**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Efeitos da espacialização da cobertura florestal e da profundidade
dos solos na produção de água de uma bacia hidrográfica**

Rafael Mingoti

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor
em Ciências. Área de concentração: Engenharia de
Sistemas Agrícolas

**Piracicaba
2012**

Rafael Mingoti
Engenheiro Agrônomo

**Efeitos da espacialização da cobertura florestal e da profundidade dos solos
na produção de água de uma bacia hidrográfica**

Orientador:
Prof. Dr. **CARLOS ALBERTO VETTORAZZI**

Tese apresentada para obtenção do título de Doutor
em Ciências. Área de concentração: Engenharia de
Sistemas Agrícolas

**Piracicaba
2012**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - ESALQ/USP**

Mingoti, Rafael

Efeitos da espacialização da cobertura florestal e da profundidade dos solos na produção de água de uma bacia hidrográfica / Rafael Mingoti.- - Piracicaba, 2012.
170 p: il.

Tese (Doutorado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", 2012.

1. Água disponível 2. Bacia hidrográfica 3. Curva de permanência 4. Escoamento de base 5. Lençóis freáticos 6. Modelagem hidrológica distribuída I. Título

CDD 551.483
M664e

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor"

**Dedico a realização deste sonho aos meus
pais, Vera Regina e Antônio Donizetti
Mingoti, e irmãos, Renata e Rodolfo.**

**Ofereço este trabalho aos amores
de minha vida: Mariana, Fernando e
Pedro.**

AGRIDECIMENTOS

A Deus, pela minha vida e os dons e as graças recebidas em todos os seus momentos.

Aos meus pais, Vera Regina e Antônio Donizetti, pelo constante incentivo e incansável sacrifício para proporcionar aos seus filhos a oportunidade de concluir todos os passos nos estudos.

À minha amada esposa, Mariana, pelo imenso incentivo e pela compreensão durante a realização desta etapa de nossas vidas.

Aos meus irmãos Renata e Rodolfo pela amizade e amor em todos os momentos.

A todos os familiares, parentes e amigos pela ajuda e pelo incentivo.

Ao Prof. Dr. Carlos Alberto Vettorazzi, pela confiança depositada em mim desde o início da nossa caminhada e pela sua orientação.

À Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, da Universidade de São Paulo, pela oportunidade da realização de mais esta etapa em minha vida.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq - pela concessão da bolsa de estudo.

À Pró-Reitoria de Pós-Graduação da USP pela ajuda financeira na participação do congresso de recursos hídricos e SIG nos Estados Unidos da América.

Ao Departamento de Ciências Florestais da ESALQ/USP por autorizar o uso dos programas ArcInfo 9.3 e WMS 8.3.4.

Aos Professores Sílvio Frosini de Barros Ferraz, Sérgio Nascimento Duarte e Fernando Campos Mendonça, por suas colaborações, correções e sugestões que auxiliaram na condução desse trabalho.

Aos professores do Departamento de Engenharia de Biosistemas que contribuíram de forma significativa para meu crescimento intelectual e pessoal.

Aos colegas da pós-graduação em Engenharia de Sistemas Agrícolas pelo agradável convívio durante o curso.

Ao amigo, Michel Metran da Silva, pela ajuda nas planilhas eletrônicas e na amostragem de solo, esta última compartilhada, pelo também amigo, Luiz Sérgio Gonçalves Aguiar.

Enfim, a todos aqueles que, de alguma forma colaboraram para realização deste trabalho.

"A família é base da sociedade e o lugar onde as pessoas aprendem pela primeira vez os valores que lhes guiam durante toda sua vida."

João Paulo II

"A verdadeira felicidade está na própria casa, entre as alegrias da família."

Léon Tolstoi

SUMÁRIO

RESUMO.....	13
ABSTRACT.....	15
LISTA DE FIGURAS	17
LISTA DE TABELAS	19
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	21
LISTA DE SÍMBOLOS	23
1 INTRODUÇÃO	29
1.1 Hipóteses	30
1.2 Objetivos	30
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	33
2.1 Geração do escoamento	33
2.2 Resposta hidrológica da bacia hidrográfica aos eventos de chuva	35
2.3 Produção de água	37
2.3.1 Escoamento total e escoamento de base	37
2.3.2 Vazão mínima	41
2.4 Localização da cobertura florestal.....	42
2.5 Modelagem hidrológica	45
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	49
3.1 Material.....	49
3.1.1 Área de estudo	49
3.1.1.1 Localização geográfica.....	49
3.1.1.2 Clima	50
3.1.1.3 Geologia e geomorfologia.....	50
3.1.1.4 Pedologia.....	51
3.1.1.5 Uso e cobertura do solo	52
3.1.2 Base cartográfica	55
3.1.3 Dados de vazão, chuva e informações meteorológicas	55
3.1.4 Programas	56
3.1.5 Modelo hidrológico GSSHA	57
3.1.5.1 Histórico	57
3.1.5.2 Formulação do modelo.....	57
3.1.5.3 Processos simulados	58
3.1.5.3.1 Intervalos de processamento	60
3.1.5.3.2 Processos pontuais.....	60
3.1.5.3.2.1 Distribuição da chuva	60

3.1.5.3.2.2	Interceptação.....	60
3.1.5.3.2.3	Infiltração.....	60
3.1.5.3.2.4	Evapotranspiração.....	62
3.1.5.3.2.4.1	Evapotranspiração potencial.....	62
3.1.5.3.2.4.2	Evapotranspiração atual	63
3.1.5.3.3	Processos integrados.....	64
3.1.5.3.3.1	Escoamento e amortecimento na calha.....	64
3.1.5.3.3.2	Escoamento na superfície	65
3.1.5.3.3.3	Escoamento subterrâneo.....	66
3.2	Métodos	66
3.2.1	Passos metodológicos.....	66
3.2.2	Geração do modelo numérico do terreno.....	69
3.2.3	Levantamento de dados em campo	69
3.2.3.1	Parâmetros da zona não saturada	69
3.2.3.2	Parâmetros da zona saturada	71
3.2.3.3	Locais e distribuição da amostragem de campo.....	72
3.2.4	Geração dos modelos numéricos do lençol freático e do topo rochoso	74
3.2.5	Cálculo do coeficiente de Manning.....	78
3.2.6	Outros dados de entrada	82
3.2.7	Entrada de dados no modelo hidrológico	84
3.2.8	Calibração e validação do modelo hidrológico.....	84
3.2.9	Geração de cenários	85
3.2.10	Simulações hidrológicas	88
3.2.11	Parâmetros de análise dos dados horários espacializados	88
3.2.12	Parâmetros de análise dos hidrogramas	91
3.2.13	Ajuste de curvas de permanência.....	94
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	95
4.1	Modelos numéricos	95
4.2	Coeficientes de rugosidade de Manning	96
4.3	Calibração e validação do modelo hidrológico.....	97
4.4	Escoamento total e escoamento de base	99
4.5	Informações horárias do grid	100
4.6	Hidrogramas.....	109
4.7	Curva de permanência.....	113
	CONCLUSÕES	117
	REFERÊNCIAS	119

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA	139
APÊNDICES	145
ANEXOS	153

RESUMO

Efeitos da espacialização da cobertura florestal e da profundidade dos solos na produção de água de uma bacia hidrográfica

Vários trabalhos relacionados ao tema produção de água estão sendo realizados, tendo em comum a associação da cobertura florestal com o escoamento em bacias hidrográficas. Entretanto, não existem estudos onde foram verificados os locais onde esta cobertura tem efeito ótimo, pois, este é dependente das condições edafoclimáticas de cada bacia. O objetivo deste trabalho é avaliar as alterações na produção de água ocasionadas pela posição das áreas com cobertura florestal em relação às de solos rasos em uma bacia hidrográfica. Os estudos foram realizados na Bacia Hidrográfica do Ribeirão dos Marins em Piracicaba, SP, Brasil, por meio da modelagem hidrológica utilizando o modelo distribuído GSSHA. Para a calibração foram utilizados dados meteorológicos, fluviométricos e pluviométricos dos anos de 1999 e 2000, além da obtenção, em laboratório, da condutividade hidráulica e da curva de retenção dos solos da bacia. Foram realizadas sondagens SPT e testes de infiltração de água no solo para determinar a espessura dos solos na bacia e a condutividade hidráulica da zona saturada (lençol freático) desta. A espessura dos solos foi representada por um modelo numérico, elaborado a partir das espessuras medidas e da utilização do modelo HAND. A profundidade do lençol freático foi representada por outro modelo numérico, elaborado a partir da espessura do solo e da profundidade deste lençol medida em campo. Uma nova metodologia que, a partir do coeficiente CN, estima o coeficiente de rugosidade de Manning foi utilizada, apresentando resultados satisfatórios. Nos processos de calibração e validação o modelo apresentou coeficientes de índices de correlação adequados. Foram feitas simulações hidrológicas para 15 anos em três cenários de uso e ocupação do solo, que foram elaborados de modo a comparar uma mesma área de cobertura florestal em diferentes posições da bacia, em função da presença de solos rasos nas proximidades dos cursos d'água. Foram analisados, entre os cenários para todo o período simulado: o escoamento total e o de base; parâmetros dos hidrogramas (em eventos selecionados da série histórica); posição do lençol freático; umidade do solo; e, curva de permanência. Os resultados permitiram concluir que na área de estudo não há influência da posição da cobertura florestal em relação aos solos rasos para a produção de água. Devido à existência de poucos trabalhos a campo e, também, de modelagem que abordem o efeito da localização da cobertura florestal na produção de água, incentiva-se a realização de novas pesquisas, necessárias, entre outras razões, para a determinação dos locais prioritários a reflorestar ou manter florestado em programas de conservação ambiental.

Palavras-chave: Modelagem hidrológica distribuída; Escoamento de base; Lençol Freático; Água Disponível; Curva de Permanência

ABSTRACT

Effects of the spatial distribution of forest cover and the soil depth in water yield of a watershed

Several works related to the theme of water production are being made, having in common the association of forest cover with runoff in watersheds. However, no studies were found where the places where this land cover has optimum effect, because it is dependent on climatic and physiographic conditions of each watershed. The objective of this study is to evaluate changes in water yield caused by the spatial distribution of forest cover in relation to the shallow soils in a watershed. The studies were conducted in the watershed "Ribeirão dos Marins" in Piracicaba, SP, Brazil, through the hydrologic modeling using the distributed model GSSHA. For calibration were used data of meteorological, rainfall and stream flow to the years 1999 and 2000, in addition of the hydraulic conductivity and soil water retention curve obtained in laboratory. SPT tests and water infiltration tests were conducted to determine the thickness of the soils and hydraulic conductivity of the saturated zone (water table) in the watershed. The thickness of the soil was represented by a numerical model, based on those thicknesses measures and the model HAND. The depth of the water table was represented by another numerical model, drawn from the soil thickness and depth of field measured. A new methodology that estimates the Manning coefficient from the CN coefficient was used with satisfactory results. In the processes of calibration and validation of the model, the coefficients showed adequate correlation indexes. Hydrological simulations were made for 15 years in three land cover and land use scenarios, which have been prepared in order to compare the same area of forest cover in different positions of the basin, due to the presence of shallow soils near watercourses. Were analyzed, among the scenarios simulated for the entire period: total flow and baseflow; parameters of hydrographs (in selected events of the series); position of the water table, available water content; and flow duration curves. The results showed that in the study area there is no influence of the position of forest cover in relation to shallow soils to the water yield. Because there are few studies that address the effect of the location of forest cover in water yield is encouraged to conduct further research, among other reasons, for the determination of the priority sites to the reforestation in environmental conservation programs.

Keywords: Distributed hydrological modeling; Baseflow; Phreatic Level; Available water content; Flow duration curves

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Representação de um hidrograma.....	36
Figura 2 - Localização geográfica da bacia hidrográfica do ribeirão dos Marins.	49
Figura 3 - Localização do posto fluviométrico utilizado e delimitação da bacia hidrográfica à montante dele.	50
Figura 4 - Mapa pedológico da área de estudo.	52
Figura 5 - Mapa de uso do solo da área de estudo no ano 2000.	53
Figura 6 - Localização dos postos pluviométricos e fluviométrico na área de estudo.	56
Figura 7 - Fluxograma das etapas desenvolvidas neste trabalho até a calibração do modelo.	67
Figura 8 - Fluxograma das etapas desenvolvidas neste trabalho após a calibração do modelo até a obtenção dos resultados.....	68
Figura 9 - Equipamentos utilizados durante a obtenção de amostras em campo. ...	70
Figura 10 - Preparo em campo das amostras: (A) do amostrador tipo Uhland; e (B) do amostrador convencional.	70
Figura 11 - Realização das sondagens SPT.	71
Figura 12 - Localização dos pontos amostrais na área de estudo.	73
Figura 13 - Espessura teórica dos solos da área de estudo.	75
Figura 14 - Ajuste do modelo numérico do topo rochoso com os dados de sondagem e de espessura teórica do solo.	76
Figura 15 - Espessura corrigida dos solos da área de estudo.	76
Figura 16 - Profundidade do lençol freático na área de estudo.	78
Figura 17 - Uso e ocupação do solo na área de estudo utilizados para a simulação dos cenários 1 e 2.	87
Figura 18 - Células diretamente afetadas pela vegetação nativa no cenário 1.	90
Figura 19 - Células diretamente afetadas pela vegetação nativa no cenário 2.	91
Figura 20 - Modelos Numéricos da área de estudo.....	95
Figura 21 - Hidrogramas simulado e observado para o período de calibração.	98
Figura 22 - Hidrogramas simulado e observado para o período de validação.	98
Figura 23 - Distribuição espacial da elevação relativa média do lençol freático na área de estudo no cenário Atual.....	101

Figura 24 - Distribuição espacial da elevação relativa média do lençol freático na área de estudo no cenário 1.	101
Figura 25 - Distribuição espacial da elevação relativa média do lençol freático na área de estudo no cenário 2.	102
Figura 26 - Distribuição espacial da elevação relativa máxima do lençol freático na área de estudo no cenário atual.	102
Figura 27 - Distribuição espacial da elevação relativa máxima do lençol freático na área de estudo no cenário 1.	103
Figura 28 - Distribuição espacial da elevação relativa máxima do lençol freático na área de estudo no cenário 2.	103
Figura 29 - Distribuição da água disponível média na área de estudo no cenário atual.	104
Figura 30 - Distribuição da água disponível média na área de estudo no cenário 1.	105
Figura 31 - Distribuição da água disponível média na área de estudo no cenário 2.	105
Figura 32 - Distribuição da água disponível máxima na área de estudo no cenário Atual.	106
Figura 33 - Distribuição da água disponível máxima na área de estudo no cenário 1.	106
Figura 34 - Distribuição da água disponível máxima na área de estudo no cenário 2.	107
Figura 35 - Hidrogramas médios normalizados para a categoria de duração de chuva do tipo 1 ($\leq 1h$).	109
Figura 36 - Hidrogramas médios normalizados para a categoria de duração de chuva do tipo 2 ($> 1h$ e $\leq 2h$).	109
Figura 37 - Hidrogramas médios normalizados para a categoria de duração de chuva do tipo 3 ($> 2h$ e $\leq 4h$).	110
Figura 38 - Hidrogramas médios normalizados para a categoria de duração de chuva do tipo 4 ($> 4h$ e $\leq 9h$).	110
Figura 39 - Hidrogramas médios normalizados para a categoria de duração de chuva do tipo 5 ($> 9h$).	110
Figura 40 - Curvas de permanência para os cenários estudados.	114

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tipos de solo e suas respectivas áreas de cobertura na área de estudo.	51
Tabela 2 - Uso do Solo e suas respectivas áreas de cobertura na área de estudo.	53
Tabela 3 - Uso do solo em cada tipo de solo na área de estudo.	54
Tabela 4 - Processos e técnicas de aproximação do modelo hidrológico utilizado.	58
Tabela 5 - Dados de entrada para os processos simulados.	59
Tabela 6 - Resultados das sondagens realizadas nos solos da área de estudo.	72
Tabela 7 - Resultados dos ensaios de condutividade hidráulica na zona saturada dos solos da área de estudo.	72
Tabela 8 - Resultados das sondagens realizadas nos solos da área de estudo.	77
Tabela 9 - Cálculo dos tempos de percurso para relacionar os coeficientes de Manning e CN.	81
Tabela 10 - Parâmetros de escoamento superficial, interceptação da chuva pela vegetação e de evapotranspiração considerados no modelo hidrológico.	82
Tabela 11 - Parâmetros de retenção de água na superfície informados no modelo hidrológico.	83
Tabela 12 - Coeficientes de Manning estimados para o escoamento superficial.	96
Tabela 13 - Comparação dos coeficientes de Manning estimados pela metodologia proposta com resultados de outros trabalhos.	97
Tabela 14 - Índices de correlação do modelo hidrológico.	99
Tabela 15 - Escoamento total e de base simulados para a área de estudo nos cenários estudados.	99
Tabela 16. Comparação das áreas elevação relativa do lençol freático média e máxima acima de 25% na área de estudo.	104
Tabela 17 - Comparação das áreas com água disponível média e máxima acima de 75% na área de estudo.	107
Tabela 18 - Resultados da análise das informações do grid para toda a área de estudo.	108
Tabela 19 - Resultados da análise das informações do grid para as áreas a jusante das células com cobertura florestal do cenário 1.	108
Tabela 20 - Resultados da análise das informações do grid para as áreas a jusante das células com cobertura florestal do cenário 2.	108

Tabela 21 - Parâmetros dos hidrogramas nas diferentes categorias de duração de chuva.	111
Tabela 22 - Comparação dos parâmetros dos hidrogramas entre os cenários para a categoria de duração de chuva Tipo 1 ($\leq 1h$).	111
Tabela 23 - Comparação dos parâmetros dos hidrogramas entre os cenários para a categoria de duração de chuva Tipo 2 ($>1h$ e $\leq 2h$).	112
Tabela 24 - Comparação dos parâmetros dos hidrogramas entre os cenários para a categoria de duração de chuva Tipo 3 ($>2h$ e $\leq 4h$).	112
Tabela 25 - Comparação dos parâmetros dos hidrogramas entre os cenários para a categoria de duração de chuva Tipo 4 ($>4h$ e $\leq 9h$).	112
Tabela 26 - Comparação dos parâmetros dos hidrogramas entre os cenários para a categoria de duração de chuva Tipo 5 ($>9h$).	112
Tabela 27 - Coeficientes de ajuste das distribuições aos dados médios diários simulados em cada cenário.	114
Tabela 28 - Vazões mínimas estimadas e comparação da diferença entre os cenários estudados.	114

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ADE	Alternating Direction Explicit
ADEPC	Alternating Direction Explicit scheme with an additional predictor-corrector step
Adim.	Adimensional
AVA	Áreas Variáveis de Afluência
BFI	Índice de escoamento de base
BH	Bacia Hidrográfica
BHRM	Bacia Hidrográfica do Ribeirão dos Marins à montante do posto fluviométrico
BP	Bubbling Pressure
CASC2D	Two-dimension physically-based rainfall-runoff model
CN	Curve Number
CPV	Curva de Permanência da Vazão
CTH	Centro Tecnológico de Hidráulica
CX	Cambissolos Háplicos
DAEE	Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo
EMC	Espessura Máxima da Camada
ER	Equação de Richards
ESALQ	Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz"
ETA	Evapotranspiração Atual
ETP	Evapotranspiração Potencial
GSSHA	Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis Model
HAND	Height Above the Nearest Drainage
HSB	Hillslope-storage Boussinesq
IDL	Interactive Data Language
IDP	Índice de distribuição de tamanho de poros
LARSIM	Large Area Runoff Simulation Model
LF	Lençol Freático
LV	Latossolos Vermelhos
MGB	Modelo de Grandes Bacias
MNLF	Modelo Numérico do Lençol Freático
MNT	Modelo Numérico do Terreno

MNTR	Modelo Numérico do Topo Rochoso
PB	Pressão de Borbulhamento
PSA	Pagamento de Serviços Ambientais
PV	Argissolos Vermelhos
RL	Neossolos Litólicos
SCS	Soil Conservation Service
SHE	European Hydrological System
SIG	Sistema de Informação Geográfica
SPT	Standard Penetration Test
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
SWRC	Soil Water Retention Curve
USP	Universidade de São Paulo
UTM	Universal Transversa de Mercator
VIC-2L	Variable Infiltration Capacity
WMS	Watershed Modeling System

LISTA DE SÍMBOLOS

S_i	Interceptação (mm)
a	Capacidade de armazenamento (mm)
b	Coeficiente de interceptação (adimensional)
P	Lâmina de chuva (mm)
C	Capacidade de umidade específica (adimensional)
ψ	Potencial capilar do solo (cm)
z	Coordenada vertical (profundidade) (cm)
t_h	Tempo (h)
$K(\psi)$	Condutividade hidráulica efetiva (cm.h^{-1})
W	Termo de variação (entrada ou saída) de água (cm.h^{-1})
θ	Umidade do solo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)
J_c	Parâmetro de ajuste ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)
Ψ_b	Pressão de borbulhamento (cm)
λ	Índice de distribuição de tamanho de poros (adimensional)
θ_s	Umidade no ponto de saturação ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)
θ_r	Umidade residual ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$)
θ_c	Umidade crítica ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$);
K_s	Condutividade hidráulica saturada (cm.h^{-1})
ETP	Evapotranspiração potencial (mm.s^{-1})
β	Calor latente de evaporação da água ($2,50036 \text{ MJ.kg}^{-1}$)
Δ	Declividade da curva de pressão de vapor ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$)
R_n	Radiação líquida (w.m^{-2})
ρ_a	Densidade do ar seco (kg.m^{-3})
c_p	Calor específico do ar ($1,013 \text{ kJ.kg}^{-1}.^\circ\text{C}^{-1}$)
r_a	Resistência aerodinâmica para o transporte do vapor d'água da superfície do nível de referência (s.m^{-1})
e_i	Pressão de saturação de vapor (kPa)
e	Pressão parcial de vapor (kPa)
γ	Constante psicrométrica ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$)

r_c	Resistência do dossel ao transporte da água de alguma região dentro ou abaixo da superfície evaporante para a superfície propriamente dita ($s.m^{-1}$)
T	Temperatura média do dia ($^{\circ}C$)
R_1	Radiação líquida de ondas longas ao nível de referência ($w.m^{-2}$)
R_s	Radiação líquida de ondas curtas na superfície do solo ($w.m^{-2}$)
G	Fluxo de calor no solo ($w.m^{-2}$)
z_u	Alturas de medição de velocidade do vento (m)
z_e	Alturas de medição de umidade do vento (m)
m	$0,67.h_c$ (m)
h_c	Altura média do dossel (m)
z_{om}	$0,123h_c$ (m)
z_{ov}	$0,0123h_c$ (m)
U_z	Velocidade do vento ($m.s^{-1}$)
P_a	Pressão atmosférica (kPa)
ε	Razão molecular de proporção vapor d'água/ar seco, igual a 0,622 (adimensional)
ETA	Evapotranspiração atual ($mm.s^{-1}$)
θ_A	Umidade atual do solo ($m^3.m^{-3}$)
θ_{PMP}	Umidade no ponto de murcha permanente ($m^3.m^{-3}$)
θ_{CC}	Umidade na capacidade de campo ($m^3.m^{-3}$)
$Q_{i-1/2}$	Vazão ao longo do curso d'água na metade da distância da célula anterior ($m^3.s^{-1}$)
$Q_{i+1/2}$	Vazão ao longo do curso d'água na metade da distância da próxima célula ($m^3.s^{-1}$)
d	Profundidade (m)
t	Tempo (s)
n	Coeficiente de rugosidade de Manning ($s.m^{-1/3}$)
A	Área molhada (m^2)
R	Raio hidráulico (m)
S_f	Declividade da fricção ($m.m^{-1}$)
S_o	Declividade da superfície na direção x ($m.m^{-1}$)
V_i	V_i é o volume total escoado no i-ésimo nó (m^3)

q_{lat}	Montante de entrada do escoamento na superfície pelas células vizinhas ao segmento de reta ($m^2.s^{-1}$)
$q_{recharge}$	Montante de troca (entrada ou saída) entre o escoamento subterrâneo (LF) e o curso d'água ($m^2.s^{-1}$)
Δx	Extensão do segmento de reta (curso d'água) (m)
p	Vazão na direção x ($m^3.s^{-1}$)
q	Vazão na direção y ($m^3.s^{-1}$)
d_{ij}	Lâmina de escoamento superficial em uma célula específica (m)
S	Termo de armazenamento (adimensional)
F	Termo de fluxos de entradas / saídas ($m.s^{-1}$)
K_{gw}	Condutividade hidráulica saturada média da zona saturada ($cm.h^{-1}$)
θ_{sgw}	Porosidade média da zona saturada ($m^3.m^{-3}$)
E_{ws}	Altitude da superfície da água (m)
t_c	Tempo de concentração (min)
t_{ps}	Tempo de percurso (s)
L_p	Comprimento do percurso (pés)
k	Coeficiente dependente da cobertura da superfície de escoamento (adimensional)
I	Declividade média do percurso (%)
t_{ph}	Tempo de percurso (h)
P_2	Lâmina precipitada para uma chuva de 24 horas de duração e tempo de retorno de 2 anos (polegadas)
i	Declividade média do percurso ($pés.pés^{-1}$)
t_{lag}	Tempo de atraso (h)
L_B	Comprimento axial da bacia (pés)
CN	Curva Número (adimensional)
I	Declividade média da bacia (%)
E_{R}^{ni}	Elevação relativa do LF referente ao enésimo dado do hidrograma do evento selecionado e também referente à i-ésima célula do grid em análise (adimensional)
A_{LF}^{ni}	Altitude do LF referente ao enésimo dado do hidrograma do evento selecionado e também referente à i-ésima célula do grid em análise (m)
A_{TR}^i	Altitude do topo rochoso referente à i-ésima célula do grid em análise (m)

A_{SU}^i	Altitude da superfície do solo referente à i-ésima célula do grid em análise (m)
AD^{ni}	Água disponível referente ao enésimo dado do hidrograma do evento selecionado e também referente à i-ésima célula do grid em análise (mm.cm^{-1})
θ_A^{ni}	Umidade atual do horizonte superficial do solo referente ao enésimo dado do hidrograma do evento selecionado e também referente à i-ésima célula do grid em análise ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)
θ_{PMP}^i	Umidade do Ponto de Murcha Permanente (1500 kPa) do horizonte superficial do solo referente à i-ésima célula do grid em análise ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$);
θ_{CC}^i	Umidade da Capacidade de Campo (50 kPa) do horizonte superficial do solo referente à i-ésima célula do grid em análise ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)
Q_{MR}	Parâmetro vazão máxima relativa (adimensional)
Q_{MCX}	Vazão máxima do evento selecionado para cenário em análise ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)
Q_{MCA}	Vazão máxima do evento selecionado para o cenário de uso atual ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)
V_R	Volume relativo (adimensional)
V_{CX}	Volume de escoamento para o evento selecionado no cenário em análise (m^3)
V_{CA}	Volume de escoamento para o evento selecionado no cenário de uso atual (m^3)
V	Volume de escoamento (m^3)
Q^n	Vazão para o enésimo dado do hidrograma do evento ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)
T_{PR}	Tempo de pico relativo (adimensional)
T_{PCX}	Tempo de pico do evento selecionado para cenário em análise (s)
T_{BCX}	Tempo de base do evento selecionado para cenário em análise (s)
T_{PCA}	Tempo de pico do evento selecionado para cenário de uso atual (s)
T_{BCA}	Tempo de base do evento selecionado para cenário de uso atual (s)
α	Coeficiente angular da reta que ajusta os dados de vazão durante a recessão (adimensional)
Q_N^n	Vazão normalizada do enésimo dado do hidrograma do evento selecionado (adimensional)

Q_{CX}	Vazão do enésimo dado do hidrograma do evento selecionado para cenário em análise ($m^3.s^{-1}$)
T_N^n	Tempo normalizado do enésimo dado do hidrograma do evento selecionado (adimensional)
T_{CX}^n	Diferença de tempo entre o início do evento e o enésimo dado do hidrograma do evento selecionado para cenário em análise (s)

1 INTRODUÇÃO

O interesse pelo tema “produção de água”, cada vez mais vem aumentando no público geral, seja pela maior divulgação dos problemas de escassez de água, seja pelo aspecto ambiental que este tema envolve. Os órgãos públicos de diversos países estão contribuindo para esta divulgação por meio do investimento em projetos de pagamentos por serviços ambientais (PSA) que, em geral, incentivam a implantação/manutenção de florestas, de modo a obter melhorias nas condições ambientais de uma região, em especial na qualidade e quantidade de água disponível.

Em grande escala, as florestas promovem diversos serviços ambientais e dentre eles há os relacionados às funções hidrológicas, como por exemplo: regulação do escoamento total; redistribuição do escoamento superficial e subterrâneo; redução da amplitude sazonal das vazões dos cursos d’água; aumento no escoamento total anual; e proteção do solo contra processos erosivos e escorregamentos de encostas em áreas declivosas. No entanto, estas funções variam conforme a área e distribuição das florestas nas bacias hidrográficas e também em função do bioma.

Quando se pretende aumentar a produção de água de uma bacia hidrográfica (BH) pode-se referir ao aumento do escoamento anual ou ao escoamento de base desta. Considerando a variação do escoamento anual, a relação existente entre ele e a cobertura florestal é a de que quando há redução nesta cobertura, ocorre um aumento do escoamento anual e, quando uma floresta está iniciando seu desenvolvimento em uma área há a diminuição deste escoamento, pois, ao contrário da percepção do público leigo, ao serem comparadas com culturas anuais, as florestas neste estágio, em geral, apresentam maior transpiração.

Com relação ao escoamento de base não há um comportamento geral conhecido, pois há grande dependência das características edafoclimáticas da bacia e existem ainda várias questões sobre ele que precisam ser esclarecidas, dentre elas qual o efeito a ele imposto pela topografia da subsuperfície. No entanto, como por definição o escoamento de base é abastecido pelo lençol freático (LF), a recarga deste é tida como fator diretamente relacionado ao aumento do primeiro. Esta recarga pode ser gerenciada ou manejada por meio de alterações do uso e cobertura do solo e/ou de melhorias das práticas conservacionistas.

Dentre os solos com menor taxa de infiltração estão os solos rasos. Entretanto, são neles que estão concentradas as áreas de florestas nativas e as áreas de restauração florestal, devido, principalmente, à menor aptidão para o cultivo agrícola e também devido à imposição legal, já que estes solos, geralmente, encontram-se próximos aos cursos d'água e/ou em áreas declivosas. Com isso, pode-se dizer que as áreas de floresta nativa não estão localizadas nos locais que maximizam a recarga do LF e pode-se perguntar qual o efeito que se teria neste LF caso as florestas nativas estivessem em locais com solos profundos da BH.

Estas e outras complexas funções físicas existentes nas BH podem ser verificadas por meio de estudos de campo, como por exemplo, pela metodologia das bacias pareadas. Entretanto, esses estudos demandam um grande período de tempo para a implantação da cobertura de solo de interesse e também para a estabilização das respostas hidrológicas destas bacias. Como alternativa aos estudos de campo há a utilização da modelagem hidrológica distribuída, que, nos modelos mais complexos, permitem o estudo de vários cenários de uso do solo com relação a: infiltração; evapotranspiração; umidade do solo; e recarga do LF.

1.1 Hipóteses

Com base no exposto acima se formularam-se as seguintes hipóteses:

H0 = a posição da floresta em relação aos locais com solos rasos influencia a produção de água;

H1 = a posição da floresta em relação aos locais com solos rasos não influencia a produção de água;

1.2 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é o de avaliar as alterações na produção de água ocasionadas pela posição das áreas com cobertura florestal em relação às de solos rasos em uma bacia hidrográfica.

Os objetivos específicos deste trabalho são:

- Elaborar uma metodologia de obtenção dos dados de entrada, necessários ao modelo hidrológico compatível com a análise pretendida;
- Avaliar o efeito dos cenários propostos em relação a: escoamento total anual; escoamento de base anual; recessão dos hidrogramas; vazões mínimas; altura do LF; e umidade do solo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Geração do escoamento

O escoamento de um curso d'água pode ser gerado por três vias: (1) escoamento superficial; (2) escoamento sub-superficial; e, (3) escoamento de base. Estas vias ou componentes da vazão dos cursos d'água são chamadas de caminhos da água, vias hidrológicas ou processos hidrológicos próximos da superfície e são geradas pela interação água-solo (DUNNE, 1978).

O escoamento superficial também é conhecido como: enxurrada; escoamento superficial; deflúvio superficial; e escoamento rápido. Este componente do deflúvio do curso d'água é responsável pela elevação das vazões em um pequeno espaço de tempo (SILVEIRA, 1993).

A formação deste escoamento é investigada em diversos trabalhos, sendo que o primeiro deles considera que é necessário que a intensidade da chuva exceda a taxa de infiltração básica do solo, gerando assim um excesso de água que começa a escorrer sobre a superfície do solo (HORTON; 1933). Entretanto, como o escoamento superficial ocorre em situações diferentes da anterior. Nas bacias hidrográficas há áreas de solo que naturalmente se encontram saturadas ou que tendem à saturação rapidamente, após o início do evento de precipitação. São elas (ZAKIA *et al.*, 2006): (a) zonas saturadas que margeiam os cursos d'água e suas cabeceiras; (b) depressões do terreno para as quais convergem as linhas de fluxo (bacias de ordem zero ou de canais efêmeros); e, (c) áreas de solos rasos, com baixa capacidade de infiltração e armazenamento como, por exemplo, os Neossolos Litólicos e alguns tipos de Cambissolos e Neossolos Regolíticos relativamente rasos. Tais áreas são denominadas por Lima; Zakia (2000) e Zakia *et al.* (2006) como zonas ripárias, e o escoamento superficial provindo delas é chamada de escoamento superficial de áreas saturadas. Hewlett; Hibbert (1967) analisando o caráter de expansão e contração que essas áreas têm ao longo dos eventos de precipitação, denominaram-nas como “áreas variáveis de afluência”. Essa área de contribuição é variável, pois depende da quantidade de chuva e da umidade do solo antes do evento de precipitação (CHORLEY, 1978). Agnews *et al.* (2006) estudando

a sensibilidade dessas áreas em relação ao transporte de contaminantes por meio da enxurrada denominaram-nas como “áreas hidrologicamente sensíveis”.

O escoamento sub-superficial, também conhecido como interfluxo (MORTATTI; PROBST, 1998), ocorre quando há uma transição na condutividade hidráulica no perfil de solo, sendo menor este parâmetro numa posição abaixo da camada superficial e, com isso, acumula água na sub-superfície, passando a escoar no sentido da declividade do terreno. O decréscimo na condutividade hidráulica saturada em sub-superfície, também chamada de anisotropia do solo, ocorre geralmente em solos com horizontes menos permeáveis à água (camadas de impedimento) como os Plintossolos, Argissolos, Planossolos ou mesmo outros tipos de solos que apresentam compactação subsuperficial (“pé de grade” ou “pé de arado”) ou com presença de horizontes fragipan e duripan (SILVA, 1999; ELSENBEER, 2001; SILVEIRA, 2001; GBUREK; NEEDELMAN; SRINIVASAN, 2006; MORAES et al., 2006; ZIMMERMANN et al., 2006). Atkinson (1978) observa que há dois tipos de escoamento sub-superficial: o *pipeflow* e o fluxo matricial. O primeiro é caracterizado por um fluxo lateral concentrado em *pipes* (macroporos ou dutos que se assemelham a túneis ou canos, porém de origem natural) e tem um fluxo hidráulico turbulento. A origem desses grandes poros horizontais é atribuída a: túneis de raízes decompostas; ação de animais fossoriais; eluviação de material mineral para horizontes mais profundos do perfil; e por expansão e contração de argilominerais do tipo 2:1. Estes dutos servem de passagem para a água podendo gerar e favorecer a instalação de processos erosivos (OLIVEIRA, 1999). Por sua vez, o fluxo matricial é caracterizado por ter um fluxo disperso laminar bem distribuído no terreno.

O escoamento sub-superficial pode ocorrer também em solos sem anisotropia acentuada, pois, durante um período chuvoso, à medida que a frente de molhamento estende-se em direção às camadas mais profundas do solo, a direção do fluxo da água na camada superficial do solo tende a se desviar na direção da declividade do terreno (WHIPKEY; KIRKBY, 1978; DUNNE, 1978; LIMA, 2001).

Durante o escoamento sub-superficial pode ocorrer o afloramento da camada de impedimento fazendo com que o interfluxo aflore, tornando-se, assim, escoamento superficial através de fluxo de retorno (DUNNE, 1978; ELSENBEER; VERTESSY, 2000). Estas áreas onde ocorre o fluxo de retorno também farão parte da área de contribuição variável (WHIPKEY; KIRKBY, 1978).

O escoamento ou fluxo de base é a porção do escoamento cuja origem provém do LF, também chamado de aquífero não confinado ou livre. Essa contribuição é de extrema importância, pois, é ela que alimenta o ribeirão durante os períodos sem chuva. Este componente está apresentado em detalhes no item 2.3.1.

2.2 Resposta hidrológica da bacia hidrográfica aos eventos de chuva

O resultado da interação de todos os componentes do ciclo hidrológico com a chuva na BH é integrado no hidrograma (TUCCI, 2009a). Após o início da chuva existe um intervalo de tempo até que a vazão do curso d'água comece a aumentar (Figura 1 – Ponto A), devido às perdas iniciais por interceptação vegetal e depressões do solo, além do próprio retardamento da resposta da bacia devido ao tempo de deslocamento da água. Até o pico de vazão (Ponto B) a elevação, geralmente, apresenta um gradiente maior que a segunda parte do hidrograma, conhecido como recessão, onde se pode observar um ponto de inflexão (Ponto C). Este ponto caracteriza o fim do escoamento superficial e a continuação apenas do escoamento subterrâneo, sendo que este é mais lento e apresenta retardamento, pois o escoamento se dá através do solo na zona saturada, ou LF. No mesmo instante em que ocorre o pico de vazão, ocorre o menor valor de contribuição do escoamento subterrâneo (Ponto D). Isto se deve ao fato de que o nível da água no curso d'água está mais elevado do que o nível do LF.

Figura 1 - Representação de um hidrograma

A forma do hidrograma depende de vários fatores, sendo os mais importantes (TUCCI, 2009a): relevo; uso e cobertura do solo; modificações artificiais no curso d'água; distribuição, duração e intensidade da chuva; e solo. Destes, o que tem maior variação ao longo do tempo, inclusive pela ação antrópica, é o uso e cobertura do solo. O estudo de cenários deste fator pode ser feito por meio de métodos concentrados de estimativa do hidrograma descritos em livros de Hidrologia (PINTO *et al.*, 1976; VILLELLA; MATTOS, 1976; MAIDMENT, 1993; TUCCI, 2009a). Entretanto, a interação entre cobertura, tipo de solo e posição do relevo somente pode ser calculada utilizando modelos hidrológicos distribuídos.

Em relação à recessão do hidrograma há diversos trabalhos voltados ao seu estudo, com a finalidade de separar analiticamente o escoamento superficial do subterrâneo (TALLAKSEN, 1995). Entretanto, apresentam ainda muita variabilidade nas estimativas (PRICE, 2011), sendo que as melhores estimativas são encontradas em equações regionalizadas (ZHU; DAY, 2005; BLOOMFIELD *et al.*, 2009).

2.3 Produção de água

O aumento da produção de água de uma BH é tratado pela literatura como o aumento no escoamento anual ou no escoamento de base desta.

2.3.1 Escoamento total e escoamento de base

O escoamento total é a somatória dos escoamentos que contribuem para o curso d'água (ver descrição no item anterior). Com relação a este escoamento, a relação existente com a cobertura florestal é a de que quando há redução nesta cobertura, ocorre um aumento do escoamento anual e, quando uma floresta está iniciando seu desenvolvimento em uma área há a diminuição desta mesma produção (HIBBERT, 1967; BOSCH; HEWLETT, 1982), pois, ao contrário da percepção do público leigo ao serem comparadas com culturas anuais, as florestas, em geral, apresentam maior transpiração (CALDER; 1998, 1999 e 2000), por terem maior rugosidade aerodinâmica e maior profundidade do sistema radicular, com exceção das florestas nubladas e das florestas muito antigas. Nas florestas nubladas ocorre a captação de gotículas de água que se acumulam na copa da floresta, respingando no solo e contribuindo dessa forma para aumentar a precipitação sobre a superfície (BRUIJNZEEL, 2004). Se essas florestas forem cortadas, haverá uma redução do deflúvio anual, uma vez que haverá também menor interação entre dossel florestal e a neblina (BRUIJNZEEL, 1986). Nas áreas de florestas muito antigas ocorre que a taxa de infiltração está maximizada e a transpiração está num patamar mais baixo do que em florestas em outros estágios (LEE, 1970; LANGFORD, 1976; LIMA, 1996 e 2008).

Em geral, o aumento do escoamento total pode ser obtido pela: redução na cobertura florestal de uma bacia hidrográfica em no mínimo 20% (STEDNICK, 1996); ou, manutenção de coberturas florestais em estágio clímax (LEE, 1970; LIMA, 2008; SALEMI *et al.*, 2012), ou seja, uma cobertura que tenha evapotranspiração baixa, em áreas de solos permeáveis e profundos, pois, com isso, ocorrerá uma maior infiltração de água e um menor consumo de água durante os períodos de estiagem (LEE, 1970; LIMA, 2008).

Com isso as bacias com uso predominante de florestas, em geral, apresentam menor escoamento superficial e maior escoamento subterrâneo do que se estiverem com uso predominante de vegetação de baixo porte (BOSCH; HEWLETT, 1982).

O termo escoamento de base (*baseflow*) é, na literatura, confundido com o termo vazão mínima (*low flow*), pois eles têm diferentes definições que, às vezes, são usadas indiscriminadamente (PRICE, 2011). Entretanto, neste trabalho, os distinguiremos como sendo:

- Vazão mínima: é a especificação da vazão na época seca com o auxílio de curvas de permanência ou outro parâmetro estatístico (SMAKHTIN, 2001);
- Escoamento de base: é o escoamento alimentado pelo armazenamento, entre eventos de chuva ou derretimento de neve, da água: no LF; nas camadas superficiais do solo; nas depressões do solo; e armazenada na zona ripária (WARD; ROBINSON, 1990; BRUTSAERT, 2005).

O escoamento de base é naturalmente influenciado por vários fatores (CALDER; 2002; BRUTSAERT, 2005): características fisiográficas da bacia hidrográfica; distribuição do armazenamento de água na calha dos rios e no LF; evapotranspiração nas encostas dos cursos d'água e ao longo da bacia; geomorfologia da paisagem e da rede de drenagem; e configuração e natureza da zona ripária e da camada superficial dos solos.

O início de seu estudo está associado ao início do componente subterrâneo do ciclo hidrológico, sendo que desde os primeiros trabalhos foi observada a relação entre o nível do LF e o escoamento de base resultante (FAIR; HATCH, 1933; THEIS, 1935; HURSH, 1936; BARNES, 1940; JACOB, 1943 e 1944) e hoje são encontrados trabalhos com a descrição detalhada desta e de outras interações (CAICEDO, 2009). Entretanto, a relação entre escoamento de base x LF x topografia da subsuperfície ainda precisa ser melhor estudado (PRICE, 2011).

Para a quantificação do escoamento de base não há nenhum método padrão, mas, uma grande quantidade deles, que podem ser agrupados nas seguintes categorias (PRICE, 2011): especificação do índice de escoamento de base (BFI), que é a proporção entre escoamento de base e o escoamento total da bacia;

estatísticas de recessão do escoamento de base; e equações baseadas nas características fisiográficas e edafoclimáticas da bacia.

Em relação à identificação da origem do escoamento de base e do tempo necessário para este sair da origem e passar pelo exutório da bacia, encontram-se na literatura diversos métodos que utilizam: marcadores de isótopos radioativos estáveis (GONFIANTIN *et al.*, 1998); marcadores químicos não encontrados naturalmente na bacia (GBUREK; FOLMAR, 1999; LINDGREN *et al.*, 2004; WANG *et al.*, 2009); solutos geoquímicos provenientes do intemperismo do solo da bacia (VELBEL, 1985; TETZLAFF *et al.*, 2007); e proporção de solutos originados nas diferentes geologias da bacia (CHRISTOPHERSEN *et al.*, 1990; GENEREAUX *et al.*, 1993).

Ao avaliar o efeito da implantação/manutenção de florestas nos valores de escoamento anual e de base, há trabalhos em que estes valores aumentaram (BRUIJNZEEL, 1990; ROBINSON *et al.*, 1997) e em outros estes valores reduziram (BOSCH, 1979; Van LILL *et al.*, 1980; SCOTT; LESCH, 1997; SCOTT; SMITH, 1997). Essa variação de resultados existe também em trabalhos que avaliam a implantação/manutenção da cobertura nativa na zona ripária, embora seja evidente que esta vegetação também interfira no escoamento (SALEMI *et al.*, 2012).

Como por definição o escoamento de base é abastecido pelo lençol freático (LF) a recarga deste é tida como fator diretamente relacionado ao aumento do primeiro. Em relação a isto, o aumento da infiltração da água no solo e por consequência a recarga do LF e o aumento das vazões na época de seca (BRANDÃO *et al.*, 2006) é necessária ou a alteração do uso e cobertura do solo, ou a melhoria das praticas conservacionistas, em toda a bacia ou em locais de solos com alta macroporosidade, pois, os macroporos são caminhos preferenciais que facilitam a infiltração e a recarga do LF (CHENG *et al.*, 2002; BEST *et al.*, 2003).

A relação existente entre os solos florestais, sua macroporosidade e a interação com o ciclo hidrológico vêm sendo estudada desde o trabalho de Schumacher (1864) e mesmo com vários trabalhos realizados, entre eles: Hursh (1944); Sopper; Lull (1967); Hewlett; Nutter (1969); Brown (1980); Lee (1980); Swank; Crossley (1988); Black (1996); Brooks *et al.* (1991); Ward; Elliot (1995); Chang (2003); Ward; Trimble (2004); Stednick (2008); e Neary *et al.* (2009), devido à dificuldade no mapeamento, monitoramento e modelagem desta característica dos

solos, ainda continuará sendo uma área de desenvolvimento científico (SIDLE *et al.*, 1995).

A cobertura da superfície interfere na interface ar-solo alterando a infiltração. Em áreas urbanizadas as taxas de infiltração são menores que nas áreas agrícolas, por terem altas percentagens de impermeabilização da superfície do solo, o que limita a capacidade de infiltração. Além disso, nas áreas agrícolas há uma maior presença de sistemas radiculares que criam caminhos preferenciais, favorecendo o movimento da água (PRUSKI *et al.*, 1997). Dentro das áreas agrícolas há ainda uma diferenciação muito grande na infiltração da água no solo entre áreas cultivadas e áreas com cobertura florestal nativa, sendo que as áreas com cobertura nativa podem ter condutividade hidráulica saturada 300% maior do que em áreas cultivadas (SILVA; KATO, 1997).

O tipo de preparo e manejo do solo interfere nas suas propriedades e nas condições da sua superfície. Quando se prepara o solo, geralmente, a capacidade de infiltração tende a aumentar como, por exemplo, com a prática de plantio direto podem ocorrer taxas de infiltração 32% superiores do que no preparo convencional (CECÍLIO *et al.*, 2003). No entanto, se as condições de preparo e manejo forem inadequadas (remoção da cobertura vegetal, tráfego intenso de máquinas etc.) pode ocorrer a diminuição desta (PRUSKI *et al.*, 1997).

Por meio da implantação de um sistema práticas conservacionistas em uma propriedade rural, Noorduijn *et al.* (2010) observaram a elevação do LF mas, não conseguiram analisar nenhuma alteração nas características das hidrógrafas da BH na qual a propriedade estava inserida.

Em relação ao comportamento hidrológico do solo, no qual a macroporosidade é uma das características mais consideradas, o *Soil Conservation Service* (SCS) elaborou uma classificação (USDA-SCS, 2009) que foi adaptada para os solos brasileiros (LOMBARDI NETO *et al.*, 1989). Segundo esta classificação adaptada, dentre os solos com menor taxa de infiltração e maior potencial de escoamento superficial estão os solos rasos, que, em geral estão localizados próximos aos cursos d'água e em locais declivosos (EMBRAPA, 2006).

Mesmo com a dependência de vários fatores no aumento do escoamento total e de base em bacias hidrográficas e, ainda, as variações nos resultados de implantação/manutenção de florestas, muitos países promovem-na ao longo dos cursos d'água, lagos, barragens, zonas de recarga de aquíferos e em locais

declivosos, por meio de pagamento por serviços ambientais (PSA) (DePHILIP, 2003; DUDLEY; STOLTON, 2003; EXTREMA, 2008; ZOLIN *et al.*, 2011). Esta proteção é necessária devido ao conflito de interesse com os proprietários das terras e comunidades locais, pois, muitas vezes, os locais escolhidos para proteção das florestas tem outra aptidão agrícola, urbanística, ou sociocultural.

No entanto, para novos projetos de PSA há a necessidade de se otimizar as áreas a serem protegidas, pois além de evitar altos custos, evitam-se alterações radicais no uso e cobertura com impactos imprevisíveis nas bacias hidrográficas (WUNDER; ALBAN, 2008). Entretanto, para realizar esta otimização é necessária a quantificação dos efeitos benéficos da conservação/manutenção de florestas, as quais têm apresentado maiores resultados quanto à conservação do solo e diminuição na produção de sedimentos (QUINTERO *et al.*, 2009) do que no aumento do escoamento total e de base (Van der WEERT, 1994; QUINTERO, 2009).

2.3.2 Vazão mínima

A vazão mínima é usada em estudos e projetos que envolvem qualidade da água e manejo de habitats aquáticos, como, por exemplo, a determinação da concentração máxima de um contaminante ou determinação de parâmetros bioquímicos máximos para um curso d'água (PRICE, 2011). Para isso, vem sendo utilizado o termo vazão ambiental, ou seja, a vazão requerida para sustentar as condições do habitat para um determinado organismo (O'KEEFE, 2009; POFF *et al.*, 2010).

Para estimar a vazão mínima existem alguns métodos estatísticos, sendo que um dos mais comumente utilizados (US-EPA, 1997), inclusive no Brasil (CRUZ, 2001; SILVA *et al.*, 2006; MOREIRA *et al.*, 2010), é a vazão mínima de sete dias consecutivos para o tempo de retorno de 10 anos ($Q_{7,10}$). Como este método necessita de uma quantidade suficiente de dados para permitir o cálculo deste tempo de retorno, a sua utilização é restrita aos locais com séries históricas de vazão suficiente. Em substituição a este método há outro similar que não precisa de uma série histórica de vazão tão extensa, que é a vazão mínima de sete dias consecutivos para o tempo de retorno de dois anos ($Q_{7,2}$) (OUARDA *et al.*, 2008; PRICE *et al.*, 2011).

Outro método utilizado para estimá-la é o de determinar a probabilidade de ocorrência das vazões, ou seja, da curva de permanência, obtendo assim, por exemplo, a vazão que ocorre em 95% do tempo (Q_{95}) (PATEL, 2007).

O regime de vazão de uma BH é descrito pela magnitude, frequência, duração e taxa de mudança da vazão de um curso d'água nesta BH (BROWN *et al.*, 2005). Assim como o escoamento total anual, o escoamento de base é uma característica importante para compreender o efeito da alteração da vegetação numa BH (BROWN *et al.*, 2005). Esta característica pode ser obtida pela obtenção da Curva de Permanência da Vazão (CPV), que fornece dados gráficos e estatísticos da variabilidade da vazão (BURT; SWANK, 1992; BEST *et al.*, 2003; BROWN *et al.*, 2006).

A forma da CPV é determinada pelas seguintes características da BH: padrão da chuva; tamanho e características fisiográficas; uso e cobertura do solo; e usos e intervenções nos recursos hídricos (SMAKHTIN, 1999).

As CPVs podem ser construídas usando dados de vazão de múltiplas escalas temporais, entretanto, comparações entre elas devem ser feitas utilizando dados diários ou com maior frequência e utilizar anos com total de chuva similar, para evitar variações devido ao clima (BURT; SWANK, 1992). Além disso, para avaliar os efeitos ocasionados pela mudança da cobertura da BH, deve-se obter da CPV valores de vazão com permanência entre 70% e 99% (SMAKHTIN, 2001).

Brown *et al.* (2005) apresentam uma revisão de trabalhos que analisam o efeito em CPV ocasionados pela mudança do uso e cobertura do solo em BH pareadas e, dentre os trabalhos revisados, são encontradas alterações entre 100% e 30% nos valores de vazão estimados pela CPV após reflorestamentos de 67% e 100% das BH, respectivamente (HICKEL, 2001; McLEAN, 2001).

2.4 Localização da cobertura florestal

Em grande escala, as florestas promovem diversos serviços ambientais, dentre eles há os relacionados a: regulação hidrológica; biodiversidade; proteção do solo; proteção de ecossistemas frágeis; fornecimento de produtos florestais (fibra, combustível etc.); sequestro de carbono; e valores socioculturais (SHVIDENKO *et al.*, 2005).

Especificamente com relação às funções hidrológicas, pode-se atribuir: aumento da chuva e diminuição da evaporação; regulação do escoamento total e redistribuição do escoamento superficial e subterrâneo; redução da amplitude sazonal das vazões dos cursos d'água; aumento no escoamento total anual; proteção do solo contra processos erosivos e escorregamentos de encostas em áreas declivosas; prevenção e mitigação das consequências das inundações; manutenção da qualidade da água; proteção do leito dos rios; e prevenção da sedimentação em barragens (PROTOPOPOV, 1975 e 1979 apud SHVIDENKO *et al.*, 2005; RAKHMANOV, 1984 apud SHVIDENKO *et al.*, 2005; RUBTSOV, 1990 apud SHVIDENKO *et al.*, 2005; PIELKE *et al.*, 1998; BRUIJNZEEL, 2004).

No entanto, estas funções variam conforme a área e distribuição das florestas nas bacias hidrográficas (SHVIDENKO *et al.*, 2005) e também em função do bioma (HAMILTON; KING, 1983).

O estudo do planejamento da posição da cobertura florestal na bacia hidrográfica, aplicado ao aumento da qualidade e da quantidade de água, no entanto, é pouco abordado na literatura (LORZ *et al.*, 2007). Os autores afirmam, ainda, que reflorestamentos realizados de forma planejada para a finalidade de aumentar a qualidade da água são raros, sendo, geralmente, utilizando aspectos econômicos como o reflorestamento em solos rasos (menor valor e menor efeito na produção agrícola da região).

O efeito de áreas florestadas versus áreas não florestadas no ciclo hidrológico, como o menor volume de escoamento superficial, diminuição das vazões máximas e aumento do tempo de concentração, é largamente aceito (LEE, 1980; LEWIS *et al.*, 2001; CHANG, 2003). Entretanto, alguns trabalhos mostram que o efeito de redução das vazões máximas pelas áreas florestadas na Europa é menor do que o imaginado (ROBINSON *et al.*, 2003; LWF, 2004 apud LORZ *et al.*, 2007). A combinação das condições edafoclimáticas com a espacialização da cobertura florestal está entre os fatores que contribuem para este efeito, pois, geralmente, as áreas florestais estão localizadas em encostas íngremes e em locais com solos rasos e/ou pedregosos (LORZ *et al.*, 2007).

Uma suposição geral em Hidrologia (PERELMAN, 1972; ANDERSON; BURT, 1980; LITAOR, 1992; BLACK, 1996; SOMMER, 2002 apud LORZ *et al.*, 2007) é a de que a magnitude e a direção dos escoamentos são resultados da passagem da água, desde o divisor de águas até o curso d'água, pela cobertura

existente na BH. Como as áreas florestadas são vistas como unidades que interagem com a água, então, a localização geográfica desta cobertura tem grande contribuição para a função das florestas nas BH.

O efeito da localização da cobertura florestal nas variáveis hidrológicas têm seu primeiro relato associado ao rebaixamento do LF (GLINKA, 1931 *apud* WILDE *et al.*, 1953). Segundo o autor, em 1868, monges trapistas utilizaram o plantio de Eucalipto para rebaixar o LF em 1,07m e, com isso, diminuir a população de mosquitos transmissores de malária em uma região próxima a Roma. Experiências similares são relatadas em Wilde *et al.* (1931). Os autores afirmam ainda que em BH que não possuem relevo plano, o efeito da remoção de áreas florestais em porções específicas, não traz um comportamento homogêneo na altura do LF.

Em contraste aos trabalhos que relacionam a implantação de florestas com o rebaixamento do LF está o trabalho de Peck e Williamson (1987), no qual, em bacias hidrográficas com alta precipitação, a presença de cobertura florestal proporcionou a elevação do LF.

Quanto à quantidade de água, desmatamentos realizados na parte alta da BH podem provocar menores impactos na produção de água do que se realizados na parte baixa da bacia, pois, geralmente, na parte alta das BH os solos possuem alta capacidade de retenção (CHANG, 2003). Existem trabalhos que relacionam a produção de água em BH com a presença de coberturas florestais nas zonas ripárias (SALEMI *et al.*, 2012). Entretanto, não são encontrados trabalhos desta natureza para outras posições da cobertura florestal na BH.

Com relação à qualidade de água, vários estudos vêm sendo conduzidos abordando a presença da floresta nas zonas ripárias, demonstrando os efeitos na produção de sedimentos e no aporte destes aos cursos d'água (SPAROVEK *et al.*, 2002; CHANG, 2003), e também na redução de sulfatos e nitratos (BURNS, 1998; FITZHUGH *et al.*, 1999; HILL *et al.*, 2000; LIMA; ZAKIA, 2006; MEIBNER *et al.*, 2006 *apud* LORZ *et al.*, 2007; LIMA, 2008).

Dentre as principais questões atuais envolvendo o efeito da localização da cobertura florestal na qualidade e na quantidade da água estão (LORZ, 2007): definição das propriedades florestais que podem ser usadas para manipulá-las; e, definição da melhor localização ou distribuição espacial das florestas em BH que maximize os benefícios nelas.

2.5 Modelagem hidrológica

Modelo é a representação de algum objeto ou sistema com o objetivo de entendê-lo e buscar respostas para diferentes entradas (TUCCI, 2005). A simulação hidrológica é limitada pela heterogeneidade física da bacia e dos processos envolvidos, o que tem propiciado o desenvolvimento de um grande número de modelos que se diferenciam em função dos dados utilizados, discretização das prioridades da representação dos processos e dos objetivos a serem alcançados. A quantidade e a qualidade dos dados hidrológicos, além da dificuldade de formular matematicamente alguns processos e a simplificação do comportamento espacial de variáveis e fenômenos são as limitações básicas dos modelos hidrológicos (TUCCI, 2005).

Avanços importantes vêm sendo obtidos nas últimas décadas no desenvolvimento de modelos hidrológicos em escala de BH para aplicações práticas e suporte a decisões (BRUTSAERT, 2005). Entre as características dos modelos mais avançados está a de incorporar a distribuição espacial de várias informações e condições de contorno, como topografia, vegetação, uso da terra, características do solo, chuva e evaporação, e produzir resultados detalhados como umidade do solo, fluxos subterrâneos e de superfície, distribuição vertical da água no solo, dentre outras (TROCH *et al.*, 2003a). Entretanto, mesmo com estes avanços, o uso destes modelos depende da qualidade dos parâmetros do modelo e de sua calibração (BROOKS *et al.*, 2007).

Um dos tipos de modelos hidrológicos é o baseado em processos físicos, ou seja, baseia-se na solução de equações de mecânica de fluídos com condições limites apropriadas (ABBOTT; REFSGAARD, 1996). Uma de suas vantagens é a de poder ser usado para reduzir a quantidade de parâmetros do modelo (LOAGUE; Van Der KWAAK, 2004), o que é muito útil no caso de modelos que são distribuídos (BEVEN, 1993).

Os modelos baseados em processos físicos podem ser divididos em três categorias (BITTELLI *et al.*, 2010): com simplificação do espaço; com simplificação do domínio; e os que substituem equações físicas com modelos semi-empíricos.

Na primeira categoria estão os modelos hidrológicos distribuídos que, por considerarem a variação espacial das características da bacia, são adequados para

a simulação das relações físicas complexas de BH (JAYAKRISHNAN *et al.*, 2005). Alguns exemplos de modelos hidrológicos distribuídos baseados em processos físicos são: *Variable Infiltration Capacity* (VIC-2L) (LIANG *et al.*, 1994); *Large Area Runoff Simulation Model* (LARSIM) (BREMICKER, 1998 apud Collischonn, 2001); Modelo de Grandes Bacias (MGB) (COLLISCHONN, 2001); *European Hydrological System* (SHE) (BATHURST *et al.*, 1995); e CRITERIA3D (BITTELLI *et al.*, 2010).

Na segunda categoria estão os modelos que descrevem uma parte específica do ciclo hidrológico, como, por exemplo: (i) o escoamento subterrâneo (com ou sem zona não saturada): CODESA3D (GAMBOLATI *et al.*, 1999); SUTRA (VOSS; PROVOST, 2002); MODFLOW (HARBAUGH *et al.*, 2000); (ii) escoamento na superfície do solo e na calha do curso d'água: Gottardi; Venutelli (1993); e DiGiammarco (1996); e (iii) Hidrologia de encosta: *Hillslope-storage Boussinesq* (HSB) (TROCH *et al.*, 2003b).

Na terceira categoria estão modelos que incluem muitos processos atualmente considerados relevantes para o balanço hídrico, erosão do solo e transporte de contaminantes, mas, as equações físicas utilizadas são simplificadas e foram desenvolvidos e validados para limites específicos. Desta categoria são exemplos: TOPMODEL (BEVEN *et al.*, 1995); *Generalized Loading Function* (GWLF) (HAITH; SHOEMAKER, 1987); THALES (GRAYSON *et al.*, 1992), *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) (ARNOLD *et al.*, 1998); *Water Erosion Prediction Project* (WEPP) (FLANAGAN *et al.*, 1995); e *Soil Moisture Distribution Routing* (SMDR) (GERARD-MARCHANT *et al.*, 2006).

A escolha do modelo está muitas vezes associada à disponibilidade de dados, mas, ao mesmo tempo, o planejamento para aquisição de dados está cada vez mais relacionado à estrutura do modelo escolhido. Com isso, deve-se fazer uma análise crítica entre os modelos mais simplificados e mais complexos em relação aos dados necessários e aos resultados obtidos, na qual, simulações mais detalhadas tenderão aos modelos distribuídos e baseados em processos físicos (CHEN *et al.*, 1994; Van Der KWAAK; LOAGUE, 2001; LOAGUE; Van Der KWAAK, 2004).

Com o surgimento de computadores pessoais com alta capacidade de processamento e baratos, vem ocorrendo a implantação (DOWNER; OGDEN, 2004b), em modelos hidrológicos distribuídos, de algoritmos da Equação de Richards (ER) (RICHARDS, 1931), permitindo, com isso, a simulação e o

entendimento de funções físicas complexas (JAYAKRISHNAN *et al.*, 2005): umidade no perfil do solo; infiltração; excesso de infiltração; evapotranspiração e a recarga do LF. Alguns exemplos de modelos com estas características são: Abbott *et al.*, (1986); Dawes; Hatton, (1993); Refsgaard; Storm, (1995); Van DAM; Feddes, (2000); Downer; Ogden, (2004b).

Modelos hidrológicos distribuídos com a ER foram utilizados com sucesso para a modelagem do nível do LF (ALBERTO; KIANG, 2003; RANZINI, *et al.*, 2004) e também para a modelagem hidrológica do escoamento subterrâneo (DOWNER; OGDEN, 2004a).

O modelo *Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis Model* (GSSHA) (DOWNER, 2002) além de conter características da primeira e da terceira categorias, pois, além de ser baseado em processos físicos e ser distribuídos, pode simular diversos processos com equações semi-empíricas, conta ainda com a utilização da ER em seu processo de cálculo, embora seja resolvida em apenas uma dimensão, ao contrário do modelo CRITERIA3D.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Material

3.1.1 Área de estudo

3.1.1.1 Localização geográfica

A Bacia Hidrográfica do Ribeirão dos Marins está localizada à margem esquerda do rio Piracicaba, no município de Piracicaba, Estado de São Paulo, Brasil (Figura 2), possuindo uma área total de 59 Km².

Figura 2 - Localização geográfica da bacia hidrográfica do ribeirão dos Marins

Na região central desta bacia está localizado o posto fluviométrico utilizado neste trabalho (Figura 3). Como o modelo hidrológico foi calibrado com os dados fluviométricos deste posto, representando assim a integração das características físicas a montante dele, todas as análises foram realizadas para a porção a montante dele (BHRM).

Figura 3 - Localização do posto fluviométrico utilizado e delimitação da bacia hidrográfica à montante dele

3.1.1.2 Clima

O clima da região, segundo a classificação de Koeppen, é do tipo mesotérmico, Cwa, isto é, clima tropical de altitude, com chuvas no verão e seco no inverno (chuvas não atingem 30 mm), com a temperatura média do mês mais quente igual 25°, a do mês mais frio de 17°C e a chuva média anual é de 1.328 mm (MIRANDA, 2011).

3.1.1.3 Geologia e geomorfologia

A BHRM apresenta as seguintes formações geológicas predominantes (TERAMOTO, 2001): Piramboia e Corumbataí. A formação Piramboia é caracterizada por depósitos aluviais, incluindo caracterizados por arenitos finos a médios, siltsos e argilosos. A formação Corumbataí é caracterizada por depósitos

marinhos com estratificação plano paralela, predominando siltitos, folhelhos, arenitos finos em parte concrecionados por calcário e sílex.

A área apresenta relevo suavemente ondulado no topo. A partir daí, em direção ao ribeirão dos Marins, o relevo torna-se ondulado a fortemente ondulado. As colinas são estreitas formando esporões com lançantes longos, quase paralelos entre si, orientados no sentido do topo para o ribeirão. A declividade nessas colinas está em torno de 5% a 10% e o comprimento de rampa variando entre 500m a 1000m (TERAMOTO *et al.*, 2001).

3.1.1.4 Pedologia

Os tipos de solo mapeados na escala 1:20.000 na BHRM foram (RANIERI, 1996): Cambissolos Háplicos (CX); Neossolos Litólicos (RL); Latossolos Vermelhos (LV); e, Argissolos Vermelhos (PV). Na Figura 4 está apresentada a distribuição espacial destes na BHRM e suas respectivas áreas estão apresentadas na Tabela 1. Eles foram separados em solos profundos (LV e PV) e rasos (CX e RL).

Tabela 1 - Tipos de solo e suas respectivas áreas de cobertura na área de estudo

Tipo de Solo	Área (ha)	Área (% da BHRM)
CX1+RL3+PV1	513,12	23,4%
CX2	82,16	3,7%
LV1	44,64	2,0%
RL1	160,24	7,3%
RL2	12,48	0,6%
RL3	408,88	18,6%
PV2	208,84	9,5%
PV3	23,36	1,1%
PV4	499,12	22,7%
PV5	239,04	10,9%
PV6	2,92	0,1%
Total	2.194,80	100,0%

Em função do material de origem, os solos apresentam, geralmente, textura média. A maioria dos PV possui textura arenosa/média e no perfil verifica-se a

presença de maiores teores de argila, o que pode acarretar dificuldades na determinação da infiltração de água no solo, em decorrência da permeabilidade diferenciada entre camadas. Os RL possuem textura argilosa com a presença de sílex de forma quase contínua. Essa característica interfere na percolação da água e, associada a sua localização nas maiores declividades, propicia uma maior tendência de formação de escoamento superficial (RANIERI, 1996; TERAMOTO, 2001).

Figura 4 - Mapa pedológico da área de estudo

Observação: CX: Cambissolo Háplico; RL: Neossolo Litólico; RV: Argissolo Vermelho; LV: Latossolo Vermelho.

3.1.1.5 Uso e cobertura do solo

De modo a caracterizar o Uso e Cobertura do Solo da BHRM no período de coleta dos dados fluviométricos, pluviométricos e meteorológicos, utilizou-se o mapa

apresentado em Moro (2005), realizado com fotografias aéreas do ano 2000 (Figura 5). Na Tabela 2 estão apresentadas as áreas do uso do solo na BHRM.

Figura 5 - Mapa de uso do solo da área de estudo no ano 2000

Fonte: Moro (2005).

Tabela 2 - Uso do Solo e suas respectivas áreas de cobertura na área de estudo

Uso e Cobertura do Solo	Área (ha)	Área (% da BHRM)
Vegetação nativa	209,04	9,5%
Pastagem	626,92	28,6%
Cana-de-açúcar	1.358,84	61,9%
Total	2.194,80	100,0%

Fonte: Moro (2005).

Em 1962, as pastagens representavam 42,4 % da área de toda a bacia, enquanto a cana-de-açúcar recobria 34,2 %, seguida pelos fragmentos florestais (6,9 %) e floresta plantada (8 %). Em 1995, a área ocupada pelas pastagens passou a representar 41,5 %, a cana-de-açúcar 35,8 %, seguida de 10,5 % de fragmentos

florestais e 2,2 % de floresta plantada. E em 2000, a área ocupada por pastagens representava 38 %, a cana-de-açúcar 34,6 %, seguida de 11,4 % de fragmentos florestais e 3,3 % de floresta plantada. A classe fragmentos florestais aumentou em todo o período de 1962 a 2000, sendo que de 1962 a 1995, com o aumento da área desta classe e redução de 267 para 245 no número de fragmentos, ocorreu a formação de fragmentos maiores, enquanto que de 1995 a 2000 ocorreu um processo de fragmentação da classe, com um aumento significativo no número de fragmentos (CASAGRANDE, 2005).

Toledo (2001) também constatou uma redução nas áreas de pastagens na BH do ribeirão Piracicamirim no período de 1962 a 1995. Esta bacia hidrográfica é vizinha da BHRM, estando a leste desta, compartilhando do mesmo divisor de águas por, aproximadamente, 10 km. No mesmo período, a área destinada a florestas na bacia do ribeirão Piracicamirim passou de 2,2 % em 1962 para 4,3 % em 1995, evidenciando assim o aumento das áreas de fragmentos florestais nesta região.

De modo a analisar a distribuição do Uso e Cobertura do Solo em cada um dos tipos de solos na BHRM, foi elaborada a Tabela 3.

Tabela 3 - Uso do solo em cada tipo de solo na área de estudo

Tipo de Solo	Vegetação nativa		Pastagem		Cana-de-açúcar	
	Área (ha)	Área (%)	Área (ha)	Área (%)	Área (ha)	Área (%)
CX1+RL3+PV1	44,20	21,1%	169,24	27,0%	299,68	22,1%
CX2	0,80	0,4%	14,80	2,4%	66,56	4,9%
LV1	1,48	0,7%	0,04	0,0%	43,12	3,2%
RL1	24,92	11,9%	55,20	8,8%	80,12	5,9%
RL2	1,24	0,6%	7,56	1,2%	3,68	0,3%
RL3	91,80	43,9%	193,12	30,8%	123,96	9,1%
PV2	5,84	2,8%	10,60	1,7%	192,40	14,2%
PV3	5,04	2,4%	5,72	0,9%	12,60	0,9%
PV4	26,36	12,6%	92,36	14,7%	380,40	28,0%
PV5	7,36	3,5%	77,00	12,3%	154,68	11,4%
PV6	0,00	0,0%	1,28	0,2%	1,64	0,1%
Total	209,04	100,0%	626,92	100,0%	1.358,84	100,0%

Com relação ao uso do solo no ano 2000, por tipo de solo, pode-se observar que 78% (162,96ha) da área de vegetação nativa estão localizados nas áreas de

solos rasos (CX e RL) e que nas áreas de solos profundos (LV e PV) o predomínio é do uso por cana-de-açúcar (57,8% = 784,84ha).

3.1.2 Base cartográfica

Utilizaram-se os mapas digitais que fazem parte do banco de dados cartográfico do Laboratório de Geoprocessamento do Departamento de Engenharia de Biosistemas, da Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz" da Universidade de São Paulo (ESALQ/USP). Foram utilizados os seguintes mapas digitais, tendo por base o Datum Córrego Alegre e a projeção Universal Transversa de Mercator (UTM) no fuso 23S:

- Arquivos vetoriais contendo: rede hidrográfica, curvas de nível e pontos cotados na área da Bacia Hidrográfica do Rio Corumbataí (confeccionados com base em cartas planialtimétricas IGC, escala 1:10.000);
- Mapa de solos na escala 1:20.000, com resolução espacial de 20m (RANIERI, 1996);
- Mapa de uso do solo no ano de 2000 na escala 1:30.000, com resolução espacial de 20m (MORO, 2005).

3.1.3 Dados de vazão, chuva e informações meteorológicas

Os postos pluviométricos utilizados (prefixo Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo (DAEE): D4-116 e D4-118), e o posto fluviométrico (prefixo DAEE: 4D-006; nome: Monjolinho) estão localizados no interior da BHRM e podem ser observados na Figura 6, sendo que o posto pluviométrico D4-116 e o posto fluviométrico 4D-006 encontram-se no mesmo local.

Os dados de vazão do posto fluviométrico 4D-006 utilizados para calibração do modelo abrangiam o período de 1/12/1998 a 29/12/2001, com frequência variando de 5 a 60 minutos. Os dados de chuva, por sua vez, abrangiam o período de 2/1/1999 a 29/12/2001, com frequência de 5 minutos. Estes dados foram obtidos em Moretti (2001) e no Centro Tecnológico de Hidráulica (CTH)¹.

¹ Comunicação pessoal: 2010.

As informações meteorológicas utilizadas, tanto para a calibração, quanto para as simulações hidrológicas, abrangiam o período de 1/1/1997 a 31/12/2011, com frequência de 15 minutos e foram obtidas na página eletrônica da Estação Meteorológica Automática do Departamento de Engenharia de Biossistemas da ESALQ/USP. Esta estação está localizada a 11,5km de distância do posto fluviométrico e praticamente na mesma altitude (altitude do posto: 500m; e da estação: 546m).

Figura 6 - Localização dos postos pluviométricos e fluviométrico na área de estudo

3.1.4 Programas

Os programas utilizados no trabalho foram: R-project 2.15.0, Tinn-R 2.3.7.1; SAS 9.3; Microsoft Excel 2010; EasyFit 5.5 (versão de avaliação 30 dias); *Soil Water Retention Curve* (SWRC) 3.0; Sistema de Informação Geográfica (SIG) ArcInfo 9.3; e o SIG *Watershed Modeling System* (WMS) 8.3.4, este último contendo o modelo hidrológico GSSHA 5.71.

3.1.5 Modelo hidrológico GSSHA

3.1.5.1 Histórico

O modelo GSSHA (DOWNER, 2002) é o resultado de uma grande reformulação do modelo *Two-dimension physically-based rainfall-runoff model* (CASC2D) que, por sua vez, foi desenvolvido pelo Professor P.Y. Julien na Universidade do Estado do Colorado (JULIEN *et al.*, 1995).

O modelo GSSHA foi desenvolvido a partir da necessidade de simular, em bacias hidrográficas, outros processos de escoamento além do Hortoniano. Em sua primeira versão, o modelo GSSHA apresentava um acoplamento completo do escoamento superficial e subterrâneo, além do processo de capacidade de transporte de sedimentos. Desde esta versão o modelo foi constantemente aprimorado e atualmente incorpora os seguintes processos: Acoplamento do modelo de infiltração Green-Ampt com redistribuição (GAR) com o escoamento subterrâneo (DOWNER *et al.*, 2002); melhorias no escoamento e amortecimento na calha, incluindo cursos d'água não ortogonais, barragens, bacias de retenção e estruturas hidráulicas (DOWNER *et al.*, 2008b); transporte de contaminantes (JOHNSON; GERALD, 2006); e acoplamento do transporte de contaminantes com o modelo de simulação de nutrientes (NSM) (JOHNSON; GERALD, 2006; DOWNER *et al.*, 2008b).

3.1.5.2 Formulação do modelo

GSSHA é um modelo hidrológico: empírico; determinístico; contínuo; com base física; com parâmetros distribuídos; estruturado em grid; que pode simular a resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica a partir de informações hidro meteorológicas. A bacia hidrográfica é dividida em células que são arranjadas em um grid uniforme. Os processos que ocorrem antes, durante e depois da chuva são calculados para cada célula do grid e depois a resposta de cada célula é integrada para produzir a resposta hidrológica da bacia (DOWNER *et al.*, 2008a).

A sequência geral de eventos chuva-vazão que é simulada segue a seguinte descrição: durante um evento a chuva é espacial e temporalmente distribuída sobre

a bacia hidrográfica; a chuva pode ser interceptada pela vegetação antes de atingir a superfície do terreno; após atingir a superfície do terreno parte da chuva pode infiltrar devido às forças da gravidade e de capilaridade; a parcela da água remanescente irá escoar superficialmente após ocorrer a retenção pela rugosidade do terreno; esta água, geralmente, entra em um curso d'água e é conduzida para a saída (exutório) da bacia hidrográfica; entre eventos de chuva pode ocorrer: variação na umidade do solo, evapotranspiração, e escoamento subterrâneo.

3.1.5.3 Processos simulados

Os processos simulados pelo GSSHA em sua versão estável atual (5.71) estão listados no Apêndice A. Na Tabela 4 estão apresentados os processos simulados neste trabalho e na

Tabela 5 estão apresentados os dados de entrada necessários para simular estes processos.

Tabela 4 - Processos e técnicas de aproximação do modelo hidrológico utilizado

Processos	Técnicas de aproximação
Distribuição da chuva	Ponderação pelo inverso da distância ao quadrado
Interceptação da chuva	Equação empírica com dois parâmetros e variação sazonal
Retenção da água na superfície	Especificação da lâmina retida
Infiltração	ER
Escoamento na superfície	Onda difusa em duas direções com o algoritmo explícito alternando as direções (ADE)
Escoamento e amortecimento na calha	Onda difusa em uma direção com gradiente de declividade explícito
Evapotranspiração	Penman-Monteith
Umidade do solo na zona Vadosa	ER
Escoamento subterrâneo	Trescott-Larson
Interação em escoamento subterrâneo e escoamento na calha	Lei de Darcy
Exfiltração	Lei de Darcy

Tabela 5 - Dados de entrada para os processos simulados
(Fonte: Adaptado de DOWNER *et al.*, 2006).

Processo	Nome	Símbolo	Unidade
Escoamento Superficial	Índice de rugosidade de Manning	n	$\text{s.m}^{-1/3}$
	Índice de rugosidade de Manning por trecho	n	$\text{s.m}^{-1/3}$
Escoamento na calha	Formato e dimensões da calha por trecho	-	-
	Declividade da calha por trecho	S_o	m.m^{-1}
	Condutividade hidráulica saturada do sedimento no fundo da calha do curso d'água	K_{s_river}	cm.h^{-1}
	Espessura do sedimento no fundo da calha do curso d'água	$M_{_river}$	cm
Interceptação	Capacidade de armazenamento	a	mm
	Coeficiente de interceptação	b	-
Retenção	Lâmina retida	d_{ret}	mm
Infiltração de água no solo pelo método de Richards (observação: todos os dados são informados para três horizontes (camadas) do perfil de solo)	Condutividade hidráulica saturada	K_s	cm.h^{-1}
	Umidade no ponto de saturação ou Porosidade	θ_s	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
	Umidade residual	θ_r	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
	Umidade inicial do solo	θ_i	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
	Umidade no ponto de murcha permanente	θ_{wp}	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
	Umidade no ponto de capacidade de campo	θ_{fc}	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
	Espessura da camada (horizonte)	t_L	cm
	Índice de distribuição de tamanho de poros	λ	-
	Pressão de borbulhamento	ψ_b	cm
	Espessura do solo utilizada na solução numérica da ER	Δz	cm
Evapotranspiração	Albedo	-	-
	Altura da vegetação	-	m
	Coeficiente de transmissão	-	-
	Resistência do dossel	-	s.m^{-1}
Movimento na zona saturada	Condutividade hidráulica saturada da zona saturada	K_{sgw}	cm.h^{-1}
	Umidade no ponto de saturação ou Porosidade da zona saturada	θ_{sgw}	$\text{m}^3.\text{m}^{-3}$
	Altitude do Topo Rochoso	-	m
	Altitude do LF	-	m

A seguir estão apresentados os processos que foram simulados neste trabalho.

3.1.5.3.1 Intervalos de processamento

Este é um parâmetro importante que afeta o desempenho do GSSHA, pois se o valor for muito alto, o programa pode produzir resultados imprecisos e se for muito baixo, acarretará em um enorme tempo de processamento (DOWNER *et al.*, 2008a). Neste trabalho utilizou-se 5 s, sendo que valores menores que 10 s são utilizados para simulações mais complexas.

3.1.5.3.2 Processos pontuais

3.1.5.3.2.1 Distribuição da chuva

A chuva foi inserida no modelo por meio de dados de postos pluviométricos e, para as etapas de calibração e validação, que contavam com dois destes postos na bacia, a distribuição espacial da chuva foi feita pela interpolação pelo inverso da distância ao quadrado.

3.1.5.3.2.2 Intercepção

A intercepção da chuva pela vegetação foi simulada no GSSHA usando um modelo empírico de duas variáveis (Equação 1).

$$S_I = a + bP \quad (1)$$

Em que: S_I é a intercepção, (mm); a e b são parâmetros ajustados ao local, conhecidos como capacidade de armazenamento (mm) e coeficiente de intercepção (adimensional), respectivamente; e P é a lâmina de chuva (mm).

3.1.5.3.2.3 Infiltração

A parte da água que está empoçada na superfície irá infiltrar no solo dependendo das propriedades hidráulicas do solo e da umidade antecedente do solo, a qual pode ser afetada a qualquer momento por eventos de chuva,

Evapotranspiração Atual (ETA) e localização do LF. A zona Vadosa que controla a infiltração foi simulada com a ER em uma dimensão (Equação 2) (RICHARDS, 1931), que, por sua vez, simula infiltração, ETA e a variação da umidade do solo de forma integrada. A direção vertical, segundo Refsgard; Storm (1995) é onde ocorrem os processos na zona Vadosa.

$$C(\Psi) \frac{\partial \Psi}{\partial t_h} - \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\Psi) \left(\frac{\partial \Psi}{\partial z} - 1 \right) \right] - W = 0 \quad (2)$$

Em que: C é a capacidade de umidade específica (adimensional); ψ é o potencial capilar do solo (cm); z é a coordenada vertical (profundidade) (cm); t_h é o tempo (h); $K(\psi)$ é a condutividade hidráulica efetiva (cm.h^{-1}) e W é o termo de variação (entrada ou saída) de água (cm.h^{-1}).

Na ER a condutividade hidráulica e o potencial capilar do solo são dependentes da umidade do solo na célula. O método utilizado neste trabalho para relacionar estas variáveis foi o de Brooks-Corey, modificada por Hutson; Cass (1987) apresentado nas Equações 3 e 4.

$$\text{para: } \theta \leq \theta_c$$

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \cdot \left(\frac{\Psi_b}{\Psi} \right)^\lambda$$

$$\text{para: } \theta > \theta_c$$

$$\theta = \left(1 - \left(\frac{\Psi(1 - J_c)^{1/2}}{\Psi_b(J_c)^{-1/\lambda}} \right)^2 \right) (\theta_s - \theta_r) + \theta_r \quad (3)$$

$$J_c = \frac{\theta_c - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

$$\theta_c = \frac{2(1/\lambda)}{1 + 2(1/\lambda)} \theta_s$$

Em que: θ é a umidade do solo ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$); J_c é um parâmetro de ajuste ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$); Ψ_b e λ são parâmetros obtidos pelo ajuste da curva de retenção aos dados de umidade do solo em várias tensões obtidos de laboratório e são conhecidos como pressão de aborbulhamento (PB) (cm) e índice de distribuição de tamanho de poros (IDP) (adimensional), respectivamente; θ_s é a umidade no ponto de saturação ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$); θ_r é a umidade residual ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$); e θ_c é um parâmetro de ajuste, conhecido como umidade crítica ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$);

$$\begin{aligned} \text{se } \Psi < \Psi_b ; K(\Psi) &= K_s \left(\frac{\Psi}{\Psi_b} \right)^{-2-3\lambda} \\ \text{se } \Psi < \Psi_b ; K(\Psi) &= K_s \end{aligned} \quad (4)$$

Em que: K_s é a condutividade hidráulica saturada (cm.h^{-1});

A ER é resolvida no GSSHA usando técnicas de diferenças finitas, em cada uma das células do grid. Para resolver numericamente a ER e obter resultados precisos, as camadas (horizontes) do perfil do solo foram subdivididas (discretizadas) em faixas de 10 cm.

3.1.5.3.2.4 Evapotranspiração

3.1.5.3.2.4.1 Evapotranspiração potencial

No GSSHA a evapotranspiração potencial (ETP) foi calculada pela equação de Penman-Monteith (Equação 5) (Monteith, 1975).

$$ETP = \frac{1}{\beta} \left[\frac{\Delta Rn + \frac{\rho_a c_p}{r_a} (e_i - e)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)} \right] \quad (5)$$

Em que: ETP é a evapotranspiração potencial (mm.s^{-1}); β é o calor latente de evaporação da água ($2,50036 \text{ MJ.kg}^{-1}$); Δ é a declividade da curva de pressão de vapor ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$) dada pela Equação 6; Rn é a radiação líquida (w.m^{-2}) dada pela Equação 7; ρ_a é a densidade do ar seco (kg.m^{-3}); c_p é o calor específico do ar ($1,013 \text{ kJ.kg}^{-1}.^\circ\text{C}^{-1}$); r_a é a resistência aerodinâmica para o transporte do vapor d'água da superfície do nível de referência (s.m^{-1}) dada pela Equação 8; e_i é a pressão de saturação de vapor (kPa); e é a pressão parcial de vapor (kPa); γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa.}^\circ\text{C}^{-1}$) dada pela Equação 9; e r_c é a resistência do dossel ao transporte da água de alguma região dentro ou abaixo da superfície evaporante para a superfície propriamente dita, também considerada como uma função da resistência estomatal das folhas da vegetação (s.m^{-1}).

$$\Delta = \frac{4098.e_i}{237,3 + T} \quad (6)$$

Em que: T é a temperatura média do dia ($^\circ\text{C}$).

$$Rn = (R_1 + R_s) - G \quad (7)$$

Em que: R_1 é a radiação líquida de ondas longas ao nível de referência (w.m^{-2}); R_s é a radiação líquida de ondas curtas na superfície do solo (w.m^{-2}); e G é o fluxo de calor no solo (w.m^{-2}).

$$r_a = \frac{\ln \left[\frac{(z_u - m)}{z_{om}} \right] \cdot \ln \left[\frac{(z_e - m)}{z_{ov}} \right]}{(0,41)^2 U_z} \quad (8)$$

Em que: z_u e z_e são as alturas de medição de velocidade e umidade do vento, respectivamente (m); m é, segundo Monteith (1981) $0,67.h_c$ e h_c é a altura média do dossel (m); z_{om} é assumido como $0,123h_c$ e z_{ov} é assumido como $0,0123h_c$ (m); e U_z é a velocidade do vento (m.s^{-1}).

$$\gamma = \frac{c_p P_a}{\varepsilon \lambda} 10^{-3} \quad (9)$$

Em que: P_a é a pressão atmosférica (kPa); ε é razão molecular de proporção vapor d'água/ar seco, que, segundo Allen *et al.* (1998), é igual a 0,622.

3.1.5.3.2.4.2

Evapotranspiração atual

A ETA é distribuída nas células do grid do modelo GSSHA de forma independente, ou seja, em função da cobertura vegetal e suas características de sistema radicular e resistência do dossel (r_c). O cálculo da ETA foi feito por meio de um ajuste da ETP em função da umidade do solo, propriedades hidráulicas do solo e características da planta em cada uma das faixas da camada de solo na célula, com a Equação 10.

$$ETA = ETP \left(\frac{\theta_A - \theta_{PMP}}{\theta_{CC} - \theta_{PMP}} \right) \quad (10)$$

Em que: ETA é a evapotranspiração atual (mm.s^{-1}); θ_A é a umidade atual do solo ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$); θ_{PMP} é a umidade no ponto de murcha permanente ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$); e θ_{CC} é a umidade na capacidade de campo ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$).

3.1.5.3.3 Processos integrados

3.1.5.3.3.1 Escoamento e amortecimento na calha

O cálculo do escoamento e amortecimento na calha pelo modelo GSSHA segue a metodologia de Ogden; Julien (2002). A vazão é calculada com base na equação de Manning, com a declividade de fricção (*friction slope*) substituindo a declividade do canal. O cálculo é feito na direção montante – jusante, para cada segmento de reta, definido por dois vértices (ou nó).

A vazão entre duas células ao longo do curso d'água, $Q_{i-1/2}$ e $Q_{i+1/2}$ ($m^3.s^{-1}$), é calculada em função da profundidade d (m), no tempo t (s) usando a equação de Manning (Equação 11).

$$Q_{i+1/2}^t = \frac{1}{n} A_i^t (R_i^t)^{2/3} (S_{fi+1/2}^t)^{1/2} \quad (11)$$

Em que: n é o coeficiente de rugosidade de Manning ($s.m^{-1/3}$); A é a área molhada (m^2); R é o raio hidráulico (m) e S_f é a declividade da fricção ($m.m^{-1}$), calculado na direção x pela Equação 12.

$$S_{fi+1/2}^t = S_{0i+1/2} - \frac{d_{i+1}^t - d_i^t}{\Delta x} \quad (12)$$

Em que: S_0 é a declividade da superfície na direção x ($m.m^{-1}$).

Se ocorrerem valores de vazão negativa (vazão na direção de jusante para montante) a lâmina da célula a jusante é usada para o cálculo da vazão como está apresentado na Equação 13.

$$Q_{i+1/2}^t = \frac{1}{n} A_{i+1}^t (R_{i+1}^t)^{2/3} (S_{fi+1/2}^t)^{1/2} \quad (13)$$

Como a direção de escoamento pode mudar em qualquer ponto do curso d'água, especialmente nos efêmeros, quando a chuva está começando, a direção de escoamento é determinada em cada vértice.

O volume total escoado em cada nó é calculado pela Equação 14.

$$V_i^{t+1} = V_i^t + \Delta t \left(q_{lat}^{t+1} \Delta x + q_{recharge}^{t+1} \Delta x + Q_{i-1/2}^t - Q_{i+1/2}^t \right) \quad (14)$$

Em que: V_i é o volume total escoado no i -ésimo nó (m^3); q_{lat} é o montante de entrada do escoamento na superfície pelas células vizinhas ao segmento de reta ($m^2.s^{-1}$); $q_{recharge}$ é o montante de troca (entrada ou saída) entre o escoamento subterrâneo (LF) e o curso d'água ($m^2.s^{-1}$); Δx é a extensão do segmento de reta (curso d'água) (m); $Q_{i-1/2}$ é a vazão do vértice anterior ($m^3.s^{-1}$); e $Q_{i+1/2}$ é a vazão do próximo vértice ($m^3.s^{-1}$).

3.1.5.3.3.2 Escoamento na superfície

No GSSHA há três métodos de cálculo de escoamento na superfície: Explícito, ADE e *Alternating Direction Explicit scheme with an additional predictor-corrector step* (ADEPC). Embora tenha sido utilizado, neste trabalho, o modelo ADE, está apresentado abaixo também o modelo Explícito para melhor compreender o cálculo pelo método utilizado.

No método Explícito (JULIEN; SAGHAFIAN, 1991) as vazões nas direções x e y : p e q ($m^3.s^{-1}$), respectivamente, são calculadas em cada célula ij a partir da lâmina, d_{ij} (m) num intervalo de tempo específico usando a Equação de Manning (Equações 15 e 16).

$$p_{ij}^t = \frac{1}{n} \left(d_{ij}^t \right)^{5/3} \left(S_{fij}^t \right)^{1/2} \quad (15)$$

$$q_{ij}^t = \frac{1}{n} \left(d_{ij}^t \right)^{5/3} \left(S_{fij}^t \right)^{1/2} \quad (16)$$

As lâminas em cada célula são calculadas no intervalo de tempo $t+1$ em função do escoamento pela Equação 17.

$$d_{ij}^{t+1} = d_{ij}^t + \frac{\Delta t}{\Delta x} \left(p_{i-1,j}^t + q_{i,j-1}^t - p_{ij}^t - q_{ij}^t \right) \quad (17)$$

No método ADE (DOWNER *et al.*, 2000) é empregada a técnica de diferença *up-gradient difference* para escoamento na direção jusante-montante, apresentada na Equação 13. Nesse método são calculados, antes do escoamento na superfície, os processos: ETA; Infiltração; e Exfiltração. No método ADE, primeiramente são calculadas as vazões na direção x (Equação 15) e então são calculadas as lâminas

do escoamento na direção x pela Equação 18. Na sequência são calculados as vazões na direção y (pela Equação 19) usando as lâminas atualizadas na etapa anterior. Por fim são calculadas, pela Equação 20, as lâminas na direção y.

$$d_{ij}^{t+1/2} = d_{ij}^t + \frac{\Delta t}{\Delta x} (p_{i-1,j}^t - p_{ij}^t) \quad (18)$$

$$q_{ij}^{t+1/2} = \frac{1}{n} (d_{ij}^{t+1/2})^{5/3} (S_{fij}^{t+1/2})^{1/2} \quad (19)$$

$$d_{ij}^{t+1} = d_{ij}^{t+1/2} + \frac{\Delta t}{\Delta x} (q_{i,j-1}^{t+1/2} - q_{ij}^{t+1/2}) \quad (20)$$

3.1.5.3.3 Escoamento subterrâneo

O modelo GSSHA resolve o escoamento subterrâneo em duas dimensões por meio do método Trescott-Larson (TRESCOTT; LARSON, 1977) que, por sua vez, foi desenvolvido a partir da equação de controle de Pinder; Bredehoeft (1968). Entretanto, para o aquífero freático, é assumido (DOWNER *et al.*, 2008a) que o termo diagonal não é importante e que a transmissividade pode ser expressa pela condutividade hidráulica saturada média da zona saturada, representada por K_{gw} (cm.h⁻¹) e a porosidade média da zona saturada, representada por θ_{sgw} (m³.m⁻³). Para o aquífero freático, a altitude da superfície da água é representada por E_{ws} (m) e a equação de controle passa a ser a Equação 21.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{gw} \theta_{sgw} \frac{\partial E_{ws}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{gw} \theta_{sgw} \frac{\partial E_{ws}}{\partial y} \right) = S \frac{\partial E_{ws}}{\partial t} + F(x, y, t) \quad (21)$$

Em que: S é o termo de armazenamento (adimensional); e F é o termo de fluxos de entradas / saídas (m.s⁻¹)

3.2 Métodos

3.2.1 Passos metodológicos

Os passos metodológicos deste trabalho foram separados em dois fluxogramas (Figuras 7 e 8), sendo um até a calibração e validação e outro para as simulações hidrológicas e obtenção dos resultados. O detalhamento destas etapas está feito na sequência deste trabalho.

Figura 7 - Fluxograma das etapas desenvolvidas neste trabalho até a calibração do modelo

Figura 8 - Fluxograma das etapas desenvolvidas neste trabalho após a calibração do modelo até a obtenção dos resultados

3.2.2 Geração do modelo numérico do terreno

O Modelo Numérico do Terreno (MNT) foi gerado a partir dos arquivos vetoriais contendo as curvas de nível e os pontos cotados, sendo que, estes continham em seus atributos os valores de altitudes. Utilizou-se o módulo *Topo To Raster* (HUTCHINSON, 1989), presente no programa ArcInfo 9.3, para a elaboração do MNT em formato raster, com resolução de 10m.

3.2.3 Levantamento de dados em campo

Dentre os dados necessários para o modelo GSSHA, os referentes aos processos de infiltração de água no solo e movimento na zona saturada foram obtidos por meio de duas etapas, descritas a seguir.

3.2.3.1 Parâmetros da zona não saturada

Foi realizada uma coleta de amostras de solo com estruturas indeformadas para a obtenção em laboratório do teste dos valores de condutividade hidráulica e dos dados para a confecção da curva de retenção de água no solo.

O método utilizado para obtenção dos valores de condutividade hidráulica saturada foi o do permeâmetro de carga constante (LIBARDI, 2005). Para isso as amostras foram coletadas utilizando o amostrador do tipo Uhland (Figura 9), (MORAES, 1991).

Os dados para as curvas de retenção foram obtidos por meio da coleta em campo de amostras com estruturas indeformadas com trado convencional de cinco centímetros de diâmetro (Figura 9). Estas foram devidamente preparadas (Figura 10) e levadas para o laboratório. As amostras foram analisadas segundo Klute (1986), sendo que foram obtidas as umidades para as tensões de 0 (saturação), 10, 30, 70 e 1500 kPa. Os dados foram ajustados ao modelo de Brooks e Corey (1964) utilizando o programa SWRC 3.0 (DOURADO NETO *et al.*, 2000).

Figura 9 - Equipamentos utilizados durante a obtenção de amostras em campo
Da esquerda para direita: marreta de borracha; picareta de 35cm; amostrador do tipo convencional e; amostrador do tipo Uhland.

(A)

(B)

Figura 10 - Preparo em campo das amostras: (A) do amostrador tipo Uhland; e (B) do amostrador convencional

Os dados obtidos em laboratório para os parâmetros curva de retenção e a condutividade hidráulica saturada estão apresentados nos Apêndices B e C, respectivamente. Os coeficientes de ajuste das curvas de retenção e os valores de condutividade hidráulica saturada estão apresentados no Apêndice D.

3.2.3.2 Parâmetros da zona saturada

De modo a obter os valores de espessura do perfil de cada tipo de solo, profundidade do LF e condutividade hidráulica da zona saturada, foi feita a contratação de um serviço terceirizado, envolvendo: 120m de sondagem *Standard Penetration Test* (SPT)² (Figura 11); e quatro testes de condutividade hidráulica. Estes serviços foram realizados ao longo do mês de fevereiro de 2012, pois se assumiu neste trabalho que as condições de nível do LF deste período estavam similares às ocorridas nos meses de janeiro a março de 1999 (utilizados para a calibração do modelo hidrológico).

Figura 11 - Realização das sondagens SPT

O teste de condutividade hidráulica foi realizado pelo método de Hvorslev (1951). Este método é aplicado em aquíferos confinados e livres, homogêneos, isotrópicos, de espessura uniforme, baixo gradiente e consiste num rebaixamento do nível d'água e no monitoramento de sua recuperação. O resultado obtido no monitoramento da posição do nível d'água é uma curva de recuperação do nível d'água versus o tempo. Desta curva são extraídos os parâmetros que, juntamente

² Norma ABNT NBR 6484:2001 "Sondagens de simples reconhecimento com SPT - Método de ensaio".

com as características geométricas do piezômetro instalado, fornecem o valor da condutividade hidráulica (DAWSON e JONATHAN apud LAGE, 2005).

Os resultados das sondagens e os resultados dos testes de condutividade hidráulica estão apresentados nos Anexos A e B e resumidos nas Tabelas 6 e 7, respectivamente.

Tabela 6 - Resultados das sondagens realizadas nos solos da área de estudo

Tipo de solo	Ponto	Espessura do solo (m)	Profundidade do LF (m)	Profundidade LF / Espessura do solo
PV1	1	27,60	20,00	0,72
CX1+RL6+PV1	2	6,00	- ⁽²⁾	-
RL3	3	2,00	- ⁽²⁾	-
CX1+RL6+PV1	4	2,00	- ⁽²⁾	-
PV2	5	> 10,45 ⁽¹⁾	5,67	0,54
PV4	6	> 10,45 ⁽¹⁾	7,05	0,67
LV1	7	> 10,45 ⁽¹⁾	6,32	0,60
CX1+RL6+PV1	8	10,10	1,78	0,18
RL3	9	> 10,45 ⁽¹⁾	2,40	0,23
PV5	10	> 10,45 ⁽¹⁾	2,60	0,25
PV5	11	11,20	11,00	0,98
PV4	12	10,14	4,10	0,40
Média		10,11	6,77	0,51

Observação: ⁽¹⁾ Sondagem parou nesta profundidade conforme contrato.

⁽²⁾ LF não encontrado até a profundidade da sondagem.

Tabela 7 - Resultados dos ensaios de condutividade hidráulica na zona saturada dos solos da área de estudo

Ponto	Condutividade Hidráulica (m.s ⁻¹)
1	1,01 10 ⁻⁸
8	1,98 10 ⁻⁷
9	8,94 10 ⁻⁸
10	8,02 10 ⁻⁸
Média	9,44 10 ⁻⁸

3.2.3.3 Locais e distribuição da amostragem de campo

A quantidade de pontos necessária para a realização dos testes de laboratório foi definida como sendo de um por unidade pedológica da BHRM, sendo que em cada ponto de solos com mudança textural ao longo do perfil, foram

coletadas uma amostra no horizonte superficial e outra no horizonte subsuperficial. Este número foi definido em função de durante o processo de calibração ser necessária a variação dos parâmetros de solo obtidos em laboratório, de modo a se conseguir o melhor ajuste do modelo.

A determinação dos locais para amostragem dos testes de laboratório (zona não saturada) foi feita seguindo as seguintes definições:

- Sequência de amostras formando seções transversais das bacias;
- Facilidade de acesso (próximo das principais estradas);
- Abranger todas as unidades pedológicas mapeadas na BHRM.

Os locais onde foram realizadas as amostragens estão apresentados na Figura 12.

Figura 12 - Localização dos pontos amostrais na área de estudo

As sondagens e os testes de infiltração tiveram o seu número determinado em função do custo financeiro e da disponibilidade destes recursos para esta pesquisa. Foram escolhidas duas seções transversais e 12 pontos amostrais para as sondagens (Tabela 6) e quatro pontos amostrais para os testes de infiltração (Tabela 7).

3.2.4 Geração dos modelos numéricos do lençol freático e do topo rochoso

O parâmetro profundidade dos solos foi inserido no modelo hidrológico por meio da inserção de um modelo numérico contendo as altitudes do topo rochoso, ou seja, do final do perfil de solo. Como os solos têm uma variabilidade muito grande em relação a sua espessura, não é adequado informar uma única espessura por tipo de solo. Além disso, este procedimento causa uma variação abrupta no Modelo Numérico do Topo Rochoso (MNTR) em células vizinhas, com solos de diferentes profundidades. Com isso, é necessário informar um MNTR contínuo (sem variações abruptas na profundidade do solo) e correto (que represente o melhor possível as espessuras observadas nas sondagens).

Para obter este MNTR foi utilizada uma adaptação³ do modelo *Height Above the Nearest Drainage* (HAND) (RENNÓ *et al.*, 2008; NOBRE *et al.*, 2011) para pixel de tamanho variável e ambiente ArcInfo, pois este modelo originalmente foi desenvolvido para dados do sensor *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com tamanho de pixel fixado em 90m, e ambiente *Interactive Data Language* (IDL).

Para utilizar o modelo HAND foi necessário inserir o MNT com pixel de 10m e o arquivo *shp* com a hidrografia da BHRM. O resultado foi a geração de um modelo numérico da espessura teórica do solo na BHRM (Figura 13). Este modelo numérico teórico, por sua vez, precisou ser ajustado para representar corretamente as espessuras de solo observadas nas sondagens. O ajuste foi feito em duas etapas:

- a. Re-amostragem do modelo numérico teórico para um tamanho de pixel de 20 m de modo a reduzir as diferenças entre pixels vizinhos;
- b. Correção das espessuras dos solos na BHRM por meio da regressão linear das profundidades observadas nas sondagens *versus* profundidades teóricas

³ Desenvolvimento da adaptação: FERRAZ, S.F.B. Universidade de São Paulo.

para os mesmos locais (Figura 14), com exceção aos locais próximos aos cursos d'água que apresentavam espessura nula;

- c. Correção desta espessura nula por meio da adoção das seguintes profundidades mínimas para os solos da BHRM (EMBRAPA, 2006): RL: 50 cm; CX: 80 cm; PV: 150 cm; e LV: 200 cm.

O modelo numérico da espessura corrigida dos solos está apresentado na Figura 15. A obtenção do MNTR definitivo foi feita pela subtração da espessura do solo dos valores do MNT. Estas operações foram realizadas com o módulo Raster Calculator do programa ArcInfo.

Figura 13 - Espessura teórica dos solos da área de estudo

Figura 14 - Ajuste do modelo numérico do topo rochoso com os dados de sondagem e de espessura teórica do solo

Figura 15 - Espessura corrigida dos solos da área de estudo

Para a obtenção do Modelo Numérico do Lençol Freático (MNLf) foi realizado um ajuste entre a espessura do solo e a profundidade do LF observadas nas sondagens (Tabela 8).

Tabela 8 - Resultados das sondagens realizadas nos solos da área de estudo

Tipo de solo	Ponto	Profundidade LF / Espessura do solo
PV1	1	0,72
CX1+RL6+PV1	2	- ⁽²⁾
RL3	3	- ⁽²⁾
CX1+RL6+PV1	4	- ⁽²⁾
PV2	5	0,54
PV4	6	0,67
LV1	7	0,60
CX1+RL6+PV1	8	0,18
PV5	11	0,98
RL3	9	0,23
PV5	10	0,25
PV4	12	0,40
Média		0,51

Observação: ⁽¹⁾ LF não encontrado até a profundidade da sondagem.

O valor médio apresentado na Tabela 8, por meio do módulo *Raster Calculator* do programa ArcInfo, foi multiplicado pela espessura corrigida dos solos, obtendo assim, a profundidade do LF (Figura 16). A obtenção do MNLF foi realizada por meio da subtração das profundidades do LF dos valores do MNT.

Figura 16 - Profundidade do lençol freático na área de estudo

3.2.5 Cálculo do coeficiente de Manning

Um dos dados de entrada do modelo hidrológico é o coeficiente de rugosidade de Manning (conhecido também como coeficiente de rugosidade de Ganguillet e Kutter). Este coeficiente é utilizado para calcular a velocidade de escoamento da água em cada uma das células do grid do modelo, com isso, tem influência direta na vazão máxima e no tempo de pico dos eventos chuva-vazão e também influencia na infiltração da água no solo, pois, considerando uma única célula do grid, quanto maior o tempo de permanência da água sobre a superfície do solo, maior será a quantidade de água infiltrada.

Originalmente utilizado na equação de Manning (1889)⁴ para o equacionamento do escoamento permanente e uniforme em canais abertos, encontra-se uma grande variedade de valores do coeficiente de Manning para diferentes superfícies. Uma grande revisão destes coeficientes pode ser encontrada em Porto (2006) para coberturas de diferentes naturezas das superfícies dos canais, desde impermeáveis (concreto, por exemplo) até permeáveis (canais de terra, por exemplo).

Entretanto, são poucos os estudos de determinação do coeficiente de Manning para superfícies externas aos canais, como por exemplo, áreas com: florestas nativas; florestas plantadas; cereais; pastagens; cana-de-açúcar etc. Em Engman (1986) e Downer *et al.* (2008a) é apresentada uma revisão do coeficiente de Manning para diversas culturas/florestas/vegetações dos Estados Unidos da América e da Europa. Para o Brasil, poucos trabalhos desta natureza foram realizados, entre eles: Honda (2004) e Lourenção (2006). Assim, não existem estudos deste coeficiente para a grande maioria das coberturas vegetais do Brasil.

A adoção de coeficientes de rugosidade de coberturas vegetais similares às do Brasil foi testada no modelo GSSHA para a estimativa de vazões máximas, entretanto, o resultado foi totalmente contrário ao obtido em modelos consagrados.

Considerando que um dos poucos métodos utilizados no Brasil que relaciona o escoamento superficial em diferentes coberturas vegetais é o método de estimativa do tempo de concentração: Método da velocidade (*Velocity*) do SCS (KENT, 1964 e USDA-SCS, 1972) (Equação 22), procurou-se gerar uma equação para estimar o coeficiente de Manning a partir deste método.

$$t_c = 3600 \cdot \sum t_{ps} \quad (22)$$

$$t_{ps} = \frac{L_p}{k\sqrt{I}}$$

Em que: t_c = tempo de concentração, min; t_{ps} = tempo de percurso, s; L_p = comprimento do percurso, pés; k = coeficiente dependente da cobertura da superfície de escoamento, adimensional; I = declividade média do percurso, %.

Ocorre que a Equação 22 é uma situação especial do método da velocidade do SCS para escoamento concentrado (USDA-NRCS, 2010). Para este método há

⁴ Maiores detalhes sobre esta fórmula consultar: CHOW, V.T. Open-channel Hydraulics. New York: McGraw-Hill, 1959.

uma equação para o escoamento superficial (WELLE; WOODWARD, 1986 e USDA-NRCS, 2010) (Equação 23) que define o tempo de concentração em função do coeficiente de rugosidade de Manning, entre outros fatores.

$$t_c = \sum t_{ph}$$

$$t_{ph} = \frac{0,007 \cdot (n \cdot L_p)^{0,8}}{P_2^{0,5} \cdot i^{0,4}} \quad (23)$$

Em que: t_{ph} = tempo de percurso, h; P_2 = lâmina precipitada para uma chuva de 24 horas de duração e tempo de retorno de 2 anos, polegadas; i = declividade média do percurso, pés.pés⁻¹.

Para o cálculo do tempo de concentração existe também o método do atraso na bacia hidrográfica (*Watershed Lag*) do SCS (MOCKUS, 1961; USDA-SCS, 1972; e USDA-NRCS, 2010) (Equação 24). Este método utiliza o coeficiente *Curve Number* (CN), que, originalmente, foi desenvolvido para a determinação da chuva efetiva em eventos chuva-vazão (USDA-NRCS, 2004). Para esta aplicação original o CN é muito utilizado no Brasil, sendo, inclusive, adaptado para as condições dos solos brasileiros por Lombardi Neto *et al.* (1989) e verificado por Sartori *et al.* (2005a e 2005b).

$$t_{lag} = \frac{L_B^{0,8} \cdot \left[\left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) + 1 \right]^{0,7}}{1140 \cdot I_B^{0,5}} \quad (24)$$

Em que: t_{lag} = tempo de atraso, h; L_B = comprimento axial da bacia, pés; CN = *Curve Number*, adimensional; I_B = declividade média da bacia, %.

Considerando que são métodos com aplicações e limitações diferentes, foi realizada a verificação da compatibilidade entre os tempos determinados pelas Equações 23 e 24 para quatro diferentes superfícies de escoamento: solo exposto sem resíduo (*fallow*); cereais de pequeno porte (*small grain*); vegetação gramínea densa (*dense grass*); e concreto (*concrete*). Essas superfícies foram escolhidas por terem os coeficientes de Manning e CN determinados (ENGMAN, 1986 e USDA-NRCS, 2004). Para realizar esta verificação foi necessário:

- Assumir comprimento e declividade média semelhante para as duas equações.

- Determinar uma chuva que possa ser utilizada em todos os cálculos e que produza a menor diferença possível para os tempos de concentração calculados.

Os valores dos parâmetros utilizados e os tempos calculados pelas duas Equações estão apresentados na Tabela 9.

Tabela 9 - Cálculo dos tempos de percurso para relacionar os coeficientes de Manning e CN

Parâmetro	Superfície			
	Solo exposto sem resíduo	Cereais de pequeno porte	Vegetação gramínea densa	Concreto
Coeficiente de Manning (¹)	0,035	0,046	0,24	0,011
Faixa de Coeficiente CN (²)	74 a 77	59 a 66	6 a 25	96 a 100
Coeficiente CN utilizado	74	66	20	98
Comprimento (pés)	3280,83 (³)	3280,83 (³)	3280,83 (³)	3280,83 (³)
Declividade (%)	2	2	2	2
Declividade (pés.pés ⁻¹)	0,02	0,02	0,02	0,02
Chuva (polegadas)	1,651	1,651	1,651	1,651
Tempo Equação 28 (h)	1,157	1,438	5,424	0,459
Tempo Equação 28 (s)	4167	5175	19526	1652
Tempo Equação 29 (h)	1,158	1,441	5,405	0,459
Tempo Equação 29 (s)	4170	5189	19457	1652
Diferença (s)	3	14	-69	0
Diferença (%)	0,1%	0,3%	-0,4%	0,0%

Observações: (¹) fonte: Engman (1986); (²) faixa do coeficiente de Manning aceita para os diferentes tipos de solo A, B, C e D, conforme USDA-NRCS (2004); (³) equivalente a 1000 m.

A diferença entre os cálculos dos tempos pelas Equações 23 e 24 para as superfícies selecionadas foi muito baixo, com isso, assumiu-se que obedecendo as limitações impostas por elas, é possível utilizá-las para obter o coeficiente de Manning em função do coeficiente CN (Equação 25) e vice-versa (Equação 26).

$$n = \frac{\left(\frac{B \cdot P_2^{0,5} \cdot i^{0,4}}{0,007} \right)^{1/8}}{L} \quad (25)$$

$$B = \frac{L_B^{0,8} \cdot \left[\left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) + 1 \right]^{0,7}}{1140 \cdot I_B^{0,5}}$$

$$CN = \frac{1000}{\left[\left(\frac{1140 \cdot A \cdot I_B^{0,5}}{L_B^{0,8}} \right)^{1/0,7} \right] + 9} \quad (26)$$

$$A = \frac{0,007 \cdot (n \cdot L_p)^{0,8}}{P_2^{0,5} \cdot i^{0,4}}$$

Para que as Equações 25 e 26 possam ser aplicadas deve-se, além de respeitar as limitações dos métodos, considerar que: L_B seja igual a L_p ; I seja igual a $100 \cdot i$; e, P_2 seja igual a 1,651 polegada.

3.2.6 Outros dados de entrada

Os dados de entrada, referentes ao uso do solo, necessários para os cálculos de interceptação pela cobertura vegetal e ETP foram obtidos em literatura e estão resumidos na Tabela 10.

Tabela 10 - Parâmetros de escoamento superficial, interceptação da chuva pela vegetação e de evapotranspiração considerados no modelo hidrológico

Parâmetros	Uso do solo		
	Nativas	Cana-de-açúcar	Pastagem
Coeficiente de interceptação (mm.h ⁻¹)	0,130 ⁽¹⁾	0,240 ⁽²⁾	0,160 ⁽²⁾
Albedo	0,150 ⁽³⁾	0,200 ⁽³⁾	0,220 ⁽³⁾
Coeficiente de transmissão	0,020 ⁽⁴⁾	0,200 ⁽⁵⁾	0,200 ⁽⁶⁾
Resistência do dossel (s.m ⁻¹)	77,0 ⁽⁷⁾	70,0 ⁽⁸⁾	70,0 ⁽⁹⁾
Profundidade efetiva das raízes (cm)	150,0 ⁽¹⁰⁾	50,0 ⁽¹¹⁾	50,0 ⁽¹²⁾

Fonte: ⁽¹⁾ Leonard (1961); ⁽²⁾ Vieira (1982); ⁽³⁾ Lee (1978); ⁽⁴⁾ Spolador; Sanches (2006); ⁽⁵⁾ Machado *et al.* (1985); ⁽⁶⁾ Sutton (1977); ⁽⁷⁾ Kelliher *et al.* (1995); ⁽⁸⁾ Collischonn (2001); ⁽⁹⁾ Nepstad *et al.* (1994); ⁽¹⁰⁾ Cezar *et al.* (2010); ⁽¹¹⁾ Cunha *et al.* (2007).

Os dados de entrada, referentes ao tipo do solo, necessários para os cálculos de retenção de água na rugosidade superficial do solo foram obtidos em literatura e estão resumidos na Tabela 11.

Tabela 11 - Parâmetros de retenção de água na superfície informados no modelo hidrológico

Tipo de solo	Lâmina retida (mm) ⁽¹⁾
CX1+RL3+PV1	5,0
CX2	5,0
LV1	5,0
RL1	5,0
RL2	5,0
RL3	5,0
PV2	3,0
PV3	3,0
PV4	5,0
PV5	3,0
PV6	3,0

Fonte: ⁽¹⁾ Hickis (1944 apud TUCCI, 2009b).

Para os cálculos de amortecimento e escoamento na calha foram considerados os seguintes valores:

- Formato da calha: trapezoidal, com as seguintes dimensões:
 - Trechos de até a ordem 3 (STRAHLER, 1952): profundidade de 0,50m; largura da base (fundo) 0,50m; talude lateral com declividade 1,40H:1V;
 - Trechos de ordens superiores: profundidade de 1,50m; largura da base 2,00m; talude lateral com declividade 2,00H:1V.
- Declividade da calha: foram consideradas as altitudes do MNT para estimar as declividades em todos os trechos, sendo que quando ocorreram valores negativos, estes foram substituídos pela média dos trechos vizinhos.

Os parâmetros globais utilizados nas simulações foram:

- Método de escoamento superficial: ADE;
- Intervalo de processamento: 5 s;
- Intervalo de processamento para o escoamento subterrâneo: 10 s;
- Espessura do solo utilizada na solução numérica da ER: 10 cm.

3.2.7 Entrada de dados no modelo hidrológico

A entrada de dados no modelo hidrológico GSSHA seguiu a sequência:

- Transformação dos Modelos Numéricos em grid com tamanho de célula de 80m; este tamanho foi selecionado após testes de tempo de processamento em computadores, sendo que, nos melhores, cada ano de simulação com este tamanho de célula requeria sete dias de processamento e, para grid com células de 40 m, o tempo aumentava para 21 dias e ainda, produzia arquivos de saída proporcionalmente maiores, ultrapassando três gigabytes por arquivo, inviabilizando, assim, a simulação de vários anos em vários cenários de uso e ocupação do solo;
- Delimitação da hidrografia e ajuste de sua declividade trecho a trecho;
- Inserção dos dados tabulares referentes à hidrografia;
- Transformação dos Mapas de Tipo de Solo e Uso do solo em grid tamanho de célula igual ao dos modelos numéricos; e;
- Inserção dos dados tabulares referentes ao uso e ao tipo de solo.

3.2.8 Calibração e validação do modelo hidrológico

Os processos de calibração e validação do modelo hidrológico foram realizados para os períodos de janeiro a março de 1999 e janeiro a março de 2000, respectivamente, tendo dois enfoques: calibrar as vazões máximas; e calibrar as vazões mínimas.

Para a calibração das vazões máximas foram testados diferentes valores dos parâmetros: Índice de rugosidade de Manning (valor único para todos os trechos de cursos d'água) ($\text{s.m}^{-1/3}$); capacidade de armazenamento pelo dossel (mm); e condutividade hidráulica saturada do solo (cm.h^{-1}). De modo a não testar valores irreais destes parâmetros, foram testados valores proporcionais aos iniciais, por exemplo: partindo da condutividade hidráulica medida em laboratório, foi feita a multiplicação de todos os valores deste parâmetro pela constante 1,2 e realizada uma simulação; ao final desta alterou-se o valor da constante e realizou-se outra simulação; e assim por diante.

Para a calibração das vazões mínimas foram testados diferentes valores dos parâmetros: Condutividade hidráulica saturada da zona saturada (cm.h^{-1}); Porosidade da zona saturada ($\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$); Condutividade hidráulica saturada do sedimento no fundo da calha do curso d'água (cm.h^{-1}); e Espessura do sedimento no fundo da calha do curso d'água (cm). Neste processo também foram testados apenas valores proporcionais aos iniciais.

Para avaliação do desempenho do modelo nos processos de calibração e validação, foram calculadas as vazões médias diárias e à partir delas, determinou-se os seguintes índices de correlação: coeficiente de determinação de Bravais-Pearson r^2 ; índice de eficiência de Nash-Sutcliffe “E” (NASH; SUTCLIFFE, 1970); e Índice de Willmot “d” (WILLMOT, 1981).

3.2.9 Geração de cenários

De forma a verificar a hipótese deste trabalho, foram estudados os seguintes cenários:

- Cenário 1: cobertura florestal das áreas de solo raso substituída por pastagem e posicionadas nas áreas de solo profundo próximas às de solo raso;
- Cenário 2: cobertura florestal das áreas de solo raso substituída por pastagem e posicionadas nas áreas de solo profundo localizadas diretamente em contato com o curso d'água;
- Cenário Atual: uso e cobertura do solo utilizado na calibração do modelo (Figura 5).

Como a cobertura florestal tem características de interação com os processos simulados bem diferentes das dos outros usos, manteve-se a quantidade de cobertura florestal constante para todos os cenários.

O cenário de uso e ocupação do solo utilizado na calibração do modelo foi incluído nas análises de modo a viabilizar as análises dos resultados com a metodologia apresentada no próximo capítulo.

Para definir quais áreas atendiam aos critérios dos dois cenários estudados, foi utilizada uma metodologia de classificação da BHRM tendo como unidade básica, as células do grid do modelo hidrológico, que foi importada para o SIG ArcInfo 9.3.

Cada célula do grid foi classificada com um rótulo de três dígitos (xyz), sendo que:

- O primeiro dígito (x) assumiu valor 1 para células próximas aos cursos d'água e valor 2 para células distantes deles. Foi utilizado como critério de distância o valor de 120 m, pois, com este valor garantiu-se pelo menos uma célula de distância para os cursos d'água (considerando a diagonal da célula);
- O segundo dígito (y) assumiu valor 1 para células com predominância de Neossolos Litólicos; valor 2 para células com predominância de Cambissolos; valor 3 para células com predominância de Argissolos; e valor 4 para células com predominância de Latossolos. Considerou-se neste trabalho solos rasos como os Neossolos Litólicos e Cambissolos e os como solos profundos os Latossolos e Argissolos;
- O terceiro dígito (z) assumiu valor 0 para células que tinham pelo menos uma célula com predominância de solo raso entre elas e o curso d'água para o qual conduziam a água; e valor 2 para as outras situações.

Após a classificação, as células que atendiam aos cenários em estudo foram selecionadas aleatoriamente dentro do conjunto dessas células, ou seja:

- Rótulo das células que atendiam aos critérios do cenário 1: 230 e 240;
- Rótulo das células que atendiam aos critérios do cenário 2: 132 e 142.

Na Figura 17 estão apresentados os mapas de uso e cobertura do solo para os cenários 1 e 2.

Figura 17 - Uso e ocupação do solo na área de estudo utilizados para a simulação dos cenários 1 e 2

3.2.10 Simulações hidrológicas

Após a Calibração e Validação do modelo foram realizadas, para os cenários estudados, simulações hidrológicas para um período de 15 anos (janeiro de 1997 a dezembro de 2011), utilizando os dados meteorológicos, inclusive pluviometria, da Estação Meteorológica Automática da ESALQ/USP.

As informações resultantes para cada cenário e cada ano destas simulações foram:

- Escoamento total e escoamento de base;
- Hidrogramas com dados de vazão ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) a cada 15 minutos;
- Umidade do solo ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) e altitude do LF (m) para cada célula do grid com periodicidade horária.

3.2.11 Parâmetros de análise dos dados horários espacializados

As informações horários espacializadas, resultantes das simulações hidrológicas, foram analisadas de modo a verificar alterações na altura do LF e na umidade do solo ao longo da BHRM. Entretanto, para que isso fosse possível, foi necessário alterar o formato dos arquivos de saída do modelo hidrológico.

O formato de saída dos dados especializados no modelo GSSHA é um arquivo de texto com uma única coluna contendo as informações resultantes das simulações na frequência de gravação definida pelo usuário (no caso deste trabalho foi de uma hora). Como este formato não pode ser aberto, corretamente, em nenhuma planilha eletrônica ou editor de banco de dados, foi necessária a sua conversão para um novo arquivo de texto, no qual as colunas representam os intervalos de gravação dos resultados e as linhas representam as células do grid do modelo hidrológico.

Esta conversão foi feita por meio do programa R-project 2.15.0 utilizando o editor Tinn-R 2.3.7.1 (que auxilia na programação do programa R-project). Ainda no R-project foram obtidos os resultados médios gerais de toda a série de dados simulados.

Os resultados (Altitude do LF e Umidade do Solo), mesmo após a conversão, não permitiam comparação direta, pois há uma dependência dos valores de cada

célula com o tipo de solo ao qual ela correspondia. Com isso, foram elaborados parâmetros relativos.

Para a altitude do LF foi elaborado o parâmetro Elevação Relativa do LF (Equação 27).

$$E_R^{ni} = \frac{A_{LF}^{ni} - A_{TR}^i}{A_{SU}^i - A_{TR}^i} \quad (27)$$

Em que: E_R^{ni} é a elevação relativa do LF (adimensional) referente ao enésimo dado do hidrograma do evento selecionado e também referente à i-ésima célula do grid em análise; A_{LF}^{ni} é a altitude do LF (m) referente ao enésimo dado do hidrograma do evento selecionado e também referente à i-ésima célula do grid em análise; A_{TR}^i é a altitude do topo rochoso (m) referente à i-ésima célula do grid em análise; e A_{SU}^i é a altitude da superfície do solo (m) referente à i-ésima célula do grid em análise.

A análise da umidade do solo foi realizada para o horizonte superficial do solo, pois o modelo hidrológico não grava informações de saída para os outros horizontes. A análise foi feita pelo parâmetro Água Disponível (Equação 28).

$$AD^{ni} = 10 \cdot \frac{\theta_A^{ni} - \theta_{PMP}^i}{\theta_{CC}^i - \theta_{PMP}^i} \quad (28)$$

Em que: AD^{ni} é a água disponível (mm.cm^{-1}) referente ao enésimo dado do hidrograma do evento selecionado e também referente à i-ésima célula do grid em análise; θ_A^{ni} é a umidade atual do horizonte superficial do solo ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) referente ao enésimo dado do hidrograma do evento selecionado e também referente à i-ésima célula do grid em análise; θ_{PMP}^i é a umidade no Ponto de Murcha Permanente do horizonte superficial do solo ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) referente à i-ésima célula do grid em análise; e θ_{CC}^i é a umidade na Capacidade de Campo do horizonte superficial do solo ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) referente à i-ésima célula do grid em análise.

Os dois parâmetros gerados foram analisados em cada simulação. Além disso, foi feita uma comparação da variação espacial dos valores destes parâmetros considerando as células diretamente afetadas pela cobertura de vegetação nativa pelos cenários 1 e 2, ou seja, todas as células entre as com cobertura de vegetação nativa e o curso d'água mais próximo.

Assim, a comparação espacial foi feita entre:

- Células do grid diretamente afetadas pelo cenário 1 (Figura 18);
- Células do grid diretamente afetadas pelo cenário 2 (Figura 19);
- Toda a BHRM.

Figura 18 - Células diretamente afetadas pela vegetação nativa no cenário 1

Figura 19 - Células diretamente afetadas pela vegetação nativa no cenário 2

3.2.12 Parâmetros de análise dos hidrogramas

De modo a analisar se os cenários estudados promoveram alguma alteração nos hidrogramas da BHRM, foram gerados alguns parâmetros que permitem compará-los: vazão máxima relativa; volume relativo; tempo de pico relativo; e índice α de recessão.

Os três primeiros parâmetros (vazão máxima relativa; volume relativo; tempo de pico relativo) foram elaborados de forma relativa, permitindo assim a comparação entre diferentes eventos de chuva-vazão. O último parâmetro (índice α de recessão) permitia comparação direta em diferentes eventos, não precisando da modificação para a forma relativa.

O parâmetro vazão máxima relativa foi calculado pela Equação 29.

$$Q_{MR} = \frac{Q_{MCX}}{Q_{MCA}} \quad (29)$$

Em que: Q_{MR} é o parâmetro vazão máxima relativa (adimensional); Q_{MCX} é a vazão máxima do evento selecionado para cenário em análise ($m^3.s^{-1}$); Q_{MCA} é a vazão máxima do evento selecionado para o cenário de uso atual ($m^3.s^{-1}$).

O parâmetro volume relativo foi calculado pela Equação 30.

$$V_R = \frac{V_{CX}}{V_{CA}} \quad (30)$$

$$V = \sum_{i=1}^n (Q^n . 900)$$

Em que: V_R é o parâmetro volume relativo (adimensional); V_{CX} é o volume de escoamento para o evento selecionado no cenário em análise (m^3); V_{CA} é o volume de escoamento para o evento selecionado no cenário de uso atual (m^3); V é o volume de escoamento (m^3); Q^n é a vazão ($m^3.s^{-1}$) para o enésimo dado do hidrograma do evento.

O parâmetro tempo de pico relativa foi calculado pela Equação 31.

$$T_{PR} = \frac{T_{PCX} / T_{BCX}}{T_{PCA} / T_{BCA}} \quad (31)$$

Em que: T_{PR} é o parâmetro tempo de pico relativo (adimensional); T_{PCX} é o tempo de pico do evento selecionado para cenário em análise (s); T_{BCX} é o tempo de base do evento selecionado para cenário em análise (s); T_{PCA} é o tempo de pico do evento selecionado para cenário de uso atual (s); T_{BCA} é o tempo de base do evento selecionado para cenário de uso atual (s).

Os tempos de base dos hidrogramas foram considerados como sendo a diferença de tempo (s) entre o início e o final da chuva do evento, adicionada ao tempo de concentração da BHRM. Este tempo de concentração foi calculado pelo método da velocidade do SCS (KENT, 1964; USDA-SCS, 1972) (Equação 22). Os dados necessários para o seu cálculo, bem como seu desenvolvimento e resultado final, estão apresentados no Apêndice E.

O parâmetro índice α de recessão foi calculado pelo método de correlação (LANGBEIN, 1938; JAMES; THOMPSON, 1970; VOGEL; KROTL, 1991)

apresentado na Equação 33. Este método deve se aplicado aos dados de vazão que atendam ao critério apresentado na Equação 32.

$$Q^{n-3} > Q^{n-2} > Q^{n-1} > Q^n > Q^{n+1} > Q^{n+2} \quad (32)$$

$$Q^{n+1} = \alpha \cdot Q^n \quad (33)$$

Em que: α é o coeficiente angular da reta que ajusta os dados de vazão durante a recessão (adimensional).

Para a realização do cálculo dos parâmetros dos hidrogramas, foi necessário realizar a separação e escolha de eventos de chuva-vazão na série histórica de 15 anos. Para isso, foram utilizados os seguintes critérios:

- Intervalo de tempo mínimo sem chuva entre eventos igual ao tempo de concentração da bacia calculado pelo método da velocidade do SCS (KENT, 1964 e USDA-SCS, 1972 - Equação 22), ou seja, 9,33 horas;
- Cálculo da intensidade média das chuvas de cada evento (mm.h^{-1});
- Eliminação dos eventos com intensidade média da chuva inferior ao menor valor de condutividade hidráulica obtido em laboratório ($2,4 \text{ mm.h}^{-1}$);
- Separação dos eventos por tipo, em função duração da chuva, como sendo:
 - Tipo 1: até 1 hora;
 - Tipo 2 entre 1 e 2 horas;
 - Tipo 3 entre 2 e 4 horas;
 - Tipo 4 entre 4 e 9 horas;
 - Tipo 5: maior do que 9 horas.

Considerando que nos 15 anos de dados simulados há um total de 909 eventos de chuva e que, destes, 675 atenderam ao critério anterior, foram utilizados em cada categoria apenas os 30 eventos de maior lâmina.

De modo a apresentar um hidrograma representativo para cada categoria de chuva, foram gerados hidrogramas médios normalizados para cada duração de chuva estudada utilizando as equações 34 e 35.

$$Q_N^n = \frac{Q_{CX}^n}{Q_{MCA}} \quad (34)$$

Em que: Q_N^n é a vazão normalizada (adimensional) do enésimo dado do hidrograma do evento selecionado; Q_{CX} é a vazão do enésimo dado do hidrograma do evento selecionado para cenário em análise ($m^3.s^{-1}$).

$$T_N^n = \frac{T_{CX}^n}{T_{PCA}} \quad (35)$$

Em que: T_N^n é o tempo normalizado (adimensional) do enésimo dado do hidrograma do evento selecionado; T_{CX}^n é a diferença de tempo (s) entre o início do evento e o enésimo dado do hidrograma do evento selecionado para cenário em análise.

3.2.13 Ajuste de curvas de permanência

Os dados horários de vazão resultantes dos 15 anos simulados foram convertidos para dados médios diários no programa Microsoft Excel e estes últimos foram inseridos no programa EasyFit 5.5 para testar em qual curva de distribuição eles melhor se ajustavam segundo o teste de aderência de Anderson-Darling (ANDERSON; DARLING, 1954).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Modelos numéricos

Os modelos numéricos elaborados estão apresentados na Figura 20.

Figura 20 - Modelos Numéricos da área de estudo
 Observação: MNT: Modelo Numérico do Terreno; MNTR: Modelo Numérico do Topo Rochoso; MNLF: Modelo Numérico do Lençol Freático.

Com relação ao MNT pode-se observar que as altitudes variam de 500,00 a 620,00m, enquanto no MNTR variam de 498,50 a 613,10m e no MNLF de 499,20 a 616,40m. Assim, nota-se que o MNTR apresenta-se, corretamente, abaixo do MNT, com as maiores diferenças na parte superior da BHRM, enquanto na parte baixa a diferença está no valor mínimo adotado para a profundidade do tipo de solo presente na parte mais baixa da BHRM (Argissolo Vermelho = 1,50m). O MNLF apresenta-se, conforme esperado, numa posição intermediária entre os outros dois modelos digitais.

4.2 Coeficientes de rugosidade de Manning

Na Tabela 12 estão apresentados os coeficientes de Manning obtidos após a conversão dos coeficientes CN pela Equação 28. Os coeficientes CN adotados foram obtidos em USDA-NRCS (2004) e a classificação do grupo hidrológico dos solos da BHRM foi realizada segundo Lombardi Neto *et al.* (1989).

Tabela 12 - Coeficientes de Manning estimados para o escoamento superficial

Uso do solo	Parâmetros	Grupo Hidrológico			
		A ⁽¹⁾	B ⁽²⁾	C ⁽³⁾	D ⁽⁴⁾
Vegetação nativa	CN adotado (adim.)	30	55	70	77
	n estimado (s.m ^{-1/3})	0,153	0,065	0,040	0,031
Cana-de-açúcar	CN adotado (adim.)	32	58	72	79
	n estimado (s.m ^{-1/3})	0,141	0,059	0,037	0,029
Pastagem	CN adotado (adim.)	49	69	79	84
	n estimado (s.m ^{-1/3})	0,079	0,042	0,029	0,024

Obs.: ⁽¹⁾ LV1; ⁽²⁾ PV2, PV3, PV4, PV5 e PV6; ⁽³⁾ CX1+RL3+PV1 e CX2; ⁽⁴⁾ RL1, RL2 e RL3.

Os valores do coeficiente de rugosidade de Manning seguem uma proporção inversa ao do coeficiente CN, respeitando, assim, as suas representações da rugosidade da superfície.

Lourenção (2006) realizou a medição do coeficiente de Manning em campo para as áreas florestadas e de eucalipto, enquanto que para esta mesma área de estudo, Pozzebom (2000) obteve os coeficientes CN por meio da calibração do

modelo hidrológico HEC-HMS. De modo a avaliar os resultados obtidos pela Equação 26, calculou-se o CN a partir dos coeficientes de Manning obtidos por Lourenção (2006) e comparou-os com os parâmetros obtidos em Pozzebom (2000) (Tabela 13).

Tabela 13 - Comparação dos coeficientes de Manning estimados pela metodologia proposta com resultados de outros trabalhos

Superfície	n medido ⁽¹⁾ (s.m ^{-1/3})	CN calibrado ⁽²⁾ (adim.)	CN calculado ⁽³⁾ (adim.)	Diferença no CN (adim.)
Mata Nativa	0,3463	20	14	+6
Eucalipto	0,1324	25	34	-9

Fonte: ⁽¹⁾ Lourenção (2006); ⁽²⁾ Pozzebom (2000); e ⁽³⁾ Estimado pela Equação 26.

Apesar de ser um exemplo com apenas duas variáveis, os resultados indicam que a metodologia proposta obtém uma representação da rugosidade da superfície próxima à obtida por meio de calibrações de modelos hidrológicos. Com isso, quando não se tem dados medidos ou calibrados de outros trabalhos, esta metodologia pode ser utilizada para a obtenção de dados aproximados da rugosidade da superfície.

A necessidade de novos trabalhos de mensurações do coeficiente de Manning nas diversas superfícies existentes em todo o território nacional é evidente, tanto para elaborar outras metodologias de estimativa, quanto para evitar a necessidade destas.

4.3 Calibração e validação do modelo hidrológico

Durante o processo de calibração constatou-se que o parâmetro de maior sensibilidade do modelo hidrológico GSSHA é o coeficiente de interceptação da chuva pela vegetação. Entretanto, esse coeficiente não foi utilizado para a calibração, pois há diversos trabalhos onde eles já estão determinados para as coberturas do solo presentes na BHRM (ver Tabela 10). Contudo, há uma limitação no modelo hidrológico que é a de não permitir a diferenciação da interceptação para várias intensidades de chuva, informação esta disponível nos trabalhos consultados. Com a implementação desta diferenciação, o modelo hidrológico passaria a representar mais corretamente esta etapa do ciclo hidrológico.

Após a obtenção de todos os parâmetros de entrada, o modelo hidrológico GSSHA foi calibrado em diferentes etapas, sendo uma para as vazões máximas e outra para as vazões mínimas, conforme descrito em capítulo anterior. Os hidrogramas finais simulados para o período de calibração e validação estão apresentados as Figuras 21 e 22.

Figura 21 - Hidrogramas simulado e observado para o período de calibração

Figura 22 - Hidrogramas simulado e observado para o período de validação

Pode-se observar na Figura 21 (período de calibração) que, com relação às vazões máximas, alguns eventos foram subestimados e outros foram superestimados, mas, nenhum deles apresentou grande diferença entre os dados observados e simulados e com relação às vazões mínimas, o comportamento dos

dados observados foi seguido pelos simulados, sendo que houve uma superestimativa destes. Na Figura 22 (período de validação) observa-se que houve uma maior superestimativa das vazões máximas e uma maior subestimativa das vazões mínimas, mas, o comportamento dos dados observados foi seguido pelas simulações. A integração destes desvios foi determinada pelos índices de correlação calculados (Tabela 14).

Tabela 14 - Índices de correlação do modelo hidrológico

Parâmetro	Calibração	Validação
r^2	0,938	0,895
E	0,642	0,594
d	0,922	0,936

Considerando a frequência diária dos dados avaliados, tanto para o período de calibração quanto para o de validação, os índices r^2 e d apresentaram valores muito bons (KRAUSE *et al.*, 2005) e o índice E apresentou valores adequados (CHIEW *et al.*, 1993; MORIASI *et al.*, 2007), com isso, pode-se afirmar que o modelo hidrológico GSSHA representa, no mínimo, adequadamente os eventos chuva-vazão na BHRM.

4.4 Escoamento total e escoamento de base

Os volumes de escoamento total e de base, obtidos para cada ano e cada cenário simulado, foram comparados entre si, tendo sido os resultados apresentados na Tabela 15.

Tabela 15 - Escoamento total e de base simulados para a área de estudo nos cenários estudados

Parâmetros	Cenário Atual	Cenário 1	Cenário 2
Escoamento total (mm.ano ⁻¹)	685,73 a	688,07 a	686,73 a
Escoamento de base (mm.ano ⁻¹)	132,83 a	134,82 a	134,73 a

Obs.: Diferentes letras indicam diferença significativa entre cenários (Tukey, $p < 0,05$).

Na Tabela 15 podemos observar que não houve diferença nos escoamentos total e de base entre os cenários estudados. Sendo assim, estes resultados não confirmam o fato de que a produção de água é mais eficiente na situação em que a cobertura florestal está localizada nas áreas com maior conectividade com os cursos d'água e/ou com maior capacidade de retenção de água (CHANG, 2003; LORZ *et al.*, 2007).

Como, neste estudo, não houve alteração da quantidade de cobertura florestal, os resultados corroboram com Stednick (1996). Indicam também que na BHRM a posição da cobertura florestal em relação aos solos rasos não traz alterações destas variáveis hidrológicas.

4.5 Informações horárias do grid

As informações horárias do grid, após serem convertidas e terem os parâmetros relativos calculados, foram importadas no programa ArcInfo, de modo a apresentar a distribuição espacial do LF e da umidade da camada superficial do solo. Nas Figuras 23, 24 e 25 está apresentada, para os cenários atual, 1 e 2, respectivamente, a distribuição espacial da Elevação Relativa média do LF. Nas Figuras 26, 27 e 28 está apresentada, para os cenários atual, 1 e 2, respectivamente, a distribuição espacial da Elevação Relativa máxima do LF. E na Tabela 16 é apresentada uma comparação das áreas com maior Elevação Relativa do LF.

Figura 23 - Distribuição espacial da elevação relativa média do lençol freático na área de estudo no cenário Atual

Figura 24 - Distribuição espacial da elevação relativa média do lençol freático na área de estudo no cenário 1

Figura 25 - Distribuição espacial da elevação relativa média do lençol freático na área de estudo no cenário 2

Figura 26 - Distribuição espacial da elevação relativa máxima do lençol freático na área de estudo no cenário atual

Figura 27 - Distribuição espacial da elevação relativa máxima do lençol freático na área de estudo no cenário 1

Figura 28 - Distribuição espacial da elevação relativa máxima do lençol freático na área de estudo no cenário 2

Tabela 16 - Comparação das áreas elevação relativa do lençol freático média e máxima acima de 25% na área de estudo

Parâmetros	Área (ha)		
	Cenário atual	Cenário 1	Cenário 2
Elevação Relativa do LF média	21,52	22,40	22,40
Elevação Relativa do LF máxima	30,24	31,20	31,52

Nota-se, pelas Figuras de 23 a 28, que grande parte das áreas de maior elevação relativa do LF (acima de 25%) ocorreu em regiões próximas aos cursos d'água, o que está de acordo com a teoria das AVA. Entretanto, entre os cenários, praticamente, não houve diferença, o que pode ser observado na Tabela 16.

Nas Figuras 29, 30 e 31 está apresentada, para os cenários atual, 1 e 2, respectivamente, a distribuição espacial da média anual da Água Disponível na camada superficial do solo. Nas Figuras 32, 33 e 34 está apresentada, para os cenários atual, 1 e 2, respectivamente, a distribuição espacial da máxima anual da Água Disponível na camada superficial do solo. E na Tabela 17 está apresentada uma comparação das áreas com maior Água Disponível.

Figura 29 - Distribuição da água disponível média na área de estudo no cenário atual

Figura 30 - Distribuição da água disponível média na área de estudo no cenário 1

Figura 31 - Distribuição da água disponível média na área de estudo no cenário 2

Figura 32 - Distribuição da água disponível máxima na área de estudo no cenário Atual

Figura 33 - Distribuição da água disponível máxima na área de estudo no cenário 1

Figura 34 - Distribuição da água disponível máxima na área de estudo no cenário 2

Tabela 17 - Comparação das áreas com água disponível média e máxima acima de 75% na área de estudo

Parâmetros	Área (ha)		
	Cenário atual	Cenário 1	Cenário 2
Água Disponível média	23,84	45,76	45,60
Água Disponível máxima	138,08	139,68	139,68

Nota-se, pelas Figuras de 29 a 34, que todas as áreas de maior Água Disponível (acima de 75%) ocorreram em regiões próximas aos cursos d'água, o que também está de acordo com a teoria das AVA e confirma a presença do LF em uma posição mais elevada. Entretanto, entre os cenários, praticamente, não houve diferença, o que pode ser observado na Tabela 17.

A comparação dos parâmetros Elevação Relativa do LF e Água Disponível para os 15 anos de simulação em toda a área da BHRM está apresentada na Tabela 18.

Tabela 18 - Resultados da análise das informações do grid para toda a área de estudo

Parâmetros	Cenário atual		Cenário 1		Cenário 2	
Elevação Relativa do LF	0,1749	a	0,1753	a	0,1753	a
Água Disponível	0,1732	a	0,1899	a	0,1901	a

Obs.: Diferentes letras indicam diferença significativa entre cenários (Tukey, $p < 0,05$).

Os resultados dos parâmetros Elevação Relativa do LF e Água Disponível para toda a bacia não apresentaram diferença entre os cenários analisados. Como a possível alteração destes parâmetros poderia sofrer algum tipo de diluição ao analisar-se toda a área da bacia, eles foram calculados para as áreas a jusante das áreas com cobertura florestal nos cenários 1 e 2, apresentados nas Tabelas 19 e 20.

Tabela 19 - Resultados da análise das informações do grid para as áreas a jusante das células com cobertura florestal do cenário 1

Parâmetros	Cenário atual		Cenário 1		Cenário 2	
Elevação Relativa do LF	0,1825	a	0,1830	a	0,1829	a
Água Disponível	0,1647	a	0,1820	a	0,1822	a

Obs.: Diferentes letras indicam diferença significativa entre cenários (Tukey, $p < 0,05$).

Tabela 20 - Resultados da análise das informações do grid para as áreas a jusante das células com cobertura florestal do cenário 2

Parâmetros	Cenário atual		Cenário 1		Cenário 2	
Elevação Relativa do LF	0,1582	a	0,1597	a	0,1898	a
Água Disponível	0,2508	a	0,2487	a	0,2493	a

Obs.: Diferentes letras indicam diferença significativa entre cenários (Tukey, $p < 0,05$).

Mesmo considerando que na literatura consultada não foi encontrado um comportamento homogêneo da posição da cobertura florestal esperava-se um rebaixamento do LF nas áreas a jusante das células com cobertura florestal dos cenários 1 e 2 (Tabelas 19 e 20), assim como relatado em Wilde *et al.* (1953); entretanto, assim como na análise dos parâmetros para toda a bacia, não houve diferença destes entre os cenários analisados nas áreas a jusante das células com cobertura florestal dos cenários 1 e 2, indicando que a posição da cobertura florestal em relação aos solos rasos não influenciam na altura do LF e na umidade da camada superficial do solo, corroborando assim com os resultados da análise do escoamento total anual e escoamento de base anual.

4.6 Hidrogramas

Os hidrogramas médios normalizados foram obtidos para cada categoria de duração de chuva e estão apresentados nas Figuras de 35 a 39.

Figura 35 - Hidrogramas médios normalizados para a categoria de duração de chuva do tipo 1 ($\leq 1h$)

Figura 36 - Hidrogramas médios normalizados para a categoria de duração de chuva do tipo 2 ($>1h$ e $\leq 2h$)

Figura 37 - Hidrogramas médios normalizados para a categoria de duração de chuva do tipo 3 (>2h e ≤4h)

Figura 38 - Hidrogramas médios normalizados para a categoria de duração de chuva do tipo 4 (>4h e ≤9h)

Figura 39 - Hidrogramas médios normalizados para a categoria de duração de chuva do tipo 5 (>9h)

Nas Figuras de 35 a 39 é possível observar apenas que nas categorias 2 e 3 há uma maior diferença entre o cenário atual e os cenários 1 e 2 quanto à vazão máxima relativa. De modo a quantificar esta diferença e possíveis outras diferenças dos hidrogramas entre as diferentes categorias de duração das chuvas foram obtidos seus parâmetros que estão apresentados na Tabela 21.

Tabela 21 - Parâmetros dos hidrogramas nas diferentes categorias de duração de chuva

Parâmetros	Categoria de duração de chuva				
	Tipo 1 ($\leq 1h$)	Tipo 2 (>1 e $\leq 2h$)	Tipo 3 (>2 e $\leq 4h$)	Tipo 4 (>4 e $\leq 9h$)	Tipo 5 ($>9h$)
Vazão Máxima Relativa	1,014 ab	1,065 b	0,969 a	1,054 b	1,046 b
Volume Relativo	1,015 b	0,991 b	0,897 a	0,991 b	0,984 b
Tempo de Pico Relativo	1,016 b	1,037 b	0,924 a	1,004 b	1,003 b
Recessão (índice α)	0,981 b	0,961 b	0,878 a	0,972 b	0,969 b

Obs.: Diferentes letras indicam diferença significativa entre categorias de duração de chuva (Tukey, $p < 0,05$).

Verifica-se que em todos os parâmetros analisados houve diferença significativa entre as categorias de duração de chuva, com isso, as comparações dos parâmetros entre os cenários foram feitas dentro de cada categoria e estão apresentadas nas Tabelas de 22 a 26.

Tabela 22 - Comparação dos parâmetros dos hidrogramas entre os cenários para a categoria de duração de chuva Tipo 1 ($\leq 1h$)

Parâmetros	Cenários		
	Atual	1	2
Vazão Máxima Relativa	1,000 a	1,031 a	1,011 a
Volume Relativo	1,000 a	1,026 a	1,019 a
Tempo de Pico Relativo	1,000 a	1,021 a	1,027 a
Recessão (índice α)	0,981 a	0,981 a	0,981 a

Obs.: Diferentes letras indicam diferença significativa entre cenários (Tukey, $p < 0,05$).

Tabela 23 - Comparação dos parâmetros dos hidrogramas entre os cenários para a categoria de duração de chuva Tipo 2 (>1h e ≤2h)

Parâmetros	Cenários		
	Atual	1	2
Vazão Máxima Relativa	1,000 a	1,109 a	1,087 a
Volume Relativo	1,000 a	0,985 a	0,987 a
Tempo de Pico Relativo	1,000 a	1,041 a	1,069 a
Recessão (índice α)	0,970 a	0,957 a	0,958 a

Obs.: Diferentes letras indicam diferença significativa entre cenários (Tukey, $p<0,05$).

Tabela 24 - Comparação dos parâmetros dos hidrogramas entre os cenários para a categoria de duração de chuva Tipo 3 (>2h e ≤4h).

Parâmetros	Cenários		
	Atual	1	2
Vazão Máxima Relativa	1,000 b	0,962 a	0,946 a
Volume Relativo	1,000 b	0,845 a	0,846 a
Tempo de Pico Relativo	1,000 a	0,881 a	0,892 a
Recessão (índice α)	0,970 b	0,931 a	0,932 a

Obs.: Diferentes letras indicam diferença significativa entre cenários (Tukey, $p<0,05$).

Tabela 25 - Comparação dos parâmetros dos hidrogramas entre os cenários para a categoria de duração de chuva Tipo 4 (>4h e ≤9h)

Parâmetros	Cenários		
	Atual	1	2
Vazão Máxima Relativa	1,000 a	1,088 a	1,074 a
Volume Relativo	1,000 a	0,986 a	0,987 a
Tempo de Pico Relativo	1,000 a	1,006 a	1,006 a
Recessão (índice α)	0,970 a	0,968 a	0,970 a

Obs.: Diferentes letras indicam diferença significativa entre cenários (Tukey, $p<0,05$).

Tabela 26 - Comparação dos parâmetros dos hidrogramas entre os cenários para a categoria de duração de chuva Tipo 5 (>9h)

Parâmetros	Cenários		
	Atual	1	2
Vazão Máxima Relativa	1,000 a	1,076 a	1,063 a
Volume Relativo	1,000 a	0,976 a	0,976 a
Tempo de Pico Relativo	1,000 a	0,991 a	1,017 a
Recessão (índice α)	0,974 a	0,966 a	0,966 a

Obs.: Diferentes letras indicam diferença significativa entre cenários (Tukey, $p<0,05$).

A única categoria de duração de chuva que apresentou diferença nos parâmetros dos hidrogramas foi a do tipo 3 ($>2h$ e $\leq 4h$ - Tabela 24). Nas outras categorias não houve diferença entre os parâmetros dos hidrogramas dos cenários estudados, mostrando assim que o efeito da alteração da posição da cobertura florestal somente é notado em um determinado grupo de eventos de chuva-vazão.

Observa-se na Tabela 21 que todos os parâmetros dos hidrogramas dos cenários 1 e 2 foram diferentes dos do cenário atual, assim como a diferença notada na Figura 37; entretanto, não foram diferentes entre si, com exceção do parâmetro Tempo de Pico Relativo, que não apresentou diferença entre os cenários estudados.

Na categoria de duração de chuva 3, os cenários 1 e 2 apresentaram uma redução da vazão máxima relativa e do volume relativo em relação ao cenário atual. Estas alterações são comuns em alterações de uso do solo para situações de maior infiltração da água no solo, como por exemplo, na alteração da cobertura do solo de culturas anuais para floresta plantada (TUCCI, 2009a), onde o tempo de concentração diminui e a vazão máxima e o volume escoado aumenta.

Embora não existam outros trabalhos que demonstrem que esta alteração seja exclusiva a determinada categoria de duração ou de intensidade de chuva, pelos resultados apresentados, a categoria de duração da chuva Tipo 3 ($>2h$ e $\leq 4h$) é a mais indicada para análises de parâmetros dos hidrogramas, pois apenas nesta houve diferença significativa entre eles, exceto pelo tempo de pico relativo.

Assim como em Noorduijn *et al.* (2010) não foi possível quantificar o efeito da posição da cobertura florestal por meio da análise das características das hidrógrafas da BH.

4.7 Curva de permanência

Os dados médios diários de vazão dos três cenários se ajustaram melhor ao modelo de Dagum (DAGUM, 1977), ou seja, tiveram melhor aderência segundo o teste de Anderson-Darling (ANDERSON; DARLING, 1954). Os parâmetros de ajuste das distribuições para os dados médios diários dos 15 anos de simulação estão apresentados na Tabela 27. Na Figura 40 estão apresentadas as curvas de permanência de cada cenário resultantes destas distribuições e na Tabela 28 estão apresentadas algumas vazões com alta probabilidade de permanência (vazões

mínimas) e as diferenças entre elas obtidas pela comparação dos valores dos cenários 1 e 2 em relação aos do cenário atual.

Tabela 27 - Coeficientes de ajuste das distribuições aos dados médios diários simulados em cada cenário

Cenário	Parâmetro de ajuste da distribuição		
	k	α	β
Atual	0,63858	1,0671	0,10034
1	0,63869	1,0744	0,10065
2	0,63831	1,0764	0,10118

Figura 40 - Curvas de permanência para os cenários estudados

Tabela 28 - Vazões mínimas estimadas e comparação da diferença entre os cenários estudados

Parâmetro	Cenário		
	Atual	1	2
Vazão ($P \geq 90\%$) ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	0,00351	0,00360	0,00364
Diferença para o Cenário Atual	0%	3%	4%
Vazão ($P \geq 95\%$) ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	0,00125	0,00129	0,00130
Diferença para o Cenário Atual	0%	3%	5%
Vazão ($P \geq 98\%$) ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	0,00032	0,00034	0,00034
Diferença para o Cenário Atual	0%	4%	6%

Observa-se na Tabela 27 que os parâmetros de ajuste dos três cenários estudados são muito semelhantes, fazendo com que as curvas de permanência sejam praticamente coincidentes, como pode ser observado na Figura 40. Ainda

nesta mesma Figura pode-se observar que na região de maior probabilidade de permanência (região de vazões mínimas) a diferença entre as curvas é mínima, sendo necessário o cálculo das vazões para verificá-la.

Na Tabela 28 podemos observar, para os cenários estudados, as vazões mínimas com probabilidade de permanência de 90%, 95% e 98%, conhecidas como Q_{90} , Q_{95} e Q_{98} , respectivamente, onde se observa que seus valores são muito próximos e também que em relação ao cenário atual, os cenários 1 e 2 tem uma pequena diferença (abaixo de 6%). Entretanto, entre os cenários 1 e 2, a diferença é muito pequena.

Apesar de haver uma diferença um pouco maior entre as curvas de permanência do cenário atual em relação aos outros dois, na região das vazões máximas, não se pode inferir nenhuma alteração no regime de vazão da bacia. Esta alteração poderia ser notada no caso de cenários com proporções diferentes de uso do solo. Entretanto, esta comparação não faz parte dos objetivos deste estudo.

Estes resultados corroboram com os dos itens anteriores, deixando evidente que não houve diferença significativa entre os cenários 1 e 2 e que, para a BHRM não há influência da posição da cobertura florestal em relação aos solos rasos.

Levando-se em consideração que a interação entre o LF e a vazão do curso d'água é muito dependente da geomorfologia fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1981), torna-se necessária a aplicação da metodologia apresentada neste trabalho em outras bacias hidrográficas. Com isso, poder-se-á verificar a adequação desta metodologia em outras condições edafoclimáticas.

Notou-se, ao longo deste trabalho, a necessidade de realizar novas pesquisas de campo, com microbacias pareadas, que avaliem o efeito da posição da cobertura florestal na qualidade e quantidade de água, permitindo, assim, o esclarecimento das questões levantadas por Lorz (2007) e permitindo também a orientação do melhor gerenciamento da posição da cobertura florestal em projetos de conservação e restauração desta.

CONCLUSÕES

A metodologia proposta para a obtenção dos dados de entrada necessários ao modelo mostrou-se adequada para a análise do efeito da localização da cobertura florestal na produção de água.

Na área da BHRM não há influência da posição da cobertura florestal em relação aos solos rasos para o escoamento de base, segundo os resultados obtidos para: escoamento total anual; escoamento de base anual; recessão dos hidrogramas; vazões mínimas; altura do LF; e, umidade do solo.

Existem poucos trabalhos a campo e também de modelagem que abordem o efeito da localização da cobertura florestal na produção de água, sendo necessários para a determinação dos locais prioritários a reflorestar ou manter florestado em programas de conservação ambiental.

REFERÊNCIAS

- ABBOTT, M.; REFSGAARD, J.C. **Distributed hydrological modeling**. Heidelberg: Springer, 1996. 336 p.
- ABBOTT, M.B.; BATHURST, J.B.; CUNGE, J.A.; O'CONNELL, P.E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the European Hydrological System—Système Hydrologique Européen, 'SHE'-1: history and philosophy of a physically-based, distributed modeling system. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 87, p. 45–59, 1986.
- AGNEWS, L.J.; LYON, S.; GÉRARD-MARCHANT, P.; COLLINS, V.B.; LEMBO, A.J.; STEENHUIS, T.S.; WALTER, M.T. Identifying hydrologically sensitive areas: Bridging the gap between science and application. **Journal of Environmental Management**, Amsterdam, Elsevier, v.78, p.63-76, 2006.
- ALBERTO, M.C.; KIANG, C.H. Fluxo da água subterrânea em sistema de encostario, município de Paulínia (SP): caracterização e simulação numérica. **Geociências**, São Paulo, UNESP, v. 22, N. Especial, p. 117-128, 2003.
- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D. **Crop evapotranspiration**. Rome: FAO, 1998. 297p. (FAO Irrigation and Drainage Paper, 56).
- ANDERSON, M.G.; BURT, T.P. Interpretation of recession flow. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 46, p. 89–101, 1980.
- ANDERSON, T.W.; DARLING, D.A. A Test of Goodness of Fit. **Journal of the American Statistical Association**, Boston, v.48, p.765-769, 1954.
- ANDRÉASSIAN, V. Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v.291, p. 1-27, 2004.
- ARNOLD, J.G.; SRINIVASAN, R.; MUTTIAH, R.S.; WILLIAMS, J.R. Large area hydrologic modeling and assessment. Part 1: Model development. **Journal of the American Water Resources Association**, Herndon, v. 34, n. 1, p. 73-89, 1998.
- ATKINSON, T.C. Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes. In: KIRKBY, M.J. **Hillslope hydrology**. Chichester: John Wilwy, 1978. p.73-120.
- BARNES, B.S. Discussion on analysis of runoff characteristics by O.H. Meyer. **Transactions of the American Society of Civil Engineers**, New York, v. 105, p. 104–106, 1940.
- BATHURST, J.C.; WICKS, J.M.; O'CONNEL, P.E. The SHE / SHESED basin scale water flow and sediment transport modelling system. In: SINGH, V.P. **Computer models of watershed hydrology**. Highlands Ranch: Water Resources Publications, 1995. p. 563-594.

BEST, A.E.; ZHANG, L.; McMAHON, T.A.; WESTERN, A.W. Development of a model for predicting the changes in flow duration curves due to altered land use conditions. In: INTERNATIONAL CONGRESS ON MODELLING AND SIMULATION, MODSIM, 2003, Townsville. **Proceedings...** Townsville, 2003. p. 861-866.

BEVEN, K. Prophecy reality and uncertainty in distributed hydrological modeling. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 16 p.41–51, 1993.

BEVEN, K.J.; LAMB, R.; QUINN, P.; ROMANOWICZ, R.; FREER, J. TOPMODEL. In: SINGH, V.P. (Ed). **Computer models of watershed hydrology**. Highlands Ranch: Water Resources Publications, 1995. p. 627-668.

BITTELLI, M.; TOMEI, F.; PISTOCCHI, A.; FLURY, M.; BOLL, J.; BROOKS, E.S.; ANTOLINI, G. Development and testing of a physically based, three-dimensional model of surface and subsurface hydrology. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 33, p. 106-122, 2010.

BLACK, P.E. **Watershed Hydrology**. Boca Raton: Lewis, 1996. 460 p.

BLOOMFIELD, J.P.; ALLEN, D.J.; GRIFFITHS, K.J. Examining geological controls on baseflow index (BFI) using regression analysis: An illustration from the Thames Basin, UK. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 373, p. 164–176, 2009.

BOSCH, J.M. Treatment effects on annual and dry period streamflow at Cathedral Peak. **South African Forestry Journal**, Pretoria, v. 108, p. 29–38, 1979.

BOSCH, J.M.; HEWLETT, J.D. A review of catchment experiments to determine the effects of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 55, p. 3–23, 1982.

BRANDÃO, V.S.; CECÍLIO, R.A.; PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D. **Infiltração da Água no solo**. 3. ed. Viçosa: Ed. UFV, 2006. 120p.

BRITO, M.G.; COSTA, C.N.; ALMEIDA, J.A.; VENDAS, D.; VERDIAL, P.H. Characterization of maximum infiltration areas using GIS tools. **Engineering Geology**, New York, v. 85, p. 14-18, 2006.

BROOKS, E.S.; BOLL, J.; McDANIEL, P.A. Distributed and integrated response of a GIS based hydrologic model in the eastern Palouse region, Idaho. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 21, p. 110–122, 2007.

BROOKS, K.N.; FFOLLIOTT, P.F.; GREGERSEN, H.M.; THAMES, J.L. **Hydrology and the Management of Watersheds**. Ames: Iowa State University Press, 1991. 392p.

BROOKS, R.H.; COREY, A.T. **Hydraulic properties of porous media**. Fort Collins: Colorado State University, Civil Engineering Department, 1964. 27p.

BROWN, A.E.; McMAHON, T.A.; PODGER, G.M.; ZHANG, L. **A methodology to predict the impact of changes in forest cover on flow duration curves**. Land and Australia: CSIRO. 2006. 62p.(Water Science Report , v.8/06.).

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**, Amsterdam, Elsevier, v. 310, p. 28-61, 2005.

BROWN, G.W. **Forestry and water quality**. Corvallis: Oregon State University Press, 1980.124p.

BRUIJNZEEL, L.A. **Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: A state of knowledge review**. Paris: UNESCO, IHP, 1990. 224 p.

BRUIJNZEEL, L.A. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, Amsterdam, v.104, p. 185–228, 2004.

BRUIJNZEEL, S. Environmental Impacts of De(forestation) in the Humid Tropics: a Watershed Perspective. **Wallaceana**, New York, v.46, p.3-13, 1986.

BRUTSAERT, W. **Hydrology: An Introduction**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 605 p.

BURNS, D. Retention of NO_3^- in an upland stream environment: a mass balance approach. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v. 40, p. 73–96, 1998.

BURT, T.P.; SWANK, W.T. Flow frequency responses to hardwood-to-grass conversion and subsequent succession. **Hydrological Processes**, Chichester, v.16, p.179-188, 1992.

CAICEDO, N.L. Água Subterrânea. In: TUCCI, C.E.M. **Hidrologia**. Porto Alegre: UFRGS, 2009. p. 289-334.

CALDER, I.R. **Land use impacts on water resources**. FAO Electronic Workshop on Land-Water Linkages in Rural Watersheds. 2000. 14 p. (Background paper 1) Disponível em <<http://www.fao.org/ag/agl/watershed/>>. Acesso em:5 fev.2012.

CALDER, I.R. **Review outline of water resource and land use issues** Colombo: International Irrigation Management Institute, 1998. 24 p. (SWIM Paper, 3).

CALDER, I.R. **The blue revolution, land use and integrated water resources management**. London: Earthscan, 1999. 192 p.

CALDER, I.R. Forests and Hydrological Services: Reconciling public and science perceptions. **Land Use and Water Resources Research**, 2002. Disponível em:<<http://ageconsearch.umn.edu/bitstream/47860/2/paper02-02.pdf>>. Acesso em: 7 fev. 2012.

CASAGRANDE, C.A. **Diagnóstico ambiental e análise temporal da adequabilidade do uso e cobertura do solo na bacia do Ribeirão dos Marins, Piracicaba – SP**. 2005. 136p. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agroecossistemas) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

CECÍLIO, R.A.; SILVA, D.D.; PRUSKI, F.F.; MARTINEZ, M.A. Modelagem da infiltração de água em Latossolo vermelho-amarelo sob condições de estratificação utilizando a Equação de Green-Ampt. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, p. 415-422, 2003.

CEZAR, E; NANNI, M.R.; CHICATI, M. L.; FABRIO, F. D.; HATA, F.T.; OLIVEIRA, R.B. Uso de sistema GPR (Ground Penetrating Radar) na avaliação de atributos de um solo sob plantio de cana-de-açúcar. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 2, p. 291-297, 2010.

CHANG, M. **Forest Hydrology: An Introduction to Water and Forests**. Boca Raton: CRC Press, 2003. 392 p.

CHEN, Z.Q.; GOVINDARAJU, R.S.; KAVVAS, M.L. Spatial averaging of unsaturated flow equations under infiltration conditions over areally heterogeneous soils. **Water Resources Research**, Washington, v. 30, p. 523–548, 1994.

CHENG, J.D.; LIN, L.L.; LU, H.S. Influences of forests on water flows form headwater watersheds in Taiwan. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 165, p. 11-28, 2002.

CHIEW, F.H.S.; STEWARDSON, M.J.;McMAHON, T.A. Comparison of six rainfall–runoff modelling approaches. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 147, p. 1–36, 1993.

CHORLEY, R.J. Hillslope hydrological cycle. In: KIRKBY, M.J. **Hillslope hydrology**. Chinchester: John Wiley, 1978. p.365-375.

CRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher, 1981.

CHRISTOPHERSEN, N.; NEAL, C.; HOOPER, R.P.; VOGT, R.D.; ANDERSEN, S. Modeling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members – a step towards 2nd-generation acidification models. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 116, p. 307–320, 1990.

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 270p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

CRUZ, J.C. **Disponibilidade hídrica para outorga**: avaliação dos aspectos técnicos e conceituais. 2001. 199p Tese (Doutorado na área de Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

CUNHA, F.F.; SOARES, A.A.; SEDIYAMA, G.C.; MANTOVANI, E.C.; PEREIRA, O.G.; ABREU, F.V.S.; SOUZA, D.O. Avaliação do sistema radicular do capim-Tanzânia submetido a diferentes níveis de irrigação e turnos de rega. **Revista Engenharia na Agricultura**, Viçosa, v. 15, n. 3, p. 200-211, 2007.

DAGUM, C. A new model of personal income distribution: Specification and estimation, **Economie Appliquee**, Paris, v. 30, p. 413–436, 1977.

DAWES, W.R.; HATTON, T.J. **TOPOG IRM, 1, Model description, Technical Memorandum**. Canberra: CSIRO Division of Water Resources, 1993.

DePHILIP, M. The Giving Rivers: Protected areas and environmental flows in North America. **5th World Congress on Protected Areas**, Durban, 2003. Disponível em: <http://www.nature.org/event/wpc/files/dephilip_paper.pdf>. Acesso em: 7 fev. 2012.

DiGIAMMARCO, P.; TODINI, E.; LAMBERTI, P. A conservative finite elements approach to overland flow: the control volume finite element formulation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 175, p. 267–291, 1996.

DOURADO NETO, D.; NIELSEN, D.R.; HOPMANS, J.W.; REICHARDT, K.; BACCHI, O.O.S. Software to model soil water retention curves (SWRC, version 3.00). **Scientia Agricola**, Piracicaba, v.57, p.191-192, 2000.

DOWNER, C.W. **Identification and modeling of important stream flow producing processes in watersheds**. 2002. 1760 p. Thesis (PhD) - University of Connecticut, Storrs, 2002.

DOWNER, C.W.; JOHNSON, B.E.; OGDEN F.L.; MESELHE, E.A. Advances in physically based hydrologic modeling with CASC2D, **EWRI Watershed Management 2000 Conference**, ASCE. 2000. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1061/40499\(2000\)48](http://dx.doi.org/10.1061/40499(2000)48)>. Acesso em: 10 mai. 2012.

DOWNER, C.W.; OGDEN, F.L. GSSHA: A model for simulating diverse streamflow generating processes, **Journal of Hydrologic Engineering**, New York, v. 9, p. 161-174, 2004a.

DOWNER, C.W.; OGDEN, F.L. Appropriate vertical discretization of richards' equation for two-dimensional watershed-scale modelling, **Hydrological Processes**, Chichester, v. 18, p. 1-22, 2004b.

DOWNER, C.W.; OGDEN, F.L.; BYRD, A.R. GSSHAWIKI User's Manual, Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis Version 4.0 for WMS 8.1, **ERDC Technical Report**, Engineer Research and Development Center, Vicksburg, Mississippi. 2008a. Disponível em: <www.gsshawiki.com/gssha/GSSHA_User's_Manual>. Acesso em: 6 ago. 2010.

DOWNER, C.W.; OGDEN, F.L.; BYRD, A.R. Non-orthogonal Channel and Reservoir Routing in GSSHA. **ERDC Technical Note, System-wide Water Resources Program**. 2008b. Disponível em < <http://libweb.wes.army.mil/uhtbin/hyperion/TN-SWWRP-08-5.pdf>>. Acesso em 10 fev. 2012.

DOWNER, C.W.; OGDEN, F.L.; NEIDZIALEK, J.; LIU, S. Gridded Surface / Subsurface Hydrologic Analysis (GSSHA) Model: A Model for Simulating Diverse Streamflow-Producing Process. In: SINGH, V.P.; FREVERT, D.K. **Watershed Models**. Boca Raton: CRC Taylor and Francis, 2006. p. 131-157.

DUDLEY, N.; STOLTON, S. **Running Pure. The importance of forest protected areas to drinking water**. Washington DC: World Bank/WWF Alliance for Forest Conservation and Sustainable Use. 2003. 112 p.

DUNNE, T. Field studies of hillslope flow process. In: KIKBY, M.J. **Hillslope hydrology**. Chichester: John Wiley, 1978. p.227-293.

ELSENBEER, H. Hydrologic Flowpath in tropical rainforest soilscares – a Review. **Hydrological Processes**, Chichester, v.15, p.1751-1759, 2001.

ELSENBEER, H.; VERTESSY, R.A. Stormflow Generation and Flowpath Characteristics in an Amazonian Rainforest Catchment. **Hydrological Processes**, Chichester, v.14, p.2367-2381, 2000.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2.ed. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 2006. 306p.

ENGMAN, E.T. U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS. "Roughness coefficients for routing surface runoff," ASCE, **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Reston, v. 112, p. 39-52, 1986.

EXTREMA (cidade). **Projeto "Conservador das Águas"** - Lei municipal 2.100/05. Disponível em: <http://www.comitepcj.sp.gov.br/download/Programa-Conservador-Aguas_Extrema-MG.pdf>. Acesso em: 20 jul.2008.

FAIR, G.M.; HATCH, L.P. Fundamental factors governing the streamline flow of water through sand. **Journal of the American Water Works Association**, Baltimore, v. 25, p. 1551–1565, 1933.

FITZHUGH, R.D.; FURMAN, T.; WEBB, J.R.; COSBY, B.J.; DRISCOLL, C.T. Longitudinal and seasonal patterns of stream acidity in a headwater catchment in the Appalachian Plateau, West Virginia, U.S.A. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v. 47, p. 36–92, 1999.

FLANAGAN, D.C.; ASCOUGH, J.C.; NICKS, A.D.; NEARING, M.A.; LAFLEN, J.M. Overview of the WEPP erosion prediction model. In: FLANAGAN, D.C.; NEARING, M.A. **USDA water erosion prediction project: hillslope profile and watershed model documentation**. West Lafayette: USDA-ARS NSERL; 1995.

GAMBOLATI, G.; PUTTI, M. PANICONI, M. Three dimensional model of coupled density dependent flow and miscible salt transport. In: BEAR, J. **Seawater intrusion in coastal aquifers**. Dordrecht: Kluwer Acad, 1999. cap. 10.

GBUREK, W.J.; FOLMAR, G.J. Flow and chemical contributions to streamflow in an upland watershed: A baseflow survey. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 217, p. 1–18, 1999.

GBUREK, W.J.; NEEDELMAN, B.A.; SRINIVASAN, M.S. Fragipan controls on runoff generation: Hydrogeological implications at landscape and watershed scales. **Geoderma**, Amsterdam, v.131, p.330-344, 2006.

GENEREAUX, D.P.; HEMOND, H.F.; MULHOLLAND, P.J. Use of radon-222 and calcium as tracers in a three-end-member mixing model for streamflow generation on the West Fork of Walker Branch Watershed. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 142, p. 167–211, 1993.

GERARD-MARCHANT, P.; HIVELY, W.D.; STEENHUIS, T.S. Distributed hydrological modeling of total dissolved phosphorous transport in agricultural landscapes. pt I. **Hydrology And Earth System Sciences**, Katlenburg-Lindau, v.10, p. 245–261, 2006.

GONFIANTINI, R.; FRÖLICH, K.; ARUGUA´S-ARAGUA´S, L.; ROZANSKI, K. Isotopes in groundwater hydrology. In: KENDALL, C.; McDONNELL, J.J. **Isotope Tracers in Catchment Hydrology**. Amsterdam: Elsevier, 1998. p. 203–246.

GOTTARDI, G.; VENUTELLI, M. A control-volume finite element model for twodimensional overland flow. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 16, p. 227–284, 1993.

GRAYSON, R.B.; MOORE, I.D.; McMAHON, T.A. Physically based hydrologic modeling. 1. A terrain-based model for investigating purposes. **Water Resources Research**, Washington, v. 28, p. 2639–2658, 1992.

HAITH, D.A.; SHOEMAKER, L.L. Generalized watershed loading functions for stream flow nutrients. **Water Resources Bulletin**, Bethesda, v. 23, p. 471–478, 1987.

HAMILTON, L.S.; KING, P.N. **Tropical Forested Watersheds**. Hydrologic and Soils Response to Major Uses or Conversion. Boulder: Westview Press, 1983. 168 p.

HARBAUGH, A.W.; BANTA, E.R.; HILL, M.C.; McDONALD, M.G. **MODFLOW-2000, the US geological survey modular ground water model – user guide to modularization concepts and the ground-water flow process**. Reston: USGS, 2000. 253 p.

HEWLETT, J.D.; HIBBERT, E. Factors Affecting the Response of Small Watersheds to Precipitation in Humid Areas. In: SOPPER, W.E.; LULL, H.W. **INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON FOREST HYDROLOGY**. 1967. Oxford. **Proceedings...**Oxford:Pergamon Press, 1967. p. 275-290.

HEWLETT, J.D.; NUTTER, W.L. **An Outline of Forest Hydrology**. Athens: University of Georgia Press, 1969. 137 p.

HIBBERT, A.R. Forest treatment effects on water yield. In: International Symposium on Forest Hydrology, 1967, Penn State University. 1967. New York . **Proceedings ...** New York: Pergamon Press, 1967. p.527-543.

HICKEL, K. **The effect of pine afforestation on flow regime in small upland catchments**. 2001. Thesis (Masters) - University of Stuttgart. 2001.

HILL, A.R.; DEVITO, K.J.; CAMPAGNOLO, S.; SANMUGADAS, K. Subsurface denitrification in a forest riparian zone: interactions between hydrology and supplies of nitrate and organic carbon. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v. 51, p. 193–223, 2000.

HONDA, E. A.; OCHIAI, H.; ABE, K.; BERTO, E. A.; FRANCISCO, A. Transporte de Sedimentos, Escoamento Superficial e Variação da Tensão Matricial do Solo em Parcelas com Diferentes Usos do Solo no Município de Assis. In: VILAS BOAS, O.; DURIGAN, G. **Pesquisas em Conservação e Recuperação Ambiental no Oeste Paulista: Resultados da Cooperação Brasil/Japão**. SP: Páginas & Letras, 2004, v. 1, p. 133-153.

HORTON, R.E. The role of infiltration in the hydrological cycle. **Transactions of American Geophysical Union**, Washington, v. 14, p. 446-460, 1933.

HURSH, C.R. Report of the subcommittee on subsurface flow. **Transactions of American Geophysical Union**, Washington, v. 22, p. 862–870, 1944.

HURSH, C.R. Storm-water and adsorption. **Transactions of American Geophysical Union**, Washington, v.17, p. 301–302, 1936.

HUTCHINSON, M.F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 106, p. 211-232, 1989.

HUTSON, J.L.; CASS, A. A retentivity function for use in soil-water simulation models. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 38, p. 105–113, 1987.

HVORSLEV, M.J. **Time lag and soil permeability in ground-water observations**. Vicksburg: Waterways Experiment Station, 1951. 50 p.

JACOB, C.E. Correlation of groundwater levels and precipitation on Long Island, New York: 1. Theory. **Transactions of American Geophysical Union**, Washington, p. 564–573, 1943.

JACOB, C.E. Correlation of groundwater levels and precipitation on Long Island, New York: 2. Correlation of data. **Transactions of American Geophysical Union**, Washington, p. 321–386, 1944.

JAMES, L.D.; THOMPSON, W.O. Least squares estimation of constants in a linear recession model. **Water Resources Research**, Washington, v. 6, p. 1062-1069, 1970.

JAYAKRISHNAN, R.; SRINIVASAN, R.; SANTHI, C.; ARNOLD, J.G. Advances in the application of the SWAT model for water resources management. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 19, p. 749–762, 2005.

JOHNSON, B.E.; GERALD, T.K. Development of nutrient submodules for use in the Gridded Surface Subsurface Hydrologic Analysis (GSSHA) Distributed Watershed Model. **Journal of the American Water Resources Association**, Herndon, v. 42, p. 1502-1525, 2006.

JULIEN, P.Y.; SAGHAFIAN, B. **CASC2D Users Manual - A Two Dimensional Watershed Rainfall-Runoff Model**. Civil Engr. Report, CER90-91PYJ-BS-12. Fort Collins: Colorado State University, 1991. 66 p.

JULIEN, P.Y.; SAGHAFIAN, B.; OGDEN, F.L. Raster-Based Hydrologic Modeling of Spatially- Varied Surface Runoff. **Water Resources Bulletin**, Bethesda, v. 31, p. 523-536, 1995.

KELLIHER, F.M.; LEUNING, R.; RAUPACH, M.R.; SCHULZE, E.D. Maximum conductances for evaporation from global vegetation types. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v.72, p.1-16, 1995.

KENT, K.M. **Documentation**. Washington: U.S. Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service, 1964.

KLUTE, A. Water retention: laboratory methods. In: _____ **Methods of soil analysis**. 2nd . ed. Madison: American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 1986. pt. 1, p. 635-662.

KRAUSE, P.; BOYLE, D.P.; BÄSE, F. Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment, **Advances in Geosciences**, Katlenburg-Lindau, v. 5, p. 89-97, 2005.

LAGE, I.C. **Avaliação de Metodologias para Determinação da Permeabilidade em Meios porosos**: A área experimental da Fazenda Ressacada (SC).2005. 119p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2005.

LANGBEIN, W.B. Some channel storage studies and their application to the determination of infiltration. **Transactions of American Geophysical Union**, Washington, v. 19, p. 435-445, 1938.

LANGFORD, K.J. Change in yield of water following a bushfire in a forest of Eucalyptus regnans, **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 29, p. 87–114, 1976.

LEE, R. **Forest microclimatology**. New York: Columbia University, 1978. 276 p.

LEE, R. Theoretical estimation versus forest water yield. **Water Resources Research**, Washington, v. 6, p. 1327-1337, 1970.

LEE, R. **Forest Hydrology**. New York: Columbia University Press, 1980. 349 p.

LEONARD, R.E. Net precipitation in a northern hardwood forest. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 66, n. 8, p. 2417-2421, 1961.

LEWIS, J.; MORI, S.R.; KEPPELER, E.T.; ZIEMER, R.R. Impacts of logging on storm peak flows, flow volumes and suspended sediment loads in Caspar Creek, California. In: WIGMOSTA, M.S.; BURGESS, S.J. **Land Use and Watersheds**. Washington: American Geophysical Union, 2001. p. 85–125.

LIANG, X.; LETTENMAIER, D.P.; WOOD, E.F.; BURGESS, S.J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. **Journal of Geophysical Research, Washington**, v. 99, n. 7, p. 14415-14428. 1994.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: EDUSP, 2005. 335p.

LIMA, W.P.; ZÁKIA, M.J.B. O papel do ecossistema ripário. In: _____. **As Florestas Plantadas e a Água: Implementando o conceito da microbacia hidrográfica como unidade de planejamento**. São Carlos: Rima Editora, 2006. v. 1, p. 77-88.

LIMA, W.P. **Hidrologia florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas**. 2. ed. Piracicaba: ESALQ, 2008. 253 p.

LIMA, W.P. **Impacto ambiental do eucalipto**. 2 ed. São Paulo: EDUSP, 1996. 301p.

LIMA, W.P. **Manejo de Bacias Hidrográficas**. Piracicaba: ESALQ/USP, 2001. (Apostila) 90p.

LIMA, W.P.; ZAKIA, M.J.B. Hidrologia de Mata Ciliares. In: RODRIGUES, R.R.; LEITÃO FILHO, H.F. **Matas ciliares: Conservação e recuperação**. São Paulo: EDUSP/FAPESP, 2000. p.33-44.

LINDGREN, G.A.; DESTOUNI, G.; MILLER, A.V. Solute transport through the integrated groundwater-stream system of a catchment. **Water Resources Research**, Washington, v. 40, p. 1–13, 2004.

LITAOR, M.I. Aluminum mobility along a geochemical Catena in an alpine Watershed, front range, Colorado. **Catena**, Amsterdam, v. 19, p. 1–16, 1992.

LOAGUE, K; Van der KWAACK, J. Physics-based hydrologic response simulation: platinum bridge, 1958 Edsel, or useful tool. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 18, p. 2949–2956, 2004.

LOMBARDI NETO, F.; BELLINAZZI JÚNIOR, R.; GALETI, P.A.; BERTOLINI, D.; LEPSCH, I.F.; OLIVEIRA, J.B. Nova abordagem para cálculo de espaçamento entre terraços. SIMPÓSIO SOBRE TERRACEAMENTO AGRÍCOLA. 1989. Campinas. **Anais...** Campinas, 1989. Fundação Cargill. p. 99-124.

LORZ, C.; VOLK, M.; SCHMIDT, G. Considering spatial distribution and functionality of forests in a modeling framework for river basin management. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 248, p. 17-25, 2007.

LOURENÇÃO, A. **Medição comparativa do escoamento superficial e do potencial de erosão pelo método de microparcels em mata ciliar restaurada e em outros tipos de uso do solo.** 2006. 24p. Monografia (Engenharia Agrônômica) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2006.

MACHADO, E.C.; PEREIRA, A.R.; CAMARGO, M.B.P; FAHL, J.I. Relações radiométricas de uma cultura de cana-de-açúcar. **Bragantia**, Campinas, v. 44, n. 1, 1985 .

MAIDMENT, D.R. **Handbook of Hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993.

McLEAN, S. **Baseflow response to Vegetation change.** 2001. Thesis (Masters) - Glendhu State Forest, Otago, New Zealand. 2001.

MENDONÇA, L.A.R.; VÁSQUEZ, M.A.N.; FEITOSA, J.V.; OLIVEIRA, J.F.; FRANÇA, R.M.; VÁSQUEZ, E.M.F.; FRISCHKORN, H. Avaliação da capacidade de infiltração de solos submetidos a diferentes tipos de manejo. **Engenharia Sanitária e Ambiental**, Rio de Janeiro, v.14, n.1, p. 89-98, 2009.

MIRANDA, M.J.; PINTO, H.S.; ZULLO JÚNIOR, J.; FAGUNDES, R.M.; FONSECHI, D.B.; CALVE, L.; PELLEGRINO, G.Q. **Clima dos municípios paulistas.** CEPAGRI/UNICAMP. 2011. Disponível em: <<http://www.cpa.unicamp.br/outras-informacoes/clima-dos-municipios-paulistas.html>>. Acesso em: 10 jun. 2012.

MOCKUS, V. **Watershed lag.** Washington: U.S. Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service, ES-1015, 1961.

MONTEITH, J.L. Evaporation and surface temperature. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 107, p. 1-27, 1981.

MONTEITH, J.L. **Vegetation and the Atmosphere, Case Studies.** New York: Academic Press, 1975. v. 2.

MORAES, J.M.; SCHULER, A.E.; DUNNE, T.; FIGUEIREDO, R.O.; VICTORIA, R.L. Water storage and runoff process in plinthic soils under forest and pasture in eastern Amazonia. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 20, p.2509-2526, 2006.

MORAES, S.O. **Heterogeneidade hidráulica de uma terra roxa estruturada.** Piracicaba, 1991. 141p. Tese (Doutorado na área de Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 1991.

MOREIRA, M.C.; PRUSKI, F.F.; SILVA, A.L.; SILVA, D.D.; SILVA, J.M.A. Sistema integrado para gestão dos recursos hídricos: estudo de caso para a bacia do ribeirão Entre Ribeiros. **Engenharia na agricultura**, Viçosa, V.18 N.5, 2010. 419-428 p.

MORETTI, L.R. **Avaliação da erosão superficial em pequenas bacias hidrográficas rurais.** São Paulo, 2001. 128p. Tese (Doutorado na área de Engenharia Hidráulica) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.

MORIASI, D.N.; ARNOLD, J.G.; Van LIEW, M.W.; BINGNER, R.L.; VEITH, T.L.; HARMEL, R.D. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, St. Joseph, v. 50, p. 885-900, p. 2007.

MORO, M.A. **Utilização da interface SWAT-SIG no estudo da produção de sedimentos e do volume de escoamento superficial com simulação de cenários alternativos.** 2005. 100p. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2005.

MORTATTI, J.; PROBST, J.L. **Hidrogeoquímica de bacias de drenagem.** Piracicaba: CENA/USP, 1998. 232p.

NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J. V.: River flow forecasting through conceptual models, Part I - A discussion of principles, **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 10, p. 282–290, 1970.

NEARY, D.G.; ICE, G.G.; JACKSON, R. Linkages between forest soils and water quality and quantity. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v.258, p. 2269-2271, 2009.

NEPSTAD, D.C.; CARVALHO C.R.; DAVIDSON, E.A.; JIPP, P.H.; LEFEBVRE, P.A.; NEGREIROS, G.H.; SILVA, E.D.; STONE, T.A.; TRUMBORE, S.E.; VIEIRA, S. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, London, v. 372, p. 666-669, 1994.

NOBRE, A.D.; CUARTAS, L.A.; HODNETT, M.; RENNÓ, C.D.; RODRIGUES, G.O.; SILVEIRA, A.C.; WATERLOO, M.J.; SALESKA, S.R. Height Above the Nearest Drainage, a hydrologically relevant new terrain model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 404, p. 13-29, 2011.

NOORDUIJN, S.L.; GHADOUANI, A.; VOGWILL, R. SMETTEM, K.R.J.; LEGENDRE, P. Water table response to an experimental alley farming trial: dissecting the spatial and temporal structure of the data. **Ecological Applications**, Tempe, v. 20, p. 1704-1720, 2010.

O'KEEFFE, J. Sustaining river ecosystems: Balancing use and protection. **Progress in Physical Geography**, London, v. 33, p. 339–357, 2009.

OGDEN, F.L.; JULIEN, P.Y. CASC2D: A Two-Dimensional, Physically-Based, Hortonian, Hydrologic Model. In SINGH, V.P.; FREVERTS, D. **Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications**. Littleton: Water Resources Publications, 2002. 972 p

OLIVEIRA, M.A.T. Processos erosivos e preservação de áreas de risco de erosão por Voçorocas. In: GUERRA, A.J.T.; SILVA, A.S.; BOTELHO, R.G.M. **Erosão e conservação dos solos: Conceitos, temas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p.57-99.

OUARDA, T.B.M.J.; CHARRON, C.; St-HILAIRE, A. Statistical models and the estimation of low flows. **Canadian Water Resources Journal**, Vancouver, v. 33, p. 195–206, 2008.

PATEL, J.A. Evaluation of low flow estimation techniques for ungauged catchments. **Water and Environment Journal**, London, v. 21, p. 41–46, 2007.

PECK, A.J.; WILLIAMSON, D.R. Effects of forest clearing on groundwater. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 95, p. 47-65, 1987.

PERELMAN, A.I. **Geochemie epigenetischer Prozesse**. Berlin: Akademieverlag, 1972. 400 p.

PIELKE, R.A.; AVISSAR, R.; RAUPACH, M.; DOLMAN, A.J.; ZENG, X.; DENNING, S. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: influence on weather and climate. **Global Change Biology**, Oxford, v. 4, p. 461–475, 1998.

PINDER, G.F. BREDEHOEFT, J.D. Application of the digital computer for aquifer evaluations. **Water Resources Research**, Washington, v. 4, p. 1069–1093, 1968.

PINTO, N.L.S.; HOLTZ, A.C.T.; MARTINS, J.A.; GOMIDE, F.L.S. **Hidrologia Básica**. São Paulo: E. Blücher, 1976. 278 p.

POFF, N.L.; RICHTER, B.; ARTHINGTON, A.H.; BUNN, S.E.; NAIMAN, R.J.; APSE, C.; BLEDSOE, B.P.; FREEMAN, M.C.; HENRIKSEN, J.; JACOBSON, R.B.; KENNEN, J.G.; MERRITT, D.M.; O'KEEFFE, J.H.; OLDEN, J.D.; ROGERS, K.; THARME, R.E.; WARNER, A. Ecological Limits of Hydrological Alteration (ELOHA): A new framework for developing regional environmental flow standards. **Freshwater Biology**, Oxford, v. 55p. 147–170, 2010.

PORTO, R.M. **Hidráulica básica**. 4 ed. São Carlos: EESC-USO, 2006. 540p.

POZZEBON, E.J. **Simulação de escoamento superficial em micro-bacia hidrográfica utilizando sistema de informação geográfica e de modelagem hidrológica**. 2000. 243p. Tese (Doutorado na área de Irrigação e Drenagem) Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2000.

PRICE, K.; JACKSON, C.R.; PARKER, A.J.; REITAN, T.; DOWD, J.; CYTERSKI, M. Effects of watershed land use and geomorphology on stream low flows during severe drought conditions in the southern Blue Ridge Mountains, GA and NC, USA, **Water Resources Research**, Washington, v. 47, W02516, 19p.2011. doi:10.1029/2010WR009340.

PRICE, K. Effects of watershed topography, soils, land use and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review. **Progress in Physical Geography**, London, v.35, p. 465-492, 2011.

PRUSKI, F.F.; SILVA, D.D.; SANTOS, W.L.; RODRIGUES, L.N.; ANTUNES, V.L. **Infiltração de água no solo**. Viçosa, Editora UFV, 1997. 26p.

QUINTERO, M.; WUNDER, S.; ESTRADA, R.D. For services rendered? Modeling hydrology and livelihoods in Andean payments for environmental services. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 258, p. 1871-1880, 2009.

RANIERI, S.B.L. **Avaliação de métodos e escalas de trabalho para a determinação de risco de erosão em bacia hidrográfica utilizando Sistema de Informações Geográficas (SIG)**. 1996. 128p. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1996.

RANZINI, M.; RIGHETTO, A.M.; LIMA, W.P.; GUANDIQUE, M.E.G.; ARCOVA, F.C.S.; CICCIO, V. Processos hidrológicos de uma microbacia com Mata Atlântica, na região da Serra do Mar, SP. **Scientia Forestalis**. Piracicaba, IPEF, n. 66, p. 108-119, 2004.

REFSGAARD, J.C.; STORM, B. MIKE SHE. In SINGH, V.P. **Computer Models of Watershed Hydrology**. Highlands Ranch: Water Resources Publications, 1995. p. 809–846.

RENNÓ, C.D.; NOBRE, A.D.; CUARTAS, L.A.; SOARES, J.V.; HODNETT, M.G.; TOMASELLA, J.; WATERLOO, M. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM; Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 112, p. 3469-3481, 2008.

RICHARDS, L.A. Capillary conduction of liquids in porous mediums. **Physics**, New York, v. 1, p. 318-333, 1931.

ROBINSON, M.; COGNARD-PLANCQ, A.L.; COSANDEY, C.; DAVID, J.; DURAND, P.; FÜHRER, H.W.; HALL, R.; HENDRIQUES, M.O.; MARC, V.; MCCARTHY, R.; McDONNELL, M.; MARTIN, C.; NISBET, T.; O'DEA, P.; RODGERS, M.; ZOLLNER, A. Studies of the impact of forests on peak flows and baseflows: a European perspective. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 186, p. 85–97, 2003.

ROBINSON, M.; MOORE, R.E.; BLACKIE, J.R. **From moorland to forest: the Coalburn catchment experiment**. Institute of Hydrology and Environment Agency Report. Wallingford: Institute of Hydrology, 1997.

SALEMI, L.F.; GROPPPO, J.D.; TREVISAN, R.; MORAES, J.M.; LIMA, W.P.; MARTINELLI, L.A. Riparian vegetation and water yield: A synthesis. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 454-455, p. 195-202, 2012.

SARTORI, A.; GENOVEZ, A.M.; LOMBARDI NETO, F. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos. pt.2: Aplicação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, São Paulo, v. 10, p. 5-18, 2005.

SARTORI, A.; LOMBARDI NETO, F.; GENOVEZ, A.M. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos. pt. 1: Classificação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, São Paulo, v. 10, p. 19-29, 2005.

SCHUMACHER, W. **Die Physik des Bodens**. Berlin: Wiegandt and Hempet, 1864.
SCOTT, D.F.; LESCH, W. Streamflow responses to afforestation with *Eucalyptus grandis* and *Pinus patula* and to felling in the Mokobulaan experimental catchments. South Africa. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 199, p. 360–377, 1997.

SCOTT, D.F.; SMITH, R.E. Preliminary empirical models to predict reduction in total and low flows resulting from afforestation. **Water SA**, Pretoria, v. 23 p. 135–140, 1997.

SHVIDENKO, A.; BARBER, C.V.; PERSSON, R. Forest and woodland systems. In: HASSAN, R.; SHOLES, R.; AHS, N. **Ecosystems and human well-being**: current state and trends. v.1. Washington: Island Press. 2005. p. 585–621.

SIDLE, R.C.; KITAHARA, H.; TERAJIMA, T.; NAKAI, Y. Experimental studies on the effects of pipeflow on throughflow partitioning. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 165, p. 207–219, 1995.

SILVA, A.M.; OLIVEIRA, P.M.; MELLO, C.R.; PIERANGELI, C. Vazões mínimas e de referência para outorga na região do Alto Rio Grande, **Revista brasileira de engenharia agrícola e ambiental**, Campina Grande, v.10, p.374-380, 2006.

SILVA, A.S. Análise morfológica dos solos e erosão. In: GUERRA, A.J.T.; SILVA, A.S.; BOTELHO, R.G.M. **Erosão e conservação dos solos**: Conceitos, temas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p.102-126.

SILVA, C.L.; KATO, E. Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. Brasília, v. 32, p. 213-220, 1997.

SILVEIRA, A.L.L. Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. In: TUCCI, C.E.M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Ed. Da Universidade: ABRH: EDUSP, 1993. p.35-51.

SILVEIRA, G.M. **Preparo de solo**: Técnicas e implementos. Viçosa: Aprenda Fácil Editora, 2001. 290p.

SMAKHTIN, V.U. Low flow hydrology: A review. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 240, p. 147–186, 2001.

SMAKHTIN, V.U. A concept of pragmatic hydrological time series modelling and its application in South African context. In: South African National Hydrology Symposium, 9., 1999. local. **Proceedings...** p. 1–11.

SOPPER, W.E.; LULL, H.W. International Symposium on Forest Hydrology: of a National Science Foundation Advanced Science Seminar. 1967. New York. **Proceedings** New York: Pergamon Press, 1967.

SPAROVEK, G.; RANIERI, S.B.L.; GASSNER, A.; DE MARIA, I.C.; SCHNUG, E.; DOS SANTOS, R.F.; JOUBERT, A. A conceptual framework for the definition of the optimal width of riparian forests. **Agricultural, Ecosystems and Environment**. Amsterdam, v. 90, p. 169–175, 2002.

SPOLADOR, J.; SANCHES, L. Radiação fotossinteticamente ativa em uma floresta de transição. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 21, p. 89-95, 2006.

STEDNICK, J.D. Monitoring the effects of timber harvest on annual water yield. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 176, p. 79–95, 1996.

STEDNICK, J.D. **Hydrological and Biological Responses to Forest Practices: The Alsea Watershed Study**. New York: Springer, 2008, 199 p.

STRAHLER, A.N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 63, p. 923–938, 1952.

SUTTON, O.G. **Micrometeorology**: a study of physical processes in the lowest layers of the earth's atmosphere. New York: Robert E. Krieger Publ., 1977. 333p.

SWANK, W.T.; CROSSLEY, D.A. **Forest Hydrology and Ecology at Coweeta**, New York: Springer Verlag, 1988. 469 p.

SWANK, W.T.; VOSE, J.M.; ELLIOTT, K.J. Long-term hydrologic and water quality responses following commercial clearcutting of mixed hardwoods on a southern Appalachian catchment. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v.143, p.163-178, 2001.

TALLAKSEN, L.M. A review of baseflow recession analysis. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 165, p. 349–370, 1995.

TERAMOTO, E.R.; LEPSCH, I.F.; VIDAL-TORRADO, P. Relações solo, superfície geomórfica e substrato geológico na microbacia do ribeirão Marins (Piracicaba - SP). **Scientia Agrícola**, Piracicaba, vol.58, p. 361-371, 2001.

TETZLAFF D, S.C.; WALDRON, S.; MALCOLM, I.A.; BACON, P.J.; DUNN, S.M.; LILLY, A.; YOUNGSON, A.F. Conceptualization of runoff processes using a geographical information system and tracers in a nested mesoscale catchment. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 21, p. 1289–1307, 2007.

THEIS, C.V. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. **Transactions of American Geophysical Union**, Washington, v. 16, 519–524, 1935.

TOLEDO, A.M.A. **Evolução espaço-temporal da estrutura da paisagem e sua influência na composição química das águas superficiais dos ribeirões Piracicamirim e Cabras (SP)**. Piracicaba, 2001. 94 p. Dissertação (Mestrado) – Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2001.

TRESCOTT, P.C.; LARSON, S.P. Comparison of iterative methods of solving two-dimensional groundwater flow equations. **Water Resources Research**, Washington, v. 13, p. 125–136, 1977.

TROCH, P.A.; PANICONI, C.; Van LOON, E.E. Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 1. Formulation and characteristic response. **Water Resources Research**, Washington, v.39, p. 1316-1327, 2003b.

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

TUCCI, C.E.M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: UFRGS, 2005. 678 p.

TUCCI, C.E.M., 2009a. Escoamento Superficial. In: _____ **Hidrologia**. Porto Alegre: UFRGS 2009a.

TUCCI, C.E.M., 2009b Intercepção. In: _____ **Hidrologia**. Porto Alegre: UFRGS 2009a.

U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. National Engineering Handbook chap. 15:Time of Concentration. Washington: USDA-NRCS, 2010. 29 p.

U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. National Engineering Handbook chap. 9:Hydrological Soil-cover Complex. Washington: USDA-NRCS, 2004. 20 p.

U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. National Engineering Handbook chap. 7: Hydrological Soil Groups. Washington: USDA-NRCS, 2009. 13p.

U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service. **National Engineering Handbook**. Washington: USDA-SCS, 1972.

US Environmental Protection Agency. **Terms of environment**: Glossary, abbreviations, and acronyms. Washington: EPA, 1997.

- Van DAM, J.C.; FEDDES, R.A. Numerical simulation of infiltration, evaporation, and shallow groundwater levels with the Richards equation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 233, p. 72–85, 2000.
- Van der KWAAK, J.; LOAGUE, K. Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. **Water Resources Research**, Washington, v. 39, p. 37, p. 999–1013, 2001.
- Van der WEERT, R. **Hydrological Conditions in Indonesia**. Jakarta: Delft Hydraulics, 1994. 72 p.
- Van LILL, W.S.; KRUGER, F.J.; Van WYK, D.B. The effects of afforestation with *Eucalyptus grandis* (Hill ex Maiden) and *Pinus patula* (Schlecht. Et Cham.) on streamflow from experimental catchments at Mokobulaan, Transvaal. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 48, p. 107–118, 1980.
- VELBEL, M.A. Geochemical mass balances and weathering rates in forested watersheds of the southern Blue Ridge. **American Journal of Science**, New Haven, v. 285, p. 904–930, 1985.
- VIEIRA, D. B. **Avaliação da interceptação hidrológica e o efeito da vinhaça em cana-de-açúcar**. Limeira, 1982. 124p. Tese (Livre Docência) - Faculdade de Engenharia de Limeira, Universidade de Campinas, Campinas, 1982.
- VILLELA, S.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo McGraw-Hill, 1975. 245 p.
- VOGEL, R.M.; KROTL, C.N. Estimation of baseflow recession constants. In: BOWLES, D.S.; O'CONNELL, P.E. Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems. NATO Advanced Study Inst., Sintra, 1988. **Proceedings...** Kluwer, Dordrecht, 1991. p. 659.(NATO ASI Series C, 345)
- VOSS, C.I.; PROVOST, A.M. **Sutra, a model for saturated–unsaturated variable density ground-water flow with energy or solute transport**. US geological survey, Open-file report 02-4231. Reston: USGS, 2002. 250p.
- WANG T, I.E.; LENTERS, J.; SCOTT, D. On the role of groundwater and soil texture in the regional water balance: An investigation of the Nebraska Sand Hills, USA. **Water Resources Research**, Washington, v.45, 2009. Disponível em: <doi:10.1029/2009WR007733>. Acesso em 10 jun. 2012.
- WARD, R.C.; ROBINSON, M. **Principles of Hydrology**. Maidenhead: McGraw-Hill, 365 pp. 1990.
- WARD, A.D.; ELLIOT, W.J. **Environmental Hydrology**. New York: Lewis Publishers, 1995.
- WARD, A.D.; TRIMBLE, S.W. **Environmental Hydrology**. Second ed. New York: Lewis Publishers, 2004.
- WELLE, P.J.; WOODWARD, D.E. **Time of concentration**. Hydrology,. Chester: USDA-SCS-NENTC, 1986.(Technical Note, 4).

WHIPKEY, R.Z.; KIRKBY, M.J. Flow Within The Soil. In: KIRKBY, M.J. **Hillslope Hydrology**. Chichester: John Wiley, 1978. p.121-144.

WILDE, S.A.; STEINBRENNER, E.C.; PIERCE, R.S.; DOSEN, R.C.; PRONIN, D.T. Influence of forest cover on the state of the ground water table. **Soils Science Society of American Journal**, Madison, v.17, p. 65–67, 1953.

WILLMOT, C.J. On the validation of models. **Physical Geography**, New York, v. 2, p. 184–194, 1981.

WUNDER, S.; ALBÁN, M. Decentralized payments for environmental services: the cases of Pimampiro and PROFAFOR in Ecuador. **Ecological Economics**, Amsterdam, v. 65, p. 685–698, 2008.

ZAKIA, M.J.B.; FERRAZ, F.F.B.; RIGHETTO, A.M.; LIMA, W.P. Delimitação da Zona Ripária em uma Microbacia. In: LIMA, W.P.; ZAKIA, M.J.B. **As Florestas Plantadas e a Água**: implementando o conceito da microbacia hidrográfica como unidade de planejamento. São Carlos: Rima, 2006. p.89-106.

ZHU, Y.; DAY, R.L. Analysis of streamflow trends and the effects of climate in Pennsylvania, 1971 to 2001. **Journal of the American Water Resources Association**, Herndon, v. 41, 1393–1405, 2005.

ZIMMERMANN, B.; ELSENBEEER, H.; MORAES, J.M. The influence of land-use changes on soil hydraulic properties: implications for runoff generation. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v.222, p.29-38, 2006.

ZOLIN, C.A.; FOLEGATTI, M.V.; MINGOTI, R.; SÁNCHEZ-ROMÁN, R.M. ; PAULINO, J.; ORELLANA GONZÁLEZ, A.M.G. Minimização da erosão em função do tamanho e localização das áreas de floresta no contexto do programa conservador das águas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v. 35, p. 2157-2166, 2011.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA

ALFARO SOTO, M.A. **Estudo da Condutividade Hidráulica em Solos Não Saturados**. 1999. 121p. Dissertação (Mestrado na área de Geotecnia) - Escola de Engenharia de São Carlos, São Carlos. 1999.

AQUAVEO. **Introduction to Spatial Hydrologic Modeling in the US Army Corps of Engineers: GSSHA Using the Watershed Modeling System**. Tutorials –v.4. GSSHA Calibration. Disponível em: <www.gsshawiki.com>. Acesso em 10 out 2010.

ATWATER, M.A.; BALL, J.T. A surface solar radiation model for cloudy atmospheres. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 109, p. 878-888, 1981.

BLOOMFIELD, J.P.; ALLEN, D.J.; GRIFFITHS, K.J. Examining geological controls on baseflow index (BFI) using regression analysis: An illustration from the Thames Basin, UK. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 373, p. 164–176, 2009.

BONELL, M. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 150, p. 217-275, 1993.

BROOKS, R.H.; COREY, A.T. Properties of porous media affecting fluid flow. Journal of irrigation Drainage Division, **Proceedings Society Civil Engineering**, New York, v. 92, n. IR2, p. 61-88, 1966.

BRUIJNZEEL, L.A., Tropical forests and environmental services: not seeing the soil for the trees? **Agriculture, Ecosystems & Environment**, Amsterdam, v. 104, p. 185-228, 2002.

BRUIJNZEEL, L.A.; HAMILTON, L.S. **Decision time for cloud forests**. IHP Humid Tropics Program Series 13. Paris: IHP-UNESCO, 2000. 41 p.

BRUIJNZEEL, L.A.; PROCTOR, J. Hydrology and biogeochemistry of tropical montane cloud forests: what do we really know? In: HAMILTON, L.S.; JUVIK, J.O.; SCATENA, F.N. **Tropical Montane Cloud Forests**, 1995. p. 38–78. (Springer Ecological Studies No. 110)

BRUIJNZEEL, L.A.; WATERLOO, M.J.; PROCTOR, J.; KUITERS, A.T.; KOTTERINK, B. Hydrological observations in montane rain forests on Gunung Silam, Sabah, Malaysia, with special reference to the 'Massenerhebung' effect. **Journal of Ecology**, Cambridge, v. 81, p. 145–167, 1993.

CALDER, I.R.; NEWSON, M.D. Land use and upland water resources in Britain - a strategic look. **Water Resources Bulletin**, Bethesda, v. 16, p. 1628–1639, 1979.

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

COELHO, F.A. **Desenvolvimento de um modelo chuva-deflúvio para pequenas bacias rurais, a partir de modelos do hidrograma unitário instantâneo geomorfológico e do TOPMODEL**. 2003. 185 p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos, Energéticos e Ambientais) - Universidade Estadual de Campinas, faculdade de Engenharia Civil, 2003.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M. Simulação hidrológica de grandes bacias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 6, n. 1, p. 95-118, jan./mar. 2001.

COSSALTER, C.; PYE-SMITH, C. **Fast-Wood Forestry**. Myths and Realities. Bogor: Center for International Forestry Research, 2003. 50 p.

CRUCIANI, D.E. **A drenagem na agricultura**. São Paulo: Ed. Nobel, 1986. 337p.

CUNGE, J.A.; HOLLY, F.M.; VERWAY, A. **Practical aspects of computational river hydraulics**. Pitman Advanced Publishing Program, Boston: De Jong. 1980.

DEARDORFF, J.W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. **Journal of geophysical research**, Washington, v. 83, p. 1889-1903, 1978.

DHAWAN, B.D. Coping with floods in Himalayan rivers. **Economic and Political weekly**, Bombay, May 1, p. 849–853, 1993.

OWNER, C.W.; JAMES, W.; BYRD, A.; EGGERT, G. **Gridded surface subsurface hydrologic analysis (GSSHA) model simulation of hydrologic conditions and restruction scenarios for the judicial Ditch 31 Watershed, Minnesota**. Water Quality Technical Note AM-12, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS. 2002. Disponível em: <el.erdc.usace.army.mil/elpubs/pdf/wqtnam12.pdf>. Acesso em 10 de fev 2012.

DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. **Water Resources Research**, Washington, v. 28, p. 1015 – 1031, 1992.

ECKHARDT, K. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods. **Journal of Ecology**, Cambridge, v. 352, 168–173, 2008.

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 19, p. 507–515, 2005.

ECKHARDT, K.; ARNOLD, J.G. Automatic calibration of a distributed catchment model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 251, p. 103 – 109, 2001.

ECKHARDT, K.; FOHRER, N.; FREDE, H.G. Automatic model calibration. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 19, p. 651 – 658, 2005.

FEITOSA, F.A.C.; MANOEL FILHO, F.; FEITOSA, E.C.; DEMETRIO, J.G.A. **Hidrogeologia Conceitos e Aplicações**. 3. ed. Rio de Janeiro: CPRM, 2008. 812 p.

FURLAN, R.A.; FOLEGATTI, M.V. Distribuição vertical e horizontal de temperaturas do ar em ambientes protegidos. **Revista Brasileira De Engenharia Agrícola E Ambiental**, Campina Grande, v. 6 n. 1. 2002.

GERSCOVICH, D.M.S. **Modelagem Numérica de Fluxo em Meios Porosos Saturados/Não Saturados com Aplicações ao Estudo de Encostas do Rio de Janeiro**. 1994. 231p. Tese (Doutorado na área de Geotecnia) - Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1994.

GREEN, W.H.; AMPT, G.A. Studies of soil physics. I: Flow of air and water through soils. **Journal of Agricultural Science**, Toronto, v. 4, p. 1–24, 1911.

HAMILTON, L.S.; KING, P.N. **Tropical Forested Watersheds**. Hydrologic and Soils Response to Major Uses or Conversions. Boulder: Westview Press, 1983.

HAMILTON, L.S. Tropical watershed forestry – aiming for greater accuracy. **Ambio**, Stockholm, v. 16, p. 372–373, 1987.

HAVERKAMP, M.V.; VAUCLIN, J.; TOUMAN, J.; WIERENGA, P.J.; VACHAUD, G. A comparison of numerical simulation models for one dimensional infiltration. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 41, p. 285–294, 1977.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. Divisão de Minas e Geologia Aplicada do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. Escala 1:1.000.000. São Paulo, 1981.

KAIMOWITZ, D. From Rio to Johannesburg and beyond: Forest conservation and rural livelihoods in the global South. In: WORLD FORESTRY CONGRESS, 12., 2003. Quebec, Canada, 2003. **Proceedings...** Quebec, 2003. p. 10–15.

KIRKLAND, M.R.; HILLS, R.G.; Wierenga, P.J. Algorithms for solving Richards' equation for variably saturated soils. **Water Resources Research**, Washington, v. 28, p. 2049-2058, 1992.

LELE, S. Watershed services of tropical forests: from hydrology to economic valuation to integrated analysis. **Current opinion in Environmental sustainability**, 2009. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.cosust.2009.10.007>>. Acesso em: 10 fev. 2012.

LIMA, W.P. Interceptação da chuva por povoamentos de eucaliptos e de pinheiros. **IPEF**, Piracicaba, v.13, p. 75-90, 1976.

MACHADO, R.E. **Simulação de escoamento e de produção de sedimentos em uma microbacia hidrográfica utilizando técnicas de modelagem e geoprocessamento**. 2002. 154p. Tese (Doutorado em Irrigação e Drenagem) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2002.

MATA-LIMA, H.; VARGAS, H.; CARVALHO, J.; GONÇALVES, M.; CAETANO, H.; MARQUES, A.; RAMINHOS, C. Comportamento hidrológico de bacias hidrográficas: integração de métodos e aplicação a um estudo de caso. **Revista Escola de Minas**, Ouro Preto, v.60, n.3, p. 525-536, 2007.

McGUIRE, K.J.; McDONNELL, J.J. A review and evaluation of catchment transit time modeling. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, Elsevier, v. 330, p. 543–563, 2006.

McDONALD, M.G.; HARBAUGH, A.W. A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model. In **Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey**. 1988. Disponível em < <http://pubs.usgs.gov/twri/twri6a1/>>. Acesso em: 10 fev. 2012.

MONTEITH, J.L. Evaporation and environment, **Symposium of the Society for Experimental Biololy**, Swansea, v. 19, p. 205-234, 1965.

MORAES, S.O.; LIBARDI, P.L.; NETO, D.D. Problemas metodológicos na obtenção na curva de retenção da água pelo solo. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v.58, p. 383-392, 1993.

MORAES, S.O.; LIBARDI, P.L.; DOURADO NETO, D. Problemas metodológicos na obtenção da curva de retenção da água pelo solo. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 50, 1993.

OGDEN, F.L.; SAGHAFIAN, B. Green & Ampt infiltration with redistribution, **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Reston, v. 123, p. 386-393, 1997.

OLIVEIRA, J.B. **Solos da folha de Piracicaba**. Campinas: Governo do Estado de São Paulo, Secretaria de Agricultura e Abastecimento, Instituto Agrônômico, 1999. 173p.

OLIVEIRA, J.B.; PRADO, H. **Levantamento pedológico semidetalhado do Estado de São Paulo: quadrícula de Piracicaba**. Mapa escala 1:100.000. 1991.

RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L.; SAVABI, M.R. Infiltration parameters for rageland soils. **Journal of Range Management**, Denver, v.42, p.139-142, 1989.

RÖHM, S.A. **Resistência ao Cisalhamento de um Solo Arenoso Laterizado Não Saturado da Região de São Carlos-SP**. 1992.274p. Tese (Doutorado na área de Geotecnia) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1992.

SÃO MATEUS, M.S.C. **Determinação em Laboratório da Condutividade Hidráulica de Solos Não Saturados**. 1994. 198p. Dissertação (Mestrado na área de), Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1994.

SENARATH, S.U.S.; OGDEN, F.L.; DOWNER, C.W.; SHARIF, H.O. On the calibration and verification of two-dimensional, distributed, Hortonian, continuous watershed models, **Water Resources Research**, Washington, v.36, p. 1495-1510, 2000.

SILVA, A.M. **Banco de dados de curvas de retenção de água de solos brasileiros**. 2005. ///p. Dissertação (Mestrado na área de Geotecnia) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2005.

SOARES, Y.V.R. **Estudo da resistência ao escoamento em canais de fundo fixo**. São Paulo, 2000. 95p. Dissertação (Mestrado na área de Engenharia Hidráulica) – Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Universidade de São Paulo, 2010.

TEIXEIRA, R.S.; VILAR, O.M. Resistência ao Cisalhamento de um Solo Compactado Não Saturado, In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SOLOS NÃO SATURADOS,3., 1997. Rio de Janeiro, 1997. **Resumos...** p.161-169, 1997.

TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M.C.M.; FAIRCHILD, T.R.; TAIOLI, R. **Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2009. 623 p.

U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. **National Engineering Handbook Chapter 16 Hydrographs**, Washington, D.C., 2007.

VAN GENUCHTEN, M. TH A Closed-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. **Soils Science Society of American Journal**, Madison, v. 44, p. 892-898, 1980.

VETTORAZZI, C.A. **Avaliação multicritérios, em ambiente SIG, na definição de áreas prioritárias à restauração florestal visando à conservação de recursos hídricos**. Piracicaba, 2006. 151p. Tese (Livre Docência) – Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba,2006.

YANAGI, S.N.M.; COSTA, M.H. Modeling radiative transfer in tropical rainforest canopies: sensitivity of simulated albedo to canopy architectural and optical parameters. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v..83, p. 1231-1242, 2011.

ZOLIN, C.A. **Análise e otimização de projetos de pagamentos por serviços ambientais (PSA) utilizando sistemas de informações geográficas (SIG) - o caso do município de Extrema, MG**. Piracicaba, 2010. 128p. Tese (Doutorado na área de Irrigação e Drenagem) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba,2010.

APÊNDICES

APÊNDICE A - Processos e técnicas de aproximação do modelo hidrológico GSSHA versão 5.1.

Processos	Técnicas de aproximação
Distribuição da precipitação	Polígonos de Thiessen; ou Ponderação pelo inverso da distância ao quadrado.
Precipitação de neve e degelo	Balanço de energia.
Interceptação da precipitação	Equação empírica com dois parâmetros e variação sazonal.
Retenção da água na superfície	Especificação da lamina retida.
Infiltração	Green-Ampt (GA) (1911); ou Green-Ampt Multi-camadas; ou Green-Ampt com redistribuição (GAR) (OGDEN; SAGHAFIAN, 1997); ou Equação de Richards (ER) (1931) Onda difusa em duas direções com os seguintes algoritmos:
Escoamento na superfície	Explícito; ou Explícito alternando as direções (ADE) (DOWNER <i>et al.</i> , 2000); ou ADE Corretor-preditor (ADEPC) (DOWNER, 2002).
Escoamento e amortecimento na calha	Onda difusa em uma direção com gradiente de declividade explícito. Laminar:
Erosão na superfície	Impacto da gota de chuva (WICKS; BATHURST, 1996; GABET; DUNNE); Voçorocas efêmeras e Voçorocas: Kilinc Richardson (1973); ou Engelund Hansen (1967), ou <i>Stream power approach</i> (EVERAERT, 1991).
Evapotranspiração	Deardorff; ou Penman-Monteith com resistência do dossel sazonal.
Umidade do solo na zona Vadosa	Modelo de duas camadas; ou ER.
Escoamento subterrâneo	Duas dimensões verticalmente distribuído

(continua)

Processos e técnicas de aproximação do modelo hidrológico GSSHA versão 5.1. (continuação).

Processos	Técnicas de aproximação
Interação em escoamento subterrâneo e escoamento na calha	Lei de Darcy.
Exfiltração	Lei de Darcy.
Deposição de Sedimentos na superfície	Lei de Shield.
Transporte de sedimentos na superfície	Capacidade de transporte; ou Advecção em duas dimensões.
Escoamento de sedimentos finos na calha	Dispersão-advecção em uma dimensão.
Escoamento de areia na calha	Sedimentação da calha pelo método de Yang (1973)
Sedimentação de Barragens	Escoamento superficial; e Escoamento na calha;
Transporte de sedimentos finos na barragem	Reator completamente misto
Transporte de Contaminantes na barragem	Reator completamente misto
Transporte de areia na barragem	Fontes de areia depositada na superfície ao longo das células do limite da barragem Fontes de areia depositada no fundo da barragem
Deposição de sedimentos finos na barragem	Deposição uniforme sobre as células submersas; ou Deposição pelo equação de Shield.
Transporte de contaminantes na superfície	Dispersão-advecção em duas dimensões.
Reações na superfície	Decaimento de primeira ordem; ou Reações NSM. Entrada de vazão pelo escoamento na superfície; ou
Carregamento de contaminantes na calha	Interação com o escoamento subterrâneo – concentração especificada no escoamento subterrâneo. Pontos de origem da contaminação.
Transporte de Contaminantes na calha	Dispersão-advecção em uma dimensão.
Reações na calha	Decaimento de primeira ordem; ou Reações NSM.
Carregamento de contaminantes na barragem	Precipitação pluvial; ou Entrada de vazão pelo escoamento superficial; ou Pontos de origem da contaminação.
Reações na barragem	Decaimento de primeira ordem; ou Reações NSM.

APÊNDICE B - Dados para obtenção da curva de retenção dos solos da BHRM

Tipo de Solo	Saturada	Peso (g)				Peso do solo seco	Tara do anel	D. anel	Altura do anel	Volume do Anel	Densidade	Saturada	Umidade (cm³/cm³)			
		10 kPa	30 kPa	70 kPa	1500 kPa	g	g						10 kPa	30 kPa	70 kPa	1500 kPa
CX1+RL																
6+PV1	147,7	138,4	134,4	133,4	129,8	124,5	37,7	4,88	2,99	55,92	1,55	0,416	0,249	0,178	0,160	0,096
CX2	143,6	131,9	129,5	127,1	122,9	119,5	38,2	4,88	3,00	56,11	1,45	0,430	0,222	0,178	0,136	0,061
LV1	149,6	138,6	135,1	134,1	131,9	128,0	38,1	4,88	3,00	56,11	1,60	0,384	0,189	0,125	0,108	0,069
RL1	157,7	155,6	154,0	153,3	149,8	138,8	37,8	4,88	3,00	56,11	1,80	0,338	0,299	0,270	0,258	0,196
RL2	144,1	138,6	135,8	134,8	131,2	118,5	38,0	4,88	3,00	56,11	1,43	0,457	0,359	0,307	0,290	0,225
RL3	135,9	132,5	129,8	128,1	122,8	103,4	38,0	4,88	2,99	55,92	1,17	0,580	0,519	0,472	0,441	0,346
PE	152,9	147,1	144,6	143,9	140,9	130,4	38,2	4,88	2,99	55,92	1,65	0,401	0,298	0,254	0,241	0,188
PV2A	155,0	146,6	143,0	140,7	138,4	134,9	39,0	4,88	2,99	55,92	1,71	0,360	0,209	0,145	0,105	0,063
PV2B	149,8	140,5	137,2	136,6	134,5	127,0	37,9	4,88	2,99	55,92	1,59	0,407	0,240	0,182	0,171	0,134
PV3A	148,0	133,5	130,4	129,8	128,2	125,2	38,0	4,88	2,99	55,92	1,56	0,408	0,148	0,093	0,083	0,055
PV3B	157,1	152,8	150,2	149,4	147,0	138,2	38,3	4,88	3,00	56,11	1,78	0,337	0,260	0,214	0,199	0,156
PV4A	150,2	142,4	138,5	137,7	135,4	128,6	38,3	4,88	3,00	56,11	1,61	0,386	0,247	0,178	0,162	0,122
PV4B	157,8	155,3	153,9	153,6	151,1	138,8	38,2	4,88	2,99	55,92	1,80	0,339	0,295	0,270	0,264	0,219
PV5A	142,7	131,2	126,7	126,1	124,2	120,4	38,3	4,88	2,99	55,92	1,47	0,398	0,194	0,113	0,101	0,068
PV5B	152,3	145,0	140,1	139,3	136,5	131,0	38,4	4,88	2,99	55,92	1,66	0,381	0,250	0,163	0,147	0,098

APÊNDICE C - Dados para obtenção da condutividade hidráulica saturada dos solos da BHRM

Tipo de Solo	Volume cm ³	Tempo min	Altura cm	Diâmetro cm	L=Dx cm	A cm ²	K0 m.s ⁻¹
CX1+RL6+PV1	25	27	1,9	7,1	7	39,592	3,1E-06
CX2	33	20	1,9	7,1	7	39,592	5,5E-06
LV1	28	20	1,7	7,1	7	39,592	4,7E-06
RL1	22	45	1,7	7,1	7	39,592	1,7E-06
RL2	62	20	1,8	7,1	7	39,592	1,0E-05
RL3	9	45	1,7	7,1	7	39,592	6,8E-07
PE	35	20	1,7	7,1	7	39,592	5,9E-06
PV2A	55	27	1,7	7,1	7	39,592	6,9E-06
PV2B	33	20	1,9	7,1	7	39,592	5,5E-06
PV3A	168	27	1,9	7,1	7	39,592	2,1E-05
PV3B	63	45	1,6	7,1	7	39,592	4,8E-06
PV4A	62	45	1,9	7,1	7	39,592	4,6E-06
PV4B	13	27	1,9	7,1	7	39,592	1,6E-06
PV5A	92	27	1,9	7,1	7	39,592	1,1E-05
PV5B	16	45	1,7	7,1	7	39,592	1,2E-06

APÊNDICE D - Parâmetros obtidos em laboratório para os solos da BHRM.

Horizonte superficial:

Tipo de solo	Parâmetro							
	CHS ⁽¹⁾ (m.s ⁻¹)	θ_s (m ³ .m ⁻³)	θ_r (m ³ .m ⁻³)	θ_{50} (m ³ .m ⁻³)	θ_{1500} (m ³ .m ⁻³)	IDP (-) ⁽²⁾	PB (cm) ⁽²⁾	EMC ⁽³⁾ (m)
CX1+R	3,07E-06	0,4165	0,0957	0,2493	0,0957	0,530	0,250	0,20
L6+PV1								
CX2	5,46E-06	0,4304	0,0610	0,2221	0,0610	0,433	0,162	0,20
LV1	4,74E-06	0,3835	0,0690	0,1886	0,0690	0,640	0,220	0,40
RL1	1,66E-06	0,3375	0,1957	0,2987	0,1957	0,376	0,483	0,20
RL2	1,04E-05	0,4566	0,2254	0,3589	0,2254	0,457	0,312	0,20
RL3	6,77E-07	0,5799	0,3456	0,5195	0,3456	0,399	0,526	0,20
PE	5,93E-06	0,4014	0,1881	0,2975	0,1881	0,461	0,242	0,40
PV2	6,90E-06	0,3598	0,0631	0,2094	0,0631	0,611	0,321	0,80
PV3	2,06E-05	0,4075	0,0545	0,1479	0,0545	0,709	0,152	0,80
PV4	4,56E-06	0,3862	0,1217	0,2474	0,1217	0,663	0,323	0,40
PV5	1,13E-05	0,3982	0,0676	0,1937	0,0676	0,804	0,299	0,40

Observação: ⁽¹⁾ Condutividade Hidráulica Saturada; ⁽²⁾ parâmetros de ajuste da curva de retenção; ⁽³⁾ Espessura Máxima da Camada.

Horizonte subsuperficial:

Tipo de solo	Parâmetro							
	CHS ⁽¹⁾ (m.s ⁻¹)	θ_s (m ³ .m ⁻³)	θ_r (m ³ .m ⁻³)	θ_{50} (m ³ .m ⁻³)	θ_{1500} (m ³ .m ⁻³)	IDP (-) ⁽²⁾	PB (cm) ⁽²⁾	EMC ⁽³⁾ (m)
CX1+R	3,07E-06	0,4165	0,0957	0,2493	0,0957	0,530	0,250	1,40
L6+PV1								
CX2	5,46E-06	0,4304	0,0610	0,2221	0,0610	0,433	0,162	1,40
LV1	4,74E-06	0,3835	0,0690	0,1886	0,0690	0,640	0,220	3,30
RL1	1,66E-06	0,3375	0,1957	0,2987	0,1957	0,376	0,483	0,60
RL2	1,04E-05	0,4566	0,2254	0,3589	0,2254	0,457	0,312	0,60
RL3	6,77E-07	0,5799	0,3456	0,5195	0,3456	0,399	0,526	0,60
PE	5,93E-06	0,4014	0,1881	0,2975	0,1881	0,461	0,242	2,30
PV2	5,46E-06	0,4066	0,1343	0,2401	0,1343	0,633	0,222	2,10
PV3	4,80E-06	0,3370	0,1556	0,2598	0,1556	0,516	0,346	2,10
PV4	1,59E-06	0,3392	0,2192	0,2947	0,2192	0,393	0,333	2,30
PV5	1,20E-06	0,3807	0,0983	0,2500	0,0983	0,677	0,394	2,30

Observação: ⁽¹⁾ Condutividade Hidráulica Saturada; ⁽²⁾ parâmetros de ajuste da curva de retenção; ⁽³⁾ Espessura Máxima da Camada.

APÊNDICE E – Cálculo do tempo de concentração na BHRM.

Trecho	Dist.(m)	Fator k	cota inicia (m)	cota final (m)	Declividade (%)	Velocidade (m.s ⁻¹)	Tp (s)	Tp (min)	Tp (h)	Tc (h)
1	70,09	0,08	621,1	620	1,6	0,10	699,4	11,7	0,2	0,2
2	33,17	0,08	620	615	15,1	0,31	106,8	1,8	0,0	0,2
3	17,98	0,08	615	610	27,8	0,42	42,6	0,7	0,0	0,2
4	30,02	0,45	610	605	16,7	1,84	16,3	0,3	0,0	0,2
5	20,66	0,45	605	600	24,2	2,21	9,3	0,2	0,0	0,2
6	28,69	0,45	600	595	17,4	1,88	15,3	0,3	0,0	0,2
7	10,12	0,45	595	590	49,4	3,16	3,2	0,1	0,0	0,2
8	55,22	0,45	590	585	9,1	1,35	40,8	0,7	0,0	0,3
9	81,98	0,45	585	580	6,1	1,11	73,8	1,2	0,0	0,3
10	109,41	0,45	580	575	4,6	0,96	113,7	1,9	0,0	0,3
11	74,42	0,45	575	570	6,7	1,17	63,8	1,1	0,0	0,3
12	210,64	0,45	570	565	2,4	0,69	303,8	5,1	0,1	0,4
13	41,37	0,45	565	560	12,1	1,56	26,4	0,4	0,0	0,4
14	170,82	0,45	560	555	2,9	0,77	221,9	3,7	0,1	0,5
15	99,02	0,45	555	550	5,0	1,01	97,9	1,6	0,0	0,5
16	364,05	0,45	550	545	1,4	0,53	690,3	11,5	0,2	0,7
17	352,47	0,45	545	540	1,4	0,54	657,6	11,0	0,2	0,9
18	361,21	0,45	540	535	1,4	0,53	682,2	11,4	0,2	1,1
19	343,84	0,45	535	530	1,5	0,54	633,6	10,6	0,2	1,2
20	502,98	0,45	530	525	1,0	0,45	1121,1	18,7	0,3	1,6
21	820,49	0,45	525	520	0,6	0,35	2335,7	38,9	0,6	2,2
22	775,85	0,45	520	515	0,6	0,36	2147,7	35,8	0,6	2,8
23	493,62	0,45	515	510	1,0	0,45	1089,9	18,2	0,3	3,1
24	1100,96	0,45	510	505	0,5	0,30	3630,4	60,5	1,0	4,1
25	663,23	0,45	505	500	0,8	0,39	1697,4	28,3	0,5	4,6
26	2093,65	0,45	500	498,44	0,1	0,12	17044,4	284,1	4,7	9,3
Total	8925,96					23,12	33565,6	559,4	9,3	9,3

ANEXOS

ANEXO A – Resultados das sondagens realizadas nos solos da BHRM.

Ponto 1

SONDAGEM DE SIMPLES RECONHECIMENTO DO SOLO COM SPT NBR-6484/01 <small>Av. Dois Córregos, 2788 – B. Dois Córregos - Piracicaba - SP - CEP 13420-835 Fone: (19) 2105-9898 - Fax: (19) 2105-9860</small>						
OBRA: Doutorado LOCAL: Saltinho - SP CLIENTE: Rafael Mingoti			IDENTIF.: Ponto 01 FOLHA: -						
DATA INÍCIO: 09/02/2012 DATA TÉRMINO: 10/02/2012		AMOSTRADOR PADRÃO Ø INTERNO = 1 3/8" Ø EXTERNO = 2" PESO BATENTE = 65 kg ALTURA DE QUEDA = 75 cm		COORDENADAS UTM: E: N: RN: COTA: 0					
				NA 01: 19,80 (09/02/2012) NA 02: 20,25 (10/03/2012) TH - TRADO HELICOIDAL: 2,45 a 11,00 CA - CIRCULAÇÃO DE ÁGUA: 11,45 a 27,55 TRADO CAVADEIRA: 0,00 a 2,00					
COTA	REV.	NA	GOLPES		GRÁFICO	AMOSTRA	IDENTIFICAÇÃO DO MATERIAL		
			1°	2°	3°	INICIAIS (1° e 2°)	FINAIS (2° e 3°)		
		TC	-	-	-	-	-	0	Argila arenosa (fração areia de granulometria fina), cor vermelha, mole
		2,00	2/15	2/15	2/15	4	4	1	1,55m
			2/15	2/15	3/15	4	5	2	
			2/15	2/15	3/15	4	5	3	
			2/15	5/15	6/15	7	11	4	
			2/15	2/15	3/15	4	5	5	
		TH	3/15	4/15	6/15	7	10	6	
			4/15	5/15	7/15	9	12	7	Argila areno-siltosa (fração areia de granulometria fina), cor vermelha, mole a dura
			5/15	7/15	9/15	12	16	8	
			5/15	6/15	10/15	11	16	9	
			6/15	8/15	12/15	14	20	10	
		11,00	5/15	6/15	9/15	11	15	11	
			7/15	8/15	10/15	15	18	12	
			4/15	6/15	8/15	10	14	13	13,50m
			4/15	6/15	9/15	10	15	14	
		CA	6/15	8/15	13/15	14	21	15	
			7/15	9/15	15/15	16	24	16	Silte argilo-arenoso (fração areia de granulometria fina), cor variegada (vermelho, amarelo e cinza), rijo a duro
			7/15	10/15	16/15	17	26	17	
			6/15	9/15	16/15	15	25	18	
			7/15	19/15	18/15	26	37	19	
		20,00							20,00m
OBS:							RESPONSÁVEL:		
ESC. VERT.: 1/100		DATA: 10/03/2012		TÉCNICO: Paulo Natanael Messias		Geólogo Nathália Pozzi Arcaro			

Ponto 2

SONDAGEM DE SIMPLES RECONHECIMENTO DO SOLO COM SPT
NBR-6484/01

Avenida Dos Córregos, 2788 – B. Dois Córregos - Piracicaba - SP - CEP: 13420-835 Fone: (19) 2105-9898 Fax: (19) 2105-9860

sondamar

SONDAGEM

OBRA:

Doutorado

LOCAL:

Saltinho - SP

CLIENTE:

Rafael Mingoti

IDENTIF.: Ponto 02

FOLHA:

-

DATA INÍCIO:

10/02/2012

DATA TÉRMINO:

11/02/2012

AMOSTRADOR PADRÃO

Ø INTERNO = 1^{3⁄8"}

Ø EXTERNO = 2"

PESO BATENTE = 65 kg

ALTURA DE QUEDA = 75 cm

COORDENADAS UTM:

E: N:

RN:

COTA: 0

NA 01: N.A.-N.E. (10/02/2012)

NA 02: N.A.-N.E. (11/02/2012)

TH - TRADO HELICOIDAL: 1,45 a 6,00

CA - CIRCULAÇÃO DE ÁGUA:

TRADO CAVADEIRA: 0,00 a 1,00

COTA

REV.

NA

AVANÇO

GOLPES

INICIALIS

FINALIS

(1° e 2")

(2° e 3")

GRÁFICO

--- INICIALIS

— FINALIS

10 20 30 40

AMOSTRA

IDENTIFICAÇÃO DO MATERIAL

Argila arenosa (fração areia de granulometria fina), cor cinza, muito mole, com fragmentos de rocha.

0,60m

Argila arenosa (fração areia de granulometria fina), cor amarela, mole a dura

IMPENETRÁVEL AO AMOSTRADOR

Nota: furo paralisado conforme descrito no item 6.4.1 da norma NBR6484:2001 - Solo - Sondagem de Simples Reconhecimento com SPT.

OBS: Foram realizadas 4 tentativas de perfuração com profundidades inferiores a 1,00 metro devido à presença de fragmentos de rocha

RESPONSÁVEL:

ESC. VERT.: 1/100 DATA: 12/04/2012 TÉCNICO: Paulo Natanael Messias dos Santos Geólogo Nathália Pozzi arcaro

Ponto 3

SONDAGEM DE SIMPLES RECONHECIMENTO DO SOLO COM SPT NBR-6484/01					
<small>Av. Dois Córregos, 2788 – B. Dois Córregos - Piracicaba - SP - CEP: 13420-835</small>				<small>Fone: (19) 2105-9898 - Fax: (19) 2105-9860</small>					
OBRA: Doutorado				IDENTIF.: Ponto 03		FOLHA: -			
LOCAL: Saltinho - SP				CLIENTE: Rafael Mingoti					
DATA INÍCIO: 11/02/2012 DATA TÉRMINO: 11/02/2012		AMOSTRADOR PADRÃO Ø INTERNO = 1 3/4" Ø EXTERNO = 2" PESO BATENTE = 65 kg ALTURA DE QUEDA = 75 cm		COORDENADAS UTM: E: N: RN: COTA: 0		NA 01: N.A.-N.E. (11/02/2012) NA 02: N.A.-N.E. TH - TRADO HELICOIDAL: 1,45 a 2,00 CA - CIRCULAÇÃO DE ÁGUA: TRADO CAVADEIRA: 0,00 a 1,00			
COTA	REV.	NA	AVANÇO	GOLPES		GRÁFICO	AMOSTRA	IDENTIFICAÇÃO DO MATERIAL	
				1°	2°				3°
-2,030		N.A.N.F.E.	TC	-	-	-	-	-	Argila silto-arenosa (fração areia de granulometria fina), cor variegada (cinza, vermelho e amarelo), muito mole
			1,00	9 15	14 15	17 15	23	31	1,00m
			TH	50 3	-	-	50 3	-	Argila arenosa (fração areia de granulometria fina), cor cinza, dura
			2,00						2,03m
IMPENETRÁVEL AO AMOSTRADOR Nota: furo paralisado conforme descrito no item 6.4.1 da norma NBR6484:2001 - Solo - Sondagem de Simples Reconhecimento com SPT.									
OBS: Foram realizadas 3 tentativas de perfuração com profundidades inferiores a 1,00 metro.								RESPONSÁVEL:	
ESC. VERT.: 1/100		DATA: 12/04/2012		TÉCNICO: Paulo Natanael Messias dos Santos		Geóloga Nathália Pozzi arcaro			

Ponto 4

SONDAGEM DE SIMPLES RECONHECIMENTO DO SOLO COM SPT NBR-6484/01

Av. Dois Córregos, 2788 – B. Dois Córregos - Piracicaba - SP - CEP: 13420-835 Fone: (19) 2105-9098 - Fax: (19) 2105-9866

OBRAS: Dourado

LOCAL: Salinho - SP

CLIENTE: Rafael Mingoti

IDENTIF.: Ponto 04

FOLHA: _____

-

DATA INÍCIO:

11/02/2012

AMOSTRADOR PADRÃO
Ø INTERNO = 1^{3⁄8"}
Ø EXTERNO = 2"
PESO BATENTE = 65 kg
ALTURA DE QUEDA = 75 cm

COORDENADAS UTM:
E: _____ N: _____
RN: _____
COTA: 0

NA 01: N.A.-N.E. (11/02/2012)
NA 02: N.A.-N.E.
TH - TRADO HELICOIDAL: 1,45 a 2,00
CA - CIRCULAÇÃO DE ÁGUA:
TRADO CAVADEIRA: 0,00 a 1,00

GRÁFICO

----- INICIAIS
———— FINAIS

10 20 30 40

AMOSTRA

IDENTIFICAÇÃO DO MATERIAL

0

Cota

Argila silto-arenosa (fração areia de granulometria fina), cor variegada (cinza, vermelho e amarelo), muito mole

1

Cota

Argila arenosa (fração areia de granulometria fina), cor cinza, dura

IMPENETRÁVEL AO AMOSTRADOR

Nota: furo paralisado conforme descrito no item 6.4.1 da norma NBR6484:2001 - Solo - Sondagem de Simples Reconhecimento com SPT.

OBS: Foram realizadas 3 tentativas de perfuração com profundidades inferiores à 1,00 metro.

RESPONSÁVEL: _____

ESC. VERT.: 1/100 DATA: 12/04/2012 TÉCNICO: Paulo Natanael Messias dos Santos Geólogo Nathália Pozzi arcaro

Ponto 5

[illegible]

Ponto 6

[illegible]

Ponto 7

<h2 style="text-align: center;">SONDAGEM DE SIMPLES RECONHECIMENTO DO SOLO COM SPT NBR-6484/01</h2> <p style="font-size: small; text-align: center;">Av. Dois Córregos, 2788 – B. Dois Córregos - Piracicaba - SP - CEP: 13420-835 Fone: (19) 2105-9698 - Fax: (19) 2105-9861</p>							
OBRA: Doutorado LOCAL: Saltinho - SP CLIENTE: Rafael Mingoti						IDENTIF.: Ponto 07 FOLHA: -							
DATA INÍCIO: 14/02/2012 DATA TÉRMINO: 14/02/2012		AMOSTRADOR PADRÃO Ø INTERNO = 1 3/8" Ø EXTERNO = 2" PESO BATENTE = 65 kg ALTURA DE QUEDA = 75 cm				COORDENADAS UTM: E: _____ N: _____ RN: _____ COTA: 0				NA 01: 6,27 (14/02/2012) NA 02: 6,45 (14/02/2012) TH - TRADO HELICOIDAL: 1,45 a 6,00 CA - CIRCULAÇÃO DE ÁGUA: 6,45 a 10,00 TRADO CAVADEIRA: 0,00 a 1,00			
COTA	REV.	NA	AVANÇO		GOLPES		GRÁFICO				AMOSTRA	IDENTIFICAÇÃO DO MATERIAL	
			1°	2°	3°	INICIAIS (1° e 2°)	FINAIS (2° e 3°)	<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> ---- INICIAIS ———— FINAIS </div> <div style="text-align: center;">10 20 30 40</div>					
-5,000	RV											0	Areia argilosa, pouco siltosa, cor vermelha e marrom, fofa a medianamente compacta
		TC									1		
		1,00	1/15	1/15	1/15	2	2				2		
			1/15	1/15	2/15	2	3				3		
			1/15	1/15	1/15	2	2				4		
		TH	1/15	2/15	2/15	3	4				5		
			1/15	1/15	1/15	2	2				6		
		6,00	1/15	2/15	2/15	3	4				7		
			2/15	2/15	3/15	4	5				8		
		CA	2/15	2/15	3/15	4	5				9		
-10,000			3/15	4/15	5/15	7	9						
-10,450			2/15	3/15	4/15	5	7						
		10,00										10,45m	POR ORDEM DO(A) CONTRATANTE, A PERFURAÇÃO FOI PARALISADA NA PROFUNDIDADE DE 10,45m.
OBS:											RESPONSÁVEL:		
ESC. VERT.: 1/100 DATA: 12/04/2012 TÉCNICO: Paulo Natanael Messias dos Santos											Geóloga Nathália Pozzi Arcaro		

Ponto 8

COTA		REV.	NA	AVANÇO	GOLPES			INICIAIS (1° e 2°)	FINAIS (2° e 3°)	GRÁFICO	AMOSTRA	IDENTIFICAÇÃO DO MATERIAL
					1°	2°	3°					
				TC								
				1,00	3	4	5	7	9			
				TH	15	18	25	33	43			
				2,00	15	15	15					
					18	35	30	53	65			
					15	15	15					
					2	3	4	5	7			
					15	15	15					
					5	6	7	11	13			
					15	15	15					
					3	4	5	7	9			
					15	15	15					
					2	3	5	5	8			
					15	15	15					
					10	16	20	26	36			
					15	15	15					
					30	35	32	65	67			
					15	15	15					
					50			50				
					10			10				
<p>OBS:</p>												
<p>RESPONSÁVEL:</p>												
ESC. VERT.: 1/100		DATA: 12/04/2012		TÉCNICO: Paulo Natanael Messias dos Santos		Geóloga Nathália Pozzi Arcaro						

Ponto 9

Ponto 10

SONDAGEM DE SIMPLES RECONHECIMENTO DO SOLO COM SPT NBR-6484/01									
Av. Dois Córregos, 2788 – B. Dois Córregos - Piracicaba - SP - CEP. 13420-935 Fone: (19) 2105-9898 - Fax: (19) 2105-9860									
OBRA:		Doutorado			IDENTIF.: Ponto 10				
LOCAL:		Saltinho - SP			FOLHA:	-			
CLIENTE:		Rafael Mingoti							
DATA INÍCIO: 14/02/2012		AMOSTRADOR PADRÃO $\varnothing$ INTERNO = 1 ½"		COORDENADAS UTM: E: N:		NA 01: 2,58 (14/02/2012)			
DATA TÉRMINO: 14/02/2012		$\varnothing$ EXTERNO = 2" PESO BATENTE = 65 kg ALTURA DE QUEDA = 75 cm		RN:		NA 02: 2,70 (14/02/2012)			
				COTA: 0		TH - TRADO HELICOIDAL: 1,45 a 2,00 CA - CIRCULAÇÃO DE ÁGUA: 2,45 a 10,00 TRADO CAVADEIRA: 0,00 a 1,00			
COTA	REV.	NA	AVANÇO		GOLPES	GRÁFICO	INICIALIS FINAIS	AMOSTRA	IDENTIFICAÇÃO DO MATERIAL
			1°	2°	3°				
			TC						
			RV						
			CA						
			1.00	2	1	2	3	3	
			2.00	2	2	3	4	5	
				2	1	2	3	3	
				2	3	5	5	8	
				3	4	7	7	11	
				8	7	10	15	17	
				6	8	14	14	22	
				12	16	20	28	36	
				10	15	18	25	33	
			10.00	7	13	17	20	30	
OBS:									
RESPONSÁVEL:									
Geólogo Natália Pozzi Arcaro									

Ponto 11

SONDAGEM DE SIMPLES RECONHECIMENTO DO SOLO COM SPT NBR-6484/01 <small>Av. Dois Córregos, 2788 – B. Dois Córregos - Piracicaba - SP - CEP: 13420-835 Fone: (19) 2105-9898 - Fax: (19) 2105-9860</small>									
OBRA: Doutorado LOCAL: Saltinho - SP CLIENTE: Rafael Mingoti		IDENTIF.: Ponto 11 FOLHA: -									
DATA INICIO: 13/02/2012 DATA TÉRMINO: 13/02/2012		AMOSTRADOR PADRÃO Ø INTERNO = 1 3/8" Ø EXTERNO = 2" PESO BATENTE = 65 kg ALTURA DE QUEDA = 75 cm		COORDENADAS UTM: E: N: RN: COTA: 0		NA 01: 10,85 (13/02/2012) NA 02: 11,00 (13/02/2012) TH - TRADO HELICOIDAL: 1,45 a 5,00 CA - CIRCULAÇÃO DE ÁGUA: 5,45 a 11,00 TRADO CAVADEIRA: 0,00 a 1,00					
COTA	REV.	NA	AVANÇO	GOLPES			INICIAIS (1º e 2º)	FINAIS (2º e 3º)	GRÁFICO	AMOSTRA	IDENTIFICAÇÃO DO MATERIAL
				1º	2º	3º					
			TC							0	
			1,00	1/15	2/15	2/15	3	4			1
				2/15	2/15	1/15	4	3			2
			TH	3/15	4/15	5/15	7	9			3
				3/15	6/15	7/15	9	13			4
-5,000			5,00	7/15	12/15	17/15	19	29			5
				9/15	16/15	19/15	25	35			6
				10/15	15/15	21/15	25	36			7
			CA	9/15	13/15	19/15	22	32			8
				11/15	18/15	25/15	29	43			9
-10,000				15/15	19/15	22/15	34	41			10
-11,160			11,00	40/15	-	-	40	-			11,16m
											Areia argilosa (fração areia de granulometria fina), pouco silteosa, cor marrom, fofa a muito compacta
											Areia argilosa (fração areia de granulometria fina), cor cinza, muito compacta
											IMPENETRÁVEL AO TRÉPANO DE LAVAGEM Nota: furo paralisado conforme descrito no item 6.4.3.3 da norma NBR6484:2001 - Solo - Sondagem de Simples Reconhecimento com SPT. 1º 10 min = 0,01 cm 2º 10 min = 0,00 cm 3º 10 min = 0,00 cm
OBS:											
RESPONSÁVEL:											
ESC. VERT.: 1/100		DATA: 12/04/2012		TÉCNICO: Paulo Natanael Messias dos Santos				Geóloga Nathália Pozzi Arcaro			

Ponto 12

SONDAGEM DE SIMPLES RECONHECIMENTO DO SOLO COM SPT NBR-6484/01								
<small>Av. Dols Córregos, 2788 - B. Dols Córregos - Piracicaba - SP - CEP: 13420-835</small> <small>Fone: (19) 2105-9898 - Fax: (19) 2105-9860</small>		OBRA: Doutorado LOCAL: Saltinho - SP CLIENTE: Rafael Mingoti		IDENTIF.: Ponto 12 FOLHA: -						
DATA INICIO: 13/02/2012 DATA TÉRMINO: 13/02/2012		AMOSTRADOR PADRÃO Ø INTERNO = 1 3/8" Ø EXTERNO = 2" PESO BATENTE = 65 kg ALTURA DE QUEDA = 75 cm		COORDENADAS UTM: E: N: RN: COTA: 0						
				NA 01: 4,03 (13/02/2012) NA 02: 4,35 (13/02/2012) TH - TRADO HELICOIDAL: 1,45 a 4,00 CA - CIRCULAÇÃO DE ÁGUA: 4,45 a 10,17 TRADO CAVADEIRA: 0,00 a 1,00						
COTA	REV.	NA	AVANÇO	GOLPES			GRÁFICO	AMOSTRA	IDENTIFICAÇÃO DO MATERIAL	
				1°	2°	3°				INICIAIS (1° e 2°)
-5,000 -6,00 -10,140	RV	4,35	TC							
				2	2	3	4	5		0
			15	15	15				1	
			TH	4	2	7	6	9		2
			15	15	15				3	
			3	5	8	8	13		4	
			15	15	15				5	
			CA	9	20	19	29	39		6
			15	15	15				7	
			9	19	21	28	40		8	
15	15	15				9				
8	16	22	24	38						
15	15	15								
10	19	25	29	44						
15	15	15								
9	27	32	36	59						
15	15	15								
20	25	25	45	50						
15	15	15								
35	-	-	35	-						
12			12							
IMPENETRÁVEL AO TRÉPANO DE LAVAGEM Nota: furo paralisado conforme descrito no item 6.4.3.3 da norma NBR6484:2001 - Solo - Sondagem de Simples Reconhecimento com SPT. 1° 10 min = 0,01 cm 2° 10 min = 0,01 cm 3° 10 min = 0,00 cm										
OBS.										
RESPONSÁVEL:										
ESC. VERT.: 1/100		DATA: 12/04/2012		TÉCNICO: Paulo Natanael Messias dos Santos		Geóloga Nathália Pozzi Arcaro				

ANEXO B – Resultados dos testes de condutividade hidráulica da zona saturada dos solos da BHRM.

Ponto 1

Waterloo Hydrogeologic 180 Columbia St. W. Waterloo, Ontario, Canada ph. (519) 746-1798	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 12.04.2012	Page 2
		Project: Rafael Mingoti	
		Evaluated by: Geóloga Nathália Pozzi Arc	

Slug Test No.	Test conducted on: 09.03.2012
Ponto 01	Ponto 01

Static water level: 2040,0 cm below datum

	Pumping test duration [s]	Water level [cm]	Change in Waterlevel [cm]
1	0	2198,0	158,0
2	30	2196,0	156,0
3	60	2196,0	156,0
4	90	2195,0	155,0
5	120	2194,0	154,0
6	150	2194,0	154,0
7	180	2193,0	153,0
8	240	2193,0	153,0
9	300	2192,0	152,0
10	360	2191,0	151,0
11	420	2191,0	151,0
12	480	2190,0	150,0
13	540	2189,0	149,0
14	600	2188,0	148,0
15	780	2186,0	146,0
16	960	2184,0	144,0
17	1320	2179,0	139,0
18	1500	2176,0	136,0
19	1800	2173,0	133,0
20	2100	2170,0	130,0
21	2400	2166,0	126,0
22	2700	2163,0	123,0
23	3000	2160,0	120,0
24	3600	2154,0	114,0

Waterloo Hydrogeologic 180 Columbia St. W. Waterloo, Ontario, Canada ph.(519)746-1798	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 12.04.2012 Page 1 <hr/> Project: Rafael Mingoti <hr/> Evaluated by: Geóloga Nathália Pozzi Ar	Waterloo Hydrogeologic 180 Columbia St. W. Waterloo, Ontario, Canada ph.(519)746-1798	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 12.04.2012 Page 2 <hr/> Project: Rafael Mingoti <hr/> Evaluated by: Geóloga Nathália Pozzi Ar
---	--	---	---	--	---

Slug Test No.	Test conducted on: 09.03.2012
Ponto 08	

$t \text{ [s]}$

h/h_0

○ Ponto 08

Hydraulic conductivity [cm/s]: $1,98 \times 10^{-5}$

Ponto 9

Waterloo Hydrogeologic 180 Columbia St. W. Waterloo, Ontario, Canada ph.(519)746-1798	slug/bail test analysis HVORSLEV's method	Date: 20.03.2012	Page 2
		Project: Rafael Mingoti	
		Evaluated by: Geóloga Nathália Pozzi Ar	

Slug Test No.	Test conducted on: 08.03.2012		
Ponto 9	Ponto 09		

Static water level: 258,0 cm below datum

	Pumping test duration [s]	Water level [cm]	Change in Waterlevel [cm]
1	0	342,0	84,0
2	30	322,0	64,0
3	60	314,0	56,0
4	90	310,0	52,0
5	120	308,0	50,0
6	150	307,0	49,0
7	180	305,0	47,0
8	240	302,0	44,0
9	300	300,0	42,0
10	360	297,0	39,0
11	420	295,0	37,0
12	480	292,0	34,0
13	540	290,0	32,0
14	600	288,0	30,0
15	780	285,0	27,0
16	960	282,0	24,0
17	1140	279,0	21,0
18	1320	277,0	19,0
19	1500	275,0	17,0
20	1800	273,0	15,0
21	2100	271,0	13,0
22	2400	270,0	12,0
23	2700	269,0	11,0
24	3000	268,0	10,0
25	3600	266,0	8,0

Waterloo Hydrogeologic 180 Columbia St. W. Waterloo, Ontario, Canada ph.(519)746-1798		slug/bail test analysis HVORSLEV's method		Date: 12.04.2012 Page 1	Waterloo Hydrogeologic 180 Columbia St. W. Waterloo, Ontario, Canada ph.(519)746-1798		slug/bail test analysis HVORSLEV's method		Date: 12.04.2012 Page 2
		Project: Rafael Mingoti					Project: Rafael Mingoti		
		Evaluated by: Geóloga Nathália Pozzi arc					Evaluated by: Geóloga Nathália Pozzi arc		

Slug Test No.

Ponto 10

Test conducted on: 08.03.2012

Hydraulic conductivity [cm/s]: $8,02 \times 10^{-6}$

Slug Test No.

Ponto 10

Test conducted on: 08.03.2012

Static water level: 310,0 cm below datum

	Pumping test duration [s]	Water level [cm]	Change in Waterlevel [cm]
1	0	515,0	205,0
2	30	500,0	190,0
3	90	496,0	186,0
4	120	491,0	181,0
5	150	486,0	176,0
6	180	483,0	173,0
7	240	475,0	165,0
8	300	467,0	157,0
9	360	459,0	149,0
10	420	451,0	141,0
11	480	444,0	134,0
12	540	436,0	126,0
13	600	430,0	120,0
14	780	413,0	103,0
15	960	398,0	88,0
16	1140	386,0	76,0
17	1320	376,0	66,0
18	1500	368,0	58,0
19	1800	357,0	47,0
20	2100	348,0	38,0
21	2400	342,0	32,0
22	2700	338,0	28,0
23	3000	334,0	24,0
24	3600	328,0	18,0