a quantidade máxima de transpiração e a quantidade máxima de evaporação do solo.

A evaporação é determinada a partir da evapotranspiração potencial separada em duas condições. Se a evapotranspiração potencial (E_o) é menor que a quantidade de água livre retida nas copas (R_{int}), então, utiliza-se a equação 32. Se a evapotranspiração potencial (E_o) é maior que a quantidade de água livre mantida nas copas (R_{int}) é utilizada a equação 33.

$$E_a = E_{\text{can}} = E_o \rightarrow R_{\text{int}(f)} = R_{\text{int}(i)} - E_{\text{can}} \quad (32)$$

$$E_a = R_{\text{int}(f)} \rightarrow R_{\text{int}(f)} = 0 \quad (33)$$

Sendo:

E_a = quantidade de evapotranspiração real que ocorre numa bacia hidrográfica (mm dia^{-1});

E_{can} = quantidade de evaporação de água livre nas copas (mm dia^{-1});

E_o = evapotranspiração potencial (mm dia^{-1});

$R_{\text{int}(i)}$ = quantidade inicial de água livre mantida nas copas (mm dia^{-1});

$R_{\text{int}(f)}$ = quantidade final de água livre mantida nas copas (mm dia^{-1}).

A evapotranspiração é calculada pela equação 31 quando o método de Penman-Monteith é selecionado para calcular a evapotranspiração potencial.

A quantidade de evaporação do solo é estimada pela utilização de funções exponenciais conforme a profundidade do solo e da quantidade de água. Portanto, o modelo SWAT divide a demanda de evaporação entre as diferentes camadas do solo. A distribuição da profundidade utilizada para determinar a quantidade máxima de água que pode ser evaporada é calculada pela equação 34.

$$E_{solo,z} = E_s'' \times \frac{z}{z + \exp(2,374 - 0,00713 \times z)} \quad (34)$$

Sendo:

$E_{solo,z}$ = demanda de evaporação na profundidade z (mm);

E_s'' = evaporação máxima da água no solo (mm dia⁻¹);

z = profundidade da camada do solo a partir da superfície (mm).

Os coeficientes nessa equação foram selecionados de forma que 50% da demanda evaporativa é extraída de 10 mm do solo e 95% é extraída dos 100 mm iniciais do solo.

A quantidade de demanda evaporativa para uma camada de solo é determinada pela diferença entre as demandas evaporativas calculadas nas camadas superiores e inferiores do perfil do solo, como segue na equação 35.

$$E_{soil,ly} = E_{soil,zl} - E_{soil,zu} \quad (35)$$

Em que:

$E_{soil,ly}$ = é a demanda evaporativa para a camada ly (mm H₂O);

$E_{soil,zl}$ = é a demanda evaporativa na camada inferior do solo (mm H₂O) e,

$E_{soil,zu}$ = é a demanda evaporativa na camada superior do solo (mm H₂O).

Um coeficiente de compensação denominado *esco* foi incorporado na equação 36 para permitir que o usuário modifique a distribuição em profundidade usada para atender a demanda evaporativa do solo, conforme equação 36.

$$E_{soil,ly} = E_{soil,zl} - E_{soil,zu} \times esco \quad (36)$$

A Figura 14 mostra a solução da equação 36 para diferentes valores de $esco$, em que a sua redução, permite extração maior de água pela demanda evaporativa a partir de camadas mais baixas.

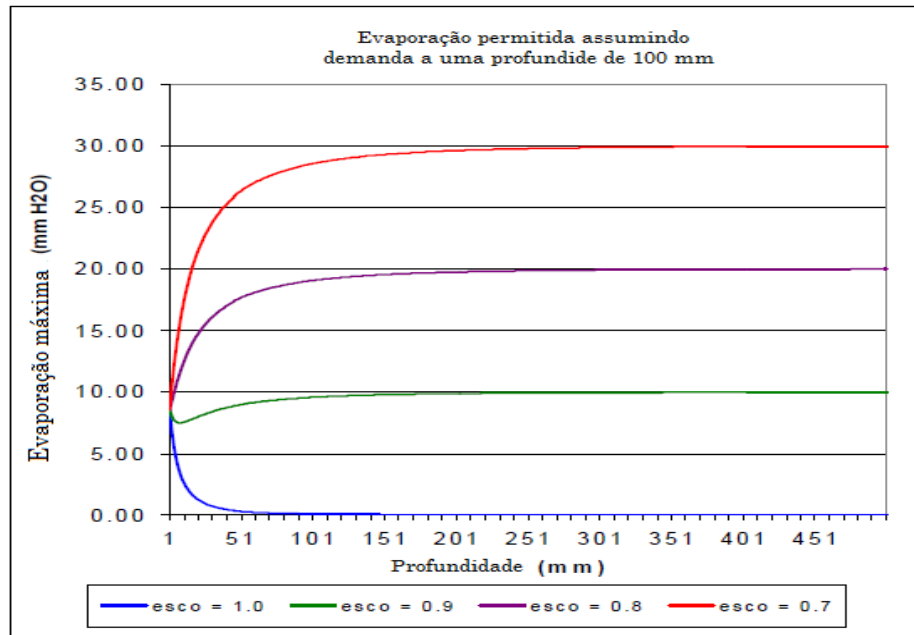


Figura 14 – Distribuição da demanda evaporativa do solo em profundidade (Adaptado de NEITSCH *et al.*, 2005).

Em termos de propagação no canal, a água e sedimentos que chegam até os canais da rede de drenagem da bacia hidrográfica, podem ser calculados pela contribuição da bacia com material líquido através da equação 37.

$$O_i = SC \times (I_i + S_{i-1}) \quad (37)$$

Sendo:

O = escoamento de saída (mm);

SC = coeficiente de armazenamento (mm) calculado segundo WILLIAMS & HANN (1973);

I = escoamento de entrada (mm), determinado segundo USDA (1972);

S_{i-1} = armazenamento no trecho do dia anterior (mm) calculado segundo WILLIAMS & HANN (1973).

De modo geral, a quantidade de água que passa pela seção de controle definida, no intervalo de tempo assumido, pode ser dado pela equação 38.

$$W_{YLD} = SURQ + LATQ + GWQ - TLOSS - abs \quad (38)$$

Sendo:

W_{YLD} = quantidade de água que passa pela seção de controle no intervalo de tempo (mm);

$SURQ$ = representa a quantidade de água obtida pelo escoamento superficial (mm);

$LATQ$ = representa a contribuição do fluxo lateral (mm);

GWQ = é a contribuição do escoamento subterrâneo para a vazão (mm);

$TLOSS$ = perda de água no sistema (mm) e,

abs = são as abstrações de água no sistema (mm).

A Figura 15 mostra o fluxograma de operação do modelo SWAT, apresentando os componentes do sistema, onde após a interceptação da água pelo solo, a mesma pode vir a gerar o escoamento superficial ou infiltrar-se.

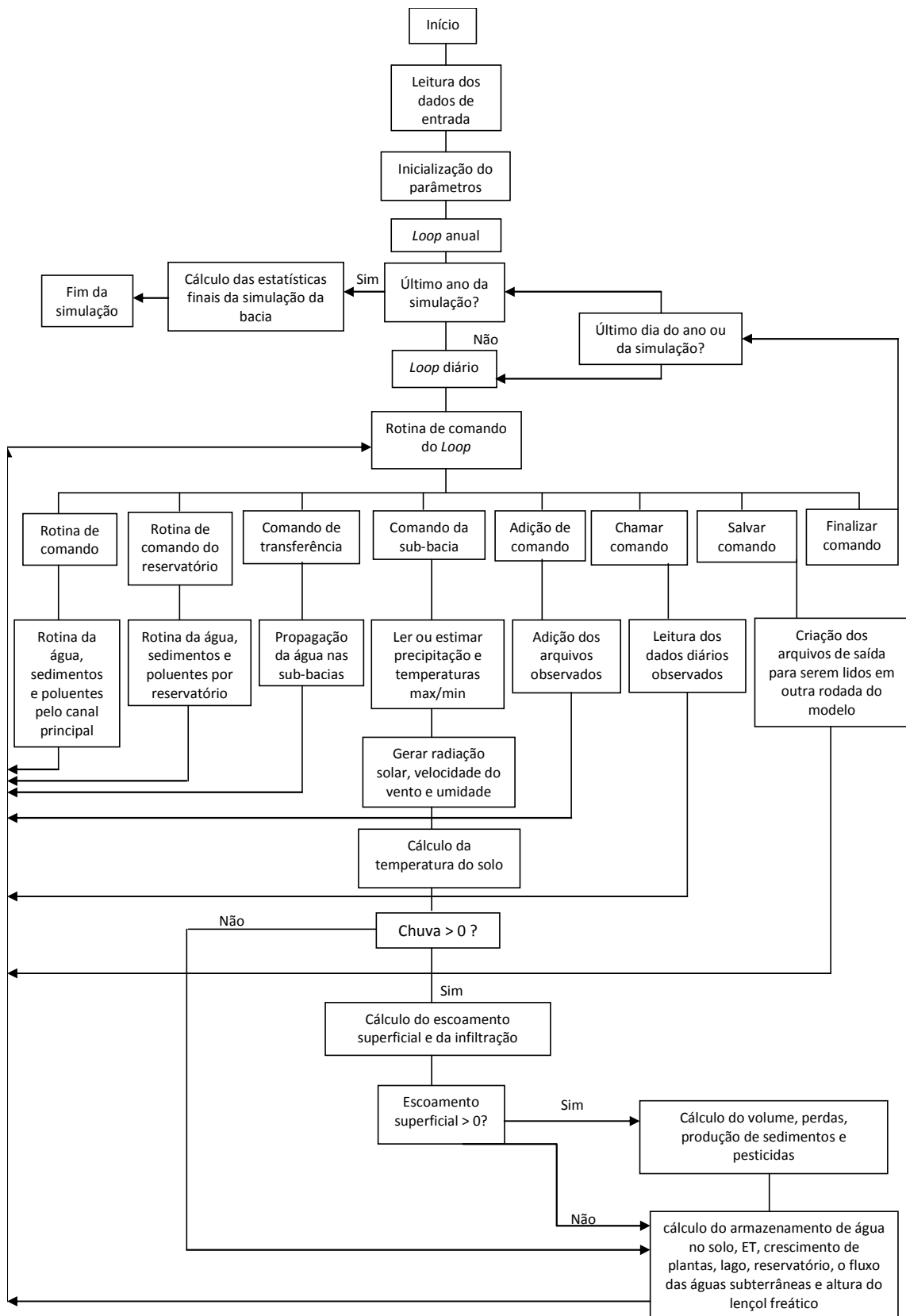


Figura 15 – Fluxograma de operação do modelo SWAT (adaptado de ARNOLD *et al.*, 1998)

4.7 Análise de Sensibilidade

Segundo Tucci (2005), as incertezas envolvendo a simulação hidrológica são causadas, basicamente, por erros nas variáveis de entrada, limitação da estrutura do modelo e incerteza na estimativa dos parâmetros, sendo que a maior incerteza está associada aos valores dos parâmetros calibráveis obtidos no processo de calibração automática.

A análise de sensibilidade é um instrumento para previsão dos parâmetros que possuem maior impacto sobre as simulações hidrológicas e sedimentológicas, elaboradas diretamente pelos modelos AVSWAT-X (NEITSCH *et al.*, 2005), proporcionando um conhecimento da influência do parâmetro sobre o modelo, o que possibilita a racionalização de etapas de calibração, bem como a fixação de parâmetros aos quais o modelo é pouco sensível.

Para a análise de sensibilidade, o modelo SWAT utiliza a combinação do *Latin Hypercube* (LH) e o *One-Factor-At-a-Time* (OAT). O LH utiliza o método de Monte Carlo permitindo uma análise mais robusta na sensibilidade, pois requer um grande número de variáveis associadas (NEITSCH *et al.*, 2005).

O conceito das simulações do *Latin-Hypercube* é baseado na simulação de Monte-Carlo, porém, utiliza um método de amostragem estratificada que permite a estimação mais eficiente das estatísticas dos parâmetros de saída. O método subdivide a distribuição de cada parâmetro em “N” intervalos, cada qual com a probabilidade de ocorrência igual a 1/N. Os valores aleatórios dos parâmetros são gerados de forma que cada série é amostrada apenas uma única vez e então, o modelo é executado “N” vezes com a combinação aleatória dos parâmetros (GRIENSVEN, 2005).

No OAT, apenas os parâmetros de entrada são modificados durante os *looping* que o modelo realiza na análise. Em cada rodada somente um parâmetro é mudado por vez, assim, com as mudanças no resultado em cada rodada, o modelo pode encontrar a solução para as ambigüidades que são atribuídas ao parâmetro de contribuição que foi alterado (GRIENSVEN, 2005). Portanto, a mudança na saída do modelo pode ser ambigüamente atribuída aos parâmetros modificados pela média elementar parcial do $S_{i,j}$ definido pela equação 39.

$$S_{i,j} = \frac{[SSE(\phi_1, \dots, \phi_i \times (1+f), \dots, \phi_p) - SSE(\phi_1, \dots, \phi_i, \dots, \phi_p)]}{f} \quad (39)$$

$S_{i,j}$ = efeito parcial do parâmetro ϕ_i ao redor do LH ponto j ;

f = fração que o parâmetro ϕ_i é alterado (predefinição constante) e,

SSE = somatório do erro quadrado.

O somatório do erro quadrado definido pela equação 40 é utilizado como função objetiva para a análise de sensibilidade.

$$SSE = \sum_{i=1}^n (x_{t,obs} - x_{t,sim})^2 \quad (40)$$

$X_{t,obs}$ = vazão média diária observada e,

$X_{t,sim}$ = vazão média diária simulada.

Os parâmetros são aleatoriamente aumentados ou diminuídos com a fração de f , e considerado o parâmetro “p”. A performance do fator “p” envolve $p+1$, obtendo o efeito parcial de cada parâmetro em uma rodada. O efeito final será estimado pela média do conjunto de “m” efeito parcial. O resultado final é fornecido por meio de um ranking, o LH estima o alcance por meio de $m \times (p+1)$ para cada volta na simulação.

A análise de sensibilidade fornece um ranking dos parâmetros que possuem relação com a vazão fluvial, e sua listagem é fornecida pelo manual do SWAT elaborado por NEITSCH *et al.* (2005).

De acordo com Kumar (2008), os resultados obtidos pela análise de sensibilidade dependem da função objetiva selecionada para a análise, a qual pode ou não capturar todas as respostas da bacia, citando ainda o exemplo que, assim como neste trabalho, a função objetiva selecionada (SSE) é indicada para vazões de pico, subestimando a contribuição das águas subterrâneas no resultado global.

4.8 Calibração e Validação

A calibração é uma ferramenta que permite ao usuário editar o desempenho global das variáveis de entrada do modelo (SAMMONS & NEITSCH, 2000). De acordo com Arnold *et al.* (2000) o primeiro passo de uma calibração tradicional é dividir os valores medidos em duas séries temporais, sendo uma para calibração e outra para validação.

No início da simulação ocorrem grandes incertezas, devido ao desconhecimento das condições iniciais, principalmente a umidade do solo, justificando a utilização de um período de aquecimento do modelo, comumente conhecido como “warm up”, para que, ao iniciar a simulação, as variáveis de estado estejam livres da influência das condições iniciais (MELLO *et al.*, 2008; ZHANG *et al.*, 2007; VON STACKELBERG *et al.*, 2007).

O período utilizado para a calibração deve abranger de grandes cheias a estiagens prolongadas, tendo em vista o objetivo da simulação de séries contínuas de vazão, fornecendo ao modelo condições de simular adequadamente a maior amplitude possível de vazões. Dessa maneira, foi empregado o período de 1984 a 1990 para calibração e o ano de 1983 para o aquecimento do modelo, e o período de 2000 a 2005 para a validação do modelo.

Ressalta-se que o período compreendido entre 1980 a 1990, de acordo com a análise dos dados pluviométricos, foi um dos mais chuvosos registrados na bacia do rio Paraopeba, o que de certa forma, pode levar a resultados diferentes se a simulação fosse feita tendo como base um outro período não tão chuvoso.

A escolha desta década para calibração do modelo se deu em função da compatibilidade com os demais dados climatológicos e por considerá-la como um cenário com pouca retirada de água, em termos de outorgas concedidas.

Na calibração, os dados de entrada são ajustados até que se obtenha uma resposta satisfatória de saída. Uma vez realizado tal procedimento, o modelo é rodado usando os mesmos parâmetros de entrada para o período de validação (ARNOLD *et al.*, 2000).

Para calibrar automaticamente o modelo foi elaborada uma tabela no formato bloco de notas (*.DAT) contendo o ano, dia Juliano e vazão, que foi adicionada ao SWAT através da interface com o ArcView.

A natureza distribuída do SWAT faz com que o processo de calibração do modelo seja computacionalmente intenso por causa das representações em HRUs e os parâmetros associados a cada HRU. Como exemplo dessa complexidade, se há 100 HRUs e 10 parâmetros do modelo a serem calibrados, a calibração envolverá essencialmente $10 \times 100 = 1000$ parâmetros, fazendo com que haja a necessidade de um processo automático de calibração.

Para a calibração automática, o modelo utiliza o método *Shuffled Complex Evolution - University of Arizona* – SCE-UA (ARNOLD *et al.*, 2005). No SCE-UA as variáveis são otimizadas usando o critério de otimização global a partir de dados de entrada que compõem a calibração do modelo. O SCE combina a sistemática evolução dos parâmetros em direção à melhoria global compatível com os dados medidos.

De acordo com Sorooshian & Gupta (1994) *apud* Baltokoski (2008), o algoritmo SCE-UA opera com uma população de pontos que evolui em direção ao ótimo global de uma única função, por meio de sucessivas interações e avaliações da função objetivo. Na etapa inicial é gerada, de forma aleatória, uma população de pontos espalhados entre os limites máximos e mínimos definidos para cada parâmetro. Essa população é separada em conjuntos (chamados de complexos) que evoluem baseados no processo de “reprodução”. Quanto maior a população, maiores são as chances de se encontrar o ótimo global da função objetivo, porém maior é o tempo de processamento e o número de interações necessárias para a convergência do algoritmo (BALOKOSKI, 2008).

O SWAT tem vinte e seis parâmetros associados à vazão, seis para análise de sedimentos e nove parâmetros para qualidade da água. Nesta dissertação, apenas a variável simulada vazão foi considerada.

Para avaliar a eficiência do SWAT, utiliza-se o coeficiente de Nash-Sutcliffe (COE) (ARNOLD *et al.*, 2005), podendo variar desde menos infinito até 1, sendo esse último o indicativo de uma simulação perfeita do evento simulado. Utilizou-se também o desvio dos dados simulados em relação aos dados observados (Dv).

De acordo com Zhang *et al.* (2007), o valor de COE indica o ajustamento dos dados simulados aos observados na reta 1:1. Gotschalk & Motovilic (2000) apresentam a seguinte classificação para este coeficiente: COE = 1 corresponde a um ajuste perfeito; COE > 0.75 o

modelo é considerado adequado e bom; $0.36 < COE < 0.75$ o modelo é considerado aceitável. No entanto, segundo Zaapa (2002), os valores de COE acima de 0.5 qualificam o modelo para a simulação.

O coeficiente COE é calculado pela equação 41.

$$COE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{OBS} - Q_{SIM})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{OBS} - \bar{Q})^2} \quad (41)$$

Onde:

Q_{obs} = vazão observada;

Q_{sim} = vazão simulada;

\bar{Q} = média da vazão observada e,

n = número de eventos.

O desvio dos dados simulados em relação aos dados observados é calculado pela equação 42. Com esse método, quanto menor o valor de Dv, melhor é o ajuste. Com o valor 0.0% representando uma simulação perfeita do evento observado (ASCE, 1993 *apud* MACHADO, 2002).

$$Dv = \left(\frac{Q_{OBS} - Q_{SIM}}{Q_{OBS}} \right) \times 100 \quad (42)$$

Sendo:

Dv = desvio;

Q_{obs} = vazão observada e,

Q_{sim} = vazão simulada.

Esses dois parâmetros foram usados em conjunto com métodos gráficos, como comparação entre os hidrogramas observado e simulado, para avaliar o desempenho do modelo, nas fases de calibração e validação.

4.9 Simulação de Cenários

O SWAT é capaz de descrever uma série de eventos tais como o movimento e a quantidade de pesticidas, sedimentos, nutrientes e inúmeros fatores que fazem parte ou que de alguma forma interferem no ciclo hidrológico (ARNOLD *et al.*, 1999).

Como um dos objetivos deste trabalho é avaliar a aplicabilidade do modelo na quantificação das vazões na bacia do rio Paraopeba e o quanto as alterações no uso e ocupação do solo interferem nessa variável hidrológica em termos da classificação do estresse hidrológico, utilizou-se no estudo o Plano Diretor da Bacia do Rio Paraopeba para definir os cenários de crescimento e ocupação da bacia.

O balanço apresentado no plano diretor (disponibilidades *versus* demandas), contempla dados recentes do Cadastro de Usuários de Recursos Hídricos e dados de outorgas vigentes, representando as condições atuais de comprometimento das águas, sendo no caso do plano diretor, apresentado por sub-bacia e no presente estudo, de forma ampla, abrangendo toda a bacia.

Tendo como base os dados disponíveis e a projeção, foram simuladas as demandas futuras para os próximos 5, 10, 15 e 20 anos, ou seja, a partir dos cadastros de outorgas de água superficial de 2009, os anos simulados foram: 2014, 2019, 2024 e 2029.

Essas demandas foram avaliadas em dois pontos de monitoramento. O primeiro ponto de monitoramento refere-se ao posto fluviométrico de Porto Mesquita, operado pela CEMIG, para avaliar em termos globais e o segundo ponto, o posto fluviométrico de Ponte Nova do Paraopeba.

Foram adotados os mesmos valores das disponibilidades atuais, na hipótese de não haver incrementos significativos nas ofertas hídricas. Ressalta-se também que estas disponibilidades podem não ocorrer em função de outras variáveis, tais como crescimento econômico e condições futuras de interesse para implantação de atividades econômicas. Os valores das demandas futuras utilizados foram os mesmos apresentados pelo plano diretor, conforme pode ser visto na Tabela 12.

Fez-se também a mesma ressalva apresentada no plano diretor: *“Ressalta-se que as taxas utilizadas foram estimadas de maneira simplificadora, não levam em conta as peculiaridades de cada sub-bacia. Também não consideram, nesse momento, os cenários*

tendências, e, por isso mais adiante serão recalculadas em função dos cenários alternativos. Pode-se dizer, dessa maneira que as estimativas apresentadas a seguir refletem a situação futura das águas na bacia, na hipótese de não haver intervenções para o incremento ou perdas significativas das disponibilidades, nem gestões da demanda, e com a manutenção, em ritmo constante, do crescimento populacional e das atividades produtivas”.

TABELA 12 – Taxa de crescimento anual adotadas para o cálculo da evolução das demandas dos setores usuários (fonte: CIBAPAR, 2010).

Finalidade de Uso	Taxa de crescimento anual (% ao ano)	Observação
Aqüicultura	1%	Utilizou-se essa taxa, para o simples efeito de cálculo, haja vista a indisponibilidade de dados sobre a evolução do setor.
Criação de Animais	1,25%	Essa taxa é usada como estimativa dos consumos dos efetivos animais, segundo referências da Assembléia Legislativa do Estado de Minas Gerais (ALMG, 2008).
Abastecimento Público	3,56%	De uma maneira simplificadora, usou-se como taxas de crescimento da população da bacia, a média da evolução dos período 1980 a 2007.
Indústria	3%	Esta taxa advém de projeções do Plano Mineiro de Desenvolvimento Integrado (PMDI, 2007).
Irrigação	1%	Essa taxa foi adotada de maneira simplificadora, tendo em vista a dificuldade e a indisponibilidade de dados para se considerar os vários fatores que contribuem para o incremento da produção na agricultura (*).

(*) Política de investimentos, incentivos a financiamentos para a produção, adoção de técnicas diferenciadas de irrigação e manejo do solo, tendências de crescimento variadas a cada tipo de cultura, etc.

A partir desses valores, os grupos de crescimento foram agrupados conforme a Tabela 13.

TABELA 13 – Taxa de crescimento por uso e ocupação do solo projetados pelo Plano Diretor da bacia do rio Paraopeba.

Uso e ocupação do solo	Finalidades de Uso	Taxa de crescimento final
Agricultura	Irrigação + Aquicultura	2% aa
Pastagem	Criação de Animais	1,25% aa
Urbano*	Indústria + Abastecimento Público	6,56% aa

*apenas para expansão das células, sendo considerados os usos em separado quando feito as projeções de consumo de água.

Em termos de crescimento do uso da água, adotaram-se os mesmos valores das taxas de crescimento, separando apenas o urbano do consumo industrial. As vazões outorgadas pelo IGAM estão separadas por tipologias, sendo estas: Irrigação, Consumo Humano, Consumo Industrial, Abastecimento Público e Consumo Animal.

A partir daí, aplicou-se as projeções de crescimento para chegar a valores de vazão outorgada por cenários.

A Tabela 14 sintetiza os resultados de crescimento na demanda por recursos hídricos.

TABELA 14 – Demanda por água por cenários de crescimento ($m^3 s^{-1}$).

Finalidade	Atual	2014	2019	2024	2029
Irrigação	7,51	8,1	8,86	9,61	10,36
Cons. Animal	1,71	1,8	1,9	2,01	2,12
Cons. Humano	1,75	1,98	2,31	2,62	2,93
Cons. Industrial	0,82	0,92	1,04	1,16	1,29
Total	11,79	12,8	14,11	15,4	16,7

A Tabela 13 subsidiou o estudo para a mudança no uso do solo. No presente estudo, os usos Agricultura, Pastagem e Urbano tiveram suas áreas aumentadas em função de um decréscimo na área de uso “Solo Exposto”, forçando um crescimento ordenado para as áreas de solo exposto, sem interferir nas áreas ocupadas por eucalipto e mata nativa.

Para isso, contabilizou-se através do arquivo no formato ASCII, quantos pixels correspondiam a cada uso, para posteriormente mudar de forma manual os valores, substituindo os pixels referentes a solo exposto por cada uso em crescimento.

Adotou-se o crescimento por proximidade entre usos, de forma a ter um crescimento ordenado. Isso permitiu que cada sub-bacia pudesse mudar de forma equitativa o parâmetro CN, substituindo apenas as células que continham o valor correspondente a solo exposto.

Após essa etapa, utilizaram-se os parâmetros calibrados e o mesmo intervalo de tempo (1983 a 1989) para simular o comportamento da bacia com a mudança no uso do solo.

A Tabela 15 sintetiza a expansão das áreas.

TABELA 15 – Cenários de uso e ocupação do solo projetados (%).

	Cenários				
	Atual	2014	2019	2024	2029
Urbano	4,14	5,23	6,58	7,94	8,80
Pastagem	31,17	32,73	34,68	36,62	38,57
Agricultura	19,71	21,29	23,26	25,23	27,20
Mata Nativa	3,88	3,88	3,88	3,88	3,88
Eucalipto	9,03	9,03	9,03	9,03	9,03
Solo Exposto	32,07	27,85	22,57	17,29	12,52

Um segundo cenário de avaliação abordado no estudo, foi considerar a bacia em seu estado primitivo, ou seja, com os usos do solo sendo aqueles referentes aos biomas presentes na bacia (Figuras 6a e 6b).

As informações obtidas sobre a área original de Mata Atlântica encontram-se disponíveis no “Atlas dos Remanescentes Florestais do Domínio da Mata Atlântica” publicado em 1990, sendo o primeiro trabalho de mapeamento deste bioma realizado no país a partir da análise de imagens de satélite, na escala de 1:1.000.000 (INPE & Fundação SOS Mata Atlântica, 2009)

Este estudo inicial possibilitou o desenvolvimento por parte destas duas instituições de outros estudos na mesma linha de mapeamento lançando em 2009 o “Atlas dos Remanescentes Florestais da Mata Atlântica: Período 2005-2008”, cujo relatório parcial permitiu fazer considerações sobre a bacia em seu estado primitivo em termos de Mata Atlântica, cuja área original correspondia àquela presente no mapa de biomas desenvolvido pelo IBGE em 2004 (Figura 6a), o que viabilizou considerar os usos primitivos do solo como cobertura vegetal do tipo Mata Atlântica e Cerrado.

Na Tabela 16 tem-se a porcentagem de ocupação na bacia de cada bioma em uma condição primitiva de uso até a seção de controle na estação fluviométrica de Porto do Mesquita.

TABELA 16 – Porcentagem de ocupação do uso do solo em condições primitivas (%).

Uso	Área (km ²)	Porcentagem (%)
Cerrado	3.849,12	37,65
Mata Atlântica	6.373,08	62,35

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Simulação hidrológica na bacia do rio Paraopeba

5.1.1 Análise da sensibilidade do modelo SWAT

A análise de sensibilidade das variáveis foi realizada de forma automática pelo *Latin-Hypercube One Factor At-a-Time* (LH-OAT), que está disponibilizado pelo modelo. Nessa análise, as variáveis são classificadas de 0 a 1, sendo que as próximas de 1 são mais sensíveis. Estas variáveis disponibilizadas para serem calibradas automaticamente, possuem relação com o comportamento hidrológico do modelo.

Na Figura 15 são apresentadas e classificadas as variáveis com maior e menor sensibilidade, verificando-se que as variáveis com maior sensibilidade no modelo para a bacia do rio Paraopeba, tanto em Ponte Nova do Paraopeba quanto em Porto do Mesquita, são o coeficiente de compensação de evaporação de água no solo – ESCO, fluxo de base – ALPHA_BF, profundidade do solo – SOL_Z, água do aquífero profundo que retorna ao canal – GWQMN, tempo de fluxo de água subterrânea – GW_DELAY, capacidade de água disponível no solo – SOL_AWC, tempo de retorno de água do aquífero para o canal – REVAPMN, tempo para que o escoamento superficial atinja o canal fluvial – SURLAG, coeficiente de retorno de água do aquífero para a zona radicular – GW_REVAP e curva número II – CN2.

A sensibilidade das variáveis encontradas nesse trabalho está de acordo com as obtidas por BALDISSERA (2005) na bacia do rio Cuiabá em Mato Grosso, a qual verificou que as variáveis mais sensíveis foram GWQMN, ALPHA_BF, REVAPMN; com MARCHIORO (2008) que constatou que para uma bacia no noroeste fluminense as variáveis CN2, ALPHA_BF, SURLAG foram as mais sensíveis e LINO (2009), para a bacia do rio Preto em Santa Catarina, que verificou as variáveis ALPHA_BF, CN2 e ESCO como as mais sensíveis.

Outros trabalhos como Holvoet *et al* (2005) que trabalharam na bacia do rio Nill na Bélgica, verificaram que os parâmetros CN2, ALPHA_BF e SURLAG foram os mais sensíveis; VAN GRIENSVEN *et al.*(2006) na bacia do rio Sandusky nos Estados Unidos verificaram que as variáveis mais sensíveis foram CN2, ALPHA_BF e SURLAG; KANNAN

et al. (2007) em uma bacia do rio Sharnbrook no Reino Unido, os quais encontraram maior sensibilidade nas variáveis CN2, ESCO e SOL_AWC.

Ressalta-se ainda, que as variáveis mais sensíveis obtidas nesse estudo estão de acordo com as recomendações do manual elaborado por NEITSCH *et al.* (2005) para a calibração automática e manual. No referido manual, a primeira variável a ser alterada buscando um ajuste entre a vazão observada e a simulada é a CN2, seguida de SOL_AWC e ESCO e, para fluxo de base as variáveis ALPHA_BF, SURLAG e GW_REVAP.

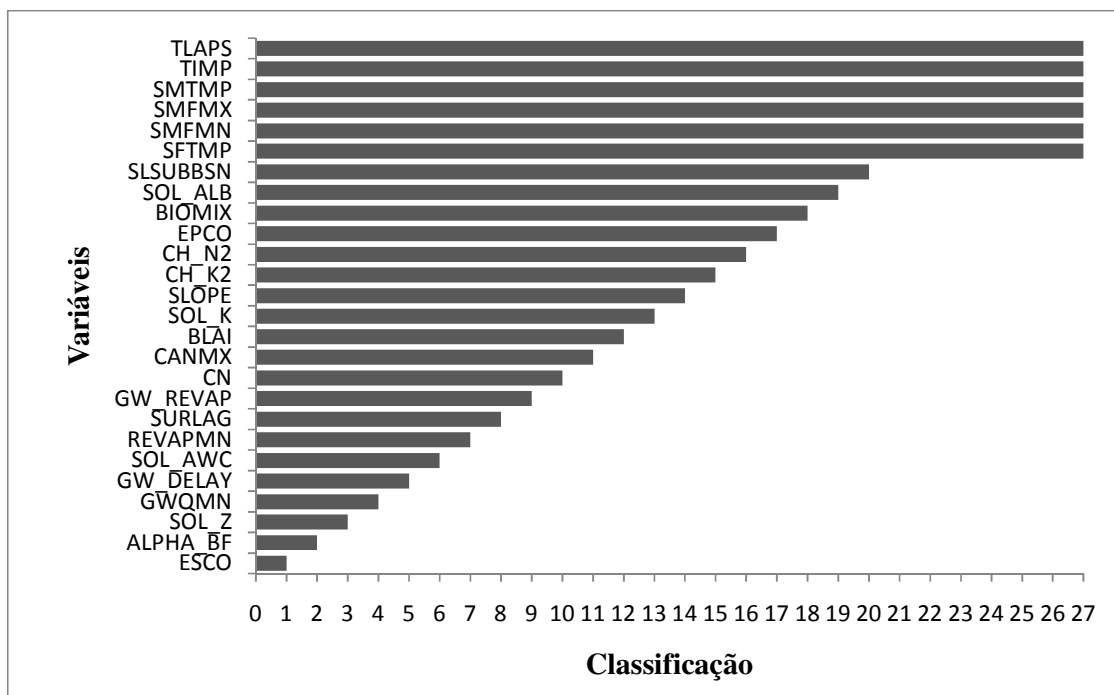


Figura 15 – Apresentação da sensibilidade das variáveis do modelo SWAT para a bacia do rio Paraopeba.

5.1.2 Calibração e validação

Após a análise de sensibilidade do modelo, foi realizada a calibração automática das variáveis, para todas as unidades de resposta hidrológica (HRUs) mostradas na Figura 16, chegando a resultados de saída não condizentes com a realidade, já que o modelo subestimou de maneira acentuada a vazão mínima, como apresentado na Figura 17, a qual ilustra o teste para a seção de Porto do Mesquita.

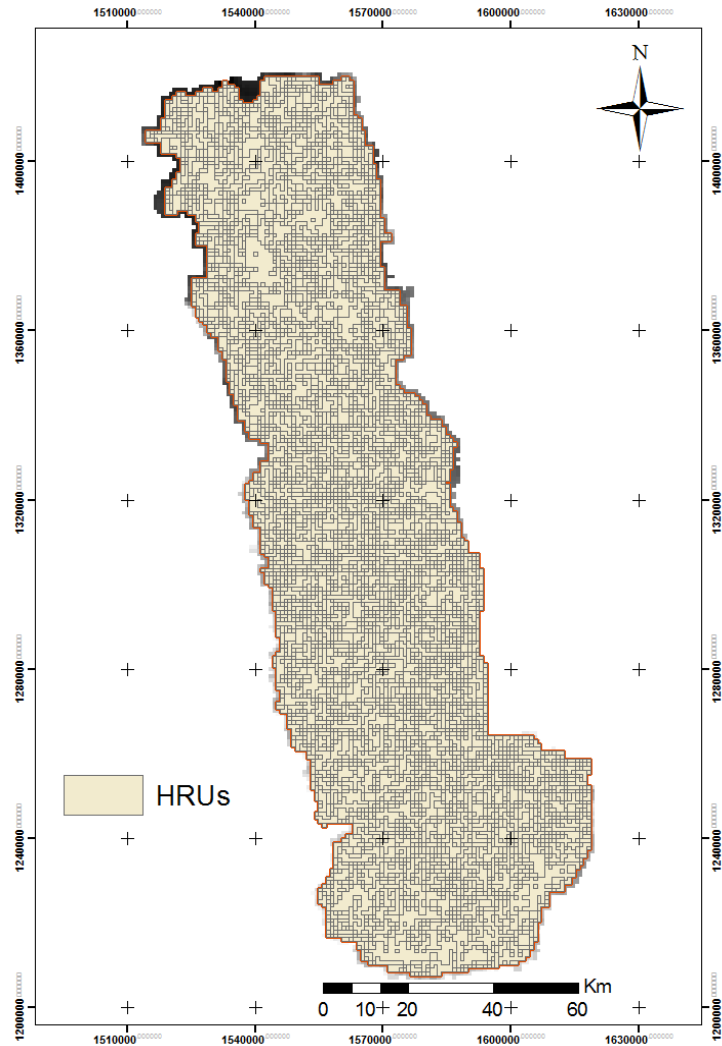


Figura 16 – Mapa das Unidades de Resposta Hidrológica (HRUs) presentes na bacia do rio Paraopeba.

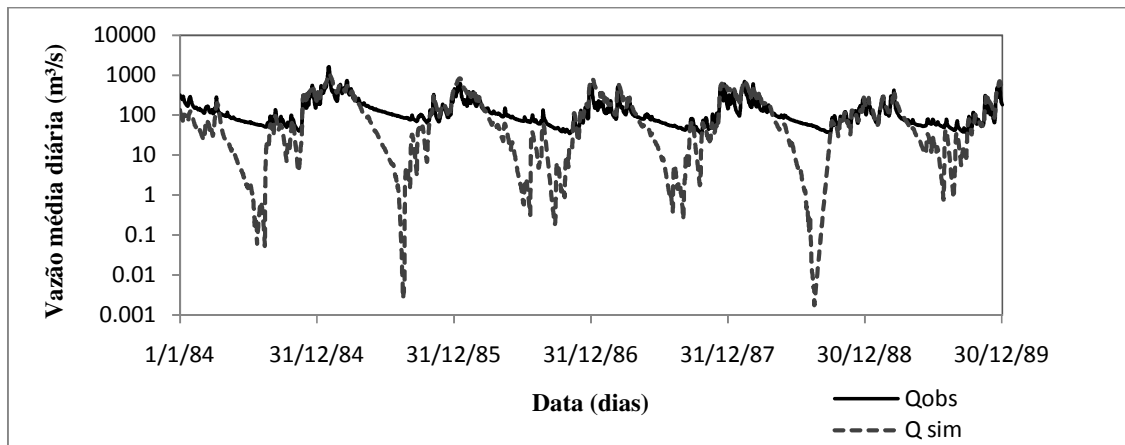


Figura 17 – Calibração automática das variáveis do modelo SWAT em Porto do Mesquita.

O modelo foi então calibrado buscando o melhor ajuste do escoamento de base através dos parâmetros que alteram a quantidade de água subterrânea que retorna ao curso d'água. Desta forma, a calibração foi realizada sobre o parâmetro ALPHA_BF de forma manual, utilizando para isso a equação 18 e após a calibração, foi realizada a validação do modelo.

Os parâmetros testados e as faixas de variação estão apresentados na Tabela 17, bem como os valores ajustados dos parâmetros adotados em Ponte Nova do Paraopeba e em Porto do Mesquita.

TABELA 17 – Valores dos parâmetros utilizados na simulação inicial e final.

Parâmetros	Faixa de Variação	Ponte Nova do Paraopeba		Porto do Mesquita	
		Inicial	Calibrado	Inicial	Calibrado
ESCO	0 - 1	0	1	0	0,638
ALPHA_BF	0 - 1	0,048	0,005	0,048	0,0045
SOL_Z	-25% - 25%	-	-25%	-	-18,3%
GWQMN	-1000 – 1000	0	-998,61	0	-381,71
GW_DELAY	-10 a 10 dias	31 dias	7 dias	31 dias	9 dias
SOL_AWC	-25% - 25%	-	6,6369%	-	-12,287%
REVAPMN	-100 – 100	0	91,12	0	60,34
SURLAG	0 – 10 dias	4	9,117	4	9,911
GWREVAP	-0,036 – 0,036	0,02	0,01875	0,02	-0,0192
CN	-25% - 25%	-	-15,92%	-	24,38%

5.1.3 Análise da precisão do modelo SWAT

Na Tabela 18 estão apresentados os resultados das estatísticas de precisão empregadas na avaliação do desempenho da simulação hidrológica nas etapas de calibração e validação do modelo SWAT na bacia hidrográfica do rio Paraopeba, com seção de controle em Ponte Nova do Paraopeba e Porto do Mesquita.

TABELA 18 – Valores das estatísticas de precisão resultantes da aplicação do modelo SWAT na simulação hidrológica da bacia do rio Paraopeba, nos períodos de calibração e validação.

Período	Posto de Controle	COE	Log (COE)	ΔV
Calibração	Ponte Nova do Paraopeba	0,7669	0,7693	-1,321
	Porto do Mesquita	0,7901	0,81533	5,025
Validação	Ponte Nova do Paraopeba	0,7646	0,8277	-12,09
	Porto do Mesquita	0,8205	0,8716	-14,27

Os valores do coeficiente de Nash-Sutcliffe (COE) que indicam a precisão do modelo, variaram de 0,7667 a 0,8205, enquadrando-se na categoria Adequado e Bom pela classificação proposta por GOTSCHALK & MOTOVILOC (2000).

Marchioro (2008) trabalhando com o modelo SWAT para uma bacia hidrográfica no noroeste fluminense, no biênio 2006-2007, obteve um COE da ordem de 0,7188 para vazões mensais. Srinivasan *et al.* (1998) trabalhando na bacia do córrego Mill no estado da Pensilvânia obteve um COE de 0,84.

Confessor e Whittaker (2007) calibraram o SWAT para vazão diária, obtendo um COE de 0,86 para a bacia do rio Capoeira no Oregon, enquanto LIN & RADCLIFFE (2006) *apud* MARCHIORO (2008) obtiveram um COE de 0,87 para vazão mensal e diária na bacia do rio Etowah em Canton no período de 1993 à 2001.

Em relação a trabalhos desenvolvidos no Brasil empregando o modelo SWAT, MACHADO (2002) obteve um COE de 0,93 para o período entre 1999 e 2000 na bacia do ribeirão Marins na cidade de Piracicaba (SP) utilizando dados mensais de vazão e sedimentos; BALDISSERA (2005) obteve um COE para vazões médias mensais variando entre 0,72 e 0,78 na bacia do rio Cuiabá em Mato Grosso; LINO (2009), que analisou a dinâmica hidrossedimentológica da bacia hidrográfica do rio Preto em Santa Catarina, obteve um COE de 0,505.

Licciardello *et al.* (2007), trabalhando com o modelo distribuído AGNPS para uma bacia na região do sul da Itália, obtiveram um COE da ordem de 0,77 na calibração e 0,80 na validação. Notter *et al.* (2007), desenvolvendo e aplicando um modelo semidistribuído

baseado no método CN-SCS para a região do Monte Kenya na África, obtiveram COE de 0,693 e 0,513 para calibração e validação, respectivamente.

Beskow (2009), trabalhando com um modelo distribuído em uma bacia hidrográfica experimental de 32 km² no sul de Minas Gerais, obteve um COE da ordem de 0,82 e 0,764 durante os processos de calibração e validação respectivamente. Mello *et al.* (2008) aplicando um modelo hidrológico distribuído por sub-bacias na bacia do Alto Rio Grande, encontram um COE superior a 0,7 nas fases de calibração e verificação, demonstrando que o modelo simulou adequadamente os impactos hidrológicos devido a alterações no uso do solo naquela bacia.

Dessa forma, como o COE é a estatística de precisão mais aplicada e importante para simulação hidrológica pode-se concluir que o modelo produzirá bons resultados, quando aplicado a diferentes situações de uso do solo, sendo uma ferramenta importante para o planejamento e gestão dos recursos hídricos superficiais na bacia.

O COE empregado com os logaritmos das vazões ($\log(\text{COE})$), o qual reflete a precisão do modelo na simulação de períodos de recessão do hidrograma, produziu melhores resultados, variando de 0,7693 a 0,8716, indicando bons ajustes às vazões mínimas, sendo esse tipo de análise fundamental para a aplicação do modelo como uma ferramenta na gestão dos recursos hídricos na bacia.

A análise visual do hidrograma simulado com o observado consiste em uma ferramenta importante de avaliação do ajuste. Nas Figuras 18 a 21 estão apresentados os hidrogramas simulados, para a bacia do rio Paraopeba, nos períodos de calibração e validação, para as duas seções em que o ajuste foi realizado.

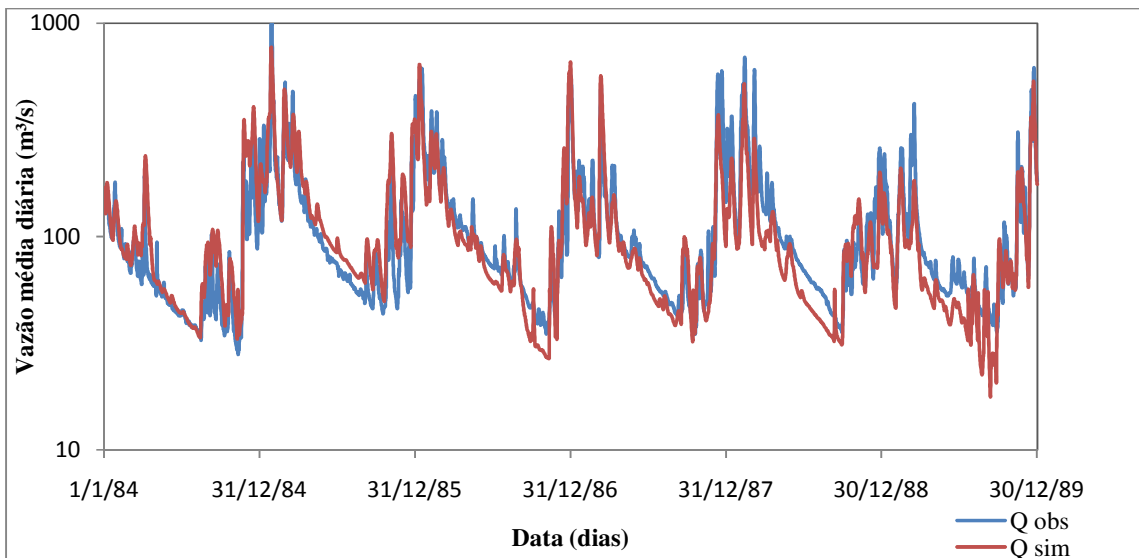


Figura 18 – Hidrogramas observados e calibrados no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800001).

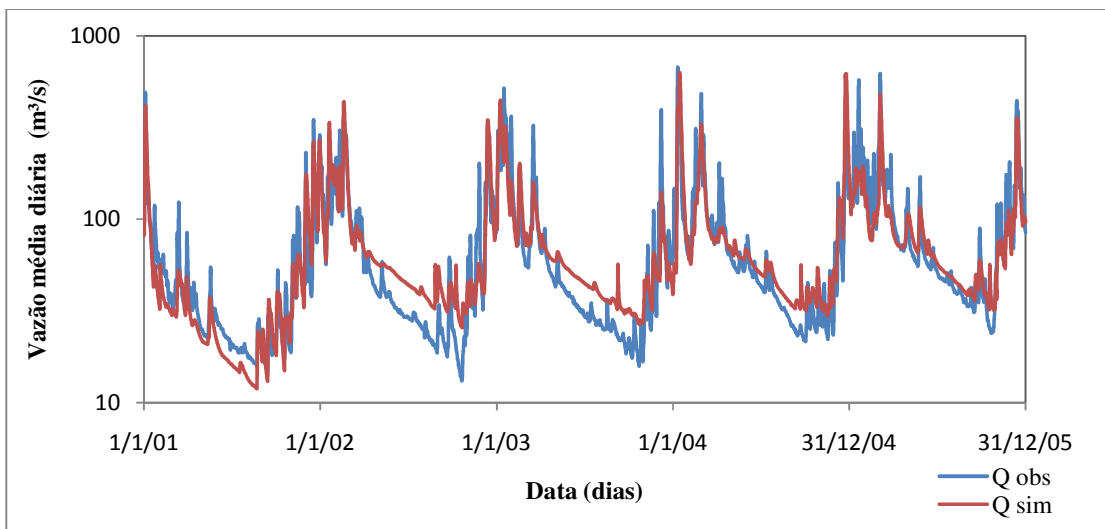


Figura 19 – Hidrogramas observado e validado no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800001).

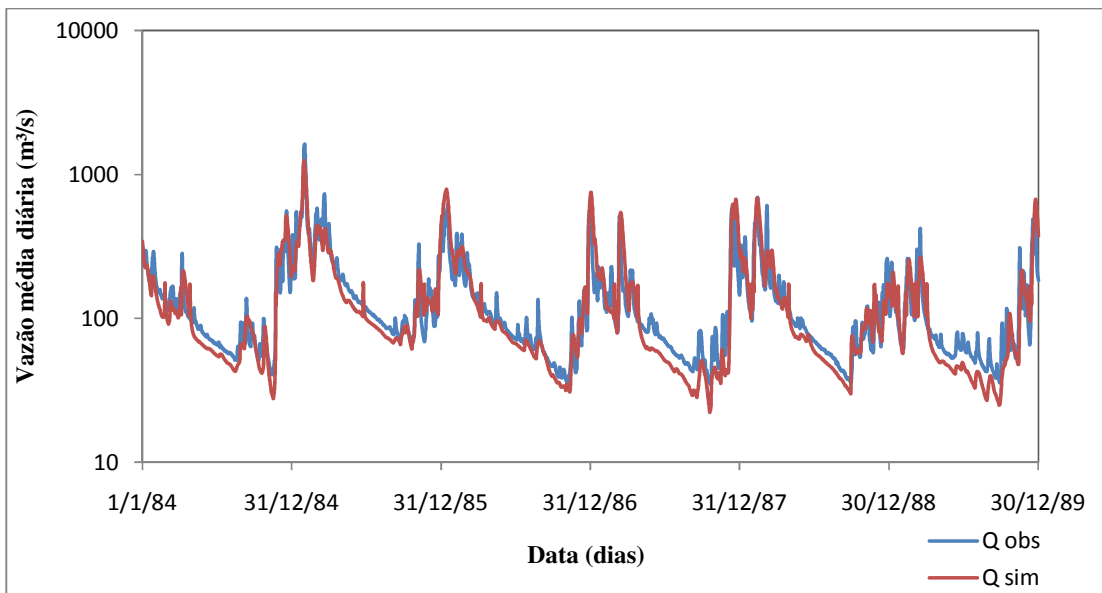


Figura 20 – Hidrogramas observado e calibrado no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865002).

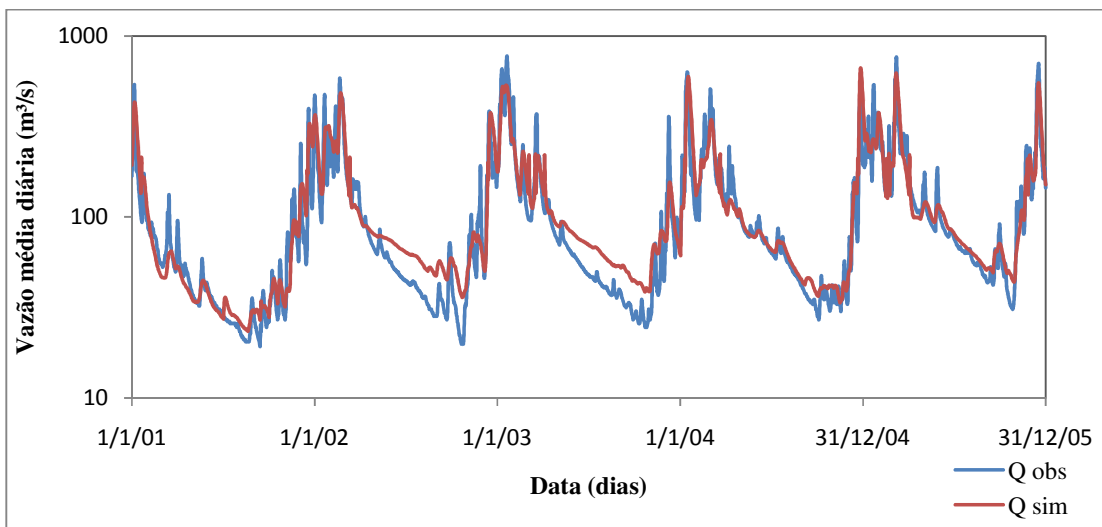


Figura 21 – Hidrogramas observado e validado no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865002).

O passo de simulação foi diário, possibilitado basicamente pelos dados de monitoramento hidrológico disponíveis. Observa-se também que a discretização espacial mais apurada, proporcionada pela subdivisão em sub-bacias, reflete em melhor representação espacial das chuvas, proporciona maior sensibilidade aos eventos de cheia. Esta, portanto,

consiste na vantagem adicional de se trabalhar com um modelo distribuído, havendo melhor representação das vazões de pico.

De acordo com Collischonn (2001), a relação entre volumes medidos e calculados permite averiguar a precisão do modelo na estimativa da evapotranspiração, sendo que este estudo apresentou pequenos desvios, resultando em subestimativa da vazão calculada, variando de -1,321 a -14,27, e superestimativa na calibração em 5,025.

Collischonn (2001), realizando a simulação da bacia do rio Taquari-Antas, no Rio Grande do Sul, com o modelo MGB-IPH, obteve valores de desvio variando entre -0,05 e 0,06, os quais foram classificados como reduzidos.

Viola (2009) trabalhando com um modelo semidistribuído e concentrado para a bacia do rio Grande a montante do reservatório de Camargos, obteve desvios variando de -0,034 a -0,006 na versão concentrada e -0,006 à 0,051 na versão semidistribuída.

Em relação aos resíduos ($Q_{sim} - Q_{obs}$), nota-se pelas Figuras 22 e 23 que suas flutuações em torno de zero, indicam a ausência de viés temporal causado pelos parâmetros calibrados. Observa-se também, erros maiores no período chuvoso, comportamento esperado tendo em vista a variabilidade intra-anual típica da região estudada.

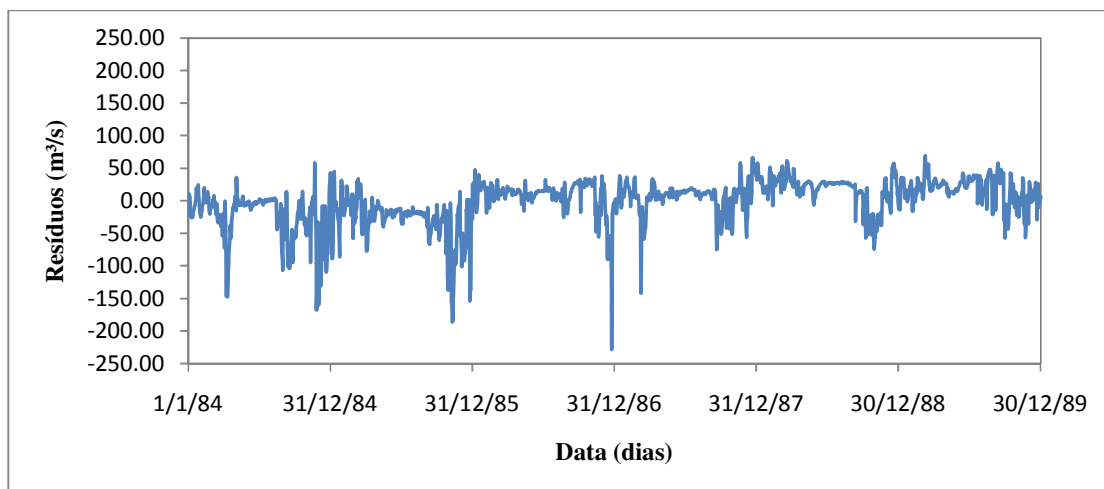


Figura 22 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800001).

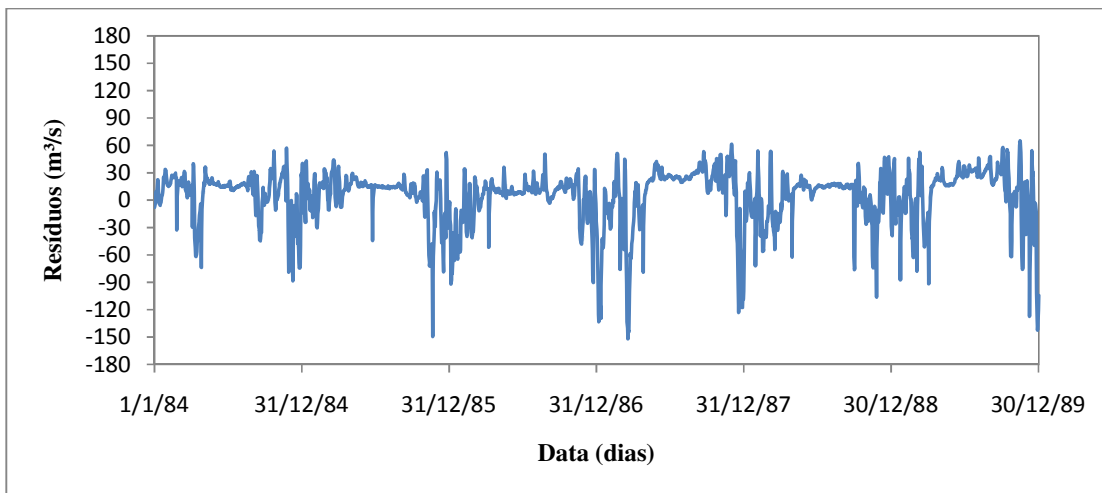


Figura 23 – Evolução temporal dos resíduos da calibração no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865002).

Por outro lado, as Figuras 24 e 25 mostram, nos postos fluviométricos, a dispersão dos resíduos em função das vazões observadas, e nas quais se constata a inexistência de importantes desvios sistemáticos em função da magnitude das vazões observadas. Analisando ainda essas figuras, percebe-se que o modelo subestimou as vazões mínimas, em ambos os pontos.

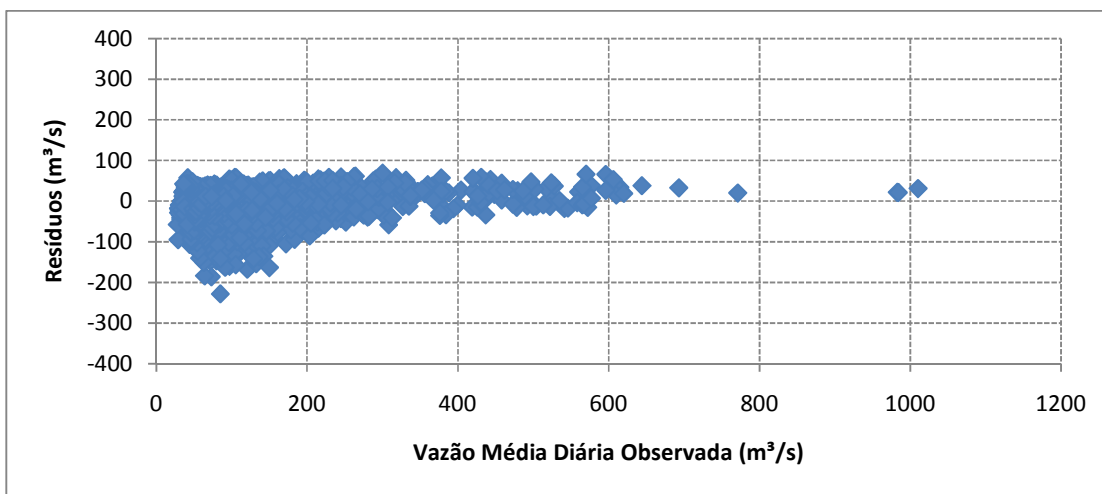


Figura 24 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800001).

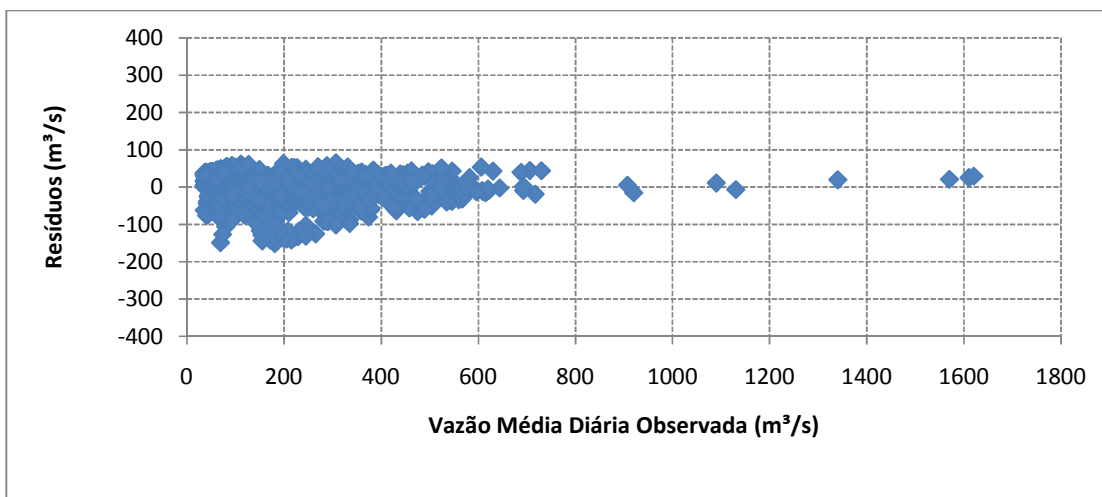


Figura 25 – Dispersão dos resíduos em relação à vazão média diária observada no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865002).

Por fim, são apresentadas nas Figuras 26 e 27, para os mesmos postos fluviométricos, as vazões simuladas (calibradas) *versus* as observadas, ambas classificadas em ordem crescente.

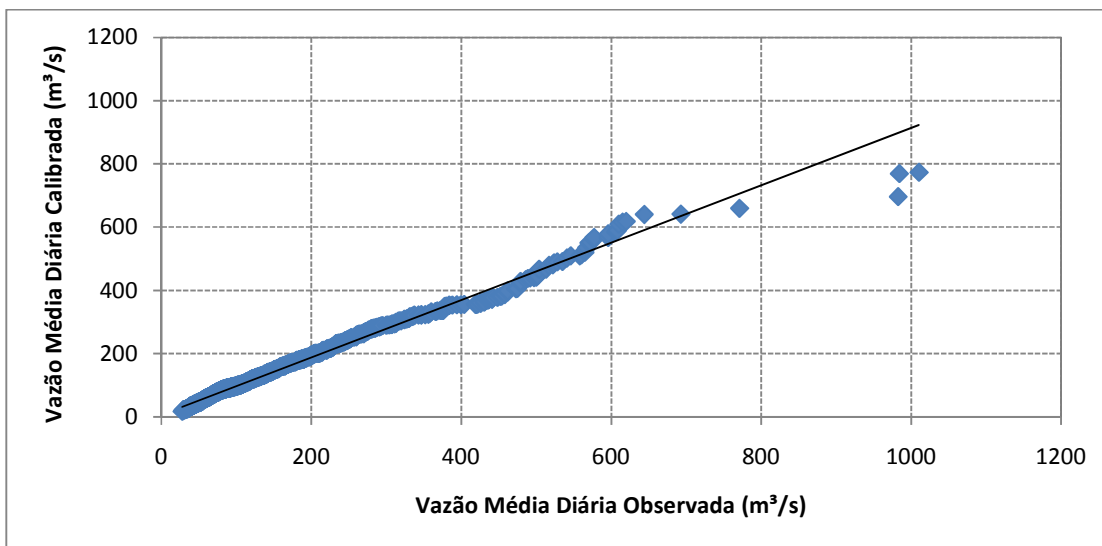


Figura 26 – Vazões calibradas classificadas *versus* vazões observadas no rio Paraopeba em Ponte Nova do Paraopeba (40800001).

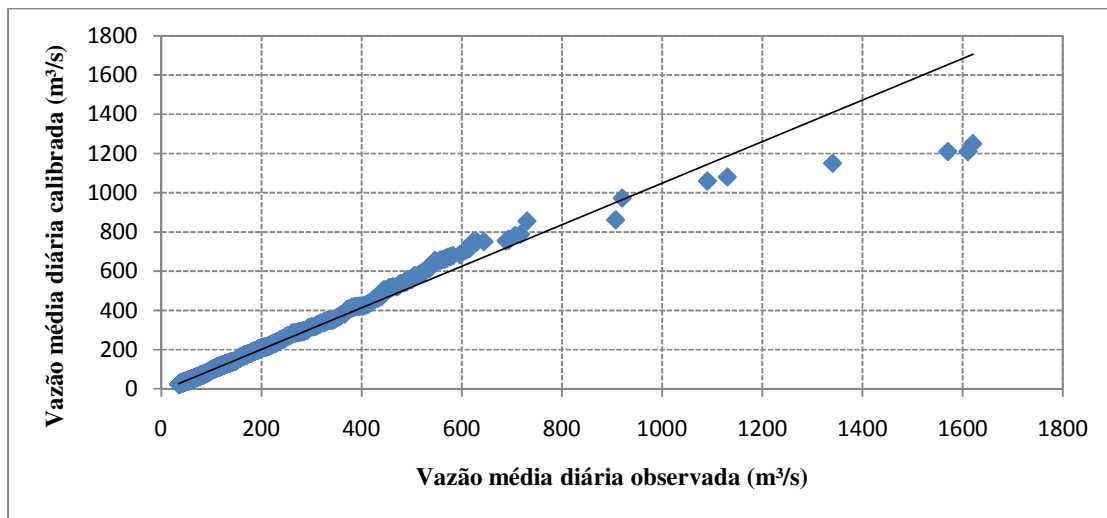


Figura 27 – Vazões calibradas classificadas *versus* vazões observadas no rio Paraopeba em Porto do Mesquita (40865002).

Analisando as Figuras 26 e 27, nota-se, a partir de certa descarga, um viés causado pelos parâmetros do modelo SWAT, pois para as vazões maiores, aumenta a variabilidade em torno da reta de 45 graus, com pontos concentrados abaixo da mesma, indicando uma pequena tendência a subestimar as vazões de cheias. Apesar disso, os resultados podem ser considerados satisfatórios, tendo em vista a magnitude dos erros geralmente encontrada em estudos similares.

5.1.4 Análise das curvas de permanência simuladas

A verificação de vazões máximas, mínimas e de referência para gestão, além do deflúvio médio mensal e anual, propiciados pela série simulada em relação à observada, possibilita a análise de uma aplicação prática do modelo hidrológico como ferramenta de gestão e planejamento no contexto hidrológico.

A curva de permanência fornece a frequência com a qual determinada vazão é excedida, sendo comumente usada em recursos hídricos na determinação de valores de referência, especialmente no cotejo de vazões mínimas. Na Figura 28, estão apresentadas as curvas de permanência observada e simulada em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b), constituídas para o período de vazões diárias de 01/01/1984 a 31/12/1989.

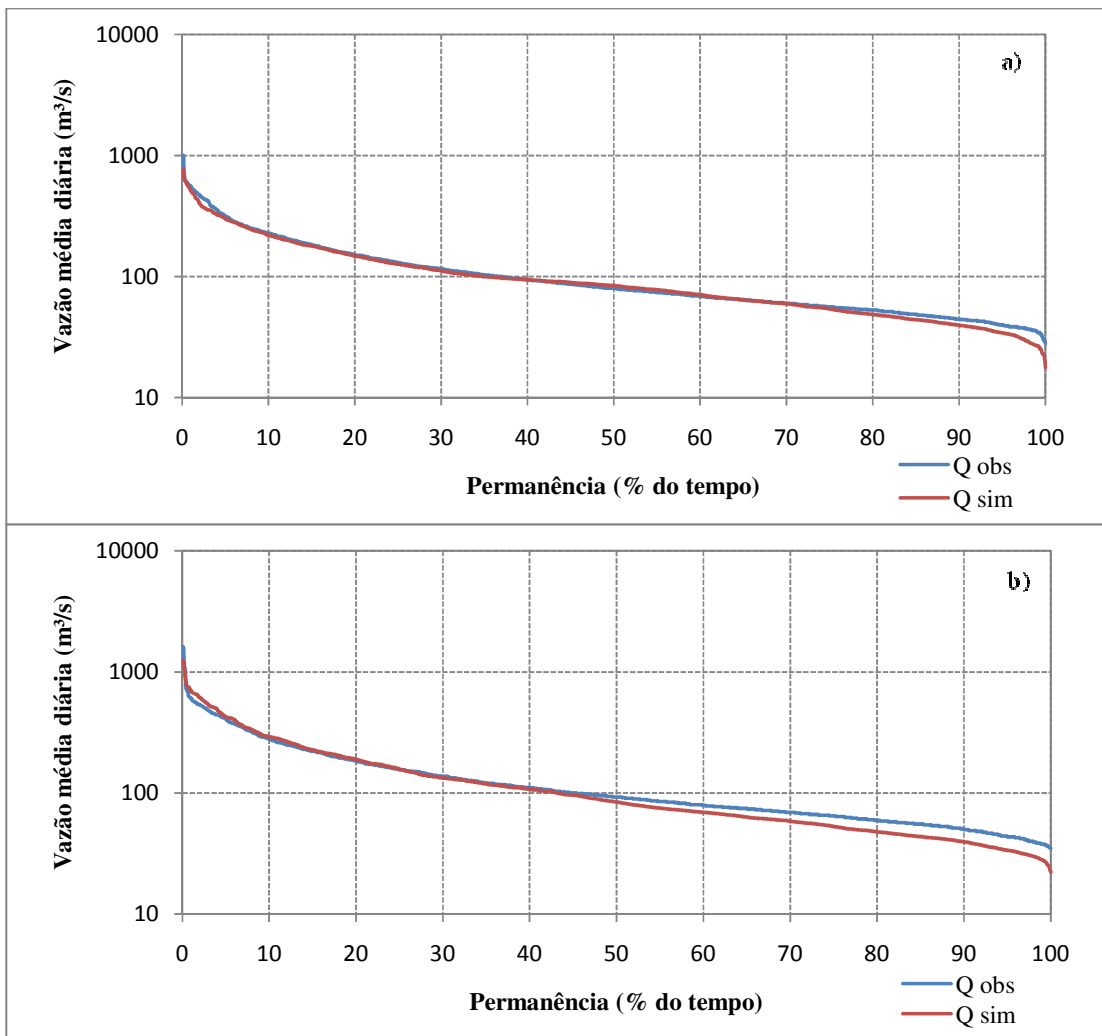


Figura 28– Curva de permanência observada e calculada pelo modelo em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

Pode-se constatar, pela análise visual dos ajustes, boa aderência, principalmente em Ponte Nova do Paraopeba, o que é reforçado pelos valores de $Q_{90\%}$, que foram da ordem de $39,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para Ponte Nova do Paraopeba e de $39,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Porto do Mesquita, situando-se muito próximos aos valores observados, que foram de $44,3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Ponte Nova do Paraopeba e $50,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ em Porto do Mesquita, porém, a partir do percentil de 50% em Porto do Mesquita, nota-se uma subestimativa dos valores simuladas frente aos observados, enquanto que em Ponte Nova do Paraopeba, a subestimativa mais acentuada foi a partir do percentil 80%, conforme se observa nas Figura 29.

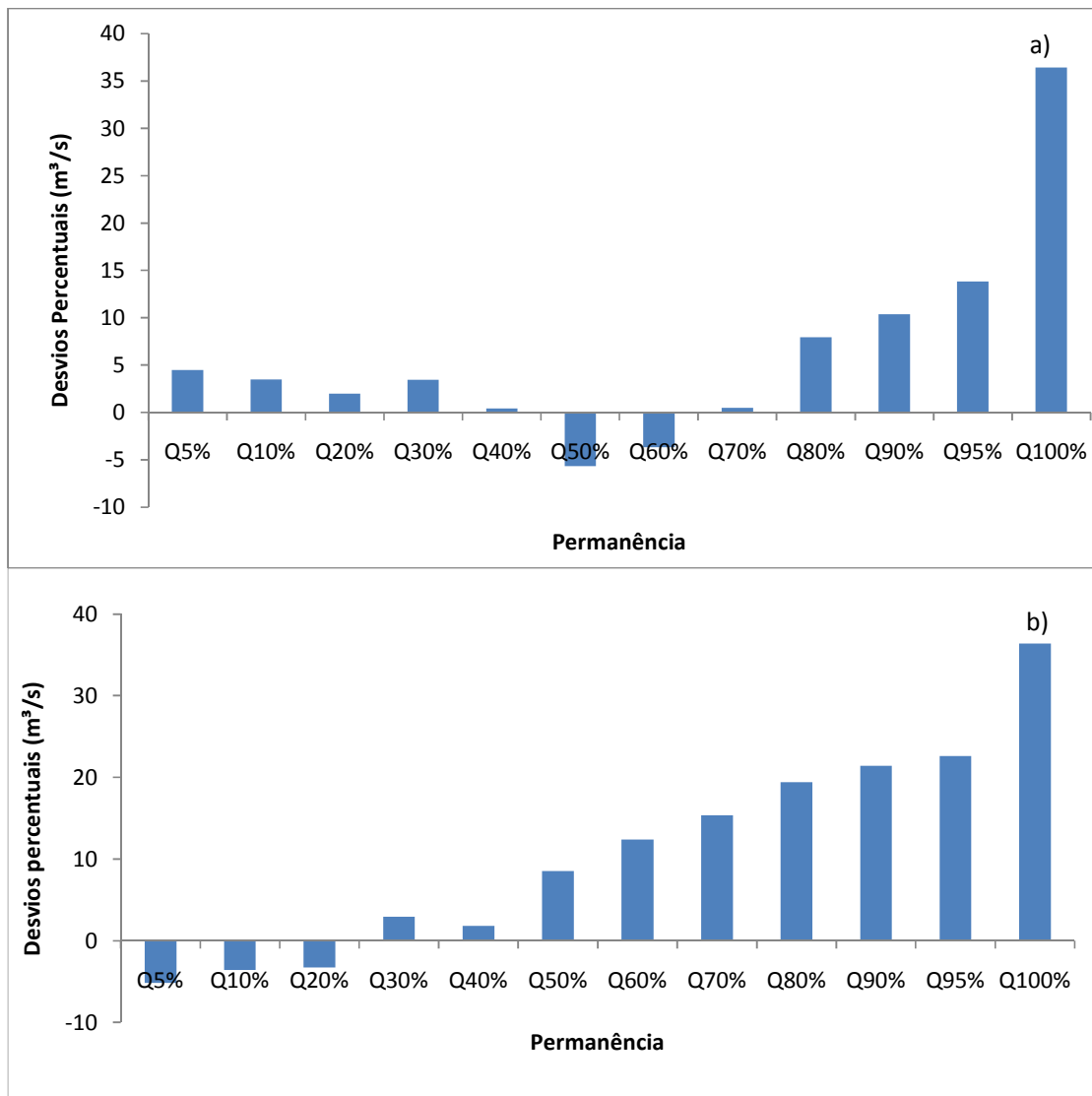


Figura 29 – Desvios percentuais por permanência em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

Em termos de rendimento específico, a diferença entre os valores simulados foi de $19,53 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ em Ponte Nova do Paraopeba e $13,32 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ em Porto do Mesquita, os quais comparados aos observados $20,25 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ e $13,48 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ para Ponte Nova do Paraopeba e Porto do Mesquita respectivamente, demonstram baixo erro de estimativa, vindo a reforçar a acurácia do modelo SWAT na simulação de vazões de referência.

Em termos de $Q_{7,10}$, a mesma foi calculada para o período de 1984 a 1989, utilizando a distribuição de Weibul, sendo que em Ponte Nova do Paraopeba seu valor estimado com base nos dados observados foi de $30,35 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, enquanto para a série simulada foi de $20,72 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Já para Porto do Mesquita os valores calculados foram de 26,48 m³ s⁻¹ e 15,43 m³ s⁻¹, para os dados das séries observada e simulada, respectivamente. Essas diferenças percentuais de 46,47% em Ponte Nova do Paraopeba e de 71,61% em Porto do Mesquita, mostram que o modelo não conseguiu simular o período de mínimos adequadamente.

5.2 Análise preliminar dos impactos de alterações no uso do solo sobre o regime hidrológico da bacia do rio Paraopeba em termos de estresse hidrológico

Os cenários simulados visam contemplar o Plano Diretor da Bacia do Rio Paraopeba, que consiste basicamente, no crescimento percentual dos usos do solo para alguma atividade econômica e aumento da demanda por água.

Nessa aplicação foi empregado o período de 1984 à 1989 como sendo o cenário natural das vazões, uma vez que o sistema de outorgas da forma como é estruturado só foi implementado na década seguinte.

Ressalta-se aqui, que a década de 80 foi um período de maiores alturas de chuva por ano hidrológico, sendo que, pela análise da série histórica, a década de 78/79 a 87/88 apresenta a maior média decadal no alto São Francisco.

O período compreendido de 1984 a 1989 não é representativo das vazões naturais, pois é um período de vazões médias relativamente maiores; além disso, independentemente do baixo número de outorgas concedidas, já ocorriam derivações e retiradas.

De acordo com Schwartzman *et al.* (2002), as outorgas em Minas Gerais começaram a ser concedidas a partir de 1987, sendo que, naquele ano, o número total de outorgas para todo o estado ficou abaixo de 100.

Foram contabilizadas as vazões outorgadas na bacia até o ano de 2009 conforme o Plano Diretor, subtraindo o valor total outorgado da série natural, a fim de caracterizar o cenário atual de uso da água.

A projeção crescimento da bacia nessa dissertação foi realizada nas áreas denominadas “solo exposto”, em uma tentativa de promover o desenvolvimento baseando em uma política de conservação e recuperação dessas áreas.

5.2.1 Cenários

O primeiro cenário aborda o crescimento predito pelo Plano Diretor da bacia do rio Paraopeba, com o estresse hidrológico sendo estimado em Ponte Nova do Paraopeba e em Porto do Mesquita, para a situação atual e para os anos de 2014, 2019, 2024 e 2029.

O segundo cenário aborda as características primitivas em termos de uso do solo, destacando-se que nas áreas referentes aos biomas (Figura 6), encontrava-se a ocupação original da bacia, no caso, a mata atlântica e o cerrado.

5.2.1.1 Cenário 1

Cenário Atual

Neste cenário, as outorgas de usos da água foram contabilizadas e o volume total de água outorgado, retirado da vazão calibrada pelo modelo. Ressalta-se que a vazão total outorgada em Ponte Nova do Paraopeba é bem inferior em termos proporcionais às vazões outorgadas para o baixo Paraopeba, onde a irrigação corresponde a mais de 60% do uso da água.

Na Tabela 19 tem-se a vazão outorgada por uso em cada seção analisada, tendo como base o ano de 2009 e na Figura 30 encontra-se a curva de permanência do cenário atual em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b), comparadas à curva de permanência calibrada (natural).

Os valores outorgados foram então comparados com a vazão com 90% de permanência em ambas as curvas e, de acordo com a Tabela 3, os pontos foram classificados em termos de estresse hidrológico.

TABELA 19 – Finalidades de uso e vazões outorgadas na bacia do rio Paraopeba (Fonte: IGAM, 2009).

Ponte Nova do Paraopeba					
Finalidade	Consumo Animal	Consumo Humano	Consumo Industrial	Irrigação	Total
Q outorgada (m ³ /s)	0,01002	1,626	0,767	0,329	2,73202

Porto do Mesquita					
Finalidade	Consumo Animal	Consumo Humano	Consumo Industrial	Irrigação	Total
Q outorgada (m ³ /s)	1,713	1,749	0,824	7,509	11,795

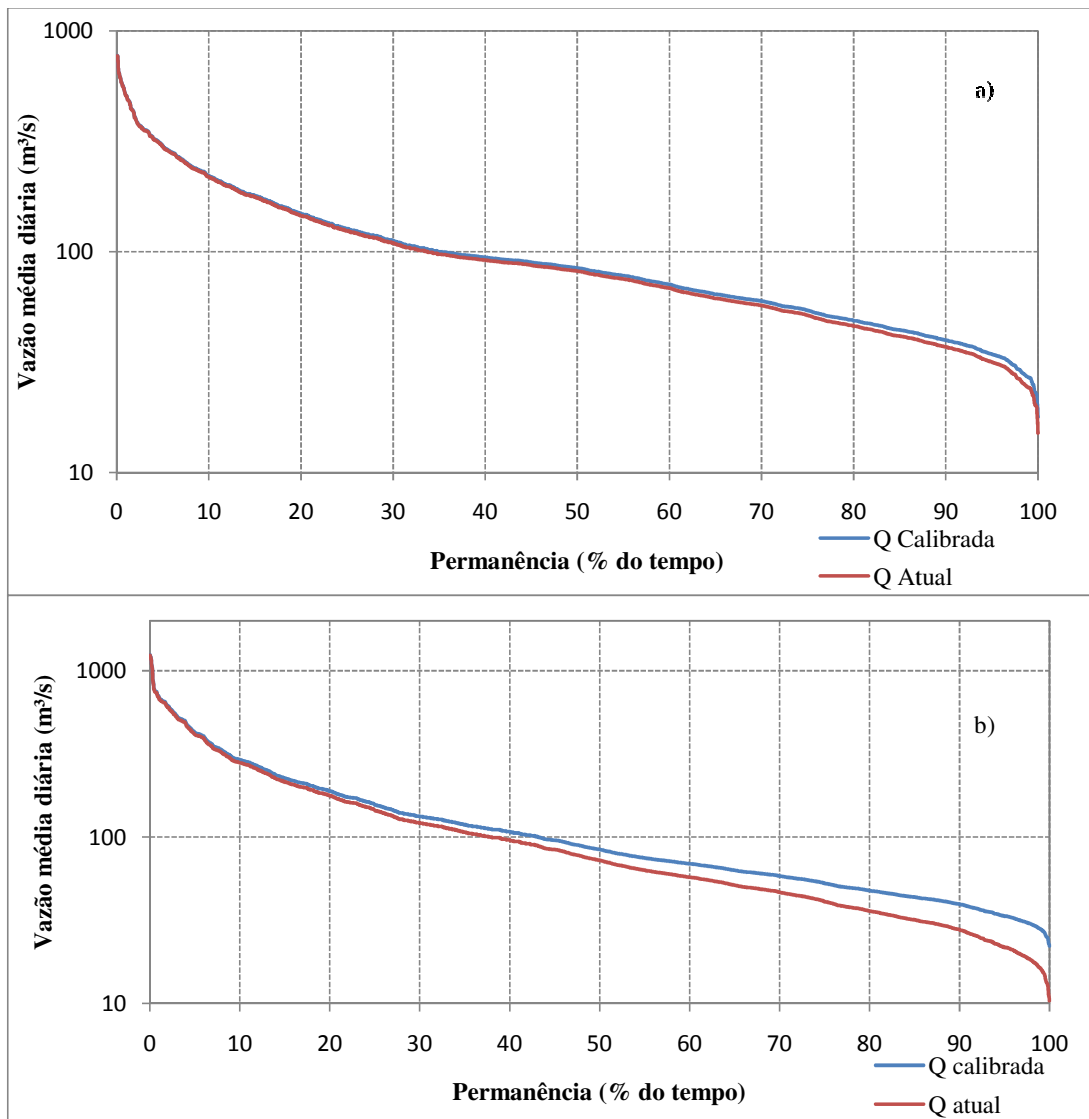


Figura 30 – Curvas de permanência para o cenário atual em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

A vazão correspondente à $Q_{90\%}$ em Ponte Nova do Paraopeba no cenário atual foi de $36,96 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a razão entre a demanda, no caso, a vazão outorgada ($2,73 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) e a vazão de referência para o estresse hidrológico ($Q_{90\%}$) foi de $7,38\%$, resultando em um estresse do tipo Baixo. Em termos de estresse hidrológico analisado pela $Q_{7,10}$, o valor obtido para essa vazão de referência foi de $20,72 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, o que resulta numa razão de $13,17\%$, e conseqüentemente, indicando um estresse do tipo Baixo.

Para a estação fluviométrica de Porto do Mesquita, a vazão correspondente à $Q_{90\%}$ no cenário atual foi de $27,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a razão entre a demanda e a vazão de referência foi de $42,43\%$, resultando em um estresse do tipo Médio. Considerando a $Q_{7,10}$, a vazão para o cenário atual foi de $15,57 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, sendo que a razão entre a demanda e a disponibilidade foi de $75,72\%$, resultando em um estresse do tipo Alto.

Em termos de evapotranspiração estimada pelo modelo, o cenário atual apresentou uma evapotranspiração média anual de $581,4 \text{ mm}$ em Ponte Nova do Paraopeba, enquanto que em Porto do Mesquita, o valor estimado foi de $737,2 \text{ mm}$.

Cenário 2014

Para este cenário, avaliou-se o comportamento da bacia em função da mudança do uso do solo. Foram consideradas as mesmas porcentagens de crescimento da ocupação do solo para a demanda de água, permitindo dessa forma, avaliar o estresse hidrológico.

A variável avaliada para esse cenário e para os demais foi a CN-II, o que segundo NEITSCH *et al.* (2005), sua minimização, indica uma diminuição do escoamento superficial e aumento na taxa de infiltração da bacia.

O valor CN-II predominante até Ponte Nova do Paraopeba foi de 35, sendo a média das CN-II igual a 55, enquanto para toda a bacia a CN-II predominante também foi de 35, com valor médio igual a 54.

Analisando apenas as sub-bacias a jusante de Ponte Nova do Paraopeba, tem-se um CN-II predominante de 49 com a média igual a 53, demonstrando ser uma porção menos impermeabilizada que a área correspondente a Ponte Nova do Paraopeba.

Para o Cenário de 2014, tem-se para Ponte Nova do Paraopeba uma CN-II predominante igual a 30,68 e uma CN-II média de 48,20, enquanto que a jusante deste ponto predominou o valor de CN-II igual a 42,95 e um valor médio igual a 46,45.

No contexto geral, o valor predominante na bacia para o ano de 2014 foi de 30,68 enquanto que o valor médio foi igual a 47,65, valor inferior comparado à bacia no seu estado atual, cujos valores correspondentes à CN-II predominante e CN-II médio, foram, respectivamente, 35 e 54,37.

Na Figura 31, tem-se a curva de permanência para o ano de 2014 em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b), enquanto na Figura 32, tem-se as curvas de permanência já com os valores outorgados estimados subtraídos das vazões em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

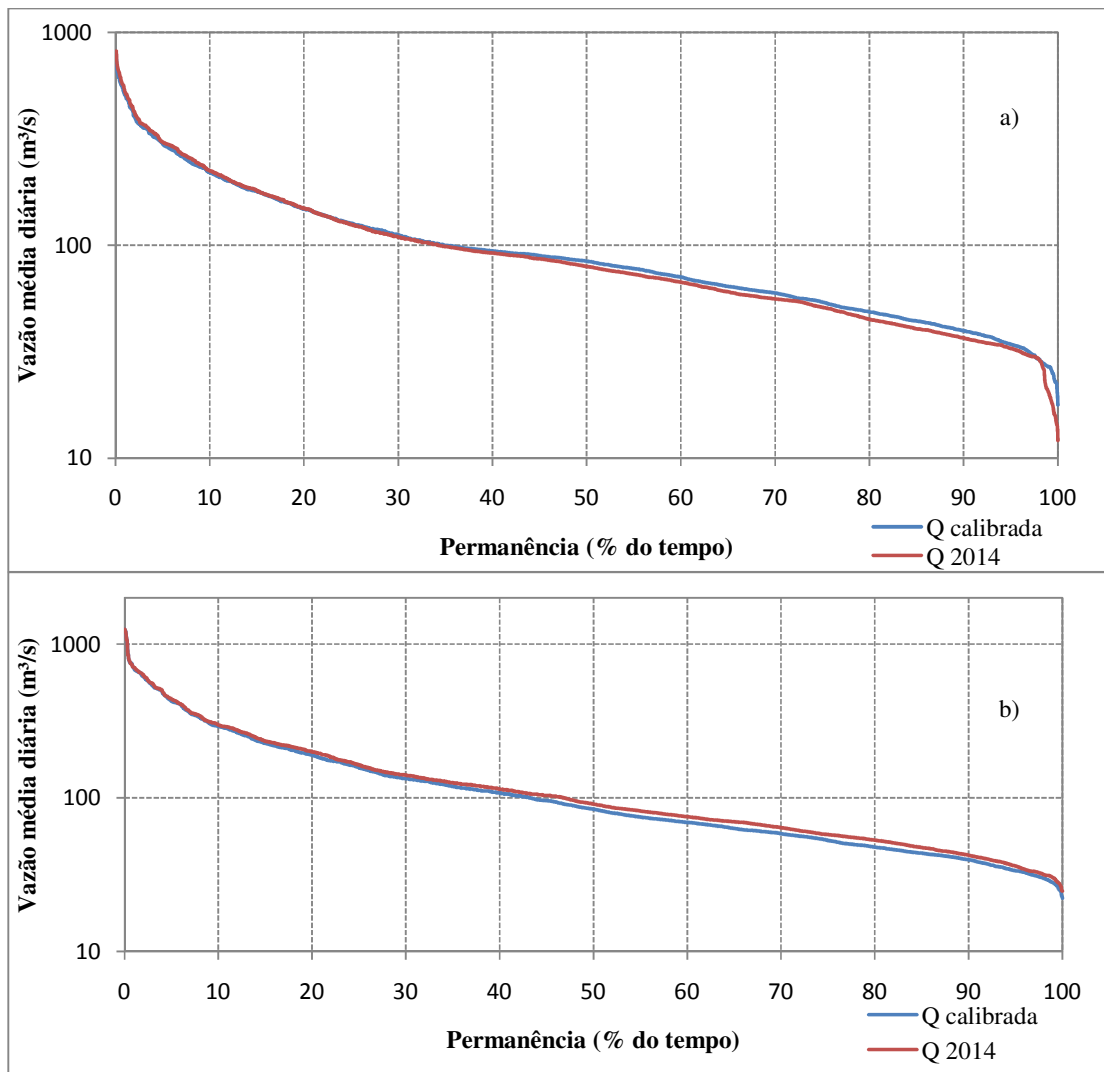


Figura 31 – Curva de permanência estimada para 2014 em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

Observa-se pela análise da Figura 31a, que a alteração da CN2 contribuiu para uma diminuição da percolação, aumentando escoamento superficial, o que contribuiu em um decréscimo na disponibilidade hídrica das vazões médias. Em contrapartida, na Figura 31b, observa-se comportamento oposto, o que pode ser explicado pela maior área sem presença de núcleos urbanos.

Analisando-se o comportamento da bacia em termos de estresse hidrológico, tem-se na Tabela 20 a demanda de água para o ano de 2014.

TABELA 20 – Finalidades de uso e vazões outorgadas estimadas na bacia do rio Paraopeba em 2014.

Ponte Nova do Paraopeba					
Finalidade	Consumo Animal	Consumo Humano	Consumo Industrial	Irrigação	Total
Q outorgada (m ³ /s)	0,01052	1,858	0,859	0,355	3,08252

Porto do Mesquita					
Finalidade	Consumo Animal	Consumo Humano	Consumo Industrial	Irrigação	Total
Q outorgada (m ³ /s)	1,8	1,98	0,92	8,1	12,8

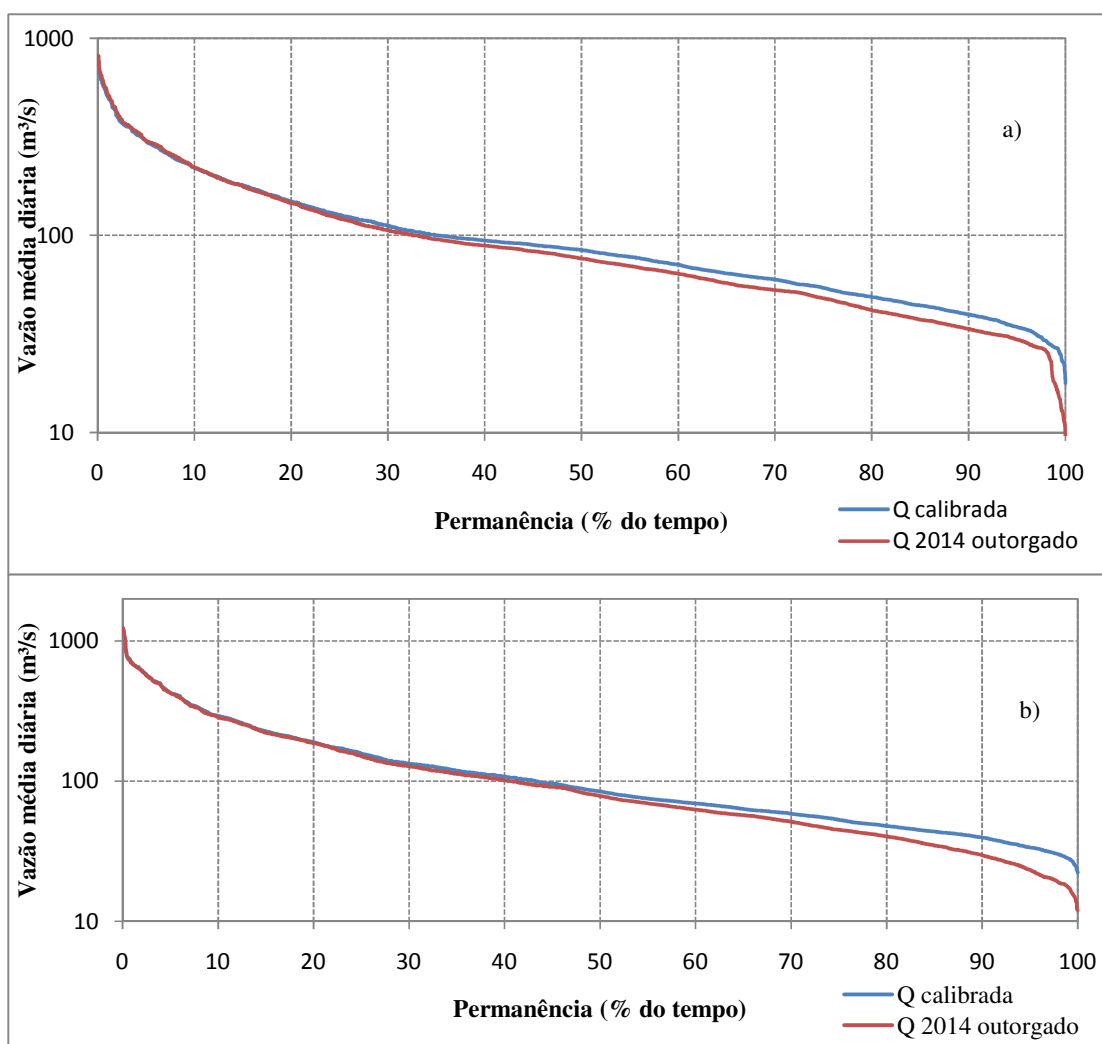


Figura 32 – Curvas de permanência com valores outorgados em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

A vazão correspondente à $Q_{90\%}$ em Ponte Nova do Paraopeba foi de $36,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, resultando em um estresse do tipo Baixo, com a razão entre a oferta e a demanda igual a 8,40%, enquanto quando comparado à $Q_{7,10}$ que foi de $16,86 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, a razão entre a demanda e a vazão de referência resultou em um estresse do tipo Baixo, com índice de 18,27%.

Já para Porto do Mesquita, o nível de estresse hidrológico foi Médio, com a $Q_{90\%}$ igual a $42,4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a razão entre essa demanda e a oferta igual a 30,19%. Considerando a $Q_{7,10}$ igual a $16,19 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a razão entre a demanda e a oferta igual a 79,06%, o que resulta em um estresse do tipo Alto.

Em relação à evapotranspiração, neste cenário de 2014, ela apresentou um aumento em relação ao cenário atual, em virtude do aumento das áreas de agricultura e pastagem sobre as áreas de solo exposto. Em Ponte Nova do Paraopeba, a evapotranspiração média anual estimada foi de 587,2 mm, enquanto que para o ponto mais a jusante, em Porto do Mesquita, o valor correspondente dessa variável foi de 818,1 mm.

Cenário 2019

No Cenário 2019 também foi avaliado a mudança do uso do solo em termos da curva número e como essa alteração influenciou o regime de vazões da bacia.

O valor CN-II predominante até Ponte Nova do Paraopeba foi de 30, sendo a média das CN-II igual a 47,40, enquanto para a área a jusante deste ponto, a CN-II predominante foi de 41,83, com valor médio igual a 45,28.

Na bacia de uma forma geral, o valor predominante da CN2 na bacia para o cenário do ano de 2019 é de 30 com um valor médio de 46,76.

Na Figura 33, tem-se a curva de permanência para o ano de 2019 em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b), enquanto na Figura 34, tem-se as curvas de permanência já com os valores outorgados estimados subtraídos das vazões em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

Nota-se que com o aumento das áreas agricultáveis e de pastagens, embora haja um aumento da área urbana, sendo estas com uma CN2 variando entre 65 a 74, nas áreas de solo exposto, o valor da CN2 em relação ao cenário anterior reduziu em ambas as seções,

aumentando assim, a disponibilidade de água na bacia, principalmente em Ponte Nova do Paraopeba, evidenciando a importância em recuperar áreas degradadas, principalmente quando se aborda o cenário predominantemente agrícola da bacia.

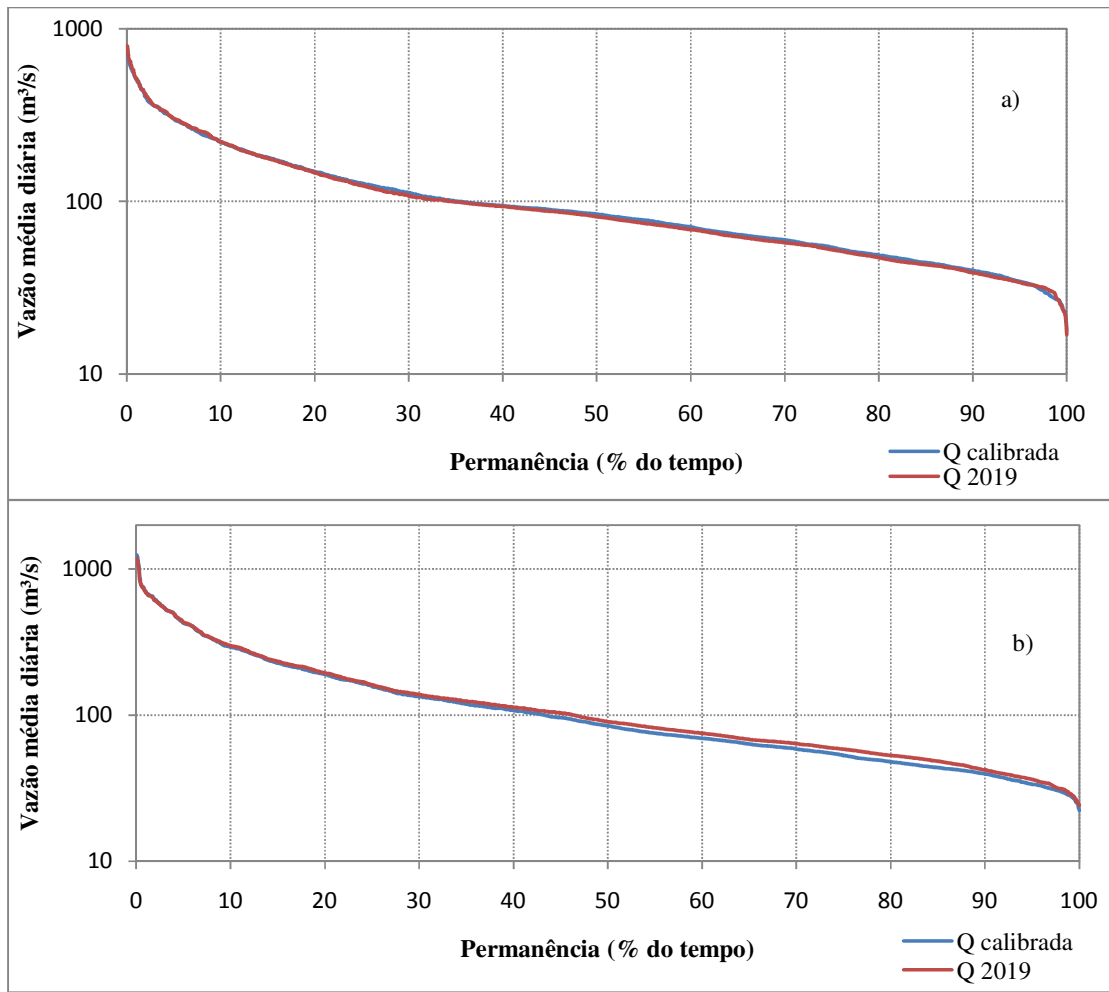


Figura 33 – Curvas de permanência estimada para 2019 em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

Analisando-se o comportamento da bacia em termos de estresse hidrológico, tem-se na Tabela 21 a demanda de água para o ano de 2019.

TABELA 21 – Finalidades de uso e vazões outorgadas estimadas na bacia do rio Paraopeba em 2019.

Ponte Nova do Paraopeba					
Finalidade	Consumo Animal	Consumo Humano	Consumo Industrial	Irrigação	Total
Q outorgada (m ³ /s)	0,0111	2,147	0,974	0,388	3,5201
Porto do Mesquita					
Finalidade	Consumo Animal	Consumo Humano	Consumo Industrial	Irrigação	Total
Q outorgada (m ³ /s)	1,9	2,31	1,04	8,86	14,11

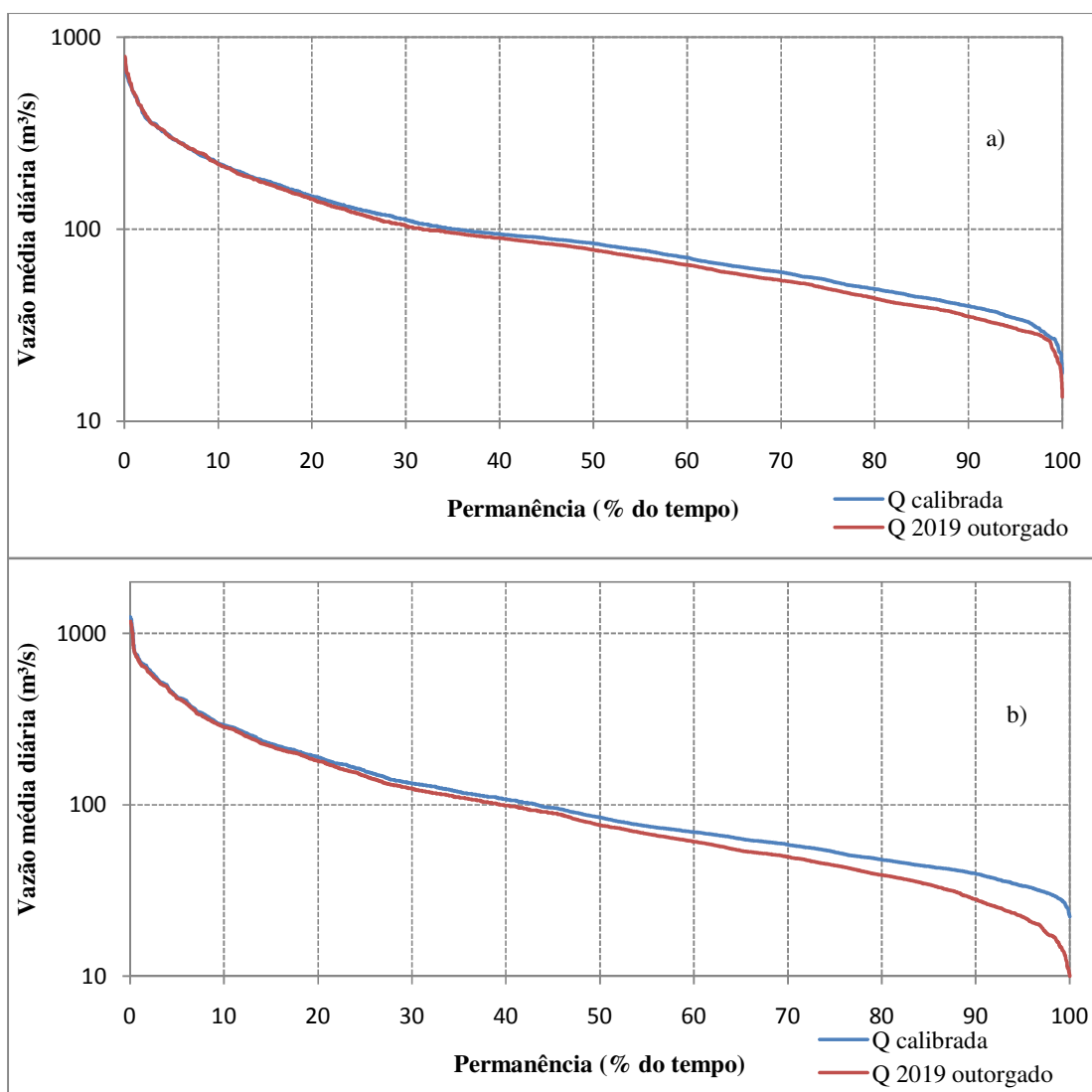


Figura 34 – Curvas de permanência com valores outorgados em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

A vazão correspondente à $Q_{90\%}$ em Ponte Nova do Paraopeba para o ano de 2019 foi de $38,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, resultando em um estresse do tipo Baixo, com a razão entre a oferta e a demanda igual a 9,12%. A vazão correspondente à $Q_{7,10}$ em Ponte Nova do Paraopeba para o ano de 2019 foi de $20,19 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, resultando em um estresse do tipo Baixo, com a razão entre a oferta e a demanda igual a 17,43%.

Já para Porto do Mesquita, o nível de estresse hidrológico foi Médio, com a $Q_{90\%}$ igual a $42,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a razão entre essa demanda e a oferta igual a 33,44%. A vazão correspondente à $Q_{7,10}$ para o ano de 2019 foi de $15,81 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, resultando em um estresse do tipo Alto, com a razão entre a oferta e a demanda igual a 89,25%.

Comparando os valores em termos de evapotranspiração, tem-se que em Ponte Nova do Paraopeba e em Porto do Mesquita, os valores de 588,8 mm e 833,9 mm, respectivamente.

Cenário 2024

Neste cenário, a CN-II variou de 30,21 à 75,09, sendo que nas áreas urbanas, esse valor variou de 66,46 à 75,09.

Nas sub-bacias a montante de Ponte Nova do Paraopeba, a CN2 predominante foi de 30,2, valor próximo ao observado no cenário 2019, com leve aumento para o valor médio, que foi de 48,8.

Analisando a área a jusante de Ponte Nova do Paraopeba, o valor predominantemente encontrado foi de 42,29 com valores médios de 52,83, indicando uma diminuição da infiltração em relação aos cenários anteriores, fato este, devido ao aumento das áreas agricultáveis e urbanas.

Em termos de evapotranspiração média anual, o valor estimado em Ponte Nova do Paraopeba foi de 582,4 mm, sendo este valor inferior aos encontrados nos cenários anteriores, o que pode ser atribuído à diminuição da água disponível no solo pelas plantas.

Em Porto do Mesquita, o valor encontrado para evapotranspiração foi de 844,3 mm, valor superior aos cenários anteriormente simulados. Esse aumento dos valores de evapotranspiração ocorre em virtude da maior área ocupada tanto pela agricultura quanto por pastagens, em detrimento à diminuição das áreas com solo exposto.

Na Figura 35, tem-se as curvas de permanência em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b), onde se observa uma maior proximidade da curva de Porto do Mesquita em relação à curva observada, diferentemente dos cenários anteriores, onde a ocupação do solo exposto proporcionou um aumento na disponibilidade hídrica.

No entanto, na Figura 36, é possível avaliar que o efeito sobre a curva de permanência para o ano de 2024 quando contabilizada as outorgas de uso da água, demonstrando que o aumento do consumo da forma que é tratado, pode levar a uma situação desfavorável.

Essas outorgas foram subtraídas das vazões estimadas por meio dos valores estimados na Tabela 22, para ambos pontos de análise, possibilitando também, a classificação da bacia em termos do estresse hidrológico.

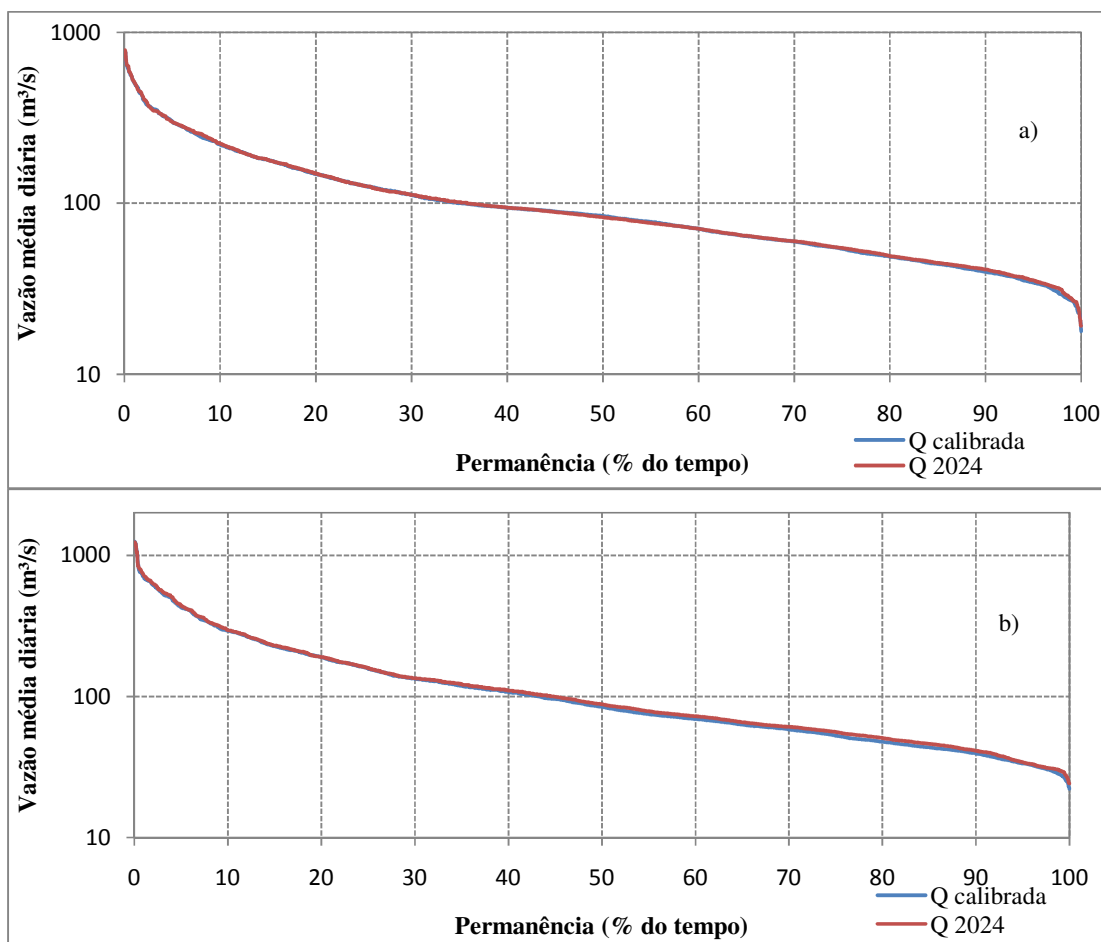


Figura 35 – Curvas de permanência estimadas para 2024 em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

TABELA 22 – Finalidades de uso e vazões outorgadas estimadas na bacia do rio Paraopeba em 2024.

Ponte Nova do Paraopeba					
Finalidade	Consumo Animal	Consumo Humano	Consumo Industrial	Irrigação	Total
Q outorgada (m ³ /s)	0,012	2,44	1,09	0,42	3,962
Porto do Mesquita					
Finalidade	Consumo Animal	Consumo Humano	Consumo Industrial	Irrigação	Total
Q outorgada (m ³ /s)	2,01	2,62	1,16	9,61	15,4

Analisando-se as curvas de permanência nos pontos simulados, a estação Ponte Nova do Paraopeba apresentou um vazão correspondente à $Q_{90\%}$ de $41 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Ao obter a razão entre a demanda para o ano de 2024 por meio dos valores outorgáveis e a $Q_{90\%}$, obtem-se um valor de 9,66%, o que corresponde a um estresse do tipo Baixo. Quando a mesma análise é feita para Porto do Mesquita, sua $Q_{90\%}$ assume um valor de $41,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, sendo classificado portanto, com o nível de estresse do tipo Médio em virtude de 37,4% de comprometimento da vazão de referência.

Quando se analisa o estresse hidrológico para esse período, considerando como referência a $Q_{7,10}$, tem-se que o valor de referência para Ponte Nova do Paraopeba foi de $20,85 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e fazendo a razão entre a demanda e a oferta, obtém-se um valor de 18,99%, enquadrando assim, em um estresse do tipo Baixo, enquanto em Porto do Mesquita, a mesma análise considerando a $Q_{7,10}$ igual a $16,23 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, o estresse hidrológico passa a ser considerado como Alto, com a razão entre a demanda e a oferta de 94,88%.

Por outro lado, quando se observa as curvas de permanência com as vazões subtraídas das demandas, nota-se uma diminuição acentuada dos valores mínimos, o que pode vir a comprometer a gestão de águas da bacia.

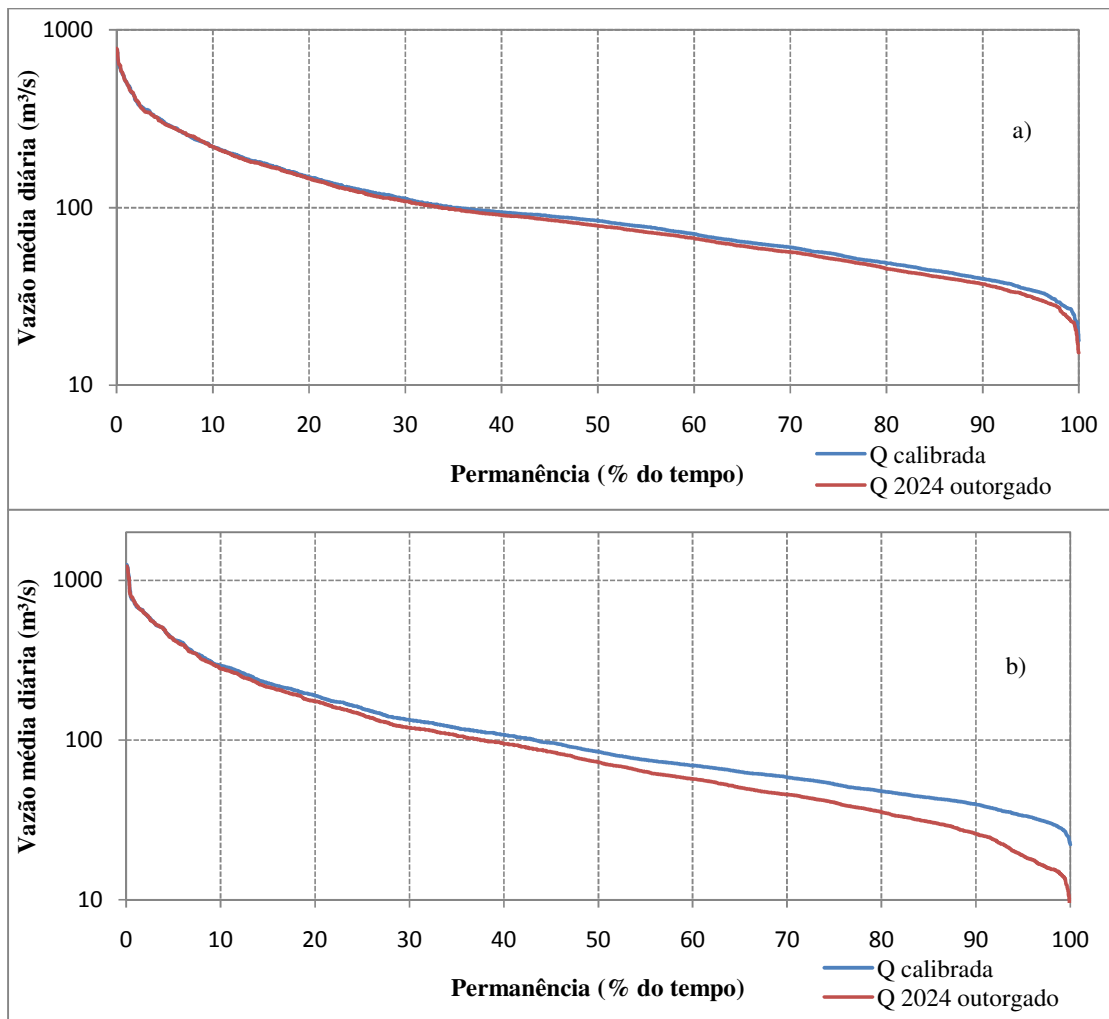


Figura 36 – Curvas de permanência com valores outorgados para Ponte Nova do Paraopeba (a) e Porto do Mesquita (b).

Cenário 2029

Neste cenário, a ocupação urbana corresponde a um crescimento de mais de 125% quando comparado ao cenário atual de uso, o que implica em uma menor taxa de infiltração de água no solo causada pelo aumento da área impermeabilizada na bacia.

Neste mesmo sentido, notou-se uma redução de 56,15% na área de solo exposto, onde sua área no cenário atual ocupava 32,07% da bacia. Nas projeções de crescimento estimadas para 2029, sua ocupação fica em 12,52% do total da bacia do rio Paraopeba.

Quando comparado os valores da curva número, a bacia do rio Paraopeba apresenta de maneira geral, para o presente cenário, um valor médio de 55,35 enquanto a CN-II

predominante foi de 63,93, o que demonstra, um grau de impermeabilização maior que nos cenários anteriores. Esses valores altos, também indicam uma diminuição no armazenamento e na disponibilidade de água no solo.

Ao se analisar a porção da bacia até Ponte Nova do Paraopeba, com área total de aproximadamente 5.680 km², sendo também a porção onde se concentra a maior parte dos núcleos urbanos dentro da área de drenagem que compõe a bacia hidrográfica do rio Paraopeba, o valor médio da curva número foi de 54,15, com predominância da curva número da ordem de 63,93.

A porção à jusante deste ponto é caracterizado por um relevo mais plano, com a maior parte das áreas destinadas à ocupação agrícola, com solo predominantemente do tipo cambissolo e latossolo. Para essa área com aproximadamente 4.520 km² até a seção de controle em Porto do Mesquita, a curva número predominante foi da ordem de 46,75, com valores médios de 58,41.

Em termos de evapotranspiração, os valores simulados pelo modelo SWAT, tanto em Ponte Nova do Paraopeba quanto em Porto do Mesquita foram, respectivamente, de 620,4 mm e 857,3 mm.

A análise da Figura 37 permite avaliar como que o aumento do CN resulta em uma diminuição da disponibilidade hídrica quando comparado à curva de permanência calibrada, com um leve aumento das vazões de pico, principalmente para a estação de Ponte Nova do Paraopeba, fato este devido ao aumento da área urbana.

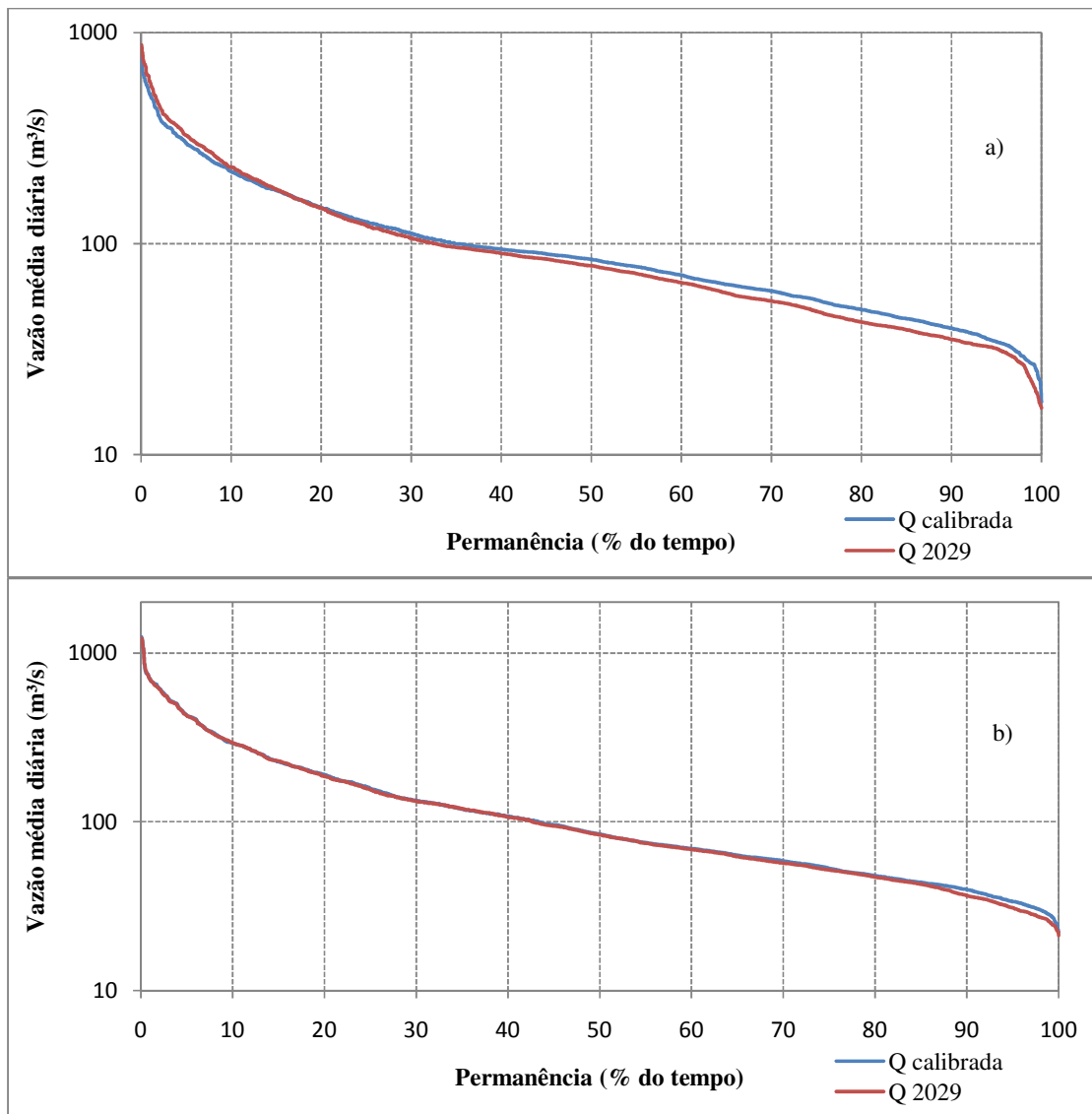


Figura 37 – Curvas de permanência para o ano de 2029 em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

Observa-se também, que na Figura 37.a, a diminuição causada nas vazões médias em virtude do aumento do número da curva, enquanto que na Figura 37.b, por representar toda a bacia e conseqüentemente com a contribuição das áreas agrícolas a jusante de Ponte Nova do Paraopeba, a diminuição ocorre apenas nas vazões mínimas com permanência superior a 80%.

Este tipo de análise permite que futuros gestores dos recursos hídricos possam implementar políticas mais específicas quanto ao uso da água, principalmente nas áreas com maior demanda.

A Tabela 23 mostra como seria o consumo de água estimado em termos de vazão outorgável em 2029, tanto em Ponte Nova do Paraopeba como em Porto do Mesquita.

TABELA 23 – Finalidades de uso e vazões outorgadas estimadas na bacia do rio Paraopeba em 2029.

Ponte Nova do Paraopeba					
Finalidade	Consumo Animal	Consumo Humano	Consumo Industrial	Irrigação	Total
Q outorgada (m ³ /s)	0,0124	2,73	1,204	0,454	4,40
Porto do Mesquita					
Finalidade	Consumo Animal	Consumo Humano	Consumo Industrial	Irrigação	Total
Q outorgada (m ³ /s)	2,12	2,93	1,29	10,36	16,7

A análise da Figura 38, é possível notar o efeito sobre a curva de permanência para o ano de 2029 quando contabilizada as outorgas de uso da água, demonstrando que o aumento do consumo da forma que é tratado, pode levar a uma situação desfavorável.

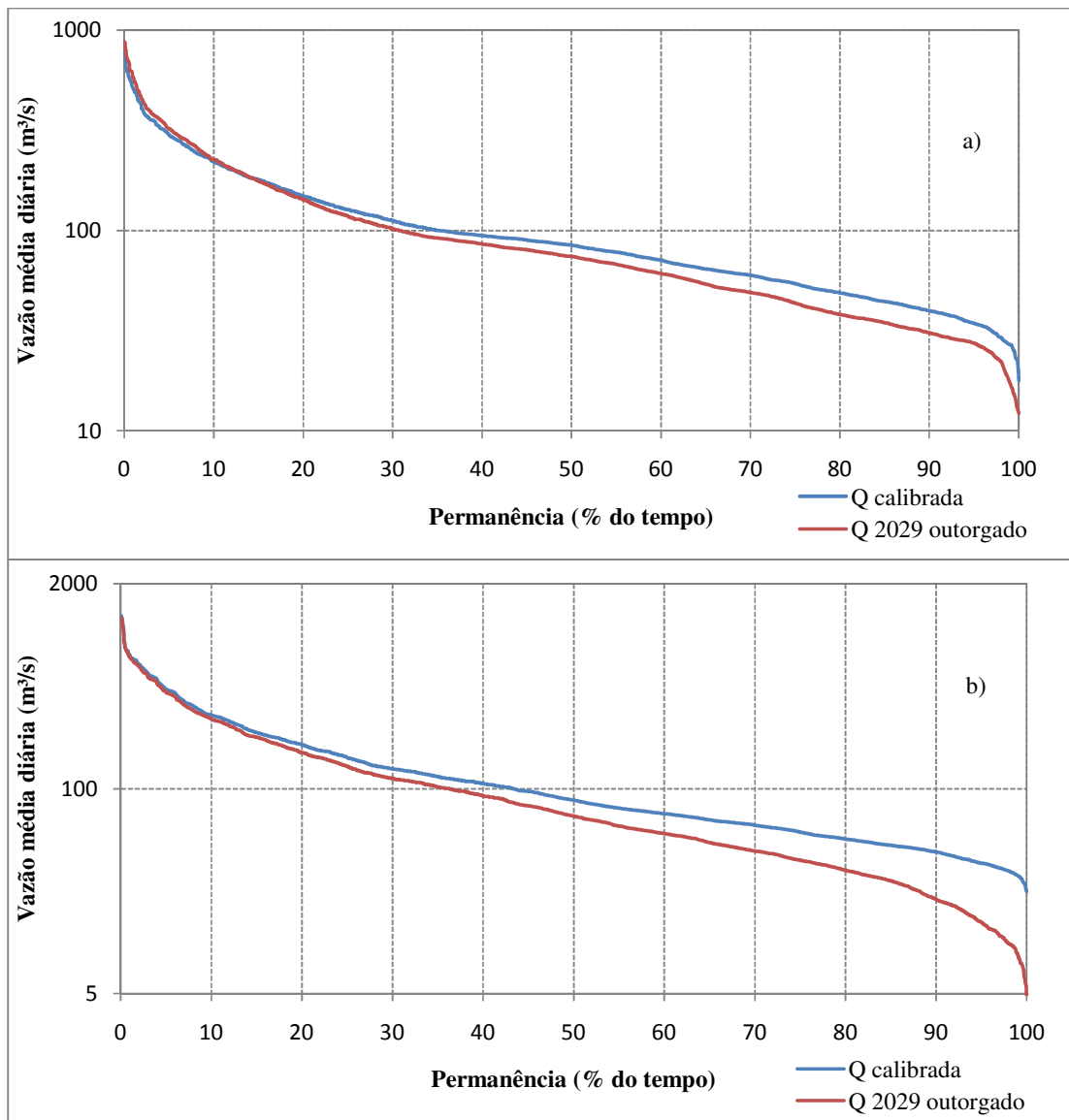


Figura 38 – Curvas de permanência com valores outorgados em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

Em termos de estresse hidrológico, tem-se que a demanda em Ponte Nova do Paraopeba é de $4,40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ e a vazão com 90% de permanência igual a $35,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, o que resulta em um estresse hidrológico do tipo Baixo, enquanto que para Porto do Mesquita, a vazão correspondente à $Q_{90\%}$ é igual a $36,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, enquanto a sua demanda é de $16,7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, o que resulta uma razão de uso de 45,63%, sendo então enquadrado no estresse do tipo Médio.

Considerando ainda o estresse hidrológico em termos de $Q_{7,10}$, tem-se que a vazão em Ponte Nova do Paraopeba foi de $14,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, o que resulta numa razão entre demanda e oferta

de $29,53 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, sendo a bacia enquadrada até essa seção de controle em um estresse do tipo Médio. Para a seção de controle em Porto do Mesquita, a $Q_{7,10}$ calculada foi de $13,62 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, enquanto a razão entre a demanda e a disponibilidade foi de 122,61%, ultrapassando os limites e obtendo um estresse do tipo Alto.

Embora o estresse na bacia considerando a análise em Porto do Mesquita seja do tipo Médio, a análise gráfica considerando a curva de permanência (Figura 38.b) naquele ponto, mostra um cenário preocupante, principalmente no tocante às vazões mínimas.

Comparando-se as vazões com 90% de permanência em Porto do Mesquita no cenário projetado e no cenário resultante da retirada das vazões outorgáveis, tem-se que a vazão passa de $36,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para $19,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, uma redução de aproximadamente 54,4% do valor estimado. Estes resultados mostram que diferentes usos do solo podem promover alterações no comportamento das vazões mínimas, com implicação direta no gerenciamento dos recursos hídricos.

Como a concessão de outorgas de uso da água por parte dos órgãos gestores dos recursos hídricos estabelece os valores outorgáveis com base em vazões de referência, as quais são frequentemente extraídas da curva de permanência, evidenciando assim, a importância da análise de variações nos valores mínimos.

A Tabela 24 mostra um resumo dos resultados encontrados para estresse hidrológico, em ambos pontos simulados, considerando tanto a $Q_{90\%}$ quanto a $Q_{7,10}$, para todos os anos simulados.

TABELA 24 – Resumo dos resultados encontrados para o estresse hidrológico.

Posto	Período	Vazão de Referência ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)			Razão de Uso (%)		Nível $Q_{90\%}$	Nível $Q_{7,10}$
		$Q_{90\%}$	$Q_{7,10}$	Q_{out}	$Q_{out}/Q_{90\%}$	$Q_{out}/Q_{7,10}$		
Ponte Nova do Paraopeba	Atual	27,8	20,72	2,73	9,82	13,17	Baixo	Baixo
	2014	42,4	16,86	3,08	7,26	18,26	Baixo	Baixo
	2019	42,2	20,19	3,52	8,34	17,43	Baixo	Baixo
	2024	41	20,85	3,96	9,66	18,99	Baixo	Baixo
	2029	35,2	14,9	4,40	12,5	29,53	Baixo	Médio
Porto do Mesquita	Atual	36,96	15,57	11,79	31,89	75,72	Médio	Alto
	2014	36,7	16,19	12,8	34,87	79,06	Médio	Alto
	2019	38,6	15,81	14,11	36,55	89,25	Médio	Alto
	2014	41,2	16,23	15,4	37,38	94,88	Médio	Alto
	2029	36,6	13,62	16,67	45,55	122,38	Médio	Alto

5.2.1.2 Cenário 2

Neste cenário, foi considerada como vegetação predominante, aquela correspondente aos biomas presentes na bacia. Observa-se também, que apenas dois biomas foram considerados na simulação, uma vez que até a seção de controle final, há apenas os biomas Mata Atlântica e Cerrado, enquanto que o bioma do tipo Caatinga encontra-se na porção mais a jusante daquele ponto.

Nota-se também, que nas áreas anteriormente ocupadas por estes biomas, restam apenas fragmentos, principalmente no que tange à existência de remanescentes de Mata Atlântica, sendo essa situação em virtude dos processos de colonização, ocupação e extrativismo vegetal na bacia.

Analisando-se a bacia do rio Paraopeba, tem-se um valor médio da curva número de 53,4, com predominância do valor igual a 43,47, enquanto que em termos de sub-bacia, a sub-bacia referente à Ponte Nova do Paraopeba tem um valor médio de 55,65 com a CN-II predominante de 43,47, enquanto que para a área a jusante deste ponto de controle, tem-se um valor médio de curva número igual a 50,22 com o valor predominante de 44,97. Embora esses valores médios e predominantes possam ser maiores que alguns cenários anteriores, destacam-se a homogeneidade dos mesmos, proporcionado por apenas dois tipos de uso do solo.

Destaca-se também, uma maior oferta de água nos dois pontos analisados, o que pode ser atribuído à infiltração de água no solo proporcionada pela cobertura vegetal, que reduz de forma considerada o escoamento superficial, sendo que em Porto do Mesquita, em termos de vazões médias, um aumento mais perceptível em relação à curva de permanência calibrada pelo modelo SWAT.

Em termos de escoamento superficial anual médio, considerando a bacia até sua seção de controle em Porto do Mesquita, foi em torno de 54,16 mm de água, enquanto a bacia em seu cenário atual gerou 207,26 mm, valor esse 3,82 vezes maior em comparação com o cenário primitivo. Já para a seção de controle em Ponte Nova do Paraopeba, o valor referente ao

escoamento superficial considerando apenas Mata Atlântica foi de 23 mm contra 39,57mm estimados pelo cenário atual.

Essa redução do escoamento superficial apresentado vai de acordo com as constatações de LINHARES (2006), que em seu estudo, concluiu que a remoção de florestas diminui os processos de interceptação e de infiltração, gerando uma resposta rápida nos valores do escoamento superficial e de VIOLA (2008) que verificou que a implantação de eucalipto em uma bacia na região do alto rio Grande, resultou em uma diminuição de 9,36% no escoamento superficial quando em 50% de área de pastagem e em 12,66% quando a conversão foi em 100% da área.

Para produção de água, o cenário primitivo também foi superior, com uma produção anual média de 529,98 mm contra 501,81 mm do cenário atual em Porto do Mesquita e de 693,6 mm contra 590,03 mm do cenário atual em Ponte Nova do Paraopeba.

Essa análise, no entanto, evidencia a dificuldade de detecção de alterações no uso do solo pelo monitoramento hidrológico, uma vez que substituições na cobertura vegetal ocorrem gradualmente ao longo do tempo e espaço, produzindo impactos em magnitudes dificilmente perceptíveis da variabilidade natural que afeta o regime fluvial, reforçando a importância da aplicação de modelos matemáticos na simulação de impactos oriundos de alterações no uso do solo (VIOLA, 2008).

Em termos de evapotranspiração, esse cenário apresentou um comportamento diferente do esperado, quando se aborda os efeitos do reflorestamento em bacias hidrográficas. Em Ponte Nova do Paraopeba, onde o predomínio é do bioma Mata Atlântica, o valor estimado foi de 584,7 mm, mostrando um pequeno acréscimo quando comparado ao valor do cenário atual, que foi de 581,4. Em relação à evapotranspiração em Porto do Mesquita, o valor encontrado foi de 790,9 mm, sendo este valor, maior apenas daquele estimado para o cenário atual, que é de 737,2 mm.

Uma possível explicação para esse decréscimo em relação aos cenários simulados de 2014 a 2029 está na homogeneidade da bacia nos cenários primitivos. Nos demais cenários, havia a presença de áreas urbanizadas e diferentes tipos de cobertura vegetal, compondo assim um cenário mais heterogêneo e, portanto, difícil de atribuir o aumento a uma determinada expansão de área sobre a outra.

Ressalta-se neste trabalho, que a influência da CN2 nos parâmetros hidrológicos também foi observada em outros estudos, conduzidos por MARCHIORO (2008), GREEN e GRIENSVEN (2008), CONFESOR *et al.* (2007), KIM *et al.* (2007), LENHART *et al.* (2002), dentre outros autores.

Na Figura 39, tem-se o comportamento da bacia nos dois pontos analisados, em termos de curva de permanência, onde se pode visualizar o aumento das vazões médias da bacia, com uma diferença maior em termos de oferta hídrica em Porto do Mesquita (Figura 38b).

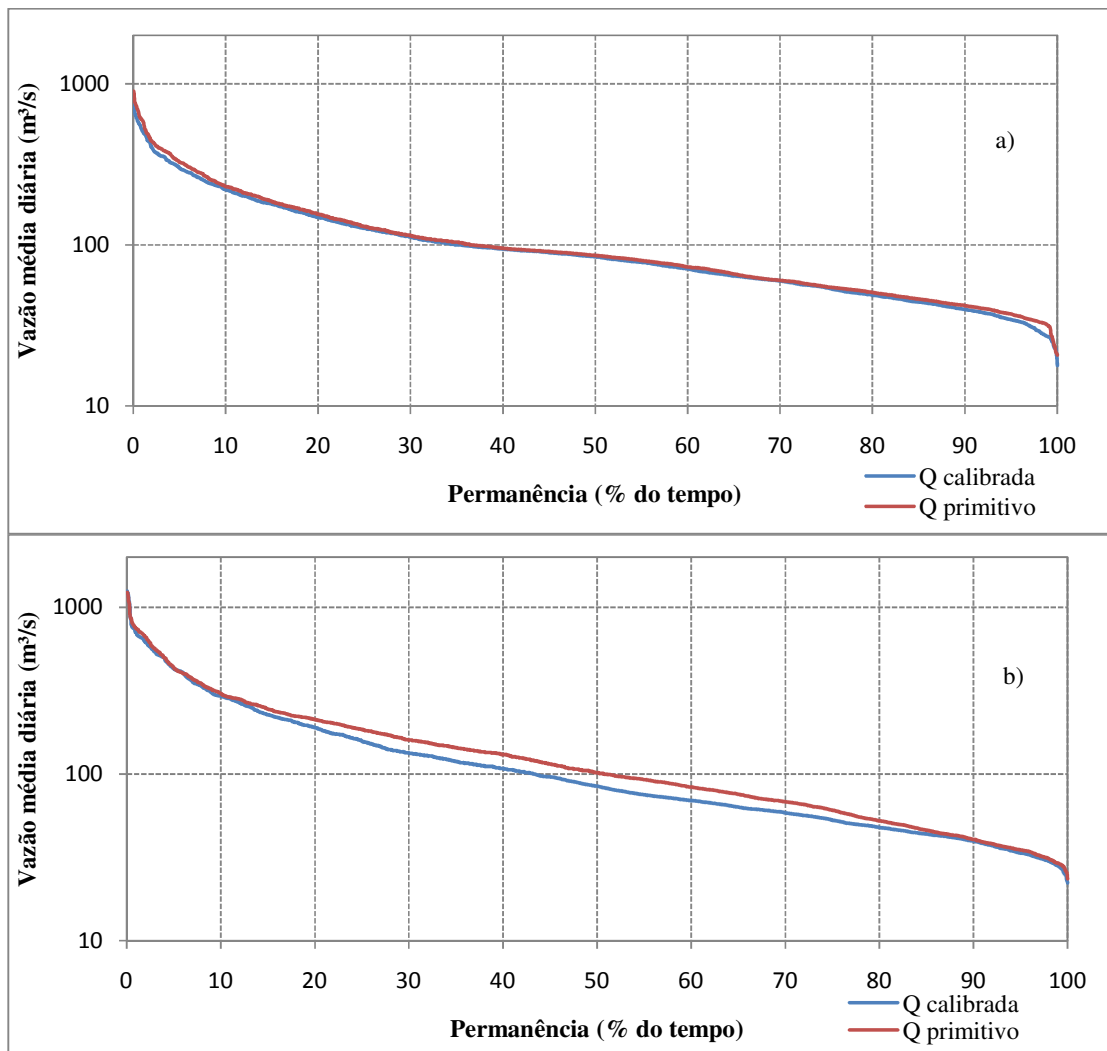


Figura 39 – Curvas de permanência considerando o cenário primitivo em Ponte Nova do Paraopeba (a) e em Porto do Mesquita (b).

Peterson e Hamlett (1998) *apud* Marchioro (2008) confirmam essa tendência da maior sensibilidade do modelo SWAT à variação da CN2, uma vez que a mesma apresenta forte relação entre as variáveis do solo com a vegetação, refletindo o potencial de escoamento superficial que pode ser ocasionado a partir do evento de precipitação.

Embora haja o indicativo da influência da CN2 no balanço hidrológico do SWAT, KANNAN *et al.* (2007) estudando a bacia do rio Sharnbrook no Reino Unido, não encontraram tal relação, pois os componentes do modelo não se mostraram sensíveis à modificação da CN2, devido à sua atualização em cada simulação, alterando o conteúdo de água no perfil do solo.

Essa atualização nos valores da CN2 em cada simulação realizada a partir da introdução de um novo *shape* ou MDE também foi notada neste trabalho, pois, quando foram introduzidos novos mapas para a realização dos cenários estudados, foi necessário ajustar manualmente a curva número II de cada tipo de uso e ocupação do solo.

6 CONCLUSÕES

O modelo hidrológico SWAT possibilitou a simulação hidrológica da bacia do rio Paraopeba, com seções de controle nos postos fluviométricos Ponte Nova do Paraopeba e Porto do Mesquita, respectivamente, mostrando ser uma ferramenta útil para a gestão e o planejamento dos recursos hídricos nesta bacia, permitindo que se possa simular cenários que apontem caminhos para minimização dos efeitos degradantes da ação antrópica na escala de bacia hidrográfica.

O modelo calibrou automaticamente os parâmetros de entrada mais significativos, obtidos pela análise de sensibilidade e calibração manual para o período adotado, adequando o escoamento total simulado aos dados de vazão observados, assim comprovados pelos valores de COE de 0,7669 em Ponte Nova do Paraopeba e 0,7901 em Porto do Mesquita no período de calibração e COE de 0,7646 e 0,8205 no período de validação em Ponte Nova do Paraopeba e em Porto do Mesquita, respectivamente, embora a análise gráfica mostra que para período de vazões mínimas, o modelo não apresentou um bom ajuste.

Em relação à discretização espacial das células, o modelo simulou com um ajuste adequado na resolução de 900 x 900m e com número reduzido de unidades de resposta hidrológica (HRU) variando de 30 à 82, o que limitou, no caso desse estudo, a interpretação e discussão dos cenários propostos. Entretanto, uma melhor resolução (30 x 30 m) e um número maior de HRUs podem fornecer um melhor discretização da área em termos de CN2, o que possibilita um entendimento mais refinado dos fatores que causam maior impacto na bacia. Sendo assim, é recomendável trabalhar com a utilização de múltiplas HRUs quando se deseja estudar o impacto da alteração da cobertura do solo sobre a dinâmica hidrológica da bacia.

Em relação aos dados climatológicos, a adoção de mais estações deste tipo pode melhorar os valores calibrados, uma vez que todo o comportamento da bacia foi dado a partir de uma única estação meteorológica.

A utilização do SWAT em escala de bacia hidrográfica é afetada pelas variáveis climatológicas e pedológicas. No caso das variáveis climáticas, é necessário ampla rede de estações, possibilitando o monitoramento das oscilações no comportamento de suas variáveis, com destaque para a precipitação, que pode ocorrer em pontos isolados, refletindo sobre a dinâmica fluvial da bacia.

O nível de estresse hidrológico em todos cenários avaliados até a seção de controle em Ponte Nova do Paraopeba ficou em Baixo, devido à menor demanda de água neste trecho, mas em Porto do Mesquita, este nível foi Médio, sendo que no cenário proposto para 2029, o comprometimento atinge 45% da $Q_{90\%}$.

O nível de estresse hidrológico, considerando como indicador a vazão $Q_{7,10}$, para os cenários avaliados até a seção de controle em Ponte Nova do Paraopeba ficou em sua maioria como baixo, devido à menor demanda de água neste trecho, sendo que, para o ano simulado de 2029, o nível de estresse passa a ser Médio. Para a seção de Porto do Mesquita, em todos os cenários simulados considerando a $Q_{7,10}$, o nível de estresse hidrológico foi Alto.

No cenário 2, onde se avaliou as condições primitivas em termos de uso do solo, o comportamento da bacia tendeu a um aumento em termos de produção de água e à redução do escoamento superficial em 382%, comparando com o cenário atual de uso.

Para utilização do SWAT na elaboração de cenários que necessitem inserir novo mapa, o usuário deve atualizar os valores de curva número 2, e verificar os demais parâmetros envolvidos na simulação, o que contribui para o aumento das incertezas.

Em razão dos resultados encontrados utilizando-se um modelo hidrológico distribuído, recomenda-se o uso não apenas do modelo SWAT, mas de outros modelos distribuídos na gestão de recursos hídricos, bem como no emprego de vazões retiradas da curva de permanência como representativas do eventual estresse hidrológico, o qual pode variar no tempo, em conformidade aos cenários de ocupação e uso do solo.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABBASPOUR, K. C.; YANG, J.; MAXIMOV, I.; SIBER, R.; BOGNER, K.; MIELEITNER, J.; ZOBRIST, J.; SRINIVASAN, R. Modelling hydrology and water quality in the Pre-alpine/Alpine Thur watershed using SWAT. **Journal of Hydrology**, v. 333, p. 413-430, 2007.

ALMEIDA, C. das N. **Modelagem integrada de recursos hídricos com apoio de um sistema de informações geográficas**. 2006. 125p. Tese (Doutorado em Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2006.

ANNEAR, T.; LOBB, D.; COOMER, C.; WOYTHAL, M.; HENDRY, C.; ESTES, C.; WILLIAMS, K. International Instream Flow Program Initiative – A status report of State and Provincial fish and wildlife Agency Instream Flow Activities and Strategies for the Future Final report for multi-state conservation grant project WYM-7-T. Instream Flow Council, Cheyenne, WY. 2009.

ARCHFIELD, S. A.; VOGEL, R. M.; STEEVES, P. A.; BRANDT, S. L.; WEISKEL, P. K.; GARABEDIAN, S. P. **The Massachusetts Sustainable-Yield Estimator: a decision-support tool to assess water availability at ungaged stream locations in Massachusetts**. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2009-522, Reston, Virginia, 2010, 41p.

ARNOLD, J. G.; FOHRER, N. SWAT2000: current capabilities and research opportunities in applied watershed modeling. **Hydrological Processes**, v. 19, p. 563-572, 2005.

ARNOLD, J. G.; MUTTIAH, R. S.; SRINIVASAN, R.; ALLEN, P. M. Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. **Journal of Hydrology**, v. 227, n. 1-4, p. 21-40, 2000.

ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R.; SRINIVASAN, R.; KING, K. W. SWAT (Soil and Water Assessment Tool), Blackland Research Center Texas Agricultural Experiment Station, Temple, Texas, 1999.

ARNOLD, J. G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R. S.; WILLIAMS, J. R. Large area hydrologic modeling and assessment. Part I: model development. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 34, n. 1, p. 73-89, 1998.

ARNOLD, J. G.; ALLEN, P. M.; BERNHARDT, G. A comprehensive surface-groundwater flow model. **Journal of Hydrology**, v. 142, p. 47-69, 1993.

BALDISSERA, G. C. **Aplicabilidade do modelo de simulação hidrológica SWAT (Soil and Water Assessment Tool), para a bacia hidrográfica do rio Cuiabá/MT.** 2005. 148p. Dissertação (Mestrado em Física e Meio Ambiente) – Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá, 2005.

BALTOKOSKI, V. **Modelo SWAT2005 aplicado às sub-bacias dos rios Conrado e Pinheiro – Pato Branco/PR.** 2008. 115p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Cascavel, 2008.

BEASLEY, D. B. *et al.* A model for watersheds Planning. **Transactions of the ASABE**, p.938-944. 1980.

BESKOW, S. **LASH model: A hydrological simulation tool in GIS framework.** 2009. 118p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2009.

BEST, A.; ZHANG, L.; MCMAHON, T.; WESTERN, A.; VERTESSY, R. A critical review of paired catchments studies with reference to seasonal flows and climatic variability. MDBC Publicação 11/03. Murray-Darling Basin Commission, Canberra, Australia. 2003.

BEVEN, K. J. **Rainfall-runoff modeling.** New York: John Wiley & Sons, 2001. 360 p.

BOLFE, E. L.; PEREIRA, R. S.; MADRUGA, P. R. A. Geoprocessamento e sensoriamento remoto aplicados à análise de recursos florestais. **Ciência Rural**, v. 34, n. 1, p. 105-111, 2004.

BRANDT, S.; VOGEL, R. M.; ARCHFIELD, S. A. **Indicators of Hydrologic Stress in Massachusetts**, ASCE-EWRI, World Water & Environmental Resources Congress. 2008, Honolulu, Hawaii.

BRAUD, I.; VICH, A. I. J.; ZULUAGA, J.; FORNERO, L.; PEDRANI, A. Vegetation influence on runoff and sediment yield in the Andes region: observation and modeling. **Journal of Hydrology**, v. 254, p. 124-144, 2001.

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, p. 28-61, 2005.

BRUIJNZEEL, L. A. **Hydrology of moist Forest and the effects of conversion: a state of knowledge review**, Free University, Amsterdam, 1990. 224p.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J. S. Princípios básicos em geoprocessamento. In: ASSAD, E. D.; SANO, E. E. **Sistemas de informações geográficas: aplicações na agricultura**. 2.ed. Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 1998. P. 3-11.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J. S. Geoprocessamento para Projetos Ambientais In: CÂMARA, G; DAVIS, C.; MONTEIRO, A. M. V. (org.). **Introdução à Ciência da Geoinformação**. Disponível em: <<http://www.dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/>>

CHANASYK, D. S.; MAPFUMO, E.; WILLMS, W. Quantification and simulation of surface runoff from fescue grassland watersheds. **Agricultural Water Management**, v. 59, p. 137-153, 2003.

CHAPLOT, V. Impact of DEM mesh size and soil map scale on SWAT runoff, sediment, and NO₃-N loads predictions. **Journal of Hydrology**, v. 312, p. 207-222, 2005.

CHECCHIA, T. E.; RODRIGUES, T. B.; SCHRÖDER, P. H.; CORREA, A. C. S. Avaliação dos efeitos das modificações da cobertura da terra na disponibilidade hídrica da bacia hidrográfica de Pimenta Bueno, Rondônia. In: SIMPÓSIO DE RECURSOS HÍDRICOS DO CENTRO OESTE, 2007, Cuiabá. **Anais...** São Paulo: ABRH, 2007. Disponível em: <http://www.abrh.org.br/novo/i_simp_rec_hidric_norte_centro_oeste75.pdf>. Acessado em janeiro de 2010.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: E. Blücher, 1999. 236p.

CIBAPAR – Consórcio Intermunicipal da Bacia Hidrográfica do rio Paraopeba. **Estudos preliminares para implementação do Plano Diretor das águas da bacia do rio Paraopeba**. Betim, 2010. 346p.

COLLISCHONN, W. **Simulação Hidrológica de Grandes Bacias**. 2001. 270p. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

CONFESOR JR, R. B. e WHITTAKER, G. Sensitivity analysis and interdependence of the SWAT model parameters. 2007 ASABE Annual International Meeting, Technical Papers 2007a. p. (2007 ASABE Annual International Meeting, Technical Papers)

COSTA, M. H.; BOTTA, A.; CARDILLE, J. A. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins river, southeastern Amazonia. **Journal of Hydrology**, v. 283, p. 206-217, 2003.

COUTINHO, B. B. S. **Um modelo digital de terreno baseado em triangulação retangular adaptativa**. Laboratório Nacional de Computação Científica. Petrópolis, RJ, 2003.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – Superintendência Regional de Belo Horizonte. Regionalização de vazões sub-bacias 40 e 41, Convênio 015/2000 ANEEL – 013/CPRM/2000, Relatório Final. Belo Horizonte, 2001.

Di LUZIO, M.; SRINIVASAN, R.; ARNOLD, J. G.; NEITSCH, S. L. **ArcView® Interface for SWAT2000 – User's Guide**. Texas: Published by Texas Water Resources Institute. 2002. 506p.

DUIKER, S.W.; FLANAGAN, D. C.; LAL, R. Erodibility and infiltration characteristics of five major soils of southwest Spain. **Catena**, v. 45, p. 103-121, 2001.

DYHR-NIELSEN, M. Hydrological effect of deforestation in the Chao Phraya basin in Thailand. In: International Symposium on Tropical Forest Hydrology and Application. Chiang Mai, Thailand, 11-14 June, 1986.

ECKHARDT, K.; HAVERKAMP, S.; FOHRER, N.; FREDE, H. G. SWAT – G, a version of SWAT99.2 modified for application to low mountain range catchments. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v. 27, n. 9-10, p. 641-644, 2002.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2005. 412p.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Pesquisa, desenvolvimento e inovação para o agronegócio brasileiro. Cenários 2002-2012**. Brasília: Embrapa Informação Tecnológica, 2003. 91p.

FARLEY, K. A.; JOBBÁGY, E.; JACKSON, R. B. Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. **Global Change Biology**, v. 11, p. 1565-1576, 2005.

FOHRER, N.; HAVERKAMP, S.; ECKHARDT, K.; FREDE, H. G. Hydrologic Response to land use changes on the catchment scale. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 26, p. 577-582, 2001.

FOLEY, J. A.; DEFRIES, R.; ASNER, G. P.; BARFORD, C.; BONAN, G.; CARPENTER, S. R.; CHAPIN, F. S.; COE, M. T.; DAILY, G. C.; GIBBS, H. K.; HELKOWSKI, J. H.; HOLLOWAY, T.; HOWARD, E. A.; KUCHARIK, C. J.; MONFREDA, C.; PATZ, J. A.;

PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P. K. Global Consequences of Land Use. **Science**, v. 309, p. 570-574, 2005.

GALVÃO, D. M. de O. **Subsídios à determinação de vazões ambientais em cursos d'água não regulados: o caso do ribeirão Pípiripau (DF/GO)**. 2008. 219p. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) – Universidade de Brasília, Brasília, 2008.

GAO, Y.; VOGEL, R. M.; KROLL, C. N.; POFF, N. L.; OLDEN, J. D. Representative Indicators of Hydrologic Alteration. **Journal of Hydrology**, 2008.

GENÚ, A. M. **Sensoriamento remoto e geoprocessamento na caracterização e avaliação pontual e espacial de solos e seus atributos**. 2006. 120 p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2006.

GERMER, S.; NEILL, C.; KRUSCHE, A. V.; ELSENBEEER, H. Influence of land-use change on near-surface hydrological processes: Undisturbed forest to pasture. **Journal of Hydrology**, v. 380, p. 473-480, 2010.

GORDON, N. D.; McMAHON, T. A.; FINLAYSON, B. L.; GIPPEL, C. J.; NATHAN, R. J. **Stream Hydrology** – An Introduction for Ecologists. 2^a ed., Editora John Wiley & Sons LTD, 2004, 446p.

GOTTSCHALK, L.; MOTOVILOV, Y. Macro-scale hydrological modeling – a Scandinavian experience. In: International Symposium on: ‘Can science and society save the water crisis in the 21st century - reports from the World’, 2000, Tokyo. **Anais...** Tokyo: Japan Society of Hydrology and Water Resources, 2000. p.38-45.

GOVENDER, M.; EVERSON, C. S. Modelling streamflow from two small South African experimental catchments using the SWAT model. **Hydrological Processes**, v. 19, p. 683-692, 2005.

GREEN, C. H.; GRIENSVEN, A. V. Autocalibration in hydrologic modeling: Using SWAT2005 in small-scale watersheds. **Environmental Modelling and Software**, v. 23, n. 4, p. 422-434, 2008.

GRIENSVEN, A. V. Sensitivity, auto-calibration, uncertainty and model evaluation in SWAT2005. Artigo Técnico. Disponível em: <http://groups.google.com/group/swatuser/files> . Acesso em: 19 de mar. de 2010.

GROSSI, H. C. **Sistema de informação geográfica – Basins 3.0 na modelagem hidrológica da bacia experimental do rio Pardo, SP**. 2003. 101p. Dissertação (Mestrado em Agronomia).

Energia na Agricultura) – Universidade Estadual Paulista. Faculdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu, SP, 2003.

HADDELAND, I.; SKAUGEN, T.; LETTENMAIER, D. P. Hydrologic effects of land and water management in North America and Asia: 1700-1992. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, p. 1035-1045, 2007.

HARRIS, E.; HATFIELD, E.; HEALEY, M.; MILLER, D.; SCHRODER, D. Macro approach for water sharing in unregulated Rivers. In: 9th International Riversymposium. Brisbane, Austrália, 2006.

HEWLETT, J. D. **Principles of Forest Hydrology**. Athens: The University of Georgia, 1982. 183p.

HOLECHEK, J. L.; PIEPER, R. D.; HERBEL, C. H. **Range Management, Principles and Practice**, Fifth Edition. Pearson Prentice Hall. p. 325-370; 379-385, 2004.

HOLVOET, K.; VAN GRIENSVEN, A.; GEVAERT, V.; SEUNTJENS, P.; VANROLLEGHEM, P. A. Sensitivity analysis for hydrology and pesticide supply towards the river in SWAT. **Physics and Chemistry of Earth. Parts A/B/C**, v. 30, n. 8-10, p. 518-526, 2005.

HUNDECHA, Y.; BÁRDOSSY, A. Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. **Journal of Hydrology**, v. 292, p. 281-295, 2004.

IBAMA – Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis. Disponível em: http://www.ibama.gov.br/ecossistemas/mata_atlantica.htm . Acesso em: maio, 2010.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapas dos biomas brasileiros**. Rio de Janeiro, 2004. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br> . Acesso em: maio, 2010.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Pedologia/IBGE**, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais – 2 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2007. 323p.

IGAM – Instituto Mineiro de Gestão das Águas. Disponível em: <http://www.igam.mg.gov.br> . Acesso em: abril, 2009.

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – & Fundação SOS Mata Atlântica. Atlas dos Remanescentes Florestais da Mata Atlântica: Período 2005-2008, Relatório Parcial. São Paulo, 2009.

JULIEN, P. Y.; SAGHAFIAN, B.; OGDEN, F. L. Raster-based hydrologic modeling of spatially-varied surface runoff. **Water Resources Bulletin**, v. 31, n. 3, p. 523-536, 1995.

KANNAN, N.; WHITE, S. M.; WHELAN, M. J. Predicting diffuse-source transfers of surfactants to surface waters using SWAT. **Chemosphere**, v. 66, n. 7, p. 1336-1345, 2007.

KIM, P. S.; SRIVASTAVA, P.; ZHANG, Y.; YOO, K. H.; KIM, S. J. **Uncertainty analysis of SWAT model parameters using Monte Carlo technique and ensemble flow simulations**. 2007 ASABE Annual International Meeting, Technical Papers 2007. (2007 ASABE Annual International Meeting, Technical Papers)

KING, K. W.; ARNOLD, J. G.; WILLIAMS, J. R.; SCRINIVASAN, R. **Soil and Water Assessment Tool – SWAT**. Temple: USDA, Agricultural Research Service, 1996. 450 p.

KRYSANOVA, V.; MÜLLER-WOHLFEIL, D. I.; BECKER, A. Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. **Ecological Modelling**, v. 106, n. 2-3, p. 261-289, 2005.

KUMAR, S. **Studying the effect of spatial scaling on hydrologic model calibration using soil and water assessment tool (SWAT)**. 2008. 124p. Master's Thesis (Master of Science in Civil Engineering) – Purdue University, West Lafayette, 2008.

LENHART, T.; ECKHARDT, K.; FOHRER, N.; FREDE, H. G. Comparison of two different approaches of sensitivity analysis. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 27, n. 9-10, p. 645-654, 2002.

LI, Z.; LIU, W.; ZHANG, X.; ZHENG, F. Impacts of land use change and climate variability on hydrology in an agricultural catchment on the Loess Plateau of China. **Journal of Hydrology**, v. 377, p. 35-42, 2009.

LICCIARDELO, F.; ZEMA, D. A.; ZIMBONE, S. M.; BINGNER, R. L. Runoff and soil erosion evaluation by the AGNPS model in a small Mediterranean watershed. **Transactions of the ASABE**, v. 50, p. 1585-1593, 2007.

LINHARES, C. A. **Influência do desflorestamento na dinâmica da resposta hidrológica na Bacia do Rio Ji-Paraná / RO**. 2006. 219p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006.

LINO, J. F. de L. **Análise da dinâmica hidrossedimentológica da bacia hidrográfica do rio Preto (SC) com o modelo SWAT**. 2009. 150p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2009.

MACEDO, I. K.; SOUZA, N. M.; CAMPAGNOLI, F. Utilização de Modelo de Previsão de Erosão/Assoreamento para Avaliação do balanço de Massas numa Bacia Hidrográfica. In: CARVALHO, J. C.; SALES, M. M.; DE SOUZA, N. M.; MELO, T. M. S. (orgs): **Processos Erosivos no Centro-Oeste Brasileiro**. Brasília, Universidade de Brasília: FINATEC, 2006. 464p.

MACHADO, R. E. **Simulação de escoamento e de produção de sedimentos em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento**. 2002. 154 p. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002.

MACHADO, R. E.; VETTORAZZI, C. A.; XAVIER, A. C. Simulação de cenários alternativos de uso da terra em uma microbacia utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, p. 727-733, 2003.

MALDONADO, O. A.; PALACIOS, O. L.; SPRINGALL, R.; FERNÁNDEZ, D. S. Empleo Modelo SWRRB Generar Alternativas de Manejo em La Cuenca Itzapa, Guatemala. **Agrociência**. México. v. 35, p. 335-345, 2001.

MARCHIORO, E. **Modelagem hidrossedimentológica na bacia do córrego Santa Maria: Subsídios à aplicação de práticas de conservação de água e solo no noroeste fluminense**. 2008. 189 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

MATTOS, L. M. **Uso dos índices AF (Attenuation factor) e RF (Retardation factor) como metodologia de estudo de contaminação por pesticidas de solo e água subterrânea**. 1998. 189p. Dissertação (Mestrado em Ciências da Engenharia Ambiental) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1998.

MCLEAN, S. **Baseflow response to vegetation change, Glendhu State Forest, Otago, New Zealand**. 2001. 118p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – University of Otago, Dunedin, 2001.

MELLO, C.R. de; VIOLA, M. R.; NORTON, L. D.; SILVA, A. M.; ACERBI JR, F. W. Development and application of a simple hydrologic model simulation for a Brazilian headwater basin. **Catena**, v. 75, p. 235-247, 2008.

MENDES, C. A. Integração de modelos hidrológicos e sistemas de informações geográficas: fundamentos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 1, p. 47-66, 1996.

MISHRA, A.; KAR, S.; SINGH, V. P. Prioritizing structural management by quantifying the effect of land use and land cover on watershed runoff and sediment yield. **Water Resource Management**, v. 21, p. 1899-1913, 2007.

MZUKU, M.; KHOSLA, R. REICH, R.; INMAN, D.; SMITH, F.; MACDONALD, L. Spatial variability of measured soil properties across Site-Specific Management Zones. **Soil Science of American Journal**, v. 69, p. 1572-1579, 2005.

NARAMNGAM, S. **Modeling the impacts of agricultural management practices on water quality in the Little Miami River Basin**, 2008. 217p. Ph.D. Thesis (Doctorate of Philosophy in Geography) – University of Cincinnati, Cincinnati, 2008.

NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. R.; KINIRY, J. R.; WILLIAMS, J. J. Soil and water assessment tool: theoretical documentation – version 2005. SERVICE., G-S. A. W. R. L. – A. R. Texas – USA: 525 p. 2005.

NOTTER, B.; MACMILLAN, L.; VIRIROLI, D.; WEINGARTNER, R.; LINIGER, H. P. Impacts of environmental change on water resources in the Mt. Kenya Region. **Journal of Hydrology**, v. 343, p. 266-278, 2007.

OLIVEIRA, V.H. **Erodibilidade de seis solos do município de Lavras –MG, usando o nomograma**. 1998. 70p. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG, 1998.

PAPPAGALLO, G.; LO PORTO, A.; LEONE, A. Use of the SWAT model for evaluation of anthropic impacts on water resources quality and availability in the Celone Creek basin (Apulia – Italy). 2003. 2nd International SWAT Conference. TWRI Technical Report 266. Baria/Italy.

PETERSEN, G. W.; NIELSEN, G. A.; WILDING, L. P. Geographic information systems and remote in land resources analysis and management. **Suelo y Planta**, v. 1, p. 531-543, 1991.

PINHEIRO, V. B. **Calibração de um modelo chuva-vazão em bacias sem monitoramento fluviométrico a partir de curvas de permanência sintéticas**. 2009. 271 p. Dissertação (Mestrado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2009.

PNRH – Plano Nacional de Recursos Hídricos. **Síntese Executiva**. Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Recursos Hídricos. Brasília: MMA, 2006. 135p.

RATTANAVIWATPONG, 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, p. 215-230, 2007.

REICHOLD, L.; ZECHMAN, E. M.; BRILL, E. D.; HOLMES, H. Simulation-Optimization framework to support sustainable watershed development by mimicking the predevelopment flow regime. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 136, n. 3, p. 366-375, 2010.

RIBEIRO, C. A. A. S. **Tópicos avançados em sistemas de informações geográficas**. Viçosa, MG: UFV, 2003. 22p. Apostila.

ROMANOWICZ, A. A.; VANCLOOSTER, M.; ROUNSEVELL, M.; LA JUNESSE, I. Sensitivity of the SWAT model to the soil and land use data parametrisation: a case study in the Thyle catchment, Belgium. **Ecological Modelling**, n. 187, p. 27-39, 2005.

SAMMONS, N. e NEITSCH, S. L. Until interface for SWAT2000 – User guide. SERVICE, G. U. A. R.: 14p. 2000.

SANTIAGO, A. V. **Simulações dos efeitos da cobertura vegetal no balanço hídrico da bacia do rio Ji-Paraná, RO**. 2005. 70p. Tese (Doutorado em Agronomia) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

SANTOS, C. A. G.; SUZUKI, K.; WATANABE, M.; SRINIVASAN, V. Influência do tipo da cobertura vegetal sobre a erosão no semi-árido paraibano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 4, n. 1, p. 92-96, 2000.

SARTORI, A.; GENOVEZ, A.; LOMBARDI NETO, F. Classificação hidrológica de solos brasileiros para a estimativa da chuva excedente com o método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 2: Aplicação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10, n. 4, p. 19-29, 2005.

SARTORI, A.; LOMBARDI NETO, F.; GENOVEZ, A. Classificação hidrológica de solos brasileiros para a estimativa da chuva excedente com o método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 1: Classificação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 10, n. 4, p. 05-18, 2005.

SCHMUGGE, T. J.; KUSTAS, W. P.; RITCHIE, J. C.; JACKSON, T. J.; RANGO, A. Remote sensing in hydrology. **Advances in Water Resources**, v. 25, n. 8-12, p. 1367-1385, 2002.

SCHVARTZMAN, A. S.; NASCIMENTO, N. O.; VON SPERLING, M. Outorga e cobrança pelo uso de recursos hídricos: aplicação à bacia do rio Paraopeba, MG. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 7, n. 1, p. 103-122, 2002.

SCOTT, D. F.; PRINSLOO, F. W.; MOSES, G.; MEHLOMAKULU, M.; SIMMERS, A. D. A. A reanalysis of the South African afforestation experimental data. WRC Report, n. 810, **Water Research Commission**, South Africa, 2000.

SCULL, P.; FRANKLIN, J.; CHADWICK, O. A.; MCARTHUR, D. Predictive soil mapping: a review. **Progress in Physical Geography**, v. 27, n. 2, p. 171-197, 2003.

SINGH, V. P. Watershed Modeling, In Singh, V. P. Computer Model of Watershed Hydrology, WRP, Highlands Ranch, p 1-22, 1995.

SILVA, A. M. da; PIERANGELI, C.; MELLO, C. R.; OLIVEIRA, P. M. Vazões mínimas e de referência para outorga na região do Alto Rio Grande, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 10, p. 374-380, 2006.

SOROOSHIAN, S. e GUPTA, V. Model Calibration, In Singh, V. P. Computer Model of Watershed Hydrology, WRP, Highlands Ranch, p 23-68, 1995.

SOUZA, Z. M.; MARQUES JUNIOR, J.; FERREIRA, G. T.; BARBIERI, D. M. Small relief shape variations influence spatial variability of soil chemical attributes. **Scientia Agrícola**, v. 63, n. 2, p. 161-168, 2006.

SPRUILL, C. A.; WORKMAN, S. R.; TARABA, J. L. Simulation of daily and monthly stream discharge from small watersheds using the SWAT model. **Transactions of the ASAE**, v. 43, n. 6, p. 1431-1439, 2000.

SRINIVASAN, R.; ARNOLD, J. G. Integration of basin-scale water quality model with GIS. **Water Resources Bulletin**, v. 30, p. 453-462, 1994.

SRINIVASAN, R.; ARNOLD, J.G.; JONES, C. A. Hydrologic modeling of the United States with the Soil and Water Assessment Tool. **International Journal of Water Resources Development**, v. 14, n. 3, p. 315-325, 1998.

TANG, Z.; ENGEL, B. A.; LIM, K. J.; PIJANOWSKI, B. C.; HARBOR, J. Minimizing the impact of urbanization on long term runoff. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 41, p. 1347-1359, 2005.

TOLEDO, A. M. A. **Evolução espaço temporal da estrutura da paisagem e sua influência na composição química das águas superficiais dos ribeirões Piracicamirim e Cabras (SP)**. 2001. 94p. Dissertação (Mestrado em Energia Nuclear na Agricultura) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Piracicaba, SP, 2001.

TRIPATHI, M. P.; PANDA, R. K.; RAGHUWANSHI, N. S. Identification and prioritization of critical sub-watersheds for soil conservation management using the SWAT model. **Biosystems Engineering**, v. 85, n. 3, p. 365-379, 2003.

TUCCI, C. E. M. Modelos Hidrológicos, 1ª ed., Editora Universidade UFRGS, Associação Brasileira de Recursos hídricos, 1998.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. 2.ed.rev. e aum. Porto Alegre: UFRGS, 2005. 678p.

TWINE, T. E.; KUCHARIK, C. J.; FOLEY, J. A. Effect of land cover change on the energy and water balance of the Mississippi river basin. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, p. 640-655, 2004.

U. S. DEPARTAMENT OF AGRICULTURE. Soil Conservation Service. Hydrology. **National Engineering Handbooks**. Washington: USDA, 1972. (Section 4).

UNESCO. **Water: a shared responsibility**. The United Nations World Water Development Report 2, UNESCO, Oxford-UK, 2006, 584p.

UZEIKA, T. **Aplicabilidade do modelo SWAT (Soil and Water Assessment Tool) na simulação da produção de sedimentos em uma pequena bacia hidrográfica rural**. 2009. 130p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

VALDAMERI, R. M. **Determinação dos índices de vulnerabilidade física através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento – Municípios de Tavares e São José de Norte – Litoral médio leste do RS**. 2000. 77p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2000.

VAN GRIENSVEN, A.; MEIXNER, T.; GRUNWALD, S.; BISHOP, T.; DILUZIO, M.; SRINIVASAN, R. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. **Journal of Hydrology**, v. 324, n. 1-4, p. 10-23, 2006.

VAN LIEW, M. W.; GARBRECHT, J. Hydrologic simulation of the Little Washita River experimental watershed using SWAT. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 39, n. 4, p. 977-986, 2003.

VANDENBERGHE, V.; VAN GRIENSVEN, A.; BAUWENS, W. Sensitivity analysis and calibration of the parameters of ESWAT: Application to the River Dender. **Water Science and Technology**, v. 43, p. 295-300, 2001.

VERTESSY, R. A. Impacts of plantation forestry on catchment runoff. In: NAMBIAR, E. K. S.; BROWN, A. G. (eds) **Proceedings of Plantations, Farm Forestry and Water**. Canberra: Rural Industries Research and Development Corporation, 2000. v. 20, n. 1, p. 9-19.

VERTESSY, R. A. The impacts of forestry on streamflows: a review. In: Croke, J; Lane, P. (eds) **Forest Management for Quality and Quantity**. Proceedings of the Second Forest erosion Workshop. Warburton, Australia: Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, CSIRO Land and Water, 1999. p. 93-109.

VIOLA, M. R. **Simulação hidrológica na região alto rio Grande a montante do reservatório de Camargos/CEMIG**. 2008. 120p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2008.

VOGEL, R. M.; LANE, M.; RAVINDIRAN, R. S.; KIRSHEN, P. Storage reservoir behavior in the United States. **Journal of Water Resources Planning and Management**, v. 125, n. 5, p. 245-254, 1999.

VOGEL, R. M.; SIEBER, J.; ARCHFIELD, S. A.; SMITH, M. P.; APSE, D. C.; HUBER-LEE, A. Relations among storage, yield, and instream flow. **Water Resources Research**, v. 43, W05403, 12p. 2007

VON STACKELBERG, N. O.; CHESCHEIR, G. M.; SKAGGS, R. W.; AMATYA, D. M. Simulation of the hydrologic effects of afforestation in the Tacuarembó river basin, Uruguay. **Transactions of the ASABE**, v. 50, p. 455-468, 2007.

WAGENER, T.; WHEATER, H.; GUPTA, H. V. Rainfall-Runoff modeling in gauged and ungauged catchments. Imperial College Press. 306 p. 2004.

WAHAB, A. A.; AMIM, M. S. M.; HALIM, G. A.; SHAFRI, H. Z. M.; THAMER, A. M.; WALEED, A. R. M.; AIMRUN, W.; EZRIN, M. H. The effect of development and land use change on rainfall-runoff and runoff-sediment relationships under humid tropical condition: Case study of Bernam watershed, Malaysia. **European Journal of Scientific Research**, v. 31, n. 1, p. 88-105, 2009.

WILK, J.; HUGHES, D. A. Simulating the impacts of land-use and climate change on water resource availability for a large south Indian catchment. **Hydrological Sciences**, v. 47, p. 19-30, 2002.

WU, K. e JOHNSTON, C. A. Hydrologic response to climatic variability in a Great lakes Watershed: A case study with the SWAT model. **Journal of Hydrology**, v. 337, p. 187-199, 2007.

XAVIER, M. C. R. **Estudo da distribuição espacial de vazões na gestão dos recursos hídricos**. 2007. 116p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

ZAPPA, M. **Multiple-response verification of a distributed hydrological model at different spatial scales**. 2002. 167 p. Ph.D. thesis (Natural Science) – Swiss Federal Institute of Technology, Zurich. 2002.

ZEILER, M. **Modeling our real world – The ESRI guide to geodatabase design**. California: Published by Environmental Systems Research Institute, 1999. 202 p.

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, 2001.

ZHANG, H. G.; FU, S. H.; FANG, W. H.; IMURA, H.; ZHANG, X. C. Potential effects of climate change on runoff in the Yellow River Basin of China. **Transactions of the ASABE**, v. 50, p. 911-918, 2007.