



**LÍVIA ALVES ALVARENGA**

**IMPACTOS HIDROLÓGICOS DECORRENTES  
DE DIFERENTES CENÁRIOS DE COBERTURA  
DO SOLO E MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM  
UMA BACIA HIDROGRÁFICA DA SERRA DA  
MANTIQUEIRA, UTILIZANDO O MODELO  
DHSVM**

**LAVRAS – MG**

**2015**

**LÍVIA ALVES ALVARENGA**

**IMPACTOS HIDROLÓGICOS DECORRENTES DE DIFERENTES  
CENÁRIOS DE COBERTURA DO SOLO E MUDANÇAS CLIMÁTICAS  
EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA DA SERRA DA MANTIQUEIRA,  
UTILIZANDO O MODELO DHSVM**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, área de concentração em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, para a obtenção do título de Doutor.

Orientadores

Dr. Alberto Colombo

Dr. Carlos Rogério de Mello

Coorientadora

Dra. Luz Adriana Cuartas Pineda

**LAVRAS – MG**

**2015**

**Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de Geração de Ficha Catalográfica da Biblioteca  
Universitária da UFLA, com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).**

Alvarenga, Livia Alves.

Impactos hidrológicos decorrentes de diferentes cenários de cobertura do solo e mudanças climáticas em uma bacia hidrográfica da Serra da Mantiqueira, utilizando o modelo DHSVM/ Livia Alves Alvarenga. – Lavras : UFLA, 2015.  
170 p. : il.

Tese (doutorado)–Universidade Federal de Lavras, 2015.  
Orientadores: Alberto Colombo e Carlos Rogério de Mello  
Bibliografia.

1. Modelagem hidrológica distribuída. 2. Floresta Atlântica. 3. HAND. 4. Vegetação ripária. 5. Simulação climática. I. Universidade Federal de Lavras. II. Título.

**LÍVIA ALVES ALVARENGA**

**IMPACTOS HIDROLÓGICOS DECORRENTES DE DIFERENTES  
CENÁRIOS DE COBERTURA DO SOLO E MUDANÇAS CLIMÁTICAS  
EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA DA SERRA DA MANTIQUEIRA,  
UTILIZANDO O MODELO DHSVM**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, área de concentração em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, para a obtenção do título de Doutor.

APROVADA em 10 de julho de 2015.

Dr. Marcelo Ribeiro Viola

UFLA

Dr. Samuel Beskow

Universidade Federal de Pelotas

Dra. Luz Adriana Cuartas Pineda

Centro Nacional de Monitoramento e  
Alertas de Desastres Naturais

---

Dr. Alberto Colombo

---

Dr. Carlos Rogério de Mello

Orientadores

**LAVRAS – MG**

**2015**

Ao meu avô José Maria Alvarenga (*in memoriam*) que sempre acreditou na minha força e coragem. Você me ensinou a viver todos os momentos com felicidade e simplicidade. Saudade eterna!

Aos meus pais Breno Silva Alvarenga e Elen Alves Alvarenga e à minha irmã Bruna Alves Alvarenga pela presença do verdadeiro amor em nossas vidas. A compreensão e apoio de vocês foram essenciais.

A minha avó Celma Silva Alvarenga, que sempre se lembrou de mim para me ajudar nos pequenos detalhes com muita perfeição e amor, essenciais para este dia.

**DEDICO**

## AGRADECIMENTOS

A Deus por iluminar a minha caminhada nas inúmeras vezes que eu achava que tudo estava perdido, porque sempre aparecia mais possibilidades.

Ao Dr. Alberto Colombo por ter me aceitado como sua orientada e pela credibilidade e confiança em minhas escolhas.

Ao Dr. Carlos Rogério de Mello pela orientação e acompanhamento no desenvolvimento deste trabalho com valiosas sugestões e discussões e pelo modo de conduzir as situações mais difíceis que ocorreram durante o doutorado sanduíche.

À Dra. Luz Adriana Curtas pela amizade, disponibilidade, orientação, paciência e ajuda com o DHSVM e HAND. Seu apoio foi fundamental para o desenvolvimento deste trabalho.

À Dra. Laura C. Bowling por ajudar na solução dos problemas encontrados neste trabalho e pelas ideias e sugestões inspiradoras.

À Dra. Sin Chan Chou e sua equipe de pesquisa pelas sugestões e por cederem os resultados da simulação do cenário climático futuro RCP 8.5 projetado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadGEM2-ES (CPTEC/INPE).

Aos professores Dr. Gilberto Coelho e Dr. Marcelo Ribeiro Viola por ajudarem no geoprocessamento dos dados.

Ao meu namorado Fernando pelo carinho e compreensão nas inúmeras vezes que eu estava consumida pelo cansaço.

Às Dra. Maria Paulete Pereira Martins e Dra. Myriane Stella Scalco que me ensinaram como ser uma pesquisadora e pela valiosa amizade em todos os momentos.

Aos colegas do INPE por sempre me receberem e pelos momentos compartilhados de angústias e preocupações, em especial, Aline Bilhalva, Aline

de Castro, Fernando, Iuri, Larissa, Lis, Lucia, Luciana, Luiz Valério, Mínela, Nana e Priscila.

Aos colegas do departamento de Engenharia da UFLA pelos bons momentos de convivência e por terem contribuído direta e indiretamente neste trabalho, em especial, Alisson, Camila, Geovane, José Neto, Léo, Lucas, Marcelo, Matheus, Michael, Nilo, Rosângela e Vinícius.

Aos colegas de West Lafayette, em especial: Daleth, Emily, Fátima, Helena, Leandro, Luciana, Natalie e Talita pela companhia e amizade.

À Universidade Federal de Lavras (UFLA), Universidade de Purdue, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Nacionais (CEMADEN) pela estrutura e suporte oferecidos.

À FAPEMIG e CAPES, pela bolsa de doutorado e bolsa de doutorado sanduíche no exterior (Processo 99999.014035/2013-08).

Aos funcionários da UFLA e INPE. Em especial, ao César (meteorologia), pelo suporte técnico computacional.

A todos meus familiares por sempre me ajudarem nos momentos difíceis e por nunca deixarem de me incentivar, em especial, meus pais, avós, Alex, Bruna e Bráulio.

A todos que contribuíram para a realização deste trabalho.

**MUITO OBRIGADA!**

O valor das coisas não está no tempo que elas duram, mas na intensidade com que acontecem. Por isso, existem momentos inesquecíveis, coisas inexplicáveis e pessoas incomparáveis.

Fernando Pessoa

Santo Anjo do Senhor,  
meu zeloso guardador,  
se a ti me confiou, a piedade divina,  
sempre me rege,  
me guarda, me governa e  
me ilumina  
Amém.



## RESUMO GERAL

A interferência humana no sistema climático e na cobertura do solo em bacias hidrográficas tem apresentado riscos para o equilíbrio dos sistemas naturais. Sendo assim, ganha destaque os estudos sobre possíveis impactos no ciclo da água devido a alterações de cobertura do solo bem como de mudanças climáticas. Este estudo foi conduzido na Bacia Hidrográfica Lavrinha (BHL), localizada na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais. Utilizando o modelo hidrológico “*Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*” (DHSVM), os processos hidrológicos foram simulados. Inicialmente foi feita a calibração e validação do DHSVM com quatro anos de dados (2006-2010). Assim, os efeitos das possíveis mudanças hidrológicas devido às alterações na cobertura da terra foram avaliados utilizando cinco diferentes cenários na BHL. A comparação dos diferentes cenários de cobertura do solo mostrou que o desmatamento da Mata Atlântica pode levar a mudanças mensais nos processos hidrológicos, tais como um aumento da umidade do solo, escoamento superficial, escoamento total e vazão, e uma diminuição da água interceptada pelo dossel, evapotranspiração e profundidade do lençol freático. Neste trabalho, a resposta hidrológica da BHL, também, foi comparada utilizando diferentes mapas de classes de solo. Foram utilizados mapas de solos obtidos com base em levantamento pedológico e pelo modelo HAND. Quando comparado às simulações feitas com o mapa de solos, obtido do levantamento pedológico, as simulações baseadas no mapa de solos, obtido pelo modelo HAND indicaram pequenas variações nos valores simulados de vazão, escoamento superficial e, também, das variáveis hidrológicas distribuídas. Esta pesquisa, também, analisou os componentes hidrológicos simulados para diferentes cenários de larguras de vegetação ripária. Os resultados mostraram que a vegetação ripária desempenha um papel importante na recarga de águas subterrâneas nas condições da BHL. No entanto, a vazão média anual mostrou uma diminuição com o aumento da vegetação ripária na área estudada. Estes resultados podem ser explicados, principalmente, pelo aumento médio diário da evapotranspiração e interceptação da precipitação e diminuição média diária do escoamento superficial. Por fim, os impactos hidrológicos associados a variações climáticas, também, foram avaliados neste estudo. As mudanças climáticas projetadas pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/INPE acoplado ao Modelo de Circulação Global HadGEM2-ES para o cenário futuro RCP 8.5 indicaram diminuição da concentração de chuvas e o aumento da temperatura do ar na região estudada. Assim, as projeções futuras das vazões mensais simuladas pelo DHSVM, ao longo do século XXI, mostraram uma diminuição entre 20 e 77% na BHL.

Palavras-chave: Modelagem hidrológica distribuída. HAND. DHSVM. Alterações na cobertura do solo. Eta/HadGEM2-ES. Mudanças climáticas.

## GENERAL ABSTRACT

Human interference in the climate system and land cover in watersheds has presented risks to natural balance. As such studies on the potential impacts on the water cycle due to land cover changes as well as climate change stand out. This study was conducted in the Lavrinha Watershed (LW), located in the Serra da Mantiqueira range, Minas Gerais. Using the hydrological model "Distributed Hydrology Soil Vegetation Model" (DHSVM), hydrological processes have been simulated. Initially, calibration and validation of the DHSVM with four years of data (2006-2010) was carried out. Thus, the effects of possible hydrological changes due to land cover changes were assessed using five different scenarios in the LW. The comparison of different land cover scenarios showed that deforestation in the Atlantic Forest can lead to monthly changes in hydrological processes, such as increased soil moisture, overland flow, total runoff and streamflow, and a decrease of water intercepted by the canopy, evapotranspiration and water table depth. In this work, the hydrological response of the LW was also compared using different soil class maps. Soil maps were used obtained based on pedological survey and the HAND model. When compared to simulations made with the soil maps obtained from pedological survey, the simulations based on soil maps obtained by the HAND model showed small variations in the simulated of streamflow and overland flow values and also of the distributed hydrological variables. This research also analyzed the simulated hydrological components for different width scenarios of riparian vegetation. The results showed that the riparian vegetation plays an important role in the groundwater recharge under the LW conditions. However, the average annual streamflow showed a decrease with increasing riparian vegetation in the area studied. These results can be mainly explained by the increase in average daily evapotranspiration and interception of precipitation and average daily reduction of overland flow. Finally, the hydrological impacts associated with climate change were also assessed in this study. Climate changes projected by the regional climate model Eta-CPTEC/INPE coupled to the Global Circulation Model HadGEM2-ES, for the RCP 8.5 future scenario indicated decreased rainfall concentration and the increase in air temperature in the region studied. Thus, future monthly streamflow projections simulated by DHSVM over the twenty-first century showed a decrease between 20 and 77% in the LW.

Keywords: Distributed hydrological modeling. HAND. DHSVM. Land cover Changes. Eta/HadGEM2-ES. Climate changes.

## LISTA DE FIGURAS

### CAPÍTULO 2

Figure 1	Geographical location of Lavrinha Watershed (LW) and the respective DEM .....	27
Figure 2	Average and standard deviation of monthly rainfall for the period 2005-2010.....	28
Figure 3	Distributed soil types for DHSVM derived from the study of Menezes et al. (2009).....	30
Figure 4	Distributed vegetation data obtained from remote sensing (Allos Image with 10 m resolution from 2008) .....	30
Figure 5	Stream network and distributed soil depth data generated using the digital elevation model developed for the LW.....	31
Figure 6	Land cover scenarios 2 (a), 3 (b), 4 (c) and 5 (d) for the LW .....	35
Figure 7	Observed and simulated daily streamflow during the calibration period (Oct. 1, 2006-Sept. 30, 2008) .....	40
Figure 8	Observed and simulated monthly streamflow during the calibration period (Oct. 1, 2006-Sept. 30, 2008) .....	41
Figure 9	Observed and simulated daily streamflow during the validation period (Oct. 1, 2008-Sept. 30, 2010) .....	42
Figure 10	Observed and simulated monthly streamflow during the validation period (Oct. 1, 2008-Sept. 30, 2010).....	43
Figure 11	Spatial variability of soil moisture content in the root zones at 0-20 cm and 20-70 cm, and water table depth, in the land cover Scenarios 3, 4 and 5, on August 31, 2008 at 11:00 P.M. (a) and December 31, 2008 at 11:00 P.M. (b).....	51
Figure 12	Duration curve of simulated daily streamflows for each scenario simulated by DHSVM in LW .....	53

Figure 13	Predicted land cover change effects on daily streamflow, in the beginning of the wet season (Oct-Nov), for Scenarios 1, 2, 3, 4 and 5.....	54
Figure 14	Simulated daily streamflow with Scenario 1 compared to Scenarios 2, 3, 4 and 5, during November 1, 2008 to November 30, 2008.....	55

### **CAPÍTULO 3**

Figura 1	Localização geográfica da BHL, com uma estação meteorológica e um linígrafo, no Sudeste do Brasil, estado de Minas Gerais .....	70
Figura 2	Modelo Digital de Terreno (MDT) (a) e rede de drenagem e mapa de espessura do solo (b) para a BHL .....	74
Figura 3	Mapas de solos adaptado de Menezes (2009) (a) e obtido do modelo HAND (b) para a BHL .....	77
Figura 4	Mapa de vegetação para a BHL .....	78
Figura 5	Curvas de permanência da vazão diária observada e simulada na BHL, de outubro de 2006 a setembro de 2010, com base em diferentes mapas de solos.....	90
Figura 6	Escoamento superficial diário acumulado observado e simulado na BHL, de outubro de 2006 a setembro de 2010, como base em diferentes mapas de solo.....	91
Figura 7	Precipitação diária e acumulada na BHL, de outubro de 2006 a setembro de 2010 .....	92
Figura 8	Lençol Freático (LF) observado e simulado na BHL, de outubro de 2009 a setembro de 2010, com base em diferentes mapas de solos.....	93

Figura 9	Conteúdo de umidade do solo nas camadas de 0-20 cm (a, b) e 20-70 cm (c, d); e profundidade do lençol freático em m (e, f), no dia 31 de dezembro de 2008 (MENEZES, 2009).....	95
Figura 10	Conteúdo de umidade do solo nas camadas de 0-20 cm (a, b) e 20-70 cm (c, d); e profundidade do lençol freático em m (e, f), no dia 31 de dezembro de 2008 (modelo HAND).....	96

#### **CAPÍTULO 4**

Figure 1	Geographical location of the LW and DEM (with meteorological station and streamflow gauging station), Mantiqueira Range region, in southeastern Brazil.....	108
Figure 2	LW soil types derived from Menezes et al. (2009).....	110
Figure 3	Scenarios of riparian buffer (Atlantic Forest) for the LW to evaluate hydrologic components through DHSVM.....	112
Figure 4	Monthly hydrologic components simulated by DSHVM, in LW .....	116

#### **CAPÍTULO 5**

Figura 1	Localização das estações (INMET), do MDT e das células de grade e respectivos pontos do modelo Eta/HadGEM2-ES projetados sobre a região da BHL .....	133
Figura 2	Médias mensais de precipitação e vazão simuladas pelo DHSVM na BHL, para o clima presente (1961 a 1990), simulado pelo modelo Eta/HadGEM2-ES .....	143
Figura 3	Médias mensais de precipitação e vazão simuladas pelo DHSVM na BHL, para a projeção futura do clima (2011 a 2040), simulada pelo modelo Eta/HadGEM2-ES (cenário de mudança climática RCP 8.5).....	144

Figura 4	Médias mensais de precipitação e vazão, simuladas pelo DHSVM na BHL, para a projeção futura do clima (2041 a 2070), simulada pelo modelo Eta/HadGEM2-ES (cenário de mudança climática RCP 8.5).....	145
Figura 5	Médias mensais de precipitação e vazão, simuladas pelo DHSVM na BHL, para a projeção futura do clima (2071 a 2099), simulada pelo modelo Eta/HadGEM2-ES (cenário de mudança climática RCP 8.5).....	146

## LISTA DE TABELAS

### CAPÍTULO 2

Table 1	Soil input parameters obtained after final DHSVM calibration .....	37
Table 2	Vegetation input parameters obtained after DHSVM calibration .....	38
Table 3	Statistics of precision for DHSVM at the LW .....	44
Table 4	DHSVM applications in different watersheds .....	45
Table 5	Monthly hydrologic components (average) in the wet (October to March) and dry (April to September) seasons, for the five different land cover scenarios .....	48

### CAPÍTULO 3

Tabela 1	Parâmetros da equação de retenção de água no solo de Genuchten (1980) para as camadas de 0-20, 20-50 e 50-100 cm .....	80
Tabela 2	Valores finais dos parâmetros de solo do DHSVM para BHL, considerando os mapas de classes de solo obtidos por Menezes (2009) e do modelo HAND (Figura 3a e 3b) .....	86
Tabela 3	Valores finais dos parâmetros de vegetação do DHSVM para a BHL .....	87
Tabela 4	Desempenho do DHSVM utilizando os mapas de classes de solo, obtidos por Menezes (2009) e do modelo HAND .....	89

### CAPÍTULO 4

Table 1	Final DHSVM soil parameters values at the end of the calibration phase .....	114
Table 2	Riparian buffer and the hydrologic components in each scenario .....	118
Table 3	Annual average streamflow for each riparian buffer scenario .....	119

## **CAPÍTULO 5**

Tabela 1	Precipitação média trimestral (mm) dos pontos do modelo Eta/HadGEM2-ES (P1, P2, P3, P4, P5 e P6) e das estações do INMET, no período de 1961-1990 (clima presente) .....	139
Tabela 2	Temperatura média trimestral (°C) dos pontos do modelo Eta/HadGEM2-ES (P1, P2, P3, P4, P5 e P6) e das estações do INMET, no período de 1961-1990 (clima presente) .....	140
Tabela 3	Mudanças nas médias anuais da temperatura (Temp.) e precipitação total (Precip.) projetadas pelo modelo Eta/HadGEM2-ES para o cenário futuro RCP 8.5 em relação ao clima presente (1961 a 1990) .....	141
Tabela 4	Médias mensais de precipitação (P) e evapotranspiração (E), simuladas pelo DHSVM na BHL, para o clima presente (1961 a 1990) e cenário climático futuro RCP 8.5, simulados pelo modelo Eta/HadGEM2-ES .....	147



## LISTA DE SÍMBOLOS

$K_s$	Condutividade hidráulica saturada lateral na superfície ( $m s^{-1}$ )
$f$	Coefficiente de decaimento da condutividade hidráulica saturada lateral com a profundidade
$I_M$	Taxa máxima de infiltração ( $m s^{-1}$ )
$\alpha_s$	Albedo da superfície do solo
$k$	Número de camadas do solo
$\Phi$	Porosidade do solo ( $m^3 m^{-3}$ )
$m$	Índice de distribuição de tamanho de poros
$\Psi_b$	Pressão pela qual o ar entra no solo (m)
$\theta_r$	Umidade residual do solo ( $m^3 m^{-3}$ )
$\theta_c$	Umidade na capacidade de campo ( $m^3 m^{-3}$ )
$\theta_{wp}$	Umidade no ponto de murcha permanente ( $m^3 m^{-3}$ )
$D_a$	Densidade aparente seca ( $kg m^{-3}$ )
$K_v$	Condutividade hidráulica saturada vertical ( $m s^{-1}$ )
$c$	Fração de cobertura do dossel superior (%)
$h_T$	Fração de tronco até a copa (%)
$n_a$	Coefficiente de atenuação aerodinâmica do dossel
$k_b$	Coefficiente de atenuação da radiação (coeficiente de extinção)
$h$	Altura da vegetação (m)
$r_{smax}$	Máxima resistência dos estômatos ( $s m^{-1}$ )
$r_{smin}$	Mínima resistência dos estômatos ( $s m^{-1}$ )
$\theta^*$	Limiar de umidade do solo ( $m^3 m^{-3}$ )
$e_m$	Déficit de pressão de vapor (Pa)
$R_{cp}$	Fração de radiação de onda curta que é fotossinteticamente ( $W m^{-2}$ )
$d$	Profundidade da zona de raízes (m)
$\alpha$	Albedo de cada camada de vegetação

## SUMÁRIO

<b>CAPÍTULO 1</b> Introdução geral.....	19
<b>1</b> <b>INTRODUÇÃO</b> .....	19
<b>CHAPTER 2</b> Assessment of land covers on the hydrology of a Brazilian headwater watershed .....	21
<b>1</b> <b>INTRODUCTION</b> .....	22
<b>2</b> <b>METHODOLOGY</b> .....	26
<b>2.1</b> Study area .....	26
<b>2.2</b> Meteorological inputs .....	28
<b>2.3</b> Basic maps .....	29
<b>2.4</b> Creation of drainage streamflow and soil thickness inputs for DHSVM.....	31
<b>2.5</b> The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) .....	32
<b>2.6</b> DHSVM calibration and validation.....	33
<b>2.7</b> Land cover scenarios .....	33
<b>3</b> <b>RESULTS AND DISCUSSION</b> .....	36
<b>3.1</b> Calibration results and uncertainties .....	36
<b>3.2</b> Monthly hydrologic components in each scenario .....	46
<b>3.3</b> Simulated hourly spatial variation of hydrologic components in deforestation scenarios.....	49
<b>3.4</b> Simulated daily streamflow for each scenario .....	52
<b>4</b> <b>SUMMARY AND CONCLUSIONS</b> .....	56
<b>REFERENCES</b> .....	58
<b>CAPÍTULO 3</b> Desempenho do <i>Distributed Hydrology Soil     Vegetation Model</i> com diferentes mapas de solo, na bacia hidrográfica lavrinha .....	64
<b>1</b> <b>INTRODUÇÃO</b> .....	66
<b>2</b> <b>MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	69
<b>2.1</b> Localização e caracterização da área experimental.....	69
<b>2.2</b> <i>Distributed Hydrology Soil Vegetation Model</i> (DHSVM) .....	71
<b>2.3</b> Mapas topográfico, de solos e de vegetação da BHL .....	72
<b>2.4</b> Parâmetros necessários para o DHSVM.....	78
<b>2.5</b> Dados meteorológicos .....	82
<b>2.6</b> Calibração e validação do DHSVM utilizando diferentes mapas de solo .....	83
<b>3</b> <b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	86
<b>4</b> <b>CONCLUSÕES</b> .....	97
<b>REFERÊNCIAS</b> .....	98
<b>CHAPTER 4</b> Hydrologic impacts due to the changes in riparian buffer in a headwater watershed .....	104

<b>1</b>	<b>INTRODUCTION</b> .....	105
<b>2</b>	<b>MATERIAL AND METHODS</b> .....	107
<b>2.1</b>	<b>Study site description</b> .....	107
<b>2.2</b>	<b>Model description and inputs</b> .....	108
<b>2.3</b>	<b>Riparian buffer scenarios</b> .....	110
<b>2.4</b>	<b>Model calibration and validation</b> .....	113
<b>3</b>	<b>RESULTS AND DISCUSSION</b> .....	114
<b>3.1</b>	<b>DHSVM parameterization and performance</b> .....	114
<b>3.2</b>	<b>Hydrological response</b> .....	115
<b>3.3</b>	<b>Riparian buffer change effects</b> .....	117
<b>4</b>	<b>CONCLUSION</b> .....	121
	<b>REFERENCES</b> .....	122
	<b>CAPÍTULO 5 Respostas hidrológicas de uma bacia hidrográfica de cabeceira às mudanças climáticas projetadas pelo cenário RCP 8.5</b> .....	126
<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	128
<b>2</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	132
<b>2.1</b>	<b>Área de estudo</b> .....	132
<b>2.2</b>	<b>Projeções climáticas para o estudo</b> .....	132
<b>2.3</b>	<b>Simulações hidrológicas</b> .....	134
<b>2.4</b>	<b>Cenário futuro de mudanças climáticas RCP 8.5</b> .....	134
<b>2.5</b>	<b>Modelo Climático Global HadGEM2-ES e Modelo Regional Eta/CPTEC/INPE</b> .....	135
<b>2.6</b>	<b>DHSVM</b> .....	137
<b>3</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> .....	138
<b>3.1</b>	<b>Projeções do modelo Eta/HadGEM2-ES</b> .....	138
<b>3.2</b>	<b>Simulação hidrológica com o DHSVM</b> .....	141
<b>4</b>	<b>CONCLUSÕES E SUGESTÕES</b> .....	151
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	152
	<b>ANEXOS</b> .....	156

## **CAPÍTULO 1 Introdução geral**

### **1 INTRODUÇÃO**

Os recursos hídricos estão sujeitos a mudanças contínuas tanto por causas naturais quanto por intervenções humanas. A disponibilidade de água depende tanto das condições físicas da superfície da terra quanto também das condições e variabilidade do clima. Sendo assim, torna-se um desafio entender como as mudanças climáticas e alterações no uso e cobertura da superfície podem impactar no movimento de água no sistema solo-planta-atmosfera.

O balanço de água, em uma bacia hidrográfica, pode ser influenciado por fatores naturais como: clima, geologia, hidrografia, relevo, solo e vegetação. As alterações da paisagem de origem antrópica podem resultar em aceleração de processos erosivos, degradação e contaminação dos corpos d' água, afetando a biodiversidade local e a qualidade e o fornecimento de água. As mudanças climáticas, também, envolvem interações complexas e possibilidades de diversos impactos no balanço de água e energia, mesmo em pequenas bacias hidrográficas.

Desta maneira, para simular as interações complexas na paisagem, os modelos hidrológicos físico-distribuídos podem ser utilizados, uma vez que é possível espacializar os processos e parâmetros hidrológicos dentro da bacia hidrográfica. Sendo assim, a avaliação distribuída destes processos pode ser útil como ferramenta para responder à seguinte questão: como as mudanças climáticas e as alterações da cobertura da superfície podem afetar os processos hidrológicos na bacia hidrográfica?

A bacia de cabeceira deste estudo é conhecida como Lavrinha (BHL) e está localizada na Serra da Mantiqueira, no sudeste de Minas Gerais, sendo esta uma região geomorfológica estratégica para a geração de energia elétrica a partir

de fontes hidráulicas. Na BHL, predomina a classe de solos Cambissolo Háplico, que é um solo com profundidade variando de média a baixa e sua cobertura é caracterizada notoriamente pela presença da Mata Atlântica em elevadas declividades. Sendo assim, para uma análise distribuída dos processos hidrológicos na BHL, foi utilizado o modelo hidrológico “*Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*” (DHSVM), que foi desenvolvido especialmente para simulações hidrológicas em bacias de micro e meso escala, inseridas em regiões montanhosas.

Tendo em vista o contexto acima, este trabalho está dividido em capítulos, cujos objetivos foram:

- a) Avaliar o desempenho do DHSVM em condições de clima tropical e relevo acidentado e os possíveis efeitos nos processos hidrológicos simulados com o DHSVM na BHL, utilizando cinco diferentes cenários com cobertura do solo de Mata Atlântica e Pastagem.
- b) Analisar o desempenho do DHSVM utilizando mapas de solo obtidos de levantamento *in situ* e do modelo HAND na BHL.
- c) Analisar os possíveis efeitos de diferentes cenários de largura de vegetação ripária nos processos hidrológicos na BHL, utilizando simulações conduzidas com o DHSVM.
- d) Identificar a tendência do clima ao longo do século XXI, para o cenário climático futuro RCP 8.5, projetado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/HadGEM2-ES e avaliar os possíveis impactos hidrológicos na vazão da BHL utilizando as simulações do DHSVM.

**CHAPTER 2 Assessment of land covers on the hydrology of a Brazilian headwater watershed**

**CAPÍTULO 2 Avaliação da cobertura da terra na hidrologia de uma bacia hidrográfica de cabeceira do Brasil**

**ABSTRACT**

The Atlantic Forest is one of the most important forest biomes in Brazil, and this biome continues to disappear. This study looked at simulated hydrological components in a small watershed containing fragments of the Atlantic Forest. The performance of the Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) and the effects of possible land cover scenarios in the Lavrinha Watershed (located at Mantiqueira Range, Minas Gerais State, Brazil) were analyzed. The model was calibrated and validated using four years of continuous hydro-climate data sets, and the simulated daily and monthly streamflow showed acceptable agreement with that observed. A comparison of different land cover scenarios showed that the deforestation of Atlantic Forest has led to monthly changes in hydrologic components, such as an increase in soil moisture, overland flow and total runoff. On other hand, a decrease in canopy water evaporation, evapotranspiration and water table depth were also verified, and an increase in the daily high and low flows, with the opposite occurring when pasture was converted to Atlantic Forest. Changes in the hydrologic components were more associated with highland than lowland deforested areas. The results also shown that the hydrology of a headwater tropical watershed is characterized by seasonal variability in rainfall and land cover changes and that there are connections among the hydrologic components, topography, land cover, soil types and wet and dry seasons that maintain the water balance in the watershed.

Keywords: Atlantic Forest. DHSVM. Headwater regions. Distributed hydrology model. Land-use. Hydrologic components.

## 1 INTRODUCTION

Currently, less than 12% of the original vegetation cover remains in the Atlantic Forest biome in Brazil, thus, both protection of remaining forest fragments and ecological restoration are crucial for the future of the Atlantic Forest (CALMÓN et al., 2011; RIBEIRO et al., 2009). Hydrologic components and deforestation impact studies in the Atlantic Forest are in their initial stages in tropical headwater watersheds around the world, mainly in Brazil. According to Bruijnzeel and Scatena (2011), the Upper Montane Cloud Forest sites whose altitude varies from 1300 to 2000 meters, are frequently or persistently immersed in ground level clouds. This type of forest is found in Southeastern Brazil, in mountainous regions. Thus, due the floristic and animal diversity and soils and nutrient dynamics, the quantitative understanding of the hydrological role played by cloud forests is of interest to the scientific community.

As emphasized by Ribeiro et al. (2009), the Atlantic Forest biome supports one of the highest species richness and endemism rates on the planet, and has undergone a huge loss of its forest. Most fragments cover less than 50 ha and almost half these remnants are located less than 100 m from forest edges. In addition, the present conservation network is insufficient to support the long-term survival of this rich and endangered tropical forest. Urgent conservation and restoration actions should be implemented to mitigate this situation, based on careful planning and with clear targets. In order to establish an adequate management plan, with appropriate conservation targets, it is first necessary to achieve a better understanding of how land cover changes affect the Atlantic Forest ecosystem. However, despite approximately 500 years of intense land use changes in this biome, the impacts of land cover changes on hydrologic components have not yet been adequately investigated (SALEMI et al., 2013).

The environmental importance of the Atlantic Forest ecosystem in providing biological diversity, aesthetics and recreation, fishery and wild life products and water purification has become more appreciated. This has provided an impetus for watershed conservation and protection. It is a common sense that hydrological consequences of land cover changes are important (MAIDMENT, 1993; MELLO; SILVA, 2013; THANAPAKPAWIN et al., 2007). Reductions in forest areas can result in many cases of ecosystem soil deterioration, contributing to accelerated erosion, causing changes in the water dynamics, and water availability reduction (BESKOW et al., 2009; CAO et al., 2011; XU et al., 2014). Additionally, in some cases, important hydrological changes may occur, associated with the decrease in interception and transpiration (SALEMI et al., 2013); low infiltration rates and a deeper water table during the dry periods; increase in the runoff that may alter the streamflow patterns and hence increase storm peaks during the wet period (BROWN et al., 2005).

As reported by Coelho et al. (2015) southeastern Brazil suffered the greatest drought already observed in the summer of 2013/2014 and early 2015, leading to a number of impacts on water availability for supplying human consumption, agricultural activities and hydro-electricity production. Due to the recognized importance of the Atlantic Forest for ecological balance, its maintenance could reduce the impacts from severe droughts as this ecosystem can provide better conditions for both groundwater recharge and natural regulation of the streamflow. Thus, in this kind of environment, a better understanding of the land cover change and the impacts on hydrological processes in headwater watersheds can be useful for management decisions for other regional watersheds. In this sense, due to incomplete understanding of the water cycle functions in the mountainous Atlantic Forest ecosystem and altered land cover, hydrologic components, as a whole, need to be detailed and quantified together.



Simple rainfall–runoff models (lumped models) are generally dependent on empirical parameters derived using stationary time series from existing climate data and are clearly unable to predict streamflows in scenarios with changing climate and land cover changes (CUARTAS et al., 2012; MAIDMENT, 1993). To increase reliable hydrology modeling on a watershed scale, it is essential to understand how the hydrological variables are spatially distributed. It is also necessary to be able to link processes occurring in the atmosphere to processes occurring at the land level. These two conditions are met by distributed, physically-based hydrological models.

The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM), developed for mountainous regions, has been utilized in different research activities, such as: hydrologic analysis and modeling (BECKERS; ALILA, 2004; SAFEEQ; FARES, 2012; WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994), effects of climate change on water resources (CUO et al., 2009; DICKERSON-LANGE; MITCHELL, 2014; LEUNG; WIGMOSTA, 1999), and prediction of future hydrologic regime resulting from changes in forest land cover (CUO et al., 2008; THANAPAKPAWIN et al., 2007).

Due to the difficulty with the DHSVM calibration and the high number of input variables and/or parameters, associated with weather, soil and plant physiology that need to be estimated or defined, the model has been used only in some regions. Thus, the model has since been applied to basins in the USA (BOWLING et al., 2000), in British Columbia (Canada) (KURAŚ; ALILA; WEILER, 2012; WHITAKER et al., 2003), and in Asia (CHU et al., 2010; CUO et al., 2006).

The DHSVM has been rarely employed in Brazil, despite having its source code freely available. In Brazil, this model was applied only in two basins: Kruk (2008) obtained satisfactory results in a watershed located in the Serra do Mar region (Southeastern Brazil), using the DHSVM and a regional

climate forecast model (Eta/CPTEC), however the model was calibrated and verified for just four months. Cuartas (2008) used the DHSVM in a smooth topographic region near Manaus (Amazon Forest region), obtaining good performance in terms of soil moisture and groundwater, but simulations of the maximum and minimum streamflow were over and under estimated, respectively.

In view of the context of a Atlantic Forest watershed inserted in the most important headwater region of the southeastern Brazil, the DHSVM was used in the present research. The Lavrinha forested mountainous watershed was selected taking into account four consecutive hydro-climate data sets. Thus, in order to understand the hydrologic processes of the Atlantic Forest at a typical headwater watershed and the effects of land cover changes on it, this work analyzed the DHSVM performance, at daily and monthly time steps. Simulations were performed and the effects on hydrological cycle (streamflow, evapotranspiration, canopy water, total runoff, overland flow, soil moisture and water table depth variation) from possible changes in land cover on the watershed were also analyzed using five different scenarios.

## 2 METHODOLOGY

The study area, the meteorological data sets, geographical information, DHSVM calibration and validation, and the land cover scenarios for this study are described in the following sections.

### 2.1 Study area

The Lavrinha Watershed (LW) is located in the Mantiqueira Range region, southern Minas Gerais State, Brazil. The southern Minas Gerais is located in the Upper Grande River Basin. The LW is representative of the headwater watershed of the Mantiqueira Range region, and the main watercourse drains directly into the Grande River, which is an important producer of hydroelectric energy. The coordinates of LW are between 22° 06' 40'' S and 22° 09' 20'' S latitude, 44° 29' 10'' W and 44° 25' 50'' W longitude. It has a drainage area of about 6.76 km<sup>2</sup>, with elevations between 1137 and 1733 m (Figure 1).

According to Mello et al. (2012), the climate in this region is a temperate, highland tropical climate (Cwb in Köppen's classification-temperate with rainy and mild summers and dry and cold winters). The annual average rainfall is 2045 mm (2005-2010), the rainy season being between October and March, and the driest months are from April to September (Figure 2). This region is frequently affected by very heavy rainfall in summer (December, January and February), and these events are mostly associated with two types of atmospheric disturbances: Cold Front (53%) and the South Atlantic Convergence Zone (47%) (LIMA; SATYAMURTY; FERNÁNDEZ, 2010).

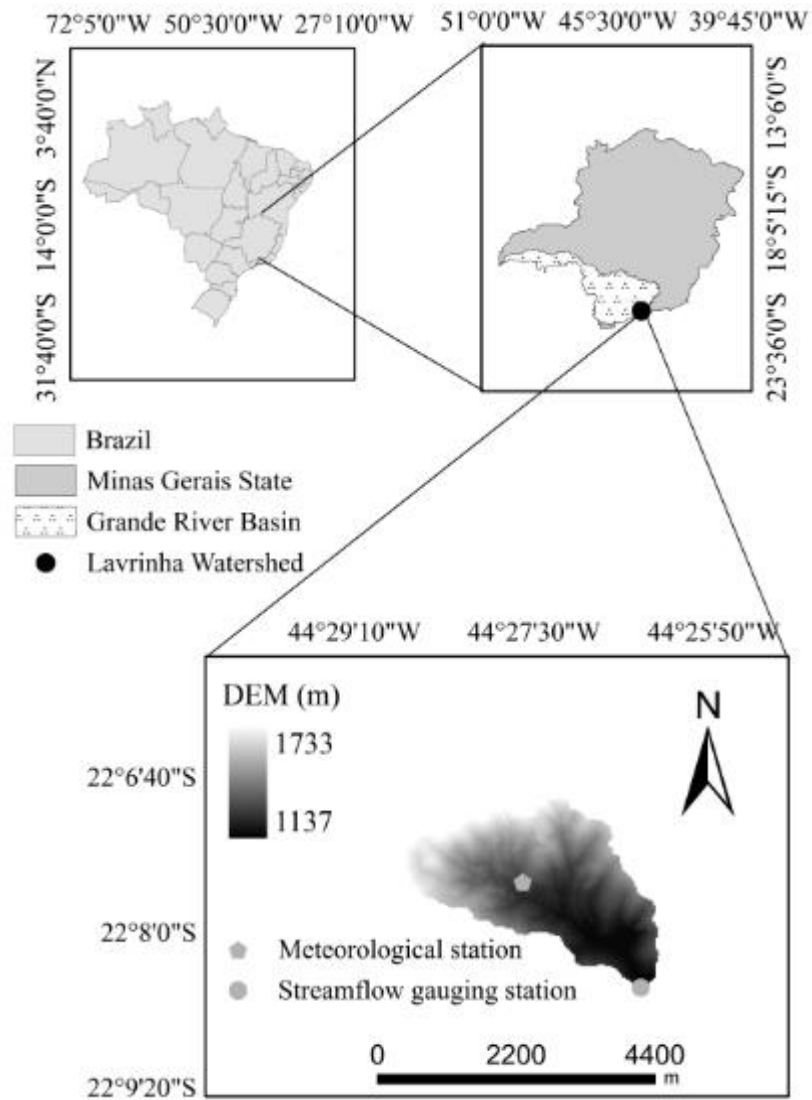


Figure 1 Geographical location of Lavrinha Watershed (LW) and the respective DEM

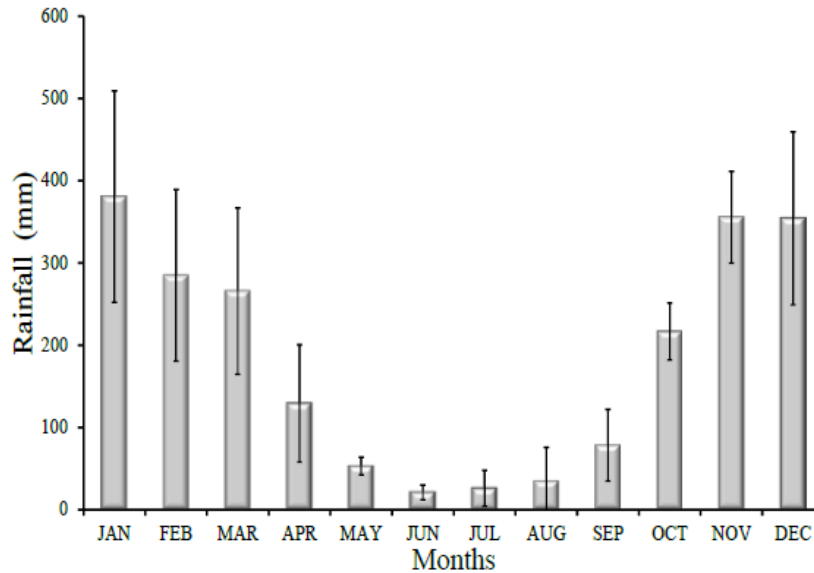


Figure 2 Average and standard deviation of monthly rainfall for the period 2005-2010

## 2.2 Meteorological inputs

DHSVM requires the following meteorological inputs: precipitation (m), temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ), wind speed ( $\text{m s}^{-1}$ ), relative humidity (%), shortwave and longwave solar radiation ( $\text{W m}^{-2}$ ).

The forcing data for DHSVM calibration and validation were taken from 2005 to 2010, from a meteorological station installed in the watershed (Figure 1). The longwave solar radiation was calculated as described by Swinbank (1963). The wind speed was converted to wind speed at 30 m of height (above the vegetation) based on Bras (1990). Hourly meteorological data were used for the simulations with the DHSVM.

The monitoring of the hourly meteorological datasets occurred at the average elevation in the LW. This hourly data monitoring is unique and this monitoring in the Mantiqueira Range is pioneering. However, there are rain

gauges in the area with daily monitoring used in other research, and Ávila (2011) reported that these devices have shown low measured rainfall variability when compared to the values from the meteorological station at the average elevation of the LW.

### **2.3 Basic maps**

The DHSVM requires the digital elevation model (DEM), soils and vegetation maps, soil thickness map and drainage network to simulate the hydrological cycle in a watershed. The Geographical Information System (GIS) ARC/INFO was used to process and elaborate all necessary maps for this study. These data were converted to a raster format, clipped in the shape of watershed, converted to text and then the binary format.

A 30 meter resolution DEM was generated from a contour line map with 1:50000 scale, and points of known altitude (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA -IBGE, 1973). All sinks were filled in the created DEM before the stream network. In the LW, the soil map was adapted from an existing soil survey, and soil types are Haplic Cambisol (92% of the area), Fluvic Neosol (7% of the area), and Haplic Gleisol (1% of the area) (MENEZES et al., 2009) (Figure 3). The vegetation map was generated based on a 10 meter resolution Allos Image from 2008, using a supervised classification through the maximum likelihood classifier followed by ground validation points, the same methodology was also applied by Beskow et al. (2009). The vegetation types are Atlantic Forest (63% of the area), and pasture (37% of the area) (Figure 4).

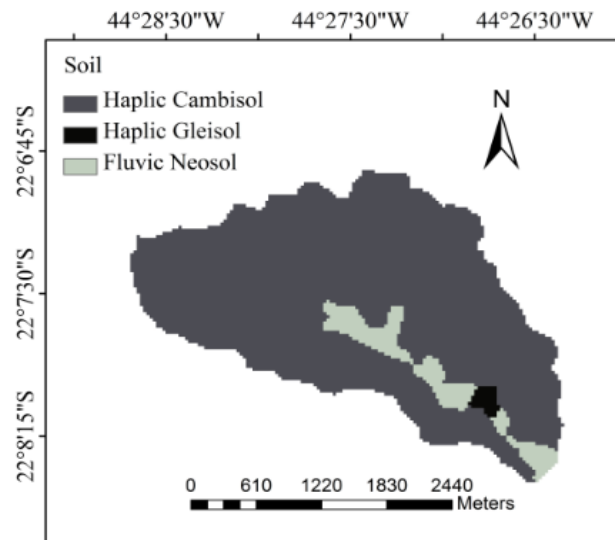


Figure 3 Distributed soil types for DHSVM derived from the study of Menezes et al. (2009)

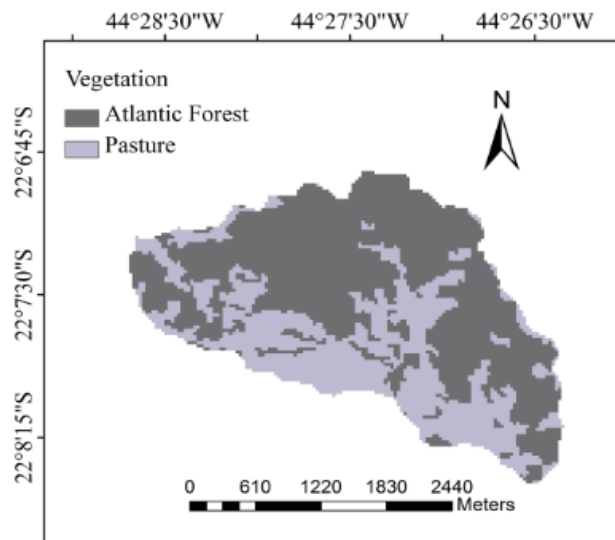


Figure 4 Distributed vegetation data obtained from remote sensing (Allos Image with 10 m resolution from 2008)

## 2.4 Creation of drainage streamflow and soil thickness inputs for DHSVM

The stream network was created automatically from a 30-m DEM with processing scripts (Arc Macro Language, AML). The degree of stream network development depends on the contribution area, which was 60000 m<sup>2</sup>. A soil depth map was created automatically by the AML used to create the stream network. The soil depth was generated based on the DEM and contributing area, and was adjusted during model calibration. The final soil depth ranged from 2.5 to 5.0 meters (Figure 5). The soil depth map was derived based on manual measurements of water table depth in the headwater region of the LW, during part of the period of DHSVM validation. More details about observations of water table depth in the LW can be found in Oliveira (2011).

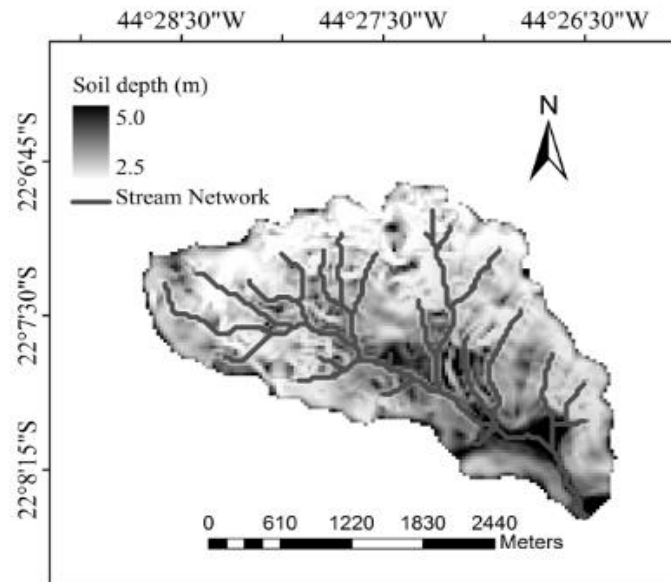


Figure 5 Stream network and distributed soil depth data generated using the digital elevation model developed for the LW



## 2.5 The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM)

The DHSVM was used to simulate the hydrologic responses in LW because the model is one of the most advanced hydrologic models available for simulating the impacts from different land covers and has been little applied under Brazilian conditions (CUARTAS, 2008; KRUK, 2008). Furthermore, this model was originally designed for mountainous forest watersheds. The version employed in this study was 3.1.2 with the last update in March 2014.

DHSVM is a fully distributed, physical model that simulates energy and water balance in each grid cell in a Digital Elevation Model (DEM) of a given watershed. The DEM is used to determine topographic controls of incoming shortwave radiation, precipitation, air temperature, and downslope water movement (WHITAKER et al., 2003).

The model accounts for topographic and vegetation effects in each grid cell and represents physical processes such as the land surface energy balance, unsaturated soil moisture movement, saturation overland flow, snow melt and accumulation (these processes are not considered in the study because there is no snow in the study area), and water table recharge and streamflow of a watershed. The evapotranspiration follows the Penman–Monteith equation. The multi-layer soil column in each pixel is a series of soil moisture reservoirs, and saturated subsurface flow exists in the deepest soil layer. Runoff generation is represented by saturation excess and infiltration excess mechanisms. Stream segment storage and propagation are computed using linear-reservoir routing (WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994).

## 2.6 DHSVM calibration and validation

The period from January 1, 2005 to September 30, 2005 was chosen for the DHSVM warm-up. For calibration, the period from October 1, 2006 to September 30, 2008 was used while for validation, the period employed was from October 1, 2008 to September 30, 2010 (four complete hydrological years in the region).

DHSVM was calibrated and verified with continuous streamflow measurements, carried out at the outlet of the watershed, with an automatic water level gauge, equipped with a pressure sensor (streamflow gauging station) (Figure 1), with a discharge curve continuously re-adjusted throughout the period. The model was run at a one-hour time step. The simulated streamflow was aggregated into daily and monthly values to evaluate the model performance.

The Nash–Sutcliffe model efficiency coefficient (E), the Coefficient of determination ( $R^2$ ), the Percent bias ( $P_{bias}$ ), and the Root Mean Square Error (RMSE) to evaluate model success at simulating daily and monthly streamflows were used to evaluate the model's performance. The model can be considered validated if the statistical indices (E,  $R^2$ ,  $P_{bias}$  and RMSE) from the validation period are similar to the calibration period at the daily and monthly scales. Thus, the model simulation can be judged as acceptable and satisfactory if  $E > 0.50$ ,  $R^2 > 0.50$ ,  $P_{bias} < 25\%$ , and the RMSE value is near 0 (MORIASI et al., 2007).

## 2.7 Land cover scenarios

Monthly hydrologic components (e.g. streamflow, evapotranspiration, canopy water, total runoff, overland flow, soil moisture and water table depth), hourly spatial variability of hydrologic components (e.g. soil moisture and water

table depth) and daily streamflow (e.g. high and low flows) were evaluated for five contrasting scenarios which were based on the current land-use and land occupation tendency in the Mantiqueira Range region as a whole (VIOLA et al., 2014).

First, the Scenarios 1, 2 and 3 were evaluated. Scenario 1: Control, being characterized by the current land-use; Scenario 2: 100% of the LW area occupied by Atlantic Forest; and Scenario 3: 100% of the LW area occupied by pasture. The control land cover was assumed to be the same for the entire simulation period (Figure 4). The positive (Figure 6 (a)) and negative (Figure 6 (b)) setup of land cover scenarios was based on research that showed that deforestation of the Atlantic Forest in the Mantiqueira Range region is occurring, thus, maintenance and restoration of the Atlantic Forest is a comprehensive plan to protect the LW and maintain the water balance (MELLO et al., 2008; MENEZES et al., 2009; VIOLA et al., 2014).

Two other deforestation scenarios were considered in a second analysis: Scenario 4: Conversion of Atlantic Forest to pasture above 1300 m of altitude in relation to the control scenario (Scenario 4 – Figure 6 (c)); Scenario 5: Conversion of Atlantic Forest to pasture below 1300 m of altitude in relation to the control scenario (Scenario 5 – Figure 6 (d)). In Scenarios 4 and 5, deforestation of 70 and 30%, respectively, of the Atlantic Forest in the LW, were taken into account. The setup for Scenarios 4 and 5 was based on Bruijnzeeland Scatena (2011) who showed that the altitude thresholds for the Upper Montane Cloud Forest are between 1300 and 2000 meters, and these ecosystems are disappearing at a fast pace, mostly in Southeastern Brazil.

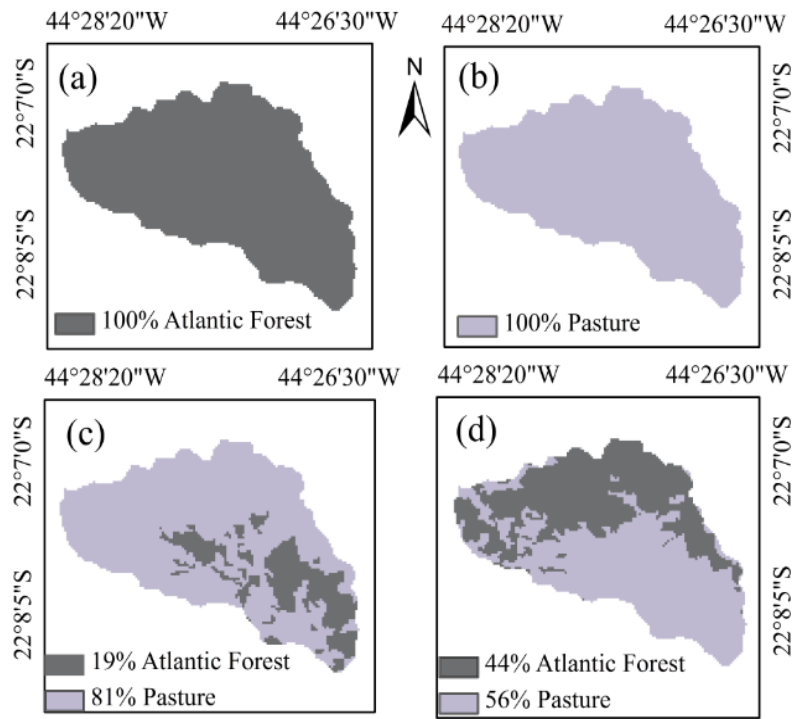


Figure 6 Land cover scenarios 2 (a), 3 (b), 4 (c) and 5 (d) for the LW

### 3 RESULTS AND DISCUSSION

#### 3.1 Calibration results and uncertainties

Precipitation was not lapsed with elevation as there was no data to support the presence of a strong precipitation gradient in the LW. The temperature lapse rate was assumed to be a constant of  $0.0065 \text{ C m}^{-1}$ . The initial soil and vegetation parameters of DHSVM were taken from the studies of Ávila (2011), Ávila et al. (2014), Cuartas et al. (2012), Junqueira Junior (2006), Kruk (2008), Menezes et al. (2014), Oliveira (2011) and Wigmosta, Vail and Lettenmaier (1994). It is important to highlight that the studies of Ávila (2011), Ávila et al. (2014), Junqueira Junior (2006), Menezes et al. (2014) and Oliveira (2011) were developed at the LW and they are especially related to soil hydrology attributes, water balance, and vegetation parameters in the watershed occupied by Atlantic Forest and pasture. Tables 1 and 2 show the calibration results for the soil and vegetation parameters of the DHSVM.

All vegetation parameters of Atlantic Forest and pasture were based on literature values and they were not changed in the calibration. The streamflow regime was very sensitive to soil depth, lateral and vertical saturated hydraulic conductivity and the exponential decrease rate of lateral saturated hydraulic conductivity. Thus, the model was manually calibrated to daily and monthly streamflows by adjusting these parameters. As the model is very sensitive to soil depths, subsequent soil depth changes were made during the calibration process, considering the water table depth measured by Oliveira (2011). The soil parameters were first calibrated in the Haplic Cambisol followed by Fluvic Neosol and Haplic Gleisol soil types. The vertical conductivity was the first parameter calibrated, followed by the lateral conductivity, and finally, the exponential decrease rate of lateral saturated hydraulic conductivity.

Table 1 Soil input parameters obtained after final DHSVM calibration

<b>Parameters</b>	<b>Haplic Cambisol</b>	<b>Fluvic Neosol</b>	<b>Haplic Gleisol</b>
Lateral Conductivity ( $\text{m s}^{-1}$ )	0.0000190	0.0000330	0.0000280
Exponential Decrease	0.005	0.010	0.300
Depth Threshold	2.00	2.00	2.00
Maximum Infiltration ( $\text{m s}^{-1}$ )	0.00042	0.00042	0.00042
Surface Albedo	0.15	0.15	0.15
Number of Soil Layers	3	3	3
Porosity	0.58	0.60	0.55
(in each layer of soil in $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )	0.60	0.61	0.56
	0.62	0.62	0.58
Pore Size Distribution	0.37	0.37	0.37
(in each layer of soil in $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )	0.41	0.41	0.41
	0.43	0.43	0.43
Bubbling Pressure	0.76	0.76	0.76
(in each layer of soil in m)	0.87	0.87	0.87
	1.13	1.13	1.13
Residual Moisture Content	0.07	0.09	0.08
(in each layer of soil in $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )	0.07	0.09	0.08
	0.07	0.09	0.08
Field Capacity	0.21	0.29	0.19
(in each layer of soil in $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )	0.22	0.30	0.20
	0.24	0.32	0.21
Wilting Point	0.09	0.14	0.12
(in each layer of soil in $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )	0.09	0.14	0.12
	0.09	0.14	0.12
Bulk Density	1150	1300	1350
(in each layer of soil in $\text{kg m}^{-3}$ )	1100	1250	1250
	1050	1000	1200
Vertical Conductivity	0.0000190	0.0000330	0.0000280
(in each layer of soil in $\text{m s}^{-1}$ )	0.0000180	0.0000320	0.0000275
	0.0000170	0.0000310	0.0000270

Table 2 Vegetation input parameters obtained after DHSVM calibration

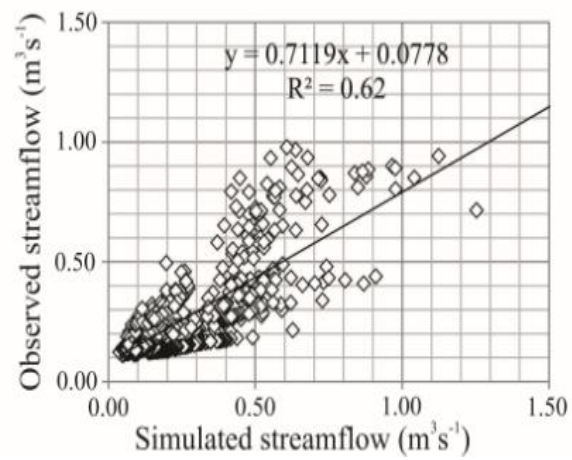
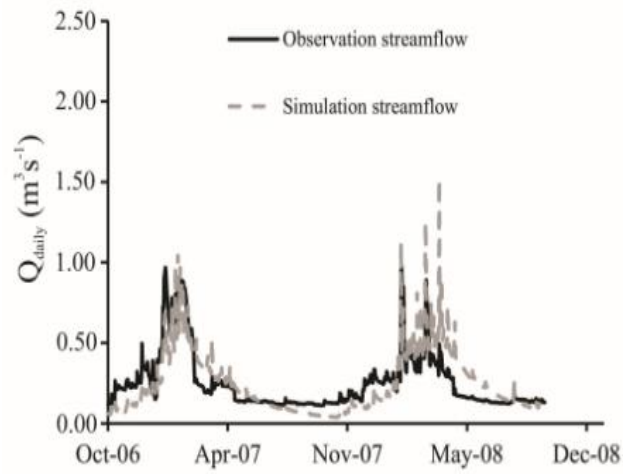
Parameters	Atlantic Forest (overstory and understory)		Pasture
Fractional Coverage (%)	0.95	-	-
Trunk Space (%)	0.50	-	-
Aerodynamic Attenuation	2.50	-	-
Radiation Attenuation	0.71		
Height (m)	20.00	1.00	0.60
Maximum Resistance ( $s\ m^{-1}$ )	3600.00	2787.50	5000.00
Minimum Resistance ( $s\ m^{-1}$ )	185.70	185.70	120.00
Moisture Threshold ( $m^3\ m^{-3}$ )	0.10	0.10	0.14
Vapor Pressure Deficit (Pa)	4000.00	4000.00	4202.00
Fraction of Photosynthetically Active Shortwave Radiation ( $W\ m^{-2}$ )	0.43	0.17	0.43
Number of Root Zones (equal to soil layers)		3.00	
Root Zone Depths (equal to thickness soil in m)	0.20 0.70 0.90		0.20 0.30 0.30
Root Fraction (for each zone in %)	0.40 0.40 0.20	0.40 0.60 0.00	0.50 0.50 0.00
	5.00 4.64 3.93 3.90 4.89	1.70 1.58 1.34 1.33 1.66	2.90 2.40 2.60 1.70 1.60
Monthly Leaf Area Index ( $m^2\ m^{-2}$ )	2.66 4.15 4.44 4.81 4.50 3.81 5.00	0.90 1.41 1.51 1.63 1.53 1.30 1.70	1.40 1.55 1.50 2.20 2.30 2.18 3.00
Monthly Albedo	0.12	0.12	0.20

DHSVM was calibrated and validated using hourly input data. During calibration and validation phases, the daily and monthly simulated streamflows reasonably agreed with the observed streamflow (Figures 7, 8, 9 and 10). Figures 7, 8, 9 and 10 showed that the model slightly oscillated between overestimation during the wet season (October to March) and underestimation of the streamflows during the dry season (April to September).

During the studied period (2006–2010), the average annual of simulated and observed streamflow was 0.26 and 0.25 m<sup>3</sup> s<sup>-1</sup>, respectively. The model did not capture the peak flow and the baseflow (Figures 7, 8, 9 and 10) with the same precision as the annual average of simulated streamflow. Cuartas et al. (2012) and Thanapakpawin et al. (2007) reported similar behavior of the DHSVM. Furthermore, Beckers and Alila (2004) explained the tradeoff for model accuracy between peak flow and baseflow when the preferential flow is not explicitly represented in the DHSVM.

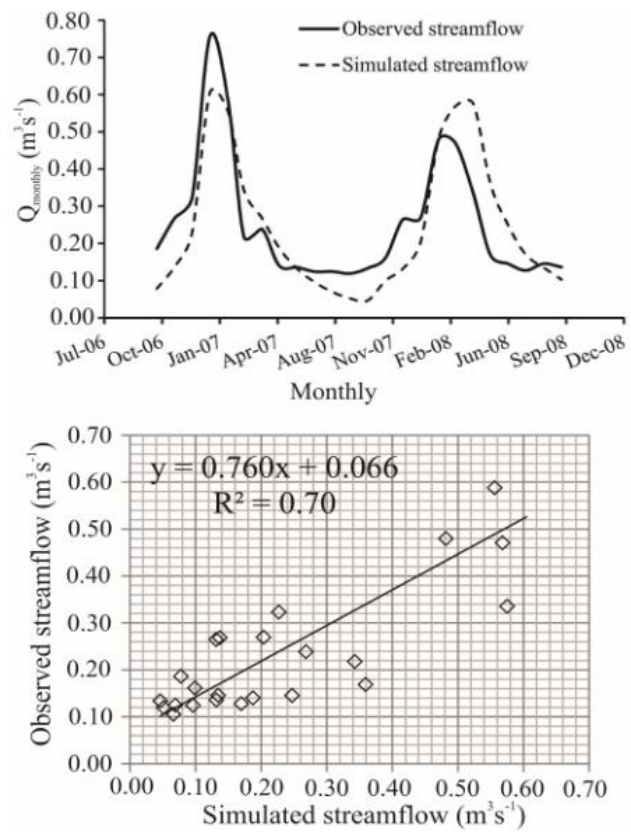
It is worthwhile to mention that uncertainties in simulated peak flow also can be associated with uncertainties in the spatial variability of soil properties and with the rainfall distribution within the watershed that was not considered. These same factors can be the potential sources of error in this study. In the study area, there is only one meteorological station, located at the average altitude of the watershed (Figure 1), and therefore, the probable increase in hourly rainfall associated to increasing elevation was not considered. Thus, the uncertainties of the wet season can be explained by heterogeneity of rainfall events that might have been missed during the monitoring in the hourly time step.





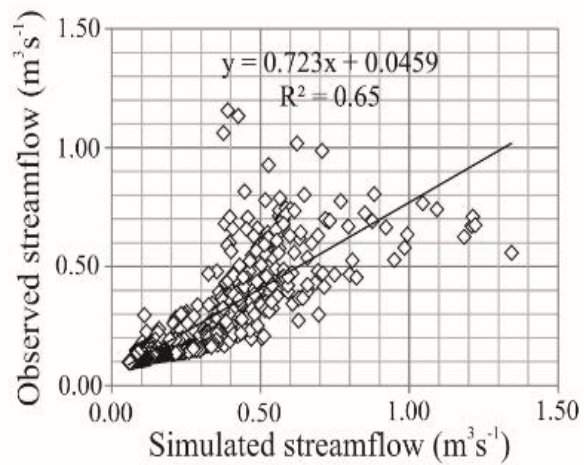
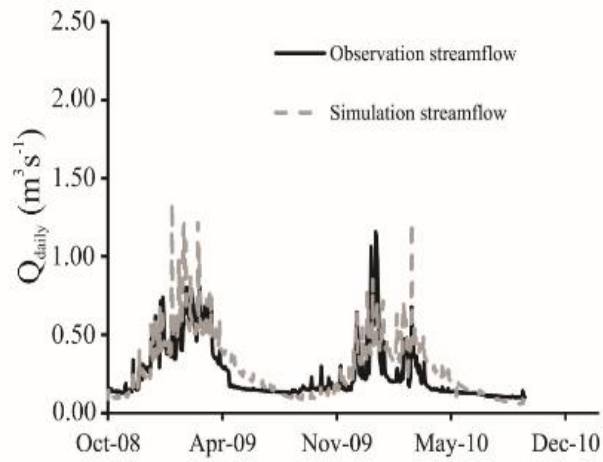
$$E=0.52; P_{\text{bias}}= 3.07; \text{RMSE}=0.12.$$

Figure 7 Observed and simulated daily streamflow during the calibration period (Oct. 1, 2006-Sept. 30, 2008)



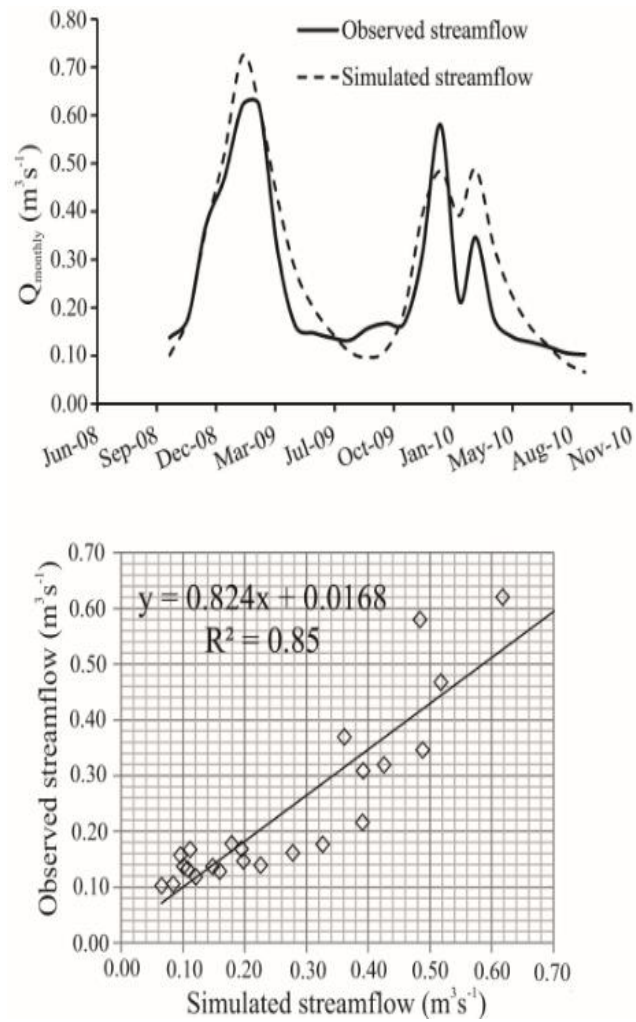
$$E=0.63; P_{\text{bias}}= 3.13; \text{RMSE}=0.10.$$

Figure 8 Observed and simulated monthly streamflow during the calibration period (Oct. 1, 2006-Sept. 30, 2008)



$$E=0.52; P_{\text{bias}} = -12.89; \text{RMSE}=0.13.$$

Figure 9 Observed and simulated daily streamflow during the validation period (Oct. 1, 2008-Sept. 30, 2010)



$$E=0.77; P_{\text{bias}} = -13.21; \text{RMSE}=0.10.$$

Figure 10 Observed and simulated monthly streamflow during the validation period (Oct. 1, 2008-Sept. 30, 2010)

Table 3 presents the statistics of precision (Nash-Sutcliffe model efficiency coefficient -E, the Coefficient of determination - $R^2$ , the Percent bias - $P_{\text{bias}}$ , and the Root Mean Square Error -RMSE) applied to evaluate the performance of DHSVM for simulation of both daily and monthly streamflow.

Considering that the DHSVM was developed for temperate mountainous regions and much more instrumented watersheds (CUARTAS et al., 2012; SAFEEQ; FARES, 2012), the model's performance obtained in this study, i.e., under a tropical mountainous region, can be considered good and satisfactory for both time scales. In this study, the performance for monthly calibration and validation was better than for daily calibration and validation, which is expected for hydrological models. However, the statistics for the daily time step were good enough to classified the model as suitable for application in LW, with E greater than 0.5 and Pbias < 20% for both calibration and validation phases. Thus, based on the values for the statistics of precision, the DHSVM showed an acceptable performance taking the classification proposed by Moriasi et al. (2007).

Table 3 Statistics of precision for DHSVM at the LW

Period	E	R <sup>2</sup>	P <sub>bias</sub>	RMSE
Daily calibration (10/01/2006 to 09/30/2008)	0.52	0.62	3.07	0.12
Monthly calibration (10/01/2006 to 09/30/2008)	0.63	0.70	3.13	0.10
Daily validation (10/01/2008 to 09/30/2010)	0.52	0.65	-12.89	0.13
Monthly validation (10/01/2008 to 09/30/2010)	0.77	0.85	-13.21	0.10

E = Nash–Sutcliffe model efficiency coefficient, R<sup>2</sup> = Coefficient of determination, Pbias = Percent bias, and RMSE = Root Mean Square Error.

Tanapakwin et al. (2007) report that for the calibration and validation of a hydrological model it is desirable to obtain E as close as possible to 1 as well to minimize both RMSE and bias. The authors reported that negative E values (Nash–Sutcliffe model efficiency coefficient) indicate unacceptable performance because at this condition the average observed values are better predictors than the simulated values. For daily DHSVM calibration and validation, studies have

found E values between 0.14 and 0.76 (CURTAS et al., 2012), 0.74 and 0.79 (CHU et al., 2010), and 0.43 and 0.56 (DICKERSON-LANGE; MITCHELL, 2014). Safeeq and Fares (2012) obtained, for monthly calibration and validation, statistical coefficient values of  $R^2_{\text{calibration}} = 0.74$ ,  $E_{\text{calibration}} = 0.57$ ,  $R^2_{\text{validation}} = 0.74$ , and  $E_{\text{validation}} = 0.74$ . Therefore, the statistical coefficients of this study were satisfactory when compared to the results found in the literature and most of them have used more spatial information of weather elements, as summarized in Table 4.

Table 4 DHSVM applications in different watersheds

Research	Watershed location	DEM (resolution and elevation)	Area	Precipitation Measurements	Period
Cuartas et al. (2012)	Sections of the Asu watershed located in Central Amazonia, Brazil	DEM - 30 m resolution with 110 m of elevation	0.95, 6.58, and 12.43 km <sup>2</sup>	Five rain gauges and one meteorological station	Calibration (2002-2004) and validation (2004-2006)
Chu et al. (2010)	Wu -Tu watershed, in Taiwan, China	DEM - 75 m resolution with 242 m of average elevation.	204 km <sup>2</sup>	Two meteorological station	Initiation and Calibration (1999-2003) and validation (2004-2007)
Dickerson-Lange and Mitchell (2014)	Nooksack River basin located in Washington State, United States	DEM -150 m resolution with 3286 m of elevation	2000 km <sup>2</sup>	Downscaled climate change data sets from three GCM scenario, and one meteorological station	Calibration (2006-2007) and validation (2008-2009)
Safeeq and Fares (2012)	Mākaha watershed located in the O'ahu island, United States	DEM - 10 m resolution with 1227 m of elevation	24.6 km <sup>2</sup>	Three meteorological gauges	Calibration (1971-1980) and validation (1991-2009)

Besides these results, evapotranspiration in the forest ecosystems influences the streamflow negatively. Thus, after calibration, the estimated evapotranspiration (basin average values in the pixel output) was compared to other studies carried out in this type of environment. In the present study, the simulated evapotranspiration for the entire period was 48% of the gross rainfall. Based on a detailed water budget study conducted in a micro-watershed located within LW entirely occupied by Atlantic Forest, Avila (2011) found that the total evapotranspiration along the 2009/2010 and 2010/2011 hydrological years accounts for, on average, 47% of the gross rainfall. Therefore, this percentage shows reasonable performance of the DHSVM for estimating evapotranspiration and, consequently, its capability of simulating the impacts from different land cover scenarios in the LW.

Given that the use of DHSVM has been limited in forest hydrology studies in Brazil, mainly in headwater regions, the ability of this model still needs to be tested to simulate hydrologic processes in tropical regions. In the next section, the results in terms of hydrologic impacts due to changes in the Atlantic Forest of Mantiqueira Range are discussed.

### **3.2 Monthly hydrologic components in each scenario**

For a better understanding of the role of the Atlantic Forest in the watershed water balance, DHSVM was applied to simulations of hydrologic components resulting from five land cover scenarios (Figure 4 and Figure 6). However, it is important to highlight that the influence of land cover changes on soil properties in the LW has not been considered. Moreover, the scarcity of detailed hydrological and meteorological field data on both temporal and spatial scales has created uncertainties in these simulations.

On the other hand, the hourly monitoring of meteorological data is unique in this study, and this watershed is representative of the Mantiqueira Range regarding its geomorphological features and is part of an effective and pioneering effort to understand the hydrology and meteorology of the region which is extremely relevant to generate streamflows that feed several hydropower plants in Southern Minas Gerais. It is also important to emphasize that the DHSVM was used for the first time in a small mountainous forested watershed in Brazil. Therefore, the results presented here are relevant and novel compared to studies in similar watersheds, with similar size, location, topography, weather and soil and vegetation types.

During the period from October 1, 2006 to September 30, 2010, the hydrologic responses at LW for five land cover scenarios were evaluated. In the wet and dry seasons, the gross rainfall (sum over the four hydrological years) was 7620 and 1479 mm, respectively, and the results showed that the seasonal variability of rainfall can affect the monthly hydrologic components in the watershed (Table 5 (a) and (b)).

For all wet and dry seasons, Table 5 (a) shows that in comparison to Scenario 1 (control), Scenario 2 (positive scenario) resulted in decreased soil moisture, overland flow, total runoff, streamflow and in increased water held in the forest canopy, evapotranspiration and water table depth. Scenario 3 (negative scenario), which is the opposite of Scenario 2, showed that if the forest (deep-rooted vegetation) is replaced by pasture, an increase in the streamflow can occur, which is more pronounced during the wet season.

Table 5 (b) shows that in comparison to Scenario 3, the Scenarios 4 and 5 showed the same tendency towards an increase and decrease of the hydrologic components. When deforestation Scenarios 3, 4 and 5 were compared to Scenario 1, Scenario 5, in which only the lowlands were cleared, showed less impact on hydrologic components, followed by Scenarios 4 and 3. Thus, the



land cover deforestation in the LW highland may lead to higher seasonal changes in the hydrologic components than the land cover deforestation in the lowland.

Finally, the simulation results for the hydrologic components were physically plausible in a tropical region, and considering the importance of the Atlantic Forest in terms of biodiversity and maintenance of water balance, the changes in land cover, like forest to pasture and pasture to forest, can impact the components of the hydrologic cycle.

Table 5 Monthly hydrologic components (average) in the wet (October to March) and dry (April to September) seasons, for the five different land cover scenarios

(a)

Hydrologic components	Scenario 1		Scenario 2		Scenario 3	
	season		season		season	
	wet	dry	wet	dry	wet	dry
Streamflow ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	0.33	0.19	0.29 (-12.12%)	0.17 (-10.53%)	0.42 (+27.27%)	0.22 (+15.79%)
Evapotranspiration ( $\text{mm month}^{-1}$ )	0.14	0.10	0.16 (+14.29%)	0.11 (+10.00%)	0.11 (-21.43)	0.07 (-30.00%)
Water in the canopy ( $\text{mm month}^{-1}$ )	0.18	0.07	0.23 (+27.78%)	0.09 (+28.57)	0.08 (-55.56%)	0.02 (-71.43)
Total runoff ( $\text{mm month}^{-1}$ )	0.18	0.10	0.15 (-16.67%)	0.09 (-10.00%)	0.22 (+22.22%)	0.12 (+20.00%)
Overland flow ( $\text{mm month}^{-1}$ )	0.09	0.04	0.07 (-22.22%)	0.03 (-25.00%)	0.12 (+33.33%)	0.05 (+25.00%)
Soil moisture for each layer ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )	0.31	0.21	0.30 (-3.23%)	0.20 (-4.76%)	0.32 (+3.23%)	0.23 (+9.52%)
	0.32	0.21	0.31 (-3.13%)	0.21 (0.00%)	0.33 (+3.13%)	0.22 (+4.76%)
	0.35	0.29	0.34 (-2.86%)	0.28 (-3.45%)	0.36 (+2.86%)	0.30 (+3.45%)
Water table depth (m)	1.67	-2.02	-1.80 (+7.78%)	-2.08 (+2.97%)	-1.50 (-10.18%)	-1.95 (-3.47%)

“Table 5, conclusão”

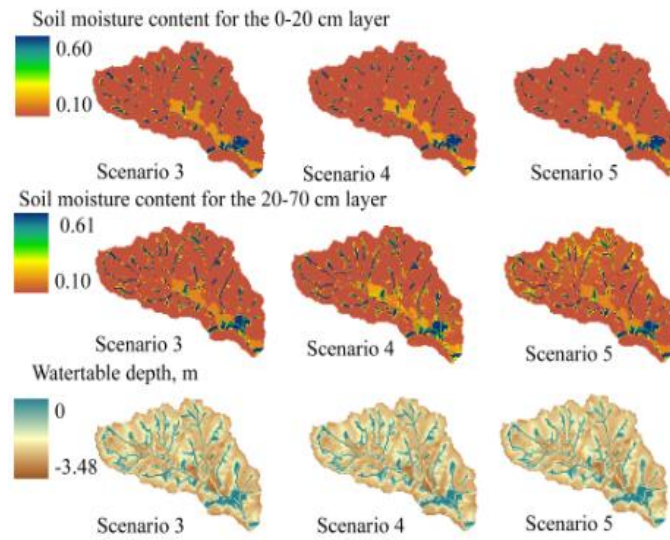
Hydrologic components	(b)			
	Scenario 4		Scenario 5	
	season		season	
	wet	dry	wet	dry
Streamflow ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )	0.39 (+18.18)	0.21 (+10.53%)	0.36 (+9.09%)	0.20 (+5.26%)
Evapotranspiration ( $\text{mm month}^{-1}$ )	0.12 (-14.29%)	0.08 (-20.00%)	0.13 (-7.14%)	0.09 (-10.00%)
Water in the canopy ( $\text{mm month}^{-1}$ )	0.10 (-44.44%)	0.02 (-71.43%)	0.16 (-11.11)	0.05 (-28.57%)
Total runoff ( $\text{mm month}^{-1}$ )	0.21 (+16.67%)	0.11 (+10.00%)	0.19 (+5.56%)	0.11 (+10.00%)
Overland flow ( $\text{mm month}^{-1}$ )	0.12 (+33.33%)	0.04 (+0.00%)	0.10 (+11.11%)	0.04 (0.00%)
	0.31 (0.00%)	0.22 (+4.76%)	0.31 (0.00%)	0.22 (+4.76%)
Soil moisture for each layer ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )	0.33 (+3.13%)	0.22 (+4.76%)	0.32 (0.00%)	0.21 (0.00%)
	0.36 (+2.86%)	0.30 (+3.45%)	0.35 (0.00%)	0.29 (0.00%)
Water table depth (m)	-1.55 (-7.19%)	-1.96 (-2.97%)	-1.63 (-2.40%)	-2.00 (-0.99%)

### 3.3 Simulated hourly spatial variation of hydrologic components in deforestation scenarios

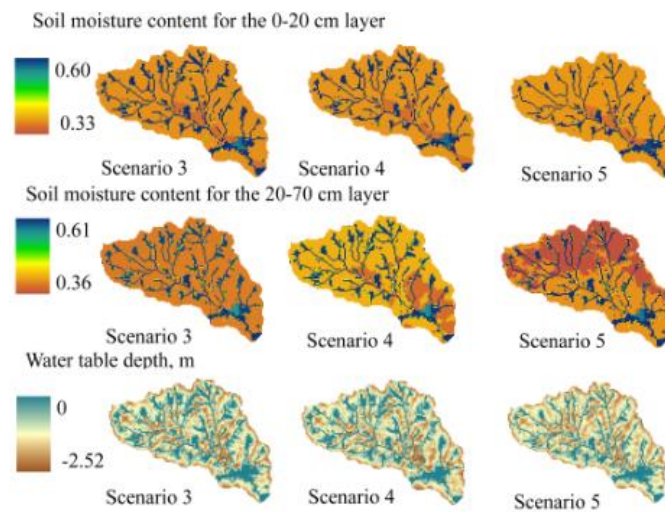
The hydrologic response for each deforestation scenario (3, 4 and 5) was evaluated in terms of spatial variation of soil moisture content and water table depth in the LW. To illustrate that, the spatial distribution of soil moisture content and water table depth are presented in Figure 11 (a) and (b), respectively, on a dry day (August 31, 2008 at 11:00 P.M.) and on a rainy day after a total gross rainfall of 59 mm (December 31, 2008 at 11:00 P.M.). As

indicated in Figure 11 (a) and (b), different interval values of soil moisture content and water table depth were simulated on these days. On the dry day, minimum soil moisture content and water depth values were  $0.10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  and  $-3.48 \text{ m}$ , respectively. On the rainy day minimum soil moisture content and water depth values were greater than on the dry day, reaching  $0.33 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  and  $-2.52 \text{ m}$ , respectively. Maximum soil moisture content and water depth values in Figure 11 (a) and (b) also showed that soil moisture content and water table depth were relatively high and shallow, respectively, near the stream network. In agreement with Thanapakpawin et al. (2007), the saturation area is expected to occur near the stream channel, with the size of the runoff source areas varying seasonally and during individual rainfall events. In general, the major differences in the hydrologic response for Scenarios 3, 4 and 5 occurred on the rainy day compared to the dry day.

A slight spatial variability of the soil moisture content for the 0-20 cm layer in each of the scenarios evaluated for both rainy and dry days was verified. However, the spatial variability of the soil moisture content at 20-70 cm and water table depth in Scenarios 3 and 4, were higher and shallower, respectively, than in Scenario 5, mainly on the rainy day. Therefore, deforestation in areas with elevation above 1300 m, where there is a predominance of Haplic Cambisol, showed the greatest changes in terms of the spatial variability of the hydrological components compared to deforestation in the lower elevation areas (below 1300 m of altitude), which encompass Haplic Cambisol, Haplic Gleisol and Fluvic Neosol soil types. In general, the slight spatial variability of the hydrological components analyzed in each scenario can be explained by the greatest predominance of Haplic Cambisol which occupies 92% of the LW (Figure 11 (a) and (b)).



(a)



(b)

Figure 11 Spatial variability of soil moisture content in the root zones at 0-20 cm and 20-70 cm, and water table depth, in the land cover Scenarios 3, 4 and 5, on August 31, 2008 at 11:00 P.M. (a) and December 31, 2008 at 11:00 P.M. (b)

### 3.4 Simulated daily streamflow for each scenario

The daily streamflow variability is shown in the flow-duration curves (Figure 12). These curves show the frequency of exceedance of a given daily streamflow value during the four hydrological years. Scenarios 1, 2, 3, 4, and 5 were used in the hydrologic analysis of the streamflow characteristics. Compared to Scenario 1, the resulting curve in Scenario 2 showed a flat slope and the existence of a more significant natural streamflow regulating capacity. Scenario 3 showed a steeper slope and more variable streamflows, and lower natural streamflow regulating capacity than Scenario 1. The same behavior produced by Scenario 3 in relation to Scenario 1 also was verified in Scenarios 4 and 5, however, in a less pronounced way. The corresponding streamflows for 10% ( $Q_{10\%}$ ) and 90% ( $Q_{90\%}$ ) of frequency of exceedance were, respectively, 0.53, 0.48, 0.62, 0.60, and 0.55  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ , and 0.08, 0.06, 0.10, 0.09, and 0.08  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ , in Scenarios 1, 2, 3, 4 and 5. In Scenario 2, the changes in the streamflow pattern are less pronounced than in Scenarios 3, 4 and 5. These results are supported by the fact that the substitution of the Atlantic Forest by pasture causes an increase in total runoff in deforestation scenarios (3, 4 and 5), altering the streamflow pattern.

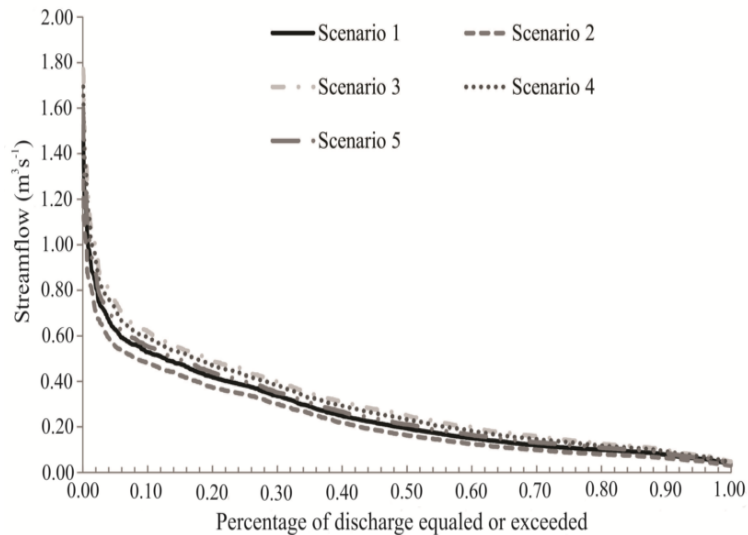


Figure 12 Duration curve of simulated daily streamflows for each scenario simulated by DHSVM in LW

Figure 13 shows the daily streamflow frequency at the beginning of the wet season during October-November (2006-2010), simulated in Scenarios 1, 2, 3, 4 and 5. It is possible to notice that there was a change in the frequency of the streamflows at the beginning of the wet season in Scenarios 2, 3, 4 and 5, compared to Scenario 1. Additionally, Figure 14 shows simulated hydrographs for the LW, with Scenario 1 compared to Scenarios 2, 3, 4 and 5, during November 1, 2008 to November 30, 2008. These hydrographs suggest that there are almost no changes in the timing of simulated high flows associated with land cover changes in this watershed, but, there was a slight delay in the timing of simulated high flows in Scenario 2 compared to Scenario 1 and a slight anticipation in the timing of simulated high flows in Scenarios 3, 4 and 5 compared to Scenario 1. The slight variability in the timing of the peak flows can be explained by the small area ( $6.76 \text{ km}^2$ ) and small effect of the stream network on the streamflow propagation throughout the LW.

The high flow magnitudes increase as a result of deforestation and the opposite occurs with an increase in the Atlantic Forest area (Figures 13 and 14). These changes in the beginning of the wet season cause changes in the streamflow regime in the LW as can be seen in Figure 12. These results are in agreement with those of Kuraś, Alila and Weiler (2012), who also found an increase in simulated streamflow magnitudes as a result of deforestation. Therefore, it is recommended that deforestation should be avoided in the LW in order to avoid impacts to the streamflow regime.

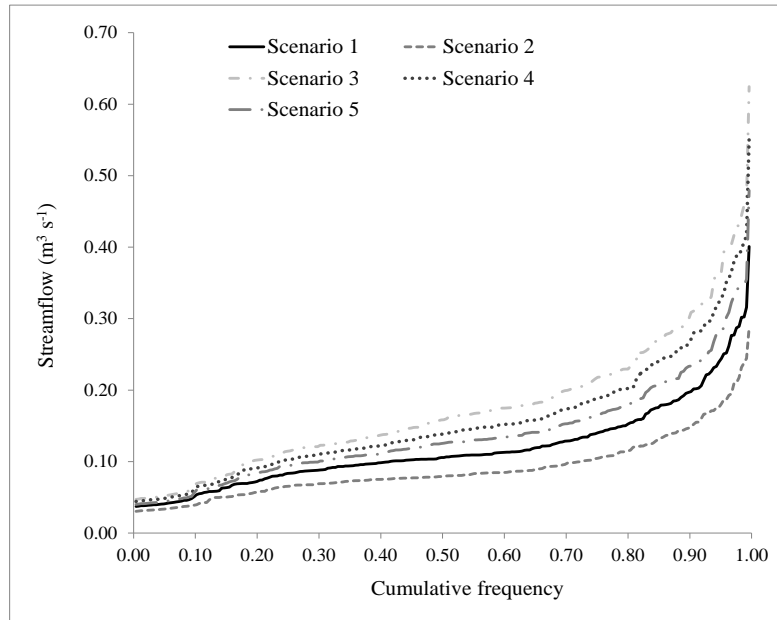


Figure 13 Predicted land cover change effects on daily streamflow, in the beginning of the wet season (Oct-Nov), for Scenarios 1, 2, 3, 4 and 5

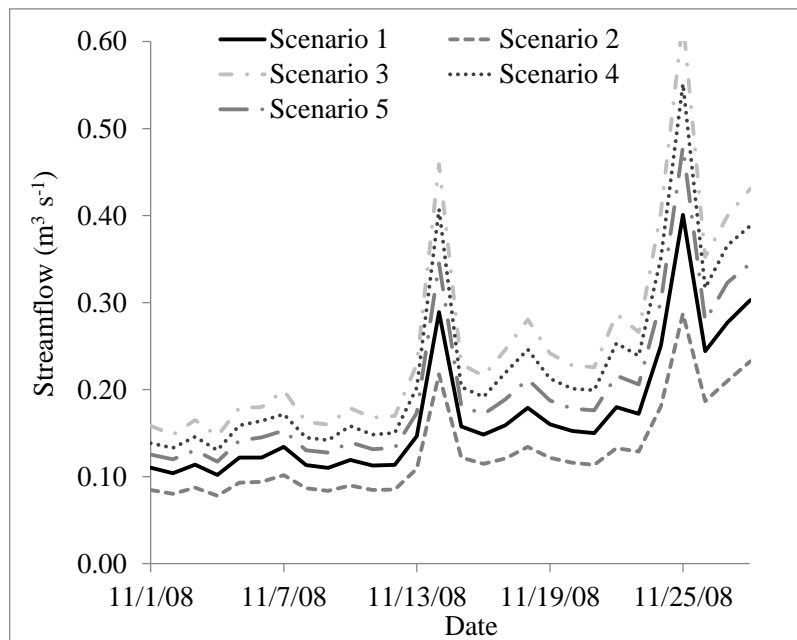


Figure 14 Simulated daily streamflow with Scenario 1 compared to Scenarios 2, 3, 4 and 5, during November 1, 2008 to November 30, 2008

Thus, simulation results for the LW were consistent with other results, in terms of evapotranspiration and streamflow. Chu et al. (2010), Cuo et al. (2008) and Price (2011) reported that in a deforestation scenario there is an increase in streamflow that may be associated to evapotranspiration reduction due to both reduction of intercepted water evaporation and reduction of the amount of soil water loss via transpiration. Finally, differences in weather elements and hydrological behavior in relation to other different Atlantic Forest areas can be explained by the particular location and variability in topography (elevation, slope and orientation) of these areas (BRUIJNZEEL; SCATENA, 2011; SALEMI et al., 2013).



#### 4 SUMMARY AND CONCLUSIONS

This pioneering study using the DHSVM in a headwater watershed in Brazil demonstrated that this model overestimated the streamflow during the wet season and underestimated it during the dry season. However, the model's performance was acceptable for reproducing daily and monthly streamflows, even though using only one hourly meteorological station for the study.

In terms of streamflow, the land cover of 100% Atlantic Forest in the watershed would decrease the average monthly streamflow by 12% and 11% during the wet and dry season, respectively. Deforestation of the Atlantic Forest of 30% (lowland deforestation), 70% (highland deforestation) and 100% of the watershed area would increase the average monthly streamflow by 9%, 18% and 27% during the wet season, and 5%, 10% and 16% during the dry season. In the highland watershed the deforestation impacts would be greater than in the lowland watershed.

This research also suggested that high flow and low flow regimes are affected by land cover scenario changes. The 100% Atlantic Forest land cover in the watershed would decrease the high flow and low flow ( $Q_{10\%}$  and  $Q_{90\%}$ ) by 9% and 25%, respectively. Deforestation of the Atlantic Forest of 30% (lowland deforestation), 70% (highland deforestation) and 100% of the watershed area would increase the high flow by 4%, 13% and 17%, and the low flow by 0%, 12% and 25%, respectively. These results also suggest that forests consume more water than pasture, but the maintenance of forest cover in the watershed is required for water conservation and adequate long-term water supplies. Therefore, for a water supply management the deforestation in the watershed should not be included.

These results showed that the DHSVM can be applied in order to simulate the hydrologic effects produced by land cover changes in LW; and also

can be used in the simulation of various conservation programs and aid policy design for the mitigation of deforestation in Atlantic Forest areas, encouraging better management practices and maintaining the forest within the watershed.

## REFERENCES

ÁVILA, L. F. **Balanço hídrico em um remanescente de Mata Atlântica da Serra da Mantiqueira, MG.** 2011. 178p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas)-Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2011.

ÁVILA, L. F. et al. Partição da precipitação pluvial em uma microbacia hidrográfica ocupada por Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira, MG. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 24, n. 3, p. 583-595, 2014.

BECKERS, J.; ALILA, Y. A model of rapid preferential hillslope runoff contributions to peak flow generation in a temperate rain forest watershed. **Water Resources Research**, Washington, v. 40, n. 3, Mar. 2004. Available from: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2003WR002582/abstract>>. Access in: 10 Mar. 2015.

BESKOW, S. et al. Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modeling. **Catena**, Amsterdam, v. 79, n. 1, p. 49-59, 2009.

BOWLING, L. C. et al. Hydrologic effects of logging in western Washington, United States. **Water Resources Research**, Washington, v. 36, n. 11, p. 3223-3240, 2000.

BRAS, R. L. **Hydrology: an introduction to hydrologic science.** Reading: Addison-Wesley, 1990.643 p.

BROWN, A. E. et al. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 310, n. 1, p. 28-61, 2005.

BRUIJNZEEL, L. A.; SCATENA, F. N. Hydrometeorology of tropical montane cloud forests. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 25, n. 3, p. 319-326, 2011.

CALMON, M. et al. Emerging threats and opportunities for large-scale ecological restoration in the Atlantic Forest of Brazil. **Restoration Ecology**, Malden, v. 19, n. 2, p. 154-158, 2011.

CAO, S. et al. Excessive reliance on afforestation in China's arid and semi-arid regions: lessons in ecological restoration. **Earth-Science Reviews**, New York, v. 104, n. 4, p. 240-245, 2011.

CHU, H. J. et al. Modelling the hydrologic effects of dynamic land-use change using a distributed hydrologic model and a spatial land-use allocation model. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 24, n. 18, p. 2538-2554, 2010.

COELHO, C. A. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, Berlin, p. 1-16, Aug. 2015.

CUARTAS, L. A. **Estudo observacional e de modelagem hidrológica de uma micro-bacia em floresta não perturbada na Amazônia central**. 2008. 241 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

CUARTAS, L. A. et al. Distributed hydrological modeling of a micro-scale rainforest watershed in Amazonia: model evaluation and advances in calibration using the new HAND terrain model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 462/463, p. 15-27, Sept. 2012.

CUO, L. et al. Effects of a century of land cover and climate change on the hydrology of the Puget Sound basin. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 23, n. 6, p. 907-933, 2009.

CUO, L. et al. Hydrologic prediction for urban watersheds with the Distributed Hydrology-Soil-Vegetation Model. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 22, n. 21, p. 4205-4213, 2008.

CUO, L. et al. Use of the distributed hydrology soil vegetation model to study road effects on hydrological processes in Pang Khum Experimental Watershed, northern Thailand. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 224, n. 1, p. 81-94, 2006.

DICKERSON-LANGE, S.; MITCHELL, R. Modeling the effects of climate change projections on streamflow in the Nooksack River basin, Northwest Washington. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 28, n. 20, p. 5236-5250, 2014.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Carta do Brasil**. Rio de Janeiro, 1973. 1 mapa. Escala: 1:50000.

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

KRUK, N. S. **Sistema hidrometeorológico proposto para previsão de eventos extremos numa microbacia de topografia complexa**. 2008. 189 p. Tese (Doutorado em Engenharia Aeronáutica e Mecânica) - Instituto Tecnológico de Aeronáutica, São José dos Campos, 2008.

KURASÍ, P. K.; ALILA, Y.; WEILER, M. Forest harvesting effects on the magnitude and frequency of peak flows can increase with return period. **Water Resources Research**, Washington, v. 48, n. 1, 2012. Available from: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011WR010705/abstract>>. Access in: 10 Mar. 2015.

LEUNG, L. R.; WIGMOSTA, M. S. Potential climate change impacts on mountain watersheds in the Pacific Northwest. **Journal of the American Water Resources Association**, Herndon, v. 35, n. 6, p. 1463-1471, 1999.

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P.; FERNÁNDEZ, J. P. R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, Wien, v. 101, n. 1/2, p. 121-135, 2010.

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

MELLO, C. D. et al. Development and application of a simple hydrologic model simulation for a Brazilian headwater basin. **Catena**, Amsterdam, v. 75, n. 3, p. 235-247, 2008.

MELLO, C. R. D. et al. Sea surface temperature (SST) and rainfall erosivity in the Upper Grande River Basin, Southeast Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 36, n. 1, p. 53-59, jan./fev. 2012.

MELLO, C.R.D.; SILVA, A. M. **Hidrologia: princípios e aplicações em sistemas agrícolas**. Lavras: UFLA, 2013. 455 p.

MENEZES, M. D. et al. Dinâmica hidrológica de duas nascentes, associada ao uso do solo, características pedológicas e atributos físico-hídricos na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Lavrinha-Serra da Mantiqueira (MG). **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 37, n. 82, p. 175-184, 2009.

MENEZES, M. D. D. et al. Solum depth spatial prediction comparing conventional with knowledge-based digital soil mapping approaches. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 71, n. 4, p. 316-323, 2014.

MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.

OLIVEIRA, A. S. de. **Dinâmica do escoamento em nascentes na região do Alto Rio Grande, MG**. 2011. 130 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas)-Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2011.

PRICE, K. Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on base flow hydrology in humid regions: a review. **Progress in Physical Geography**, London, v. 35, n. 4, p. 465-492, 2011.

RIBEIRO, M. C. et al. The Brazilian Atlantic Forest: how much is left, and how is the remaining forest distributed?: implications for conservation. **Biological Conservation**, Essex, v. 142, n. 6, p. 1141-1153, 2009.

SAFEEQ, M.; FARES, A. Hydrologic effect of groundwater development in a small mountainous tropical watershed. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 428/429, p. 51-67, Mar. 2012.

SALEMI, L. F. et al. Land-use change in the Atlantic rainforest region: consequences for the hydrology of small catchments. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 499, p. 100-109, Mar. 2013.

SWINBANK, W. C. Long-wave radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 89, n. 381, p. 339-348, 1963.

THANAPAKPAWIN, P. et al. Effects of landuse change on the hydrologic regime of the Mae Chaem river basin, NW Thailand. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 334, n. 1, p. 215-230, 2007.

VIOLA, M. R. et al. Impacts of land-use changes on the hydrology of the grande river basin headwaters, southeastern Brazil. **Water Resources Management**, Oxford, v. 28, n. 13, p. 4537-4550, 2014.

WHITAKER, A. et al. Application of the distributed hydrology soil vegetation model to Redfish Creek, British Columbia: model evaluation using internal catchment data. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 17, n. 2, p. 199-224, 2003.

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

XU, M. et al. Soil properties in natural grassland, Caraganakorshinskii planted shrubland, and Robiniapseudoacacia planted forest in gullies on the hilly Loess Plateau, China. **Catena**, Amsterdam, v. 119, p. 116-124, Aug. 2014.



### **CAPÍTULO 3 Desempenho do *Distributed Hydrology Soil Vegetation Model* com diferentes mapas de solo, na bacia hidrográfica lavrinha**

#### **RESUMO**

A falta de dados de campo para obtenção de mapas de solo por meio do levantamento pedológico é uma realidade no Brasil e pode ser uma das limitações na utilização de modelos hidrológicos distribuídos. Sendo assim, este trabalho analisou pela primeira vez, o desempenho do modelo físico-distribuído, DHSVM (*Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*), em uma bacia hidrográfica de cabeceira, localizada na região da Serra da Mantiqueira, no estado de Minas Gerais, sudeste do Brasil. Foram verificados quatro anos de dados para a calibração e validação do DHSVM utilizando como entrada os mapas de solo obtidos de um levantamento pedológico e do modelo HAND (Height Above the Nearest Drainage). Em ambas as simulações, o DHSVM mostrou desempenho aceitável. Os resultados indicaram que as relações entre as características topográficas e hidrológicas obtidas na classificação da paisagem pelo modelo HAND também podem ser utilizadas com sucesso na modelagem hidrológica distribuída.

Palavras-chave: Levantamento pedológico. HAND. Calibração e validação. Modelagem hidrológica distribuída.

## ABSTRACT

The lack of field data to obtain soil maps through a pedological survey is a reality in Brazil and can be one of the limitations in the use of distributed hydrological models. Therefore, this study examined, for the first time, the performance of the distributed physical model, DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model), in a headwater watershed, located in the Mantiqueira Range region in the state of Minas Gerais, southeastern Brazil. Four years of data were checked for calibration and validation of DHSVM using the soil maps obtained from a pedological survey and the HAND model (Height Above the Nearest Drainage) as input. In both simulations, the DHSVM showed acceptable performance. The results indicated that the relationship between the topographical and hydrological characteristics obtained in landscape classification by HAND model can also be used successfully in distributed hydrological modeling.

Keywords: Pedological survey. HAND. Calibration and Validation. Distributed hydrological modeling.

## 1 INTRODUÇÃO

A água é um recurso natural essencial para a sobrevivência de todas as espécies que habitam a Terra. A falta de água pode causar problemas sociais e ambientais catastróficos. No século XXI, o Brasil, um dos países mais ricos em água doce no mundo, vem enfrentando séria escassez de água em algumas regiões, especialmente no sudeste, região com maior densidade populacional e principal responsável pelo PIB do país, com destaque para a seca do ano hidrológico 2013/2014. Tendo em vista essa situação, as pesquisas relacionadas ao estudo dos processos hidrológicos apresentam importância estratégica no âmbito global.

A modelagem hidrológica é uma ferramenta útil para predição do comportamento dinâmico da água em uma bacia hidrográfica e, por conseguinte, a estimativa detalhada do balanço hídrico é uma informação de grande valia para a gestão dos recursos hídricos (MELO NETO et al., 2014). De acordo com Maidment (1993) e Tucci (2005), um modelo hidrológico é concentrado quando não leva em consideração a variabilidade espacial da bacia. Já o modelo é considerado distribuído quando suas variáveis e parâmetros dependem do espaço. Sendo assim, os modelos distribuídos são mais adequados para a previsão das condições hidrológicas futuras em razão das mudanças do clima e do uso e cobertura do solo (WHITAKER et al., 2003). Para escolha do modelo hidrológico a ser trabalhado, deve-se levar em consideração dados das variáveis hidrológicas, obtidas em pesquisas de campo, porque essa é uma das condições para a calibração e utilização bem sucedida de um modelo (ALILA; BECKERS, 2001).

No Brasil, os mapas de solos disponíveis estão numa resolução espacial de 1 km (Projeto Radambrasil) o que pode ser uma limitação para a modelagem hidrológica distribuída de alta resolução. Sendo assim, as pesquisas de Nobre et

al. (2011) e Rennó et al. (2008) investigaram o comportamento entre a topografia e a hidrologia e desenvolveram o modelo normalizado de terrenos HAND (Height Above the Nearest Drainage). O modelo de terrenos HAND calcula a elevação de cada ponto da bacia acima da drenagem mais próxima, seguindo a trajetória superficial de fluxo que liga os pontos da superfície com a rede de drenagem, por meio do mapa de direções de fluxo (local drain direction-ldd), gerando um Modelo Digital do Terreno (MDT) hidrologicamente normalizado, em relação à drenagem.

Com o modelo HAND, Nobre et al. (2011) classificaram ambientes hidrologicamente relevantes, segundo o conteúdo de água no solo, obtendo as seguintes classes: baixios – áreas permanentemente saturadas, ecótono - áreas de transição com lençol freático próximo da superfície) e platô - áreas bem drenadas. Os resultados mostraram que o modelo HAND em classes pode ser utilizado como uma fonte de dados precisa e quantitativa em estudos da paisagem e nas pesquisas com modelos hidrológicos fisicamente baseados.

Gharari et al. (2011), também, utilizaram o modelo HAND na classificação hidrológica da paisagem em uma bacia na Europa Central (Área de 82 km<sup>2</sup>). Baseado no mecanismo de escoamento dominante, três classes da paisagem foram distinguidas, correspondendo a três regimes hidrológicos com diferentes comportamentos precipitação-escoamento, similares aos obtidos por Nobre et al. (2011). A classificação do modelo foi comparada com o índice de umidade topográfica. Foi encontrada uma clara relação entre a paisagem classificada e o nível da água subterrânea, estabelecendo um link entre as classes da paisagem e os processos de escoamento.

No trabalho de Cuartas (2008) e Cuartas et al. (2012), o *Distributed Hydrology Soil Vegetation Model* (DHSVM) demonstrou desempenho satisfatório, nas simulações de vazão e umidade do solo, em uma região plana da Amazônia Central (Áreas de 0,95; 6,58; 12,43 km<sup>2</sup>). Os autores utilizaram

mapas de solo e vegetação em alta resolução (célula de grade de 30 m), obtidos do modelo HAND, permitindo caracterizar este último como uma ferramenta útil para representar a distribuição espacial de parâmetros hidrológicos.

Os resultados destes estudos evidenciaram que o HAND, facilmente obtido do MDT, aparece como um eficiente método para “ler a paisagem”, sendo a topografia dominante na classificação hidrológica. Assim, é possível identificar as classes de solo e vegetação a partir das classes de ambientes (CUARTAS, 2008; GHARARI et al., 2011; NOBRE et al., 2011; RENNÓ et al., 2008).

O DHSVM tem sido utilizado em diferentes pesquisas em bacias hidrográficas com florestas (BOWLING; LETTENMAIER, 2001; CUARTAS et al., 2012; KRUK, 2008, SAFEEQ; FARES, 2012; THANAPAKWIN et al., 2007). No Brasil, os poucos estudos conduzidos com o DHSVM têm sua aplicabilidade associada à previsão de vazão em bacias que apresentam cobertura de Floresta Amazônica e Floresta Atlântica (CUARTAS et al., 2012; KRUK, 2008). O modelo é paramétrico físico-distribuído e fornece uma representação dos efeitos da topografia, solo e vegetação nos fluxos de água de uma bacia na escala espacial descrita pelo MDT. Sendo assim, o DHSVM leva em consideração a variabilidade espacial e a heterogeneidade da bacia hidrográfica.

Neste sentido, a bacia hidrográfica de cabeceira Lavrinha (BHL), que é representativa da região da Serra da Mantiqueira, no sudeste do Brasil, foi utilizada para avaliar o desempenho do DHSVM, utilizando mapas de solo obtidos de levantamento pedológicos *in situ* e do modelo HAND. Assim, objetivou-se nesta pesquisa, por meio da modelagem distribuída, calibrar e validar o DHSVM, utilizando dois mapas de classes de solos, obtidos por diferentes metodologias e, finalmente, avaliar as possíveis mudanças nas respostas hidrológicas da BHL em cada uma das simulações.

## 2 MATERIAL E MÉTODOS

### 2.1 Localização e caracterização da área experimental

Esta pesquisa foi conduzida na Bacia Hidrográfica Lavrinha (BHL), localizada no município de Bocaina de Minas, na região sul do Estado de Minas Gerais (MG), na Serra da Mantiqueira. A Serra da Mantiqueira é caracterizada por possuir área de terras altas, ao longo das divisas dos estados de Minas Gerais, São Paulo e Rio de Janeiro. As águas da BHL drenam diretamente para o Rio Grande, principal rio brasileiro no contexto de geração de energia elétrica a partir de fontes hidráulicas (Figura 1).

Durante alguns anos, a BHL foi monitorada e estudada por um grupo de pesquisa do departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras. Desta maneira, com base em informações, obtidas de pesquisas em campo e análises de laboratório, foi possível obter as informações bem como o conjunto de dados necessários para utilizar o *Distributed Hydrology Soil Vegetation Model* (DHSVM).

A BHL situa-se entre as coordenadas 22° 08' S e 22° 06' S de latitude e 44° 27' W e 44° 25' W de longitude, localizando-se na Unidade de Planejamento e Gestão dos Recursos Hídricos GD01 da Bacia Hidrográfica do Rio Grande, no sudeste do Brasil (Figura 1). Apresenta altitude entre 1137 e 1732 m, com área de drenagem de, aproximadamente, 6,76 km<sup>2</sup>. Esta área caracteriza-se por terreno fortemente ondulado, sendo a principal classe de solo, o Cambissolo Háplico e a vegetação predominante, a Mata Atlântica (MENEZES et al., 2014).

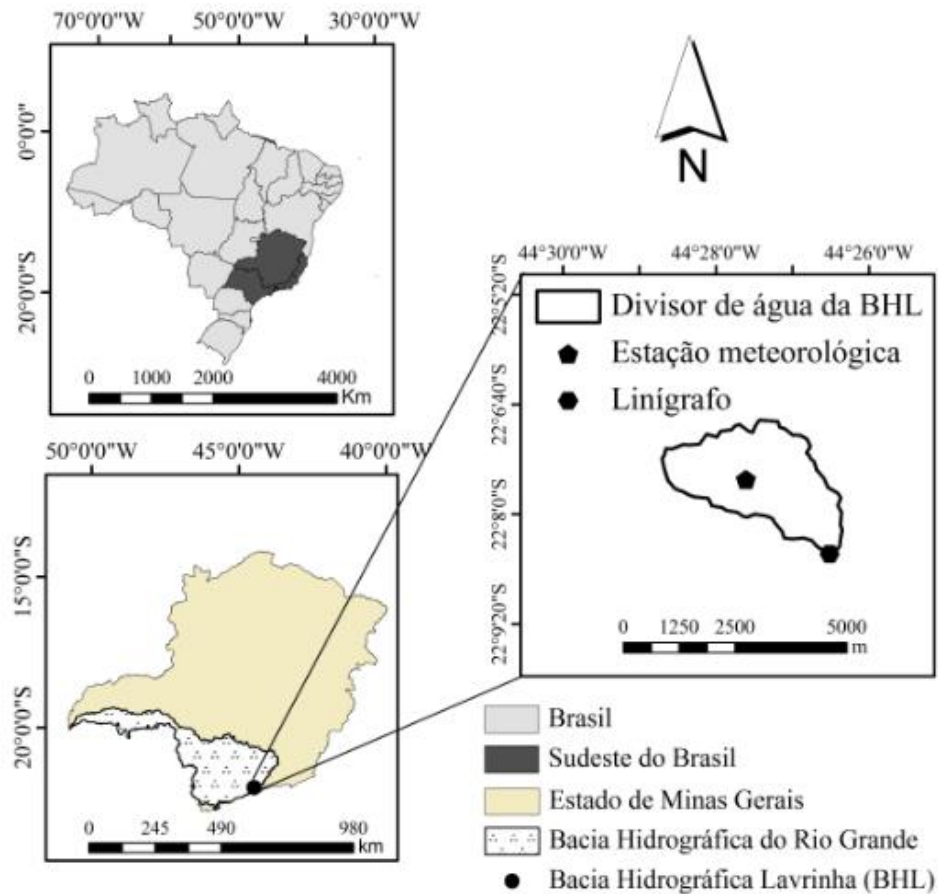


Figura 1 Localização geográfica da BHL, com uma estação meteorológica e um linígrafo, no Sudeste do Brasil, estado de Minas Gerais

O clima tropical da região sudeste do Brasil possui um comportamento de monção (NOGUÉS-PAEGLO; MO, 1997). Sendo assim, em virtude dos arranjos entre os controles de grande escala, os distúrbios de meso-escala e condições locais como topografia, exposição de vertentes e uso da terra, a precipitação apresenta enorme variação inter e intra-anual (NUNES; VICENTE; CANDIDO, 2009). O clima da BHL é do tipo Cwb, conforme classificação climática de Köppen e é caracterizado como mesotérmico, sendo as estações bem definidas, ou seja, verões amenos e úmidos, e invernos frios e secos. A

precipitação e temperatura média anual são de 2045 mm e 17°C, respectivamente. No verão, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é um dos principais mecanismos responsáveis pelo aumento da precipitação nesta região (NOGUÉS-PAEGLO; MO, 1997).

## ***2.2 Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM)***

O DHSVM começou a ser desenvolvido no começo da década de 1990 por Mark Wigmosta na Universidade de Washington. As primeiras pesquisas com este modelo foram feitas inicialmente em áreas montanhosas do noroeste dos Estados Unidos, representando as condições de clima e vegetação de regiões temperadas (WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994). Posteriormente, outras pesquisas contribuíram para o desenvolvimento do modelo (BOWLING; LETTENMAIER, 2001; DOTEN et al., 2006) e, nos últimos anos, pesquisas também têm sido realizadas em outras regiões como no Canadá (WHITAKER et al., 2003), no norte do Taiwan na Ásia (CHU et al., 2010), no Japão (YOSHITANI et al., 2009) e na floresta amazônica Brasileira (CUARTAS et al., 2012).

Neste trabalho, foi utilizada a versão do DHSVM 3.1.2 na simulação dos processos hidrológicos na BHL. A discretização da bacia hidrográfica é feita dividindo-a em grades (células) computacionais, com uma resolução horizontal, centrada nos nós do Modelo Digital do Terreno (MDT). A resolução espacial varia de células de grade da ordem de 5 a 30 m para pequenas bacias (até 100 km<sup>2</sup>) e células de grade da ordem de 100 m para grandes bacias (até 10000 km<sup>2</sup>).

Em cada passo de tempo subdiário, de acordo com o conjunto de dados de clima, o modelo fornece soluções simultâneas das equações de balanço de água e energia para cada grade computacional, estando as grades



hidrológicamente interligadas por meio de escoamento lateral superficial e subsuperficial.

A caracterização da topografia é utilizada no controle da radiação solar absorvida, precipitação, temperatura do ar e na direção do movimento da água. Assim, vale mencionar que as características da vegetação e as propriedades do solo são designadas para cada célula e essas propriedades podem variar ao longo da bacia.

O balanço de água simulado para uma célula de grade é dado por:

$$\sum_{j=1}^{ns} \Delta S_{sj} + \Delta S_{io} + \Delta S_{iu} = P - E_{io} - E_{iu} - E_s - E_{to} - E_{tu} - P_{ns} \quad (1)$$

Em que  $\Delta S_{sj}$  é a variação do armazenamento da água no solo nas camadas do solo (zona de raízes);  $\Delta S_{io}$  e  $\Delta S_{iu}$  as variações na interceptação armazenada no dossel superior e inferior, respectivamente;  $P$  é a precipitação;  $P_{ns}$  é a percolação (drenagem de água na vertical) da zona de raízes mais profundas;  $E_s$  a evaporação da superfície do solo;  $E_{io}$ ,  $E_{iu}$ ,  $E_{to}$  e  $E_{tu}$  são, respectivamente, a evaporação (da interceptação armazenada) e transpiração dos dosséis superior e inferior.

O DHSVM consiste dos seguintes módulos: dossel de duas camadas para evapotranspiração, solo de múltiplas camadas, escoamentos superficial e subsuperficial e de escoamento em canais. Uma descrição detalhada do DHSVM pode ser encontrada em Wigmosta, Vail e Lettenmaier (1994).

### **2.3 Mapas topográfico, de solos e de vegetação da BHL**

Os mapas utilizados nesse estudo são o modelo digital de terreno (MDT), espessura do solo, cobertura do solo e classes de solos. Todos esses mapas apresentam resolução de 30 metros e foram georreferenciados ao South

American Datum (SAD-69) no sistema de coordenadas Universal Transverse Mercator (UTM), fuso 23 Sul.

O MDT foi obtido conforme cartas topográficas do IBGE na escala de 1:50000 (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA-IBGE, 1973) (Figura 2 (a)). A rede de drenagem e o mapa de espessura do solo foi gerado, utilizando arquivos de comandos para o ArcInfo escritos em Arc Macro Language (AML) e disponíveis no endereço eletrônico [www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/DHSVM](http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/DHSVM) (Figura 2 (b)).

Para elaborar a rede de drenagem, foi utilizada como referência a rede de drenagem obtida com base nas cartas do IBGE (IBGE, 1973). Depois de várias tentativas, foi verificado que a área de contribuição a partir do qual os rios começam a serem drenados é de 60000 m<sup>2</sup>. Desta forma, foi possível obter a rede de drenagem mais próxima da rede de drenagem de referência e, segundo a classificação do sistema Stralher, a BHL é de terceira ordem (Figura 2 (b)). O mapa de espessura do solo (ou profundidade da rocha) foi gerado junto com a rede de drenagem. Os valores mínimo e máximo de espessura do solo foram 2,5 e 5,0 m (Figura 2 (b)). Estes valores foram considerados levando em consideração o trabalho de Oliveira et al. (2014). O trabalho citado fez um monitoramento quinzenal do lençol freático em uma área de nascente na BHL. Assim, neste trabalho, a escolha dos limiares de espessura do solo (mínimo e máximo) estão abaixo dos valores de profundidade do lençol freático, observado por Oliveira et al. (2014).

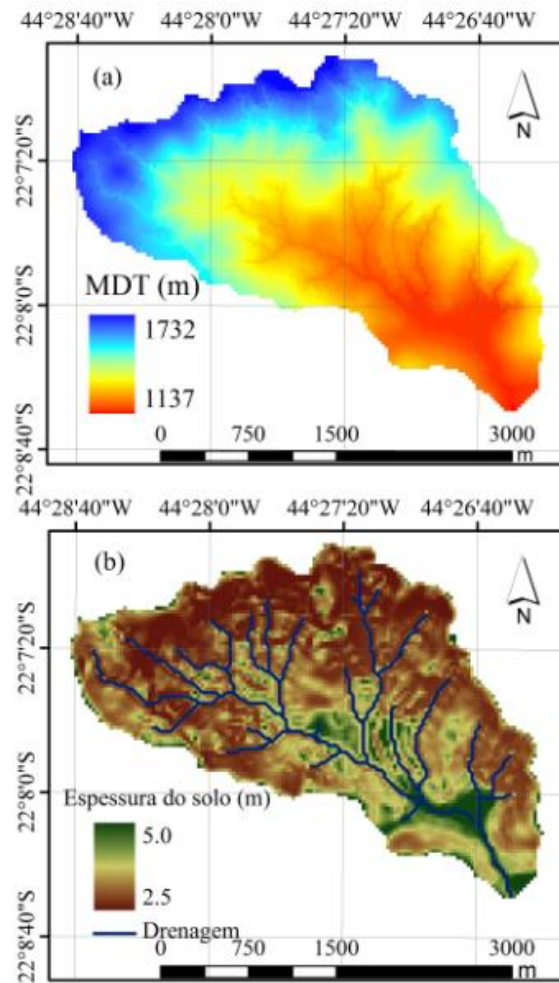


Figura 2 Modelo Digital de Terreno (MDT) (a) e rede de drenagem e mapa de espessura do solo (b) para a BHL

O único mapa que mudou nas simulações deste estudo foi o mapa de classes de solo. Assim, foram utilizados dois mapas de classes de solos como entrada para o DHSVM.

O primeiro mapa de classes de solo foi obtido de Menezes (2009). A pesquisa citada avaliou as propriedades morfológicas, físicas e químicas do solo

e, assim, foi obtida a classificação do solo na área deste estudo. As classes de solo da bacia hidrográfica são: Cambissolo Háptico (92%), Gleissolo Háptico (1%) e Neossolo Flúvico (7%) (Figura 3 (a)).

O material de origem dos solos é o Gnaisse do Neoproterozoico, cuja alteração resultou na predominância de Cambissolos. Os Cambissolos estão presentes na área de relevo acidentado e compreendem solos minerais que apresentam como sequência os horizontes A, Bi e C, sendo o solum (horizontes A + B) de pequena espessura. Os Gleissolos são solos constituídos por material mineral com horizonte glei imediatamente abaixo do horizonte A ou de horizonte hístico, com menos de 40 cm de espessura, ou horizonte glei começando dentro de 150 cm da superfície do solo. Os Neossolos são solos em via de formação, pela reduzida atuação dos processos pedogenéticos. Estes solos revelam insuficiente diferenciação de horizontes, com individualização de horizonte A seguido o C ou R (MENEZES, 2009).

O segundo mapa de classes de solo foi obtido pelo modelo normalizado de terrenos HAND (Height Above the Nearest Drainage), que foi introduzido por Nobre et al. (2011).

O HAND mede a diferença altimétrica entre qualquer ponto da grade do MDT e o respectivo ponto de escoamento na drenagem mais próxima, considerando a trajetória superficial de fluxo- “flowpath” que liga topologicamente os pontos da superfície com a rede de drenagem. O resultado é uma grade que representa a normalização do MDT com relação à drenagem. Nesse caso, todos os pontos ao longo da rede de drenagem, por serem pontos de referência final de altura, possuem cota zero. Este descritor relaciona-se diretamente com o potencial gravitacional de drenagem (ou distância vertical) de cada ponto do MDT. Os pontos podem, então, ser agrupados em zonas equipotenciais, cuja relevância hidrológica e ecológica pode ser verificada (CUARTAS et al., 2012).

A saída do modelo HAND foi classificada, gerando o segundo mapa de classes de solo, seguindo os critérios que foram considerados por Nobre et al. (2011). Dessa maneira, os limiares utilizados na classificação foram:  $0 < \text{HAND} < 15$  m (para lençol freático superficial e raso) e  $\text{HAND} > 15$  m (para lençol freático profundo). A rede de drenagem foi gerada com a mesma área de contribuição utilizada anteriormente, a partir da qual os rios começam a ser drenados ( $60000 \text{ m}^2$ ). As classes de solo da bacia hidrográfica são: ambiente não saturado (88%) e ambiente saturado (12%) (Figura 3 (b)).

Assim, foi considerada uma correspondência entre as classes Cambissolo Háplico e o ambiente não saturado e Neossolo Flúvico e o ambiente saturado. Sendo assim, foi utilizada a mesma parametrização do solo para as classes correspondentes. Em ambas as metodologias, as classes Cambissolo Háplico e ambiente não saturado foram predominantes em relação às classes Neossolo Flúvico e ambiente saturado (Figura 3 (a) e (b)).

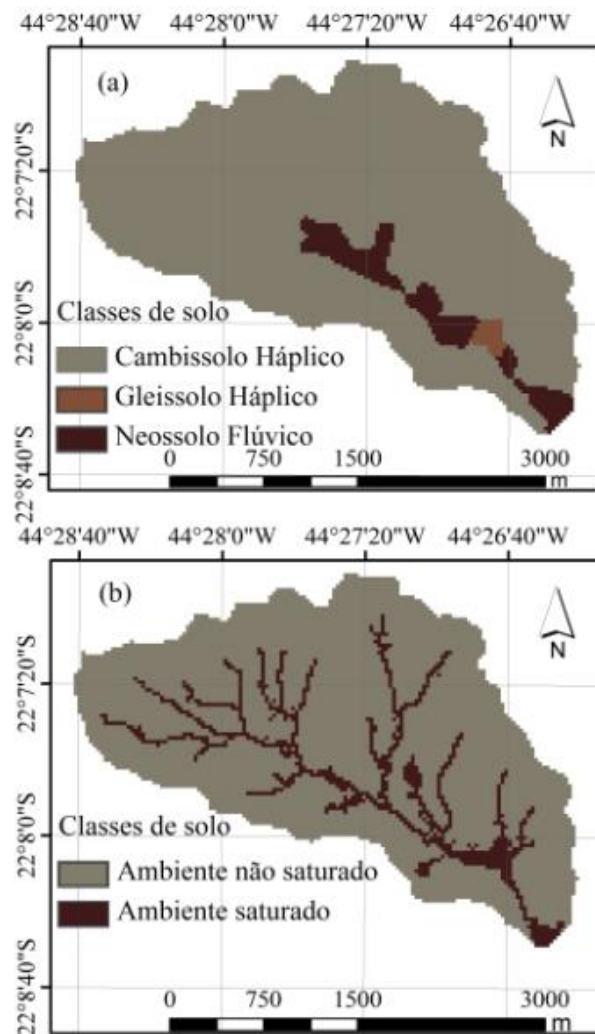


Figura 3 Mapas de solos adaptado de Menezes (2009) (a) e obtido do modelo HAND (b) para a BHL

Para o mapeamento da cobertura do solo, uma imagem do satélite Allos de 2008, com resolução espacial de 10 metros, foi utilizado para confeccionar um mosaico aplicado nos processos de segmentação e classificação (orientada ao objeto). Com base na interpretação desta imagem, o mapa de cobertura do solo

da BHL foi agrupado em duas unidades de vegetação: Mata Atlântica (63%) e Pastagem (37%) (Figura 4).

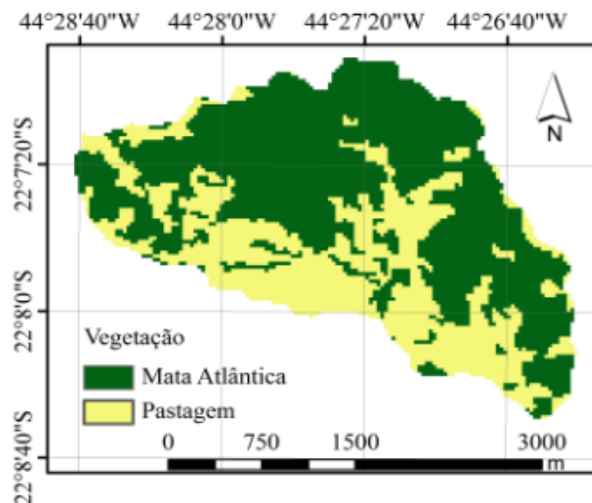


Figura 4 Mapa de vegetação para a BHL

#### 2.4 Parâmetros necessários para o DHSVM

Os parâmetros de solo e vegetação utilizados no DHSVM estão descritos na sequência. Os parâmetros condutividade hidráulica saturada na lateral  $-K_s$  (variando de 0,000019 a 0,000033  $\text{m s}^{-1}$ ) e vertical  $-K_v$  (variando de 0,000017 a 0,000033  $\text{m s}^{-1}$ ), porosidade do solo  $-\Phi$  (variando de 0,55 a 0,62  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ), índice de distribuição de tamanho de poros  $-m$  (variando de 0,37 a 0,43), pressão na qual o ar entra no solo  $-\Psi_b$  (variando de 0,76 a 1,13 m), umidade na capacidade de campo  $-\theta_c$  (variando de 0,19 a 0,32  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ), umidade no ponto de murcha  $-\theta_{wp}$  (variando de 0,09 a 0,14  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ), umidade residual  $-\theta_r$  (variando de 0,07 a 0,09  $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) e densidade aparente  $-D_a$  (variando de 1050 a 1350  $\text{kg m}^{-3}$ ), foram obtidos e, ou, inferidos segundo os trabalhos de Junqueira Junior (2008) e Oliveira et al. (2014).

Um estudo preliminar de sensibilidade do DHSVM, quanto aos diferentes parâmetros utilizados, mostrou que este modelo é bastante sensível às condutividades hidráulica saturada lateral e vertical e ao coeficiente de variação da condutividade hidráulica lateral com a profundidade do solo  $-f$ . Os autores Cuartas et al. (2012) e Thanapakwin et al. (2007) corroboram essa afirmação. Desta forma, mudando cada um dos parâmetros citados, a calibração do modelo foi feita manualmente.

A condutividade hidráulica saturada na lateral foi assumida inicialmente igual ao valor da condutividade hidráulica saturada na vertical da primeira camada. Na Tabela 1 os parâmetros índice de distribuição de tamanho de poros  $m$  e pressão na qual o ar entra no solo  $-\Psi_b$  foram obtidos da equação de retenção de água no solo de Genuchten (1980) para as camadas de 0-20, 20-50 e 50-100 cm (OLIVEIRA, 2011), sendo:

$$\theta_{\text{camada}} = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + (\alpha |\Psi_m|)^n]^{-\sigma}} \quad (2)$$

Em que  $\theta$  é o conteúdo volumétrico de água em cada camada ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ );  $\theta_s$  é o conteúdo de água saturado ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ );  $\theta_r$  é o conteúdo de água residual ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ );  $\Psi_m$  é o valor absoluto do potencial matricial (k Pa);  $\alpha$  ( $\text{k Pa}^{-1}$ ),  $n$  e  $\sigma$  são parâmetros empíricos da equação.



Tabela 1 Parâmetros da equação de retenção de água no solo de Genuchten (1980) para as camadas de 0-20, 20-50 e 50-100 cm

Parâmetros	Camadas (cm)		
	0-20	20-50	50-100
$\theta_s$	0,506	0,467	0,388
$\theta_r$	0,133	0,131	0,118
$\alpha$	0,760	0,875	1,129
$n$	1,369	1,406	1,427
$\sigma$	0,269	0,289	0,299

Fonte: Obtido de Oliveira (2011).

As mesmas equações de retenção de água no solo nas três camadas foram utilizadas para toda a área. Sendo assim, os parâmetros índice de distribuição de tamanho de poros e pressão na qual o ar entra no solo foram obtidos das relações de correspondência  $n = m+1$  e  $\alpha = \Psi_b$  (MAIDMENT, 1993).

O parâmetro taxa máxima de infiltração  $-I_M$  ( $0,00042 \text{ m s}^{-1}$ ) foi obtido de Cuartas et al. (2012) e Nortcliff e Thornes (1981). O número de camadas de solo foi escolhido igual a três. O modelo apresentou pouca ou não apresentou sensibilidade à variação do parâmetro albedo da superfície do solo  $-\alpha_s$ . Sendo assim, para  $\alpha_s$  (0,15) foram utilizados os mesmos valores que o trabalho de Kruk (2008).

No caso dos parâmetros de vegetação, a fração de cobertura do dossel superior  $-c$  (0,95 %) foi obtido de Kruk (2008) e Lapola et al. (2008); a fração de troncos  $-h_T$  (0,50%) foi obtido do tutorial do modelo DHSVM da classe “evergreen broadleaf” (vegetação permanentemente verde de folhas largas); o coeficiente de atenuação aerodinâmica do dossel  $-n_a$  foi sugerido pelos autores Wigmosta, Vail e Lettenmaier (1994), valores de 2,0 a 3,0, utilizando-se o valor médio (2,5); o coeficiente de atenuação da radiação  $-k_b$  (0,71) foi obtido da equação  $\tau_0 = \exp(-k_b LAI_0)$ , sendo  $\tau_0 = 0,047$  para floresta tropical úmida na

Amazônia, segundo Januário, Viswanadhan e Senna (1992) e o  $LAI_0 = 4,32 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$  (média) (ÁVILA, 2011).

Na altura da vegetação -h (m) para a Mata Atlântica, que apresenta dossel superior e inferior, valores observados em medições de campo foram utilizados (20 e 1 m), no caso da pastagem (0,60 m) este valor foi obtido de Dorman e Sellers (1989) e Kruk (2008).

A máxima e mínima resistência dos estômatos  $-r_{smax}$  (3600 e  $2787,5 \text{ s m}^{-1}$ ) e  $r_{smin}$  (ambas as camadas  $185,7 \text{ s m}^{-1}$ ), em cada camada de vegetação de Mata Atlântica (dossel superior e inferior), foram obtidos de Cuartas et al. (2012). Para a pastagem, os valores de  $r_{smax}$  e  $r_{smin}$  ( $5000$  e  $120 \text{ s m}^{-1}$ ) foram obtidos de Wigmosta, Vail e Lettenmaier (1994).

O limiar de umidade do solo  $-\theta^*$ , para Mata Atlântica (ambas as camadas  $0,10 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) e pastagem ( $0,14 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ), foram obtidos do trabalho de Viola et al. (2012). O limiar de déficit de pressão de vapor acima do qual os estômatos fecham  $-e_m$  para Mata Atlântica (ambas as camadas 4000 Pa) foram obtidos de Cuartas et al. (2012). Para a pastagem foi usado o  $e_m$  (4202 Pa) obtido de Dorman e Sellers (1989) e Kruk (2008) da classe “Groundcover”.

A fração da radiação de onda curta que é fotossinteticamente ativa  $-R_{cp}$ , para a pastagem ( $0,43 \text{ W m}^{-2}$ ) e, para o dossel superior da Mata Atlântica ( $0,43 \text{ W m}^{-2}$ ), foi obtido do trabalho de Gomes (2002). Para o dossel inferior da Mata Atlântica ( $0,17 \text{ W m}^{-2}$ ), o valor da fração de PAR foi obtido de Lee (1987).

O número de zona de raízes é igual ao número de camadas de solo, sendo assim, igual a 3. A profundidade da zona de raízes-d (m) foi inferida com base em Menezes et al. (2014). A fração de raízes do dossel superior  $-f_{ro}$  (40, 40 e 20 %) e fração de raízes do dossel inferior  $-f_{ri}$  (40, 60 e 0 %) para a Mata Atlântica e pastagem (50, 50 e 0%) foram obtidos de Kruk (2008).

O índice de área foliar mensal (janeiro a dezembro)  $-LAI_u$ , para a pastagem, foi obtido de Zanchi et al. (2009) (2,90; 2,40; 2,60; 1,70; 1,60; 1,40;

1,55; 1,50, 2,20; 2,30; 2,18 e 3,00  $\text{m m}^{-2}$ ). Para o dossel superior da Mata Atlântica ( $\text{-LAI}_o$  (5,00; 4,64; 3,93; 3,90; 4,89; 2,66; 4,15; 4,44, 4,81; 4,50; 3,81 e 5,00  $\text{m m}^{-2}$ ), os valores foram obtidos de Ávila (2011) e para o dossel inferior- $\text{LAI}_u$  (1,70; 1,58; 1,34; 1,33; 1,66; 0,90; 1,41; 1,51, 1,63; 1,53; 1,30 e 1,70  $\text{m m}^{-2}$ ) os valores foram 34% do  $\text{LAI}_o$  (KRUK, 2008; ROBERTS, 1996).

O albedo mensal (janeiro a dezembro) do dossel superior  $-\alpha_o$  e do dossel inferior  $-\alpha_u$ , para a Mata Atlântica (ambas as camadas 0,12), foi obtido de Ávila (2011). Para a pastagem o albedo mensal  $-\alpha_u$  (0,20) foi obtido de Kruk (2008) e Maidment (1993).

## 2.5 Dados meteorológicos

Foram utilizados os dados horários de uma estação climatológica, instalada na BHL (Figura 1). Esta estação foi instalada na altitude média da área de estudo no intuito de reduzir o impacto da variabilidade espacial da precipitação na bacia hidrográfica. No entanto, em outra localidade deste estudo, próximo às maiores altitudes, dados diários de precipitação de um pluviômetro mostraram que os valores de precipitação observados não apresentaram diferenças relevantes em relação aos valores diários obtidos na altitude média.

Os dados das variáveis atmosféricas requeridas pelo modelo e obtidos a cada intervalo de tempo horário são: temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), umidade relativa (%), velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ), precipitação (m) e radiação de ondas curtas incidentes ( $\text{W m}^{-2}$ ). Para a radiação de ondas longas incidentes, o trabalho de Swinbank (1963) foi utilizado como referência para o calculo horário dessa variável.

A velocidade do vento foi convertida para a altura de 30 metros segundo a metodologia de Bras (1990). Para uma atmosfera neutra e estável pode haver

uma correlação entre a velocidade do vento medida  $-U_1$  (altura de 2 m) e a velocidade do vento estimada em uma altura diferente  $-U_2$  (altura de 30 m).

$$\frac{U_1}{U_2} = \frac{\ln\left(\frac{Z_1}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{Z_2}{z_0}\right)} \quad (3)$$

Em que:

$Z_1$  é a altura do vento a 2 m.

$Z_2$  é a altura do vento a 30 m.

$Z_0$  é o comprimento de rugosidade aerodinâmica.

Na altura de 2 m para velocidades do vento menores do que  $2,25 \text{ m s}^{-1}$  foi usado  $z_0 = 0,001 \text{ m}$  e para velocidades do vento maiores do que  $2,25 \text{ m s}^{-1}$  foi usado  $z_0 = 0,005 \text{ m}$ .

## 2.6 Calibração e validação do DHSVM utilizando diferentes mapas de solo

No período de janeiro de 2006 a dezembro de 2010, a vazão na BHL foi monitorada por meio de um linígrafo automático (Figura 1) que registrou a lâmina d'água na seção controle da bacia. Desta maneira, por meio da curva chave, obtida de campanhas de campo, foi possível gerar os dados de vazão observada. Assim, as vazões diárias simuladas pelo DHSVM foram comparadas às vazões diárias observadas (médias de 24 horas).

As simulações foram executadas para os anos de 2005, 2006, 2007, 2008, 2009 e 2010 e um passo de tempo horário foi utilizado. O período de 1º de janeiro de 2005 a 30 de setembro de 2006 foi selecionado como o período de estabilização (warm up) do modelo. Para a calibração, foi selecionado o período

de 1º de outubro de 2006 a 30 de setembro de 2008. Por fim, para validação, foi selecionado o período de 1º de outubro de 2008 a 30 de setembro de 2010.

O modelo foi calibrado e validado manualmente buscando um ajuste entre as vazões diárias simuladas e observadas (médias) na BHL. Assim, foi verificado o desempenho do modelo baseado em avaliações do coeficiente de determinação ( $R^2$ ) e coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe (E). O coeficiente de determinação descreve a proporção da variância dos dados observados explicados pelo modelo. O coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe é uma estatística normalizada que determina a magnitude relativa da variância residual em comparação à variância dos dados observados (NASH; SUTCLIFFE, 1970).

$$R^2 = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{oi} - \bar{Q}_o)(Q_{si} - \bar{Q}_s)}{\sum_{i=1}^N [(Q_{oi} - \bar{Q}_o)^2]^{0.5} [(Q_{si} - \bar{Q}_s)^2]^{0.5}} \right\}^2 \quad (4)$$

$$E = 1.0 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{oi} - Q_{si})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{oi} - \bar{Q}_o)^2} \quad (5)$$

Em que:

$Q_{oi}$  = vazão observada no dia  $i$  ( $m^3 s^{-1}$ ).

$Q_{si}$  = vazão simulada no dia  $i$  ( $m^3 s^{-1}$ ).

$\bar{Q}_o$  = vazão média observada ( $m^3 s^{-1}$ ).

$\bar{Q}_s$  = vazão média simulada ( $m^3 s^{-1}$ ).

$N$  = número de dias.

Liew, Arnold e Garbrecht (2003) sugerem para o  $R^2$  que os valores a partir de 0,50 são considerados aceitáveis. Para o E, foi adotado o critério proposto por Moriasi et al. (2007), cujos valores a partir de 0,50 qualificam o ajuste como aceitável e satisfatório. Safeeq e Fares (2012), também, relataram que valores de E maior que 0,35 e menor que 0,50 indicam desempenho médio

do DHSVM; já valores entre 0,50 e 0,70 indicam um desempenho bom; por fim, valores maiores do que 0,70 indicam um desempenho muito bom.

### 3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Baseado na análise de sensibilidade do DHSVM, o mapa de profundidade do solo e os parâmetros de condutividade hidráulica saturada na vertical e lateral e coeficiente de variação da condutividade hidráulica lateral, com a profundidade do solo, foram verificados um de cada vez, nesta sequência, para a calibração do modelo. Os parâmetros finais da calibração, para os mapas de solos, obtidos por Menezes (2009) (colunas 2, 3 e 4 da Tabela 2) e do modelo HAND (colunas 2 e 4 da Tabela 2) e de vegetação estão listados nas Tabelas 2 e 3, respectivamente.

Tabela 2 Valores finais dos parâmetros de solo do DHSVM para BHL, considerando os mapas de classes de solo obtidos por Menezes (2009) e do modelo HAND (Figura 3a e 3b)

<b>Parâmetros (camadas de solo 1, 2, 3)</b>	<b>Cambissolo Háplico-ambiente não saturado</b>	<b>Gleissolo Háplico</b>	<b>Neossolo Flúvico-ambiente saturado</b>
$K_s$ ( $m s^{-1}$ )	0,000019	0,000028	0,000033
f	0,005	0,300	0,010
$I_M$ ( $m s^{-1}$ )	0,00042	0,00042	0,00042
$\alpha_s$	0,15	0,15	0,15
K	3	3	3
$\Phi$ ( $m^3 m^{-3}$ )	0,58	0,55	0,60
	0,60	0,56	0,61
	0,62	0,58	0,62
m	0,37	0,41	0,43
$\Psi_b(m)$	0,76	0,87	1,13

“Tabela 2, conclusão”

<b>Parâmetros (camadas de solo 1, 2, 3)</b>	<b>Cambissolo Háptico-ambiente não saturado</b>	<b>Gleissolo Háptico</b>	<b>Neossolo Flúvico-ambiente saturado</b>
$\theta_r$ ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )	0,07	0,08	0,09
	0,07	0,08	0,09
	0,07	0,08	0,09
$\theta_c$ ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )	0,21	0,19	0,29
	0,22	0,20	0,30
	0,24	0,21	0,32
$\theta_{wp}$ ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ )	0,09	0,12	0,14
	0,09	0,12	0,14
	0,09	0,12	0,14
$D_a$ ( $\text{kg m}^{-3}$ )	1150	1350	1300
	1100	1250	1250
	1050	1200	1000
$K_v$ ( $\text{m s}^{-1}$ )	0,0000190	0,0000280	0,0000330
	0,0000180	0,0000275	0,0000320
	0,0000170	0,0000270	0,0000310

Tabela 3 Valores finais dos parâmetros de vegetação do DHSVM para a BHL

<b>Parâmetros</b>	<b>Mata Atlântica (dossel superior e inferior)</b>	<b>Pastagem</b>
$c$ (%)	0,95	-
$h_T$ (%)	0,50	-
$n_a$	2,50	-
$k_b$	0,71	-
$h$ (m)	20,00	1,00
$r_{smax}$ ( $\text{s m}^{-1}$ )	3600,00	2787,50
$r_{smin}$ ( $\text{s m}^{-1}$ )	185,70	185,70
$\theta^*$ ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ )	0,10	0,10
$e_m$ (Pa)	4000	4000



“Tabela 3, conclusão”

<b>Parâmetros</b>	<b>Mata Atlântica (dossel superior e inferior)</b>		<b>Pastagem</b>
$R_{cp}$ ( $W\ m^{-2}$ )	0,43	0,17	0,43
k		3	
d (m)		0,20	0,20
		0,70	0,30
		0,90	0,30
$f_r$ (%)	0,40	0,40	0,50
	0,40	0,60	0,50
	0,20	0,00	0,00
	5,00	1,70	2,90
LAI ( $m^2\ m^{-2}$ )	4,64	1,58	2,40
	3,93	1,34	2,60
	3,90	1,33	1,70
	4,89	1,66	1,60
	2,66	0,90	1,40
	4,15	1,41	1,55
	4,44	1,51	1,50
	4,81	1,63	2,20
	4,50	1,53	2,30
	3,81	1,30	2,18
5,00	1,70	3,00	
$\alpha$	0,12	0,12	0,20

A Tabela 4 apresenta os resultados das estatísticas de precisão aplicadas, para avaliar o desempenho do DHSVM, nas simulações da vazão na BHL, utilizando os mapas de classes de solo obtidos de Menezes (2009) e pelo modelo HAND. Os valores dos índices estatísticos foram próximos em cada uma das calibrações e validações e considerados adequados segundo a classificação de Liew, Arnold e Garbrecht (2003), Moriasi et al. (2007) e Safeeq e Fares (2012). Os autores Cuartas et al. (2012) e Thanapakwin et al. (2007) observaram valores

do coeficiente Nash-Sutcliffe variando entre -2,22 até 0,79 e 0,14 até 0,76, respectivamente, durante os períodos de calibração e validação diária do DHSVM. Assim, os resultados apresentados indicam razoável desempenho do modelo, comparável a outros estudos desenvolvidos para regiões com diferentes características, geomorfológicas e climáticas.

Tabela 4 Desempenho do DHSVM utilizando os mapas de classes de solo, obtidos por Menezes (2009) e do modelo HAND

	<b>Menezes (2009)</b>		<b>Modelo HAND</b>	
	<b>E</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>E</b>	<b>R<sup>2</sup></b>
Calibração diária	0,52	0,62	0,56	0,62
Validação diária	0,52	0,65	0,55	0,65

A Figura 5 mostra o percentual do tempo de permanência das vazões diárias médias observadas e simuladas (excedência). No caso da vazão simulada, cada um dos mapas de classes de solo foi utilizado como entrada do DHSVM. Para as vazões simuladas, utilizando cada um dos mapas de classes de solo, quase não se percebem diferenças visuais nos valores plotados na Figura 5. As vazões mínimas simuladas foram subestimadas e as máximas superestimadas quando comparada à vazão observada. No entanto, em geral, os resultados mostraram um bom ajuste da curva de permanência das vazões diárias (médias) para o período de calibração e validação (Figura 5).

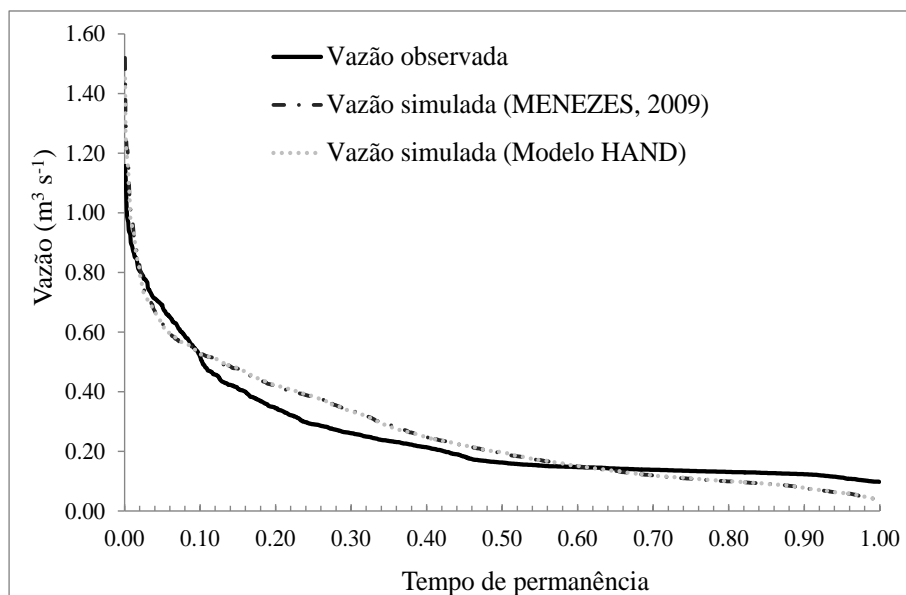


Figura 5 Curvas de permanência da vazão diária observada e simulada na BHL, de outubro de 2006 a setembro de 2010, com base em diferentes mapas de solos

Durante o período de calibração e validação, também, houve uma boa concordância entre o escoamento superficial diário acumulado, observado e simulado (utilizando os mapas de solos obtidos por Menezes (2009) e do modelo HAND) (Figura 6). Os valores acumulados do escoamento superficial foram 4670 mm (observados), 4898 mm (MENEZES, 2009), e 4898 mm (modelo HAND). Estes valores de escoamento superficial correspondem a 51, 54 e 54% da precipitação acumulada -9098 mm (Figura 7), assim, houve uma superestimação de 3% do escoamento superficial simulado em ambos os casos.

Diante destas discussões, esse estudo ressalta que em razão da predominância de uma única classe de solo, com 92% de Cambissolo Háplico (MENEZES, 2009) e 88% de ambiente não saturado (modelo HAND), quase não se percebem mudanças nas simulações das vazões e escoamento superficial

acumulado quando se utiliza cada um dos mapas de solo nas simulações do DHSVM.

Esses resultados destacam que em regiões de relevo acidentado, o escoamento superficial sofre principal influência da topografia e da cobertura vegetal. Price (2011), também, mostrou que a topografia controla a taxa pela qual a água se move declive abaixo na superfície. Dessa maneira, o autor citado enfatizou que a topografia da superfície se relaciona com a trajetória preferencial do fluxo e com a distribuição do armazenamento da água subterrânea.

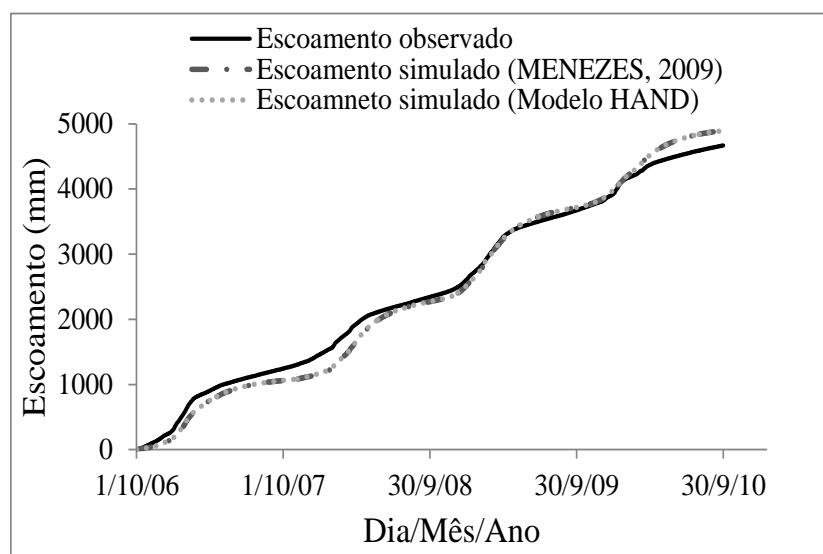


Figura 6 Escoamento superficial diário acumulado observado e simulado na BHL, de outubro de 2006 a setembro de 2010, como base em diferentes mapas de solo

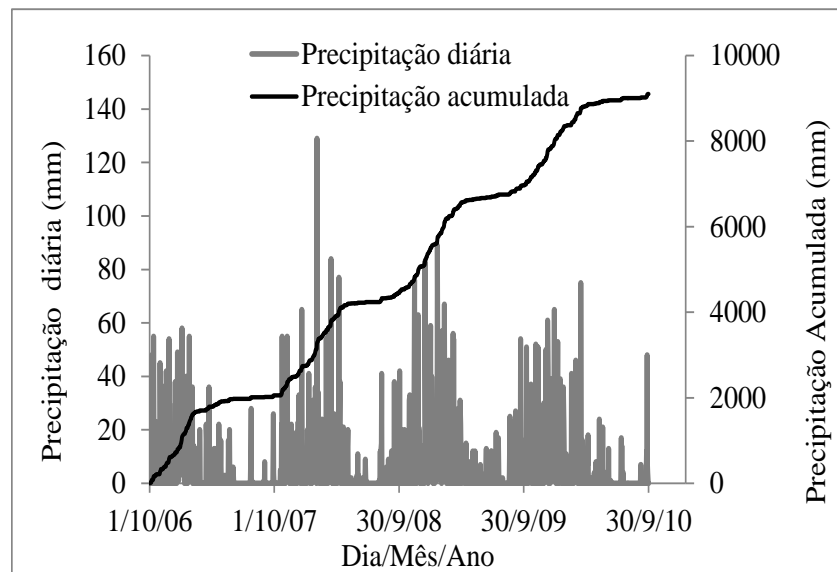


Figura 7 Precipitação diária e acumulada na BHL, de outubro de 2006 a setembro de 2010

A profundidade do lençol freático simulado também foi comparada com os dados médios observados (11 pontos) por Oliveira et al. (2014), em uma nascente na BHL, durante o período de outubro de 2009 a setembro de 2010 (período de validação do DHSVM). Os resultados da simulação (Figura 8) indicaram eficácia em reproduzir a variabilidade temporal do lençol freático simulado, utilizando cada um dos mapas de solo. É importante destacar que os dados observados de profundidade do lençol freático, na área de floresta, encontram-se mais próximos à superfície do que os dados simulados no pixel, que representa um valor médio de uma área de 30x30m.

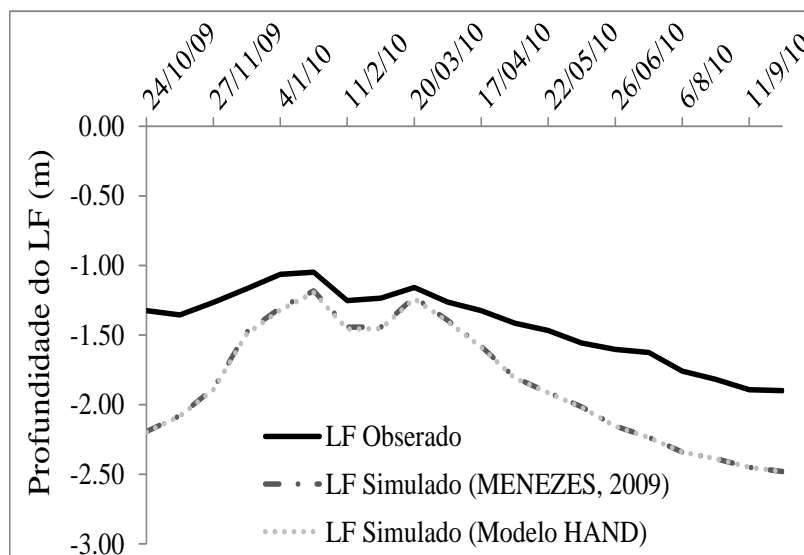


Figura 8 Lençol Freático (LF) observado e simulado na BHL, de outubro de 2009 a setembro de 2010, com base em diferentes mapas de solos

Também vale mencionar um aspecto importante encontrado nos trabalhos de Ávila (2011) e Menezes et al. (2009) realizados na mesma área que mostraram o seguinte: as áreas com floresta (maior parte da BHL), em relação a áreas com pastagem, apresentam menor valor de densidade do solo, e maiores valores de condutividade hidráulica saturada e porosidade drenável que podem influenciar para uma maior infiltração de água e recarga de água subterrânea. Isto significa que a implantação de pastagens, quando combinado às condições pedológicas predominantes de Cambissolo em relevo movimentado, pode produzir enormes impactos nos processos hidrológicos da bacia hidrográfica.

Os mapas distribuídos das variáveis hidrológicas, tais como, conteúdo de umidade do solo e profundidade do lençol freático, foram apresentados nas Figuras 9 (MENEZES, 2009) e 10 (modelo HAND), no dia 31 de dezembro de 2008, antes e após um evento de chuva. A chuva iniciou às 16 horas e foi observado um acumulado de 59 mm às 23 horas. Pode-se assumir que as

distribuições das variáveis produzidas pelo DHSVM, a 0 e 23 horas, apresentam bem a realidade da BHL, representando a variabilidade temporal do evento de chuva nas simulações do modelo com cada um dos mapas de solo.

É importante enfatizar que as chuvas, no mês de dezembro de 2008, estiveram acima da média na maior parte de Minas Gerais, onde os totais mensais nessa região excederam a climatologia em até 200 mm de acordo com o Boletim Climanálise - CPTEC (CLIMANÁLISE, 1996). Na BHL a precipitação em dezembro de 2008 foi de 438 mm. Assim, como se trata de um período chuvoso, o solo não se encontrava seco, ou seja, a condição antecedente definiu o estado do sistema e teve um papel crucial na resposta hidrológica da BHL.

Portanto, há pequenas diferenças no conteúdo de umidade do solo e profundidade do lençol freático, antes e após o evento de chuva (Figuras 9 e 10). Também, quase não se observam diferenças entre as Figuras 9 e 10 em virtude da predominância de uma única classe de solo em cada um dos mapas de solo. No entanto, pode-se destacar que os resultados positivos do desempenho do DHSVM, utilizando o mapa de solos, obtido pelo modelo HAND, pode ser explicado pela equivalência das áreas saturadas dos mapas da Figura 10 (a, b, c e d) e da Figura 3 (b). Estes resultados indicam que as condições próximas à saturação na BHL se encontram no entorno da rede de drenagem, onde foram encontrados os maiores valores de conteúdo de umidade do solo e o lençol freático se encontra na superfície ou o mais próximo a ela.

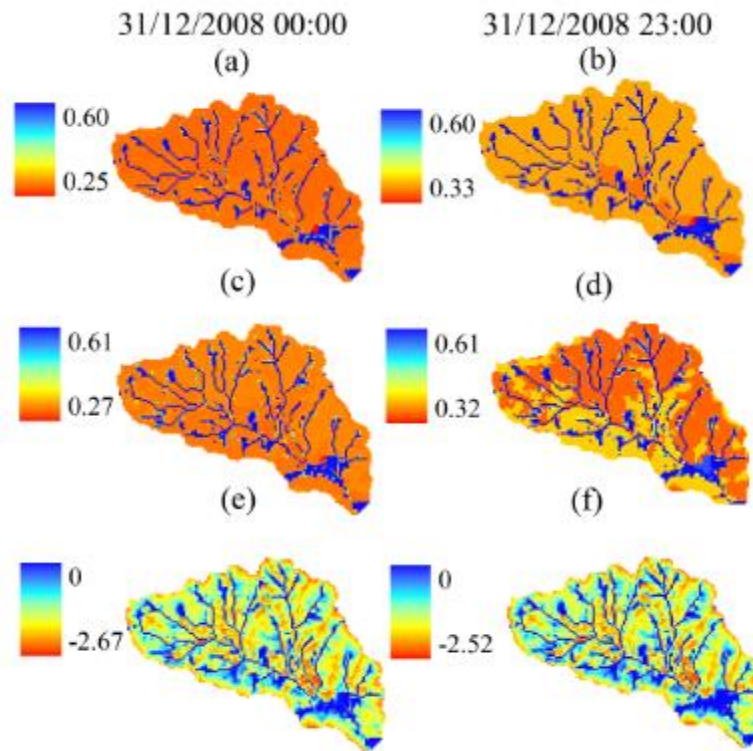


Figura 9 Conteúdo de umidade do solo nas camadas de 0-20 cm (a, b) e 20-70 cm (c, d); e profundidade do lençol freático em m (e, f), no dia 31 de dezembro de 2008 (MENEZES, 2009)



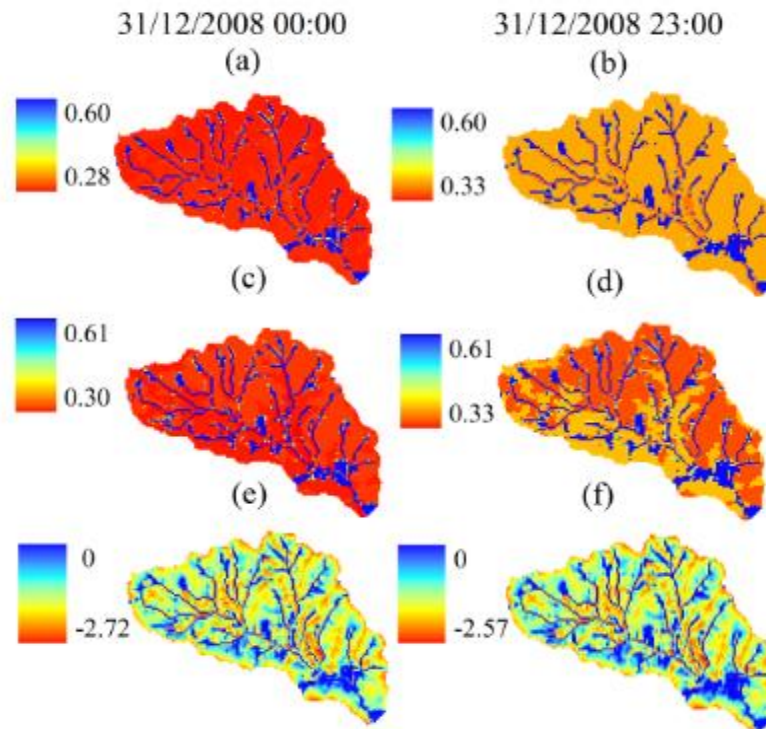


Figura 10 Conteúdo de umidade do solo nas camadas de 0-20 cm (a, b) e 20-70 cm (c, d); e profundidade do lençol freático em m (e, f), no dia 31 de dezembro de 2008 (modelo HAND)

Diante de todas as discussões, os resultados encontrados neste capítulo são altamente relevantes, porque evidencia que o mapa de classes de solo, obtido do modelo HAND, pode ser utilizado nas simulações hidrológicas de bacias montanhosas que carecem de mapas de solos em alta resolução. Geralmente, o levantamento pedológico é um trabalho dispendioso e que requer um tempo para sua execução o que pode limitar alguns trabalhos científicos.

#### 4 CONCLUSÕES

Nas simulações, utilizando cada mapa de classes de solo, o DHSVM representou de forma satisfatória a vazão na BHL, conforme expressaram os índices estatísticos aplicados na análise de desempenho do modelo. Foram observadas pequenas variações nos valores simulados de vazão, escoamento superficial e, também, das variáveis hidrológicas distribuídas (conteúdo de umidade do solo e profundidade do lençol freático) com o mapa de solo obtido do modelo HAND em comparação ao mapa de solo obtido do levantamento pedológico.

Considerando a quantidade de parâmetros e a dificuldade na sua obtenção em condições de campo, os resultados apresentados aqui são de grande importância para um futuro usuário do DHSVM e ou trabalhos no Brasil que apresentarem regiões hidrológicamente homogêneas à área deste estudo.

Além da parametrização física utilizada na calibração do DHSVM, este trabalho evidencia que é possível a utilização do mapa de classes de solo obtido do modelo HAND, em pesquisas de simulações hidrológicas, em regiões com informações mais escassas com relação ao levantamento pedológico. Essa é uma importante informação, pois, muitas vezes, as bacias no Brasil não apresentam um levantamento pedológico disponível o que limita os estudos de modelagem hidrológica físico-distribuída. Além disso, em alguns casos, com base no modelo HAND, pode-se obter informações mais detalhadas, na resolução do MDT, proporcionando melhores informações hidrológicas distribuídas.

## REFERÊNCIAS

ALILA, Y.; BECKERS, J. Using numerical modelling to address hydrologic forest management issues in British Columbia. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 15, n. 18, p. 3371-3387, 2001.

ÁVILA, L. F. **Balanço hídrico em um remanescente de Mata Atlântica da Serra da Mantiqueira, MG**. 2011. 178 p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2011.

BOWLING, L. C.; LETTENMAIER, D. P. The effects of forest roads and harvest on catchment hydrology in a mountainous maritime environment. In: \_\_\_\_\_. **Land use and watersheds: human influence on hydrology and geomorphology in urban and forest areas**. Washington: American Geophysical Union, 2001. p. 145-164.

BRAS, R. L. **Hydrology: an introduction to hydrologic science**. Reading: Addison-Wesley, 1990. 643 p.

CLIMANÁLISE. **Boletim de monitoramento e análise climática**. São José dos Campos, 1996. Disponível em:  
<<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/pdf/pdf08/dez08.pdf>>.  
Acesso em: 17 nov. 2014.

CHU, H. J. et al. Modelling the hydrologic effects of dynamic land-use change using a distributed hydrologic model and a spatial land-use allocation model. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 24, n. 18, p. 2538-2554, 2010.

CUARTAS, L. A. **Estudo observacional e de modelagem hidrológica de uma micro-bacia em floresta não perturbada na Amazônia central**. 2008. 241 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

CUARTAS, L. A. et al. Distributed hydrological modeling of a micro-scale rainforest watershed in Amazonia: model evaluation and advances in calibration using the new HAND terrain model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 462, p. 15-27, Sept. 2012.

DORMAN, J. L.; SELLERS, P. J. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the simple biosphere model (SiB). **Journal of Applied Meteorology**, Chichester, v. 28, n. 9, p. 833-855, 1989.

DOTEN, C. O. et al. A spatially distributed model for the dynamic prediction of sediment erosion and transport in mountainous forested watersheds. **Water Resources Research**, Washington, v. 42, n. 4, 2006. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2004WR003829/abstract>>. Acesso em: 10 mar. 2015.

GENUCHTEN, M. T. van. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Fayetteville, v. 44, n. 5, p. 892-898, 1980.

GHARARI, S. et al. Hydrological landscape classification: investigating the performance of HAND based landscape classifications in a central European meso-scale catchment. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 15, n. 11, p. 3275-3291, 2011.

GOMES, E. N. **Medida e modelos da radiação fotossinteticamente ativa global, direta na incidência e horizontal**. 2002. 97 p. Dissertação (Mestrado em Irrigação e Drenagem) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências Agrônomicas, Botucatu, 2002.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Carta do Brasil**. Rio de Janeiro, 1973. 1 mapa. Escala: 1:50000.

JANUÁRIO, M.; VISWANADHAN, Y.; SENNA, R. C. Radiação solar total dentro de floresta tropical úmida de terra firme (Tucuruí, Pará). **Acta Amazônica**, Manaus, v. 22, n. 3, p. 335-340, 1992.

JUNQUEIRA JUNIOR, J. A. et al. Continuidade espacial de atributos físico-hídricos do solo em sub-bacia hidrográfica de cabeceira. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 32, n. 3, p. 914-922, maio/jun. 2008.

KRUK, N. S. **Sistema hidrometeorológico proposto para previsão de eventos extremos numa microbacia de topografia complexa**. 2008. 189 p. Tese (Doutorado em Engenharia Aeronáutica e Mecânica) - Instituto Tecnológico de Aeronáutica, São José dos Campos, 2008.

LAPOLA, D. M. et al. A new world natural vegetation map for global change studies. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 80, n. 2, p. 397-408, 2008.

LEE, D. W. The spectral distribution of radiation in two neotropical rainforests. **Biotropica**, Washington, v. 19, n. 2, p. 161-166, June 1987.

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

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

MELO NETO, J. O. et al. Simulação hidrológica escalar com o modelo SWAT. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 19, n. 1, p. 177-188, jan./mar. 2014.

MENEZES, M. D. et al. Dinâmica hidrológica de duas nascentes, associada ao uso do solo, características pedológicas e atributos físico-hídricos na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Lavrinha-Serra da Mantiqueira (MG). **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 37, n. 82, p. 175-184, 2009.

MENEZES, M. D. D. et al. Solum depth spatial prediction comparing conventional with knowledge-based digital soil mapping approaches. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 71, n. 4, p. 316-323, 2014.

MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.

NASH, J.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I: a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970.

NOBRE, A. D. et al. Height above the nearest drainage-a hydrologically relevant new terrain model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 404, n. 1, p. 13-29, 2011.

NOGUES-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 125, n. 2, p. 279-291, Feb. 1997.

NORTCLIFF, S.; THORNES, J. B. Seasonal variations in the hydrology of a small forested catchment near Manaus, Amazonas, and its implications for management. In: LAL, R.; RUSSELL, E. W. (Ed.). **Tropical agricultural hydrology**. Chichester: J. Wiley, 1981. p. 482.

NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. Clima da região sudeste do Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Ed.). **Tempo e clima**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 16, p. 243-256.

OLIVEIRA, A. S. de. **Dinâmica do escoamento em nascentes na região do Alto Rio Grande, MG**. 2011. 130 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2011.

OLIVEIRA, A. S. de et al. Stream flow regime of springs in the Mantiqueira Mountain Range region, Minas Gerais State. **Cerne**, Lavras, v. 20, n. 3, p. 343-349, jul./set. 2014.

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, n. 4, p. 465-492, 2011.

RENNÓ, C. D. et al. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 112, n. 9, p. 3469-3481, 2008.

ROBERTS, J. M. et al. An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. In: GASH, J. H. C. et al. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: J. Wiley, 1996. p. 287-306.

SAFEEQ, M.; FARES, A. Hydrologic response of a Hawaiian watershed to future climate change scenarios. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 26, n. 18, p. 2745-2764, 2012.

SWINBANK, W. C. Long-wave radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 89, n. 381, p. 339-348, 1963.

THANAPAKPAWIN, P. et al. Effects of landuse change on the hydrologic regime of the Mae Chaem river basin, NW Thailand. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 334, n. 1, p. 215-230, 2007.

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

VIOLA, M. R. et al. Applicability of the Lash model for hydrological simulation of the Grande River Basin, Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, Reston, v. 18, n. 12, p. 1639-1652, 2012.

WHITAKER, A. et al. Application of the distributed hydrology soil vegetation model to Redfish Creek, British Columbia: model evaluation using internal catchment data. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 17, n. 2, p. 199-224, 2003.

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

YOSHITANI, J. et al. Atmospheric model-based streamflow forecasting at small, mountainous watersheds by a distributed hydrologic model: application to a watershed in Japan. **Journal of Hydrologic Engineering**, Reston, v. 14, n. 10, p. 1107-1118, 2009.

ZANCHI, F. B. et al. Estimativa do Índice de Área Foliar (IAF) e biomassa em pastagem no estado de Rondônia, Brasil. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 39, n. 2, p. 335-348, 2009.



**CHAPTER 4 Hydrologic impacts due to the changes in riparian buffer in a headwater watershed**

**CAPÍTULO 4 Impactos hidrológicos devido a mudanças na vegetação ripária em uma bacia hidrográfica de cabeceira**

**ABSTRACT**

In recent years, concerns regarding the impacts from deforestation of riparian vegetation on water resources have created social and political tensions in Brazil. This research analyzed the simulated hydrologic components in a 6.76 km<sup>2</sup> headwater watershed with different widths of riparian vegetation. The Lavrinha Watershed (LW) hydrological responses were simulated using the Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM), which was forced with meteorological data from one meteorological station during the period of 2005-2010. The DHSVM was considered adequate to simulate streamflow at the LW. Land cover scenarios, with an increase in Atlantic Forest, cause impacts on the hydrologic components due to increased evapotranspiration and rainfall interception, and reduced runoff and overland flow. The base flow/runoff relationship was positive, thus riparian vegetation plays an important role in groundwater recharge. Nevertheless, the average annual streamflow showed a decrease with increased riparian vegetation that can be explained mainly due to increased evapotranspiration and rainfall interception. This modeling of the hydrologic components linked to riparian buffer scenarios can be a useful tool for decision making strategies regarding watershed management.

Keywords: Lavrinha Watershed. Scenarios. Atlantic Forest. DHSVM. Brazilian Forest Act.

## 1 INTRODUCTION

Minas Gerais state is one of the 26 Brazilian states, the fourth largest state of the country with an area about 586534 km<sup>2</sup>. Its southern region is located in the Grande River Basin, which is important for hydropower.

Almost two-thirds of the Brazilian territory still has a prevalence of natural vegetation. Brazil is among the biologically richest nations in the world and contains substantial areas for biodiversity conservation (SPAROVEK et al., 2012). The Atlantic Forest occupies an area of 28586 km<sup>2</sup> in Minas Gerais state, i.e., there is 10.3% of the original Atlantic Forest cover in this area (FUNDAÇÃO S.O.S. MATA ATLÂNTICA; INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS -FSOSMA; INPE, 2015). This ecosystem has been widely studied as it plays an important role in the water cycle, mainly through influencing rainfall interception, evapotranspiration, soil infiltration, and for groundwater recharge. Thus, the hydrologic components in watersheds with Atlantic Forest land cover have been the object of many scientific studies at field level (ÁVILA et al., 2014; RIBEIRO et al., 2009; SALEMI et al., 2013).

Riparian forests have historically formed the natural interface between hill slope and aquatic processes for most watersheds worldwide (SWEENEY; NEWBOLD, 2014). Studies have shown that forested riparian zones are widely recognized for their importance in storing and fixing carbon, serving as wildlife habitats and ecological corridors, stabilizing stream banks and providing shade, organic matter and food to the streams and their biota. The forested riparian zones also retain sediment and chemicals (fertilizers and pesticides) applied on the cultivated/agricultural sites on upslope regions of the watersheds (SALEMI et al., 2012; ZHAO et al., 2013).

Sweeney and Newbold (2014) also emphasized in an analysis of water quality, habitat, and biota protection in small streams that, overall, a forest buffer

greater than or equal to 30 m is needed to protect the physical, chemical, and biological integrity of small streams. In Brazil, Permanent Preservation Areas (PPAs) or riparian buffer areas are used to protect water resources, soil and biodiversity and serve as green corridors in the landscape (SPAROVEK et al., 2012). Thus, a detailed overview of PPA widths, established for the purpose of environmental conservation, can be found in the Brazilian Forest Act 12651/2012 (BRASIL, 2012).

The use of distributed hydrological models is necessary in order to provide a detailed distributed view of the relationships among hydrology, vegetation, soil and climate in a watershed. The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) is a spatially distributed, physical hydrological model developed for mountainous watersheds, thus, the model is often applied to simulate the effects of land cover changes on hydrologic components such as soil moisture, ground water level, evapotranspiration, and streamflow (CHU et al., 2010; CUO et al., 2009; THANAPAKPAWIN et al., 2007).

Riparian buffer areas are especially important along the smaller headwater streams which make up the majority of streams in the watershed. Within this context, the DHSVM was used for the first time in a mountainous watershed in Brazil for analyzing the effects of different riparian buffer scenarios on the hydrologic components. The model was chosen due to the level of detail embedded in its structure, like multi-layer canopy, soil, and wind profile representations that are superior to the representations of other hydrological models used.

## **2 MATERIAL AND METHODS**

### **2.1 Study site description**

The entire watershed grid contained 7516 (30m x 30m) grid cells, an area of about 6.76 km<sup>2</sup>, which agrees with published values of the Lavrinha watershed (LW) area (MENEZES et al., 2014). The LW, with elevations between 1137 and 1733 m (digital elevation model-DEM), is located in the Grande River Basin, in the Mantiqueira Range, which is the most important headwater region of Southeastern Brazil (Figure 1).

The climate of the region is classified as Cwa, according to Köppen classification method, i.e., with rainy summers and dry winters. The water year for the region is defined as the period between October of a given year and September of the following year. Thus, the observed rainfall was 2054, 2395, 2515, and 2134 mm for Oct. 2006 to Sept. 2007, Oct. 2007 to Sept. 2008, Oct. 2008 to Sept. 2009, and Oct. 2009 to Sept. 2010, respectively. The rainy season is from October to March, and the average annual temperature is 17°C. In this region, the storms with duration longer than one day occur in the summer and they are controlled by large scale synoptic weather systems, such as, Cold Fronts and the South Atlantic Convergence Zone (LIMA; SATYAMURTY; FERNÁNDEZ, 2010).

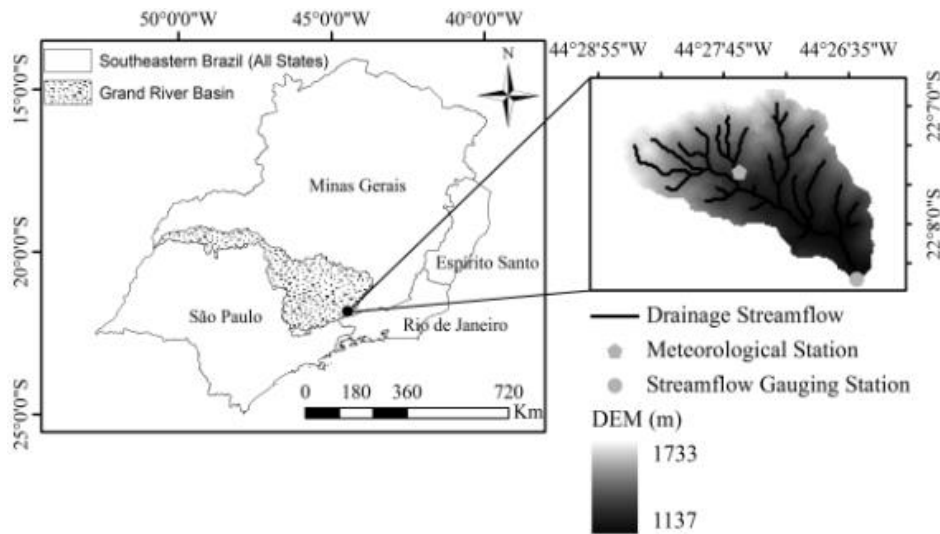


Figure 1 Geographical location of the LW and DEM (with meteorological station and streamflow gauging station), Mantiqueira Range region, in southeastern Brazil

## 2.2 Model description and inputs

The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) version 3.1.2 was used to simulate the hydrology of the LW. The DHSVM is a spatially distributed, physically explicit hydrological model, developed in the 1990's at the University of Washington, for mountainous regions (WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994). The model combines modules, such as: evapotranspiration, unsaturated moisture movement, saturated subsurface flow, surface overland flow, channel flow, and the deep groundwater component. It explicitly solves the mass and energy balance equations for each grid cell of the digital elevation model (DEM) and for every time step.

Each grid cell is assigned various characteristics such as, soil and vegetation types, elevation and slope. The DEM provides the topographic controls of the incoming shortwave radiation, precipitation, air temperature, and

downslope water movement. More detail can be found in Wigmosta, Nijssen and Storck (2002) and Wigmosta, Vail and Lettenmaier (1994).

Many data and parameters are required to successfully simulate hydrologic components with DHSVM. The model requires a time-series of meteorological data as inputs (precipitation, temperature, wind speed, relative humidity, shortwave and longwave solar radiation). The longwave solar radiation was calculated as described by Swinbank (1963). The wind speed was converted to wind speed at 30 m height based on Bras (1990). In this study, hourly meteorological data were used for simulations.

The model was run using a DEM at a 30 meter resolution. The DEM was obtained from a contour line map at a 1:50000 scale, and points of known altitude (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE, 1973). Thus, the DEM was used to delineate the LW and the soil depth grid and the stream network were generated using an Arc Macro Language process based on the 30-m DEM. The soil depth values are calculated using an algorithm that estimates soil depth based on slope, upstream contributing area and elevation. The soil depth ranged from 2.5 to 5.0 meters in the LW. Oliveira et al. (2014) conducted a fortnightly monitoring of water table depth in a small catchment within the LW area, and these results were taken into consideration in the choice of soil depth thresholds.

The soil map was adapted from an existing soil survey, and the soil types are Haplic Cambisol (92% of the area), Haplic Gleisol (1% of the area), and Fluvic Neosol (7% of the area) (Figure 2). The Haplic Cambisol presents shallow soil with low infiltration and high erodibility. The Fluvic Neosol and Haplic Gleisol are located close to the drainage network, presenting a deeper soil layer than the Haplic Cambisol. In general, the soils are relatively shallow and have limited water-holding capacity. More details of the pedological survey can be found in the study of Menezes et al. (2009).

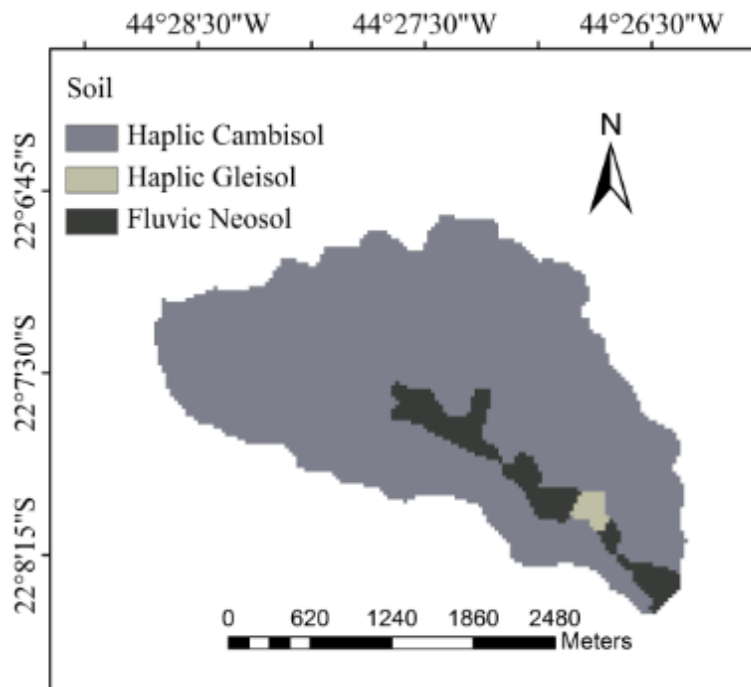


Figure 2 LW soil types derived from Menezes et al. (2009)

### 2.3 Riparian buffer scenarios

The control land cover was generated based on a 10 meter Allos Image resolution from 2008, using a supervised classification through the maximum likelihood classifier. All land cover layers were created in ArcGIS for each 30 meter grid cell (Figure 3 (a)).

In order to evaluate the effects of riparian buffer scenarios on hydrologic components, the coverage scenarios of riparian vegetation were generated based on the Brazilian Forest Act (FA) considering thresholds of Permanent Preservation Areas (PPAs) along the water body (Brazilian Forest Act 12651/2012) (BRASIL, 2012). According to Sparovek et al. (2012) the FA is the

most important legal framework in Brazil for regulating conservation and restoration on private land, covering all natural vegetation.

The riparian buffer scenarios along drainage network were 30 m (Figure 3 (b)), 50 m (Figure 3 (c)), 100 m (Figure 3 (d)), 200 m (Figure 3 (e)), and the entire area covered by Atlantic Forest (Figure 3 (f)) and are the PPA thresholds from the Brazilian Forest Act. The control scenario was altered (forest instead pasture), to obtain each width of Atlantic Forest. Importantly, the Brazilian Forest Act prescribes that the APPs should have a 30 m width along a river bank that has a width less than 10 m, thus the current scenario for the LW is not within the legal framework. The percentages of land cover changes of each scenario are presented in Figure 3.



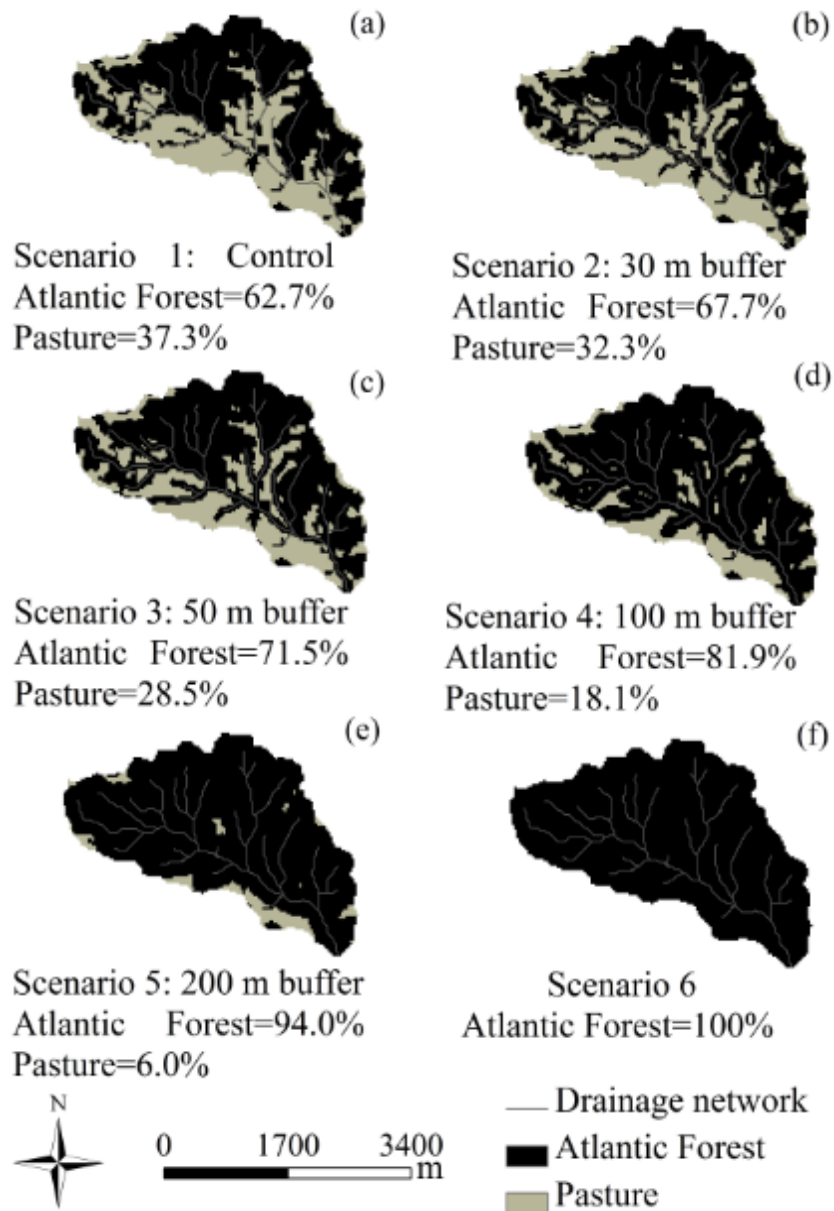


Figure 3 Scenarios of riparian buffer (Atlantic Forest) for the LW to evaluate hydrologic components through DHSVM

## 2.4 Model calibration and validation

Meteorological station data (Figure 1) from 2005 to 2010 were used for the initiation, calibration, and validation of the model. To obtain the observed streamflow during the calibration and validation periods an automatic water level gauge was used, equipped with a pressure sensor (Figure 1) at the LW outlet. The period from January, 2005 to September, 2006 was used to warm up the model. The calibration process was carried out taking into account the period from October 1, 2006 to September 30, 2008; and for validation, the period from October 1, 2008 to September 30, 2010. Simulations were performed using one-hour time steps.

The Nash-Sutcliffe efficiency (E) was used to evaluate DHSVM performance in a simulated average daily and monthly streamflows (NASH; SUTCLIFFE, 1970). According to Moriasi et al. (2007), E values greater than 0.50 are considered acceptable for running a hydrologic model simulation.

### 3 RESULTS AND DISCUSSION

#### 3.1 DHSVM parameterization and performance

DHSVM calibration was done through the determination of the parameters to which the streamflow was most sensitive. This model was more sensitive to the soil depth, vertical and lateral saturated hydraulic conductivity and exponential decrease rate of lateral saturated hydraulic conductivity, as discussed in Chapters 2 and 3. To maximize the model efficiency (E) (NASH; SUTCLIFFE, 1970), many simulations were performed changing the values of the sensitive parameters in order to calibrate the DHSVM.

The final soil and vegetation parameters used in the DHSVM were based on literature values of Ávila (2011), Ávila et al. (2014), Cuartas et al. (2012), Junqueira Junior (2006), Kruk (2008), Oliveira (2011) and Wigmosta, Vail and Lettenmaier (1994). More details about soil and vegetation parameters can be found in Chapters 2 and 3. Final DHSVM sensitive soil parameters at the end of the calibration were summarized in Table 1.

Table 1 Final DHSVM soil parameters values at the end of the calibration phase

Parameter	Soil type		
	Haplic Cambisol	Haplic Gleisol	Fluvic Neosol
Lateral soil hydraulic conductivity ( $\text{m s}^{-1}$ )	0.000019	0.000028	0.000033
Exponential decrease rate of lateral soil hydraulic conductivity	0.005	0.300	0.010
Vertical soil hydraulic conductivity in each soil layer ( $\text{m s}^{-1}$ )	0.0000190	0.0000280	0.0000330
	0.0000180	0.0000275	0.0000320
	0.0000170	0.0000270	0.0000310

The model was considered calibrated and validated for the LW with E values of 0.52 for daily mean streamflow for the calibration and validation processes, and coefficients of determination ( $R^2$ ) of 0.62 and 0.65, respectively. Calibration and validation of the monthly streamflow presented E values of 0.63 and 0.77, and  $R^2$  values of 0.70 and 0.85, respectively. The aforementioned results showed that the E values are within published ranges using the DHSVM, -2.22 to 0.79 (THANAPAKPAWIN et al., 2007) and -0.10 to 0.92 (CUO et al., 2009). Therefore, the model performance was acceptable for evaluating the effect of the different forest covers and, thus, able to analyze the impacts of riparian vegetation changes on the hydrologic components in the LW.

### **3.2 Hydrological response**

Monthly hydrologic components analysis of the simulations with the control scenario (Figure 4 (a) and (b)), shows that the effects of the simulated runoff are more pronounced between October and March, when the watershed receives the majority of the rainfall (average= 317.5 mm/month). Runoff, overland flow and base flow showed similar behaviors in relation to the peaks during the entire period studied (Figure 4 (a)). These results also agree with those of Thanapakpawin et al. (2007) that indicate that the excess overland flow saturation could be an important mechanism for runoff production when the simulation results are sensitive to soil depths and soil lateral conductivity.

Figure 4 (b) shows that monthly rainfall interception by vegetation and the evapotranspiration are also important processes related to water balance. The rainfall interception has accompanied the temporal rainfall pattern that showed monthly maximum values in December, January and February. The highest evapotranspiration occurs between October and March and lessens from April to

September. That is, the evapotranspiration tends to increase with increasing rainfall and air temperature in the LW.

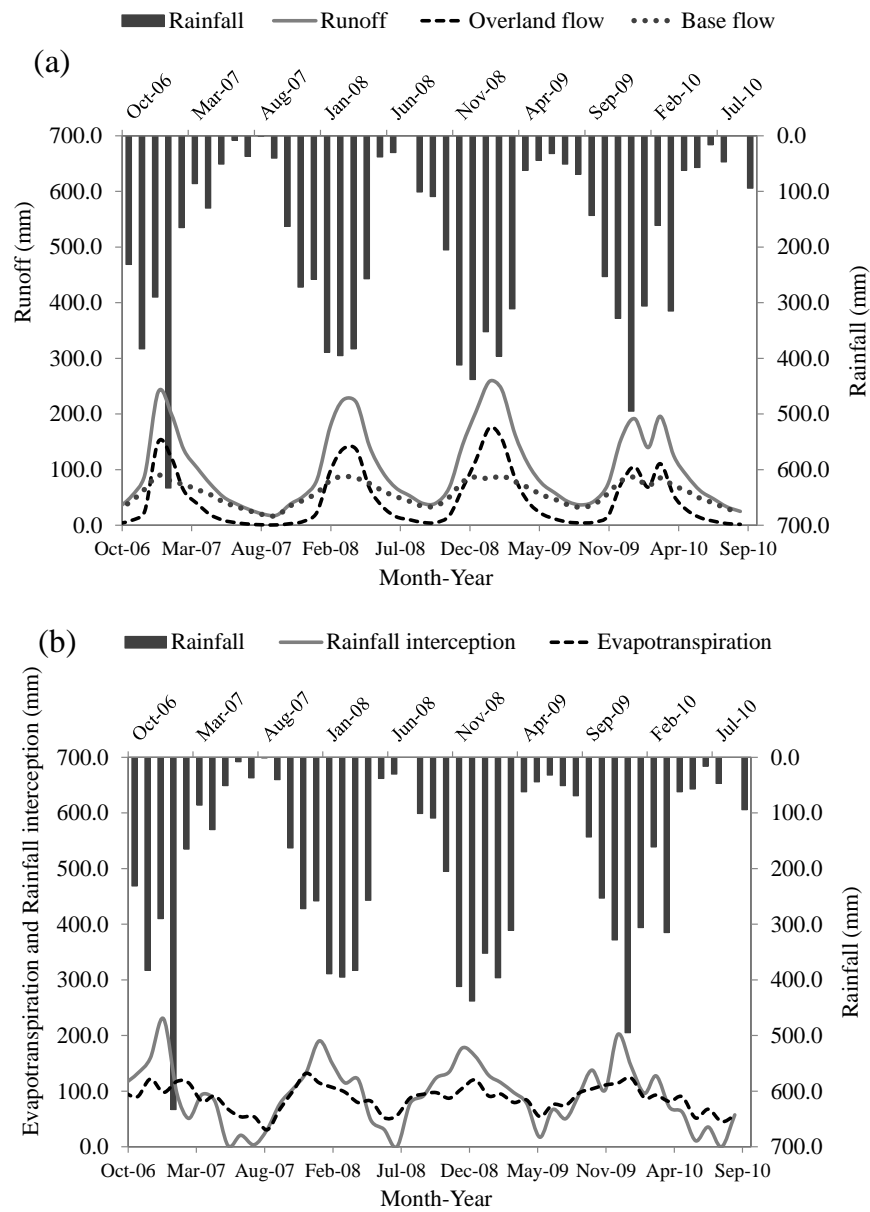


Figure 4 Monthly hydrologic components simulated by DSHVM, in LW

### 3.3 Riparian buffer change effects

In the analyze of the riparian vegetation changes, from October, 2006 to September, 2010, in most scenarios, Table 2 showed that there are differences in the evapotranspiration and rainfall interception for the riparian vegetation Scenarios (2, 3, 4, 5 and 6) when compared to Scenario 1 (control scenario). The major riparian buffers have a dominant effect on the increase of the total and daily average evapotranspiration and rainfall interception. In mountainous regions, where overland flow occurs more easily, the impact of vegetation cover changes tends to be lower. However, there was a decrease in total and daily average of the overland flow and runoff with the riparian vegetation increase.

Table 2 also indicates a positive relationship between base flow/runoff and the riparian vegetation increase. Thus, we hypothesize that the preferential pathways in the riparian vegetation areas could have been one of the main reasons for this 2.5% increase in the fraction of runoff converted into base flow. The overland flows were 44.4, 44.4, 44.3, 43.8, 42.5 and 41.9% of the runoff in Scenarios 1, 2, 3, 4, 5 and 6, respectively. Therefore, these results suggest that the riparian vegetation is associated with higher infiltration capacity, groundwater recharge via vertical percolation and, less overland flow, generating greater base flow, with reduction of erosion and sediment flows in the watershed.

Table 2 Riparian buffer and the hydrologic components in each scenario

Scenarios	Evapotranspiration (mm)	Rainfall interception (mm)	Runoff (mm)	Overland flow (mm)	Base flow/Runoff (%)
Scenario 1	4182.9	4453.2	4901.8	2175.5	55.6
Average (mm day <sup>-1</sup> )	2.9	3.0	3.4	1.5	
Scenario 2	4265.8 (+2.0%)	4550.6 (+2.2%)	4819.4 (-1.7%)	2138.4 (-1.7%)	55.6
Average (mm day <sup>-1</sup> )	2.9	3.1 (+3.3%)	3.3 (-2.9%)	1.5	
Scenario 3	4330.7 (+3.5%)	4632.6 (+4.0%)	4755.0 (-3.0%)	2106.3 (-3.2%)	55.7
Average (mm day <sup>-1</sup> )	3.0 (+3.4%)	3.2 (+6.7%)	3.3 (-2.9%)	1.4 (-6.7%)	
Scenario 4	4504.6 (+7.7%)	4905.7 (+10.2%)	4584.6 (-6.5%)	2006.4 (-7.8%)	56.2
Average (mm day <sup>-1</sup> )	3.1 (+6.9%)	3.4 (+13.3%)	3.1 (-8.8%)	1.4 (-6.7%)	
Scenario 5	4706.5 (+12.5%)	5447.2 (+22.3)	4386.9 (-10.5%)	1866.5 (-14.2%)	57.5
Average (mm day <sup>-1</sup> )	3.2 (+10.3%)	3.7 (+23.3%)	3.0 (-11.8%)	1.3 (-13.3%)	
Scenario 6	4804.7 (+14.9%)	5701.1 (+28.0%)	4289.5 (-12.5%)	1797.0 (-17.4%)	58.1
Average (mm day <sup>-1</sup> )	3.3 (+13.8%)	3.9 (+30.0%)	2.9 (-14.7%)	1.2 (-20.0%)	

Groundwater storage (base flow) plays an important role in maintaining streamflow and evapotranspiration, as noted by Salemi et al. (2012, 2013). However, in this study, Table 3 shows that changes in vegetation land cover had an effect on the annual average streamflow, and in most riparian buffer scenarios (2, 3, 4, 5 and 6) there was a typical decrease of the annual average streamflow in each of the hydrological years. For the largest riparian buffer area, greater reduction in annual average streamflow, than for Scenario 1 was observed. This hydrological impact could be explained by reduced overland flow generation and the increase of rainfall interception and evapotranspiration caused by the riparian vegetation increase. Therefore, the majority of the water that penetrates

the soil profile is used for both transpiration and groundwater recharge processes.

Table 3 Annual average streamflow for each riparian buffer scenario

Water years	Streamflow ( $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ )					
	Scenario 1	Scenario 2	Scenario 3	Scenario 4	Scenario 5	Scenario 6
10/01/2006 to 09/30/2007	0.23	0.22 (-4.3%)	0.22 (-4.3%)	0.21 (-8.7%)	0.20 (-13.0%)	0.20 (-13.0%)
10/01/2007 to 09/30/2008	0.26	0.25 (-3.8%)	0.25 (-3.8%)	0.24 (-7.7%)	0.23 (-11.5%)	0.22 (-15.4%)
10/01/2008 to 09/30/2009	0.31	0.31	0.30 (-3.2%)	0.29 (-6.5%)	0.28 (-9.7%)	0.28 (-9.7%)
10/01/2009 to 09/30/2010	0.25	0.25	0.25	0.24 (-4.0%)	0.23 (-8.0%)	0.22 (-12.0%)
10/01/2006 to 09/30/2010	0.26	0.26	0.25 (-3.8%)	0.25 (-3.8%)	0.23 (-11.5%)	0.23 (-11.5%)

Rainfall interception in forests is greater than in pasture, thus direct evaporation of intercepted rainfall tends to be higher in the Atlantic Forest. Therefore, the riparian forest has a dominant effect on evapotranspiration and all the analyzed water balance components are affected with an increase in evapotranspiration in the LW that showed mostly Atlantic Forest land cover in all scenarios. In agreement with Thanapakpawin et al. (2007), the watershed hydrology is sensitive to land cover changes, with a general pattern of decreased runoff with migration from crops to trees due to increasing evapotranspiration. Salemi et al. (2012) also reported that an increase in riparian forest promoted a reduced water yield from  $1.25 \pm 0.34 \text{ mm day}^{-1}$ . Therefore, this reflects the effect of increasing transpiration and interception losses within riparian zones.

On the other hand, Chu et al. (2010) assessed the spatial and dynamic coherence of land use functions when exploring a watershed's potential, and their results highlighted that spatial land use changes, especially simultaneous changes involving deforestation, increased runoff and reduced infiltration, which



are highly dependent on the spatial distribution of land use in the watershed. According to Viola et al. (2014), the deforestation of 30% and 70% of the forest remnants in the Mantiqueira Range region for the cultivation of grasslands, could increase runoff by  $57.63 \text{ mm year}^{-1}$  and  $156.78 \text{ mm year}^{-1}$ , respectively, mostly due to the increase in overland flow. This indicates that land-use changes might make the watershed more prone to flooding and other hazards associated with increased runoff due to the reduction of evapotranspiration and rainfall interception.

These results are also consistent with the studies done by Cuo et al. (2009) and Donohue, Roderick e Mcvicar (2007) who reported that after deforestation, streamflow increases due to the decrease in evapotranspiration, but this increase persists for a certain period after land cover change (for years after large disturbances). This reveals that biological processes also play a key role in the watershed water balance. The leaf area, photosynthetic capacity and root depth of vegetation affect not only annual and seasonal vegetation water use, but also steady-state conditions. Thus, in this present study, at small spatial and temporal scales ( $6.76 \text{ km}^2$  and four years of simulations), the steady-state conditions are unlikely to exist.

Finally, from a water supply point of view, the effect of water conservation provided by the forest ecosystem has been well documented. Because of the soil properties under forest influence, such as organic materials on the ground, it is possible to assert there will be higher soil porosity and more water infiltration into the soil, thereby reducing surface runoff, erosion, and flash responses to storm rainfall. This process also produces more base flow that supports streamflow between storm events and also during the dry seasons, and improves water quality (NEARY et al., 2009). Therefore, it seems clear that riparian vegetation removal is not recommended and a watershed with narrower riparian vegetation should be restored.

#### 4 CONCLUSION

In both daily and monthly time steps, the DHSVM was considered qualified for simulating the hydrology in the LW. The model is sensitive to changes in vegetation, thus riparian buffer changes provide alterations in hydrologic components at the watershed scale.

Land cover changes with an increase in the riparian buffer of Atlantic Forest (30 m width up to the entire area covered by Atlantic Forest) showed changes in the hydrologic components, such as an increase in evapotranspiration (2.0 to 14.9%) and rainfall interception (2.2 to 28.0%), and a decrease in runoff (1.7 to 12.5%) and overland flow (1.7 to 12.4%). There was a 2.5% increase in the base flow/runoff relationship, but in the annual average streamflow there was a decrease between 3.2 and 15.4%, when the riparian vegetation increased. The dynamics of the hydrologic components, in relation to the riparian vegetation increase, can be applied as a useful supporting tool for water availability.

Research data and measurements of the effect on water balance under riparian buffer changes are lacking in Brazil. Therefore, the results presented here are highly relevant to future research and ecological services using landscape and watershed management in the Mantiqueira Range region, in Brazil. However, in long term studies, for a more accurate result a model that considers the vegetation dynamics in its structure, (e.g., IBIS-Integrated Biosphere Model), should be used.

## REFERENCES

ÁVILA, L. F. **Balço hídrico em um remanescente de Mata Atlântica da Serra da Mantiqueira, MG**. 2011. 178 p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2011.

ÁVILA, L. F. et al. Partição da precipitação pluvial em uma microbacia hidrográfica ocupada por Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira, MG. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 24, n. 3, p. 583-595, 2014.

BRAS, R. L. **Hydrology**: an introduction to hydrologic science. Reading: Addison-Wesley, 1990. 643 p.

BRASIL. **Lei nº 12651**, de 25 de maio de 2012. Dispõe sobre a proteção da vegetação nativa. Brasília, 2012. Available at: <<http://www.jusbrasil.com.br/legislacao/1032082/lei-12651-12>>. Access in: 9 Nov. 2014.

CHU, H. J. et al. Modelling the hydrologic effects of dynamic land-use change using a distributed hydrologic model and a spatial land-use allocation model. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 24, n. 18, p. 2538-2554, 2010.

CUARTAS, L. A. et al. Distributed hydrological modeling of a micro-scale rainforest watershed in Amazonia: model evaluation and advances in calibration using the new HAND terrain model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 462, p. 15-27, Sept. 2012.

CUO, L. et al. Effects of a century of land cover and climate change on the hydrology of the Puget Sound basin. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 23, n. 6, p. 907-933, 2009.

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

FUNDAÇÃO S.O.S. MATA ATLÂNTICA; INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. **Atlas dos remanescentes florestais da Mata Atlântica**: período 2013-2014. São Paulo, 2015. 60 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Carta do Brasil**. Rio de Janeiro, 1973. 1 mapa. Escala: 1:50000.

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

KRUK, N. S. **Sistema hidrometeorológico proposto para previsão de eventos extremos numa microbacia de topografia complexa**. 2008. 189 p. Tese (Doutorado em Engenharia Aeronáutica e Mecânica) - Instituto Tecnológico de Aeronáutica, São José dos Campos, 2008.

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P.; FERNÁNDEZ, J. P. R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, Wien, v. 101, n. 1/2, p. 121-135, 2010.

MENEZES, M. D. et al. Dinâmica hidrológica de duas nascentes, associada ao uso do solo, características pedológicas e atributos físico-hídricos na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Lavrinha-Serra da Mantiqueira (MG). **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 37, n. 82, p. 175-184, 2009.

MENEZES, M. D. D. et al. Solum depth spatial prediction comparing conventional with knowledge-based digital soil mapping approaches. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 71, n. 4, p. 316-323, 2014.

MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, Saint Joseph, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.

NASH, J.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I: a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970.

NEARY, D. G.; ICE, G. G.; JACKSON, C. R. Linkages between forest soils and water quality and quantity. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 258, n. 10, p. 2269-2281, 2009.

OLIVEIRA, A. S. de. **Dinâmica do escoamento em nascentes na região do Alto Rio Grande, MG.** 2011. 130 p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2011.

OLIVEIRA, A. S. de et al. Stream flow regime of springs in the Mantiqueira Mountain Range region, Minas Gerais State. **Cerne**, Lavras, v. 20, n. 3, p. 343-349, jul./set. 2014.

RIBEIRO, M. C. et al. The Brazilian Atlantic Forest: how much is left, and how is the remaining forest distributed?: implications for conservation. **Biological Conservation**, Essex, v. 142, n. 6, p. 1141-1153, 2009.

SALEMI, L. F. et al. Land-use change in the Atlantic rainforest region: consequences for the hydrology of small catchments. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 499, p. 100-109, Aug. 2013.

SALEMI, L. F. et al. Riparian vegetation and water yield: a synthesis. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 454/455, p. 195-202, 2012.

SPAROVEK, G. et al. The revision of the Brazilian Forest Act: increased deforestation or a historic step towards balancing agricultural development and nature conservation? **Environmental Science & Policy**, Easton, v. 16, p. 65-72, Feb. 2012.

SWEENEY, B. W.; NEWBOLD, J. D. Streamside forest buffer width needed to protect stream water quality, habitat, and organisms: a literature review. **Journal of the American Water Resources Association**, Herndon, v. 50, n. 3, p. 560-584, 2014.

SWINBANK, W. C. Long-wave radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 89, n. 381, p. 339-348, 1963.

THANAPAKPAWIN, P. et al. Effects of landuse change on the hydrologic regime of the Mae Chaem river basin, NW Thailand. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 334, n. 1, p. 215-230, 2007.

VIOLA, M. R. et al. Impacts of land-use changes on the hydrology of the grande river basin headwaters, southeastern Brazil. **Water Resources Management**, Oxford, v. 28, n. 13, p. 4537-4550, 2014.

WIGMOSTA, M. S.; NIJSSEN, B.; STORCK, P. The distributed hydrology soil vegetation model. In: SINGH, V. P.; FREVERT, D. K. (Ed.). **Mathematical models of small watershed hydrology and applications**. Colorado: Water Resources, 2002. p. 7-42.

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

ZHAO, P. et al. A spatial multi-criteria planning scheme for evaluating riparian buffer restoration priorities. **Ecological Engineering**, New York, v. 54, p. 155-164, May 2013.

## **CAPÍTULO 5 Respostas hidrológicas de uma bacia hidrográfica de cabeceira às mudanças climáticas projetadas pelo cenário RCP 8.5**

### **RESUMO**

O impacto do cenário de mudanças climáticas RCP 8.5 nas condições de escoamento de uma bacia hidrográfica de cabeceira, localizada na Serra da Mantiqueira, Sudeste do Brasil, foi analisado com base no modelo “*Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*” (DHSVM), forçado com as condições climáticas simuladas para o cenário futuro de mudanças climáticas RCP 8.5. Este cenário foi projetado pelo modelo climático regional Eta-CPTEC/INPE acoplado ao Modelo Climático de Circulação Global (MCG) HadGEM2-ES, nos períodos de 2011–2040, 2041–2070 e 2071–2099, na região da Serra da Mantiqueira. Os resultados deste estudo mostraram que a vazão é bastante sensível ao aumento da temperatura e diminuição da precipitação, ambos projetados para o cenário RCP 8.5. O DHSVM projetou uma redução na vazão mensal entre -20 e -77%, ao longo do século XXI (2011 a 2099), correspondendo a reduções drásticas no comportamento do escoamento e, conseqüentemente, na capacidade de produção de água da região. O impacto das mudanças climáticas precisa ser considerado no planejamento dos recursos hídricos, visto que é cada vez mais plausível a ocorrência de uma crise hídrica na região estudada e medidas estratégicas de mitigação e adaptação devem ser desenvolvidas.

Palavras-chave: Eta-HadGEM2-ES. DHSVM. Mudanças climáticas. Impactos hidrológicos.

## ABSTRACT

The impact of climate change scenario RCP 8.5 on the runoff conditions of a headwater watershed located in the Serra da Mantiqueira range, southeastern Brazil, was analyzed based on the "Distributed Hydrology Soil Vegetation Model" (DHSVM), forced with the simulated weather conditions for future climate change scenario RCP 8.5. This scenario was projected by the Eta-CPTEC/INPE regional climate model coupled to the HadGEM2-ES Global Climate Circulation Model (GCM) for the periods 2011-2040, 2041-2070 and 2071-2099, in the Serra da Mantiqueira region. The results of this study showed that the runoff is very sensitive to rising temperatures and reduced rainfall, both projected for the RCP 8.5 scenario. The DHSVM projected a reduction in the monthly streamflow between -20 and -77% over the twenty-first century (2011-2099), corresponding to drastic reductions in the runoff behavior and consequently the water production capacity of the region. The impact of climate change needs to be considered in the planning of water resources. The occurrence of a water crisis in the region studied is increasingly plausible, and strategic mitigation and adaptation measures should be developed.

Keywords: Eta-HadGEM2-ES. DHSVM. Climate changes. Hydrological impacts.



## 1 INTRODUÇÃO

O sistema climático terrestre é um sistema complexo composto pela interação da atmosfera, hidrosfera, biosfera, e criosfera. O sistema terra-atmosfera possui uma enorme variedade de processos físicos e estas interações determinam o clima, seja em escala regional ou global (VIANELLO; ALVES, 1991).

As mudanças climáticas, associadas ao aumento da concentração dos gases do efeito estufa na atmosfera, podem afetar drasticamente os recursos naturais e a biodiversidade. Os principais gases do efeito estufa de origem antropogênica incluem o dióxido de carbono, metano, óxido nitroso e perfluorcarbonetos. Estes gases aquecem a superfície da Terra porque alguns de seus constituintes absorvem parte da radiação infravermelha emitida, principalmente, pela superfície terrestre e dificultam seu escape para o espaço (HARTMANN, 1994).

Nas últimas décadas, as concentrações dos gases de efeito estufa aumentaram, assim, os modelos climáticos de circulação global (MCG) prevêem que as condições climáticas futuras serão diferentes (BONY et al., 2013; LEUNG; WIGMOSTA, 1999; VIOLA et al., 2015). Algumas consequências notáveis do aquecimento global já estão sendo observadas, como o derretimento de geleiras nos polos e nas montanhas e o aumento do nível do mar e é provável que a maior parte do aquecimento global observado, desde meados do século XX, seja consequência do aumento na concentração de gases do efeito estufa associado às atividades humanas (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE- IPCC, 2013). Portanto, pesquisas sobre a variabilidade climática e os impactos nos sistemas físicos, tais como, clima, recursos hídricos, nível do mar, ecossistemas naturais, distribuição de espécies, saúde humana,

transporte fluvial e desastres naturais, ganham destaque em nível mundial (MARENGO, 2009).

O Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC) foi criado em 1988 pela Organização Mundial de Meteorologia (OMM) e pelo Programa das Nações Unidas para o Ambiente (PNUA) para fornecer avaliações com base científica sobre as mudanças climáticas, os seus impactos e riscos futuros e as opções para adaptação e mitigação.

Desta maneira, os modelos climáticos de circulação global (resolução entre 100 e 300 km) foram desenvolvidos por pesquisadores, em instituições de todo o mundo, para prever as mudanças no clima global, sob uma variedade de cenários futuros e estas previsões contribuem para a estruturação dos relatórios desenvolvidos pelo IPCC. Os modelos climáticos regionais (MCR), também, podem ser destacados, pois fornecem base de dados mais detalhadas sobre uma dada região, em um menor tamanho de grade, sendo assim, estes modelos desempenham a importante função da regionalização (“downscaling”) das simulações oriundas dos MCG.

O quinto relatório do IPCC (AR5) é baseado nos “Representative Concentration Pathways (RCPs)” e estes cenários foram usados para novas simulações com modelos climáticos realizadas no “Coupled Model Intercomparison Project Phase 5” (CMIP5). Em geral, os modelos globais do AR5, quando comparados aos modelos do quarto relatório do IPCC (AR4), apresentaram melhorias na simulação da precipitação, especialmente, para as latitudes tropicais (CHOU et al., 2014a).

No AR5 os cenários não são de emissões como no AR4, mas de concentrações atmosféricas e suas forçantes radiativas. Em decorrência do aumento das emissões acumuladas de CO<sub>2</sub> e outros gases do efeito estufa na atmosfera, durante o século XXI, em todos os RCPs, as concentrações de CO<sub>2</sub> na atmosfera serão maiores em 2100 em comparação com o presente. Os RCPs são

identificados pelo forçamento radiativo total no ano de 2100, ou seja,  $2,6 \text{ Wm}^{-2}$  para o cenário RCP 2.6 (cenário de mitigação),  $4,5 \text{ Wm}^{-2}$  para o cenário RCP 4.5 e  $6,0 \text{ Wm}^{-2}$  para o cenário RCP 6.0 (cenários de estabilização) e  $8,5 \text{ Wm}^{-2}$  para o cenário RCP 8.5 (altas concentrações de gases do efeito estufa) (IPCC, 2013; VUUREN et al., 2011).

De acordo com Riahi et al. (2011), o RCP 8.5 é o cenário mais pessimista. Este cenário combina suposições sobre o alto crescimento populacional e relativamente lento rendimento com modestas taxas de mudanças tecnológicas e melhorias da intensidade do uso energético. Assim, no longo prazo, supõe-se alta demanda de energia e emissões de gases do efeito estufa em razão da ausência de políticas de mudanças climáticas globais.

Projeções climáticas para a América do Sul foram feitas recentemente por Chou et al. (2014a). Estes autores avaliaram as simulações do modelo Eta-CPTEC/INPE acoplado a três Modelos Climáticos de Circulação Global: o HadGEM2-ES, BESM e MIROC5 (modelos usados no AR5) para o período de 1961 a 1990 (tido como clima presente). Este período presente foi comparado à climatologia disponível pelo Instituto Nacional de Meteorologia–INMET. Em geral, as simulações reproduziram as características climatológicas sobre a América do Sul.

Chou et al. (2014b), também, avaliaram quatro simulações sobre a América do Sul, baseadas no modelo Eta (para downscaling) forçado pelos modelos climáticos globais HadGEM2-ES e o MIROC5. Mudanças climáticas futuras foram avaliadas com os cenários futuros RCP 8.5 e RCP 4.5. O Eta-HadGEM2-ES foi mais sensível ao aumento dos gases do efeito estufa, assim, mudanças climáticas futuras com maior impacto foram observadas com o Eta-HadGEM2-ES quando comparado ao Eta-MIROC5. As séries de temperatura mostraram que as tendências de aquecimento são maiores nas simulações com o Eta-HadGEM2-ES, com previsão de diminuição da precipitação no Brasil

Central, enquanto o Eta-MIROC5 expande a área de aumento da precipitação do Sul em direção ao Sudeste do Brasil.

O *Distributed Hydrology Soil Vegetation Model* (DHSVM) é um modelo físico-distribuído testado e validado em áreas montanhosas em Montana, EUA, na bacia hidrográfica Middle Fork Flathead (WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994). Em uma visão geral, os efeitos das mudanças climáticas nos recursos hídricos já foram estudados utilizando o DHSVM com diferentes downscaling de dados de mudanças climáticas (DICKERSON-LANGE; MITCHELL, 2014; LEUNG; WIGMOSTA, 1999; SAFEEQ; FARES, 2012). Assim, tem-se que o DHSVM foi aplicado, para previsão de vazões em bacias do Igarapé Asu (áreas de drenagem de 0,95, 6,58 e 12,43 km<sup>2</sup>), na Amazônia Central (CUARTAS et al., 2012) e do rio Bocaina (área de drenagem de 251,36 km<sup>2</sup>), no estado de São Paulo (KRUK et al., 2009). No entanto, no Brasil, este é o primeiro trabalho aplicado a mudanças climáticas, variabilidade e projeções na vazão anual e mensal de uma bacia hidrográfica de cabeceira, utilizando este modelo.

Nesse contexto, foram avaliados os impactos hidrológicos na vazão da bacia hidrográfica Lavrinha, utilizando as simulações do DHSVM, associado ao cenário climático futuro RCP 8.5 (com forçante radiativa de 8,5 W m<sup>-2</sup>) projetado pelo modelo climático regional Eta/HadGEM2-ES.

## **2 MATERIAL E MÉTODOS**

### **2.1 Área de estudo**

A Bacia Hidrográfica Lavrinha (BHL) tem uma área de drenagem de 6,76 km<sup>2</sup> e está localizada na serra da Mantiqueira, sudeste de Minas Gerais, na bacia do Alto Rio Grande, que é um importante rio para a geração de energia elétrica. Portanto, as condições hidrológicas das bacias desta região são informações fundamentais, assim, as possíveis mudanças climáticas projetadas por modelos são de grande importância.

A BHL situa-se entre as coordenadas 22° 06' S e 22° 08' de latitude sul e 44° 26' e 44° 28' de longitude oeste. O Modelo Digital de Terreno (MDT) da BHL, com resolução de 30 metros, está apresentado na Figura 1.

Com precipitação média próxima a 2045 mm por ano, observada entre 2006 e 2010, a BHL tem estação chuvosa entre os meses de Outubro e Março e a estação seca entre os meses de Abril e Setembro. O clima nesta bacia, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Cwb (mesotérmico) (MELLO et al., 2012). A classe de solos predominante é o Cambissolo Háptico e a maior parte do solo é coberta por Mata Atlântica (MENEZES et al., 2014).

### **2.2 Projeções climáticas para o estudo**

As projeções climáticas para a BHL foram obtidas de Chou et al. (2014 a,b). Estes autores utilizaram a versão adaptada do modelo regional Eta-CPTEC/INPE obtida de Mesinger et al. (2012). Os dados climáticos disponibilizados para este estudo (CPTEC/INPE) foram obtidos do modelo regional Eta-CPTEC/INPE, aninhado ao MCG (Modelo Climático de Circulação Global) HadGEM2-ES (Hadley Centre Global Environmental Model), para

simular o clima presente (1961 a 1990) e o cenário climático futuro RCP 8.5, ao longo do século XXI (2011 a 2099), para toda a América do Sul.

Para análise do desempenho do modelo Eta/HadGEM2-ES, o clima presente, simulado pelo Eta/HadGEM2-ES, no período de 1961-1990, foi comparado aos valores observados (normais climatológicas do Instituto Nacional de Meteorologia-INMET (RAMOS; SANTOS; FORTES, 2009) de precipitação e temperatura (médias trimestrais). As estações próximas e com altitudes semelhantes à região estudada são: Barbacena-B (Código: 83689), São Lourenço-SL (Código: 83736) e Campos do Jordão-CJ (Código: 83714) (Figura 1). Após verificação do clima presente simulado, obteve-se a projeção futura da vazão simulada para os períodos de 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2099.

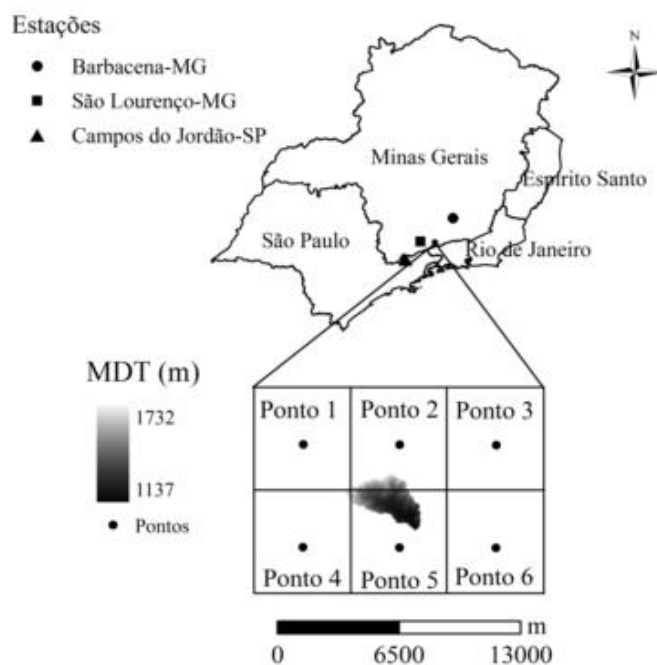


Figura 1 Localização das estações (INMET), do MDT e das células de grade e respectivos pontos do modelo Eta/HadGEM2-ES projetados sobre a região da BHL

### 2.3 Simulações hidrológicas

Os dados climáticos simulados pelo modelo Eta/HadGEM2-ES foram disponibilizados em intervalos de 3 horas. Assim, o Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) foi alimentado, neste mesmo intervalo, com as variáveis atmosféricas, temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), umidade relativa (%), velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ), precipitação (m) e radiação de ondas curtas e ondas longas incidentes ( $\text{W m}^{-2}$ ), projetados pelo modelo climático Eta/HadGEM2-ES com resolução espacial de 5 km. O esquema de interpolação dos dados climáticos utilizados no DHSVM foi o “INVIDIST”. Este esquema calcula as médias ponderadas das variáveis atmosféricas dos pontos, levando em consideração o inverso da sua distância. Como a BHL se encontra sob influência de seis células de grade, foram extraídos os dados climáticos dos pontos centrais das células para alimentar o DHSVM. A Figura 1 apresenta as células de grade e os seus respectivos pontos.

Neste estudo, o tamanho da célula de grade no DHSVM é de 30 x 30 m; o modelo foi calibrado e validado com base em dados médios diários de vazão observada na BHL (período de 2006-2010). Maiores detalhes sobre a área de estudo, informações geográficas, parâmetros de solo e vegetação e calibração e validação do DHSVM podem ser verificados nos Capítulos 2 e 3.

### 2.4 Cenário futuro de mudanças climáticas RCP 8.5

Até o final do século XXI, em relação ao  $\text{CO}_2$  equivalente, as concentrações nos RCPs 2.6, 4.5, 6.0, e 8.5 correspondem, aproximadamente, a 490, 650, 850 e 1370 ppm, respectivamente (VUUREN et al., 2011). Assim, o RCP 8.5 representa o mais elevado cenário de todos os RCPs em termos de emissões dos gases do efeito estufa (IPCC, 2013). As emissões dos gases do

efeito estufa no cenário RCP 8.5 continuam a subir até o final do século XXI como resultado da alta intensidade do setor de energia; e, também, em virtude do aumento da população associada à alta demanda por alimentos (RIAHI et al., 2011).

## **2.5 Modelo Climático Global HadGEM2-ES e Modelo Regional Eta/CPTEC/INPE**

A configuração física do modelo HadGEM2-ES é derivada baseado no modelo HadGEM1, no entanto, o modelo HadGEM2-ES é mais completo e sofisticado, possuindo um componente atmosférico de 38 níveis, com uma resolução de 1,274° de latitude e 1,875° de longitude. O componente oceânico tem 40 níveis na vertical e, na horizontal, a resolução varia a partir de 1/3° nos trópicos a 1° grau nas latitudes maiores do que 30° (COLLINS et al., 2011).

O HadGEM2-ES tem esquema de vegetação dinâmica com representação do ciclo do carbono. Também é incluído neste modelo a química da atmosfera e o modelo de aerossol com carbono orgânico e representação da poeira. Assim, o foco do HadGEM2-ES está nos ecossistemas terrestres e oceânicos, na composição da fase gasosa e aerossol e nas interações entre esses componentes. Informações detalhadas sobre a estrutura física e matemática do HadGEM2-ES podem ser obtidas em Collins et al. (2011).

Para o downscaling das simulações, realizadas pelo modelo HadGEM2-ES, foi aplicado o modelo regional Eta-CPTEC/INPE, na região da BHL. O modelo regional Eta foi desenvolvido pelo National Center for Environment Prediction (NCEP) e instalado no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) (BLACK, 1994; MESINGER et al., 1988). A versão do modelo (Eta-CPTEC/INPE), utilizada neste estudo, foi desenvolvida para



estudos de mudanças climáticas na América do Sul (CHOU et al., 2012; PESQUERO et al., 2010).

As equações deste modelo são discretizadas na grade E de Arakawa, onde a distância entre dois pontos adjacentes de massa ou de vento define a resolução da grade. A dinâmica do modelo é desenvolvida na coordenada vertical eta ( $\eta$ ), as superfícies desta coordenada são aproximadamente horizontais, o que reduz os erros nos cálculos obtidos com base em derivadas horizontais. Este modelo apresenta grade de equações primitivas e as variáveis prognósticas do modelo são temperatura, vento (componente zonal e meridional), pressão à superfície, energia cinética turbulenta e hidrometeoros das nuvens.

O modelo Eta trata os processos físicos de subgrade por meio de esquemas de parametrizações, tais como: radiação de ondas longas (FELS; SCHWARZKOPF, 1975), radiação de ondas curtas (LACIS; HANSEN, 1974), troca vertical turbulenta (MELLOR; YAMADA, 1982), chuvas convectivas (JANJIC, 1994). As trocas de energia entre solo-vegetação-atmosfera são resolvidas pelo modelo de superfície terrestre, conhecido como NOAH (CHEN; JANJIC; MITCHELL, 1997; EK et al., 2003).

A área deste estudo foi coberta com 6 pontos na horizontal correspondendo à resolução horizontal de 5 km. A atmosfera é representada na vertical até o nível de pressão de 25 hPa com 38 níveis. Maiores informações, a respeito do modelo Eta/HadGEM2-ES e da modelagem das mudanças climáticas na América do Sul, podem ser obtidos nos estudos desenvolvidos por Chou et al. (2014a, 2014b).

## 2.6 DHSVM

O Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) é um modelo hidrológico distribuído, fisicamente baseado, que fornece uma representação dinâmica integrada dos processos da bacia na escala espacial descrita pelo Modelo Digital de Terreno (MDT). O modelo fornece soluções simultâneas das equações de balanço de água e energia, a cada passo de tempo, para cada célula de grade na bacia (WIGMOSTA; NIJSSEN; STORCK, 2002; WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994). A versão deste modelo empregada foi a 3.1.2.

O DHSVM utiliza um módulo de vegetação de duas camadas (dossel superior e dossel inferior), para o cálculo da evapotranspiração, usando a equação de Penman-Monteith. A superfície do solo pode receber água da precipitação, precipitação interna ou escoamento superficial das células adjacentes. A taxa máxima de infiltração determina a quantidade máxima de água que pode ser infiltrada a cada passo de tempo. O movimento da água no solo não saturado é simulado, usando um modelo de solo de várias camadas e cada camada da vegetação pode extrair água de uma ou mais camadas do solo. A percolação é calculada pela lei de Darcy, usando a equação de Brooks-Corey para estimar a condutividade hidráulica. O escoamento superficial é gerado por mecanismos de saturação e excesso de infiltração. Wigmosta, Vail e Lettenmaier (1994) apresentaram as equações do DHSVM em detalhe.

### 3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

#### 3.1 Projeções do modelo Eta/HadGEM2-ES

As Tabelas 1 e 2 mostram as coordenadas dos pontos (P1, P2, P3, P4, P5 e P6) das células de grade do modelo Eta/HadGEM2-ES e das estações de Campos do Jordão (CJ), São Lourenço (SL) e Barbacena (B), as quais são as mais próximas e com condições climáticas semelhantes àquelas observadas na BHL. As estações de Barbacena e Campos do Jordão foram as que apresentaram, respectivamente, dados observados de precipitação e temperatura mensal mais próximos daqueles simulados pelo modelo Eta/HadGEM2-ES para o período de 1961-1990.

Os valores simulados e observados mostraram que a estação chuvosa apresenta valores máximos trimestrais de precipitação e temperatura durante o verão (DJF). Já a estação seca apresenta valores mínimos trimestrais de precipitação e temperatura durante o inverno (JJA). Estes resultados sugerem que os dados médios trimestrais de precipitação e temperatura projetados pelo modelo Eta/HadGEM2-ES foram capazes de capturar os padrões de variações sazonais durante o período de 30 anos (1961 a 1990) (Tabelas 1 e 2).

Em razão da natureza complexa e não linear do sistema, são muitas as incertezas envolvidas neste estudo. Chou et al. (2014a), também, mostraram que, nas regiões de topografia complexa, ou nas florestas de difícil acesso, os erros das simulações climáticas estão associados à escassa distribuição de dados observados no Brasil. No entanto, as avaliações das simulações do Eta aninhado aos MCGs (HadGEM2-ES, BESM e MIROC5), no período de 1961-1990, mostraram que o Eta/HadGEM2-ES apresentou um bom desempenho nas estações de verão (DJV) e inverno (JJA) no Centro-Sul do Brasil.

Apesar das limitações discutidas, as mudanças climáticas simuladas pelo Eta/HadGEM2-ES foram consideradas razoavelmente adequadas para um melhor entendimento dos impactos projetados pelo cenário RCP 8.5 na resposta hidrológica da BHL.

Tabela 1 Precipitação média trimestral (mm) dos pontos do modelo Eta/HadGEM2-ES (P1, P2, P3, P4, P5 e P6) e das estações do INMET, no período de 1961-1990 (clima presente)

<b>Local</b>	<b>Lat.</b>	<b>Lon.</b>	<b>Alt. (m)</b>	<b>DJF</b>	<b>MAM</b>	<b>JJA</b>	<b>SON</b>
<b>P1</b>	22° 06'	44° 30'	1587,1	146,3	62,2	48,1	112,0
<b>P2</b>	22° 06'	44° 27'	1453,2	200,5	87,0	56,9	138,4
<b>P3</b>	22° 06'	44° 24'	1442,1	188,4	84,5	56,7	134,4
<b>P4</b>	22° 09'	44° 30'	1534,9	171,5	76,1	48,9	123,5
<b>P5</b>	22° 09'	44° 27'	1443,1	191,2	85,5	52,6	133,5
<b>P6</b>	22° 09'	44° 24'	1440,4	179,2	78,6	51,9	126,4
<b>CJ</b>	22° 45'	44° 36'	1642,0	290,6	123,9	50,7	152,3
<b>SL</b>	22° 06'	45° 01'	953,2	264,1	101,4	30,6	131,0
<b>B</b>	21° 15'	43° 46'	1126,0	225,1	78,9	21,9	140,9

Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF)-verão, Março, Abril e Maio (MAM)-outono, Junho, julho e Agosto (JJA)-inverno e Setembro, Outubro e Novembro (SON)-primavera.

Tabela 2 Temperatura média trimestral (°C) dos pontos do modelo Eta/HadGEM2-ES (P1, P2, P3, P4, P5 e P6) e das estações do INMET, no período de 1961-1990 (clima presente)

<b>Local</b>	<b>Lat.</b>	<b>Lon.</b>	<b>Alt. (m)</b>	<b>DJF</b>	<b>MAM</b>	<b>JJA</b>	<b>SON</b>
<b>P1</b>	22° 06'	44° 30'	1587,1	16,7	14,9	12,2	15,5
<b>P2</b>	22° 06'	44° 27'	1453,2	17,5	15,6	12,9	16,2
<b>P3</b>	22° 06'	44° 24'	1442,1	17,5	15,6	12,9	16,1
<b>P4</b>	22° 09'	44° 30'	1534,9	17,1	15,2	12,6	15,9
<b>P5</b>	22° 09'	44° 27'	1443,1	17,7	15,7	13,1	16,4
<b>P6</b>	22° 09'	44° 24'	1440,4	17,6	15,6	13,0	16,2
<b>CJ</b>	22° 45'	44° 36'	1642,0	17,1	14,4	10,3	14,7
<b>SL</b>	22° 06'	45° 01'	953,2	22,1	19,1	15,1	20,1
<b>B</b>	21° 15'	43° 46'	1126,0	20,1	18,1	15,3	18,0

Dezembro, Janeiro e Fevereiro (DJF)-verão, Março, Abril e Maio (MAM)-outono, Junho, julho e Agosto (JJA)-inverno e Setembro, Outubro e Novembro (SON)-primavera.

Na Tabela 3 é possível observar que as médias anuais de temperatura e precipitação (totais), projetadas pelo modelo Eta/HadGEM2-ES no cenário RCP 8.5, mostraram, respectivamente, aumento e redução ao longo do século XXI, nos pontos P1, P2, P3, P4, P5 e P6. Os resultados médios anuais indicaram que até o final do século XXI o aquecimento alcançou 7°C (+46,7%) e a precipitação foi reduzida em até 479 mm (-35,0%), quando comparado ao clima presente (1961 a 1990).

Nesta pesquisa, as variações de temperatura e precipitação durante 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2099 (cenário futuro RCP 8.5) são consistentes com as tendências mostradas no estudo de Chou et al. (2014b), projetadas pelo modelo climático regional Eta/HadGEM2-ES, para a região sudeste do Brasil. Estes autores, também, sugerem que a grande redução de precipitação nesta região, principalmente durante dezembro, janeiro e fevereiro, pode estar associada com a diminuição tanto da frequência de ocorrência quanto da intensidade de

episódios associados às ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), no verão. A redução da frequência de ocorrência e atividade da ZCAS, também, está de acordo com a intensificação da alta pressão subtropical o que pode bloquear a passagem de frentes frias.

Tabela 3 Mudanças nas médias anuais da temperatura (Temp.) e precipitação total (Precip.) projetadas pelo modelo Eta/HadGEM2-ES para o cenário futuro RCP 8.5 em relação ao clima presente (1961 a 1990)

Ponto	Cenário futuro (RCP 8.5)					
	2011 a 2040		2041 a 2070		2071 a 2099	
	Temp. (°C)	Precip. (mm)	Temp. (°C)	Precip. (mm)	Temp. (°C)	Precip. (mm)
P1	18 (+20,0%)	865 (-21,8%)	19 (+26,7%)	939 (-15,1%)	21 (+40,0%)	813 (-26,5%)
P2	18 (+12,5%)	1060 (-26,8%)	20 (+25,0%)	1154 (-20,3%)	22 (+37,5%)	947 (-34,6%)
P3	18 (+12,5%)	1000 (-27,0%)	20 (+25,0%)	1087 (-20,7%)	22 (+37,5%)	891 (-35,0%)
P4	18 (+20,0%)	961 (-23,7%)	19 (+26,7%)	1046 (-17,0%)	22 (+46,7%)	882 (-30,0%)
P5	19 (+18,8%)	1030 (-25,8%)	20 (+25,0%)	1126 (-18,9%)	22 (+37,5%)	927 (-33,2%)
P6	18 (+12,5%)	964 (-26,3%)	20 (+25,0%)	1055 (-19,3%)	22 (+37,5%)	865 (-33,9%)

### 3.2 Simulação hidrológica com o DHSVM

A vazão média anual observada na BHL foi de  $0,25 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  durante o período de 2006 a 2010. Neste estudo a vazão média anual simulada pelo DHSVM foi de  $0,16 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  durante o período de 1961-1990 (clima presente). Portanto, apesar das comparações das vazões médias anuais serem em períodos distintos, a subestimativa das vazões simuladas pode ter ocorrido e,

consequentemente, há incertezas nestas simulações. Na Tabela 1, a subestimativa da precipitação simulada durante o verão (DJF) corrobora essas afirmações.

Durante o período de 1961-1990, o deflúvio médio anual foi de 753 mm. Para o cenário futuro RCP 8.5, durante os períodos de 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2099, as vazões médias anuais foram, respectivamente, de  $0,06 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (282 m m),  $0,07 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (330 m m) e  $0,05 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  (235 mm), ou seja, uma redução de 63, 56 e 69%, respectivamente, em comparação ao período de 1961-1990. Estas reduções produziram impactos muito severos na disponibilidade de água da região como um todo e, consequentemente, na geração de energia elétrica desta região.

As vazões e precipitações médias mensais simuladas pelo DHSVM na BHL para 1961-1990 (clima presente), 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2099 (cenário futuro), estão apresentadas nas Figuras 2, 3, 4 e 5. A sazonalidade da vazão média mensal, para todos os períodos, manteve-se coerente com a sazonalidade da precipitação média mensal. Em geral, as máximas vazões simuladas situaram-se entre outubro a março e as mínimas entre os meses de abril a setembro (Figuras 2, 3, 4 e 5).

No cenário futuro RCP 8.5 (2011 a 2040, 2041 a 2070 e 2071 a 2099), somente nos meses de junho e julho, a precipitação mostrou aumento entre 8 e 63%. Para os outros meses do ano a precipitação e vazão mensais evidenciaram a mesma tendência de redução na média em relação ao clima presente (Figuras 3, 4 e 5).

Quanto ao clima presente, as projeções futuras das vazões médias mensais simuladas mostraram uma diminuição de até 65% (abril), 68% (janeiro) e 77% (janeiro) durante os períodos de 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2099 (cenário futuro RCP 8.5), respectivamente. Portanto, os maiores impactos

hidrológicos na BHL poderiam ocorrer no final do século XXI (2071 a 2099) (Figuras 3, 4 e 5).

Os resultados, também, mostraram que a hidrologia da BHL é fortemente influenciada pela estação úmida. Sendo assim, os efeitos das mudanças na estação seca foram menos pronunciados do que na estação chuvosa (Figuras 3, 4 e 5).

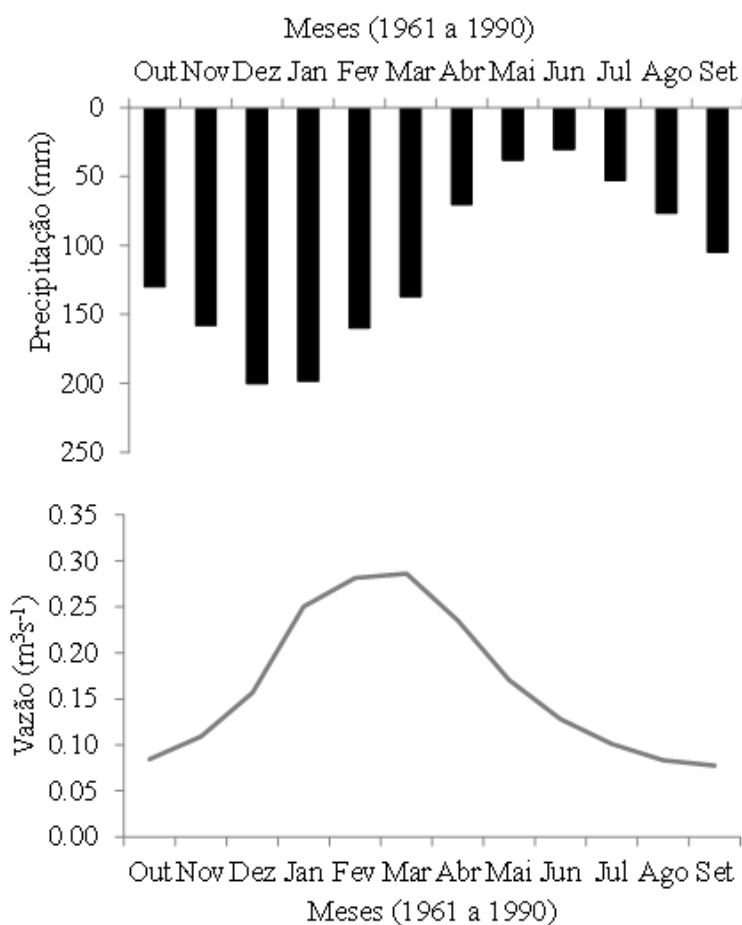


Figura 2 Médias mensais de precipitação e vazão simuladas pelo DHSVM na BHL, para o clima presente (1961 a 1990), simulado pelo modelo Eta/HadGEM2-ES



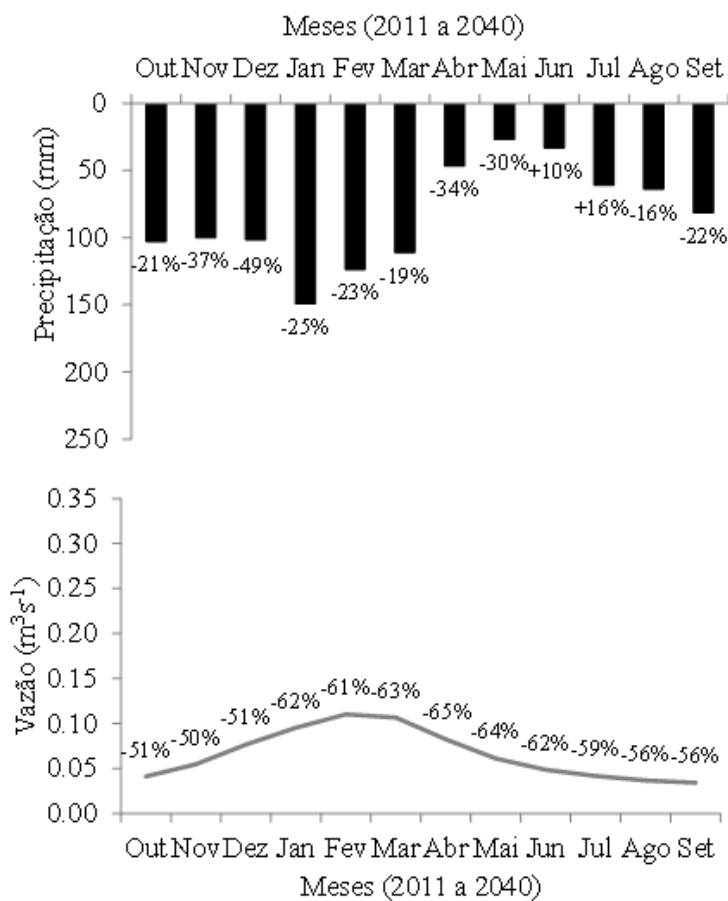


Figura 3 Médias mensais de precipitação e vazão simuladas pelo DHSVM na BHL, para a projeção futura do clima (2011 a 2040), simulada pelo modelo Eta/HadGEM2-ES (cenário de mudança climática RCP 8.5)

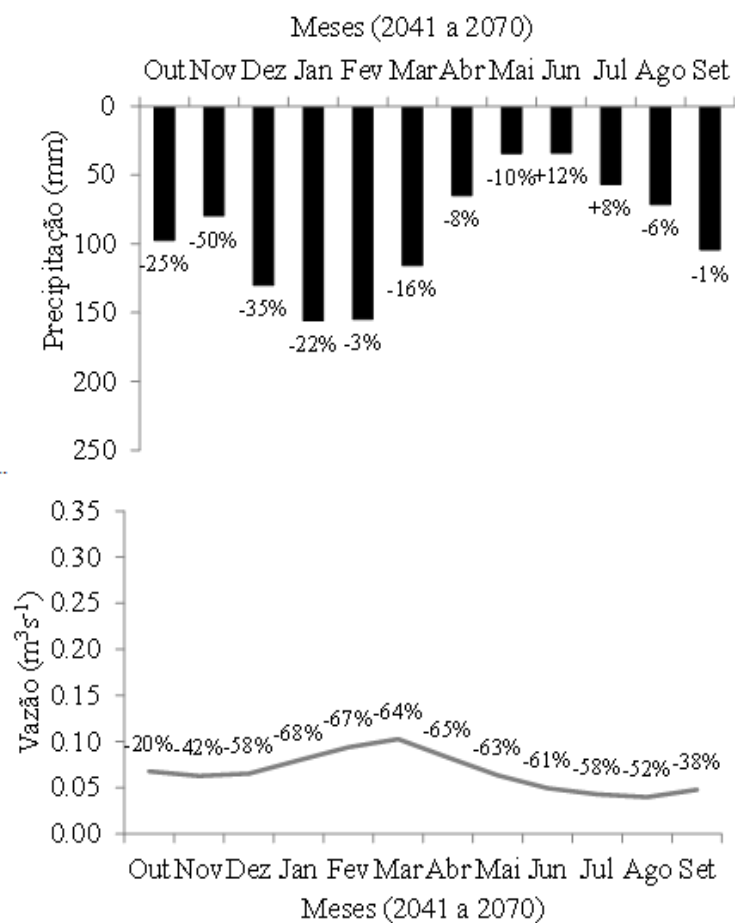


Figura 4 Médias mensais de precipitação e vazão, simuladas pelo DHSVM na BHL, para a projeção futura do clima (2041 a 2070), simulada pelo modelo Eta/HadGEM2-ES (cenário de mudança climática RCP 8.5)

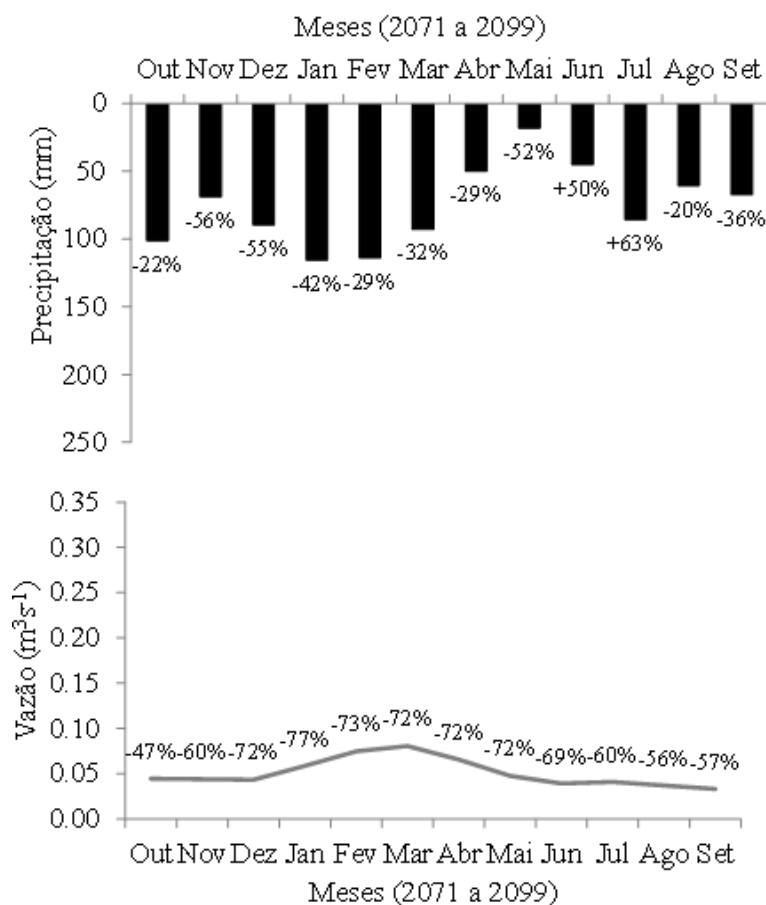


Figura 5 Médias mensais de precipitação e vazão, simuladas pelo DHSVM na BHL, para a projeção futura do clima (2071 a 2099), simulada pelo modelo Eta/HadGEM2-ES (cenário de mudança climática RCP 8.5)

Na Tabela 4 (a e b) foi analisado o balanço hídrico vertical médio mensal (P-ET), simulado pelo DHSVM, durante os períodos de 1961-1990 (clima presente), 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2099 (cenário climático futuro RCP 8.5). Para o clima presente, em alguns meses do período seco (abril, maio, junho e julho), o balanço hídrico vertical indicou déficit hídrico. No entanto, os resultados, ao longo do século XXI (cenário RCP 8.5), apresentaram diferentes

sinais de déficit hídrico mensal. Essas misturas de sinais nas mudanças do balanço hídrico vertical mensal destacam as incertezas nas avaliações destas simulações, principalmente, nas médias de P-ET dos meses de junho e julho.

Em comparação ao período de 1961-1990, os resultados da Tabela 4 (a e b) indicaram que, no geral, ocorreu aumento da fração de precipitação mensal convertida para evapotranspiração até o final do século XXI (cenário climático RCP 8.5). Estes resultados corroboram com as percentagens das Figuras 3, 4 e 5 que indicaram menor disponibilidade de água, correspondendo a reduções drásticas no comportamento do escoamento da BHL, principalmente, no período de 2071-2099.

Tabela 4 Médias mensais de precipitação (P) e evapotranspiração (E), simuladas pelo DHSVM na BHL, para o clima presente (1961 a 1990) e cenário climático futuro RCP 8.5, simulados pelo modelo Eta/HadGEM2-ES

**(a)**

Mês	1961-1990 (clima presente)			2011-2040 (RCP 8.5)		
	P (mm)	ET (mm)	P-ET (mm)	P (mm)	ET (mm)	P-ET (mm)
Out	130,0	106,8	23,2	102,8	80,1	22,7
Nov	158,0	103,6	54,4	100,1	79,8	20,3
Dez	200,2	126,1	74,1	101,6	97,9	3,7
Jan	198,4	129,2	69,1	149,3	104,5	44,8
Fev	159,9	113,6	46,3	123,7	103,2	20,5
Mar	137,2	107,6	29,5	111,0	101,7	9,3
Abr	70,3	88,7	-18,4	46,7	72,5	-25,8
Mai	38,1	79,2	-41,1	26,9	50,3	-23,4
Jun	30,2	42,3	-12,1	33,3	27,9	5,4
Jul	52,7	55,8	-3,1	61,1	45,2	15,9
Ago	76,4	61,8	14,6	63,9	65,1	-1,2
Set	104,9	85,9	19,0	81,5	67,7	13,8

“Tabela 4, conclusão”

**(b)**

Mês	2041-2070 (RCP 8.5)			2071-2099 (RCP 8.5)		
	P (mm)	ET (mm)	P-ET (mm)	P (mm)	ET (mm)	P-ET (mm)
Out	97,5	89,8	7,7	101,2	76,0	25,2
Nov	79,6	74,8	4,9	68,9	74,3	-5,4
Dez	130,1	98,0	32,0	89,6	77,2	12,4
Jan	155,6	111,0	44,6	115,6	87,5	28,2
Fev	154,8	119,6	35,2	113,9	95,6	18,3
Mar	115,8	116,1	-0,3	92,9	88,4	4,5
Abr	64,8	84,5	-19,7	50,0	66,9	-16,9
Mai	34,3	66,1	-31,9	18,2	35,5	-17,3
Jun	33,9	33,6	0,3	45,2	28,9	16,3
Jul	56,7	48,8	7,9	85,8	60,2	25,6
Ago	71,5	61,3	10,2	60,8	63,5	-2,8
Set	104,2	74,6	29,6	67,4	65,5	1,9

Safeeq e Fares (2012) estudaram a sensibilidade climática das componentes hidrológicas em uma bacia hidrográfica do Havaí-Estados Unidos (área de drenagem de 13,84 km<sup>2</sup>), utilizando o DHSVM. Estes autores simularam a resposta hidrológica, por 43 anos, levando em consideração cenários futuros do AR4. Para o cenário climático A1F1 (alta emissão de gases de efeito estufa), foi verificado que o aumento da temperatura média do ar de 6,4°C reduziu 2,5% da vazão anual, e uma diminuição de 20% da precipitação resultou em um declínio de até 50% na vazão anual da bacia hidrográfica.

Outros autores como Dickerson-Lange e Mitchell (2014), também, combinaram três cenários futuros de MCGs do AR4 (GISS\_B2, Echam\_A2 e IPSL\_A2) com o DHSVM, para simular o impacto das mudanças climáticas na bacia do rio Nooksack, no estado de Washington-Estados Unidos (área de drenagem de 2000 km<sup>2</sup>). Foi verificado o período de 2000 a 2075 e as projeções de clima futuro indicaram aumento da temperatura média mensal no verão de até

5,2°C e variação nas mudanças da precipitação nas diferentes estações do ano. A vazão futura simulada indicou aumento no inverno de até 88% e diminuição no verão de até 50%.

Viola et al. (2015), também, avaliaram as possíveis mudanças hidrológicas na bacia hidrográfica do Rio Grande, no estado de Minas Gerais, Brasil. Este estudo abrangeu uma área maior (bacias com área de drenagem de 2095, 2080, 7325 e 4178 km<sup>2</sup>). Nas simulações hidrológicas, foi utilizado o modelo Lavras Simulation of Hydrology (LASH), associado ao modelo climático Eta/HadCM3, para o cenário climático A1B (AR4) no século XXI. Embora o estudo citado tenha sido feito na mesma região de estudo desta tese, os resultados de ambas as pesquisas indicaram tendências hidrológicas distintas. Entre 2011 e 2040, os resultados de Viola et al. (2015) mostraram que poderá ocorrer redução do escoamento anual. Todavia, a partir de 2041 as projeções indicaram que poderá ocorrer forte incremento do escoamento médio anual com o aumento da precipitação ao longo do século XXI (MARENGO et al., 2012).

É válido ressaltar que o cenário climático futuro A1B (AR4) pode ser considerado como um cenário intermediário entre os cenários A2 (alta emissão de gases de efeito estufa) e B2 (baixa emissão de gases de efeito estufa). Neste estudo, foi utilizado o cenário climático futuro RCP 8.5 (AR5) que apresenta forçamento radiativo aproximadamente correspondente ao cenário A2 (AR4). Portanto, as diferenças no comportamento da tendência hidrológica deste estudo (Eta/HadGEM2-ES\_RCP 8.5), em relação ao verificado por Viola et al. (2015) (Eta/HadCM3\_A1B), destacam a necessidade do desenvolvimento de mais estudos regionais utilizando diferentes MCGs para projeções climáticas de diferentes cenários futuros.

Finalmente, no presente estudo, a redução nas vazões médias mensais e anuais é em virtude do acréscimo e redução nas médias mensais de temperatura e precipitação na região deste estudo. Estas mudanças das vazões (na

microescala), que dependem da temperatura e precipitação futura, apresentam um alto grau de incertezas. No entanto, apesar das incertezas das projeções simuladas, os resultados apresentados fornecem um indicativo de como as condições hidrológicas da BHL podem sofrer alterações em um possível cenário futuro pessimista.

Em geral, os resultados apresentados indicam drásticas mudanças na resposta hidrológica da BHL em todos os meses do ano e na média anual. Portanto, deve-se destacar aqui que a mitigação dos gases do efeito estufa é uma importante meta a ser considerada para o futuro dos recursos hídricos nesta região.

#### **4 CONCLUSÕES E SUGESTÕES**

Em relação ao clima presente na região da BHL, os resultados simulados anuais de temperatura e precipitação até o final do século XXI mostraram aumento e redução nos valores médios de até 46,7% e 35,0%, respectivamente.

No cenário climático futuro RCP 8.5, as alterações projetadas ao longo do século XXI resultaram em redução média anual e mensal da vazão de até 69 e 77%, respectivamente. O período projetado de 2071-2099 foi considerado o mais crítico quando comparado ao clima presente. Sendo assim, a diminuição da concentração de chuvas e o aumento da temperatura do ar podem comprometer a geração de energia e a disponibilidade hídrica na região da BHL.

Com estes resultados será possível, futuramente, avaliar as incertezas da previsão hidrológica na BHL utilizando outros MCGs para projeções climáticas. Assim, haverá a possibilidade de se obter mais previsões de um conjunto, para estimativa de incerteza dos valores previstos. Em estudos posteriores, para uma melhor análise da vulnerabilidade quanto aos impactos projetados, sugere-se, também, o desenvolvimento de simulações hidrológicas abrangendo outros cenários climáticos futuros.



## REFERÊNCIAS

BLACK, T. L. The new NMC mesoscale Eta model: description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, Boston, v. 9, n. 2, p. 265-278, 1994.

BONY, S. et al. Carbon dioxide and climate: perspectives on a scientific assessment. In: \_\_\_\_\_. **Climate science for serving society**. Wageningen: Springer Netherlands, 2013. p. 391-413.

CHEN, F.; JANJIĆ, Z.; MITCHELL, K. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. **Boundary-Layer Meteorology**, Dordrecht, v. 85, n. 3, p. 391-421, 1997.

CHOU, S. C. et al. Assessment of climate change over South America under RCP 4.5 and 8.5 downscaling scenarios. **American Journal of Climate Change**, Bethesda, v. 3, n. 5, p. 512-525, 2014a.

CHOU, S. C. et al. Downscaling of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 38, n. 3/4, p. 635-653, 2012.

CHOU, S. C. et al. Evaluation of the Eta simulations nested in three global climate models. **American Journal of Climate Change**, Bethesda, v. 3, n. 5, p. 438-454, 2014b.

COLLINS, W. J. et al. Development and evaluation of an Earth-system model-HadGEM2. **Geoscientific Model Development**, Washington, v. 4, n. 4, p. 1051-1075, 2011.

CUARTAS, L. A. et al. Distributed hydrological modeling of a micro-scale rainforest watershed in Amazonia: model evaluation and advances in calibration using the new HAND terrain model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 462, p. 15-27, Sept. 2012.

DICKERSON-LANGE, S.; MITCHELL, R. Modeling the effects of climate change projections on streamflow in the Nooksack River basin, Northwest Washington. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 28, n. 20, p. 5236-5250, 2014.

EK, M. B. et al. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Washington, v. 108, n. D22, p. 12/1-12/16, 2003.

FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation: a new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Dordrecht, v. 32, n. 7, p. 1475-1488, 1975.

HARTMANN, D. L. **Global physical climatology**. San Diego: Academic, 1994. 134 p.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. Summary for policymakers. In: \_\_\_\_\_. **Climate change 2013: the physical science basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 571 p.

JANJIC, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 122, n. 5, p. 927-945, 1994.

KRUK, N. S. et al. Análise de sensibilidade do modelo hidrológico distribuído DHSVM aos parâmetros de vegetação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 14, n. 1, p. 75-84, 2009.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, Dordrecht, v. 31, n. 1, p. 118-133, 1974.

LEUNG, L. R.; WIGMOSTA, M. S. Potential climate change impacts on mountain watersheds in the Pacific Northwest. **Journal of the American Water Resources Association**, Herndon, v. 35, n. 6, p. 1463-1471, 1999.

MARENGO, J. A. Mudanças climáticas: detecção e cenários futuros para o Brasil até o final do século XXI. In: CAVALCANTI, I. F. A. et al. (Ed.). **Tempo e clima**. São Paulo: Oficina de textos, 2009. cap. 16, p. 243-256.

MARENGO, J. A. et al. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná River basins. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 38, n. 9/10, p. 1829-1848, 2012.

MELLO, C. R. D. et al. Sea surface temperature (SST) and rainfall erosivity in the Upper Grande River Basin, Southeast Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 36, n. 1, p. 53-59, jan./fev. 2012.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics**, Amsterdam, v. 20, n. 4, p. 851-875, 1982.

MENEZES, M. D. D. et al. Solum depth spatial prediction comparing conventional with knowledge-based digital soil mapping approaches. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 71, n. 4, p. 316-323, 2014.

MESINGER, F. et al. The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 116, n. 7, p. 1493-1518, 1988.

MESINGER, F. et al. An upgraded version of the Eta model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, Dordrecht, v. 116, n. 3/4, p. 63-79, 2012.

PESQUERO, J. F. et al. Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta model. **Theoretical and Applied Climatology**, Wien, v. 99, n. 1/2, p. 75-93, 2010.

RAMOS, A. M.; SANTOS, L. A. R.; FORTES, L. T. G. **Normais climatológicas do Brasil 1961-1990**. Brasília: INMET, 2009. 465 p.

RIAHI, K. et al. RCP 8.5-a scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. **Climatic Change**, Dordrecht, v. 109, n. 1/2, p. 33-57, 2011.

SAFEEQ, M.; FARES, A. Hydrologic response of a Hawaiian watershed to future climate change scenarios. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 26, n. 18, p. 2745-2764, 2012.

VIANELLO, L. R.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, MG: UFV, 1991. 446 p.

VIOLA, M. R. et al. Assessing climate change impacts on Upper Grande River Basin hydrology, Southeast Brazil. **International Journal of Climatology**, Chichester, v. 35, n. 6, p. 1054-1068, 2015.

VUUREN, D. P. van et al. The representative concentration pathways: an overview. **Climatic Change**, Dordrecht, v. 109, p. 5-31, Nov. 2011.

WIGMOSTA, M. S.; NIJSSEN, B.; STORCK, P. The distributed hydrology soil vegetation model. In: SINGH, V. P.; FREVERT, D. K. (Ed.). **Mathematical models of small watershed hydrology and applications**. Colorado: LLC, 2002. p. 7-42.

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

## ANEXOS

### ANEXO A - DHSVM

#### 1. *Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*

O DHSVM consiste em: um módulo simplificado do dossel de duas camadas para evapotranspiração, um módulo de solo de múltiplas camadas, escoamentos superficial e subsuperficial e um modelo de escoamento em canais (WIGMOSTA; NIJSSEN; STORCK, 2002; WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994).

##### 1.1. Evapotranspiração

A célula de grade pode ser subdividida em dossel superior e inferior (neste último caso, pode ser solo sem vegetação), e cada camada do dossel é subdividida em fração úmida, que corresponde à quantidade de chuva interceptada pelo dossel; e fração seca. O dossel superior pode cobrir uma fração da área da célula de grade, enquanto o dossel inferior cobre toda a área da célula.

Inicialmente, calcula-se a taxa de evaporação potencial para o dossel superior ( $\text{mm h}^{-1}$ ), utilizando a equação de Penman-Monteith:

$$E_{po} = \frac{\Delta R_{no} + \rho C_p (e_s - e) / r_{ao}}{\lambda_v (\Delta + \gamma)} \quad (1)$$

A Equação 1 corresponde à taxa máxima, segundo a qual a água pode ser removida da vegetação ou do solo, via evapotranspiração. Em que  $r_{ao}$  é a resistência aerodinâmica para o transporte de vapor entre o dossel superior e a altura de referência ( $\text{s m}^{-1}$ ).

A água interceptada pela camada superior é evaporada da fração úmida à taxa potencial, como se segue:

$$E_{ij} = E_{pj} + A_{wj} + \Delta t_w \quad (2)$$

Em que:  $E_{ij}$  é a evaporação da água interceptada (m) sobre o período de tempo;  $E_{pj}$  é a taxa de evaporação potencial ( $\text{mm h}^{-1}$ );  $A_{wj}$  corresponde à fração úmida do dossel,  $\Delta t_w$  é o tempo requerido para evaporar a água interceptada à taxa potencial. Sendo assim,  $A_{wj}$  é definida na sequência como:

$$A_{wj} = \left( \frac{C_j^t + P_j}{S_{cj}} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (3)$$

Onde  $C_j^t$  é a água interceptada armazenada no dossel no início do intervalo de tempo (m) na camada  $j$  da vegetação ( $j=1$  para o dossel superior e  $j=2$  para o dossel inferior);  $P_j$  a chuva durante o intervalo de tempo (m) e  $S_{cj}$  a capacidade de armazenamento do dossel obtida na equação 4.

$$S_{cj} = r_j \text{LAI}_j c_j \quad (4)$$

Em que  $r_j$  é a razão entre  $S_{cj}$  (m) e o índice de área foliar ( $\text{LAI}_j$ ), e  $c_j$  é a fração da superfície do solo coberta pelo dossel. A chuva é armazenada, em cada camada de dossel, até atingir a capacidade máxima de armazenamento. O excesso de precipitação corresponde à precipitação interna sem atenuação.  $P$  é igual à precipitação interna do dossel superior quando a Equação 3 é aplicada ao dossel inferior. Se a taxa potencial não é suficiente para evaporar toda a água interceptada, durante o passo de tempo do modelo,  $\Delta t_w$  é igual ao  $\Delta t$  do modelo.

A transpiração da fração seca ( $1 - A_{wj}$ ) é estimada usando a aproximação de Penman-Monteith (Equação 5).

$$E_{tj} = E_{pj} \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_{cj}}{r_{aj}} \right)} \quad (5)$$

Em que  $r_{cj}$  é a resistência do dossel ao transporte de vapor de água ( $s \, m^{-1}$ ).

A evapotranspiração da camada superior (frações úmida e seca) é subtraída da evaporação potencial (Equação 1) e a evapotranspiração da camada inferior é calculada com base na taxa de evaporação potencial remanescente (resultado da evaporação potencial menos a evapotranspiração da camada superior). Esta aproximação, em cada intervalo de tempo, permite que as frações úmidas das duas camadas evaporem dentro do mesmo intervalo de tempo (evaporação seguida pela transpiração), enquanto assegura que a evapotranspiração total de ambas as camadas não excedam a taxa de evaporação potencial.

A transpiração total da vegetação seca ( $E_{Tj}$ ) é calculada por meio da Equação 6 usando as Equações 3 e 5 e o valor de  $\Delta t_w$  assim:

$$E_{Tj} = E_{tj}(1 - A_{wj})\Delta t + E_{tj}A_{wj}(\Delta t - \Delta t_w) \quad (6)$$

Na aplicação das Equações 2 a 6,  $E_{pj} = E_{po}$ , para o dossel superior e  $E_{pj} = E_{po} - (E_{io} + E_{To})$  para o dossel inferior, com  $E_{po}$  calculado pela Equação 1.

A evaporação do solo é calculada somente quando não existe vegetação rasteira. Quando úmido, o solo pode fornecer água à superfície a uma taxa igual ou maior que a demanda de evaporação potencial, mas quando a umidade do solo diminuí a taxa de perda de água para a superfície é menor que a taxa de evaporação potencial. Nas condições anteriores e nos estados de baixo teor de umidade no solo, a taxa de evaporação é controlada pelo solo e é uma função não linear do conteúdo da umidade do solo. A evaporação da água do solo é calculada como:

$$E_s = \min(E_{ps}, F_e) \quad (7)$$

Em que  $E_{ps} = E_{po} - (E_{Io} + E_{To})$  e  $F_e$  é a dessorção (perda da água do solo para a superfície), determinada pela taxa pela qual o solo pode liberar água para a superfície.  $F_e$  é uma função do tipo de solo e condições de umidade na zona superior do solo (descrita no item Dessorção).

### 1.1.1. Resistência Aerodinâmica

O perfil vertical do vento por meio do dossel é modelado assumindo condições atmosféricas neutras usando três camadas. Assim, acima do dossel superior, o perfil do vento é representado, usando um perfil logarítmico desde a altura de referência até o topo de uma subcamada de rugosidade, logo acima do dossel superior; no dossel, assume-se que o perfil vertical do vento é exponencial e, no espaço dos troncos abaixo do dossel superior, supõe-se que é novamente logarítmico.

A resistência aerodinâmica total ao transporte turbulento, associada às três camadas de perfil de vento no dossel, é estimada pela Equação 8:

$$R_{ao} = \frac{\ln\left(\frac{z-d_o}{z_{0o}}\right)}{uk^2} \left\{ \frac{h_o}{n(z_w-d_o)} \left[ \exp\left(n_a \left(1 - \frac{d_o-z_{0o}}{h_o}\right)\right) - 1 \right] + \frac{z_w-h_o}{z_w-d_o} + \ln\left(\frac{z_r-d_o}{z_w-d_o}\right) \right\} \quad (8)$$

Em que  $u$  é a velocidade à altura de referência  $z$ ;  $h_o$ ,  $d_o$ ,  $z_{0o}$  são a altura, o deslocamento e a rugosidade do dossel superior;  $z_w$  é a altura do limite entre o perfil logarítmico superior e a subcamada de rugosidade;  $n_a$  é o coeficiente de extinção adimensional e  $k$  é a constante de Von Karman. A resistência aerodinâmica, em condições neutras da superfície do solo ou do dossel inferior, associada ao perfil logarítmico inferior é estimada pela Equação 9.



$$r_{au} = \frac{\ln\left(\frac{z_a - d_u}{z_{0u}}\right)^2}{U(z_a)K^2} \quad (9)$$

Em que  $z_a = 2 + d_u + z_{0u}$ , com  $d_u$  e  $z_{0u}$  iguais ao deslocamento e altura da rugosidade, respectivamente, para a dossel inferior ou a superfície do solo.

### 1.1.2. Resistência do dossel

Na equação 10 a resistência do dossel ( $r_{cj}$ ) é calculada separadamente para o dossel superior e inferior.

$$r_{cj} = \frac{r_{sj}}{LAI_j} \quad (10)$$

Em que  $r_{sj}$  é a resistência dos estômatos e  $LAI_j$  é o Índice de área foliar para a camada da vegetação  $j$ . A dependência de  $r_{sj}$  do tipo de vegetação e fatores ambientais é representada por uma resistência mínima dependente da espécie ( $r_{sminj}$ ) e um produto de quatro fatores limitantes, cada um com um valor mínimo como se pode observar na Equação 11.

$$r_{sj} = r_{sminj} f_1(T_j) f_2(vp d_j) f_3(PAR_j) f_4(\theta_j) \quad (11)$$

Em que as dependências com as condições meteorológicas são:  $f_1$ - temperatura do ar ( $T_a$  em °C);  $f_2$ - déficit de pressão de vapor ( $e_c$  causado pelo fechamento dos estômatos (aproximadamente 4 kPa);  $f_3$ - fluxo de radiação fotossinteticamente ativa e  $f_4$ - umidade do solo. As dependências citadas são dadas pelas Equações 12, 13 e 14.

$$f_1 = (0,08T_a - 0,0016T_a^2)^{-1} \quad (12)$$

$$f_2 = \left[ 1 - \frac{(e_s - e)}{e_c} \right]^{-1} \quad (13)$$

$$f_3 = \frac{1 + \frac{R_p}{R_{pc}}}{\frac{r_{smin} + R_p}{r_{smax} + R_{pc}}} \quad (14)$$

Em que  $r_{smax}$  é a resistência máxima da superfície;  $R_p$  é a radiação visível e  $R_{pc}$  é o nível de luz onde  $r_s$  é duas vezes a resistência mínima da superfície ( $r_{smin}$ ). Por fim,  $f_4$  é estimado com uma função linear da umidade do solo pela Equação 15.

$$f_4 = 0 \quad \text{sendo } \theta \leq \theta_{wp}$$

$$f_4 = \frac{\theta^* - \theta_{wp}}{\theta - \theta_{wp}} \quad \text{sendo } \theta_{wp} < \theta \leq \theta^* \quad (15)$$

$$f_4 = 1 \quad \text{sendo } \theta^* < \theta \leq \theta_s$$

Em que  $\theta$  é o conteúdo médio de umidade no solo;  $\theta_{wp}$  é o teor de umidade do solo mínimo ao qual uma planta murcha e já não pode recuperar sua turgidez quando colocada em uma atmosfera saturada durante 12 horas (ponto de murcha) e  $\theta^*$  o teor de umidade acima do qual as condições do solo não limitam a transpiração.

### 1.1.3. Radiações de onda longa e onda curta

Os balanços dos fluxos de radiação de onda curta e onda longa são calculados separadamente para o dossel superior e dossel inferior ou para a

superfície do solo. O dossel superior recebe a radiação solar direta e troca radiação de onda longa com o dossel inferior ou com a superfície do solo e o céu. O saldo de radiação absorvido pelo dossel superior ( $R_{no}$ ) é estimado pela Equação 16.

$$R_{no} = R_s[(1 - \alpha_o) - \tau_o(1 - \alpha_u)]c_d + (L_d + L_u - 2L_o)c_d \quad (16)$$

Em que  $R_s$  é a radiação de onda curta incidente fornecida ao modelo;  $\alpha_o$  é o albedo do dossel superior;  $\tau_o$  é a fração da radiação de onda curta transmitida pelo dossel superior;  $\alpha_u$  é o albedo do dossel inferior;  $c_d$  é a fração da superfície do solo coberta pelo dossel superior e  $L_d$ ,  $L_u$  e  $L_o$  são os fluxos de radiação de onda longa do céu, do dossel inferior e do superior. A fração da radiação de onda curta transmitida é calculada segundo a lei de Beer (Equação 17).

$$\tau_o = \exp(-K_b LAI_o) \quad (17)$$

Em que  $k_b$  é o coeficiente de atenuação do dossel;  $LAI_o$  é o índice de área foliar do dossel superior. O dossel inferior recebe radiação de onda curta atenuada do dossel superior e radiação de onda curta direta das áreas abertas do dossel. A vegetação da camada inferior troca radiação de onda longa com a camada superior, enquanto nas áreas abertas troca radiação com a atmosfera e o solo. O saldo de radiação absorvido pelo dossel inferior ( $R_{nu}$ ) é obtido pela Equação 18.

$$R_{nu} = R_s(1 - \alpha_u)[(1 - c_d) + \tau_o c_d] + (1 - c_d)L_d + c_d L_o - L_u \quad (18)$$

Assumindo uma emissividade unitária,  $L_o = \sigma(T_o + 273)^4$  e  $L_u = \sigma(T_u + 273)^4$  em que  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann, e  $T_o$  e  $T_u$  são as

temperaturas ( $^{\circ}\text{C}$ ) do dossel superior e inferior, respectivamente. Estas duas temperaturas são consideradas iguais à temperatura do ar. A radiação de onda longa é um dado fornecido ao modelo. Para a superfície de solo nu (sem vegetação inferior),  $L_u$  é dado por:  $L_u = \sigma(T_g + 273)^4$ , sendo  $T_g$  a temperatura da superfície do solo. Esta temperatura do solo é, também, fixada como sendo igual à temperatura do ar. Quando são necessárias temperaturas da superfície com maior precisão, essas são calculadas por uma solução iterativa da equação não-linear para a temperatura da superfície.

## 1.2. Movimento da água no solo não saturado

O movimento d'água no solo não saturado é simulado usando um modelo de solo de várias camadas. Cada camada de vegetação pode extrair água de uma ou mais camadas do solo (zona de raízes). A transpiração para os dosséis é primeiramente calculada para cada camada de solo usando a Equação 5, e a seguir multiplicada pela fração de raízes dessa camada. A evaporação do solo restringe-se à camada superior. Para o balanço de massa para as camadas superior, intermediária e inferior têm-se as Equações 19, 20 e 21.

$$d_1(\theta_1^{t+\Delta t} - \theta_1^t) = I_f - Q_v(\theta_1) - \sum_{j=1}^2 f_{rj1} E_{tj} - E_s + V_{ex2} - V_{ex1} \quad (19)$$

$$d_k(\theta_k^{t+\Delta t} - \theta_k^t) = Q_v(\theta_{k-1}) - Q_v(\theta_k) - \sum_{j=1}^2 f_{rjk} E_{tj} + V_{exk+1} \quad (20)$$

$$d_{ns}(\theta_k^{t+\Delta t} - \theta_k^t) = Q_v(\theta_{ns-1}) + (Q_{sin}^t - Q_s^t)\Delta t \quad (21)$$

Em que  $d_k$  é a espessura da camada;  $\theta_k$  é a umidade média da camada  $k$ ;  $I_f$  é o volume da água infiltrado durante o passo de tempo;  $Q_v$  é a percolação

(volume da água transferido na direção descendente) para a próxima camada;  $f_{rjk}$  é a fração de raízes na camada de vegetação  $j$  na camada do solo  $k$ ;  $V_{esk}$  é o volume da água em decorrência da ascensão do lençol freático;  $E_s$  é o volume de umidade do solo evaporada da camada superficial e  $Q_{sin}^t$  e  $Q_s^t$  são, respectivamente, os volumes do fluxo lateral na zona saturada que entram e saem da coluna do solo no início do intervalo de tempo.

O modelo calcula primeiramente a infiltração na camada superior e, em seguida, transfere a umidade verticalmente ( $Q_v$ ) desde a superfície do solo até a camada inferior da coluna. Na sequência, o fluxo subsuperficial (lateral) da zona saturada ( $Q_{sin} - Q_s$ ) é adicionado à camada profunda da coluna de solo, e a umidade do solo é atualizada para cada camada ( $\theta_k^{t+\Delta t}$ ), começando na base da coluna (camada inferior) até chegar à superfície. Em cada camada do perfil verifica-se se a umidade do solo atualizada é maior que a porosidade ( $\theta_k^{t+\Delta t} > \Phi_k$ ). Se esse for o caso, calcula-se o excesso de água  $V_{exk} = \theta_k^{t+\Delta t} - \Phi_k$ , o qual passa para a camada superior; caso contrário  $V_{exk} = 0$ . Com  $V_{exk}$  adicionado à camada superior o processo continua camada por camada até a superfície. Qualquer excesso de água na camada superficial ( $V_{ex1}$ ) representa o retorno da água subsuperficial à superfície, volume que fica disponível para o módulo de escoamento superficial.

### 1.2.1. Percolação

A taxa de movimento vertical da água na zona não saturada é calculada pela Lei de Darcy, admitindo um gradiente hidráulico unitário e usando a equação Brooks-Corey para estimativa da condutividade hidráulica.

$$q_v(\theta) = k_s \left[ \frac{\theta - \theta_r}{\Phi - \theta_r} \right]^{(2/m)+3} \quad (22)$$

Em que  $K_s$  é a condutividade hidráulica saturada;  $m$  o índice de distribuição de tamanhos de poros;  $\Phi$  a porosidade do solo e  $\theta_r$  o teor de umidade residual do solo, ou seja, umidade que permanece no solo a altas pressões.

O volume percolado no intervalo de tempo é dado pela Equação 23:

$$Q_{vk} = \frac{1}{2} [q_v(\theta_k^t) + q_v(\hat{\theta})] \Delta t \quad (23)$$

Em que  $\hat{\theta}$  é a umidade do solo atualizada que inclui a contribuição da camada imediatamente acima, estimada pela Equação 24.

$$\hat{\theta} = \theta_k^t + \frac{Q_{k-1}^{t+\Delta t}}{d_k} \quad (24)$$

### 1.2.2. Dessorção

A evaporação de água do solo da camada superior,  $E_s$ , é obtida pela Equação 7, como uma função da demanda de evaporação potencial na superfície do solo ( $E_{ps}$ ) e da dessorção (perda de água do solo para a superfície,  $F_e$ ). A perda de água do solo é dada por:

$$F_e = \int_{t=0}^{t=\Delta t} \frac{1}{2} S_e t^{-\frac{1}{2}} dt = S_e \Delta t^{1/2} \quad (25)$$

A capacidade de absorção ( $S_e$ ) é obtida pela Equação 26.

$$S_e = \left[ \frac{8\Phi K_s \Psi_b}{3(1+3m)(1+4m)} \right]^{1/2} \left[ \frac{\theta}{\Phi} \right]^{\frac{1}{2m+2}} \quad (26)$$

Em que  $\Psi_b$  é a sucção de entrada de ar (valor para o qual no solo saturado, ao aplicar-se uma sucção, os maiores poros drenam).

### 1.3. Fluxo subterrâneo

O modelo usa uma aproximação célula a célula para direcionar o fluxo subterrâneo, utilizando uma aproximação cinemática, no caso de encostas íngremes com solo permeável e com pouca espessura na camada de solo (neste caso, os gradientes hidráulicos são aproximados às declividades da superfície local); ou uma aproximação de difusão, em áreas de relevo plano (os gradientes hidráulicos devem ser aproximados às declividades locais do lençol freático). As células de grade do modelo são centralizadas em cada ponto do Modelo Digital de Terreno.

A taxa de escoamento lateral (subsuperficial) saturado da célula (i, j) na direção x ( $q_{si,j,x}$ ) é dada por:

$$q_{si,j,x} = w_{i,j,x} \beta_{i,j,x} T_{i,j}(z, D) \quad \beta_{i,j,x} < 0 \quad (27)$$

$$q_{si,j,x} = 0 \quad \beta_{i,j,x} \geq 0 \quad (28)$$

Em que  $w_{i,j,x}$  é a largura do fluxo da célula de grade na direção x;  $\beta_{i,j,x}$  a declividade do lençol freático na direção x ( $\beta_{i,j,x} < 0$ , fluxos saindo da célula) e  $T_{v,i,j}(z, D_e)$  a transmissividade (capacidade de um meio para transmitir água,  $L^2 T^{-1}$ ) na célula de grade. Assume-se que a condutividade hidráulica saturada horizontal do solo decresce exponencialmente com a profundidade, assim, a transmissividade pode ser calculada como:

$$T_{v_{i,j}}(z, D_e) = \frac{K_{s_{i,j}}}{f_{i,j}} (e^{f_{i,j}z_{i,j}} - e^{f_{i,j}D_{i,j}}) \quad (29)$$

Em que  $K_{s_{i,j}}$ , é a condutividade hidráulica saturada horizontal, da célula de grade, na superfície do solo;  $f_{d_{i,j}}$  é o coeficiente de decaimento da condutividade hidráulica saturada horizontal com a profundidade;  $D_{e_{i,j}}$  é a espessura total do solo na célula de grade (i,j) e  $z_{l_{i,j}}$ , é a profundidade do lençol freático (positivo para abaixo), que é dada por:

$$z_l = D_e \left[ 1 - \frac{\sum_{k=1}^{N_s} (\theta_k^{t+\Delta t} - \theta_{fck}) d_k}{\sum_{k=1}^{N_s} (\Phi_k - \theta_{fck}) d_k} \right] \quad (30)$$

Em que  $N_s$  é o número de camadas do solo e  $\theta_{fck}$  é a capacidade de campo do solo para a camada  $k$ , definida como o teor de umidade do solo quando a drenagem natural (por gravidade) cessa. O escoamento subsuperficial total saindo para uma célula de grade,  $Q_{s_{i,j}}$  é igual à soma dos componentes dos fluxos das Equações 27 e 28.

#### 1.4. Interceptação d'água pela rede de drenagem

Uma célula contribuirá com água para a drenagem de um curso de água quando o lençol freático estiver acima do leito do curso de água. O escoamento subsuperficial é interceptado pelo canal de um curso de água a uma taxa igual a:

$$Q_{c_{i,j}} = 2L_{c_{i,j}}\beta_{c_{i,j}}T_{c_{i,j}}(z, z_c) \quad (31)$$

Em que  $z_c$  é a profundidade do leito do rio,  $L_{c_{i,j}}$ , é o comprimento do canal cruzando a célula (i, j), e  $T_{c_{i,j}}(z, z_c)$  é a transmissividade da zona saturada



acima do leito do rio, obtida pela substituição de  $z_c$  por  $D$  na Equação 30. O gradiente hidráulico é aproximadamente igual a:

$$\beta_{ci,j} = \frac{z_{ci,j} - z_{ij}}{0.5w_{ci,j}} \quad (32)$$

Em que  $w_{ci,j}$  é a largura do canal na célula (i, j). Se a água superficial está disponível na célula, ela contribui para a drenagem no mesmo intervalo de tempo.

### 1.5. Escoamento Superficial

O escoamento superficial é gerado em uma célula quando:

- A precipitação interna excede a capacidade de infiltração (Taxa de precipitação maior que a taxa máxima de infiltração).
- A precipitação ocorre sobre uma célula totalmente saturada.
- O nível do lençol freático ascende por cima da superfície (fluxo de retorno).

O modelo usa dois métodos para a propagação do escoamento superficial: O método explícito célula-a-célula e a aproximação do hidrograma unitário. O método explícito deve ser usado se a aplicação do modelo inclui a presença da rede de drenagem.

O escoamento superficial no método célula-a-célula é similar ao método usado para o escoamento subsuperficial. O escoamento superficial saindo na direção  $x$  ( $q_{oi,j,x}$ ) é estimado por:

$$q_{oi,j,x} = w_{i,j,x} v_{i,j} y_{i,j} \quad (33)$$

Em que  $v_{i,j}$  é a velocidade do fluxo na célula;  $y_{i,j}$  é a profundidade do fluxo na célula e  $w_{i,j,x}$  foi definido nas Equações 27 e 28. O escoamento total

$(Q_{oi,j})$  é a soma dos escoamentos componentes da Equação 33. O volume de água superficial no final do intervalo de tempo ( $S_o^{t+\Delta t}$ ) é dado por:

$$S_{oi,j}^{t+\Delta t} = S_{oi,j}^t + V_{ex1,i,j} + I_{n_{ex,i,j}} + (Q_{oin,i,j} - Q_{oi,j}) \Delta t \quad (34)$$

Sendo  $Q_{oin,i,j}$  a quantidade total de escoamento superficial na célula (i, j) proveniente de uma célula vizinha;  $I_{n_{ex,i,j}}$  é o volume escoado quando a taxa de precipitação excede a taxa máxima de infiltração. O escoamento superficial pode ser reinfiltrado na célula se a zona de saturação do solo estiver abaixo da superfície. O modelo usa uma velocidade constante ( $v=\Delta x/\Delta t$ ), sendo  $\Delta x$  a largura da célula.

Na aproximação do hidrograma unitário calcula-se, para cada célula, o tempo requerido para que o escoamento superficial gerado numa célula se desloque até a saída da bacia. A função de resposta de cada célula é uma função desse tempo de deslocamento.

## 1.6. Escoamento no canal

O escoamento nos canais dos rios é propagado usando uma cascata linear de reservatórios. A rede de drenagem consta de um número apropriado de segmentos individuais, cada um dos quais tem seus próprios parâmetros hidráulicos. O fluxo para um segmento do canal consiste do escoamento superficial ( $Q_o$  obtido da Equação 33) e do escoamento subsuperficial interceptado pelos canais ( $Q_c$  obtido da Equação 31). O escoamento que sai de um segmento pode drenar para outro segmento ou sair da bacia.

Usa-se um algoritmo de tipo armazenamento linear simples, para o modelo de transporte hidrológico no canal e no qual cada trecho do canal é

tratado como um reservatório de largura constante com um escoamento associado de maneira linear com o armazenamento ( $V_c$ ) do trecho. A velocidade de fluxo é calculada pela equação de Manning usando uma profundidade de referência do escoamento. Essa profundidade corresponde ao raio hidráulico (razão entre a área molhada e o perímetro molhado), o que permite que o armazenamento no tempo  $t + 1$  seja calculado como:

$$V_c^{t+1} = \frac{Q_{in}}{k} + \left( V_c^t - \frac{Q_{in}}{k} \right) \exp(-k\Delta t) \quad (35)$$

Sendo  $Q_{in}$  o fluxo lateral de montante que alcança o trecho de canal durante o passo de tempo e  $k$  é o parâmetro de armazenamento do segmento.