

**SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA REGIÃO
ALTO RIO GRANDE A MONTANTE DO
RESERVATÓRIO DE CAMARGOS/CEMIG**

MARCELO RIBEIRO VIOLA

2008

MARCELO RIBEIRO VIOLA

**SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA REGIÃO ALTO
RIO GRANDE A MONTANTE DO RESERVATÓRIO
DE CAMARGOS/CEMIG**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, área de concentração Engenharia de Água e Solo, para a obtenção do título de "Mestre".

Orientador

Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello

LAVRAS
MINAS GERAIS - BRASIL
2008

**Ficha Catalográfica Preparada pela Divisão de Processos Técnicos da
Biblioteca Central da UFLA**

Viola, Marcelo Ribeiro.

Simulação hidrológica na região Alto Rio Grande a montante do Reservatório de Camargos/CEMIG / Marcelo Ribeiro Viola. -- Lavras : UFLA, 2008.
120 p. : il.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Lavras, 2008.

Orientador: Carlos Rogério de Mello.

Bibliografia.

1. Modelos hidrológicos. 2. Hidrologia. 3. Rio Grande. 4. Rio Aiuruoca. 5. Uso do solo - Impactos hidrológicos. 6. Eucalipto. I. Universidade Federal de Lavras. II. Título.

CDD – 551.483

MARCELO RIBEIRO VIOLA

**SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA NA REGIÃO ALTO
RIO GRANDE A MONTANTE DO RESERVATÓRIO
DE CAMARGOS/CEMIG**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, área de concentração Engenharia de Água e Solo, para a obtenção do título de "Mestre".

APROVADA em 8 de fevereiro de 2008

Prof. Dr. Antônio Marciano da Silva UFLA

Prof. Dr. Geraldo César de Oliveira UFLA

Pesq. Dr. Gilberto Coelho UFLA

Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello
UFLA
(Orientador)

LAVRAS
MINAS GERAIS – BRASIL

Aos meus pais
Nelso Serafim Viola & Roseneide Bargas Ribeiro.

A minha avó
Anésia Bargas Paiva.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A Universidade Federal de Lavras, em especial ao Setor de Hidráulica do Departamento de Engenharia, pela formação e estrutura oferecida ao desenvolvimento deste trabalho.

Ao CNPq/CT-Hidro pela concessão de bolsa, a FAPEMIG pelo apoio financeiro ao Projeto CAG 1617/06 e a ANEEL/CEMIG pelo apoio financeiro ao Projeto P&D 176.

A Agência Nacional de Águas (ANA) pela disponibilização de séries históricas de precipitação e vazão, viabilizando o desenvolvimento desse estudo.

Ao Professor Carlos Rogério de Mello, pela amizade, confiança, orientação e oportunidade de desenvolvimento deste trabalho.

Aos Professores Antônio Marciano da Silva (DEG/UFLA), Fausto Weimar Acerbi Junior (DCF/UFLA), Geraldo César de Oliveira (DCS/UFLA) e ao Pesquisador Gilberto Coelho (DEG/UFLA) pela colaboração e auxílio prestados no desenvolvimento desse trabalho.

A todos colegas, funcionários e professores do Setor de Hidráulica do DEG/UFLA, pelo convívio e amizade ao longo desses anos.

Aos meus irmãos Rodrigo, Eduardo e Júlia e a todos os meus amigos, de quem sempre obtive apoio, companhia e amizade, em todas as horas.

MUITO OBRIGADO!

SUMÁRIO

LISTA DE SÍMBOLOS.....	i
RESUMO.....	iv
ABSTRACT.....	v
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REFERENCIAL TEÓRICO.....	3
2.1 Abordagem introdutória.....	3
2.2 Modelagem hidrológica.....	3
2.2.1 Definições.....	5
2.2.2 Fontes de dados.....	5
2.2.3 Calibração.....	7
2.2.4 Validação.....	9
2.2.5 Aplicações e limitações.....	10
2.3 Impactos de alterações no uso do solo sobre o regime hidrológico.....	13
2.3.1 Resultados experimentais.....	14
2.3.2 Mudanças no uso do solo e as escalas hidrológicas.....	14
2.3.3 Análise dos impactos de alterações no uso do solo.....	19
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	24
3.1 Contextualização da região de estudo.....	24
3.2 Caracterização das áreas em estudo.....	27
3.2.1 Morfometria e hidrografia.....	27
3.2.2 Vegetação.....	28
3.2.2.1 Índice de área foliar (IAF).....	30
3.2.2.2 Coeficiente de cultura (K_C).....	31
3.2.2.3 Profundidade do sistema radicular (h).....	32
3.2.3 Solos.....	33
3.2.3.1 Capacidade de armazenamento de água no solo (A_m).....	34
3.3 Base de dados.....	37
3.3.1 Precipitação.....	37
3.3.2 Vazão.....	40
3.3.3 Evapotranspiração.....	42
3.4 Descrição do modelo hidrológico.....	43
3.4.1 Balanço hídrico do solo.....	44
3.4.2 Interceptação.....	45
3.4.3 Geração do escoamento superficial.....	46
3.4.4 Geração do escoamento subsuperficial.....	47
3.4.5 Geração do escoamento subterrâneo.....	48
3.4.6 Evapotranspiração.....	48
3.4.7 Algoritmo para propagação nos reservatórios superficial, subsuperficial e subterrâneo.....	50

3.4.8 Algoritmo para propagação nos canais	53
3.5 Discretização espacial para aplicação da modelagem.....	55
3.6 Parâmetros fixos	57
3.7 Calibração	58
3.8 Validação do modelo e testes.....	60
3.9 Estatísticas de precisão	61
3.10 Análises complementares dos processos hidrológicos.....	62
3.11 Análise de incertezas associadas à simulação.....	63
3.12 Mudanças no uso do solo	63
3.12.1 Cenários	64
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	66
4.1 Simulação hidrológica na bacia hidrográfica do rio Grande.....	66
4.1.1 Análise da precisão do modelo	66
4.1.2 Análise da sensibilidade do modelo a variações nos parâmetros.....	74
4.1.3 Análise de algumas características hidrológicas simuladas	76
4.1.4 Parâmetros básicos do ciclo hidrológico simulado	82
4.1.5 “Proxy basin test”	83
4.1.6 Validação do modelo semidistribuído	85
4.2 Simulação hidrológica na bacia hidrográfica do rio Aiuruoca	88
4.2.1 Análise da precisão do modelo	88
4.2.2 Calibração	95
4.2.3 Análise de algumas características hidrológicas simuladas	95
4.2.4 Parâmetros básicos do ciclo hidrológico simulado	101
4.3 Análise preliminar dos impactos de alterações no uso do solo sobre o regime hidrológico na bacia do rio Grande.....	102
4.3.1 Cenários	104
5 CONCLUSÕES	112
6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	113

LISTA DE SÍMBOLOS

A_m	Capacidade de armazenamento de água no solo
θ_{CC}	Umidade à capacidade de campo
θ_{PMP}	Umidade ao ponto de murcha permanente
θ_s	Umidade de saturação
DTA	Disponibilidade total de água no solo
A_t	Armazenamento atual de água no solo
ΔA	Variação do armazenamento de água no solo
A_{t-1}	Armazenamento ao início do intervalo de tempo
P_t	Precipitação total
P	Precipitação, descontada a interceptação pela cobertura vegetal
ET	Evapotranspiração
D_B	Lâmina de drenagem subterrânea
D_{SS}	Lâmina de drenagem subsuperficial
D_{SUP}	Lâmina de drenagem superficial
Δt	Intervalo de tempo de simulação
IAF	Índice de área foliar
CRI	Capacidade do reservatório de interceptação
α	Parâmetro do reservatório de interceptação
LI_t	Lâmina interceptada durante o intervalo de tempo
LI_{t-1}	Lâmina no reservatório de interceptação ao início do intervalo de tempo
I_a	Abstração inicial
λ	Parâmetro de calibração do CN-SCS proposto por Mishra et al. (2006)
M	Fator de correção do CN-SCS proposto por Mishra et al. (2006)
P_5	Precipitação acumulada dos últimos 5 dias
θ_0	Umidade inicial do solo
K_{SS}	Condutividade hidráulica saturada

Pr	Índice de porosidade do solo
A _{CC}	Armazenamento mínimo a partir do qual ocorre escoamento subsuperficial
K _B	Parâmetro de escoamento subterrâneo
A _C	Armazenamento mínimo a partir do qual ocorre escoamento subterrâneo
ET ₀	Evapotranspiração de referência
K _C	Coefficiente de cultura
ET _c	Evapotranspiração potencial da cultura
K _S	Coefficiente de umidade do solo
ET _R	Evapotranspiração real da cultura
A _L	Armazenamento limite a partir do qual ocorre decréscimo da evapotranspiração
A _{pmp}	Armazenamento do solo no ponto de murcha permanente
V ^{t-1}	Volume no reservatório linear ao início do intervalo de tempo
V ^t	Volume no reservatório linear após a entrada do escoamento
Q ^t	Vazão de saída dos reservatórios lineares
T	Tempo de retardo nos reservatórios lineares
C _{SUP}	Parâmetro de calibração da propagação do reservatório superficial
C _{SS}	Parâmetro de calibração da propagação do reservatório subsuperficial
T _c	Tempo de concentração
A	Área de drenagem
H	Diferença de nível entre a nascente e a seção de controle
L	Comprimento horizontal entre a seção de controle e o ponto mais afastado
ND	Período de recessão do hidrograma
Q _i	Vazão no início da recessão
Q _f	Vazão no final do período de recessão

C_1, C_2, C_3	Constantes de propagação do modelo Muskinghan-Cunge
K, X	Parâmetros de tempo e espaço do modelo Muskinghan-Cunge
B_0	Largura do trecho de propagação
Δx	Comprimento do trecho de propagação
S_0	Declividade do canal
c_0	Celeridade cinemática
n	Coefficiente de rugosidade de Manning
Q_0	Vazão de referência
C_{NS}	Coefficiente de Nash-Sutcliffe
$\log(C_{NS})$	Coefficiente de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões
Q_{OBS}	Vazão observada
Q_{CALC}	Vazão calculada
R^2	Coefficiente de determinação
Δ_V	Relação entre volumes medidos e calculados

RESUMO

VIOLA, Marcelo Ribeiro. **Simulação hidrológica nas bacias de drenagem para o reservatório da UHE de Camargos/CEMIG**. 2008. 120 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola. Engenharia de Água e Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG*

A simulação do comportamento hidrológico de bacias hidrográficas consiste numa das principais ferramentas na gestão dos recursos hídricos, devido à possibilidade de predição de impactos hidrológicos decorrentes de alterações no uso do solo. As bacias em estudo estão localizadas na região Alto Rio Grande, Sul de Minas Gerais, com área de drenagem da ordem de 2000 km², constituindo-se nas principais bacias de drenagem para o reservatório da Usina Hidrelétrica de Camargos. Nesse contexto, objetivou-se desenvolver um modelo hidrológico semiconceitual concentrado e semidistribuído com apoio dos SIGs e de técnicas de sensoriamento remoto, baseado nos modelos CN-SCS, modificado por Mishra et al. (2006) e MGB-IPH (Collischonn, 2001), e realizar a simulação hidrológica nas referidas bacias hidrográficas, disponibilizando uma ferramenta útil para o emprego no gerenciamento e planejamento dos recursos hídricos. Foram obtidos, junto a Agência Nacional de Águas (ANA) dados de precipitação e vazão, e ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET/5°DISME) de evapotranspiração de referência (ET_0). Na estimativa da evapotranspiração real (ET_R) foram empregados os coeficientes de umidade do solo (K_S) e de cultura (K_C), este último baseado na interpretação de imagens de satélite. Foram estruturadas séries históricas abrangendo o período de 1990 a 2003, sendo utilizados nas etapas de calibração e verificação os períodos de 1990 a 2000 e o de 2001 a 2003, respectivamente. Na avaliação do modelo foi utilizado o coeficiente estatístico Nash-Sutcliffe (C_{NS}), testes conforme descrito por Klemes (1986) e, complementarmente, foram analisadas variáveis freqüentemente extraídas dos hidrogramas. Os resultados das estatísticas de precisão, com C_{NS} superior a 0,7 nas fases de calibração e verificação, demonstraram que o modelo pode simular adequadamente os impactos hidrológicos devido a alterações no uso do solo na bacia do Alto Rio Grande. Foram simulados, para a bacia do rio Grande, três cenários de uso do solo, abordando a recente tendência agrícola na região de substituição de pastagens, que ocupam cerca de 28,2% da bacia, por eucalipto, sendo estimadas reduções médias no escoamento de até 17,8%, basicamente, devido ao aumento na taxa de evapotranspiração.

* Comitê Orientador: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA (Orientador), Antônio Marciano da Silva – DEG/UFLA (Co-orientador).

ABSTRACT

VIOLA, Marcelo Ribeiro. **Hydrologic simulation on basins into Camargos Hydropower Plant Reservoir/CEMIG**. 2008. 120p. Thesis (Master Science in Agricultural Engineering. Soil Water Engineering) - Federal University of Lavras, Lavras - MG*

Conceptual hydrologic models simulation to basins is one of the most important tools to support water resources management, predicting the hydrologic impacts produced to land-use change. Alto Rio Grande Basin is located in south of Minas Gerais State, and Grande and Aiuruoca rivers are the main tributaries, characterizing two basins with area greater than 2000 km², draining into Camargos Hydropower Plant Reservoir/CEMIG. The objectives of this work were: 1- to create a semi-conceptual hydrologic model, in lumped and semi-distributed to sub-basins approaches, based on CN-SCS modified to Mishra et al. (2006), and MGB-IPH (Collischonn, 2001) models, GIS and Remote Sensing tools; 2 - to simulate the hydrologic conditions on Rio Grande and Aiuruoca basins, generating an important tool for management and planning of water resources. Precipitation and discharge data sets were obtained from Brazilian National Water Agency (ANA) and reference evapotranspiration (ET₀) was obtained from National Institute Meteorology (INMET/5°DISME). In order to estimate actual evapotranspiration, crop coefficient and soil moisture and satellite images interpretation, were considered. Long-term hydrologic series were structured for the period between 1990 and 2003. Model calibration period was carried out applying data set of 1990 – 2000, using the Nash-Sutcliffe Statistical Coefficient (C_{NS}) to evaluate the model performance. Validation phase (split simple test) was carried out applying the model calibrated at to the period of 2001 – 2003. In addition, some hydrologic variables estimated by the model, extracted from hydrographs simulated, were compared at to respectively data observed. Statistical precision has showed that the model is able to simulate the hydrologic impacts produced by land-use change on Alto Rio Grande Basin, with C_{NS} greater than 0.7 for calibration and validation phases. The hydrologic impacts on Rio Grande basin produced to grassland area converting to eucalyptus, considering three specific scenarios, were evaluated, predicting flow mean reductions up to 17.8%, basically, due to increase evapotranspiration rate.

* Guidance Committee: Carlos Rogério de Mello - UFLA (Major Professor), Antônio Marciano da Silva - DEG/UFLA.

1 INTRODUÇÃO

O Brasil é um país tropical, com grande parte de seu clima considerado úmido, com grandes rios, cuja importância está fortemente associada à geração de energia elétrica, uma vez que a fonte hidroenergética é responsável por mais de 70% da energia consumida no país. Percebe-se, portanto, que o entendimento e a capacidade de predição do regime hidrológico das bacias hidrográficas são altamente relevantes para o planejamento energético do país.

Os deflúvios superficiais produzidos nas bacias em estudo são responsáveis pela manutenção dos níveis de uma seqüência de reservatórios de usinas hidroelétricas instaladas ao longo de seu curso, sendo fundamental para a geração de energia elétrica na região Sudeste. A manutenção de seus níveis é função, além do regime pluvial, do uso do solo, o qual condiciona a componente evapotranspiração, influenciando diretamente a geração do escoamento.

Uma das formas mais comuns de avaliação do comportamento hidrológico de bacias hidrográficas consiste do desenvolvimento e aplicação de modelos fisicamente baseados, com auxílio de técnicas de mapeamento, combinando outros modelos, tais como CN-SCS (Notter et al., 2007; von Stackelberg et al., 2007), ARNO (Collischonn et al., 2005), além de outros modelos físicos para descrever o comportamento da infiltração e propagação do escoamento. Para isto, são necessárias séries históricas de precipitação e evapotranspiração para simular o comportamento das vazões a partir de um balanço hídrico, tendo-se uma determinada camada de solo como controle (Tucci, 2005).

O uso do solo na região Alto Rio Grande vem sofrendo alterações importantes, especificamente a montante do reservatório da UHE de Camargos (Itutinga, MG), onde tem ocorrido aumento das áreas ocupadas por grãos irrigados por aspersão e também de eucalipto, para a produção de celulose e

carvão vegetal. Esta última atividade tem ocupado de forma considerável a região, mesmo em solos com aptidão para culturas anuais e o impacto desta atividade nos recursos naturais tem sido pouco ou quase nada explorado e precisa ser adequadamente tratado.

Alguns modelos fisicamente baseados têm sido desenvolvidos e aplicados para simulação hidrológica em diversas bacias hidrográficas, tais como SWAT (von Stackelberg et al., 2007), NRM3 Streamflow (Notter et al., 2007), annAGNPS (Licciardello et al., 2007), CASC2D (Marsik & Waylen, 2006) e MGB/IPH (Collischonn et al., 2005). Contudo, de acordo com Notter et al., (2007) e Marsik & Waylen (2006), para aplicação de alguns destes modelos, são necessários dados de entrada de alta qualidade, especialmente parâmetros de solo de difícil e dispendiosa determinação e séries históricas climáticas completas espacialmente distribuídas, dentre outros.

Neste contexto, objetivou-se produzir uma ferramenta capaz de simular o comportamento hidrológico das bacias de drenagem dos rios Grande e Aiuruoca, com seções de controle nos postos fluviométricos de Madre de Deus de Minas e Fazenda Laranjeiras, respectivamente, gerando uma ferramenta simples e de boa precisão, capaz de ser aplicada ao desenvolvimento sustentável da região.

Em termos específicos, após a calibração e a validação do modelo, foram simulados os impactos que diferentes usos do solo promovem no comportamento hidrológico das bacias, subsidiando ações de manejo integrado para a região e fornecendo uma ferramenta fundamental para simulação dos recursos hídricos e da qualidade de água na região que drena diretamente para o reservatório da UHE de Camargos/CEMIG.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Abordagem introdutória

A hidrologia é a ciência que trata da água na Terra, sua ocorrência, circulação e distribuição, suas propriedades físicas e químicas, e sua relação com o meio ambiente (Chow, 1959).

A compreensão do ciclo hidrológico é fundamental para o entendimento dos fundamentos que envolvem a simulação hidrológica. Na Figura 1, está apresentada uma representação dos principais componentes do ciclo hidrológico, que corresponde à dinâmica da água nos diferentes estados físicos e ambientes, tendo como fonte de energia básica a radiação solar e, como unidade territorial, a bacia hidrográfica, a qual define de maneira completa e única a área na qual todo escoamento superficial converge para a sua foz (Tonello et al., 2006).

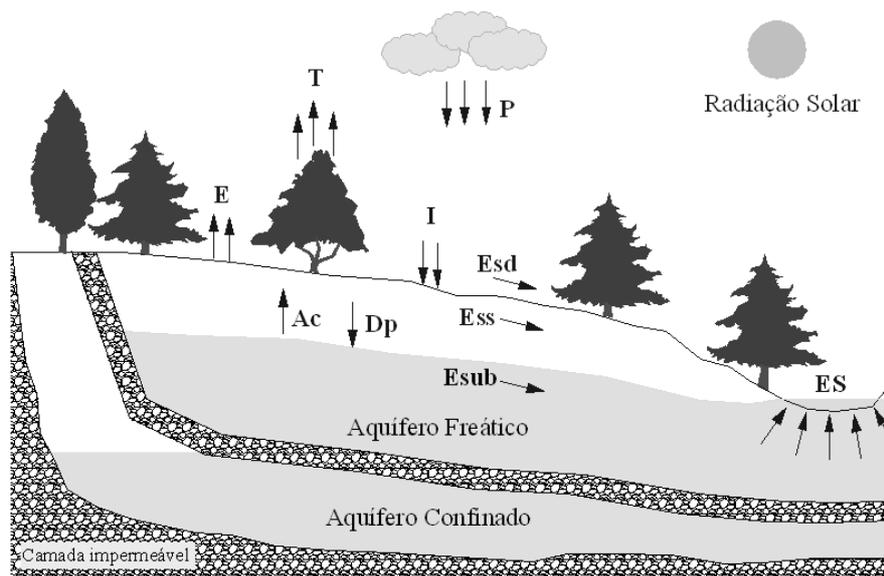


FIGURA 1. Representação do ciclo hidrológico e seus componentes principais.

O ciclo se inicia com a precipitação pluvial (P), a qual pode ser considerada a principal entrada de água na bacia. Ao precipitar, a água encontra, sobre a superfície, a cobertura vegetal, que intercepta parte do total precipitado nas folhas do dossel, posteriormente escorrendo pelos troncos ou sofrendo evaporação direta, além de uma parcela que precipita diretamente sobre os cursos d'água.

Da parcela que atinge a superfície do solo, uma se infiltra (I), redistribuindo-se no perfil do solo e, dependendo das condições de umidade do solo, podem vir a percolar (Dp), promovendo a recarga do aquífero freático. Outra parcela, originada em situações em que a superfície do solo se encontra saturada, ou que a capacidade de infiltração seja superada pela taxa de precipitação, escoam superficialmente, originando o escoamento superficial direto (E_{sd}), que representa um dos constituintes do escoamento superficial (ES), restando ainda, o escoamento subterrâneo (E_{sub}), representante da contribuição do aquífero livre ao escoamento, e o escoamento subsuperficial (E_{ss}), que constitui a parcela que escoam pela camada superficial do solo, insaturada, junto às raízes.

Pode haver ainda, em situações de estresse hídrico das camadas superiores do solo, uma contribuição secundária ao ciclo, oriunda de um fluxo ascendente originário a partir do lençol freático, denominado de ascensão capilar (Ac), freqüentemente observada em regiões de descarga do aquífero, como em matas ciliares.

Concluindo o ciclo, a água absorvida pelas plantas é devolvida à atmosfera por meio de transpiração (T), conjuntamente àquela que evapora (E) diretamente a partir da superfície, constituindo um importante componente, denominado evapotranspiração (ET).

O entendimento da inter-relação entre os complexos fenômenos naturais que envolvem o ciclo hidrológico, com o objetivo de descrever a dinâmica da

água na bacia hidrográfica, desde a precipitação até a ocorrência do escoamento superficial, permitiu ao homem simular o comportamento da água na bacia hidrográfica, possibilitando a previsão de diferentes cenários hidrológicos em decorrência de alterações climáticas e de uso do solo.

Neste contexto, um modelo de simulação hidrológica chuva-vazão pode ser entendido como a representação do comportamento do ciclo hidrológico por meio de equações matemáticas, tendo como unidade territorial a bacia hidrográfica, fornecendo as respostas da bacia em termos de vazão, em função das condições de umidade do solo e em resposta à precipitação.

Historicamente, o desenvolvimento dos primeiros modelos hidrológicos data do final da década de 1950 e início de 1960, com destaque para Stanford Watershed Model-SWM (Crawford & Linsley, 1966), os quais progrediram com o desenvolvimento computacional e de pesquisas, visando a um maior conhecimento do comportamento dos processos físicos na bacia hidrográfica.

Atualmente, os modelos hidrológicos encontram-se mais próximos da realidade física, impulsionados principalmente pelo desenvolvimento dos Sistemas de Informações Geográficas (SIGs) e de técnicas de sensoriamento remoto. Eles possibilitam adequada descrição física dos parâmetros em grandes escalas espaciais, especialmente os relacionados à vegetação, solos e fisiografia, permitindo avaliar o impacto de mudanças climáticas e de uso do solo em bacias hidrográficas na meso ou, mesmo, na macroescala espacial.

2.2 Modelagem hidrológica

2.2.1 Definições

A classificação de modelos hidrológicos abrange distintos aspectos, sendo aqui destacados os elementares, com terminologia conforme Tucci (2005). Abordagens completas sobre o assunto podem ser encontradas em Dooge (1973), Maidment (1993) e Vertessy et al. (1993), dentre outros.

Entende-se por simulação a aplicação de um modelo matemático para representação do comportamento de um sistema, de maneira a produzir uma resposta, dado um estímulo ou entrada (Tucci, 2005).

Aplicando esse conceito a um modelo hidrológico chuva-vazão, tem-se a representação de um sistema (bacia hidrográfica) caracterizado por parâmetros, simulando um fenômeno (escoamento), pela quantificação de uma variável (vazão), dada uma entrada (precipitação).

Os fenômenos naturais envolvendo o ciclo hidrológico variam continuamente no tempo e no espaço, porém, sua representação por modelos matemáticos implica em algum grau de discretização (Rennó, 2003).

As variáveis de entrada mais frequentes em modelos hidrológicos chuva-vazão são precipitação e evapotranspiração, obtidas por monitoramento climático. Esse tipo de informação, geralmente, é registrado em intervalos de tempo pré-definidos, de maneira que sua variação ao longo do intervalo não é conhecida. Isso implica na aceitação de uma discretização temporal, diretamente relacionada à precisão desejada e à disponibilidade de dados. Por exemplo, dados de precipitação total diária, aplicados a um modelo com passo da mesma ordem, resultam na aceitação da intensidade média no intervalo, como a real (Maidment, 1993).

Já a discretização espacial está relacionada à área na qual as variáveis são consideradas homogêneas, podendo ser concentrado (“*lumped*”) ou distribuído (“*distributed*”). Nos modelos concentrados, considera-se uma discretização do espaço tal que cada variável do modelo assume um valor que representa homogeneamente a bacia em estudo, o que limita a representação da variabilidade espacial das características da bacia, dada sua natural heterogeneidade (Hartmann et al., 1999). Em modelos distribuídos, a bacia hidrográfica é subdividida em subunidades, podendo ser por sub-bacias (modelo semidistribuído) ou por células (modelo distribuído), o que proporciona melhor

descrição da variabilidade espacial dos processos e das variáveis de entrada (Collischonn, 2001).

Os modelos hidrológicos também podem ser classificados quanto à consideração de conceitos de probabilidade em sua formulação. Quando a chance 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, físico ou semiconceitual. Em modelos empíricos, o ajuste dos dados simulados aos observados é frequentemente realizado por funções estatísticas que não levam em conta os processos físicos envolvidos. Já nos modelos físicos, são empregadas equações diferenciais na descrição dos processos, utilizando parâmetros determinados com base física. Nos modelos semiconceituais, por sua vez, embora sejam aplicadas formulações que visem à descrição física dos processos, são empregados parâmetros calibráveis, o que, de certa forma, mantém o empirismo presente.

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, inclusive questões sócio-econômicas e ambientais.

2.2.2 Fontes de dados

As fontes de dados empregadas em simulação hidrológica são diversas, cabendo destaque ao monitoramento hidrológico/climático, ao levantamento de solos e ao sensoriamento remoto. São abordadas, na seqüência, as obtenções de dados por sensoriamento remoto, visto que, atualmente, esta técnica é tida como uma das principais alternativas empregadas em simulação hidrológica,

possibilitando desde a caracterização morfométrica da bacia hidrográfica ao estabelecimento da variabilidade temporal do índice de área foliar (IAF).

As técnicas de sensoriamento remoto permitem levantar informações sobre um objeto, área ou fenômeno, por meio da análise de dados obtidos por um sensor que não esteja em contato com o objeto, a área ou o fenômeno em investigação (Lillesand & Kiefer, 1994).

Cada tipo de objeto reflete e absorve energia eletromagnética em diferentes faixas de comprimentos de onda, que varia em função de atributos físicos ou da composição do objeto em estudo, permitindo, pela análise de uma ou mais faixas de comprimento de ondas, diferenciar tipos de objetos e, assim, mapeá-los (Moreira, 2005).

Essa tecnologia possibilita a coleta de dados em grande escala e, conjuntamente a Sistemas de Informações Geográficas (SIG), possibilita o desenvolvimento de modelos que incorporam a distribuição espacial de informações, tais como topografia, vegetação, tipo e uso de solo, precipitação e evaporação, gerando informações de saída, como fluxos subterrâneos e de superfície, umidade do solo, dentre outros (Troch et al., 2003).

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 Christofletti (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.

Atualmente, a busca por melhorias no processo de modelagem tem conduzido à associação entre SIGs e modelos hidrológicos que utilizam técnicas

de geoprocessamento para a representação física da bacia em subelementos, dentre os quais pode-se destacar: HEC-GeoHMS (USACE, 2003), AGNPS (Bingner & Theurer (2001), BASINS (Lahlou et al., 1998) e Kineros2 (Woolhiser et al., 1990).

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 (MDE).

Existem, basicamente, dois formatos para a representação de dados espaciais em um SIG, sendo 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 (Eastman, 1999).

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. Na geração e na 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).

2.2.3 Calibração

A calibração do modelo consiste da etapa de se ajustar os valores dos seus parâmetros à bacia em estudo. Pode ser realizada basicamente por duas metodologias, tentativa e erro ou método automático.

Segundo Collischonn (2001), a calibração é um problema de infinitas soluções igualmente possíveis, já que existem mais equações do que incógnitas, havendo a possibilidade de ocorrerem soluções para o conjunto de equações que não representem os valores físicos possíveis aos parâmetros.

No método por tentativa e erro, o hidrólogo testa diferentes conjuntos de parâmetros no modelo hidrológico, em busca de uma relação que possibilite a melhor representação do fenômeno natural. Sendo assim, a eficácia é dependente da experiência do modelador.

No processo de calibração automática, são empregados métodos matemáticos de otimização, sendo o mais freqüente a minimização de uma função objetivo que mede o desvio entre as séries de vazão observada e simulada (Tucci et al., 1981). Entende-se por função objetivo a representação matemática dos desvios. O método consiste de um algoritmo que calcula diversas combinações de parâmetros, comparando os valores calculados até que o valor ótimo da função seja atingido. Magalhães (2005) destaca o fato de que, devido ao ajuste ser meramente matemático, deve-se atentar para o uso de parâmetros com valores fora de sua faixa de variação física.

Outra importante observação está associada à parcimônia de modelos semiconceituais. De acordo com este fundamento, um modelo deve empregar um número mínimo possível de parâmetros calibráveis, na busca de um bom ajuste das vazões calculadas às observadas (Tucci, 2005). Trabalhos recentes apontam como ideal a utilização de até quatro parâmetros calibráveis em modelos semiconceituais.

2.2.4 Validação

O processo de validação de um modelo hidrológico deve abranger testes, avaliados por coeficientes estatísticos, visando checar a acurácia do modelo nas aplicações pretendidas.

Klemes (1986) apresenta um roteiro de testes para validar a aplicação de modelos hidrológicos em quatro distintas aplicações, em ordem crescente de complexidade, os quais são descritos a seguir.

Split Simple test (verificação): empregado na validação de modelos para aplicação a processos estacionários com calibração e simulação na mesma bacia, como é o caso de preenchimento de falhas de um posto fluviométrico.

Consiste na aplicação de um período para calibração do modelo e de outro, distinto, para aplicar o modelo com os parâmetros obtidos na calibração. O modelo deve apresentar resultados satisfatórios nas duas etapas e invertendo os períodos de dados.

Proxy basin test: utilizado para validar a aplicação do modelo a processos estacionários com calibração e simulação em bacias distintas, o que é necessário, por exemplo, para a geração de séries históricas em bacias desprovidas de postos fluviométricos.

Nessa situação, recomenda-se o emprego de duas bacias hidrográficas com características edafoclimáticas semelhantes à da bacia sem registros históricos, utilizando uma para calibração do modelo e outra para verificação, devendo ser observados bons resultados.

Differential split-sample test: teste aplicado para validar a aplicação do modelo a processos não-estacionários com calibração e simulação na mesma bacia. A aplicação desse teste é para a validação de modelos hidrológicos para a simulação de mudanças no regime fluviométrico, em ocasiões como mudanças no clima ou uso do solo, em bacias com monitoramento hidrológico.

Se o objetivo for verificar o impacto de alterações no regime pluvial, por exemplo, devem-se identificar, nos registros históricos existentes, dois períodos, sendo um chuvoso e um seco, caracterizados por valores acima e abaixo da média, respectivamente. O procedimento de calibração e aplicação do modelo calibrado, para o estabelecimento das estatísticas que permitem avaliá-lo,

depende das aplicações pretendidas. Se a simulação visa avaliar os impactos de uma redução no regime pluvial, o modelo deve ser calibrado com os dados do período chuvoso e aplicado no período seco, obtendo boas estatísticas, ou vice-versa.

Já a validação para a simulação de alterações no regime fluvial devido a alterações no uso do solo requer o conhecimento do histórico de uso do solo na bacia, para a identificação de dois períodos, um prévio a uma mudança no uso do solo e outro posterior. O teste consiste na calibração do modelo no período prévio às alterações, e aplicação, com as devidas modificações nos seus parâmetros que respondem pela cobertura vegetal, no período após as alterações, esperando-se bons resultados.

Proxy-basin differential split-sample test: aplicado para a validação de modelos para aplicação em processos não-estacionários calibrados e simulados em bacias distintas. Como no caso de validação de modelos hidrológicos para aplicação em simulação de mudanças hidrológicas em bacias hidrográficas desprovidas de monitoramento hidrológico.

Novamente é necessário o emprego de dados de duas bacias hidrográficas (A e B) com características edafoclimáticas semelhantes à da bacia sem registros históricos (C).

No caso de validação para a utilização em alterações no regime pluvial, é necessário identificar períodos chuvosos na bacia A (Ac) e B (Bc) e secos (As, Bs). Se o objetivo for validar o modelo para aplicação a um cenário de baixas precipitações, deve-se realizar a calibração com Ac e aplicação com Bs e, posteriormente, calibração com o Bc e aplicação com As, e encontrar bons resultados em ambos.

Cabe ressaltar que uma série histórica estacionária de vazões é caracterizada pela continuidade dos valores dos parâmetros estatísticos ao longo do tempo (Tucci, 2002).

De acordo com Collischonn (2001), na atualidade, a validação de modelos hidrológicos chuva-vazão tem sido realizada pelo *split sample test* (verificação) e, em alguns trabalhos, como o de Motovilov et al. (1999) é encontrado a aplicação do *proxy basin test*. Porém, ainda de acordo com esse autor, a aplicação dos testes anteriormente mencionados é necessária para validar os resultados das aplicações pretendidas.

Os principais coeficientes estatísticos utilizados na avaliação do desempenho dos modelos nos testes são: coeficiente de Nash-Sutcliffe (C_{NS}) (Nash & Sutcliffe, 1970); coeficiente de determinação (R^2), (Legates & McCabe, 1999); e relação entre volumes medidos e calculados (Δ_V), (Collischonn, 2001).

2.2.5 Aplicações e limitações

As aplicações de modelos hidrológicos abrangem uma grande gama de estudos. Impactos de alterações no uso do solo ou de mudanças climáticas e extensão de séries históricas, são aplicações bastante difundidas, porém, sua aplicação vai além.

Outra importante aplicação da simulação hidrológica está associada à previsão de vazões, ou seja, na estimativa do escoamento com antecedência no tempo, visando minimizar as incertezas do clima, essencial às diversas utilizações dos deflúvios superficiais, podendo ser de curto prazo, quando a antecedência é de poucas horas, ou de longo prazo, que pode chegar a meses (Tucci & Collischonn, 2003).

Outra aplicação muito freqüente de modelos chuva-vazão é em módulos de modelos de gerenciamento dos recursos hídricos em diferentes áreas, como, por exemplo: desenvolvimento urbano, energia, transporte, produção agrícola, controle ambiental, controle de calamidades, gerenciamento de recursos hídricos e sistemas de informação (Tucci, 2005).

De acordo com Tucci (2005), as limitações de modelos hidrológicos estão associadas à quantidade e à qualidade dos dados hidrológicos, à dificuldade de formulação matemática de alguns fenômenos e à descrição da distribuição espacial das variáveis envolvidas.

2.3 Impactos de alterações no uso do solo sobre o regime hidrológico

A resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica é fundamentalmente resultado da complexa interação que envolve vegetação, solos, relevo e clima.

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

2.3.1 Resultados experimentais

O impacto hidrológico de alterações no uso do solo pode ser determinado experimentalmente pelo monitoramento de pares de bacias hidrográficas com características similares em termos de declividade, solos, área, clima e vegetação. Após um período de monitoramento para calibração da relação entre seus comportamentos hidrológicos, promove a alteração da cobertura vegetal de uma bacia, mantendo a outra inalterada, o que permite o controle da variabilidade climática sobre os resultados, atribuindo as mudanças no regime hidrológico às alterações da vegetação (Brown et al., 2005).

Segundo ainda Brown et al. (2005), os estudos conduzidos em bacias hidrográficas experimentais abordam quatro distintos tipos de alterações na cobertura vegetal: (1) reflorestamento, que visa à substituição de vegetação rasteira ou arbustiva por espécies florestais; (2) rebrota, nos quais são avaliados os impactos hidrológicos após corte de uma espécie florestal, seguida de crescimento da mesma espécie; (3) desflorestamento, que contempla a

substituição de vegetação arbórea por rasteira e (4) conversão de florestas, abrangendo a substituição de uma espécie florestal por outra.

Diversos autores, ao longo dos anos, sintetizaram resultados de trabalhos conduzidos em bacias experimentais espalhadas por todo o mundo, apresentando conclusões gerais (Hibbert, 1967; Bosch & Hewlett, 1982; Bruijnzeel, 1988; Bruijnzeel, 1990; Sahin & Hall, 1996; Bruijnzeel, 1996; Andréassian et al., 2004; Brown et al., 2005; Farley et al., 2005).

No entanto, a maioria dessas revisões emprega resultados obtidos a partir da análise conjunta dos impactos hidrológicos provocados pelos distintos tipos de experimentos. De acordo com Brown et al. (2005), os quais avaliaram resultados de 166 bacias experimentais, a consideração dos resultados de experimentos de rebrota, conjuntamente aos de desflorestamento e reflorestamento, produz potencial subestimativa dos impactos hidrológicos.

Bosch & Hewlett (1982) coletaram informações sobre 94 bacias experimentais, abrangendo experimentos de desflorestamento, reflorestamento e rebrota, empregando, em sua análise, dados anuais relativos ao ano de máxima alteração ocorrida durante os cinco primeiros anos após a alteração do uso do solo. Dentre suas conclusões, se destacam: (1) a retirada de cobertura vegetal florestal provoca aumento no deflúvio anual; (2) o aumento da cobertura vegetal florestal reduz o deflúvio anual; (3) alterações em 10% de cobertura de eucalipto ou coníferas acarreta 40 mm de alteração no deflúvio anual; (4) alterações de 10% em vegetação arbustiva ou pastagem provoca alteração de 10 mm no deflúvio anual.

Sahin & Hall (1996) analisaram os resultados de 145 bacias experimentais, agrupando os tipos de vegetação em categorias principais, quantificando a alteração média no deflúvio anual em função da retirada de 10% e 100% da cobertura vegetal. Para isso, os autores empregaram regressão linear *fuzzy* entre os valores médios de redução no deflúvio relativo aos 5 anos

subseqüentes à alteração e a porcentagem de alteração. Na Tabela 1 é apresentada uma síntese dos resultados obtidos pelos autores.

TABELA 1. Redução média no deflúvio anual durante os 5 primeiros anos após a remoção de 100% e 10% de cobertura vegetal original, em mm, obtida por Sahin & Hall (1996).

Vegetação	Redução no deflúvio (mm) para 100% remoção	Redução no deflúvio (mm), para 10% remoção
Conífera	330	23
Eucalipto	178	6
Hardwood-conífer	201	22
Floresta tropical	213	10
Hardwood < 1500 mm*	201	19
Hardwood > 1500 mm*	169	17
Vegetação arbustiva	92	9

* Precipitação média anual

Uma importante consideração na avaliação dos impactos hidrológicos decorrentes da modificação da cobertura vegetal diz respeito à vegetação presente na área no período pré-alteração. Tenha-se, por exemplo, a substituição de pastagem ou de vegetação arbustiva por espécies florestais, o que resulta em aumento da evapotranspiração, basicamente pela grande capacidade evaporativa proporcionada pelo elevado índice de área foliar das espécies florestais e ao maior reservatório de água proporcionado pela profundidade das raízes (Calder et al., 1993; Zhang et al., 2001; Engel et al., 2005; Farley et al., 2005).

Farley et al. (2005) coletaram informações de estudos sobre reflorestamento realizados em 26 bacias experimentais espalhadas pelo mundo, concluindo que a implantação de espécies florestais em substituição à pastagem ou vegetação arbustiva reduz substancialmente o escoamento. Os autores destacam que, em termos médios, a substituição de pastagem e de vegetação arbustiva por espécies florestais resulta em 44% e 31% de redução no deflúvio anual, respectivamente. Já com relação às espécies florestais avaliadas, os autores destacam o eucalipto, como a de maior impacto em substituição à pastagem, com redução média de 75% no deflúvio anual, comparado a 40% em pinus, conforme dados da Tabela 2.

TABELA 2. Redução média no escoamento após substituição de pastagem e vegetação arbustiva por pinus e eucalipto, em bacias com precipitação média anual variando de 1.116 a 1.414 mm, obtidos por Farley et al. (2005).

Vegetação original	Vegetação implantada	Redução no deflúvio (%)	Redução no deflúvio (mm)
Pastagem	Pinus	40	167
	Eucalipto	75	202
Vegetação Arbustiva	Pinus	30	163
	Eucalipto	38	159

Outra importante observação decorrente da alteração da cobertura vegetal está relacionada aos impactos sazonais no regime hidrológico, o que requer uma avaliação, em termos proporcionais dos impactos, dada a grande amplitude de variação intra-anual dos valores em escala absoluta. De acordo com 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. Já em áreas de verão chuvoso, os impactos tendem a se estender proporcionalmente, ao longo de todo o ano, podendo se pronunciar na estação seca (Scott et al., 2000).

Para o caso de reflorestamento, os impactos hidrológicos variam ao longo dos diferentes estágios de desenvolvimento das espécies florestais até que um novo equilíbrio seja atingido. Na Tabela 3 constam as alterações médias anuais no deflúvio, obtidas por Farley et al. (2005), devido à implantação de culturas florestais em substituição à pastagem e à vegetação arbustiva, ao longo de seu ciclo de desenvolvimento.

TABELA 3. Redução no escoamento após substituição de pastagem e vegetação arbustiva por espécies florestais, ao longo de 30 anos (Farley et al., 2005).

Idade (anos)	Pastagem		Vegetação arbustiva	
	%	mm	%	mm
1-5	16	45	15	81
6-10	50	152	35	158
11-15	67	216	39	214
16-20	58	247	43	230
21-25	42	304	35	168
26-30	54	456	32	193

Pelos dados desta Tabela se podem notar maiores impactos sobre a área originalmente ocupada por pastagens, o que os autores atribuem, entre outras, à maior semelhança entre o sistema radicular da vegetação arbustiva e o de árvores e, conseqüentemente, no reservatório de água disponível à transpiração.

Com relação aos impactos hidrológicos ao longo do ciclo de desenvolvimento, Farley et al. (2005) destacam que, nos 5 primeiros anos após a alteração, praticamente não há diferenças na redução do escoamento nas áreas originalmente cobertas por pastagem e vegetação arbustiva (16% e 15%, respectivamente). O auge da redução ocorre no período de 11 a 15 anos e de 16 a 20 anos para as bacias experimentais ocupadas originalmente por pastagem e vegetação arbustiva, respectivamente.

Na avaliação dos impactos hidrológicos devido à alteração da cobertura vegetal, devem ser observadas as condições climáticas, com destaque para a precipitação total anual. Farley et al. (2005) encontraram maiores reduções absolutas (até 287 mm), o que equivale a 27% de redução, em bacias com maiores taxas de precipitação média anual (>1.500 mm), porém, são inferiores a áreas mais secas, proporcionalmente, nas quais as reduções podem alcançar até 62%.

2.3.2 Mudanças no uso do solo e as escalas hidrológicas

Os resultados transcritos anteriormente reservam-se a bacias hidrográficas inseridas na mesoescala espacial e sua transição com a microescala, na classificação proposta por Becker (1992). Na Tabela 4 está apresentada a classificação espacial proposta pelo referido autor.

Os processos envolvidos na geração do escoamento são extremamente não lineares, o que determina que a escala na qual o fenômeno é observado exerce complexo papel, ou seja, a extrapolação de valores observados na pequena escala para a grande escala pode produzir erros grosseiros de estimativa.

TABELA 4. Escala espacial dos processos hidrológicos, proposta por Becker (1992).

Escala	Dimensão (km ²)
Macro	$> 10^4$
Transição α	$>10^3$ e $<10^4$
Meso	>10 e $<10^3$
Transição γ	$>10^{-4}$ e <10
Micro	$<10^{-4}$

Uma interessante ênfase quanto ao efeito das escalas é dada por Silva Jr et al. (2003), pela avaliação do efeito da extrapolação de variáveis utilizadas no planejamento dos recursos hídricos para diferentes escalas. Para isso, esses autores regionalizaram, utilizando como variável explicativa a área de drenagem, a vazão máxima de cheia, a vazão média de longo termo e a vazão com 95% da curva de permanência ($Q_{95\%}$), empregando dados de bacias com área de 628 a 9.420 km². Para validação da extrapolação para a pequena escala, os autores utilizaram dados de 3 bacias com área de 0,125; 1,1 e 19,5 km² e, para a grande escala, de duas bacias, com 104.162 e 110.898 km².

Entre os resultados obtidos, podem-se destacar: (1) subestimativa da vazão máxima de cheia para a pequena escala em até 92%, o que, de acordo com Tucci (2003) é esperado, uma vez que, à medida em que a área da bacia diminui, as vazões específicas máximas aumentam e (2) superestimativa de $Q_{95\%}$ para a pequena escala, o que implica em superestimativa da vazão outorgável, visto que essa vazão é freqüentemente utilizada como de referência no gerenciamento dos recursos hídricos.

Conforme exemplificado, a extrapolação de resultados de estudos hidrológicos entre escalas espaciais pode resultar em erros consideráveis, de maneira que a extrapolação, para a grande escala, de resultados obtidos

experimentalmente sobre impactos de alterações no uso do solo na pequena escala, não representa um procedimento adequado.

Nesse contexto, a simulação hidrológica apresenta-se como uma valiosa ferramenta, capaz de simular o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica mediante diferentes cenários de uso do solo, pela modificação dos parâmetros que representam a vegetação (Collischonn, 2001; Santiago, 2005; Ribeiro Neto, 2006; Notter et al., 2007; Von Stackelberg et al., 2007).

Collischonn (2001), visando simular os impactos hidrológicos decorrentes do desmatamento na bacia do rio Taquari-Antas, RS, com área de 26.900 km², utilizou o modelo MGB-IPH, obtendo uma estimativa de aumento no escoamento de 10 mm, para 10% de desmatamento na bacia.

Santiago (2005) simulou modificações no regime hidrológico da bacia hidrográfica do rio Ji-Paraná, RO, com 75.400 km², abordando a simulação de ocupação de toda a bacia por soja, pastagem e floresta. Para isso, utilizou o modelo hidrológico VIC, estimando variações no escoamento para os períodos chuvoso e seco de 28% e 70%, 11% e 16%, e -9% e -20%, respectivamente.

Ribeiro Neto (2006) empregou o modelo MGB-IPH na simulação dos impactos hidrológicos decorrentes de alterações na cobertura vegetal na bacia do rio Ji-Paraná, a qual abrange 1.324.727 km². Resultados da simulação de substituição de 23,1% da cobertura vegetal atual de pastagem e cerrado por floresta resultaram em variações de -3,1%, 4% e -6,1%, nas vazões média, mínima e máxima, respectivamente.

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.

Von Stackelberg et al. (2007) empregaram o modelo SWAT 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, aproximadamente, 23%.

2.3.3 Análise dos impactos de alterações no uso do solo

De acordo com Bruijnzeel (1990), os impactos de alterações no uso do solo podem ser analisados sob três perspectivas: vazões máximas, médias e mínimas.

As vazões médias tendem a sofrer variações significativas com a alteração da cobertura vegetal, a exemplo do desmatamento, após o qual o ocorre aumento das vazões médias, em magnitudes que vão depender do tipo de vegetação implantada (Bruijnzeel, 1996). Em coberturas vegetais florestais, ocorre maior absorção de radiação solar, disponibilizando maior energia para evapotranspiração, aliada à maior capacidade de retirada de água do solo e de seu reservatório de interceptação, o que determina diminuição do fluxo de água vertical, quando da retirada das mesmas, resultando em aumento no fluxo horizontal.

O fluxo de água nos rios durante o período de estiagem, quando ocorrem as vazões mínimas, reflete as condições de recarga do aquífero freático. Assim, a infiltrabilidade do solo e a profundidade do sistema radicular após a alteração da cobertura vegetal são essenciais na análise da resposta da bacia quanto às vazões mínimas. Coberturas vegetais florestais apresentam um profundo sistema radicular, o que lhes confere maior capacidade de extração de água, podendo reduzir a quantidade de água percolada. Já as condições de infiltrabilidade do solo dependem do manejo adotado após a alteração da cobertura vegetal, podendo resultar em alterações significativas na lâmina infiltrada (Bruijnzeel, 1996).

No entanto, cabe ressaltar que essas análises se referem aos impactos hidrológicos referentes às modificações da cobertura vegetal, não abrangendo os demais impactos decorrentes da alteração. Tenha-se, por exemplo, a análise dos impactos da implantação de espécies florestais em substituição a áreas de baixa cobertura vegetal, em que, do ponto de vista hidrológico, devido ao considerável aumento na evapotranspiração, resulta em redução no escoamento. Entretanto, no âmbito de conservação dos solos, os impactos podem ser positivos, pois terrenos com baixa cobertura vegetal são mais susceptíveis à ocorrência de erosão e transporte de sedimentos, além de selamento superficial, ou seja, com a implantação de espécies florestais, podem ocorrer melhoras na proteção do solo contra o impacto das chuvas e, por consequência, de erosão e assoreamento, com efeitos positivos sobre a qualidade das águas.

3 MATERIAL E MÉTODOS

São abordados nesse item, além da descrição da área de estudo e do modelo hidrológico, os dados de entrada e a metodologia empregada em sua obtenção. Informações, como capacidade de armazenamento de água e uso atual do solo, apesar de representarem resultado, por terem sido obtidas a partir de análises de outras informações básicas, foram incorporadas no Material e Métodos. Este critério foi adotado pelo fato de representarem uma base de dados de alimentação do modelo e o objetivo central do trabalho é o desenvolver e aplicar um modelo hidrológico, não representando informação passível de discussão científica dentro dos objetivos propostos.

3.1 Contextualização da região de estudo

As bacias hidrográficas em estudo encontram-se na Região Sul de Minas Gerais, na Unidade de Planejamento e Gestão dos Recursos Hídricos (UPGRH) Alto Rio Grande (GD1), constando das bacias hidrográficas dos rios Grande e Aiuruoca, com áreas de drenagem de 2080 km² e 2094 km², respectivamente, delimitadas a partir dos postos fluviométricos do Instituto Mineiro de Gestão das Águas (IGAM) de Madre de Deus de Minas, no rio Grande, localizado no município de Madre de Deus de Minas, MG, e Fazenda Laranjeiras, no rio Aiuruoca, localizado em Andrelândia, MG. Na Figura 2 está apresentada a localização das bacias em estudo.

O rio Aiuruoca é um dos principais afluentes do rio Grande, estando inseridos na grande bacia hidrográfica do rio da Prata. O rio Grande nasce no estado de Minas Gerais, na Serra da Mantiqueira, próximo à divisa com o estado do Rio de Janeiro, no município de Bocaina de Minas. Após percorrer cerca de 1300 km, recebe a afluência do rio Paranaíba, na divisa entre os estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e Minas Gerais, originando o rio Paraná.

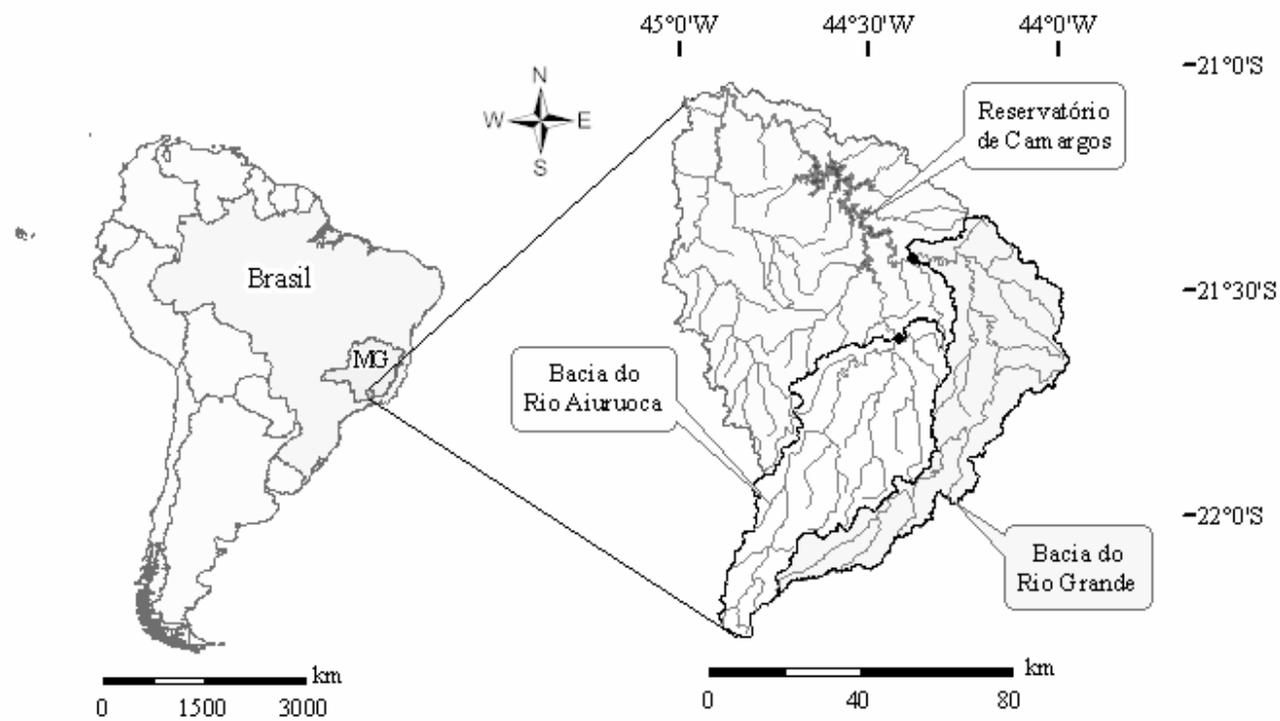


FIGURA 2. Inserção das bacias hidrográficas em estudo no continente sul americano, à esquerda, e na UPGRH Alto Rio Grande, à direita.

O rio Paraná percorre um trajeto de, aproximadamente, 2.500 km até seu encontro com o rio Uruguai, em território argentino, já próximo à sua foz no Oceano Atlântico, originando o rio da Prata, cuja bacia de drenagem abrange Brasil, Paraguai, Bolívia, Argentina e Uruguai. A bacia hidrográfica do Prata, apresentando sua hidrografia, países e as bacias em estudo, está representada na Figura 3.

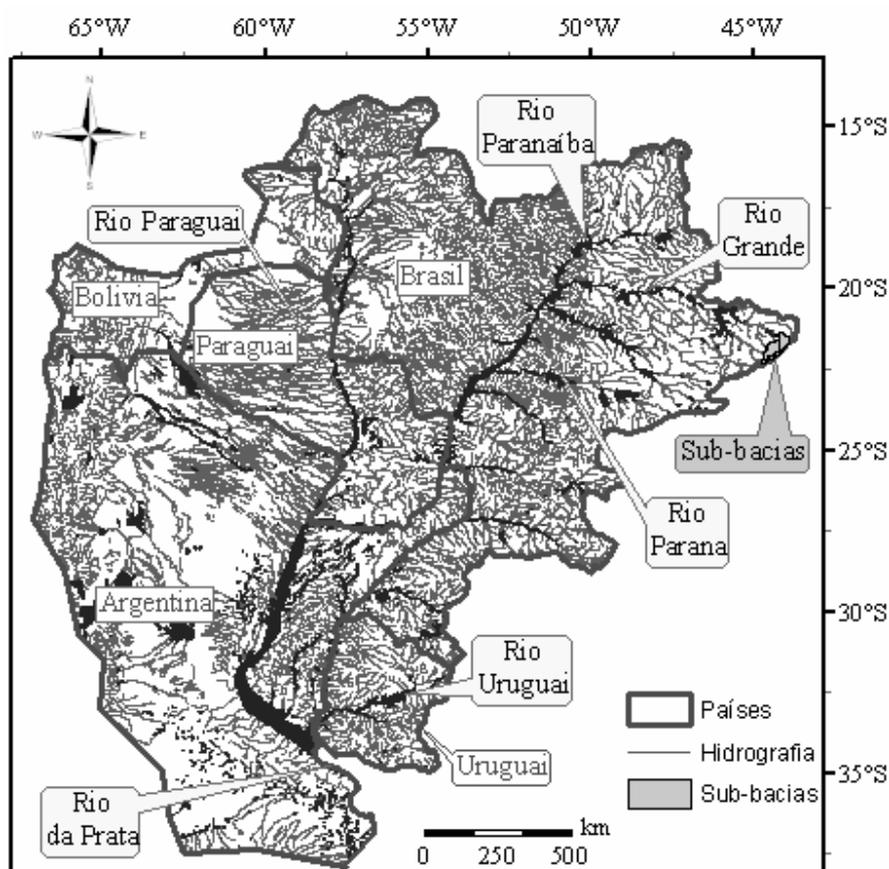


FIGURA 3. Bacia hidrográfica do rio da Prata, bacias em estudo, limites internacionais e hidrografia.

Os deflúvios superficiais gerados nas sub-bacias em estudo são de ampla importância para a região, constituindo-se na principal fonte hídrica de abastecimento a população de 14 municípios, e de manutenção dos níveis dos reservatórios das usinas hidrelétricas (UHes) de Camargos, Itutinga e Funil, todas da Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG). O reservatório de Camargos, localizado a jusante das seções de controle consideradas, como apresenta a Figura 2, conta com um reservatório com volume útil de $672 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ e 46 MW de potência instalada, estando em operação desde o ano de 1955.

3.2 Caracterização das áreas em estudo

3.2.1 Morfometria e hidrografia

A modelagem da bacia hidrográfica por um SIG é baseada no modelo digital de elevação do terreno (MDE). O MDE das bacias em estudo, com resolução espacial de 30 m está apresentado na Figura 4. Conforme se pode notar, na região de cabeceira das bacias hidrográficas ocorrem elevadas altitudes, alcançando cotas de até 2.664 m, e com forte gradiente de variação. Já ao norte, próximo às seções de controle, há uma amenização desse gradiente, com cotas mínimas se aproximando dos 920 m.

Esse mapa proporciona a definição de parâmetros físicos relacionados à topografia, rede de drenagem derivada numericamente, e a divisão em sub-bacias. Na Figura 4, à direita, estão apresentadas as bacias hidrográficas dos rios Grande e Aiuruoca, delimitadas a partir das seções de controle de Madre de Deus de Minas e Fazenda Laranjeiras, respectivamente, e hidrografia derivada numericamente, obtidos conforme descrito por Ribeiro (2003).

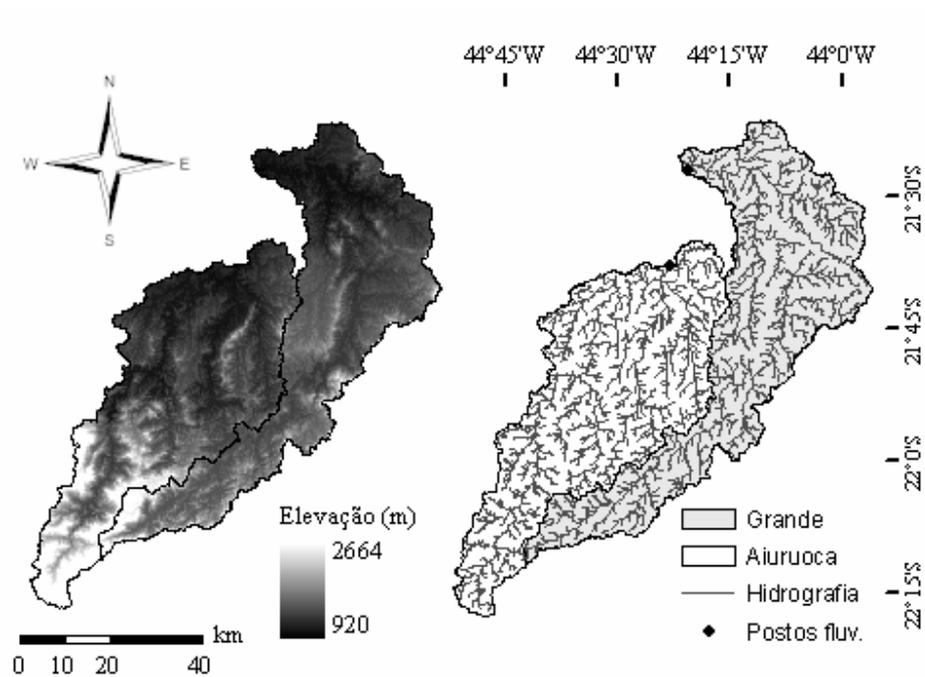


FIGURA 4. Modelo digital de elevação do terreno para a região em estudo (à esquerda), e bacias dos rios Grande e Aiuruoca com a hidrografia derivada numericamente (à direita).

3.2.2 Vegetação

O uso do solo nas bacias em estudo é marcado por exploração agrícola intensa ao norte, nas proximidades do reservatório de Camargos, onde ocorrem Latossolos associados a relevos suave ondulado e ondulado, contrastando com um cenário distinto ao sul, na Serra da Mantiqueira, marcado pela presença de floresta ombrófila e agricultura familiar, solos rasos com elevada declividade, prevalecendo especialmente o Cambissolo.

A classificação da cobertura vegetal da área em estudo foi gerada a partir de imagens do ano de 2005, do sensor Landsat ETM⁺, utilizando o método de classificação supervisionada da máxima verossimilhança. Para isso, foram

coletadas amostras de treinamento considerando seis classes de uso do solo: floresta, pastagem, solo com baixa cobertura vegetal, cerrado, agricultura e eucalipto.

Com base neste mapa, são obtidos, na literatura, três parâmetros fundamentais para simulação hidrológica, sendo o índice de área foliar (IAF), coeficiente de cultura (K_C) e a profundidade do sistema radicular (h). Apresenta-se, na Figura 5 o mapa de cobertura vegetal das bacias hidrográficas em estudo.

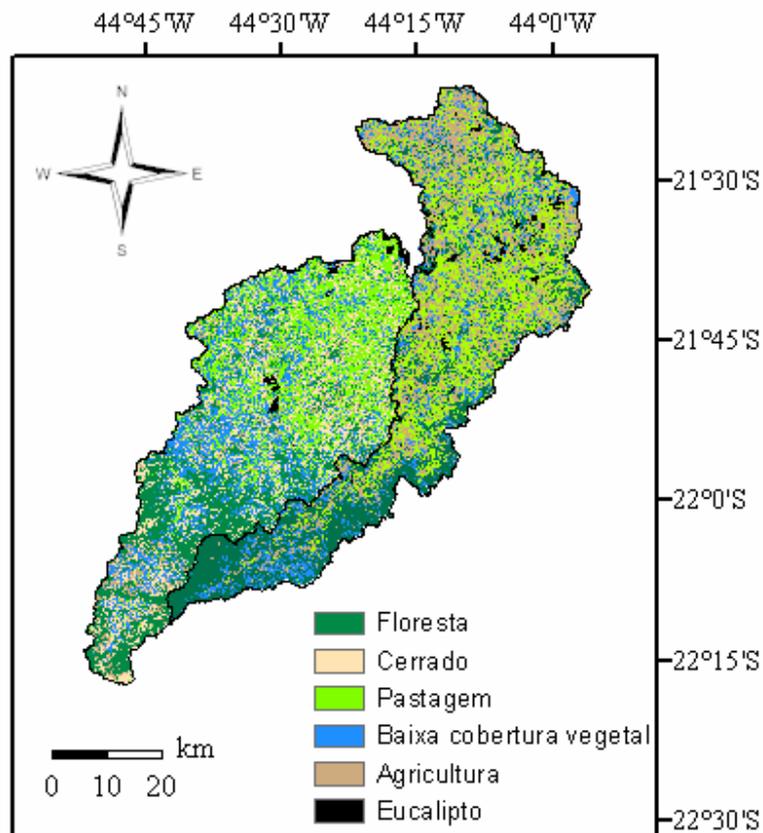


FIGURA 5. Cobertura vegetal das bacias hidrográficas dos rios Grande e Aiuruoca obtida a partir da classificação de imagens Landsat.

Na Tabela 5 estão apresentadas as áreas ocupadas por cada classe de cobertura vegetal. As classes agricultura e pastagem apresentam ampla abrangência, totalizando 46,1% e 30% nas bacias dos rios Grande e Aiuruoca, respectivamente, sendo altamente influenciadas pelo uso do solo ao norte da bacia. Pode-se constatar ainda que, na medida em que se desloca em sentido à cabeceira das bacias, há um aumento da participação da classe floresta, fato relacionado às elevadas declividades próximo a Serra da Mantiqueira, e suas implicações quanto à legislação ambiental e dificuldade de implantação de práticas agrícolas.

TABELA 5. Área ocupada por classe de cobertura vegetal nas bacias hidrográficas dos rios Grande e Aiuruoca.

Cobertura vegetal	Rio Grande		Rio Aiuruoca	
	Área (km ²)	Área (%)	Área (km ²)	Área (%)
Eucalipto	44,1	2,1	20,1	1,0
Floresta	593,7	28,5	537,2	25,7
Solo com baixa cobertura vegetal	280,5	13,5	415,2	19,7
Pastagem	585,3	28,2	489,9	23,4
Agricultura	373,5	17,9	137,4	6,6
Cerrado	203,9	9,8	493,9	23,6

3.2.2.1 Índice de área foliar (IAF)

O índice de área foliar (IAF) representa uma medida da área de folhas ocupada por unidade de área de solo, sendo considerado um parâmetro fixo em modelos hidrológicos. Embora seu estabelecimento possa ser realizado *in situ*,

seu valor é freqüentemente estabelecido com base na literatura (Collischonn, 2001).

Em classes de cobertura vegetal como pastagem e agricultura, a variabilidade interanual desse índice é elevada, devendo ser considerada, enquanto que em floresta e eucalipto, há maior estabilidade em seus valores, podendo ser considerados fixos durante o ano (Collischonn, 2001; Ribeiro Neto, 2006).

Na Tabela 6, estão apresentados os valores de IAF para as diferentes classes de cobertura vegetal, e respectivas fontes, adotados na calibração, validação e aplicação do modelo.

TABELA 6. Índice de área foliar (IAF) adotado por classe de cobertura vegetal e respectivas fontes.

Cobertura vegetal	IAF máx	IAF min	Fonte
Eucalipto	3,5*	-	Almeida & Soares (2003)
Floresta	7,0*	-	Almeida & Soares (2003)
Solo com baixa cobertura vegetal	0,3*	-	Zhou et al. (2005)
Pastagem	3,0	1,0	Ribeiro Neto (2006)
Agricultura	7,0	0,3	Zhou et al. (2005)
Cerrado	1,9*		Kuntschik (2004)

* Valores considerados constantes ao longo do ano.

3.2.2.2 Coeficiente de cultura (K_C)

O módulo de evapotranspiração do modelo hidrológico utiliza metodologia proposta por Allen et al. (1998). Essa metodologia determina o estabelecimento de um coeficiente de cultura (K_C), que é obtido na literatura em função do tipo de cobertura vegetal e estágio de desenvolvimento.

Contudo, valores de K_C são freqüentemente estabelecidos visando à estimativa da evapotranspiração de culturas irrigadas, dificultando a obtenção na literatura de valores para as classes cerrado, floresta e eucalipto. Essa limitação conduziu a uma estimativa preliminar de seus valores, empregando resultados de alguns estudos associados ao consumo de água dessas espécies, descritos na literatura. Na Tabela 7 estão apresentados os valores de K_C adotados para as seis classes de cobertura vegetal identificadas nas bacias em estudo.

TABELA 7. Coeficiente de cultura (K_C) adotado por classe de cobertura vegetal.

Cobertura vegetal	K_C	Fonte
Eucalipto	1,0	David et al. (1986)*
Floresta	1,0	David et al. (1986)* Almeida & Soares (2003)*
Solo com baixa cobertura vegetal	0,3	Allen et al. (1998)*
Pastagem	0,3 a 1,0	Allen et al. (1998)**
Agricultura	0,3 a 1,15	Allen et al. (1998)***
Cerrado	0,7	Lima et al. (2001)*

* Valores preliminares estabelecidos no presente estudo a partir de informações presentes nos referidos trabalhos; ** Valores médios de diversas forrageiras; *** Empregados valores para a cultura do milho durante o período de condução da cultura em sequeiro, e de solo com baixa cobertura vegetal durante o restante do ano.

3.2.2.3 Profundidade do sistema radicular (h)

Um terceiro parâmetro fixo extraído da literatura a partir do estabelecimento das classes de cobertura vegetal é a profundidade do sistema radicular (h). Sua importância está no estabelecimento da camada de controle do balanço hídrico, uma vez que, a quantidade de água disponível a

evapotranspiração depende da profundidade do sistema radicular. Seus valores e respectivas fontes estão apresentados na Tabela 8.

TABELA 8. Profundidade do sistema radicular (h) adotada por classe de cobertura vegetal, e respectivas fontes.

Vegetação	h (mm)	Fonte
Eucalipto	1500	Lima (1996)
Floresta	2000	*
Solo com baixa cobertura vegetal	300	-
Agricultura	500	Allen et al. (1998)**
Pastagem	600	Allen et al. (1998)**
Cerrado	2000	*

* Valores preliminares, adotados em função da grande heterogeneidade presente nessas classes de vegetação, e indisponibilidade de dados na literatura; ** Valores médios.

3.2.3 Solos

A UPGRH GD1 conta com levantamento de alta intensidade de solos realizado por Araújo (2006), na escala 1:100.000. Ocorrem, nas bacias em estudo, as classes de solo: Cambissolo Háplico distrófico (CXbd), Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico (LVAd), Latossolo Vermelho distrófico (LVd), Neossolo Litólico distrófico (RLd), Cambissolo Húmico distrófico (CHd) e Neossolo Flúvico distrófico (RUbd).

Os Cambissolos Háplicos, que de acordo com Araújo (2006) predominam na área, são ácidos, rasos e pouco desenvolvidos, apresentam permeabilidade moderada, tendendo a ocupar áreas de relevo movimentado e terços inferiores de encostas, associados aos Latossolos.

Já as áreas de Latossolos ocorrem em sua porção norte, próximo ao reservatório da UHE de Camargos, dando suporte ao desenvolvimento de

agricultura tecnificada, especialmente na região compreendida entre Andrelândia e São Vicente de Minas. Na Figura 6 encontra-se o mapa de solos para as bacias em estudo.

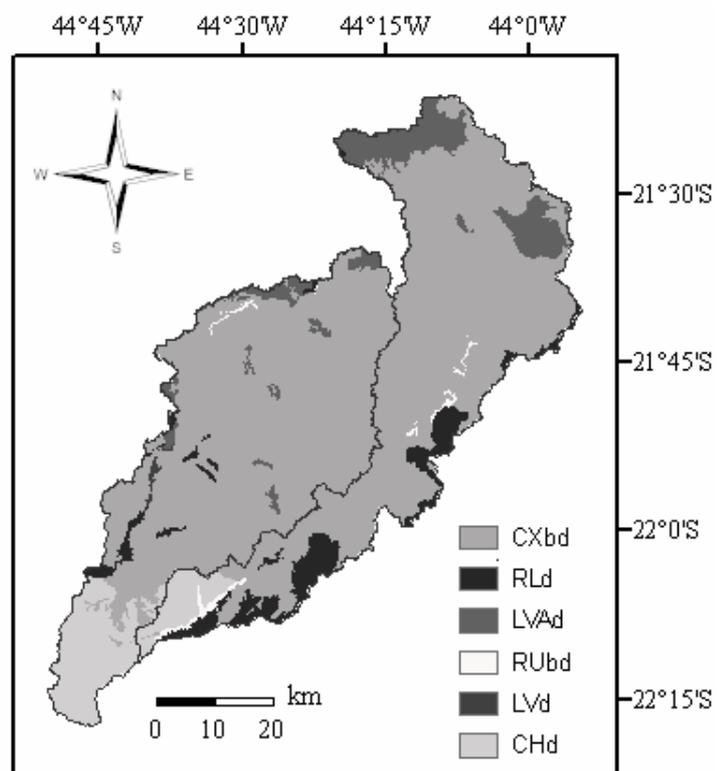


FIGURA 6. Mapa de solos para a área em estudo (Adaptado de Araújo, 2006).

3.2.3.1 Capacidade de armazenamento de água no solo (A_m)

Com base em estudos prévios sobre os solos da bacia hidrográfica, conduzidos por Junqueira Junior (2006) e Gomes (2005), é possível estimar a capacidade de armazenamento de água no solo (A_m). No âmbito da simulação hidrológica, A_m corresponde ao armazenamento compreendido entre as

umidades de saturação (θ_s) e ponto de murcha permanente (θ_{PMP}) (Collischonn, 2001).

Na Tabela 9 está apresentada a capacidade de armazenamento de água por classe de solo, em mm/cm de profundidade. Para o estabelecimento final de A_m , é necessário conhecer a profundidade de controle do balanço hídrico, que de acordo com Collischonn (2001), deve ser representada pela profundidade do sistema radicular (Tabela 8). Em situações em que a profundidade do sistema radicular (h) superou a profundidade do perfil de solo (h_s), A_m foi definido como função de h_s .

TABELA 9. Capacidade de armazenamento de água no solo (A_m), valores das umidades de saturação (θ_s) e ponto de murcha permanente (θ_{pmp}), e respectivas fontes.

Classe de solo	θ_{PMP} ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)	θ_s ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$)	Fonte	A_m (mm/cm)
CXbd	0,171	0,597	Junqueira Junior (2006)	4,26
RLd	-	-	Rawls et al. (1993)	3,90 *
LVAAd	0,240	0,555	Gomes (2005)	3,15
RUBd	0,183	0,574	Junqueira Junior (2006)	3,91
LVd	0,230	0,580	Gomes (2005)	3,50
CHd	0,159	0,571	Junqueira Junior (2006)	4,12

* Valor inferido a partir de informações contidas no referido trabalho.

Dessa forma, a capacidade de armazenamento de água no solo é considerada fixa na modelagem e obtida a partir de estudos pré-existentes dos solos da região, fato fundamental para coerência dos resultados da simulação, uma vez que uma série de parâmetros do modelo é obtida em função de A_m . Ressalta-se, ainda, que existem algumas incertezas importantes na definição

deste parâmetro, como o comportamento da umidade em profundidade e a profundidade do sistema radicular da vegetação, onde há pouca informação disponível. Na Figura 7, está apresentado o mapa de capacidade de armazenamento de água no solo.

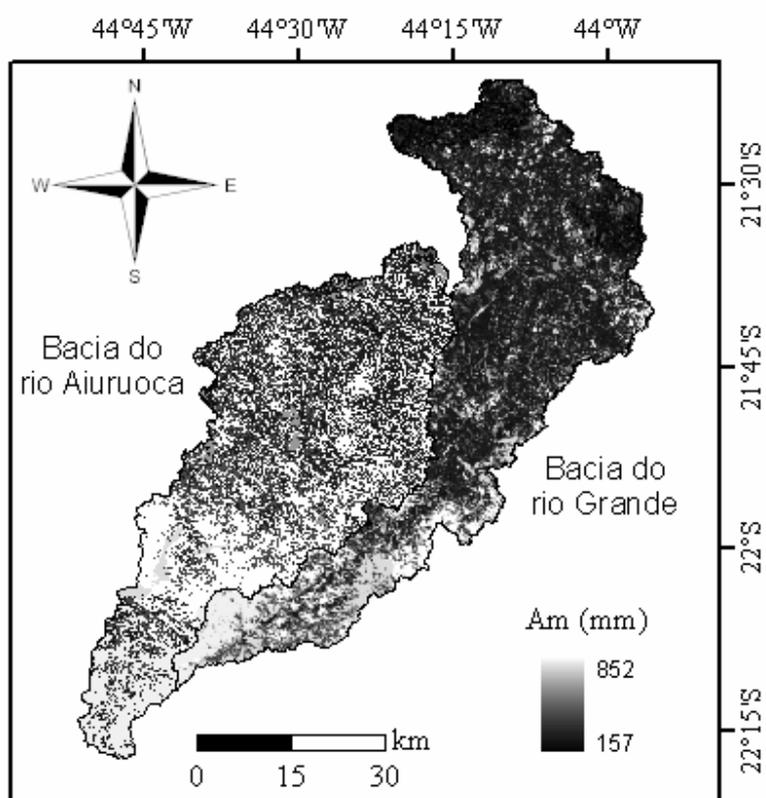


FIGURA 7. Capacidade de armazenamento de água no solo (mm), para as bacias hidrográficas em estudo.

3.3 Base de dados

3.3.1 Precipitação

O banco de dados de precipitação consiste em séries históricas de precipitação diária de 14 postos pluviométricos, abrangendo o período de 1990 a 2003, disponíveis no Sistema de Informações Hidrológicas (HIDROWEB) da Agência Nacional de Águas (ANA). Apresenta-se, na Figura 8 a distribuição espacial dos postos pluviométricos; suas respectivas informações básicas encontram-se na Tabela 10.

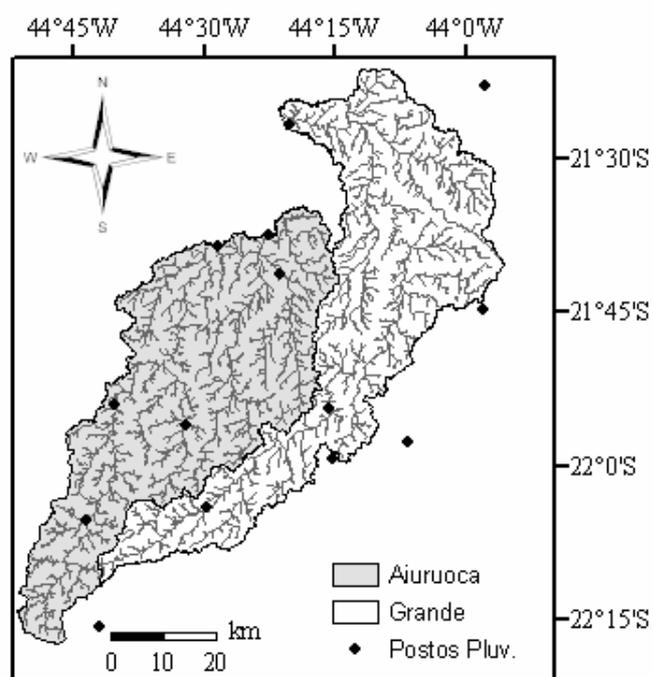


FIGURA 8. Distribuição espacial dos postos pluviométricos utilizados.

Na Figura 9 está apresentado o posto de monitoramento pluvial de Bom Jardim de Minas, MG, mantido pelo IGAM, em funcionamento desde 1931.



FIGURA 9. Posto de monitoramento pluvial de Bom Jardim de Minas, MG, mantido pelo IGAM.

A metodologia adotada para a obtenção da precipitação média nas bacias foi a dos polígonos de Thiessen, que estima esse valor a partir da ponderação da precipitação de cada posto pela respectiva área de influência, obtida a partir do traçado dos polígonos. Embora apresente a limitação de não considerar o efeito da orografia em seu cálculo, sua utilização foi motivada pela possibilidade de aplicação automática a longas séries históricas, uma vez determinada a área de influência de cada posto. Esta metodologia é bastante aceita e aplicada à hidrologia (Tucci, 2005).

TABELA 10. Principais informações dos postos pluviométricos utilizados.

Posto pluviométrico	Identificador	Operadora	Latitude	Longitude
Aiuruoca	2144018	IGAM	-21,9772	-44,6033
Alagoa	2244065	IGAM	-22,1700	-44,6369
Andrelândia	2144019	IGAM	-21,7353	-44,3131
Bom Jardim de Minas	2144001	IGAM	-21,9478	-44,1936
Carvalhos	2144025	IGAM	-21,9981	-44,4636
Conceição do Ibitipoca	2143011	CPRM	-21,7578	-43,9178
Fazenda Laranjeiras	2144021	IGAM	-21,6747	-44,3406
Ibertioga	2143008	IGAM	-21,3939	-43,9606
Madre de Deus de Minas	2444007	IGAM	-21,4922	-44,3261
Mirantão	2244058	CPRM	-22,3389	-44,5908
Pedreira (Pacapau)	2244064	IGAM	-22,0264	-44,1736
Ponte do Costa	2244057	IGAM	-22,1278	-44,4083
São Vicente de Minas	2144010	IGAM	-21,7003	-44,4389
Tabuão	2444016	IGAM	-21,9872	-44,0322

Na Figura 10 estão apresentadas as bacias dos rios Grande e Aiuruoca, com os postos pluviométricos utilizados e respectiva área de influência determinada pelos polígonos de Thiessen.



FIGURA 10. Postos pluviométricos utilizados e área de influência determinada pelos polígonos de Thiessen, para as bacias dos rios Aiuruoca (à esquerda) e Grande (à direita).

3.3.2 Vazão

Os dados de vazão monitorada são fundamentais na etapa de calibração do modelo, possibilitando a adequação dos parâmetros calibráveis à realidade da bacia na qual o modelo está sendo implementado.

Na bacia do rio Grande foram empregados dois postos fluviométricos, sendo o de Madre de Deus de Minas, utilizado na calibração e verificação do modelo, e o de Bom Jardim de Minas, utilizado na validação do modelo na simulação de vazões a montante da seção de controle considerada na calibração.

Já na bacia do rio Aiuruoca foram empregadas informações do posto fluviométrico Fazenda Laranjeiras para calibração e verificação da modelagem. Apresenta-se, na Figura 11, a localização dos postos fluviométricos do IGAM e suas principais informações na Tabela 11.

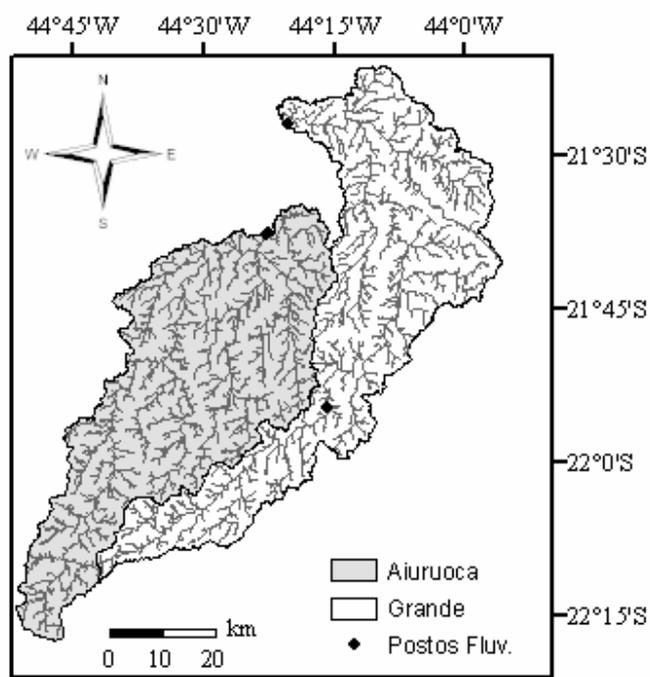


FIGURA 11. Localização dos postos fluviométricos do IGAM utilizados nesse trabalho.

TABELA 11. Principais informações dos postos fluviométricos.

Posto fluviométrico	Identificador	Operadora	Rio	Área de dren. (km ²)
Bom Jardim de Minas	61009000	IGAM	Grande	509
Fazenda Laranjeiras	61060000	IGAM	Aiuuruoca	2083
Madre de Deus de Minas	61012000	IGAM	Grande	2226

Na Figura 12 apresenta-se o posto fluviométrico de Madre de Deus de Minas, mantido pelo IGAM, que representa a seção de controle da porção da

bacia do rio Grande em estudo, onde foram coletados os dados utilizados na calibração e verificação da modelagem chuva-vazão.



FIGURA 12. Posto fluviométrico de Madre de Deus de Minas, que dispõem de linígrafo (instalado no pilar da ponte) e régua linimétrica, IGAM.

3.3.3 Evapotranspiração

O banco de dados de evapotranspiração utilizado neste trabalho consiste de uma série histórica de evapotranspiração de referência (ET_0) diária, calculada pela metodologia de Penman-Monteith, referente à Estação Climatológica do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET/5°DISME), localizada na cidade de Lavras, MG, cerca de 50 km a jusante do barramento da UHE de Camargos. De

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

É importante ressaltar que a disponibilização de séries históricas diárias de dados climatológicos representa uma dificuldade adicional aos estudos associados à modelagem hidrológica e climatológica. Além disso, o Sul de Minas Gerais possui apenas três postos oficiais do INMET e o mais próximo da área de estudo é o da cidade de Lavras, o único com dados disponibilizados.

3.4 Descrição do modelo hidrológico

O modelo hidrológico semi-conceitual desenvolvido é baseado em outros modelos, notadamente o CN-SCS modificado por Mishra et al. (2006), MGB-IPH (Collishonn, 2001) e Muskinghan-Cunge Linear (Tucci, 2005), operando com formulação concentrada e semi-distribuída, e intervalo de simulação (passo) diário, adotado em função das características dos dados de monitoramento hidrológico e climático disponíveis.

A modelagem possui três módulos básicos, sendo o primeiro deles associado à estimativa das lâminas de escoamento superficial (D_{SUP}), sub-superficial (D_{SS}) e subterrânea (D_B) que deixam a camada superior do solo, considerada no balanço hídrico. O segundo visa contemplar o efeito de retardamento nos reservatórios, o que é simulado no modelo pela passagem por reservatórios lineares simples, como descrito por Collischonn (2001). E no último, é realizada a propagação na calha fluvial pelo modelo vazão-vazão Muskingan-Cunge Linear, na forma descrita por Tucci (2005). O organograma, presente na Figura 13, representa a estruturação do modelo, com suas diferentes fases e condições.

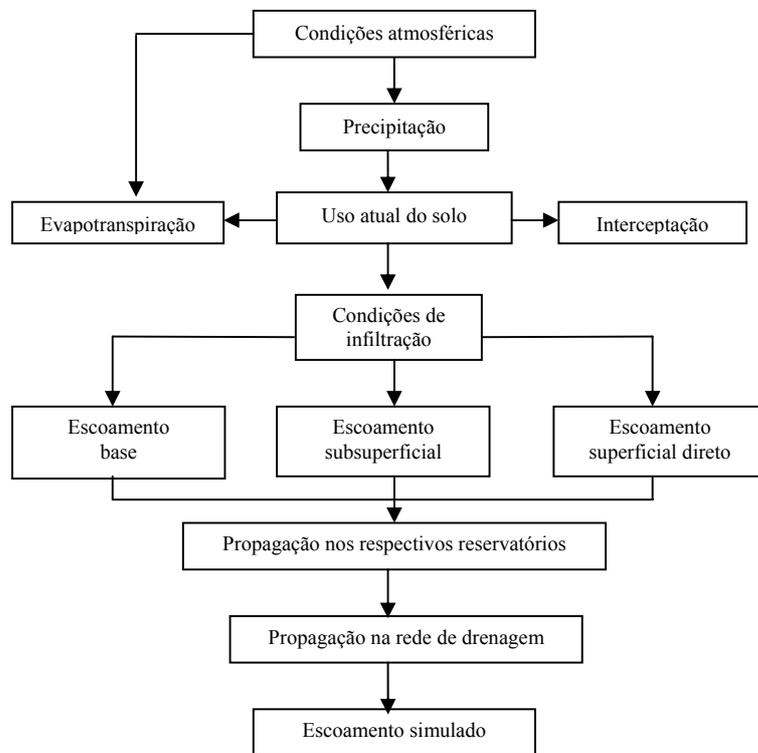


FIGURA 13. Estruturação básica da modelagem desenvolvida.

3.4.1 Balanço hídrico do solo

O armazenamento atual de água no solo (A_t) é uma variável de estado primordial à simulação, atuando diretamente na geração das lâminas de drenagem associadas aos reservatórios subterrâneo, subsuperficial e superficial. Sua condição inicial representa uma incerteza, devido à inexistência de dados monitorados de umidade do solo no período inicial da simulação, o que levou a adotar como valor inicial, o de 50% da capacidade de armazenamento de água no solo (A_m), conforme descrito por Ribeiro Neto (2006).

A quantificação de A_t é realizada no balanço hídrico do solo, que apresenta a seguinte estrutura:

$$\Delta A = (P - ET_R - D_B - D_{SS} - D_{SUP}) \cdot \Delta t \quad (1)$$

$$A_t = A_{t-1} + \Delta A \quad (2)$$

em que:

ΔA : variação diária do armazenamento de água no solo (mm);

A_t : armazenamento ao final do intervalo de tempo (mm);

A_{t-1} : armazenamento no início do intervalo de tempo (mm);

P : precipitação, descontada a interceptação (mm dia⁻¹);

ET_R : evapotranspiração real (mm dia⁻¹);

D_B : lâmina de drenagem subterrânea (mm dia⁻¹);

D_{SS} : lâmina de drenagem subsuperficial (mm dia⁻¹);

D_{SUP} : lâmina de drenagem superficial (mm dia⁻¹);

Δt : intervalo de tempo (1 dia).

3.4.2 Interceptação

A interceptação consiste na retenção de uma parcela do total precipitado acima da superfície do solo, frequentemente pela cobertura vegetal (Tucci, 2005). De acordo com Shuttleworth (1993), em florestas, a interceptação pode variar de 10% a 30 % da precipitação, situação condicionada principalmente pelas características da precipitação, destacando uma variação de 10% a 18% para chuvas convectivas e de 20% a 30% para chuvas frontais.

A estimativa da capacidade do reservatório de interceptação (CRI) foi realizada de forma semelhante ao modelo MGB-IPH (Collischonn, 2001), sendo considerada função linear do índice de área foliar, e expressa por:

$$CRI = \alpha \cdot IAF \quad (3)$$

em que α é a capacidade máxima de armazenamento de água por unidade de área das folhas, sendo fixado em 0,2 mm, conforme sugerem Dickinson (1984) e Wigmosta & Lettenmaier (1994).

A seguir, apresenta-se o equacionamento do balanço de água no reservatório de interceptação, ressaltando que seu esvaziamento foi realizado considerando a evaporação potencial a cada intervalo de tempo.

$$LI_t = LI_{t-1} + P_t \quad \text{se} \quad LI_{t-1} + P_t \leq \text{CRI} \quad (4)$$

$$LI_t = \text{CRI} \quad \text{se} \quad LI_{t-1} + P_t \geq \text{CRI} \quad (5)$$

$$P = P_t - (LI_t - LI_{t-1}) \quad (6)$$

em que LI_t é a lâmina interceptada durante o intervalo de tempo, em mm, LI_{t-1} é a lâmina no reservatório de interceptação ao início do intervalo de tempo, P_t é a precipitação total, em mm e P é a precipitação descontada a interceptação, em mm.

3.4.3 Geração do escoamento superficial

A estrutura de escoamento superficial direto foi desenvolvida com base no Método Curva-Número (CN-SCS), adaptado por Mishra et al. (2006), os quais aperfeiçoaram a relação entre a abstração inicial (I_a) e o potencial de armazenamento de água no solo (S), incorporando a umidade antecedente em sua formulação, como função da precipitação acumulada nos últimos 5 dias (P_5). Assim, a estimativa do deflúvio superficial direto foi obtida por:

$$D_{\text{SUP}} = \frac{(P_t - I_a) \cdot (P_t - I_a + M)}{P_t - I_a + M + S} \quad (7)$$

$$M = 0,5 \cdot \left(-(1 + \lambda) \cdot S + \sqrt{(1 - \lambda)^2 \cdot S^2 + 4 \cdot P_5 \cdot S} \right) \quad (8)$$

$$I_a = \frac{\lambda \cdot S^2}{S + M} \quad (9)$$

$$S = (\theta_s - \theta_0) \cdot h \quad (10)$$

$$A_m = (\theta_s - \theta_{PMP}) \cdot h \quad (11)$$

$$S = A_m - A_t \quad (12)$$

O valor de S corresponde ao armazenamento de água no solo compreendido entre a umidade de saturação (θ_s) e a atual (θ_0), e de acordo com as equações 10 e 11, pode ser estimado em função de A_m e A_t . De acordo com Misrha et al. (2006) o parâmetro calibrável de abstração inicial (λ) pode variar de 0 a 0,5.

3.4.4 Geração do escoamento subsuperficial

Denomina-se escoamento subsuperficial ao escoamento que ocorre na zona não saturada do solo, caracterizado por maior velocidade que o escoamento subterrâneo. De acordo com Ribeiro Neto (2006), o escoamento subsuperficial é função das propriedades do solo (porosidade, distribuição e continuidade dos poros) e da água (viscosidade e densidade). Sua determinação foi realizada conforme descrito por Rawls et al. (1993):

$$D_{SS} = K_{SS} \cdot \left(\frac{A_t - A_{cc}}{A_m - A_{cc}} \right)^{\left(3 + \frac{2}{Pr}\right)} \quad \text{se} \quad A_t \geq A_{cc} \quad (13)$$

$$D_{SS} = 0 \quad \text{se} \quad A_t < A_{cc} \quad (14)$$

em que D_{SS} é o escoamento subsuperficial, em mm dia^{-1} , K_{SS} é o parâmetro de escoamento subsuperficial, calibrável, em mm dia^{-1} , Pr é o índice de porosidade do solo, considerado fixo e igual a 0,4; A_{cc} representa o armazenamento de água no solo a partir do qual ocorre escoamento subsuperficial, considerado fixo no modelo em 10% da capacidade de armazenamento de água no solo (A_m) (Collischonn, 2001; Ribeiro Neto, 2006; Collischonn, 2006).

3.4.5 Geração do escoamento subterrâneo

A geração deste escoamento é função da drenagem natural do aquífero superficial, caracterizando uma drenagem muito lenta. Sua geração foi realizada conforme descrito por Rawls et al. (2003), sendo expressa por:

$$D_B = K_B \cdot \left(\frac{A_t - A_c}{A_m - A_c} \right) \quad \text{se} \quad A_t \geq A_c \quad (15)$$

$$D_B = 0 \quad \text{se} \quad A_t < A_c \quad (16)$$

em que D_B é o escoamento subterrâneo, em mm dia^{-1} , K_B é o parâmetro de escoamento subterrâneo, calibrável, em mm dia^{-1} , A_c refere-se ao armazenamento de água no solo a partir do qual ocorre escoamento subterrâneo, sendo considerado um parâmetro fixo no modelo e igual a 10% da capacidade de armazenamento de água no solo (A_m) (Collischonn, 2001; Ribeiro Neto, 2006; Collischonn, 2006).

3.4.6 Evapotranspiração

Conjuntamente à precipitação, a evapotranspiração constitui-se em uma variável de entrada do modelo hidrológico, a qual pode ser entendida como a passagem da água do estado líquido para o de vapor, abrangendo dois processos distintos: (1) a evaporação da água a partir de um solo úmido ou reservatório, sendo um processo regido por leis puramente físicas e (2) a transpiração das plantas, que consiste da evaporação da água através das plantas, sendo que, nesse processo, fenômenos biológicos limitam as leis físicas (Reichardt & Timm, 2004).

O módulo de evapotranspiração do modelo hidrológico foi desenvolvido basicamente em função dos dados climatológicos disponíveis, consistindo de uma série histórica de evapotranspiração de referência (ET_o), calculada pela metodologia de Penman-Monteith, de acordo com Allen et al. (1998). Assim,

para estimativa da evapotranspiração real (ET_R) foi adotada metodologia semelhante a do modelo hidrológico NRM3 Streamflow (Notter et al., 2007).

A relação entre a evapotranspiração potencial da cultura (ET_C) e ET_0 é obtida a partir de um coeficiente, denominado coeficiente de cultura (K_C), pela seguinte equação:

$$ET_C = ET_0 \cdot K_C \quad (17)$$

Em situações distintas das ideais, ou seja, quando não há condições ótimas de umidade ou nutrientes, a evapotranspiração real da cultura (ET_R) é menor, ou, no máximo, igual a ET_C , sendo possível expressar a relação entre as duas por meio de um coeficiente que depende da umidade do solo (K_S) (Allen et al., 1998; Pereira et al., 1997; Bernardo et al., 2005). A relação fica então:

$$ET_R = ET_C \cdot K_S \quad (18)$$

O regime pluvial das bacias em estudo é caracterizado por verão chuvoso e inverno seco, o que determina um período longo de déficit hídrico e que necessariamente deve ser abordado no cálculo da evapotranspiração, para êxito da simulação. Sua determinação foi realizada considerando um decaimento exponencial da relação ET_R / ET_C^{-1} a partir de um armazenamento limite de água no solo (A_L). Sua expressão, modificada de Bernardo et al. (2005), fica:

$$k_S = \frac{\ln(A_t - A_{pmp})}{\ln(A_L - A_{pmp})} \quad \text{se} \quad A_t < A_L \quad (19)$$

$$k_S = 1 \quad \text{se} \quad A_t \geq A_L \quad (20)$$

em que K_S é o coeficiente de umidade do solo, adimensional, A_L é armazenamento limite a partir do qual ocorre decréscimo da evapotranspiração, em mm e A_{pmp} é o armazenamento do solo no ponto de murcha permanente, em mm.

Shuttleworth (1993), utilizando uma abordagem diferenciada, porém, regida pelos mesmos limites, utilizou A_{pmp} equivalente a 10% da capacidade de

armazenamento de água no solo (A_m), e A_L a 50% de A_m , sendo neste trabalho, adotados esses valores. Na Figura 14 está representado o comportamento de K_S em função do armazenamento atual de água no solo (A_t).

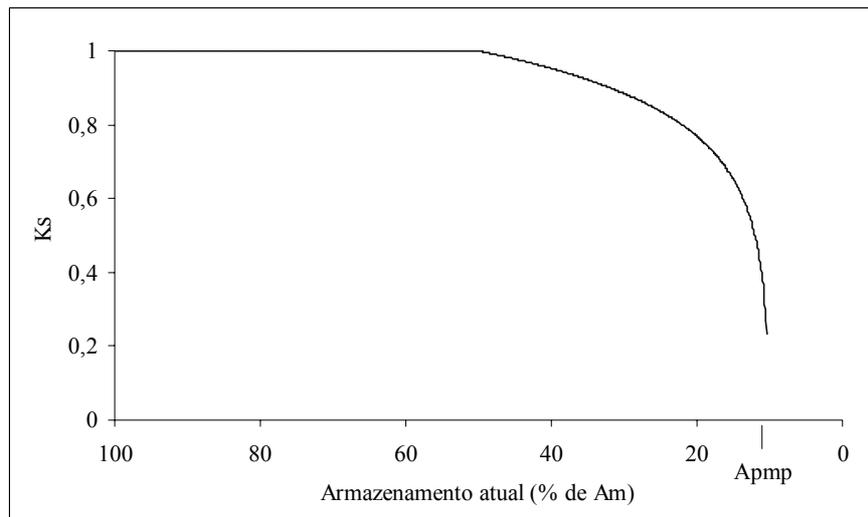


FIGURA 14. Fatores de K_S em função do armazenamento atual de água no solo e das equações 19 e 20.

3.4.7 Algoritmo para propagação nos reservatórios superficial, subsuperficial e subterrâneo

O escoamento gerado nos módulos descritos anteriormente, D_{SUP} , D_{SS} e D_B , são provenientes da camada de solo considerada pelo balanço hídrico e, até que atinjam a calha fluvial, sofrem retardamento nos respectivos reservatórios, o que é representado no modelo hidrológico pela passagem por reservatórios lineares simples, como descrito por Collischonn (2001). Este processo está ilustrado na Figura 15.

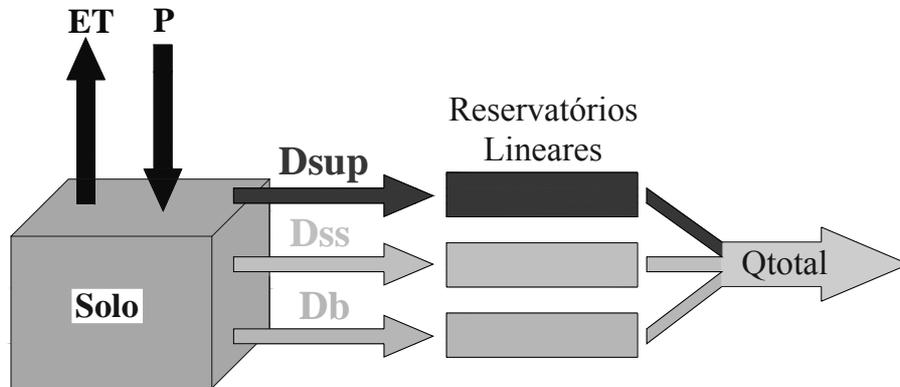


FIGURA 15. Representação dos diferentes módulos envolvidos na modelagem do escoamento pelo modelo hidrológico.

A vazão de saída dos reservatórios lineares é função, além do tempo de retardo, do volume armazenado. Assim, para o cálculo da vazão, é considerado o volume do reservatório em um intervalo de tempo intermediário (t'), após a entrada do escoamento, ou seja:

$$V_{SUP}^{t'} = V_{SUP}^{t-1} + \Delta t \cdot (D_{SUP}^t) \quad (21)$$

$$V_{SS}^{t'} = V_{SS}^{t-1} + \Delta t \cdot (D_{SS}^t) \quad (22)$$

$$V_B^{t'} = V_B^{t-1} + \Delta t \cdot (D_B^t) \quad (23)$$

em que $V_{SUP}^{t'}$, $V_{SS}^{t'}$ e $V_B^{t'}$ representam o volume no reservatório superficial, subsuperficial e subterrâneo, respectivamente, após a entrada do escoamento, em m^3 ; V_{SUP}^{t-1} , V_{SS}^{t-1} e V_B^{t-1} referem-se ao volume dos reservatórios no início do intervalo de tempo, em m^3 ; Δt é o intervalo de tempo considerado e D_{SUP}^t , D_{SS}^t e D_B^t são os escoamentos em $mm \text{ dia}^{-1}$, os quais devem ser multiplicados pela área de drenagem e respectivos fatores de conversão de unidades, para conversão em m^3 .

Finalmente, a vazão de cada reservatório pode ser calculada pela razão entre o volume do reservatório no intervalo de tempo intermediário (t') e o respectivo tempo de retardo, que é função de características dos reservatórios. No escoamento superficial, em que as respostas a variações no volume do reservatório são mais rápidas, o tempo de retardo assume valores reduzidos em comparação ao do escoamento subterrâneo, enquanto que, no escoamento subsuperficial, ocorrem valores intermediários (Collischonn, 2001).

O cálculo das vazões de saída dos reservatórios superficial, subsuperficial e subterrâneo são obtidas por:

$$Q_{SUP}^t = \frac{V_{SUP}^{t'}}{T_{SUP}} = \frac{V_{SUP}^{t'}}{C_{SUP} \cdot T_c} \quad (24)$$

$$Q_{SS}^t = \frac{V_{SS}^{t'}}{T_{SS}} = \frac{V_{SS}^{t'}}{C_{SS} \cdot T_c} \quad (25)$$

$$Q_B^t = \frac{V_B^{t'}}{T_B} \quad (26)$$

em que Q_{SUP}^t , Q_{SS}^t e Q_B^t são as vazões de saída dos reservatórios superficial, subsuperficial e subterrâneo, respectivamente, em $m^3 s^{-1}$; T_{SUP} , T_{SS} e T_B o tempo de retardo dos reservatórios, em segundos; C_{SUP} e C_{SS} os parâmetros de calibração da propagação dos reservatórios superficial e subsuperficial, adimensionais e T_c o tempo de concentração, em segundos. Os parâmetros C_{SUP} e C_{SS} são introduzidos no cálculo devido à incerteza na obtenção do tempo de retardo dos reservatórios. Para o escoamento subterrâneo, este parâmetro não foi necessário, devido a análises prévias do comportamento deste escoamento por meio do hidrograma, reduzindo as incertezas.

O tempo de concentração foi calculado pela equação de Giandotti:

$$T_c = \left(\frac{4 \cdot \sqrt{A} + 1,5 \cdot L}{0,8 \cdot \sqrt{H}} \right) \cdot 3600 \quad (27)$$

Sendo T_c o tempo de concentração, em segundos, A é área de drenagem, em km^2 , H a diferença de nível, em metros e L o comprimento horizontal entre a seção de controle e o ponto mais afastado da bacia, em km.

O tempo de retardo do reservatório subterrâneo (T_B), em segundos, foi estabelecido com base em um período característico de recessão do hidrograma observado, pela seguinte expressão:

$$T_B = - \left(\frac{ND}{\ln\left(\frac{Q_f}{Q_i}\right)} \right) * 86400 \quad (28)$$

em que ND é o período de recessão, em dias, Q_i a vazão no início da recessão e Q_f a vazão ao final do período de recessão.

A vazão total é obtida pela soma das vazões superficial, subsuperficial e subterrânea, ou seja:

$$Q_T = Q_{SUP} + Q_{SS} + Q_B \quad (29)$$

3.4.8 Algoritmo para propagação nos canais

A vazão calculada anteriormente refere-se à que atinge a rede de drenagem, após propagação nos reservatórios lineares. Para propagação na rede de drenagem, foi adotado o modelo vazão-vazão Muskinghan-Cunge Linear. Nessa propagação, a vazão proveniente de cada sub-bacia é considerada atingindo a rede de drenagem a montante, juntamente, caso existam, a vazões provenientes de sub-bacias localizadas a montante.

O modelo Muskinghan-Cunge opera com características do escoamento nos canais, como largura, declividade, rugosidade do leito, celeridade e vazão de referência que, no caso de simulação contínua do escoamento, é estimado um valor próximo ao de longo termo.

Sua estrutura, na forma descrita por Tucci (2005), é expressa por:

$$Q_s^{t+1} = C_1 \cdot Q_e^t + C_2 \cdot Q_e^{t+1} + C_3 \cdot Q_s^t \quad (30)$$

em que Q_s refere-se à vazão de saída do trecho de propagação, Q_e à vazão de entrada no trecho e C_1 , C_2 e C_3 são constantes de propagação, obtidas por:

$$C_1 = \frac{2 \cdot K \cdot X + \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (31)$$

$$C_2 = \frac{\Delta t - 2 \cdot K \cdot X}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (32)$$

$$C_3 = \frac{2 \cdot K \cdot (1 - X) - \Delta t}{2 \cdot K \cdot (1 - X) + \Delta t} \quad (33)$$

em que Δt é o tempo de simulação, em segundos, e K e X são os parâmetros de tempo e espaço, respectivamente, obtidos a partir de relações físicas, expressos por:

$$X = \frac{1}{2} - \frac{Q_o}{B_o \cdot S_o \cdot c_o \cdot \Delta x} \quad (34)$$

$$K = \frac{\Delta x}{c_o} \quad (35)$$

sendo Q_o a vazão de referência, em $m^3 s^{-1}$, B_o e Δx a largura e o comprimento do trecho de propagação, respectivamente, em metros, S_o a declividade do canal, adimensional, c_o é a celeridade cinemática, em $m s^{-1}$, obtida por:

$$c_o = \frac{5}{3} \cdot \frac{Q_o^{0,4} \cdot S_o^{0,3}}{n^{0,6} \cdot B_o^{0,4}} \quad (36)$$

em que n é o coeficiente de rugosidade de Manning, em $s m^{-1/3}$, obtido com base na literatura.

Para que sejam obtidos valores adequados de Δx e Δt e, a partir daí, os valores de K e X e, por consequência, C_1 , C_2 e C_3 , de acordo com Tucci (2005), a seguinte igualdade deve ser atendida:

$$\frac{Q_0}{B_0 \cdot S_0 \cdot c_0} + 0.8 \cdot (c_0 \cdot \Delta t)^{0.8} \cdot \Delta x^{0.2} - \Delta x = 0 \quad (37)$$

A largura do canal (B_0) foi obtida por modelos estatísticos, utilizando informações de perfil dos postos fluviométricos e, tomando como variável explicativa, a área de drenagem, conforme descrito por Ribeiro Neto (2006).

Para estimativa da vazão de referência (Q_0), adotou-se procedimento semelhante ao de Collischonn (2001), que calculou a vazão de referência (Q_0) a partir de uma vazão de referência específica e área de drenagem de cada trecho de rio. De acordo com este autor, a vazão de referência específica deve abranger a magnitude de valores freqüentemente alcançados durante as cheias, o que conduziu à adoção de um valor correspondente a três vezes a vazão específica de longo termo.

O coeficiente de rugosidade de Manning pode ser determinado com base em características físicas da calha fluvial. No entanto, diversos autores (Collischonn, 2001; Ribeiro Neto, 2006; Collischonn, 2006) checaram baixa sensibilidade do modelo a variações deste parâmetro, fixando seu valor em 0,03, também tendo sido adotado neste estudo.

3.5 Discretização espacial para aplicação da modelagem

Serão abordadas duas aplicações do modelo quanto a discretização espacial, concentrado e semidistribuído. Na Figura 16, apresentam-se as bacias dos rios Grande (a) e Aiuruoca (b), para aplicação do modelo concentrado (esquerda) e semidistribuído (direita).

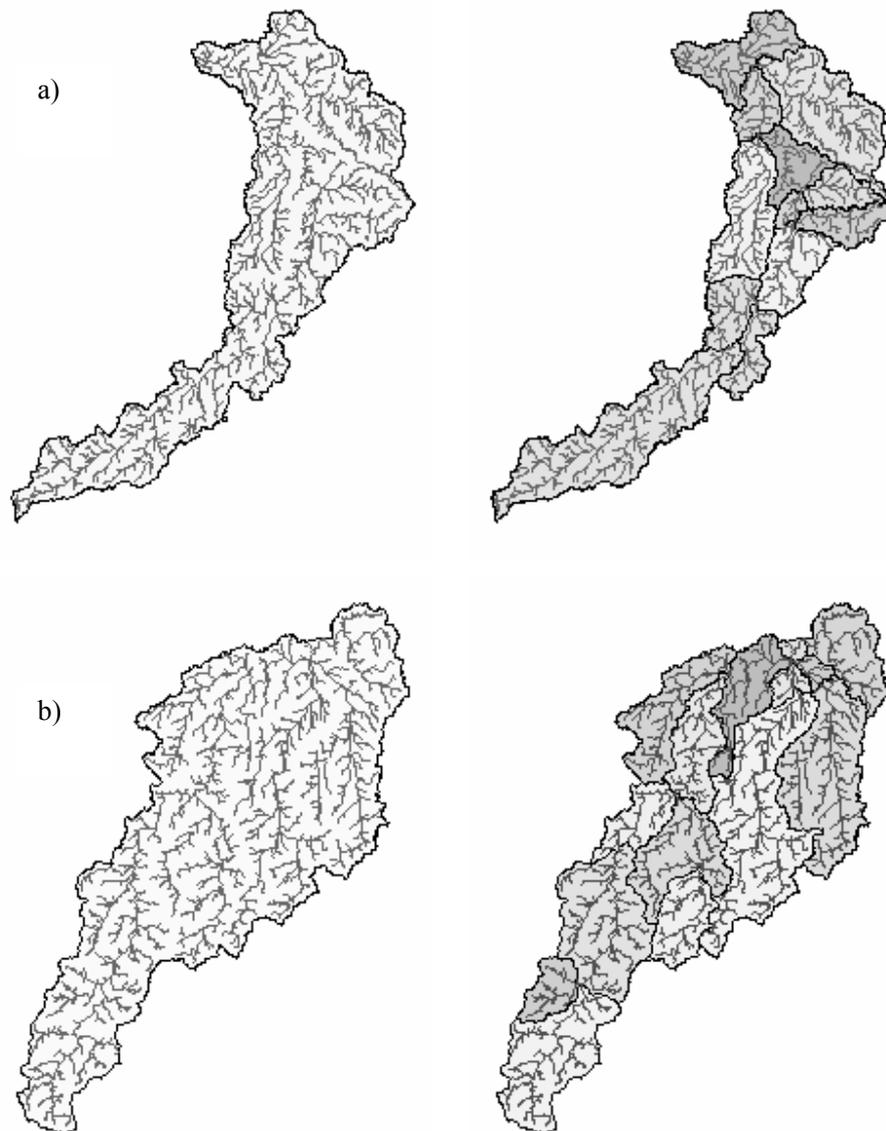


FIGURA 16. Bacias hidrográficas dos rios Grande (a) e Aiuruoca (b) utilizadas na aplicação do modelo concentrado (à esquerda) e semidistribuído (à direita).

3.6 Parâmetros fixos

A determinação dos parâmetros fixos envolve dispendiosas etapas de discretização espacial, para a obtenção de valores representativos dos parâmetros para a bacia hidrográfica como um todo, no caso do modelo concentrado, ou para sub-bacias considerando o modelo semidistribuído.

Nas Tabelas 12 e 13 constam os parâmetros fixos determinados para as bacias dos rios Grande e Aiuruoca, respectivamente, para o modelo concentrado e semidistribuído. Podem ser distintas duas categorias de parâmetros: a primeira, na qual os valores foram obtidos com base na literatura, como o coeficiente de cultura e índices de área foliar e de porosidade, e uma segunda, determinada com base em características físicas, como tempo de retardo do reservatório subterrâneo, área de drenagem (Ad), tempo de concentração e capacidade de armazenamento de água no solo.

TABELA 12. Parâmetros fixos obtidos para a simulação hidrológica da bacia do rio Grande pelo modelo concentrado e semidistribuído.

Parâmetro	Modelo concentrado	Modelo semidistribuído
Cb (segundos)	10055088	10055088
Ad (km ²)	2080	27,83 a 520,39
Tc (min)	1352	345,04 a 1476,32
A _m (mm)	430	282 a 627,1
Kc	0,6	0,49 a 0,76
IAF (m ² m ⁻²)	2,45	1,88 a 3,73
Pr	0,4	0,4

TABELA 13. Parâmetros fixos obtidos para a bacia hidrográfica do rio Aiuruoca para o modelo concentrado e semidistribuído.

Parâmetro	Modelo concentrado	Modelo semidistribuído
Cb (segundos)	19669635	19669635
Ad (km ²)	2094	11,5 a 381,24
Tc (min)	824	199,3 a 2716,6
A _m (mm)	480	422,7 a 725,4
Kc	0,62	0,47 a 0,77
IAF	2,32	1,35 a 3,44
Pr	0,4	0,4

3.7 Calibração

A formulação final do modelo conta com cinco parâmetros calibráveis: parâmetros de escoamento subsuperficial (K_{SS}) e subterrâneo ou base (K_B), parâmetros de calibração da propagação dos reservatórios superficial (C_{SUP}) e subsuperficial (C_{SS}), e o parâmetro de calibração do Modelo Curva-Número (λ).

O processo de calibração adotado foi o automático, no qual são empregados métodos matemáticos de otimização, sendo o mais freqüente, a minimização de uma função objetivo que mede o desvio entre as séries de vazões observadas e simuladas (Tucci et al., 1981). Cabe ressaltar, que a calibração dos parâmetros para o modelo semidistribuído foi realizada por sub-bacias, ou seja, foram obtidos parâmetros individuais para a aplicação em cada sub-bacia.

A Função de Otimização Objetiva aplicada foi o coeficiente de Nash-Sutcliffe (Nash & Sutcliffe, 1970), operando com duas abordagens distintas. A primeira avaliou o desvio entre os dados de vazão observada e calculada, e a segunda, o logaritmo dos valores.

Na primeira aplicação há uma tendência de obtenção de bons ajustes dos parâmetros para a estimativa de vazões máximas, dada a grande discrepância entre os valores de vazões máximas e mínimas, de maneira que, para a maximização do coeficiente, os maiores valores assumem maior peso. Já na forma logarítmica, há amortecimento da amplitude, o que possibilita ao coeficiente buscar melhores ajustes aos valores mínimos.

Magalhães (2005) destaca o fato de que, devido ao ajuste ser meramente matemático, deve-se atentar ao uso de parâmetros com valores fora de sua faixa de variação física. Na Tabela 14, apresenta-se a faixa de valores permitidos aos parâmetros na calibração automática.

TABELA 14. Faixa de variação dos parâmetros calibráveis, obtida com base na literatura.

Parâmetro	Faixa	Fonte
λ	0 a 0,5	Mishra et al. (2006)
K_{SS} (mm dia ⁻¹)	0 a 182,4	Rawls et al. (1993)
K_B (mm dia ⁻¹)	0,05 a 1,0	Collischonn (2001)
	0,03 a 2,5	Ribeiro Neto (2006)
C_{SUP}^*	-	-
C_{SS}^*	-	-

* Parâmetros empíricos sem faixa específica de valores

No início da simulação ocorrem grandes incertezas, devido ao desconhecimento das condições iniciais, principalmente a umidade atual do solo (A_t), justificando a utilização de um período de aquecimento do modelo, conhecido como “*warm up*”, para que, ao início da simulação, as variáveis de estado estejam livres da influência das condições iniciais (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 de simulação de séries contínuas de vazão, propiciando ao modelo condições de simular adequadamente a maior amplitude possível de vazões. Dessa maneira, foi empregado o período de 1991 a 2000 para calibração, e o ano de 1990 para aquecimento.

3.8 Validação do modelo e testes

O processo de validação de modelos hidrológicos depende das aplicações pretendidas. Klemes (1986) descreve uma série de testes para validar modelos hidrológicos para distintas aplicações. No entanto, para se obter uma medida do desempenho do modelo nos testes, são empregadas estatísticas de precisão, como coeficiente de determinação (R^2) e coeficiente de Nash-Sutcliffe (C_{NS}), entre outros.

Na primeira etapa de validação foi realizada a verificação (*split simple test*) do modelo hidrológico concentrado e semidistribuído, para as bacias dos rios Grande e Aiuruoca. Para isso, os modelos previamente calibrados, no período de 1991 a 2000, foram aplicados ao período de 2002 a 2003, reservando o ano de 2001 para o aquecimento. Essa validação, de acordo com Klemes (1986), permite checar a acurácia do modelo para a simulação de processos estacionários, em bacias hidrográficas com monitoramento hidrológico.

Em uma segunda etapa de validação foi empregado o *proxy basin test*, aplicando o modelo concentrado, calibrado para o rio Grande, na bacia do rio Aiuruoca. De acordo com Klemes (1986), essa validação é importante para a geração de séries históricas em bacias sem monitoramento hidrológico, situação freqüentemente encontrada em projetos de obras hidráulicas.

Já no modelo semidistribuído, que foi calibrado na bacia hidrográfica do rio Grande, empregando dados de monitoramento hidrológico do posto

fluviométrico Madre de Deus de Minas, foram utilizados dados do posto Bom Jardim de Minas, localizado a montante do primeiro, para validação do modelo na simulação de vazões a montante da seção de controle empregada na calibração.

3.9 Estatísticas de precisão

Para avaliar a acurácia do modelo nos testes descritos anteriormente, foram utilizadas as seguintes estatísticas de precisão: coeficiente de Nash-Sutcliffe (C_{NS}) e sua versão logarítmica ($\log(C_{NS})$) (Nash & Sutcliffe, 1970), coeficiente de determinação (R^2) (Legates & McCabe, 1999) e relação entre volumes medidos e calculados (ΔV) (Collischonn, 2001). Na seqüência, estão apresentadas suas formulações, em que Q_{OBS} e Q_{CALC} referem-se às vazões observadas e calculadas, respectivamente.

a) Coeficiente de Nash-Sutcliffe (C_{NS})

De acordo com Zhang et al. (2007), o valor do coeficiente Nash-Sutcliffe indica o ajustamento dos dados simulados aos observados na reta 1:1, podendo variar de $-\infty$ a 1. Gotschalk & Motovilov (2000) apresentam a seguinte classificação para este coeficiente: $C_{NS} = 1$ corresponde a um ajuste perfeito; $C_{NS} > 0,75$ o modelo é considerado adequado e bom; $0,36 < C_{NS} < 0,75$ o modelo é considerado aceitável. Já segundo Zaapa (2002), valores de C_{NS} acima de 0,5 qualificam o modelo para simulação.

$$C_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{OBS_i} - Q_{CALC_i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{OBS_i} - \overline{Q_{OBS}})^2} \quad (38)$$

$$\log(C_{NS}) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\log(Q_{OBSi}) - \log(Q_{CALCi}))^2}{\sum_{i=1}^N (\log(Q_{OBSi}) - \overline{\log(Q_{OBSi})})^2} \quad (39)$$

b) Coeficiente de determinação (R^2)

O valor de R^2 , de acordo com Legates & McCabe (1999), é um indicador da correlação entre os valores observados e simulados, com amplitude de variação de 0 a 1, em que o valor 1 indica um ajuste perfeito.

$$R^2 = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{OBSi} - \overline{Q_{OBS}}) \cdot (Q_{CALCi} - \overline{Q_{CALC}})}{\left[\sum_{i=1}^N (Q_{OBSi} - \overline{Q_{OBS}})^2 \right]^{0,5} \cdot \left[\sum_{i=1}^N (Q_{CALCi} - \overline{Q_{CALC}})^2 \right]^{0,5}} \right\} \quad (40)$$

c) Relação entre volumes medidos e calculados (Δ_V)

A relação entre volumes medidos e calculados expressa a diferença relativa entre o somatório de vazões calculadas e observadas, o que, de acordo com Collischonn (2001), indica a acurácia do modelo na estimativa dos volumes relacionados ao balanço hídrico.

$$\Delta_V = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{CALCi}) - \sum_{i=1}^N (Q_{OBSi})}{\sum_{i=1}^N (Q_{OBSi})} \quad (41)$$

3.10 Análises complementares dos processos hidrológicos

Anteriormente, foi descrito o processo de validação do escoamento simulado pelo modelo hidrológico. Para a geração do escoamento, porém, é necessária a simulação de outros componentes do ciclo hidrológico, como, por exemplo, interceptação, umidade atual do solo e evapotranspiração. No entanto,

a validação desses processos esbarra na indisponibilidade de dados monitorados dessa natureza, na região em estudo.

Complementarmente, foram realizadas análises sobre informações freqüentemente extraídas do hidrograma, abrangendo a curva de permanência, vazões máximas e mínimas diárias anuais, vazão média de longo termo e deflúvio.

3.11 Análise da sensibilidade do modelo a variações nos parâmetros

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 (Tucci, 2005). No entanto, a maior incerteza está associada aos valores dos parâmetros calibráveis, obtidos no processo de calibração automática.

A análise de sensibilidade proporciona o conhecimento da influência do parâmetro sobre o modelo, possibilitando a racionalização de etapas de calibração, bem como a fixação de parâmetros aos quais o modelo é pouco sensível. Essa etapa foi realizada conforme descrito por Collischonn (2001), estabelecendo como valor de referência aos parâmetros os obtidos na etapa de calibração, gerando a sensibilidade do modelo à variação dos parâmetros, por meio da alteração individual no valor de cada parâmetro, de 20% a 300% do valor de referência, e checando as alterações provocadas nos coeficientes estatísticos C_{NS} e $\log(C_{NS})$.

3.12 Mudanças no uso do solo

As implicações hidrológicas de alterações na cobertura vegetal podem ser estimadas pela simulação, através da alteração dos parâmetros que representam a vegetação no modelo hidrológico. Esses parâmetros são: índice de área foliar (IAF), parâmetro de interceptação (α), capacidade de armazenamento de água no solo (A_m) e coeficiente de cultura (K_C).

O índice de área foliar é um parâmetro fixo, obtido com base na literatura. Sua magnitude influencia diretamente a interceptação, ou seja, a precipitação que atinge o solo (P) difere em função da cobertura vegetal. Dessa maneira, nos cenários simulados, o valor do IAF foi alterado conforme o tipo vegetal.

A capacidade de armazenamento de água no solo (A_m) está diretamente relacionada à cobertura vegetal, uma vez que o sistema radicular indica a profundidade do perfil de solo que disponibiliza água para evapotranspiração. Dessa maneira, alterações na cobertura vegetal implicam em modificações da quantidade de água disponível ao balanço hídrico, o que foi simulado pela alteração da profundidade do sistema radicular.

Outra importante implicação da alteração da cobertura vegetal no regime hidrológico está associada a evapotranspiração. O modelo calcula a evapotranspiração da cultura (ET_c) a partir do estabelecimento do coeficiente de cultura (K_c), que é função do tipo de cobertura vegetal, estágio de desenvolvimento e época do ano. Dessa maneira, os valores de K_c foram alterados em função dos cenários abordados. Já o parâmetro de interceptação (α), dada sua reduzida influência sobre os resultados, identificada em estudos anteriores (Collischonn, 2001), foi mantido fixo.

Cabe ressaltar que a simulação não contempla alterações relacionadas ao manejo do solo e da cultura, devido à ausência de informações mais específicas e não apenas qualitativas.

3.12.1 Cenários

Na simulação dos impactos hidrológicos decorrentes de alterações no uso do solo foram abordadas tendências recentes na região. Conforme relatado anteriormente, na região Alto Rio Grande, a montante do reservatório da UHE de Camargos, tem ocorrido rápida expansão da cultura de eucalipto, que já

ocupa cerca de 44,1 km² na bacia do rio Grande, visando basicamente à produção de celulose e carvão vegetal, em substituição, principalmente, a áreas de pastagem e, ocupando, inclusive, áreas de solos com aptidão para culturas anuais.

Dessa maneira, os cenários avaliados foram basicamente de substituição de pastagens por eucalipto, uma vez que os vestígios de floresta nativa se encontram em áreas de preservação permanente, em sua maioria, desmotivando a avaliação dos impactos do desmatamento, em termos práticos. Os três cenários abordados para a bacia do rio Grande foram:

- 1 – substituição de 100% de pastagem por eucalipto;
- 2 – substituição de 50% de pastagem distribuída ao longo de toda a bacia por eucalipto;
- 3 – substituição de 100% de pastagem por eucalipto nas sub-bacias localizadas na região em que essa prática vem ocorrendo mais expressivamente, conforme apresentado na Figura 17.

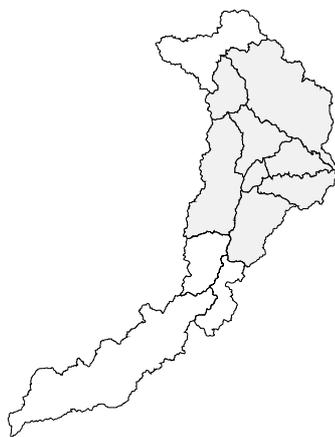


FIGURA 17. Bacia do rio Grande com seção de controle em Madre de Deus de Minas, apresentando as sub-bacias empregadas no cenário 3.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Simulação hidrológica na bacia hidrográfica do rio Grande

4.1.1 Análise da precisão do modelo

Na Tabela 15 estão apresentados os resultados das estatísticas de precisão empregadas na avaliação do desempenho da simulação hidrológica nas etapas de calibração e verificação na bacia hidrográfica do rio Grande com seção de controle em Madre de Deus de Minas.

TABELA 15. Valores das estatísticas de precisão resultantes da aplicação do modelo concentrado e semidistribuído na simulação hidrológica da bacia do rio Grande, nos períodos de calibração e verificação.

Aplicação	Discretização	C_{NS}	$\text{Log}(C_{NS})$	ΔV	R^2
Calibração	Concentrado	0,782	0,802	-0,034	0,886
Verificação	Concentrado	0,863	0,879	-0,006	0,929
Calibração	Semidistribuído	0,81	0,811	0,051	0,903
Verificação	Semidistribuído	0,876	0,894	-0,006	0,938

Os valores do coeficiente Nash-Sutcliffe (C_{NS}), que indicam a acurácia do modelo na estimativa de vazões de cheia, variaram de 0,782 a 0,876, enquadrando-se na categoria Adequado e Bom, na classificação proposta por Gotschalk & Motovilic (2000).

Licciardello et al. (2007), trabalhando com o modelo distribuído AGNPS para uma bacia hidrográfica na região do Mediterrâneo (Sul da Itália), obtiveram C_{NS} da ordem de 0,77 na fase de calibração e 0,80 na verificação. Notter et al. (2007), desenvolvendo e aplicando um modelo semidistribuído baseado no

método CN-SCS à região do Monte Kenya (África), com objetivos semelhantes aos deste trabalho, obtiveram C_{NS} de 0,693 e 0,513 para calibração e verificação, respectivamente. Os autores concluíram que o modelo apresentou boa precisão, qualificando-o para simulação de impactos de diferentes usos do solo no regime hidrológico daquela região. Observa-se que os resultados obtidos pelo modelo desenvolvido, tanto no contexto de calibração quanto de verificação, foram substancialmente superiores aos obtidos pelos autores supracitados, especialmente quando comparado aos de Notter et al. (2007), com a ressalva de que o modelo desenvolvido para a bacia do rio Grande é mais simples (menos parâmetros para calibração) e com base de dados climáticos qualitativamente inferiores.

Dessa forma, como C_{NS} é a estatística de precisão mais aplicada e importante para a simulação hidrológica, pode-se concluir que o modelo produzirá bons resultados, quando aplicado a diferentes situações de uso do solo, sendo uma ferramenta robusta para o planejamento e gestão ambiental na região Alto Rio Grande e no Sul de Minas Gerais.

O coeficiente Nash-Sutcliffe, empregado com os logaritmos das vazões ($\log(C_{NS})$), o qual reflete a acurácia do modelo na simulação de períodos de recessão do hidrograma, resultou em melhores resultados, variando de 0,802 a 0,894, indicando bons ajustes às vazões mínimas. Esta análise é fundamental para a aplicação do modelo como ferramenta na gestão dos recursos hídricos na região.

A relação entre volumes medidos e calculados, que de acordo com Collischonn (2001) permite averiguar a precisão do modelo na estimativa da evapotranspiração, apresentou pequenos desvios, resultando em subestimativa da vazão calculada em três aplicações, variando de -0,006 a -0,034, e superestimativa na calibração do modelo semidistribuído em 0,051. Collischonn (2001), realizando a simulação da bacia do rio Taquari-Antas, RS, com o

modelo MGB-IPH, obteve valores de ΔV variando entre -0,05 e 0,06, os quais foram classificados como reduzidos.

O coeficiente de determinação (R^2) apresentou os maiores valores dentre as estatísticas de precisão utilizadas, variando de 0,886 a 0,938, superiores aos obtidos por Notter et al. (2007) e que vem a reforçar os resultados anteriores sobre a qualidade do modelo, bem como sua aplicabilidade.

A comparação entre os resultados dos coeficientes estatísticos obtidos para o modelo concentrado e semidistribuído deixa claro o melhor desempenho na simulação pelo modelo semidistribuído, podendo ser atribuído à melhor descrição espacial das características da bacia hidrográfica, de acordo com Collischonn et al. (2005).

De maneira geral, com base nos resultados das estatísticas de precisão, observa-se que o modelo hidrológico, especialmente na versão semidistribuída, pode ser considerado como de alta precisão e adequado para simulação, especialmente analisando os resultados da etapa de verificação, a qual é desconhecida do modelo. Outros modelos ajustados e ou desenvolvidos com os mesmos objetivos, como tais como SWAT (von Stackelberg et al., 2007; Bormann et al., 2007; Green et al., 2006), NRM3 Streamflow (Notter et al., 2007), annAGNPS (Licciardello et al., 2007), CASC2D (Marsik & Waylen, 2006) e MGB/IPH (Collischonn et al., 2005), apresentaram estatísticas de precisão semelhantes ou, mesmo, inferiores, principalmente no tocante à verificação, sendo considerados precisos e passíveis de aplicação.

A análise visual do hidrograma simulado frente ao observado consiste em uma importante ferramenta de avaliação do ajuste. Nas Figuras 18 a 21, estão apresentados os hidrogramas simulados pelo modelo concentrado e semidistribuído, para a bacia do rio Grande, nos períodos de calibração e verificação, além de hidrograma observado e hietograma de precipitação média na bacia.

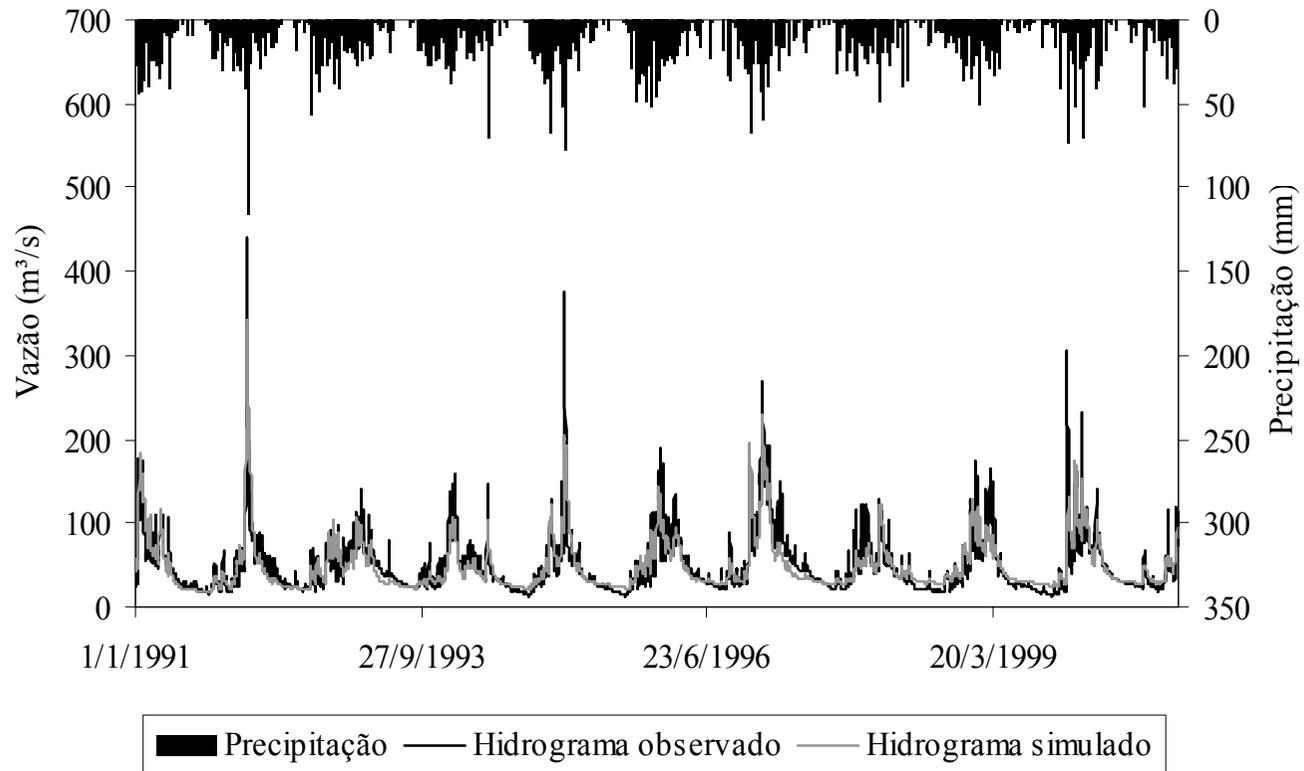


FIGURA 18. Hidrogramas observado e estimado pelo modelo concentrado para a bacia hidrográfica do rio Grande, no período de calibração, e hietograma de precipitação média diária.

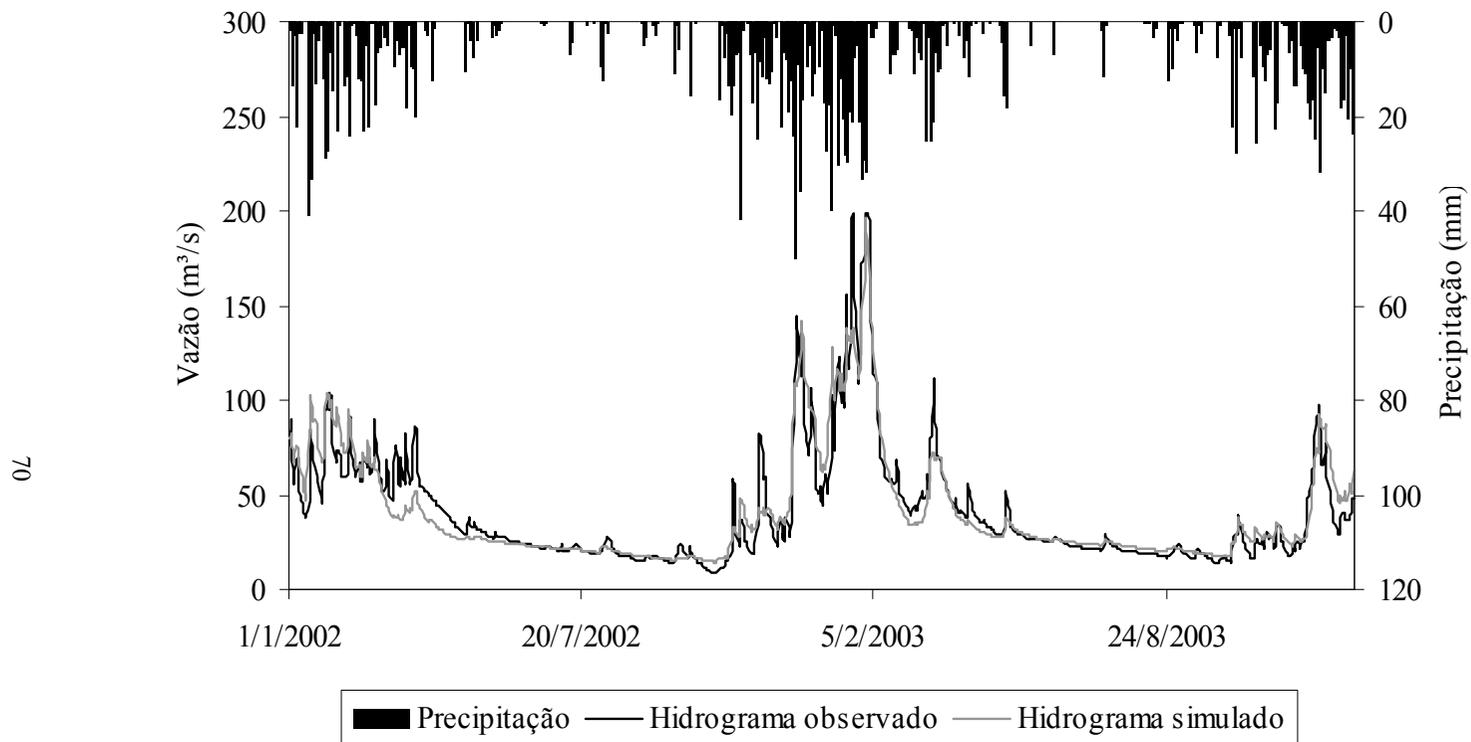


FIGURA 19. Hidrogramas observado e estimado pelo modelo concentrado para a bacia do rio Grande, no período de verificação, e hietograma de precipitação média diária.

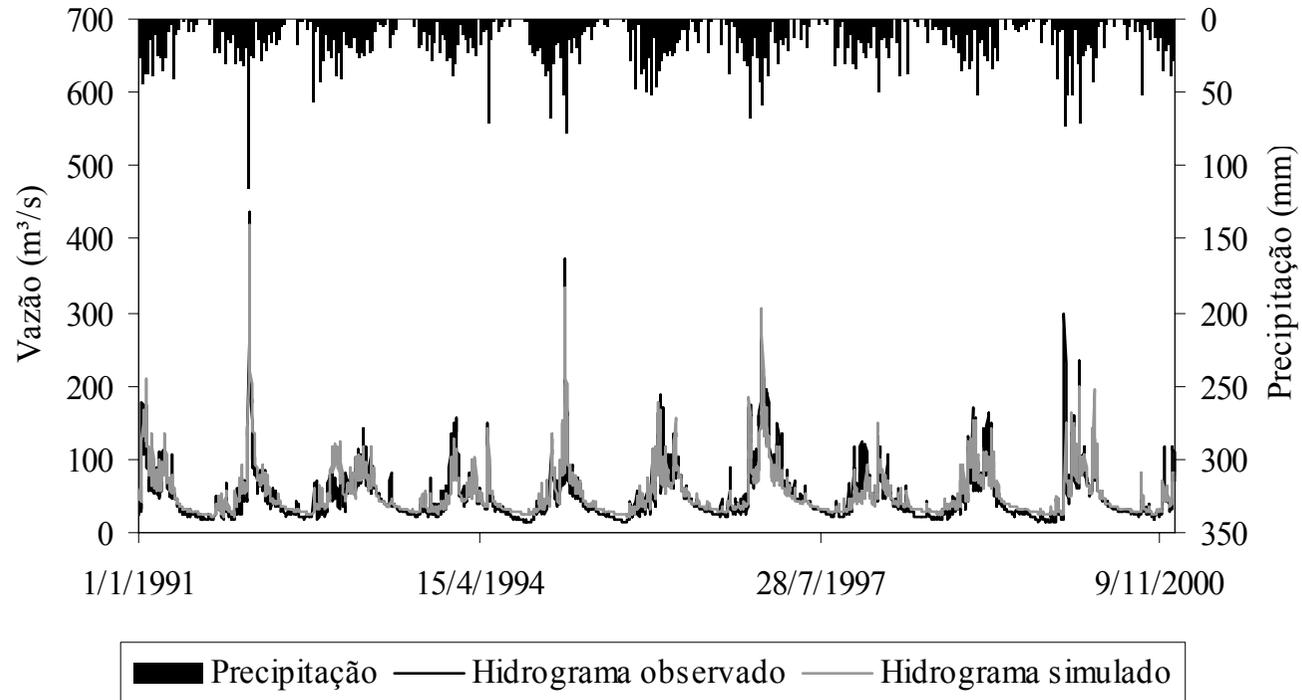


FIGURA 20. Hidrogramas observado e estimado pelo modelo semidistribuído para a bacia hidrográfica do rio Grande, no período de calibração, e hidrograma de precipitação média diária.

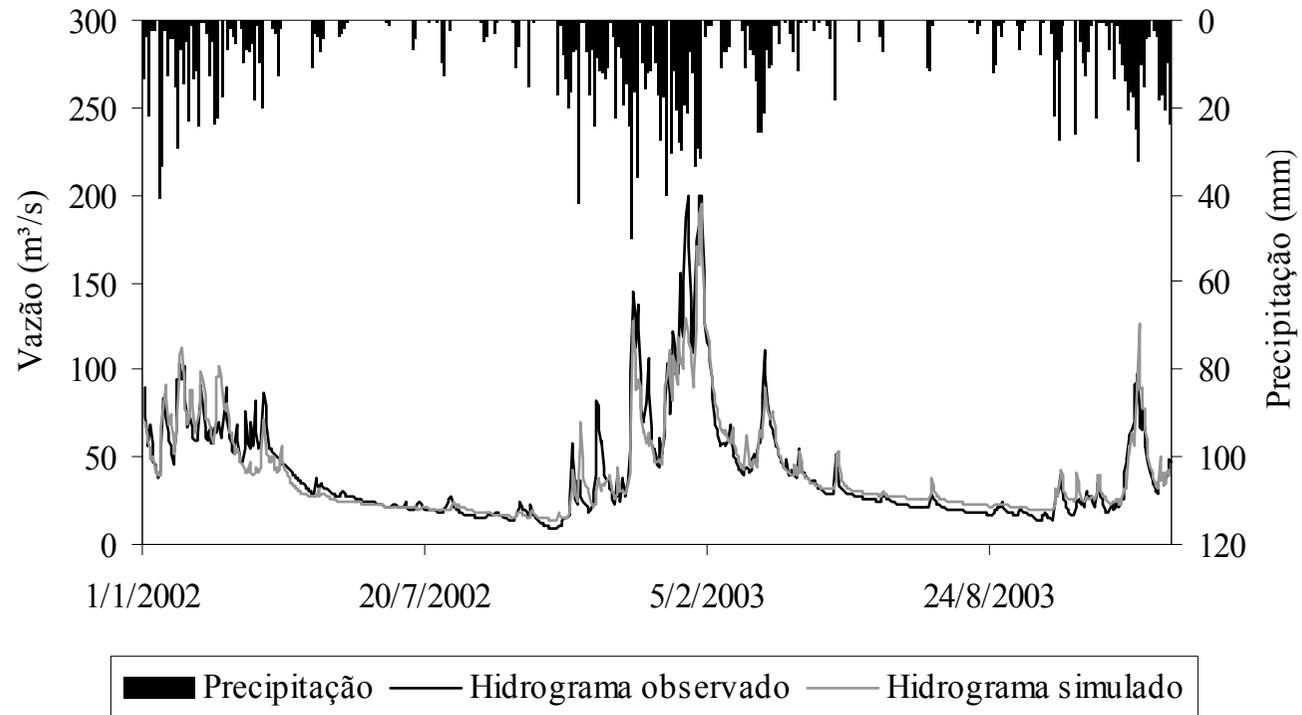


FIGURA 21. Hidrogramas observado e estimado pelo modelo semidistribuído para a bacia do rio Grande, no período de verificação, e hietograma de precipitação média diária.

Uma importante observação associada aos hidrogramas, que pode ser melhor visualizada no período de verificação, refere-se à dificuldade de simulação dos picos de vazões pelo modelo hidrológico concentrado, ocorrendo de forma mais precisa no modelo semidistribuído. Essa limitação foi verificada por diversos autores (Notter et al., 2007; von Stackelberg et al., 2007) e está relacionada à representação da distribuição espacial e temporal das chuvas, e ao intervalo de simulação adotado na modelagem.

O passo de simulação foi diário, motivado basicamente pelos dados de monitoramento hidrológico disponíveis, contrastando, para o modelo hidrológico concentrado, com um tempo de concentração inferior ao intervalo de simulação, o que limita a resposta do modelo às vazões máximas. Já para o modelo semidistribuído, há um agravamento dessa situação, tendo em vista o tempo de concentração das sub-bacias, que é, em sua maioria, da ordem de poucas horas. Contudo, a melhora nessa formulação pode ser atribuída a discretização espacial mais apurada, proporcionada pela divisão em sub-bacias, que reflete em melhor representação espacial das chuvas, proporcionando maior sensibilidade aos eventos de cheia. Esta, portanto, consiste na vantagem adicional de se trabalhar com o modelo na forma distribuída, havendo melhor representação das vazões de pico, as quais são, por natureza, de difícil modelamento.

Nos períodos de recessão dos hidrogramas visualizam-se bons ajustes em todas as aplicações. Isso reforça os resultados obtidos pelo coeficiente $\log(C_{NS})$, indicando a acurácia na simulação de vazões mínimas, que é fundamental ao modelo hidrológico em aplicações no gerenciamento dos recursos hídricos.

4.1.2 Análise da sensibilidade do modelo a variações nos parâmetros

Na Tabela 16, constam os valores dos parâmetros calibráveis obtidos pelo método automático, visando a maximização dos coeficientes estatísticos C_{NS} e $\log(C_{NS})$.

TABELA 16. Parâmetros calibráveis obtidos pelo método de ajuste automático para simulação hidrológica na bacia do rio Grande, para o modelo concentrado e semidistribuído.

Parâmetro	Modelo concentrado	Modelo semidistribuído
λ	0,0026	0,001 a 0,5
C_{SUP}	10,6	1,9 a 900
C_{SS}	2468	494,46 a 2400
K_{SS}	182,4	12 a 182,4
K_B	1,68	0,9

A faixa de valores imposta aos parâmetros calibráveis respeitou os limites citados na literatura. Para os parâmetros de retardo dos reservatórios subsuperficial (C_{SS}) e superficial (C_{SUP}), os quais são empíricos, não foi estabelecida faixa de variação.

Para a realização da análise de sensibilidade do modelo a variações nos parâmetros calibráveis, foi empregado o modelo concentrado. Os resultados estão apresentados na Figura 22, em que 100% representa o valor de referência dos parâmetros, obtido na etapa de calibração.

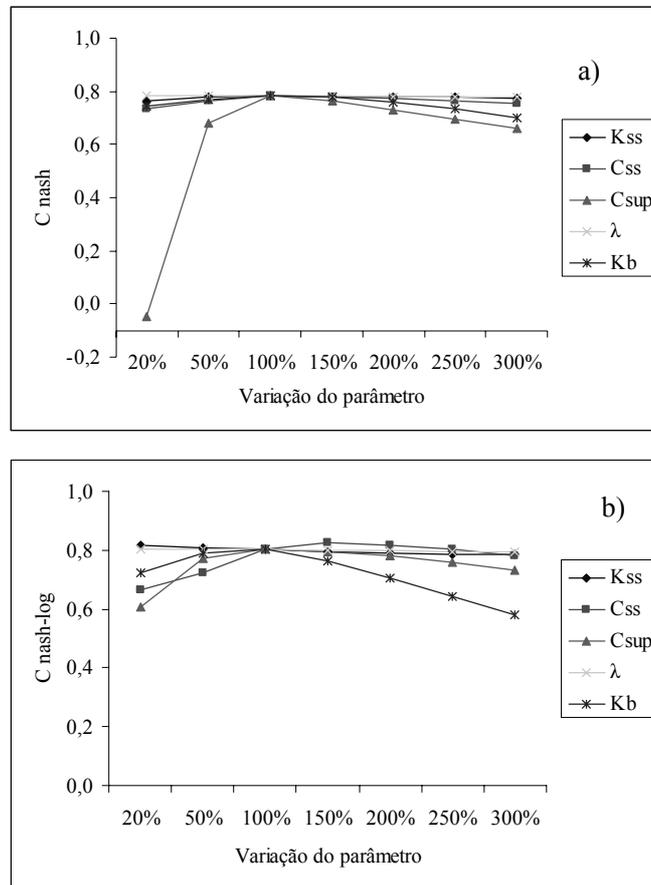


FIGURA 22. Comportamento dos coeficientes estatísticos C_{NS} (a), e $\log(C_{NS})$ (b), em função de alterações nos valores dos parâmetros calibráveis.

Dentre os parâmetros calibráveis, o modelo apresentou maior sensibilidade a variações nos parâmetros C_{SUP} , K_B e C_{SS} , com destaque para a elevada sensibilidade ao parâmetro C_{SUP} , apontada pela análise com o coeficiente C_{NS} , atribuída à forte relação existente entre C_{NS} e vazões de pico.

Com o coeficiente estatístico $\log(C_{NS})$, foi verificada elevada sensibilidade do modelo a alterações nos valores dos parâmetros C_{SS} , C_{SUP} e K_B , indicando influência das três formas de escoamento, especialmente do

escoamento subterrâneo, apontada pelo parâmetro K_B , que está associado às condições de drenagem do aquífero superficial.

Foi encontrada baixa sensibilidade do modelo a variações nos parâmetros K_{SS} e λ , indicando que, em futuras aplicações do modelo hidrológico, pode-se optar por sua fixação, o que permitirá obter a calibração do modelo hidrológico empregando-se apenas três parâmetros.

4.1.3 Análise de algumas características hidrológicas simuladas

A verificação de vazões máximas, mínimas e de referência para outorga, além de deflúvio médio mensal e anual, propiciados pela série simulada, frente à observada, possibilita a análise de uma aplicação prática do modelo hidrológico como ferramenta de gestão e planejamento hidrológico.

A curva de permanência fornece a frequência com que determinada vazão é excedida, sendo frequentemente empregada em recursos hídricos na determinação de valores de referência, especialmente no contexto de vazões mínimas. Na Figura 23, estão apresentadas as curvas de permanência observada e simulada pelo modelo concentrado (a) e semidistribuído (b).

A análise visual das curvas de permanência permite a constatação de uma leve tendência de superestimativa dos valores de vazão com permanência acima de 50%, ou seja, de vazões de estiagem. Um valor de referência frequentemente extraído dessa curva é o de 90% de permanência ($Q_{90\%}$), que representa a vazão superada ou igualada em 90% do tempo. Na curva observada, o valor de $Q_{90\%}$ foi de $20,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, enquanto que, nas simuladas, foram de 25,12 e $25,16 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, obtidos pelo modelo concentrado e semidistribuído, respectivamente. Em termos de rendimento específico, esses resultados representam superestimativa de $2,4 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, contudo, consideravelmente inferior aos obtidos por modelos empíricos de regionalização hidrológica.

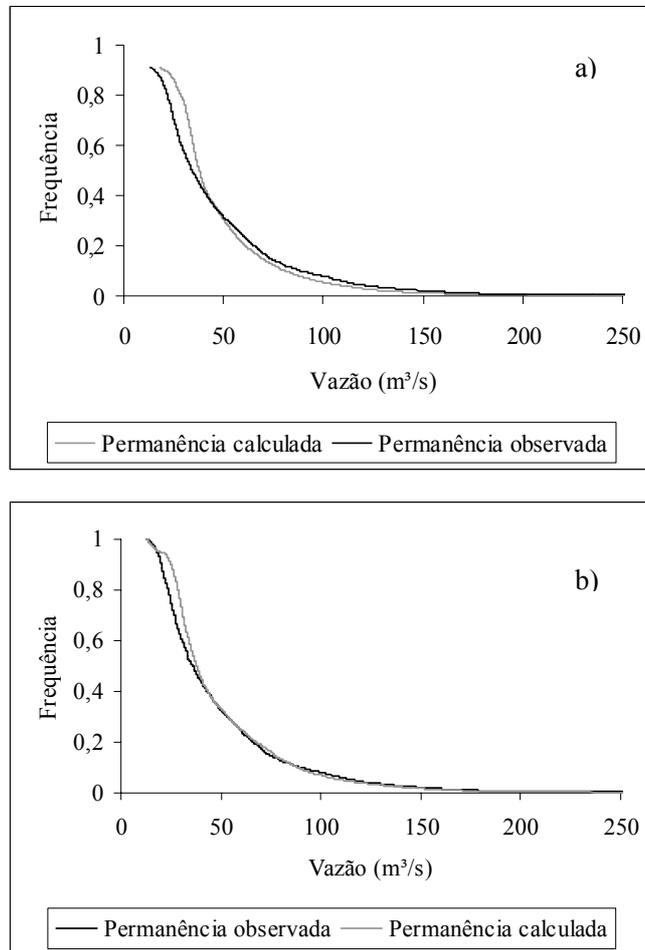


FIGURA 23. Curva de permanência observada e calculada pelo modelo concentrado (a) e semidistribuído (b) para a bacia do rio Grande.

A gestão dos recursos hídricos tem na simulação hidrológica uma ferramenta viável na previsão de vazões. Assim, a validação do comportamento do modelo hidrológico frente às vazões máximas, empregadas no controle de cheias, e mínimas, com múltiplas finalidades, é de fundamental importância.

Na Figura 24 estão apresentadas as vazões máximas (Q_{max}) e mínimas (Q_{min}) anuais observadas e simuladas pelo modelo hidrológico concentrado (a) e semidistribuído (b), sendo possível observar sensível melhora nas estimativas das vazões máximas e mínimas com o modelo semidistribuído.

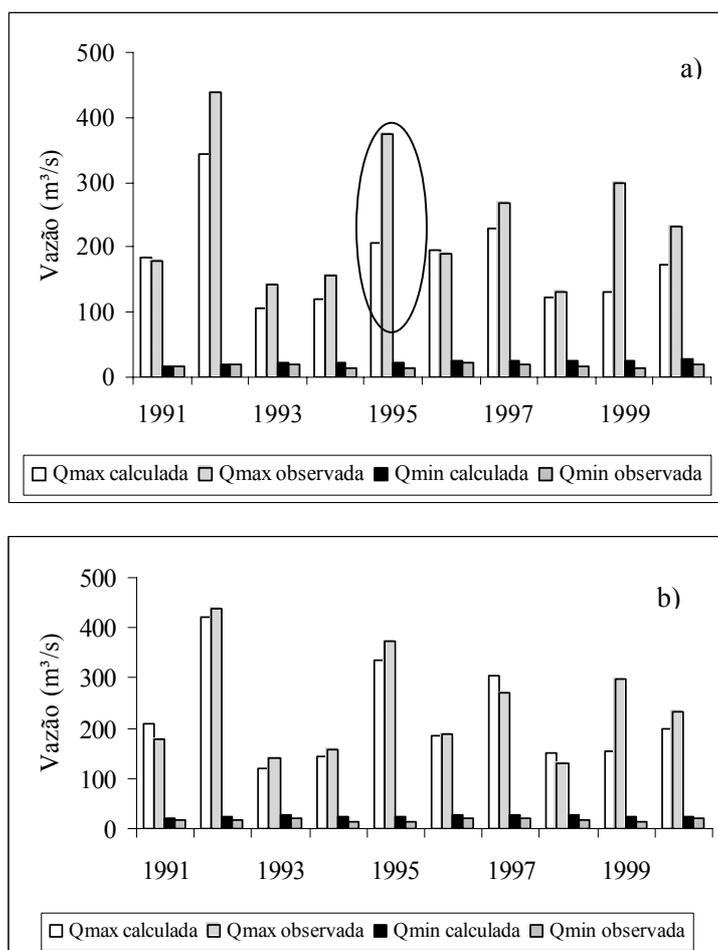


FIGURA 24. Vazões máximas e mínimas anuais observadas e simuladas pelo modelo concentrado (a) e semidistribuído (b) para a bacia do rio Grande.

No ano de 1995, as vazões máximas simuladas foram de 200,0 e 334,18 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, pelo modelo concentrado e semidistribuído, respectivamente, comparado a um valor observado de 373,2 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, o que está de acordo com o coeficiente de correlação obtido entre as vazões observadas e simuladas, que foi de 0,78 e 0,87, para o modelo concentrado e semidistribuído, respectivamente. Esta situação ocorreu pela maior precisão dos parâmetros fixos ligados à propagação do escoamento de cheia nos diferentes trechos do canal principal. Com as vazões mínimas, os resultados do coeficiente de correlação deixam clara a melhora na simulação pelo modelo semidistribuído, com valor de 0,81, comparado a 0,59 pelo modelo concentrado, apontando para uma dificuldade na simulação de vazões mínimas pelo último, reflexo de sua discretização espacial.

A avaliação da simulação do escoamento em diferentes escalas temporais, geralmente realizada na forma de lâmina, ou seja, deflúvio, é essencial para checar a precisão da simulação. Nesse contexto, foram realizadas duas abordagens distintas: a primeira abrangendo o deflúvio total anual, visando checar a coerência entre as lâminas observadas e simuladas ao longo dos anos e a segunda, o deflúvio médio mensal, visando averiguar a simulação intra-anual.

Na Figura 25, estão apresentados os deflúvios totais anuais observados e simulados pelo modelo concentrado (a) e semidistribuído (b), para a bacia hidrográfica do rio Grande. Observa-se que o modelo hidrológico simula adequadamente as variações interanuais do escoamento. O ano de deflúvio mínimo dentro do período analisado foi 1998, com 612,37 mm, quando obtiveram-se 737,08 e 684,03 mm, com o modelo concentrado e semidistribuído, respectivamente, denotando superestimativa na simulação. Já no ano de deflúvio máximo observado (1997), com 943,07 mm, foram calculados 786,36 e 858,71 mm, com o modelo concentrado e semidistribuído, respectivamente, mostrando uma leve tendência à subestimativa de valores nos anos de valores mínimos extremos.

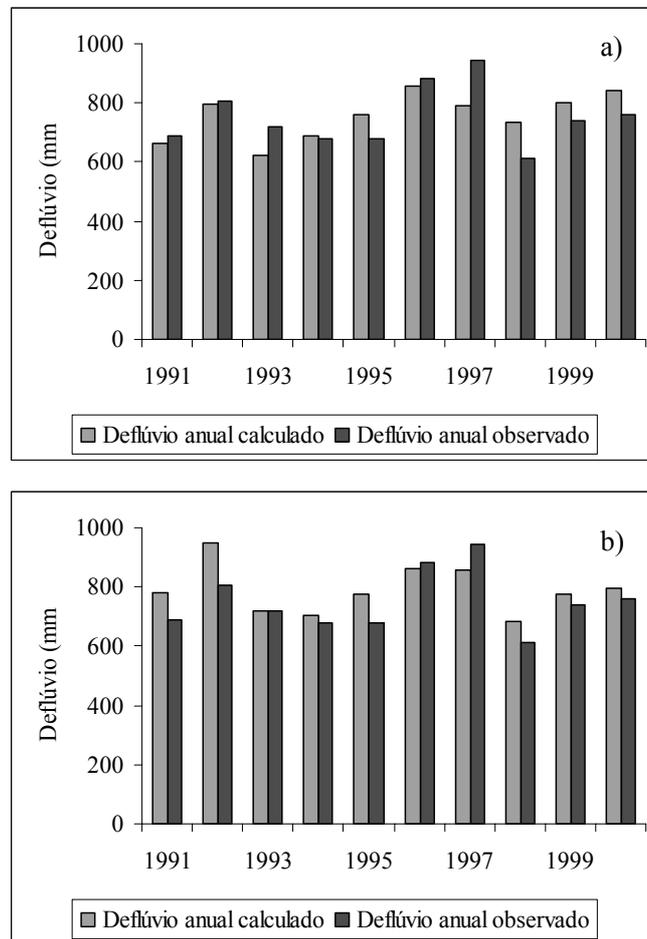


FIGURA 25. Deflúvio total anual observado e simulado pelo modelo concentrado (a) e semidistribuído (b), para a bacia hidrográfica do Rio Grande.

Na Figura 26 estão apresentados os deflúvios médios mensais observados e simulados pelo modelo concentrado (a) e semidistribuído (b), para a bacia do rio Grande. Pode-se observar, de maneira geral, coerência entre os deflúvios médios mensais observados e calculados, o que destaca a capacidade

do modelo hidrológico em simular adequadamente o hidrograma ao longo dos dois períodos característicos presentes na região em estudo, que são o inverno seco e o verão chuvoso.

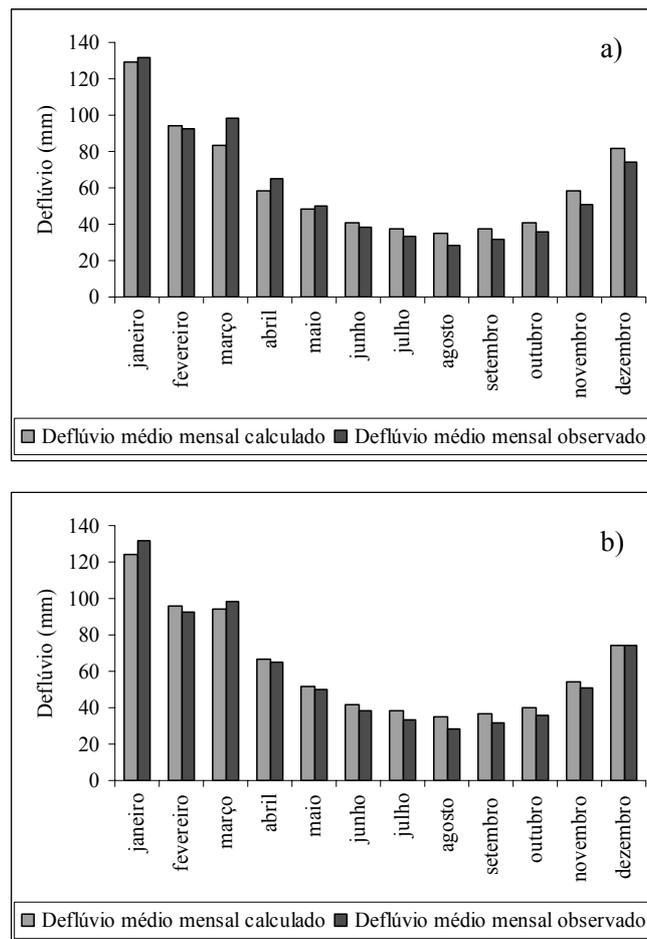


FIGURA 26. Deflúvio médio mensal observado e calculado pelo modelo concentrado (a) e semidistribuído (b), para a bacia do rio Grande.

4.1.4 Parâmetros básicos do ciclo hidrológico simulado

Na Tabela 17 está apresentada a contribuição, em lâmina, dos componentes básicos do ciclo hidrológico no balanço hídrico anual simulado pelo modelo hidrológico concentrado e semidistribuído, para a bacia hidrográfica do rio Grande, em termos médios, do período de 1991 a 2000.

TABELA 17. Participação dos componentes básicos do ciclo hidrológico no balanço hídrico anual simulado para a bacia do rio Grande, pelos modelos concentrado e semidistribuído, em termos médios do período de 1991 a 2000 (P é a precipitação média anual na bacia, It a interceptação, ET a evapotranspiração, D o deflúvio e VA a variação de armazenamento de água no solo, em mm).

Modelo	P	It	ET	D	VA
Concentrado	1589,9	94,2	694,1	745,8	55,7
Semidistribuído	1589,9	89,7	664,9	753,2	82,1

Os deflúvios médios anuais simulados pelo modelo hidrológico concentrado e semidistribuído foram de 745,8 e 753,2 mm, representando 46,9% e 47,4% dos componentes de saída do balanço hídrico anual simulado, respectivamente. Durante esse período, o deflúvio observado foi de 751,9 mm, muito próximo aos valores simulados pelo modelo hidrológico, fato que destaca a acurácia do modelo na simulação do escoamento.

As componentes evapotranspiração e interceptação não dispõem de dados monitorados na região Alto Rio Grande, dificultando a validação da simulação desses componentes pelo modelo hidrológico. A evapotranspiração média simulada no período foi de 694,1 e 664,9 mm, pelo modelo concentrado e semidistribuído, respectivamente, representando substancial participação no balanço hídrico anual da bacia do rio Grande que, em termos percentuais,

equivale a 43,7% e 41,8%. Já a interceptação apresentou a menor participação entre os componentes de saída do balanço hídrico simulado, tendo sido estimadas lâminas de 94,2 e 89,7 mm, pelo modelo concentrado e semidistribuído, respectivamente. Com relação ao armazenamento de água no solo, foram simuladas reduzidas variações médias anuais, da ordem de 55,7 mm, pelo modelo concentrado e de 82,1 mm pelo semidistribuído.

4.1.5 “Proxy basin test”

De acordo com Klemes (1986), esse teste é aplicado para validação de modelos hidrológicos com vistas à simulação de processos estacionários com calibração e simulação em bacias distintas. Para a sua aplicação, são necessárias duas bacias hidrográficas monitoradas, com características edafoclimáticas semelhantes, sendo uma para calibração do modelo e outra para verificação. Dessa maneira, empregou-se o modelo concentrado com parâmetros calibrados para a bacia hidrográfica do rio Grande, para simulação do período 01/01/1991 a 31/06/1999, na bacia do rio Aiuruoca. Na Tabela 18 estão apresentados os resultados das estatísticas de precisão, seguido dos hidrogramas na Figura 27.

TABELA 18. Valores das estatísticas de precisão resultantes da aplicação do modelo concentrado, calibrado para o rio Grande, na bacia do rio Aiuruoca, no período de 01/01/1991 a 31/06/1999.

C_{NS}	$\log(C_{NS})$	Δ_V	R^2
0,76	0,724	-0,02	0,876

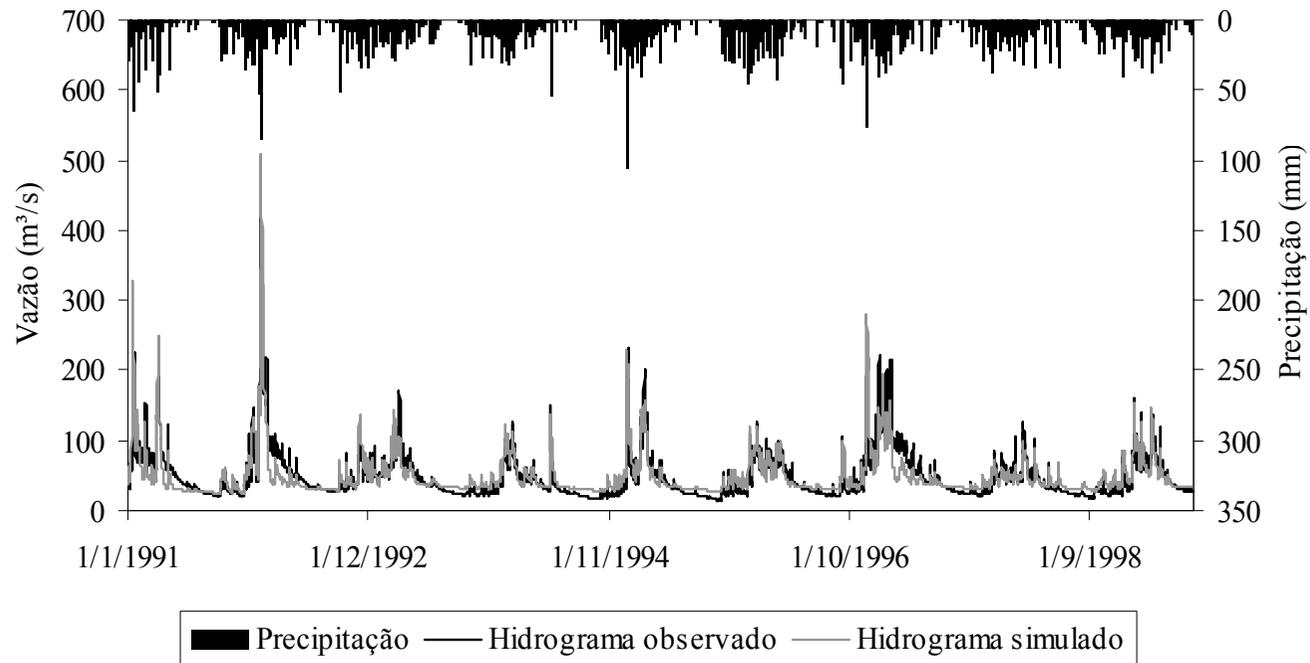


FIGURA 27. Hidrograma observado e simulado pelo modelo concentrado no *proxy basin test*, resultante da aplicação do modelo previamente calibrado para o rio Grande na bacia do rio Aiuruoca, e hietograma de precipitação diária.

Os resultados das estatísticas de precisão apontam para um bom ajuste das vazões simuladas às observadas, baseado na classificação proposta por Gotschalk & Motovilov (2000) para o coeficiente C_{NS} , o que, conjuntamente a análise visual do ajuste, valida o modelo para simulação de processos estacionários com calibração e simulação em bacias distintas. Esta análise é fundamental para a caracterização do modelo como uma ferramenta de gestão e planejamento para a região Alto Rio Grande.

Collischonn (2001) aplicou o modelo distribuído MGB-IPH calibrado para a bacia hidrográfica do rio Taquari-Antas, RS, à bacia do rio Uruguai, que apresenta características edafoclimáticas semelhantes à primeira, realizando a validação em 5 postos fluviométricos, e encontrando estatísticas de precisão variando de 0,62 a 0,84 (C_{NS}), 0,67 a 0,83 ($\log(C_{NS})$) e 0,03 a 0,22 (ΔV). Estes valores se situam na mesma ordem de grandeza dos obtidos pelo modelo desenvolvido para o Alto Rio Grande que, porém, apresenta formulação simplificada, operando com dados básicos de monitoramento climático.

4.1.6 Validação do modelo semidistribuído

Visando validar a acurácia do modelo na simulação de vazões a montante da seção de controle de Madre de Deus de Minas, o que determina a existência de um posto de monitoramento a montante da seção de controle utilizada na calibração, foi utilizado o posto fluviométrico Bom Jardim de Minas, localizado na região de cabeceira da bacia, com área de drenagem de aproximadamente 520 km². Na Tabela 19, estão apresentados os resultados das estatísticas de precisão e, na Figura 28, os hidrogramas.

O coeficiente Nash-Sutcliffe apresentou valor inferior aos obtidos nas etapas anteriores, enquadrando-se na classe Aceitável, na classificação proposta por Gotschalk & Motovilov (2000). Já o coeficiente $\log(C_{NS})$ foi de 0,71, indicando melhor desempenho na simulação de vazões mínimas.

TABELA 19. Valores das estatísticas de precisão obtidas na validação do modelo semidistribuído na seção de controle de Bom Jardim de Minas.

C_{NS}	$\text{Log}(C_{NS})$	ΔV	R^2
0,618	0,705	-0,062	0,848

O resultado da diferença entre volumes calculados e observados (ΔV) indicou pequena subestimativa pelo modelo, de 6,2%, o que, somado ao desempenho aceitável dos demais coeficientes estatísticos, permite validá-lo de forma definitiva, uma vez que o mesmo foi testado em bases de dados diferentes daquela do processo de calibração. Destaca-se que estas estatísticas de precisão são compatíveis ou, mesmo, superiores àquelas obtidas por outros autores que trabalharam com modelos mais complexos, com maior número de parâmetros e alimentados por dados de difícil obtenção e monitoramento (Marsik & Waylen, 2006; Licciardello et al., 2007; von Stackelberg et al., 2007; Easton et al., 2008). Ressalta-se, ainda, que os mesmos não foram testados com o mesmo rigor aplicado nas avaliações do modelo proposto para a região Alto Rio Grande.

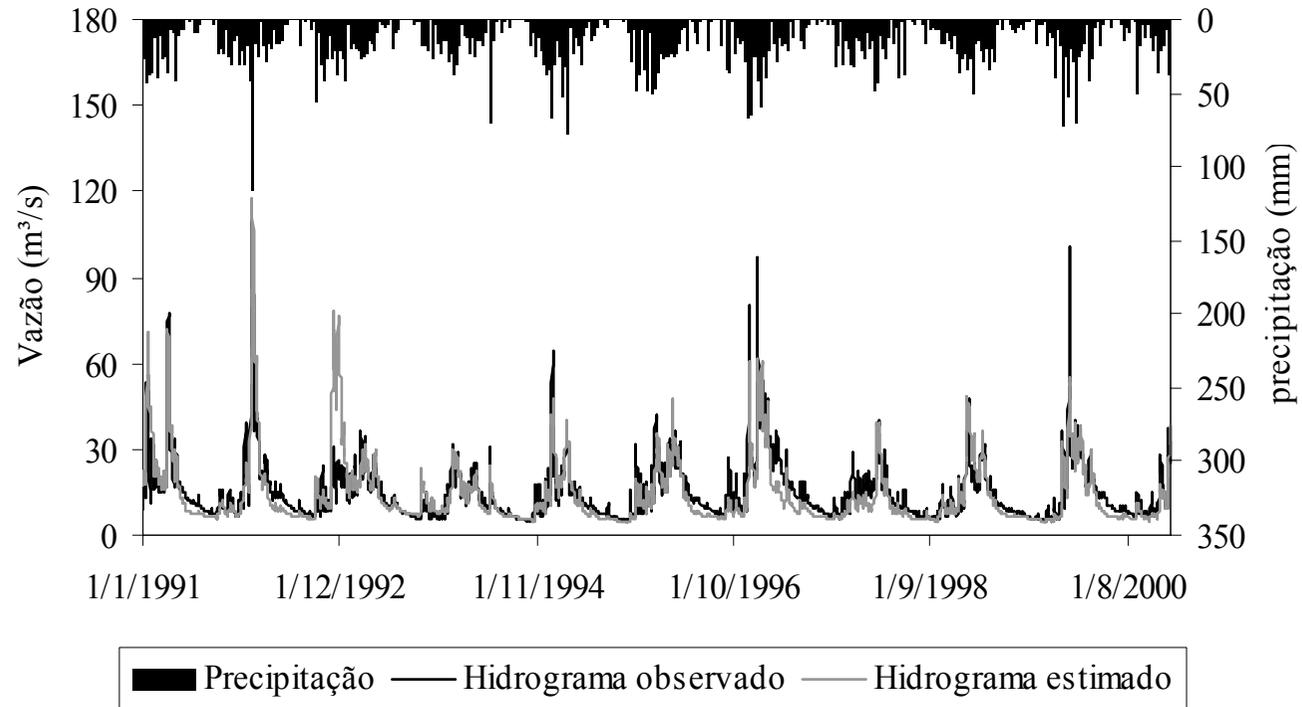


FIGURA 28. Hidrograma observado e simulado na validação do modelo semidistribuído na seção de controle de Bom Jardim de Minas, e hietograma de precipitação média diária.

4.2 Simulação hidrológica na bacia hidrográfica do rio Aiuruoca

4.2.1 Análise da precisão do modelo

Na Tabela 20 constam os resultados das estatísticas de precisão obtidas para os períodos de calibração e verificação do modelo hidrológico concentrado e semidistribuído, para a bacia hidrográfica do rio Aiuruoca.

Devido a uma inconsistência no hidrograma observado no posto fluviométrico Fazenda Laranjeiras, verificada no mês de agosto de 1999 (Figura 29), em que há uma mudança abrupta nos valores de vazão, num período sem registro de chuvas, optou-se por descartar o período de 01/07/1999 a 31/12/2000.

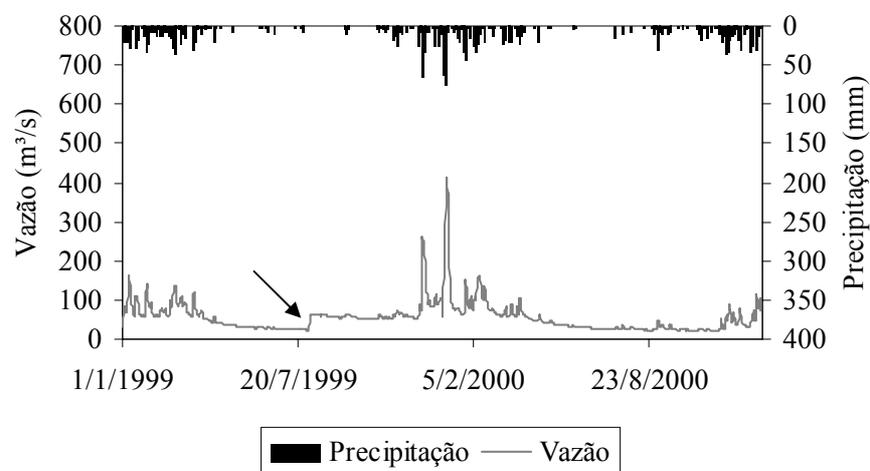


FIGURA 29. Hidrograma observado e hietograma de precipitação diária, monitorados no posto fluviométrico de Fazenda Laranjeiras, em Andrelândia, MG, com destaque para a inconsistência no mês de agosto de 1999.

Dessa forma, na calibração do modelo, foi empregado o período de 01/01/1991 a 31/06/1999, conservando-se o ano de 1990 para aquecimento e o período de 01/01/2002 a 31/12/2003 para verificação, reservando-se o ano de 2001 para aquecimento.

TABELA 20. Resultados das estatísticas de precisão obtidas na aplicação do modelo concentrado e semidistribuído na bacia do rio Aiuruoca, com seção de controle em Fazenda Laranjeiras, nos períodos de calibração e verificação.

Aplicação	Discretização	C_{NS}	$\log(C_{NS})$	ΔV	R^2
Calibração	Concentrado	0,815	0,823	-0,011	0,904
Verificação	Concentrado	0,835	0,854	0,04	0,918
Calibração	Semidistribuído	0,87	0,915	0,027	0,934
Verificação	Semidistribuído	0,918	0,944	-0,048	0,932

O coeficiente estatístico C_{NS} variou de 0,815 a 0,918, e sua versão logarítmica ($\log(C_{NS})$) de 0,823 a 0,944, mostrando-se como Adequado e Bom na classificação proposta por Gotschalk & Motovilov (2000), nas duas formulações abordadas. Somado a isso, o coeficiente de determinação situou-se acima de 0,9 e a diferença entre volumes observados e simulados foi pequena, variando de -0,048 a 0,04, validando o modelo nas etapas de calibração e verificação. Comparativamente a outros modelos de simulação, com destaque para o de Notter et al. (2007), verifica-se melhor performance do modelo desenvolvido, com resultados promissores no contexto da simulação de outros cenários de uso do solo e como ferramenta de gestão e planejamento hídrico para a Região Alto Rio Grande.

Quanto à discretização espacial, foram obtidos melhores resultados com o modelo semidistribuído, apontados por todas as estatísticas de precisão, analogamente ao resultado obtido para a bacia hidrográfica do rio Grande.

Nas Figuras 30 a 33 estão apresentados os hidrogramas observados e simulados para os períodos de calibração e verificação, do modelo concentrado e semidistribuído, para a bacia hidrográfica do rio Aiuruoca, onde, de maneira geral, pode-se observar um bom ajuste, reforçando os resultados obtidos pelas estatísticas de precisão.

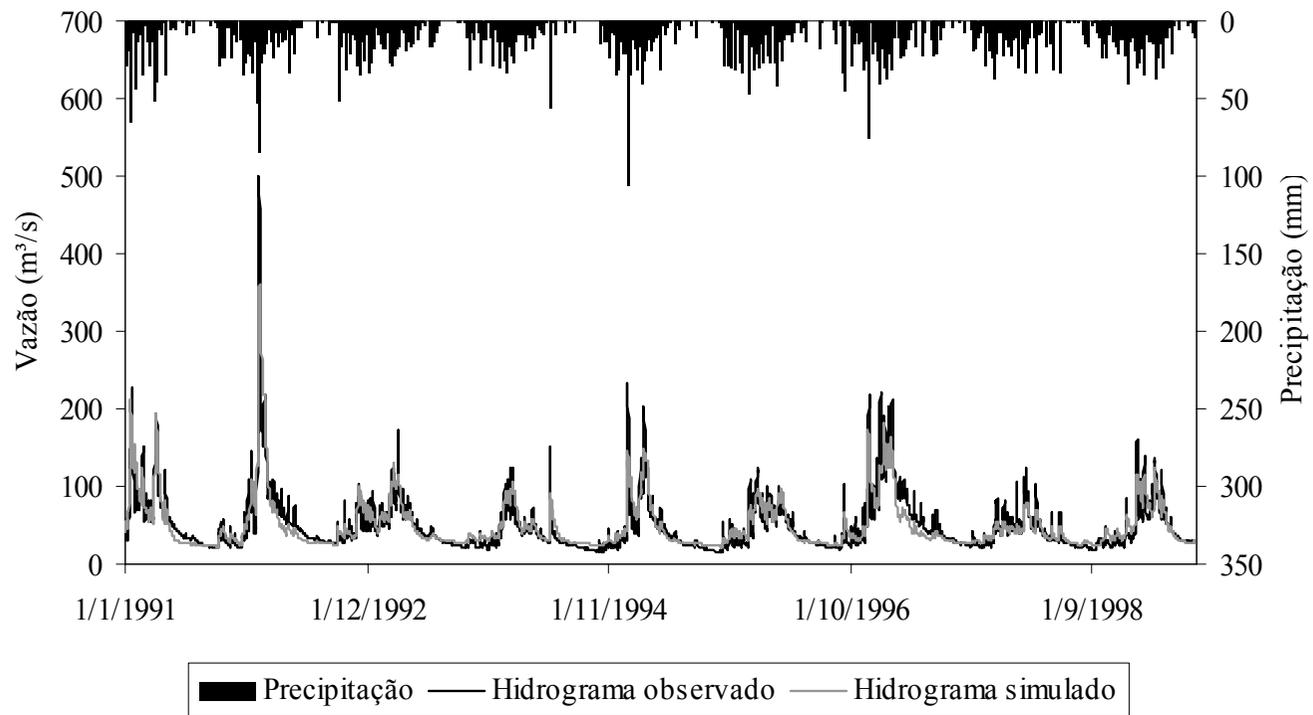


FIGURA 30. Hidrograma observado e simulado pelo modelo concentrado para a bacia hidrográfica do rio Aiuaruoca, no período de calibração e hietograma de precipitação média diária.

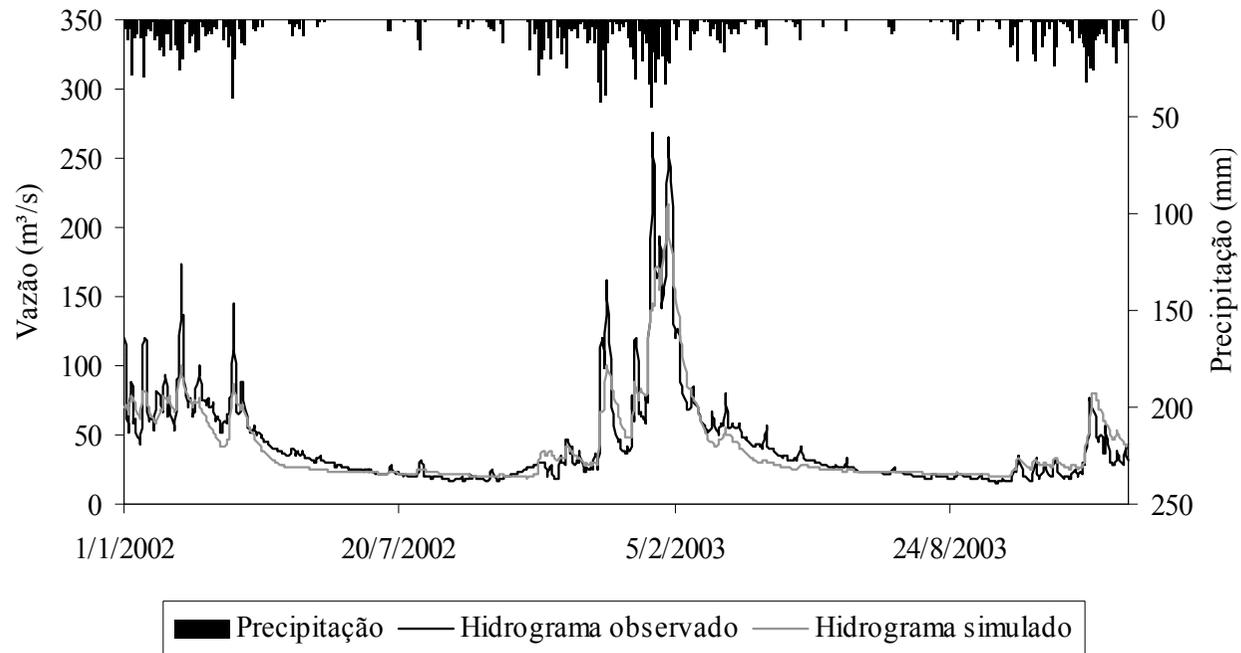


FIGURA 31. Hidrograma observado e simulado pelo modelo concentrado para a bacia hidrográfica do rio Aiuruoca, no período de verificação e hietograma de precipitação média diária.

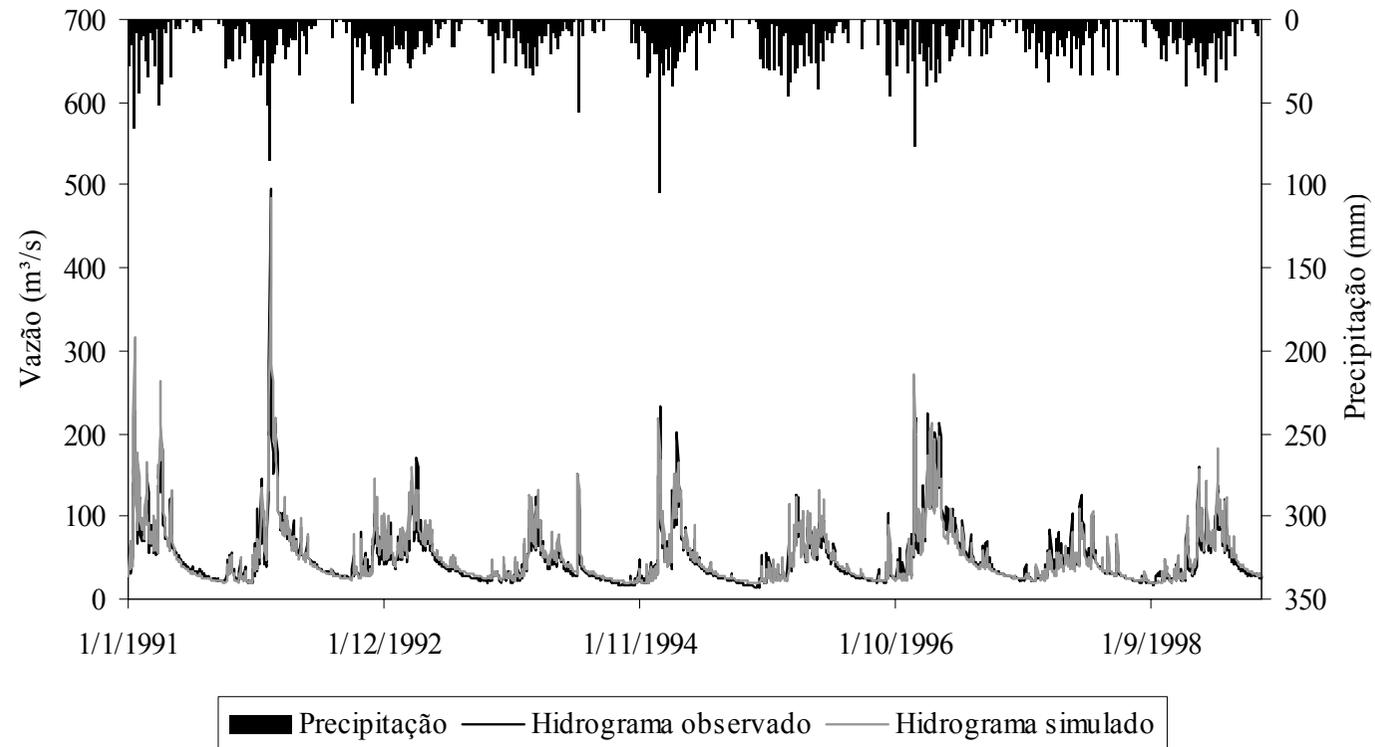


FIGURA 32. Hidrograma observado e simulado pelo modelo semidistribuído para a bacia hidrográfica do rio Aiuruoca, no período de calibração e hietograma de precipitação média diária.

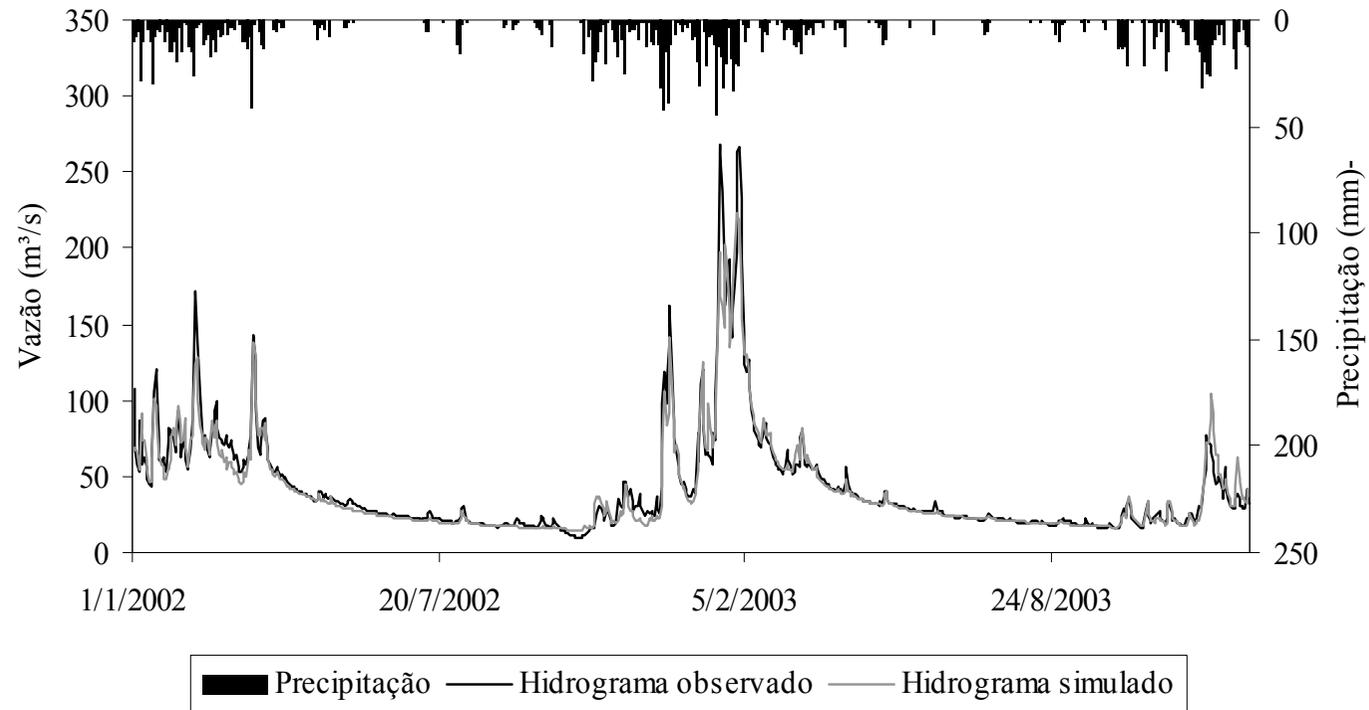


FIGURA 33. Hidrograma observado e simulado pelo modelo semidistribuído para a bacia hidrográfica do rio Aiuruoca, no período de verificação e hietograma de precipitação média diária.

4.2.2 Calibração

Na Tabela 21, estão apresentados os valores dos parâmetros calibráveis, obtidos para a bacia hidrográfica do rio Aiuruoca, pelo modelo concentrado e semidistribuído.

TABELA 21. Valores dos parâmetros calibráveis obtidos pelo método automático para a bacia do rio Aiuruoca pelo modelo concentrado e semidistribuído.

Parâmetro	Modelo concentrado	Modelo semidistribuído
λ	0,0028	0,01 a 0,2
C_{SUP}	22,4	2,3 a 33,4
C_{SS}	2400	2 a 600,2
K_{SS}	22,9	0,01 a 82,65
K_B	1,18	0,1 a 2,5

De maneira geral, os valores dos parâmetros calibráveis obtidos para o modelo concentrado na bacia do rio Aiuruoca foram muito próximos aos obtidos para a bacia do rio Grande, com maior variação dos parâmetros K_{SS} e C_{SUP} , os quais foram de 182,4 e 10,6, respectivamente, no rio Grande. Com o modelo semidistribuído, as diferenças foram mais acentuadas, contudo, como o processo de calibração automática é meramente matemático, variações nos parâmetros são esperadas.

4.2.3 Análise de algumas características hidrológicas simuladas

Essa etapa visa confrontar os valores simulados das principais variáveis empregadas no gerenciamento dos recursos hídricos, extraídas do hidrograma, com os obtidos pelo monitoramento hidrológico. Apresentam-se, na Figura 34,

as curvas de permanência observada e simulada, pelo modelo concentrado (a) e semidistribuído (b).

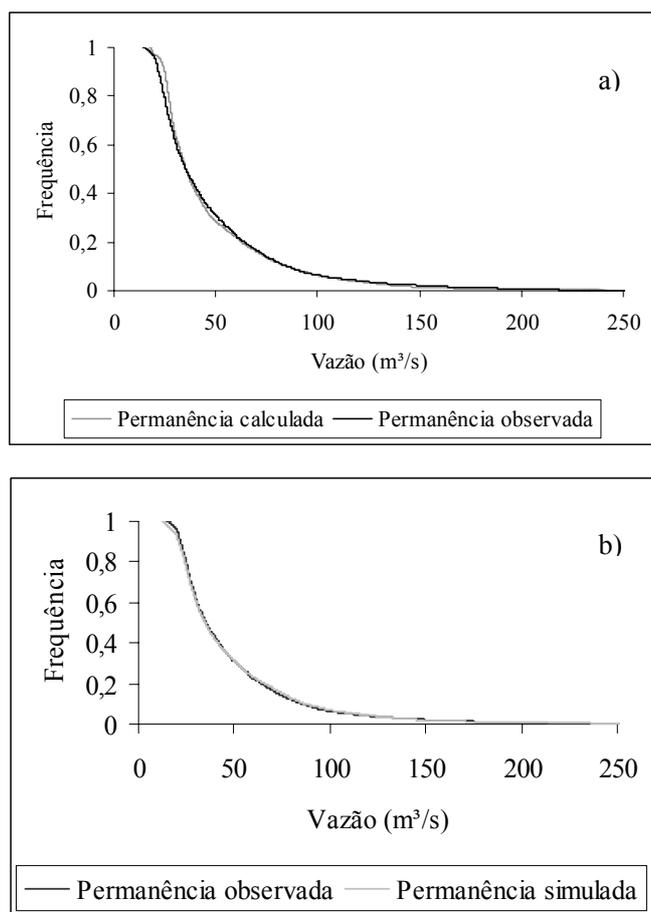


FIGURA 34. Curvas de permanência observada e simulada pelo modelo concentrado (a) e semidistribuído (b), para a bacia hidrográfica do rio Aiuruoca.

Pode-se constatar pela análise visual do ajuste, boa aderência, o que é reforçado pelos valores de $Q_{90\%}$, que foram de 24,9 e 20,93 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$, para o modelo

concentrado e o semidistribuído, respectivamente, situando-se muito próximos ao observado, que foi de $22 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Em termos de rendimento específico, a diferença entre valores observados e simulados foi de 1,4 e $0,5 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, para o modelo concentrado e o semidistribuído, respectivamente, comparado a $2,4 \text{ L s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, obtido para a bacia do rio Grande, vindo a reforçar a acurácia do modelo na simulação de vazões de referência, e o melhor desempenho na bacia do rio Aiuruoca.

Na Figura 35, estão apresentadas as vazões máximas e mínimas anuais observadas e simuladas pelo modelo concentrado (a) e semidistribuído (b). Analogamente aos resultados obtidos na bacia do rio Grande, verificou-se tendência de subestimativa das vazões máximas e superestimativa das vazões mínimas, com melhora significativa na simulação de vazões mínimas pelo modelo semidistribuído, que apresentou coeficiente de correlação entre valores observados e simulados de 0,87, comparado a 0,65 pelo modelo concentrado. Isso pode ser atribuído, conforme discutido anteriormente, à melhor descrição espacial dos parâmetros e variáveis de entrada nessa formulação. Já com os valores máximos, foi obtido bom desempenho do modelo nas duas formulações, indicado pelo coeficiente de correlação, que foi de 0,96 e 0,94 para o modelo concentrado e o semidistribuído, respectivamente.

É interessante destacar a enchente ocorrida em janeiro de 1992, a maior observada em mais de 70 anos de monitoramento hidrológico na região Alto Rio Grande, em resposta a três dias chuvosos, que totalizaram uma lâmina de precipitação média na bacia de 211 mm, proporcionando uma vazão de $495 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ na seção de controle Fazenda Laranjeiras, o que equivale a cerca de 10 vezes a vazão média de longo termo. Esta vazão, simulada pelo modelo hidrológico semidistribuído foi de $484,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, atestando a qualidade da simulação.

No ano de 1995 foi observada a vazão mínima dentro do período analisado, que foi de $13,9 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Nessa situação, novamente foi observado

melhor desempenho do modelo semidistribuído, que simulou $18,8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, em comparação a $22,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pelo modelo concentrado. Estas análises e resultados mostram o potencial do modelo como ferramenta preditiva do comportamento hidrológico da região, especialmente na sua versão semidistribuída.

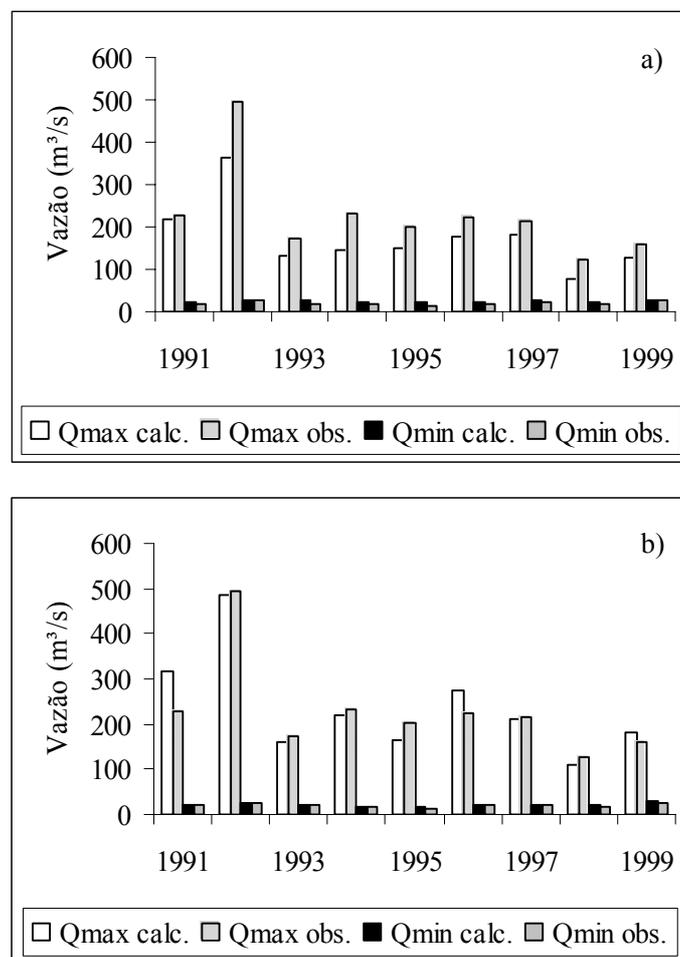


FIGURA 35. Vazões máximas e mínimas anuais observadas e simuladas pelo modelo hidrológico concentrado (a) e semidistribuído (b), para a bacia do rio Aiuruoca.

Na Figura 36, apresentam-se os deflúvios totais anuais observados e simulados para a bacia do rio Aiuruoca, pelos modelos concentrado (a) e semidistribuído (b), nas quais se podem notar bons ajustes, com leve tendência de superestimativa do deflúvio total anual.

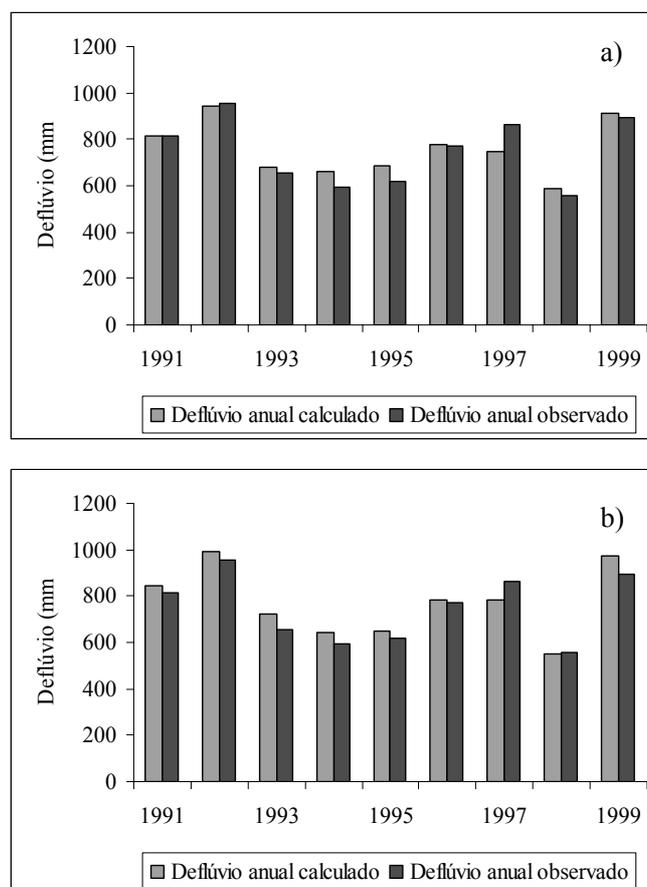


FIGURA 36. Deflúvio total anual observado e calculado pelo modelo concentrado (a) e semidistribuído (b), para a bacia hidrográfica do rio Aiuruoca

Os deflúvios médios mensais, fundamentais na verificação da acurácia intra-anual da simulação, justificada pela sazonalidade do regime hídrico na região, estão apresentados na Figura 37.

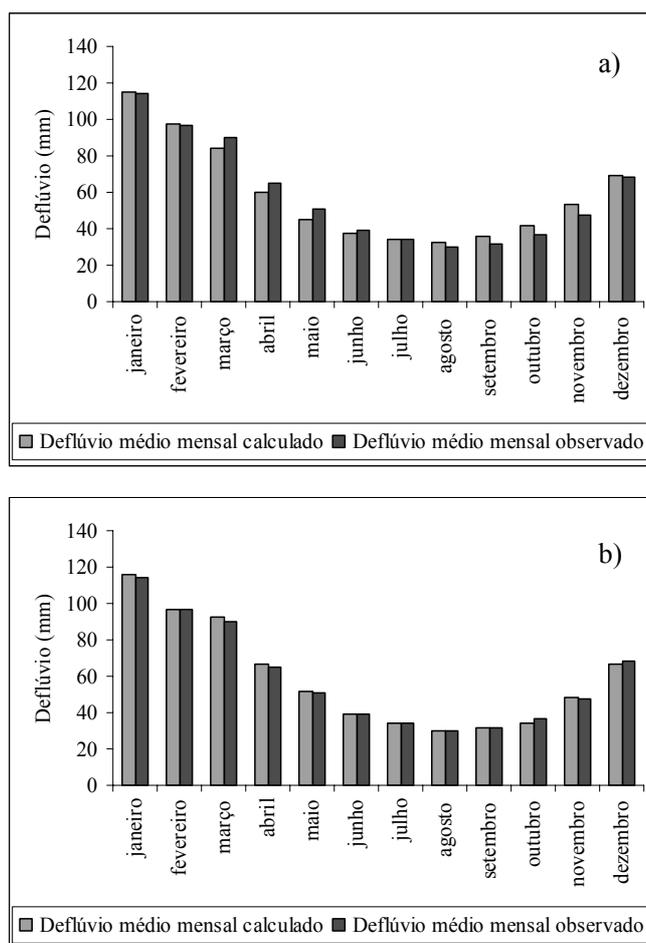


FIGURA 37. Deflúvio médio mensal observado e calculado pelos modelos concentrado (a) e semidistribuído (b), para o rio Aiuruoca.

Pode-se observar, que os deflúvios mensais simulados pelo modelo concentrado nos meses de março a junho tendem a produzir superestimativa, em oposição ao período de agosto a fevereiro, no qual há tendência de subestimativa, e um equilíbrio é observado em julho. No entanto, os deflúvios mensais simulados pelo modelo semidistribuído apresentam elevada aderência com os observados, conforme se observa na Figura 37b.

4.2.4 Parâmetros básicos do ciclo hidrológico simulado

Estão apresentados, na Tabela 22, os valores dos componentes básicos do balanço hídrico anual simulado pelo modelo hidrológico concentrado e semidistribuído, para a bacia hidrográfica do rio Aiuruoca, em termos médios, do período de 1991 a 1999.

TABELA 22. Participação dos componentes básicos do ciclo hidrológico no balanço hídrico anual simulado para a bacia do rio Aiuruoca, pelo modelo concentrado e semidistribuído, em termos médios do período de 1991 a 1999 (P é a precipitação média na bacia, It a interceptação, ET a evapotranspiração, D o deflúvio, e VA a variação de armazenamento de água no solo, em mm).

Modelo	P	It	ET	D	VA
Concentrado	1565,0	91,5	705,1	756,7	11,7
Semidistribuído	1565,0	85,3	677,8	770,7	31,1

A componente interceptação foi a menos expressiva entre as componentes de saída do balanço hídrico anual simulado, com lâminas de 91,5 e 85,3 mm, estimadas pelo modelo concentrado e semidistribuído, respectivamente, e que correspondem a uma participação de 5,8% e 5,5%. Na simulação da parcela evapotranspirada, foram obtidas lâminas de 705,1 e 677,8 mm, pelo modelo hidrológico concentrado e semidistribuído, respectivamente,

mostrando importante contribuição no fluxo de saída, da ordem de 45,1% e 43,3%.

O escoamento médio anual observado de 1991 a 1999 foi de 747,7 mm, período no qual foram simuladas pelo modelo concentrado e semidistribuído, lâminas médias de 756,7 e 770,7 mm, respectivamente, demonstrando boa performance do modelo na simulação do escoamento. Já a variação do armazenamento de água no solo foi reduzida, com valores médios de 11,7 e 31,1 mm, simulados pelo modelo concentrado e semidistribuído, respectivamente.

4.3 Análise preliminar dos impactos de alterações no uso do solo sobre o regime hidrológico na bacia do rio Grande

Os cenários simulados visam contemplar a recente demanda agrícola na bacia hidrográfica do rio Grande, que consiste, basicamente, na implantação da cultura do eucalipto em substituição, principalmente, a áreas de pastagens.

Nessa aplicação foi empregado o modelo semidistribuído, utilizando o período de 01/01/2002 a 31/12/2003, reservando o ano de 2001 para o aquecimento do modelo. Na exploração dos resultados, foi aplicada uma comparação entre as séries simuladas para os cenários de uso do solo abordados, e a simulada para o cenário atual (cobertura vegetal atual).

A inexistência, na literatura, dos parâmetros que caracterizam a vegetação, determinou a estimativa de valores preliminares, conforme descrito no item 3, o que produz um grau de incerteza nos cálculos, atribuindo o caráter preliminar ao estudo. Contudo, as principais conseqüências hidrológicas da alteração da cobertura vegetal estão relacionadas às mudanças na taxa de evapotranspiração, profundidade de acesso das raízes ao reservatório do solo e índice de área foliar, o que pode ser adequadamente simulado pelo modelo hidrológico.

A fim de validar o intervalo de variação imposto aos parâmetros fixos que representam a cobertura vegetal, foi realizada a análise de sensibilidade do modelo a variações dos parâmetros, abrangendo o índice de área foliar (IAF), coeficiente de cultura (K_c) e capacidade de armazenamento de água no solo (A_m), de maneira semelhante à realizada com os parâmetros calibráveis. Os resultados da análise de sensibilidade estão apresentados na Figura 38.

O coeficiente estatístico C_{NS} mostrou que o modelo apresenta grande sensibilidade a variações nos parâmetros K_c e A_m , refletindo importância dos mesmos sobre a modelagem, e denotando a atenção requerida na fixação de seus valores. O coeficiente estatístico $\log(C_{NS})$, por sua vez, apontou maior sensibilidade do modelo a variações no parâmetro K_c , indicando elevada influência desse coeficiente na estimativa de vazões mínimas. No entanto, o modelo não apresentou sensibilidade a alterações no índice de área foliar, o que está relacionado à pequena participação da interceptação sobre o balanço hídrico simulado.

De acordo com Gotschalk & Motovilov (2000), valores do coeficiente C_{NS} acima de 0,36 são considerados aceitáveis. Observando-se a faixa de variação dos parâmetros contida a partir desse limite, nota-se, ampla faixa de valores aceitáveis, permitindo desenvolver as simulações com boa precisão.

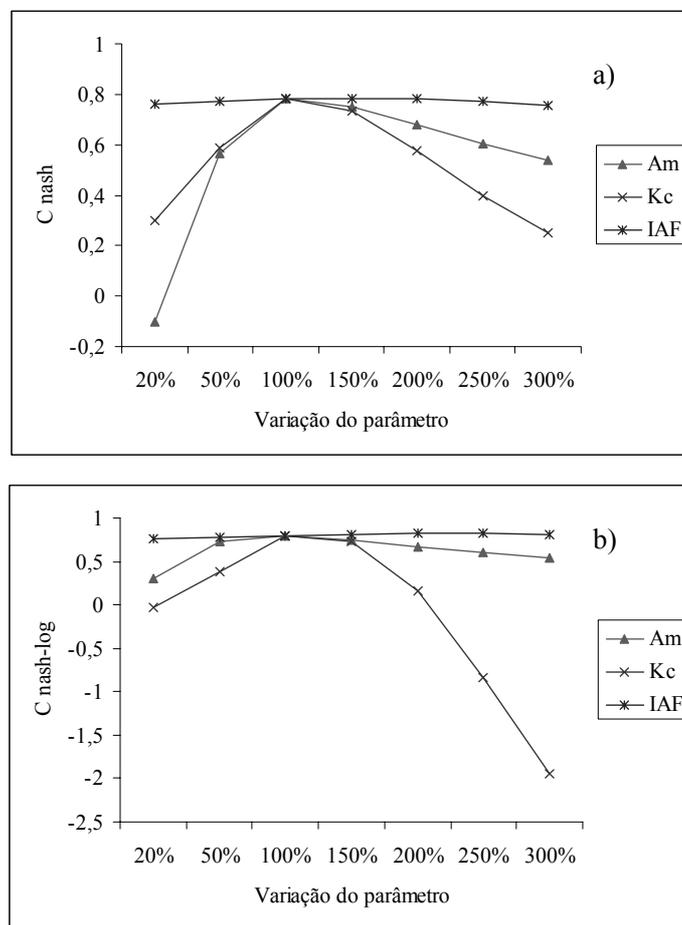


FIGURA 38. Comportamento dos coeficientes C_{NS} (a), e $\log(C_{NS})$ (b), mediante alterações nos valores dos parâmetros fixos associados à cobertura vegetal.

4.3.1 Cenários

O primeiro cenário aborda a substituição de 100% da cobertura atual de pastagem presente na bacia do rio Grande, por eucalipto, correspondendo a alteração de cerca de 28,2% (586,56 km²) da área total da bacia.

Em áreas de pastagem, durante o período de estiagem, a restrição estomática reduz substancialmente o processo de transpiração (Jipp et al., 1998), o que, aliado à redução no índice de área foliar, que de acordo com Nepstad et al. (1995) chega a alcançar 40%, resulta em redução na taxa de evapotranspiração. Já em áreas plantadas com eucalipto, o qual conta com um sistema radicular mais profundo, disponibilizando maior volume de água à transpiração, nota-se permanência dos valores de índice de área foliar ao longo do ano, indicando maiores taxas de evapotranspiração, especialmente durante o período seco. Dessa maneira, a substituição de pastagem por eucalipto tende a produzir aumento na taxa de evapotranspiração e interceptação, resultando em redução no escoamento, porém, em magnitude desconhecida, dada a inexistência de resultados experimentais para a escala espacial abordada.

Na Figura 39, estão apresentados os deflúvios diários acumulados e hidrogramas simulados para o cenário atual e cenário 1. Complementarmente, estão apresentadas, na Tabela 23, as vazões média, mínima e máxima simuladas.

A simulação da introdução da cultura do eucalipto, em substituição a 100% da cobertura atual de pastagem presente na bacia, resultou em redução no deflúvio que, ao final de 2 anos de simulação diária, totalizou 211,89 mm, representando redução média anual de 17,29%. No ano de 2002, que contou com precipitação média na bacia de 1.445,4 mm e um deflúvio simulado para o cenário atual de 564,9 mm, foi estimada redução de 17,89%, comparado com 16,78% em 2003, o qual contou com 1.515,9 mm de precipitação e 660,74 mm de escoamento simulado para o cenário atual. Ressalta-se que, nos dois anos, a precipitação se apresentou próxima à média histórica na bacia, que é em torno de 1.550 mm. Em termos de vazões médias, a variação simulada equivale a $6,99 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, correspondente a uma redução de $40,42 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ no cenário atual, para $33,43 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ no cenário 1.

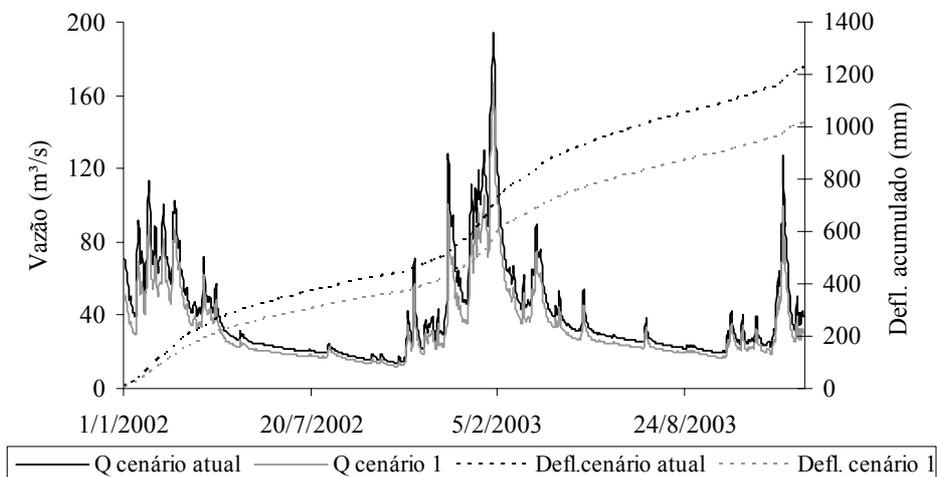


FIGURA 39. Vazão (Q) e deflúvio (Defl.) diário acumulado simulado para o cenário atual e cenário 1.

TABELA 23. Vazões simuladas para os cenários de simulação atual e 1.

Ano	Vazão média ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)		Vazão min. ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)		Vazão máx. ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	
	Cen. atual	Cen. 1	Cen. atual	Cen. 1	Cen. atual	Cen. 1
2002	37,26	30,59	14,02	12,04	127,26	99,67
2003	43,58	36,27	19,34	16,92	194,34	166,10

Resultados experimentais obtidos após substituição de 100% de cobertura vegetal por eucalipto, em bacias experimentais localizadas em diferentes partes do globo, sintetizados por Sahin & Hall (1996) e Farley et al. (2005), apontam para reduções médias anuais no escoamento de 178 e 202 mm, respectivamente, comparados a uma redução média simulada para a bacia do rio Grande de 105,94 mm (17,29%), após a conversão de 28,2% da cobertura vegetal atual de pastagens em eucalipto. Contudo, cabe ressaltar que os resultados experimentais provêm de bacias hidrográficas inseridas na

mesoescala espacial e sua transição com a microescala, enquanto a bacia do rio Grande se encontra na escala de transição entre a meso e a macroescala, de maneira que a extrapolação dos resultados pode resultar em erros grosseiros, dadas as diferentes escalas hidrológicas. Cabe ressaltar também, que os resultados experimentais provêm de outras situações de balanço hídrico e locais com características climáticas muito distintas da região Alto Rio Grande.

A concessão de outorga de uso da água por parte dos órgãos de gestão dos recursos hídricos estabelece os valores outorgáveis com base em vazões de referência, as quais são freqüentemente extraídas da curva de permanência ou de estudos estocásticos, evidenciando a importância da análise de variações nos valores mínimos. Foi simulada, para o ano de 2002, redução na vazão mínima de 14,11%, equivalente a uma variação de $14,02 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para $12,04 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, da situação atual para o cenário 1, respectivamente, acompanhada, no ano de 2003, de uma redução correspondente a 12,5%. Estes resultados mostram que diferentes usos do solo podem promover alterações no comportamento das vazões mínimas, com implicação direta no gerenciamento dos recursos hídricos.

De acordo com Bruijnzel (1996), em grandes bacias, o entendimento de alterações nas vazões máximas em virtude de alterações no uso do solo é complexa, devido, principalmente, a variações no armazenamento da calha fluvial em diferentes cotas. A análise dos hidrogramas mostrou redução nas vazões máximas anuais para o cenário 1, de 21,68% e 14,53%, para os anos de 2002 e 2003, respectivamente, o que está relacionado ao aumento da interceptação, simulada no modelo pelo aumento do índice de área foliar e pelo aumento da profundidade de controle considerada no balanço hídrico, devido ao aumento da profundidade do sistema radicular, resultando em aumento na capacidade de armazenamento de água no solo e, conseqüentemente, no armazenamento potencial.

O cenário 2 visou avaliar os impactos hidrológicos devido à substituição de 50% da cobertura atual de pastagem por eucalipto, espalhados uniformemente pelas 12 sub-bacias consideradas na discretização do modelo semidistribuído, representando 14,1% da área total.

Na Figura 40, estão apresentados os hidrogramas simulados para o cenário atual e cenário 2, e deflúvios diários acumulados. Foi estimada uma redução média anual no deflúvio de 9,36%, referente a uma lâmina de 57,35 mm, o que representa um volume de $1,19 \cdot 10^8 \text{ m}^3$, dada a área de drenagem da bacia na seção de controle de Madre de Deus de Minas, que é de 2.080 km^2 . Em termos anuais, em 2002, a redução estimada foi de 55,34 mm, representando 9,8%, enquanto que, em 2003, foi simulado 59,36 mm, indicando 8,98% de redução.

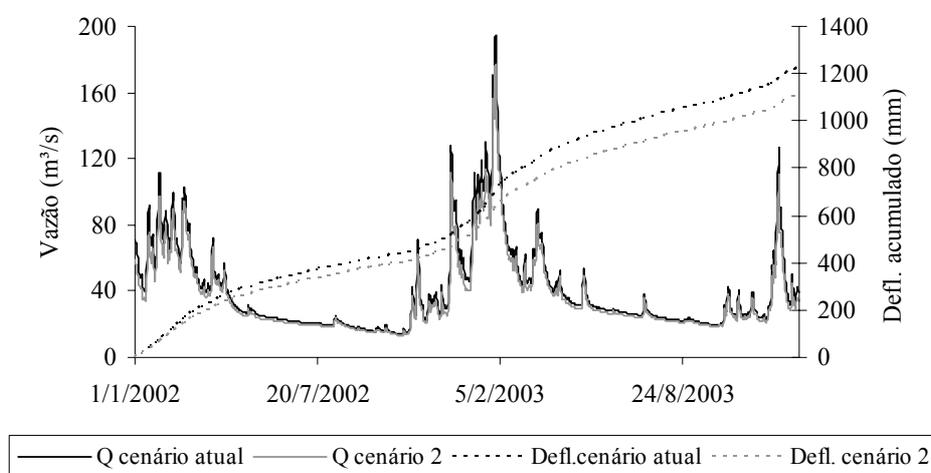


FIGURA 40. Vazão (Q) e deflúvio (Defl.) diário acumulado simulado para o cenário atual e cenário 2.

Bosch & Hewlett (1982), revisando estudos conduzidos em pares de bacias hidrográficas, concluíram que alterações da ordem de 10% em cobertura vegetal de eucalipto resultam em modificação do escoamento em 40 mm. Em termos médios, dos dois anos analisados, foi encontrada redução de 57,35 mm, valores superiores aos obtidos pelos referidos autores. Contudo, cabe ressaltar que, em sua análise, Bosch & Hewlett levaram em conta experimentos de rebrota, o que, de acordo com Brown et al. (2005), resulta em substancial subestimativa nos resultados.

No entanto, essa análise evidencia a dificuldade de detecção de alterações no uso do solo pelo monitoramento hidrológico, pois substituições na cobertura vegetal ocorrem gradualmente ao longo do tempo e espaço, produzindo impactos em magnitudes dificilmente distinguíveis da variabilidade natural que afeta o regime fluvial, reforçando a importância da aplicação de modelos matemáticos na simulação de impactos hidrológicos decorrentes de alterações no uso do solo.

Estão representadas, na Tabela 24, as vazões média, mínima e máxima, simuladas para a situação atual e cenário 2. Sua análise apontou para reduções percentuais médias de 9,39%, 5,30% e 11,06%, nas vazões média, mínima e máxima, respectivamente, muito inferiores às obtidas no cenário 1, que foram de 17,33%, 13,30% e 18,10, respectivamente.

TABELA 24. Vazões simuladas para a situação atual e o cenário 2.

Ano	Vazão média ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)		Vazão min. ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)		Vazão máx. ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	
	Cen. atual	Cen. 2	Cen. atual	Cen. 2	Cen. atual	Cen. 2
2002	37,26	33,61	14,02	13,23	127,26	110,50
2003	43,58	39,67	19,34	18,38	194,34	176,94

O terceiro cenário analisou os impactos hidrológicos decorrentes da substituição de 100% da área de pastagem por eucalipto, nas sub-bacias localizadas na região em que esta prática vem ocorrendo acentuadamente, equivalendo a 20,17% da área total da bacia.

Estão apresentados, na Figura 41, os hidrogramas e deflúvios acumulados simulados para o terceiro cenário de alteração do uso do solo. Foi estimada redução no escoamento de 74,05 e 81,17 mm, para os anos de 2002 e 2003, respectivamente, o que representa percentuais de 13,11% e 12,29%. Em termos médios anuais, essa redução equivale a 77,61 mm, ou 12,66%, destacando novamente, a importância da correta abordagem do assunto no gerenciamento dos recursos hídricos. Na Tabela 25 estão apresentadas as vazões média, mínima e máxima para os cenários atual e 3.

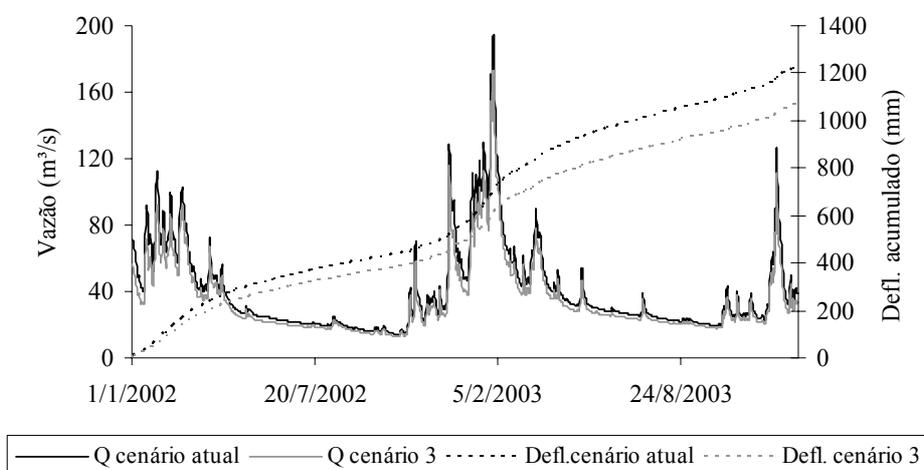


FIGURA 41. Vazão (Q) e deflúvio (Defl.) diário acumulado simulado para o cenário atual e cenário 3.

TABELA 25. Vazões simuladas para a situação atual e para o cenário 3.

Ano	Vazão média ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)		Vazão min. ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)		Vazão máx. ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	
	Cen. atual	Cen. 3	Cen. atual	Cen. 3	Cen. atual	Cen. 3
2002	37,26	32,37	14,02	12,72	127,26	113,36
2003	43,58	38,23	19,34	17,74	194,34	172,96

Em comparação ao primeiro cenário, o cenário 3 apresentou menores impactos, em termos de vazões médias, mínimas e máximas, com reduções médias anuais de 12,7%, 8,77% e 10,96%, respectivamente, em comparação a 17,33%, 13,3% e 18,1% no cenário 1. Este fato é esperado, tendo em vista a área abrangida pelos cenários.

Analisando-se as reduções no escoamento simuladas pelos cenários 2 e 3, nota-se que a simulação da implantação da cultura de eucalipto em 50% da área de pastagem distribuída ao longo de toda a bacia (cenário 2) resultou numa redução de 9,36%, estimativa inferior à obtida para a implantação da cultura em 100% da área ocupada por pastagens na parte central da bacia, simulada pelo cenário 3, que foi de 12,66%. Essa situação pode ser explicada pela maior presença de latossolos na região da bacia estudada no cenário 3, os quais apresentam maior profundidade, comparados aos cambissolos da região de cabeceira 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.

5 CONCLUSÕES

O modelo hidrológico desenvolvido possibilitou com êxito a simulação hidrológica das bacias hidrográficas dos rios Grande e Aiuruoca, com seções de controle nos postos fluviométricos Madre de Deus de Minas e Fazenda Laranjeiras, respectivamente, mostrando-se uma ferramenta útil para a gestão e o planejamento dos recursos hídricos na região.

Quanto a discretização espacial, foi obtido melhor desempenho pelo modelo semidistribuído, nas duas bacias em estudo. Atribui-se a melhora com essa formulação, à descrição espacial mais apurada das variáveis de entrada e parâmetros.

O modelo hidrológico concentrado, embora com desempenho inferior ao semidistribuído, simulou adequadamente os hidrogramas, mesmo em aplicações complexas, como o *proxy basin test*, sendo recomendado em aplicações no gerenciamento dos recursos hídricos, dadas a sua praticidade operacional e a facilidade de implementação.

Com base na simulação preliminar dos impactos hidrológicos decorrentes de alterações no uso do solo, simulou-se que o processo de substituição de pastagem por eucalipto, na porção da bacia do rio Grande em estudo, implica em importante tendência de redução no escoamento para o reservatório de Camargos, de até 17,3% (105 mm ano^{-1}), após alteração de 28,2% ($586,6 \text{ km}^2$) da cobertura vegetal.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO, 1998. 300p. (FAO. Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ALMEIDA, A.C.; SOARES, J.V. Comparação entre uso de água em plantações de *Eucalyptus grandis* e floresta ombrófila densa (mata Atlântica) na costa leste do Brasil. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v.27, n.2, p.159-170, 2003.
- ANDRÉASSIAN, V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. **Journal of Hydrology**, v.291, p.1-27, 2004.
- ARAÚJO, A.R. de. **Solos da bacia do Alto Rio Grande (MG): base para estudos hidrológicos e aptidão agrícola**. 2006. 345 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Universidade Federal de Lavras, Lavras. MG.
- BECKER, A. Criteria for a hydrologically sound structuring of large scale land surface process models. In: O'KANE, J.P. **Advances in theoretical hydrology: a tribute to James Dooge**. Amsterdã: Elsevier, 1992. Cap.7, p.97-111.
- BERNARDO, S.; SOARES, A.A.; MANTOVANI, E.C. **Manual de irrigação**. 7.ed. Viçosa, MG: UFV, 2005. 596p.
- BINGNER, R.L.; THEURER, F.D. AGNPS 98: a suite of water quality models for watershed use. In: FEDERAL INTERAGENCY SEDIMENTATION CONFERENCE, 7, 2001, Reno. **Proceedings...** Reno: NV, 2001. p.VII-1 - VII-8.
- BOSH, J.M.; HEWLETT, J.D. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, v.55, p.3-23, 1982.
- 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. (De)forestation and dry season flow in the tropics: a closer look. **Journal of Tropical Forest**, v.1, n.3, p.229-243, 1988.

BRUIJNZEEL, L.A. **Hydrology of moist tropical forests and effects on conversion: a state of knowledge review**. Amsterdam: UNESCO/IAHS, 1990. 224p.

BRUIJNZEEL, L.A. Predicting the hydrological impacts of land cover transformation in the humid tropics: the need for integrated research. In: GASH, J.H.C.; NOBRE, C.A.; ROBERTS, J.M.; VICTORIA, R.L. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester, Inglaterra: J. Wiley, 1996. Cap.2.

CALDER, I.R. The Balquhiddy catchment water balance and process experiment results in context: what do they reveal? **Journal of Hydrology**, v.145, p.467-477, 1993.

CÂMARA, G.; MEDEIROS, J.S. Princípios básicos em geoprocessamento. In: ASSAD, E.D.; SANO, E.E. **Sistema de informações geográficas: aplicações na agricultura**. 2.ed. Planaltina: EMBRAPA Cerrados, 1998. p.3-11.

CARVALHO, L.M.T. de; SCOLFORO, J.R.S.; OLIVEIRA, A.D. de; MELLO, J.M. de; OLIVEIRA, L.T. de; CAVALCANTI, H.C.; VARGAS FILHO, R. **Mapeamento da flora nativa e dos reflorestamentos do Estado de Minas Gerais**. Lavras, MG: UFLA, 2005. 701p.

CHOW, V.T. **Handbook of applied hydrology** – a compendium of water-resources technology. New York: McGraw-Hill, 1959. 174p.

CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: E. Blücher, 1999. 236p.

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

COLLISCHONN, B. **Uso da precipitação estimada pelo satélite TRMM em modelo hidrológico distribuído**. 2006. 128p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M.; HAAS, R.; ANDREOLLI, I. Forecasting River Uruguay flow using rainfall forecasts from a regional weather-prediction model. **Journal of Hydrology**, v.305, p.87-98, 2005.

CRAWFORD, N.H.; LINSLEY, R.S. **Digital simulation in hydrology: the stanford watershed model**. Palo Alto: Department of Civil Engineering/Stanford University, 1966. (Technical Report, 39).

DAVID, J.S.; HENRIQUES, M.O.; REGO, Z.C. Estudo preliminar sobre as influências hidrológicas do *Eucalyptus globulus* Labill. **Recursos Hídricos**, v.7, n.1, p.5-39, 1986.

DICKINSON, R.E. Modeling evapotranspiration for the three-dimensional global climate models. In: **Climate processes and climate sensitivity**. Washington: AGU, 1984. v.29, p.58-72. (Monogr. Series: AGU).

DOOGE, J.C. **Linear theory of Hydrologis systems**. Washington: Department of Agriculture, 1973. n.1468, 327p.

EASTMANN, J.R. **Guide to GIS and image processing**. Worcester: Clark University, 1999. 193p.

EASTON, Z.M.; FOKA, D.R.; WALTER, M.T.; COWAN, D.M.; SCHNEIDERMAN, E.M.; STEENHUIS, T.S. Re-conceptualizing the soil and water assessment tool (SWAT) model to predict runoff from variable source areas. **Journal of Hydrology**, v.348, p.279-291, 2008.

ENGEL, V.; JOBBAGY, E.G.; STIEGLITZ, M.; WILLIAMS, M.; JACKSON, R.B. The hydrological consequences of eucalyptus afforestation in the Argentine Pampas. **Water Resources Research**, v.41, p.1-14, 2005.

FARLEY, K.A.; JOBBAGY, E.G.; JACKSON, R.B. Effects of afforestation on water yield: A global synthesis with implications for policy, **Global Change Biology**, v.11, n.10, p.1565-1576, 2005.

GOMES, N.M. **Variabilidade espacial de atributos físico-hídricos do solo da sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Marcela na Região do Alto Rio Grande, MG**. 2005. 124p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.

GOTTSCHALK, L.; MOTOVILOV, Y. Macro-scale hydrological modelling - 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.

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 Agrônomicas, Botucatu, SP.

HARTMANN, H.C.; BALES, R.; SOROOSHIAN, S. **Weather, climate, and hydrologic forecasting for the southwest U.S.** Tucson: The University of Arizona, 1999. 172p. (Working Paper Series, WP2-99).

HIBBERT, A.R. Forest treatment effects on water yield. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON FOREST HYDROLOGY, 1967. **Proceedings...** New York: Pen State University/Pergamon, 1967. p.527-543.

JUNQUEIRA JÚNIOR, J.A. **Escoamento de nascentes associado à variabilidade espacial de atributos físicos e uso do solo em uma bacia hidrográfica de cabeceira do Rio Grande - MG.** 2006. 84p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.

KLEMES, V. Operational testing of hydrological simulation models. **Hydrological Sciences Journal**, v.31, p.13-24, 1986.

KUNTSCHIK, G. **Estimativa de biomassa vegetal lenhosa em cerrado por meio de sensoriamento remoto óptico e de radar.** 2004. 165 p. Tese (Doutorado em Ciências, na área de Ecologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo.

LAHLOU, M.; SHOEMAKER, L.; CHOUDRY, S.; ELMER, R.; HU, A.; MANGUERRA, H.; PARKER, A. **Better assessment science integrating point and nonpoint sources: BASINS 2.0 user's manual.** Washington: US-EPA Report, 1998.

LEGATES, D.R.; MCCABE, G.J. Evaluating the use of “goodness of fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water Resources Research**, v.26, p.69-86, 1999.

LIANG, X.; LETTENMAIER, D.P.; WOOD, E.F.; BURGESS, S.J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. **Journal of Hydrology**, v.99, p.14.415-14.428, 1994.

LICCIARDELO, F.; ZEMA, D.A.; ZIMBONE, S.M.; BINGNER, R.L. Runoff and soil erosion evaluation by the AnnAGNPS model in a small Mediterranean Watershed. **Transactions of the ASABE**, v.50, p.1585-1593, 2007.

LILLESAND, T.M.; KIEFFER, R.W. **Remote sensing and image interpretation**. 3.ed. New York: J. Wiley, 1994. 750p.

LIMA, W.P. **Princípios de hidrologia florestal para o manejo de bacias hidrográficas**. São Paulo: Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 1986. 242p.

LIMA, J. E. F. W.; SILVA, C. L. da; OLIVEIRA, C. A. da S. Comparação da evapotranspiração real simulada e observada em uma bacia hidrográfica em condições naturais de cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. V. 5, n. 1, p. 33-41, 2001.

MAGALHÃES, L.P.C. de. **Modelo integrado para simulação de sistemas hídricos**. 2005. 114p. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MAIDMENT, D.R. GIS and hydrologic modeling. In: GOODCHILD, M.F.; PARKS, B.O.; STEYAERT, L.T. **Environmental modeling with GIS**. New York: Oxford University, 1993. Cap. 14, p.147-167.

MARSIK, M.; WAYLEN, P. An application of the distributed hydrologic model CASC2D to a tropical montane watershed. **Journal of Hydrology**, v.330, p.481-495, 2006.

MISHRA, S.K.; SAHU, R.K.; ELDHO, T.I.; JAIN, M.K. An Improved Ia-S Relation Incorporating Antecedent Moisture. **Water Resources Management**, v.20, p.643-660, 2006.

MOREIRA, I.A. **Modelagem hidrológica chuva-vazão com dados de radar e pluviômetros**. 2005. 81 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR.

MOTOVILOV, Y.G.; GOTTSCHALK, L.; ENGELAND, K.; RODHE, A. Validation of a distributed hydrological model against spatial observations. **Agricultural and Forest Meteorology**, p.98–99, p.257–277, 1999.

- NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through conceptual models Part I - A discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v.10, p.282-290, 1970.
- 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.
- PEREIRA, A.R.; VILLA NOVA, N.A.; SEDIYAMA, G.C. **Evapotranspiração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183p.
- PEREIRA, R.S. **Sistema de tratamento de imagens multiespectrais**. 1995. 262p. Tese (Doutorado em Engenharia Florestal) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR.
- PETERSEN, G.W.; NIELSEN, G.A.; WILDING, L.P. Geographic information systems and remote sensing in land resources analysis and management. **Suelo y Planta**, v.1, p.531-543, 1991.
- RAWLS, W.J.; AHUJA, L.R.; BRAKENSIEK, D.L.; SHIRMOHAMMADI, A. Infiltration and soil water movement. In: MAIDMENT, D.R. **Handbook of hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993. Cap.5, p.1-51.
- REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. Barueri: Manole, 2004. 478p.
- RENNÓ, C.D. **Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas**. 2003. 146p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- RIBEIRO, C.A.A.S. **Tópicos avançados em sistemas de informações geográficas**. Viçosa, MG: UFV, 2003. 22p. Apostila.
- RIBEIRO NETO, A. **Simulação hidrológica na Amazônia: Rio Madeira**. 2006. 178p. Tese (Doutorado em Ciências em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- SAHIN, V.; HALL, M.J. The effects of afforestation and deforestation on water yield. **Journal of Hydrology**, v.178, p.293-309, 1996.

SANTIAGO, A.V. **Simulações dos efeitos da cobertura vegetal no balanço hídrico da bacia do rio Ji-Paraná, RO**. 2005. 69p. Dissertação (Doutorado em Física do Ambiente Agrícola) – Universidade de São Paulo, Piracicaba, SP.

SCOTT, D.F.; PRINSLOO, F.W.; MOSES, G.; MEHLOMAKULU, M.; SIMMERS, A.D.A. A re-analysis of the South African catchment afforestation experimental data. **Water Research Commission**, Pretoria, v.810, n.1, p. 1-137, 2000.

SHUTTLEWORTH, W.J. Evaporation. In: MAIDMENT, D.R. **Handbook of hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993. Cap.4, p.1-53.

SILVA JR., O.; BUENO, E.; TUCCI, C.E.M.; CASTRO, N.R. Extrapolação espacial na regionalização de vazão. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v.8, n.1, p.21-37, 2003.

TONELLO, K.C.; DIAS, H.C.T.D.; SOUZA, A.L. de.; RIBEIRO, C.A.A.S.; LEITE, F.P. Morphometric characteristics of Cachoeira das Pombas watershed, Guanhães - MG, Brazil. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v.30, n.5, p.1-9, 2006.

TROCH, P.A.; PANICONI, C.; MCLAUGHLIN, D. Catchment-scale hydrological modeling and data assimilation. **Advances in Water Resources**, v.26, p.131-135, 2003.

TUCCI, C.E.M. **Regionalização de vazões**. Porto Alegre, RS: UFRGS, 2002. 256p.

TUCCI, C.E.M. Processos hidrológicos e os seus impactos do uso do solo. In: TUCCI, C.E.M.; BRAGA, B.P.F. **Clima e recursos hídricos no Brasil**. Brasília: ABRH, 2003. Cap. 2, p.31-65.

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. 2.ed. rev. e aum. Porto Alegre: UFRGS, 2005. 678p.

TUCCI, C.E.M.; COLLISCHONN, W. Previsão de vazão. In: TUCCI, C.E.M.; BRAGA, B.P.F. **Clima e recursos hídricos no Brasil**. Brasília: ABRH, 2003. Cap.9, p.281-345.

TUCCI, C.E.M.; SANCHEZ, J.; LOPES, M.O.S. Modelo IPH II de simulação precipitação-vazão na bacia: alguns resultados. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE HIDROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS, 1981, Fortaleza. **Anais...** São Paulo: ABRH, 1981. p.83-103.

USACE. **Geospatial hydrologic modeling extension: HEC-GeoHMS user's manual**. Davis: Army Corps of Engineers/Hydrologic Engineering Center, 2003. (Hydrologic Engineering Center, Report,CPD-770).

VERTESSY, R.A.; HATTON, T.J.; O'SHAUGHNESSY, P.J.; JAYASURIYA, M.D.A. Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. **Journal of Hydrology**, v.150, p.665-700, 1993.

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.

WIGMOSTA, M.S.; LETTENMAIER, D.P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. **Water Resources Research**, v.30, n.6, p.1665-1679, 1994.

WOOLHISER, D.A.; SMITH, R.E.; GOODRICH, D.C. **Kineros, a kinematic runoff and erosion model: documentation and user manual**. Tucson: U.S. Department of Agriculture/Agricultural Research Service, 1990. 130p.

ZAAPA, 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.

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.

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.

ZHOU, M.C.; ISHIDAIRA, H.; HAPUARACHCHI, J.M.; KIEM, A.S.; TAKEUCHI, K. Estimating potential evapotranspiration using Shuttleworth-Wallace model and NOAA-AVHRR NDVI data to feed a distributed hydrological model over the Mekong River basin. **Journal of Hydrology**, v.327, p.151-173, 2005.