



**PÂMELA APARECIDA MELO**

**DESEMPENHO DE MODELOS HIDROLÓGICOS EM UMA  
BACIA HIDROGRÁFICA DE CABECEIRA**

**LAVRAS - MG  
2020**

**PÂMELA APARECIDA MELO**

**DESEMPENHO DE MODELOS HIDROLÓGICOS EM UMA BACIA  
HIDROGRÁFICA DE CABECEIRA**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, área de concentração em Hidrologia, para a obtenção do título de Mestre.

Profa. Dra. Lívia Alves Alvarenga  
Orientadora

Prof. Dr. Javier Tomasella  
Coorientador

**LAVRAS - MG  
2020**

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

Melo, Pâmela Aparecida.

Desempenho de modelos hidrológicos em uma bacia  
hidrográfica de cabeceira / Pâmela Aparecida Melo. - 2019.

90 p. : il.

Orientador(a): Livia Alves Alvarenga.

Coorientador(a): Javier Tomasella.

Dissertação (mestrado acadêmico) - Universidade Federal de  
Lavras, 2019.

Bibliografia.

1. DHSVM. 2. MHD-INPE. 3. Geomorphons. I. Alvarenga,  
Livia Alves. II. Tomasella, Javier. III. Título.

**PÂMELA APARECIDA MELO**

**DESEMPENHO DE MODELOS HIDROLÓGICOS EM UMA BACIA  
HIDROGRÁFICA DE CABECEIRA**

**PERFORMANCE OF HYDROLOGIC MODELS IN A HEADWATER BASIN**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, área de concentração em Hidrologia, para a obtenção do título de Mestre.

APROVADA em 25 de Outubro de 2019.

Dra. Livia Alves Alvarenga UFLA  
Dr. Javier Tomasella CEMADEN  
Dr. Gilberto Coelho UFLA  
Dr. Carlos Rogério de Mello UFLA

Profa. Dra. Livia Alves Alvarenga  
Orientadora

Prof. Dr. Javier Tomasella  
Coorientador

**LAVRAS - MG  
2020**

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à Universidade Federal de Lavras e ao Departamento de Recursos Hídricos e Saneamento, pela oportunidade e pela infraestrutura ofertada.

À professora Lívia Alves Alvarenga, pela orientação, ensinamentos, paciência, compreensão e toda a ajuda durante o mestrado.

Ao professor Javier Tomasella, pela oportunidade de parceria, ensinamentos e ajuda.

À Ana Carolina Nascimento Santos e equipe do CEMADEN, pela ajuda e acolhimento.

Ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e seus respectivos docentes, técnicos e discentes.

Ao Instituto de Pesquisas Espaciais de Cachoeira Paulista, pela infraestrutura e hospitalidade.

À Carolina por me amparar emocionalmente, principalmente nesta fase.

À minha família, Josemeire, Cleber e Jéssica pelo apoio incondicional.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de Financiamento 001.

## RESUMO GERAL

A região da Serra da Mantiqueira possui grande importância na produção de água para o Rio Grande, maior formador do Rio Paraná, ambos fundamentais para o abastecimento público e geração de energia para grande parte do território brasileiro. Procurando estudar futuros impactos nestas bacias, os modelos hidrológicos, quando representativos das condições naturais, desempenham um papel fundamental na gestão das mesmas. Neste sentido, o objetivo deste trabalho é analisar o desempenho de modelos aplicados em uma bacia de cabeceira na região da Serra da Mantiqueira, com relevo ondulado a fortemente ondulado. Para tal, foram utilizados modelos de alta (DHSVM) e baixa resolução espacial (MHD-INPE). Além disso, foram utilizados mapas de representação das classes de solo baseado em geomorfologia (Geomorphons) e na diferença de altura entre cada pixel e a rede de drenagem (HAND). O modelo MHD-INPE foi aplicado de forma concentrada em uma única célula de unidade de resposta hidrológica e comparado ao modelo DHSVM, de forma distribuída. Apesar da simplificação espacial, o modelo de baixa resolução apresentou melhor desempenho em representar alguns dos processos hidrológicos na bacia. Adicionalmente, foi analisado o desempenho do modelo distribuído de alta resolução espacial (DHSVM) acoplado a um mapa baseado em geomorfologia como representação do solo. Observou-se, assim, um bom desempenho do modelo ao simular a vazão na seção de controle, com precisão superior à de outros trabalhos que utilizaram ambos os mapas: de levantamento pedológico e de zonas de umidade (HAND). Portanto, devido à necessidade por detalhes físicos espacializados na bacia, o modelo DHSVM apresenta melhor ajuste à medida que se detalha as informações de entrada, demandando extenso levantamento experimental. Contudo, o modelo MHD-INPE apresenta facilidade de implementação e calibração, que é ideal para ser utilizado acoplado a modelos atmosféricos, por exemplo.

**Palavras chave:** DHSVM, MHD-INPE, Geomorphons, geomorfologia, Serra da Mantiqueira, Rio Grande, estudo de escala.

## GENERAL ABSTRACT

The Serra da Mantiqueira region has great importance in Grande River's water production, the largest formator of the Paraná River, both of great importance for public water supply and power generation in Brazil. To study future impacts on these basins, hydrological models, when representative of natural conditions, play a key role in watershed's management. In this sense, the objective of this work is to analyze the performance of hydrologic models applied in a headwater basin in the Serra da Mantiqueira region, with complex terrain. For this, high (DHSVM) and low spatial resolution (MHD-INPE) models were used. In addition, soil class maps based on geomorphology (Geomorphons) and height difference between each pixel and drainage hydrography (HAND) were used. The MHD-INPE model was concentrated in a single cell of hydrologic response unit and compared to the distributed DHSVM model's performance. Despite spatial simplification, the low-resolution model was better representative of some of the hydrological processes in the basin. Additionally, the performance of the distributed high spatial resolution model (DHSVM), coupled to a map based on geomorphology as soil representation, was analyzed. Thus, a better performance of the model was observed when simulating the flow in the control section, with higher precision than other studies that used both pedological survey and moisture zones (HAND) maps in the same basin. Therefore, due to the need for spatialized physical details in the basin, the DHSVM model better fits as the input information is detailed, requiring extensive experimental survey. However, the MHD-INPE model has ease of implementation and calibration, which is ideal for use it coupled to atmospheric models, for example.

**Keywords:** DHSVM, MHD-INPE, Geomorphons, geomorphology, Serra da Mantiqueira, Rio Grande, scale study.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### ARTIGO 1

Figura 1 - Mapa de localização da Bacia Hidrográfica Lavrinha (BHL).....	30
Figura 2 - Mapas do MDT (a), de uso e ocupação do solo (b) e mapa de classificação do solo pelo HAND (c) utilizados na implementação dos modelos hidrológicos.....	35
Figura 3- Hidrógrafas para o período de calibração (outubro/2006 a setembro/2008) e validação (outubro/2008 a setembro/2010) para os modelos DHSVM (ALVARENGA et al., 2017) e MHD-INPE no passo de tempo horário (a), diário (b) e mensal (c). .	42
Figura 4 - Curva de permanência da vazão diária observada e simulada (MHD-INPE e DHSVM) na BHL.....	45
Figura 5 - Evapotranspiração diária simulada (MHD-INPE e DHSVM) na BHL.....	47
Figura 6 - Deflúvio e escoamento base observado e simulado pelo MHD-INPE e DHSVM na BHL. ....	48

### ARTIGO 2

Figura 1 - Localização da Bacia Hidrográfica Lavrinha (BHL).....	59
Figura 2 - Curva chave.....	60
Figura 3 - Mapa de uso e ocupação do solo da BHL.....	63
Figura 4 - Mapa gerado pela classificação das formas do terreno (Geomorphons). ....	68
Figura 5 - Sensibilidade das vazões Q5% (esquerda), Q95% (centro) e NSE (direita) ao se modificar os parâmetros de solo DE (a), CHSL (b), PR (c), CC (d) e PMP (e) em cada classe geomorfológica.....	70
Figura 6 - Variação da Q5% (esquerda) e Q95% (direita) em relação ao referencial na estimativa diária de vazão em cada classe de solo do geomorphons durante o teste de sensibilidade. ....	71
Figura 7 - Vazões observadas e simuladas (a, b, c e d) para a fase de calibração e validação do DHSVM. O eixo secundário corresponde a chuva diária durante a fase de calibração e validação (a e c) do DHSVM. ....	73
Figura 8 - Curva de permanência da vazão média diária simulada e observada para a BHL (Outubro/2006 a Setembro/2010).....	75

Figura 9 - Umidade do solo simulada nas camadas superior (0 a 20 cm) (a), intermediária (20 a 70 cm) (b) e inferior (acima de 70 cm) (c); e umidade do solo observada nas camadas de 0 a 20 cm (a), 20 a 50 cm (b) e 50 a 100 cm (d) em uma sub-bacia de cabeceira.....	76
Figura 10 - Umidade do solo ( $m^3 m^{-3}$ ) nas camadas de 0 a 20 cm (a e b), 20 a 70 cm (c e d) e na camada maior que 70 cm (e e f); nos dias 3 de Fevereiro de 2008 (esquerda) e 11 de Agosto de 2007 (direita), simulados pelo DHSVM na BHL.....	78

## APÊNDICES

Figura 1 - Determinação dos ângulos Zenith e Nadir pelo método de padrão ternário.....	89
Figura 2 - Método de classificação do Geomorphons. a) Oito pontos distribuídos à um raio de busca L; b) Classificação de feições de acordo com a quantidade de pontos positivos e negativos; e c) feições classificadas pelo modelo.....	90

## LISTA DE TABELAS

### ARTIGO 1

Tabela 1 - Lista de parâmetros de entrada do modelo DHSVM. ....	37
Tabela 2 - Classificação dos índices estatísticos para avaliação do desempenho dos modelos hidrológicos. ....	38
Tabela 3 - Lista de parâmetros calibrados e sua amplitude de variação no modelo MHD-INPE .....	40
Tabela 4 - Lista de parâmetros fixos de solo e vegetação para o modelo MHD-INPE.....	40
Tabela 5 - Índices estatísticos para os dados de vazão simulada na BHL. ....	44
Tabela 6 - Índices estatísticos aplicados à curva chave de acordo com o intervalo de ocorrência.....	46
Tabela 7 - Comparativo entre as observações e simulações do deflúvio, escoamento base e evapotranspiração total na BHL. ....	48

### ARTIGO 2

Tabela 1 - Parâmetros iniciais, suas referências e os multiplicadores que caracterizam as variações para o teste de sensibilidade.....	64
Tabela 2 - Parametrização da vegetação utilizada nas simulações pelo DHSVM. ....	66
Tabela 3 - Parametrização do solo no modelo DHSVM para a BHL utilizando as classes geradas pelo Geomorphons. ....	72
Tabela 4 - Desempenho do DHSVM durante as fases de calibração e validação. ....	74

## SUMÁRIO

	<b>PRIMEIRA PARTE.....</b>	<b>12</b>
<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO GERAL.....</b>	<b>12</b>
<b>2</b>	<b>REFERENCIAL TEÓRICO.....</b>	<b>15</b>
<b>2.1</b>	<b>Modelos hidrológicos.....</b>	<b>15</b>
<b>2.2</b>	<b>Mapeamento de classes de solos.....</b>	<b>18</b>
<b>3</b>	<b>CONSIDERAÇÕES GERAIS.....</b>	<b>18</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>23</b>
	<b>SEGUNDA PARTE.....</b>	<b>26</b>
	<b>ARTIGO 1 - PERFORMANCE DE MODELO HIDROLÓGICO DE LARGA ESCALA MHD-INPE EM UMA BACIA HIDRO- GRÁFICA DE CABECEIRA USANDO HAND NO MAPEAMEN- TO DE CLASSES DE SOLO.....</b>	<b>26</b>
<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>28</b>
<b>2</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>30</b>
<b>2.1</b>	<b>Área de estudo.....</b>	<b>30</b>
<b>2.2</b>	<b>Modelo Hidrológico Distribuído (MHD-INPE) .....</b>	<b>31</b>
<b>2.3</b>	<b>Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) .....</b>	<b>32</b>
<b>2.4</b>	<b>Dados disponíveis.....</b>	<b>33</b>
<b>2.5</b>	<b>Calibração e validação dos modelos hidrológicos.....</b>	<b>35</b>
<b>3</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>40</b>
<b>4</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>50</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>51</b>
	<b>ARTIGO 2 - SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA COM MODELO FÍSICO DISTRIBUÍDO UTILIZANDO GEOMORPHONS.....</b>	<b>55</b>
<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO.....</b>	<b>57</b>
<b>2</b>	<b>MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>59</b>
<b>2.1</b>	<b>Área de estudo.....</b>	<b>59</b>
<b>2.2</b>	<b>Geomorphons.....</b>	<b>61</b>
<b>2.3</b>	<b>Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) .....</b>	<b>61</b>
<b>2.4</b>	<b>Dados de entrada do DHSVM.....</b>	<b>62</b>
<b>2.5</b>	<b>Análise de sensibilidade do DHSVM.....</b>	<b>63</b>
<b>2.6</b>	<b>Calibração e Validação do DHSVM.....</b>	<b>65</b>
<b>3</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES.....</b>	<b>68</b>
<b>3.1</b>	<b>Mapa de superfície – Geomorphons.....</b>	<b>68</b>

<b>3.2</b>	<b>Teste de sensibilidade.....</b>	<b>68</b>
<b>3.3</b>	<b>Calibração e validação.....</b>	<b>71</b>
<b>3.4</b>	<b>Umidade do solo.....</b>	<b>75</b>
<b>4</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>79</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>80</b>
	<b>APÊNDICE A – Equações DHSVM.....</b>	<b>83</b>
	<b>APÊNDICE B – Equações MHD-INPE.....</b>	<b>86</b>
	<b>APÊNDICE C – Equações Geomorphons.....</b>	<b>89</b>

## PRIMEIRA PARTE

### 1 INTRODUÇÃO GERAL

A Mata Atlântica originalmente possuía 131 milhões de hectares e era considerada uma das maiores florestas tropicais da América. Sua ampla variação de latitude e longitude favoreceu a biodiversidade neste bioma. Atualmente, em consequência do desflorestamento e da exploração de recursos naturais nos últimos 500 anos, apenas 12,4% da floresta original se mantêm preservada, sendo Minas Gerais o segundo estado que mais desmatou entre 2016 e 2017. Neste, o bioma está presente em 47% do território, restando somente 10,2% de mata original (SOS Mata Atlântica; INPE, 2018).

Contido neste bioma está a bacia do Rio Grande, maior formador do Rio Paraná e de extrema importância para a geração de energia elétrica, abastecimento público, lazer e turismo no Brasil. Crises hídricas, como as dos anos hidrológicos de 2013/2014 e 2014/2015 na região sudeste do Brasil levaram a grandes impactos no abastecimento público de água, produção agrícola e geração de energia (COELHO et al., 2015). Os problemas decorrentes da seca e os impactos nos recursos hídricos e na sociedade em geral são destacados devido a importância de fornecer uma possível formulação de políticas apropriadas para a gestão da água nas comunidades locais.

As mudanças no uso e ocupação de bacias hidrográficas, como a substituição de áreas florestadas, podem acarretar em importantes impactos nos processos hidrológicos em bacias hidrográficas. Dentre os principais efeitos pode-se destacar o aumento da erosão, redução da condutividade hidráulica no solo (ALVARENGA et al., 2011), aumento do escoamento superficial (PINTO et al., 2017) e redução da evapotranspiração (ALVARENGA et al., 2016; CUO et al., 2008). Outro grande impacto no balanço de água e energia está relacionado com as mudanças climáticas, os quais decorrem do aumento de gases de efeito estufa na atmosfera, como consequência do aumento populacional combinado ao consumo não controlado de combustíveis fósseis. Estima-se que, em um cenário pessimista de emissões de gases do efeito estufa, a bacia do Rio Grande (145.000 km<sup>2</sup>) pode aumentar a vazão média anual em até 10% até o ano de 2100 (NOBREGA et al., 2011).

No entanto, para uma bacia de cabeceira, formadora do Rio Grande e de pequena escala (6,7 km<sup>2</sup>) – a Bacia Hidrográfica Lavrinha (BHL) – sua vazão média no verão pode reduzir até 74% no cenário mais pessimista (RCP 8.5) até o final do século (ALVARENGA et al. 2018). Sendo esta bacia localizada na Serra da Mantiqueira, uma região de forte relevo e vegetação

nativa preservada, são áreas pouco habitadas, com pequenos produtores rurais e municípios, que dependem diretamente dos recursos hídricos locais. Assim, se dimensiona a importância das bacias hidrográficas de cabeceira para a economia e qualidade de vida local.

Como forma de simular e representar as mudanças decorridas por estas alterações antropogênicas, muitos estudos são realizados utilizando modelos hidrológicos, que calculam o balanço hídrico a partir do seu entendimento físico, nas várias escalas de bacias hidrográficas. Portanto, é uma ferramenta importante para se testar diferentes cenários de uso e ocupação do solo, mudanças climáticas e prevenção de desastres. Assim, a simulação hidrológica abrange diversas áreas e, portanto, é de grande importância para pesquisa e aplicações práticas.

Como dado de entrada para a simulação hidrológica, o mapa de classes de solo é um importante elemento para a calibração, pois este determina áreas com parâmetros semelhantes dentro da bacia hidrográfica. No entanto, principalmente na pequena escala, não há levantamento pedológico preciso em muitas das bacias hidrográficas brasileiras (ALVARENGA et al., 2017). Desta forma, os métodos quantitativos de representação do solo são alternativas importantes para a implementação de modelos hidrológicos em áreas com poucos dados experimentais.

A geomorfologia é uma das principais características na formação de solos, portanto, suas características aparentam grande correlação com a classificação de solos (PINHEIRO et al., 2016). O software Geomorphons possibilita a geração de mapas onde as feições são classificadas de acordo com a morfologia do terreno. Atualmente não há registros na literatura de trabalhos que utilizaram mapas de classes de solo obtidos do software Geomorphons como entrada em modelos hidrológicos. Além disso, a parametrização do solo apresenta grandes incertezas em decorrência da heterogeneidade espacial e dificuldade de medições dos parâmetros que se concentra na maioria das vezes de forma pontual na área. Portanto, principalmente em modelos complexos e detalhados, como por exemplo o DHSVM, onde a representação da bacia é feita em alta resolução, é necessário um melhor detalhamento na representação da bacia hidrográfica. Assim, acredita-se que, com uma maior amplitude de classes e parâmetros de solo calibráveis, é possível um melhor ajuste entre vazões observadas e simuladas.

Devido à falta de dados em muitas bacias brasileiras, modelos hidrológicos como o MGB-IPH e MHD-INPE foram desenvolvidos para trabalharem em grandes escalas. Onde são representadas as variáveis climáticas e a relação solo, água e atmosfera com menor custo computacional e resposta rápida, facilitando a sua aplicação prática (COLLISCONN et al., 2007). Estes modelos surgiram da necessidade de se acompanhar a escala menos detalhada de

modelos climáticos. Entretanto, de modo a dimensionar o impacto local para moradores de uma bacia de cabeceira em simulações desta natureza, não se sabe as implicações desta simplificação espacial, por exemplo, nos estudos de mudanças de uso e cobertura do solo, mudanças climáticas ou prevenção de desastres.

Então, sendo o modelo MHD-INPE um modelo cuja aplicação em bacias menores que 10 km<sup>2</sup> ainda não foi implementada, pretende-se fazê-lo e compará-lo à performance do modelo físico-distribuído DHSVM como referência. Portanto, objetiva-se nesta pesquisa, primeiramente, avaliar o desempenho do modelo hidrológico de baixa resolução espacial ao simular os processos hidrológicos em uma bacia de pequeno porte (6,76 km<sup>2</sup>) na cabeceira da Bacia do Alto Rio Grande. A seguir, estudar a viabilidade de se utilizar um mapa de superfície baseado em geomorfologia para representar as classes de solo como dado de entrada em um modelo hidrológico físico-distribuído em alta resolução espacial (DHSVM).

## 2 REFERENCIAL TEÓRICO

### 2.1 Modelos hidrológicos

Modelos hidrológicos podem ser classificados como estocásticos ou determinísticos. Os modelos estocásticos são aqueles que utilizam de estimativas estatísticas e os modelos determinísticos são aqueles que sempre produzem o mesmo resultado para uma mesma entrada. Estes podem ser subdivididos de acordo com a espacialização dos dados, são eles: concentrados, onde é considerado apenas um único ponto; semi-distribuídos, onde a área é dividida em Unidades de Resposta Hidrológica (URH) (informações agrupadas das variáveis que alimentam o modelo); e por fim, os modelos propriamente distribuídos: onde é realizado o balanço célula à célula (DWARAKISH; GANASRI, 2015).

Os modelos também podem ser classificados de acordo com seus processos e como são descritos, estes podem ser empíricos, físicos ou semi-conceituais. Os modelos empíricos relacionam as entradas e saídas, por exemplo, estima a vazão em uma bacia através de dados de precipitação. Os modelos físicos são aqueles em que é representada a topografia, parâmetros de solo e vegetação, dados meteorológicos, dentre outros. Nestes, são utilizadas as leis físicas presentes nos processos naturais. Por fim, os modelos semi-conceituais também representam os processos envolvidos na geração de escoamento, porém com algumas simplificações na parametrização e representação da bacia (BESKOW et al., 2011; DWARAKISH; GANASRI, 2015).

O modelo DHSVM (*Distributed Hydrology Soil Vegetation Model*) é um modelo físico-distribuído, onde a bacia é dividida em células de grade semelhante ao modelo digital do terreno (MDT). Devido à sua complexidade e detalhamento, é recomendado ser utilizado nas simulações de micro e meso escala em regiões montanhosas (WIGMOSTA; NIJSSEN; STOCK; 2002). Neste modelo as simulações são realizadas célula-a-célula, nestas são estimadas a evapotranspiração, movimento de água nas zonas saturada e insaturada do solo, profundidade do lençol freático, umidade do solo, acúmulo e derretimento de neve, interceptação de água pelo dossel, dentre outros processos físicos.

Alvarenga et al. (2017) analisaram a performance do DHSVM na Bacia Hidrográfica Lavrinha durante os períodos de outubro de 2006 a setembro de 2010, utilizando duas classes de vegetação, pastagem (37%) e mata atlântica (63%). Foram feitas calibrações com diferentes mapas de solos: uma com dados experimentais (MENEZES et al., 2009) de levantamento pedológico e outra através do modelo HAND, que separou duas regiões em zona saturada e

zona não-saturada. Os valores de Nash-Sutcliff para as vazões na bacia foram maiores na simulação utilizando o mapa de solo obtido do HAND, foram 0,52 na calibração e validação diária com o mapa de solo obtido de levantamento pedológico; e 0,56 e 0,55 com mapa de solo obtido modelo HAND.

Como exemplo de modelo semi-conceitual, o SWAT (ARNOLD; MORIASI; GASSMAN, 2012) é aplicado de forma semi-distribuída, que separa a área em diversas sub-bacias e utiliza de Unidades de Resposta Hidrológica (URH), que identifica e agrupa áreas semelhantes no uso e ocupação, características físicas do solo, topografia e manejo. São estimados pelo modelo: evapotranspiração, interceptação pelo dossel, infiltração, escoamento superficial, redistribuição de água no perfil do solo, escoamento lateral, dentre outros.

O modelo MGB-IPH (Modelo de Grandes Bacias) (COLLISHONN et al., 2007) é outro exemplo de modelo semi-conceitual e semi-distribuído que utiliza de URH. No entanto, estas são representadas de maneira diferente do modelo SWAT, cada célula distribuída do modelo agrupa as informações de solo e vegetação, então as URH são representadas como percentual de ocupação. Assim, o balanço de água é calculado para cada URH. O perfil do solo é separado em duas camadas, superior (escoamento superficial) e inferior (escoamento subterrâneo). Também é representado o reservatório subterrâneo e são contabilizadas a interceptação e a evapotranspiração pelo dossel.

O modelo MHD-INPE (RODRIGUEZ & TOMASELLA, 2016) (Modelo Hidrológico Distribuído do Instituto Nacional de Pesquisa Espacial) é um modelo semi-conceitual originado do modelo MGB-IPH, com o diferencial de se atribuir o índice estatístico topográfico, como no modelo TopModel (AMBROISE; BEVEN; FREER, 1996). Desenvolvido para trabalhar acoplado à modelos atmosféricos, o MHD-INPE é utilizado de forma semi-distribuída, com células acima de 1 km<sup>2</sup> de resolução espacial. As informações contidas nesta célula são agrupadas em URH, onde são simulados quatro módulos: evapotranspiração, escoamento vertical, escoamento de superfície, subsuperfície e subterrâneo e propagação de canais.

Na aplicação do modelo MHD-INPE, Casagrande et al. (2017) realizaram estudos relacionados à previsão de eventos extremos para auxiliar na prevenção de desastres pelo CEMADEN. O modelo oferece uma alternativa para os modelos conceituais ou concentrados anteriormente utilizados, que somente utilizavam dados de precipitação observada. Entretanto, um modelo que trabalha em grande escala é capaz de utilizar dados de previsão de precipitação como entrada, tornando-se possível obter a resposta de eventos com maior antecedência. Este estudo citado foi realizado na Bacia do Rio Itajaí-Açu, em Santa Catarina com uma escala espacial de 0,05°. Foram utilizadas 12 estações fluviométricas no período de 1975 a 2014 com

dados diários. Para minimizar os erros experimentais na obtenção dos dados meteorológicos e fluviométricos foram realizadas correções do BIAS através do mapeamento de quantis. Como resultado, observou-se que as sub-bacias de maior área (entre 5000 e 10000 km<sup>2</sup>) apresentaram o melhor ajuste do modelo. As bacias menores (< 1600 km<sup>2</sup>) e de cabeceira demonstraram resultados menos satisfatórios, atribuídos à falta de dados de precipitação. Contudo, três bacias menores (área de 794, 1570 e 1600 km<sup>2</sup>) apresentaram resultados semelhantes aos obtidos na análise de desempenho do modelo aplicado às bacias maiores.

Falck et al. (2015) também realizaram a análise de desempenho do MHD-INPE para bacias de diferentes dimensões, porém de proporções muito maiores (5000 a 764000 km<sup>2</sup>), utilizando uma escala espacial de 0,25°. A calibração realizada na Bacia do Tocantins-Araguaia foi dividida em 19 sub-bacias e foram utilizadas 300 estações pluviométricas, no período de Janeiro/2000 a Outubro/2008. Assim, a validação foi realizada entre Outubro/2008 e Outubro/2011. Durante este período, as bacias de cabeceira e mais acidentadas apresentaram valores de NASH e LogNASH abaixo de 0,7. Os autores atribuíram o desempenho inferior à falta de densidade de dados de precipitação e a dificuldade em se interpolar estes dados em terrenos com maior variabilidade topográfica.

Outro exemplo de modelo semi-conceitual, o LASH (Lavras Simulation of Hydrology) também baseado no MGB-IPH e nos modelos CN-SCS e Muskingum-Cunge. Foi desenvolvido inicialmente como um modelo concentrado ou semi-distribuído (MELLO et al., 2008) e após alterações trabalha de forma distribuída (BESKOW et al., 2011). São aplicados três módulos: que estimam o escoamento base, subsuperficial e superficial, que estimam o fluxo das células ao curso d'água e a propagação do escoamento em canais.

O Probability Distributed Model (PDM) é outro modelo hidrológico semi-distribuído de grande escala e Pineda (2008) o utilizou em combinação com o DHSVM para estimar os parâmetros hidrológicos de três bacias localizadas na Bacia Amazônica. As regiões monitoradas possuem uma área de drenagem de 0,95 km<sup>2</sup>, 6,46 km<sup>2</sup> e 12,43 km<sup>2</sup>, com calibração de Novembro de 2002 a Outubro de 2004 e validação de Novembro de 2004 a Outubro de 2006. Para o DHSVM a escala espacial utilizada foi de 30 m e para o PDM se utilizou um único ponto de grade para representar as bacias em questão. Neste estudo o modelo de baixa resolução, além de ser capaz de simular os processos em pequenas escalas, se ajustou melhor que o DHSVM ao escoamento, tanto na bacia de menor área quanto a de maior. Entretanto, o modelo PDM apresentou maior variação sazonal na estimativa da evapotranspiração que os dados observados na área.

Dentre os modelos citados, o DHSVM é o mais detalhado, tanto na resolução espacial, quanto na demanda por dados de entrada. Sua resolução espacial varia de 10 a 90 metros e demanda de 14 parâmetros para o solo e 15 para a vegetação. Este é um modelo desenvolvido em zonas temperadas em regiões que há maior disponibilidade de dados experimentais disponíveis para alimentar modelos hidrológicos. Tipicamente, este modelo é utilizado em bacias menores, justamente pela dificuldade de aquisição de dados, além do tempo de processamento e dificuldade de calibração. Diferentemente, modelos como o MHD-INPE, MGB-IPH e LASH são modelos que carregam algumas simplificações em suas metodologias. Ambos desenvolvidos no Brasil, o modelo LASH tem o objetivo de atender à certas limitações de dados disponíveis (VIOLA et al., 2013) e os modelos MHD-INPE e MGB-IPH vieram da necessidade de modelos hidrológicos acompanharem a resolução de modelos de mudanças climáticas ou previsão do tempo, que geralmente utilizam-se escala de magnitude em torno de dezenas de km<sup>2</sup> (COLLISCHONN, 2001). Assim, cada unidade de grade representa um conjunto de informações presentes naquele local. Com isso, as informações do detalhamento que seriam perdidas no processo de *upscaling*, aparecem de maneira concentrada, sem perder a representatividade local.

## 2.2 Mapeamento de classes de solos

O modelo de classificação de feições de superfície, chamado Geomorphons, foi desenvolvido por Jasiewicz e Stepinski (2013). Este utiliza o Modelo Digital do Terreno (MDT), aplicando um raio de busca para a classificação das feições geomorfológicas da área através da metodologia de padrão ternário (YOKOYAMA; SHIRASAWA; PIKE, 2002). Assim, o solo é classificado de acordo com as formas de relevo, podendo ser dez tipos, são eles: plano, pico, crista, encosta, contraforte, ladeira, sumidouro, vale, sopé de elevação e depressão.

O algoritmo do modelo citado possibilita a sua aplicação no mapeamento de classes de solo, pois as características de relevo possuem próxima relação com a sua formação e propriedades físicas. Pinheiro et al. (2016) utilizou os mapas de geomorfologia gerados pelo Geomorphons como co-variável para classificação de solos por redes neurais, obtendo resultados próximos às observações de campo na bacia do Rio Guapi-Macacu, no estado do Rio de Janeiro. Dentre as variáveis estavam a altimetria, curvatura, declividade, índice topográfico composto, dentre outros. O mapa que melhor se ajustou à classificação foi gerado por um MDE de 30 m de resolução e foi feito com um raio de busca de 45 pixels. Assim, as encostas, picos e cristas demonstraram maior correlação com solos Litólicos e Cambissolos; os Argissolos e

Latossolos são encontrados nas áreas classificadas como encosta; os vales e áreas planas estão os Gleissolos e Neossolos Flúvicos.

Pesquisas recentes utilizando a ferramenta anteriormente citada foram elaboradas na Bacia Hidrográfica Lavrinha com diferentes finalidades e apresentaram resultados promissores. Pinto et al. (2016) utilizaram um MDT de 10 m e um raio de busca de 60 pixels no Geomorphons com o objetivo de espacializar os dados de condutividade hidráulica na área da bacia, a fim de determinar a transmissividade solo-água. Outro método de classificação da superfície do terreno foi utilizado em seu trabalho, proposto por Iwahashi e Pike (2007), onde são classificados o gradiente de declividade, a textura na superfície e convexidade local. Utilizando o método de *fuzzy logic*, foram comparados: o mapa de atributos do terreno (combinação de MDT, declividade, curvaturas do plano e perfil e o SAGA wetness index) e os mesmos associados à cada um dos mapas de superfície. A validação com 20% dos pontos amostrados de condutividade hidráulica apontou o mapa gerado pelo Geomorphons combinado aos atributos do terreno como a melhor aproximação. Através do mapa de transmissividade água-solo, os autores concluíram que as áreas de vegetação nativa demonstram forte influência na bacia, apresentando os menores erros.

Em sequência ao trabalho supracitado, Pinto et al. (2017) analisaram 39 formas de gerar um mapeamento da porosidade drenável baseado em *fuzzy logic*. Com dados experimentais de 193 amostras, onde 80% foram usados para a calibração e o restante dos 20% para a validação do mapa a ser gerado. Utilizou-se os mapas de uso e ocupação do solo, atributos do terreno e, por fim, 9 mapas do Geomorphons gerados por diferentes raios de busca e MDT de 30 metros de resolução (obtido pelo IBGE com escala 1:50.000). Assim, cada mapa foi testado para a espacialização da porosidade drenável individualmente e pela combinação entre os mesmos. Comparando a validação dos dados observados experimentalmente, o mapa que obteve melhores resultados foi o Geomorphons de 25 pixels combinado a um mapa de uso e ocupação. Observou-se também que aqueles que utilizaram o uso e ocupação demonstraram os menores erros nesta análise. Da mesma forma, uma análise por microscópio indicou diferenças na porosidade de acordo com a vegetação, sendo as áreas de pastagem as menos porosas. Por fim, uma análise hidrológica da BHL e de uma micro-bacia no seu interior, coberta apenas por mata atlântica, demonstrou que o escoamento base, onde o uso do solo é exclusivo de floresta, foi muito superior ao da foz da BHL.

Em outro estudo, Silva et al. (2016) levantou diferentes mapas de geomorfologia alterando a resolução do MDT (10, 20 e 30 metros) aplicando diferentes raios de buscas. De posse do mapa de classes de solo levantado por Menezes (2009) a partir de levantamento

pedológico, foram quantificadas as semelhanças entre os mapas através de um teste de  $\lambda^2$  à 5% de probabilidade (Equação 2.1).

$$\lambda^2 = \sum \frac{(e - o)^2}{e} \quad (2.1)$$

Onde  $o$  se refere à área observada pela combinação das classes de solo levantadas experimentalmente com aquelas geradas pelo geomorphons; e  $e$  à área esperada por cada combinação. Assim, o mapa gerado pelo geomorphons utilizando um MDT com resolução espacial de 30 metros e raio de busca de 20 pixels foi o que mais se assemelhou ao mapa pedológico. Com isso, um levantamento da textura do solo em 37 pontos especializados por 5 das classes geradas para a BHL comparou o teor médio de areia, silte e argila. Esta pesquisa destacou que os vales e sumidouros apresentaram teores de argila e areia estatisticamente diferentes das demais feições, com maiores teores de areia e menores de argila. Estas classes estão presentes nos pontos de menor altitude na bacia.

Como forma de aplicação prática, mapas de classificação do solo são utilizados em modelos hidrológicos distribuídos como forma de representação da bacia hidrográfica. No entanto, a dificuldade de aquisição destes dados demanda por alternativas de fácil implementação e que represente os processos envolvidos. Um modelo de classificação de solos utilizado em modelagem hidrológica é o HAND (*Height Above the Nearest Drainage*), que relaciona a diferença de altitude entre cada ponto do modelo de elevação com a rede de drenagem que este contribuirá. Esta classificação se explica pela correlação observada entre valores obtidos pelo HAND e a profundidade do lençol freático do perfil (NOBRE et al., 2011).

O primeiro trabalho a utilizar tal ferramenta em modelo hidrológico foi realizado por Cuartas et al. (2012) na Amazônia, monitorando córregos de 1ª, 2ª e 3ª ordem (segundo Strahler) com áreas de drenagem de 0,95 km<sup>2</sup>, 6,58 km<sup>2</sup> e 12,43 km<sup>2</sup>, respectivamente. Esta foi a primeira aplicação do modelo hidrológico DHSVM em uma bacia tropical, sendo o modelo hidrológico desenvolvido e majoritariamente aplicado em climas temperados. Neste trabalho não somente foram gerados os mapas do terreno, mas também de tipos de vegetação, obtendo bom desempenho do modelo, principalmente para a umidade do solo e evapotranspiração. Na sequência, Alvarenga et al. (2017) utilizaram os mesmos modelos em seu trabalho para a BHL, demonstrando um melhor ajuste nos coeficientes de Nash-Sutcliffe utilizando o mapa de zonas de umidade obtido do HAND em comparação ao mapa pedológico levantado experimentalmente, como mencionado no item 2.1 deste trabalho.

Modelos como o DHSVM requerem maiores detalhes sobre a área estudada. Neste sentido, aumentar o número de classes de solo com o modelo de geomorfologia dificulta a calibração. Assim, trabalhos com teste de sensibilidade como o realizados por Du et al. (2013) auxiliam na calibração dos parâmetros. No trabalho citado foram levantados todos os parâmetros de entrada do modelo DHSVM, de modo a testar a sensibilidade. Foram avaliados os dez parâmetros mais sensíveis, dentre estes, cinco são parâmetros de solo: condutividade hidráulica, decaimento exponencial da condutividade hidráulica no perfil do solo, porosidade, ponto de murcha permanente e capacidade de campo.

### 3 CONSIDERAÇÕES GERAIS

Em muitas regiões de cabeceira no Brasil, as populações locais são dependentes dos recursos hídricos dessas pequenas bacias, não somente para abastecimento público, mas para a geração de energia e produção agrícola. Estas regiões também são de fundamental importância para a produção hídrica de grandes bacias à jusante. Apesar disso, são áreas pouco monitoradas experimentalmente, com baixa densidade de estações meteorológicas e fluviométricas.

Sendo a modelagem hidrológica uma importante ferramenta para antecipação de impactos e para auxiliar na gestão de bacias hidrográficas, estas dependem diretamente do monitoramento experimental. Portanto, em pequenas bacias de cabeceira, há maior dificuldade na implementação destes modelos. Assim, este trabalho se propôs a avaliar a representação de uma bacia de cabeceira em modelo de grandes bacias, utilizado de forma concentrada em uma única célula, bem como apresentar uma alternativa para a representação de solos em um modelo mais complexo.

Ao utilizar um modelo como o MHD-INPE em uma única célula pôde-se observar como este consegue simular bem os processos hídricos na pequena escala para regiões montanhosas. Inclusive, com este modelo obteve-se desempenho superior às simulações com modelo mais complexo, como o DHSVM. Portanto, quando as características físicas da bacia são bem representadas, este modelo pode ser aplicado em condições semelhantes e que, mesmo que simulando grandes bacias, cada pixel pode gerar informações sobre os possíveis impactos locais, que afetam diretamente as comunidades mais próximas.

Apesar da dificuldade de se utilizar modelos hidrológicos nestas bacias pela carência de levantamento pedológico de solos, no presente trabalho demonstramos como um método quantitativo de classificação das feições da superfície pode ser utilizado como dado de entrada em modelo complexo como o DHSVM. Este estudo também visa auxiliar na futura implementação de mapas de superfície pela análise do teste de sensibilidade dos parâmetros de solo mais sensíveis do modelo em cada classe de superfície.

Portanto, é esperado que este trabalho possa contribuir para a aplicação da modelagem hidrológica em bacias de cabeceiras em regiões montanhosas. Com isso, espera-se que mais estudos de prevenção de impactos possam ser levantados e que melhores práticas de gestão sejam implementadas.

## REFERÊNCIAS

- AMBROISE, B.; BEVEN, K.; FREER, J. Toward a Generalization of the TOPMODEL Concepts: Topographic Indices of Hydrological Similarity. **Water Resources Research**, Washington, v. 32, n. 7, p.2135-2145, jul. 1996.
- ALVARENGA, C. C. et al. Continuidade espacial da condutividade hidráulica saturada do solo na bacia hidrográfica do Alto Rio Grande, MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, n. 5, p.1745-1758, out. 2011.
- ALVARENGA, L. A. et al. Assessment of land cover change on the hydrology of a Brazilian headwater watershed using the Distributed Hydrology-Soil-Vegetation Model. **Catena**, Amsterdam, v. 143, p.7-17, ago. 2016.
- ALVARENGA, L. A. et al. Performance of a Distributed Hydrological Model Based on Soil and Moisture Zone Maps. **Rev. Bras. Ciênc. Solo**, Viçosa, v. 41, ago. 2017.
- ALVARENGA, L. A. et al. Impacts of Climate Change on the Hydrology of a Small Brazilian Headwater Catchment Using the Distributed Hydrology-Soil-Vegetation Model. **American Journal of Climate Change**, Wuhan, v. 07, n. 02, p.355-366, 2018.
- ARNOLD, J. G.; MORIASI, D. N.; GASSMAN, P. W. SWAT: Model Use, Calibration, and Validation. **Transactions of The Asabe**, St. Joseph, v. 55, n. 4, p.1491-1508, 2012.
- BESKOW, S. et al. Performance of a distributed semi-conceptual hydrological model under tropical watershed conditions. **Catena**, Amsterdam, v. 86, n. 3, p.160-171, set. 2011.
- CASAGRANDE, L. et al. Early flood warning in the Itajaí-Açu River basin using numerical weather forecasting and hydrological modeling. **Natural Hazards**, Heidelberg, v. 88, n. 2, p.741-757, abr. 2017.
- COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 46, n. 11-12, p.3737-3752, ago. 2015.
- COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 194 f. Tese (Doutorado) - Curso de Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.
- COLLISCHONN, W. et al. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. **Hydrological Sciences Journal**, Wallingford, v. 52, n. 5, p.878-895, out. 2007.
- 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, set. 2012.
- CUO, L. et al. Hydrologic prediction for urban watersheds with the Distributed Hydrology–Soil–Vegetation Model. **Hydrological Processes**, Hoboken, v. 22, n. 21, p. 4205-4213, set. 2008.

DU, E. et al. Validation and sensitivity test of the distributed hydrology soil-vegetation model (DHSVM) in a forested mountain watershed. **Hydrological processes**, Hoboken, v. 28, n. 26, p. 6196-6210, 2014.

DWARAKISH, G. S.; GANASRI, B. P. Impact of land use change on hydrological systems: A review of current modeling approaches. **Cogent Geoscience**, Routledge, v. 1, n. 1, jun. 2015.

FALCK, A. S. et al. Propagation of satellite precipitation uncertainties through a distributed hydrologic model: A case study in the Tocantins–Araguaia basin in Brazil. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 527, p. 943-957, ago. 2015.

IWAHASHI, J.; PIKE, R. J. Automated classifications of topography from DEMs by an unsupervised nested-means algorithm and a three-part geometric signature. **Geomorphology**, Amsterdam v. 86, n. 3-4, p. 409-440, mai. 2007.

JASIEWICZ, J.; STEPINSKI, Tomasz F. Geomorphons—a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 182, p. 147-156, jan. 2013.

MELLO, C. R. 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, nov. 2008.

MENEZES, M. D. de 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, jun. 2009.

NOBRE, A. D. et al. Height Above the Nearest Drainage—a hydrologically relevant new terrain model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 404, n. 1-2, p. 13-29, jun. 2011.

NÓBREGA, M. T. et al. Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 15, n. 2, p.585-595, fev. 2011.

PINEDA, L. A. C. **Estudo observacional e de modelagem hidrológica de uma micro-bacia em floresta não perturbada na Amazônia central**. 2008. 239 f. Tese (Doutorado) - Curso de Meteorologia, Inpe, São José dos Campos, 2008.

PINHEIRO, H. S. K. et al. Applying Artificial Neural Networks Utilizing Geomorphons to Predict Soil Classes in a Brazilian Watershed. **Springer Environmental Science and Engineering**, Singapore, p.89-102, fev. 2016.

PINTO, L. C. et al. Spatial prediction of soil–water transmissivity based on fuzzy logic in a Brazilian headwater watershed. **Catena**, Amsterdam, v. 143, p. 26-34, ago. 2016.

PINTO, L. C. et al. Land-use effect on hydropedology in a mountainous region of Southeastern Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 41, n. 4, p. 413-427, jul. 2017.

RODRIGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J. On the ability of large-scale hydrological models to simulate land use and land cover change impacts in Amazonian basins. **Hydrological Sciences Journal**, Routledge, v. 61, n. 10, p. 1831-1846, mai. 2016.

SILVA, S. H. G. et al. Geomorphometric tool associated with soil types and properties spatial variability at watersheds under tropical conditions. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 73, n. 4, p. 363-370, ago. 2016.

SOS MATA ATLÂNTICA; INPE. **Atlas Dos Remanescentes Florestais da Mata Atlântica Período 2016-2017**. São Paulo: Fundação SOS Mata Atlântica, 2018. Disponível em: <[https://www.sosma.org.br/link/Atlas\\_Mata\\_Atlantica\\_2016-2017\\_relatorio\\_tecnico\\_2018\\_final.pdf](https://www.sosma.org.br/link/Atlas_Mata_Atlantica_2016-2017_relatorio_tecnico_2018_final.pdf)>. Acesso em: 20 jan. 2019.

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, dez. 2013.

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.

YOKOYAMA, R.; SHIRASAWA, M.; PIKE, R. J. Visualizing topography by openness: a new application of image processing to digital elevation models. **Photogrammetric engineering and remote sensing**, Bethesda, v. 68, n. 3, p. 257-266, mar. 2002.

## SEGUNDA PARTE - ARTIGOS

### **ARTIGO 1 – PERFORMANCE DE MODELO HIDROLÓGICO DE LARGA ESCALA MHD-INPE EM UMA BACIA HIDROGRÁFICA DE CABECEIRA USANDO HAND NO MAPEAMENTO DE CLASSES DE SOLO**

#### **RESUMO**

Modelos como o MHD-INPE foram desenvolvidos para acompanhar a escala de modelos climáticos, por isso algumas informações na pequena escala são simplificadas. Assim, o objetivo deste estudo é aplicar este modelo em uma bacia de cabeceira, em uma única célula; e avaliar o desempenho deste modelo em comparação ao desempenho de um modelo hidrológico distribuído (DHSVM). A Bacia Hidrográfica Lavrinha (BHL) possui 6,7 km<sup>2</sup> e 63% de sua área é composta de vegetação nativa (Mata Atlântica). Foi utilizado como entrada o mapa de zona de umidade obtido da diferença de nível de cada pixel do Modelo Digital do Terreno (MDT) com a rede de drenagem mais próxima (Height Above the Nearest Drainage - HAND model). A vazão simulada pelo MHD-INPE se ajustou melhor aos dados observados na BHL, com valores de NSE na calibração e validação de 0,80 e 0,70, respectivamente, na escala diária. Na simulação com o DHSVM os valores de NSE foram de 0,56 e 0,55 nos mesmos períodos. Para a evapotranspiração ambos os modelos apresentaram tendências sazonais similares, sendo a relação evapotranspiração/precipitação (balanço hídrico) de 49% e 46% para as simulações com o MHD-INPE e DHSVM, respectivamente. Para a simulação do escoamento base o modelo MHD-INPE apresentou os melhores resultados. Portanto, o modelo de larga escala, mesmo trabalhando de forma concentrada, foi capaz de simular com precisão o escoamento na BHL.

**Palavras-chave:** Estudo de escala, MHD-INPE, DHSVM, HAND.

## ABSTRACT

Models as MHD-INPE were developed to follow the scale of climate models, so some small-scale information are simplified. Thus, the aim of this study is to apply this model to a headwater basin in southeastern Brazil, represented by a single cell and compare its performance to a distributed hydrological model (DHSVM). The Lavrinha Basin (BHL) has 6.7 km<sup>2</sup> and 63% of its area is covered by native vegetation (Atlantic Forest). It was used as input the moisture zone map, product of *height above the nearest drainage* (HAND) model. The discharge simulated by the MHD-INPE was better adjusted to the observed data in the BHL, with NSE in the calibration and validation of 0.80 and 0.70, respectively, in daily scale. For DHSVM, the NSE value was of 0.56 and 0.55 in the same terms. In the evapotranspiration simulation both models showed similar seasonal trends, with an evapotranspiration in water balance (evapotranspiration/precipitation ratio) of 49% for MHD-INPE and 46% for DHSVM. The baseflow during drought periods was better adjusted to the observed data with MHD-INPE simulation. Therefore, the large-scale model, even working in a concentrated manner, was able to accurately simulate runoff in BHL.

**Keywords:** Scale study, MHD-INPE, DHSVM, HAND.

## 1 INTRODUÇÃO

Até os anos setenta, a rede hidrológica do Brasil estava restrita a um número limitado de estações fluviométricas sob a supervisão de algumas instituições. Em 1972, com a criação do Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica - DNAEE, a rede de monitoramento foi organizada, centralizada e passou a seguir padrões e protocolos internacionais (ANA, 2007). Como o principal objetivo do DNAEE era a supervisão e controle dos serviços de eletricidade no Brasil, e porque a crise mundial do petróleo de 1973 criou a necessidade de expandir a geração hidroelétrica do país, o desenvolvimento da rede hidrológica destinou-se à avaliação de inventários hidroelétricos e produção de informações a fim de incrementar a gestão do sistema elétrico interligado brasileiro. Devido a esses aspectos históricos, a rede hidrológica no Brasil até as décadas recentes favoreceu o monitoramento de bacias de médio a grande porte com potencial hidroelétrico para a construção de grandes barragens.

A criação, em 2000, da Agência Nacional de Águas, conforme exigido pela nova Lei da Água de 1997 (BRASIL, 1997), redefiniu as metas da rede hidrológica existente para atender aos requisitos relacionados à gestão integrada de água e seus usos múltiplos. Novos paradigmas introduzidos pela Lei da Água, como a gestão participativa de bacias hidrográficas e o aumento da conscientização social sobre os impactos ambientais das grandes barragens, promoveram políticas favoráveis ao desenvolvimento de centrais hidroelétricas a fio d'água que, em princípio, tem impactos ambientais mais restritos.

Com a expansão da agricultura irrigada, o plano nacional de irrigação da nova Lei da Água determinou a necessidade dos "usos racionais e integrados da água" para proteger os recursos hídricos em quantidade e qualidade (ANA, 2017). Além disso, o crescimento e a expansão do comércio global de commodities agrícolas impulsionaram o desenvolvimento da agricultura de larga escala no Brasil, aumentando as variedades de usos a serem considerados na formulação de políticas de água.

Concomitante à expansão do agronegócio no Brasil, profundas mudanças demográficas ocorreram com a migração da população rural para as áreas urbanas: segundo o último censo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (2013), mais de 90% da população do Brasil vive em áreas urbanizadas. A concentração da população no entorno dos centros urbanos e a falta de planejamento resultaram na ocupação de zonas ripárias sujeitas a inundações e enchentes, e nas encostas íngremes expostas a deslizamentos de terra, geralmente com habitação precária (DIAS et al., 2018). Essas migrações internas afetaram muitas áreas urbanas, originalmente instaladas nas áreas de vales de terrenos montanhosos nas nascentes do sul e

sudeste do Brasil, e explicaram o crescimento da população do país exposta a desastres naturais. Além disso, a alta concentração de população nas áreas metropolitanas e o aumento da frequência de eventos hidrometeorológicos extremos criaram pressão adicional nos sistemas de abastecimento de água. Um exemplo notório desse tipo de evento foi a "crise hídrica" na região metropolitana de São Paulo em 2014 (COELHO et al., 2016).

Essas cadeias de eventos determinaram a necessidade de monitorar as bacias de cabeceiras para avaliar a disponibilidade de água durante as secas para agricultura e consumo humano; para quantificar os riscos de inundação e estimar o potencial hídrico de pequenas usinas. Considerando o pouco conhecimento da resposta hidrológica dessas bacias hidrográficas, principalmente devido à falta de registros históricos de vazão, é evidente que uma melhor compreensão do funcionamento hidrológico dessas é urgentemente necessário. Além disso, novas instâncias introduzidas pela Lei da Água que exigem a visão sistêmica de múltiplos usos da bacia exigem a conciliação da disponibilidade de água em escala mais ampla, desde bacias hidrográficas de pequena escala até bacias de grande escala, que são cruciais para a gestão da energia hidroelétrica, irrigação, navegação e recreação. Neste contexto, modelos hidrológicos em larga escala, com resolução espacial de 5-10 km, acoplados a modelos atmosféricos em resolução espacial similar, tornam-se ferramentas atrativas para explorar melhores práticas de manejo de água sob múltiplos usos, operar reservatórios em períodos de estresse de forma otimizada e é uma opção de mitigação e adaptação às mudanças climáticas.

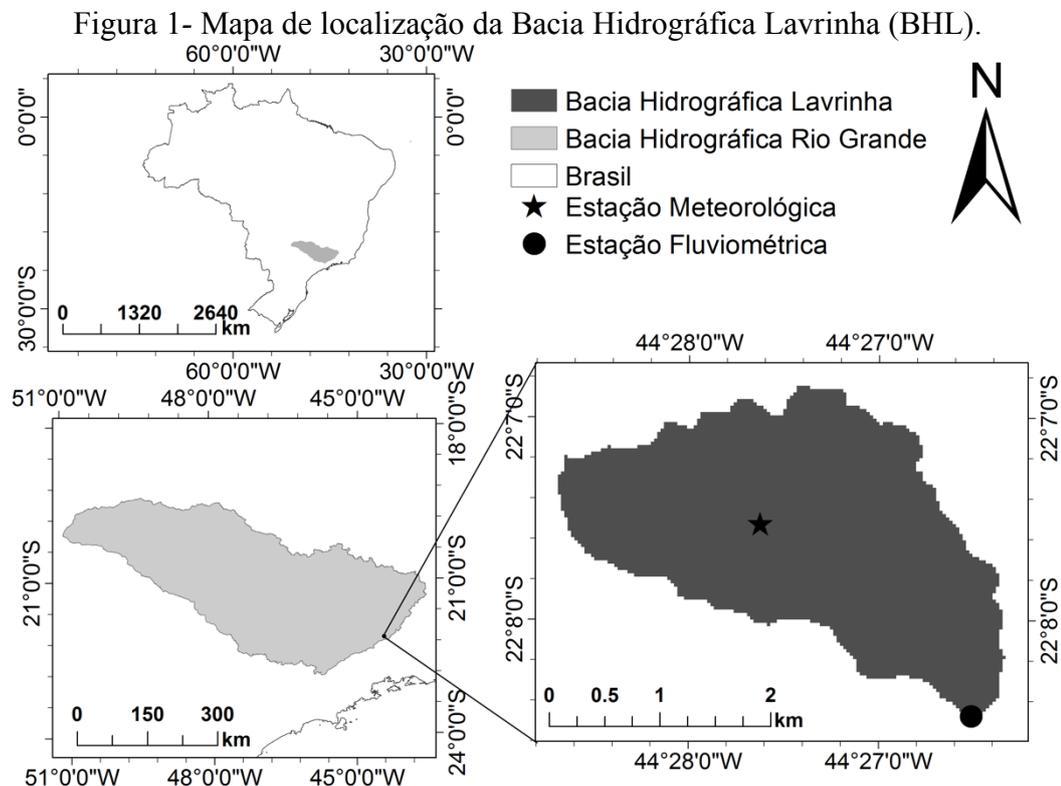
Como os modelos hidrológicos em grande escala têm uma representação simplificada dos processos hidrológicos em bacias de pequena escala (KAVVAS et al., 2004), a calibração e a validação de tais modelos são realizadas dividindo bacias em várias sub-bacias de acordo com os dados de vazão disponíveis da rede hidrológica. No caso do Brasil, a falta de conhecimento sobre bacias hidrográficas de cabeceira levanta incertezas sobre a capacidade de tais modelos de larga escala em representar a resposta hidrológica nas pequenas escalas.

Portanto, o objetivo deste estudo é, primeiramente, analisar a capacidade de um modelo hidrológico de larga escala em representar a vazão de uma bacia hidrográfica de cabeceira no Brasil. Para tanto, aplicou-se um modelo hidrológico regular de células em grande escala (MHD-INPE) à uma bacia experimental de cabeceira localizada no sudeste do Brasil, assumindo que a bacia hidrográfica inteira poderia ser representada por uma única célula do modelo de grande escala. A seguir, com a finalidade de comparar o desempenho do modelo, foi utilizado um estudo prévio (Alvarenga et al., 2017) aplicado com um modelo distribuído (DHSVM).

## 2 MATERIAL E MÉTODOS

### 2.1 Área de estudo

Este estudo foi conduzido na Serra da Mantiqueira na Bacia Hidrográfica Lavrinha (BHL), uma bacia de cabeceira pertencente à Bacia do Rio Grande. O Rio Grande encontra o Rio Parnaíba formando o Rio Paraná, sendo assim, pode ser destacada a importância destes para a geração de energia elétrica e abastecimento público no país. A área de drenagem da BHL é de 6,76 km<sup>2</sup>, está localizada entre as latitudes de 22° 06' S e 22° 08' S e longitude de 44° 27' W e 44° 25' W (FIGURA 1). Esta é uma região montanhosa, cuja altitude está entre 1137 e 1732 m. O curso d'água principal da BHL possui aproximadamente 5 km de extensão, com declividade média de 0,1076 m m<sup>-1</sup>. Nesta região, o clima segundo a metodologia de Köppen, é classificado como Cwb, com características de invernos secos e verões úmidos. O ano hidrológico na região ocorre entre os meses de outubro e setembro do ano seguinte. A temperatura média anual máxima é de 23 °C, a mínima de 10 °C e a precipitação média anual é de 2311 mm (MELLO et al., 2019).



Fonte: Do Autor (2019).

A principal cobertura do solo na BHL é a Mata Atlântica. Este é um bioma de grande importância para a biodiversidade brasileira, no entanto, mudanças no uso e ocupação do solo reduziram as áreas florestadas em sua extensão para 12,4% da cobertura original (SOS MATA ATLÂNTICA; INPE, 2018). Inserida neste, a BHL se mantém preservada, apresentando majoritariamente cobertura de floresta (63% de Mata Atlântica) e o restante de pastagem (37%) (ALVARENGA et al., 2017). No estudo realizado por Menezes et al. (2009) foram obtidas as classes de solo de acordo com sua profundidade, o tipo de horizonte A e as fases do relevo. Assim, foram encontradas a partir de levantamento pedológico três classes de solos: Cambissolo Háptico (*Dystric Cambisol*) (92%), Neossolo Flúvico (*Eutric Fluvisol*) (1%) e Gleissolo Háptico (*Dystric Gleysol*) (7%).

Várias pesquisas já foram desenvolvidas na BHL. Junqueira Junior et al. (2008), Oliveira et al. (2014) e Pinto et al. (2016) levantaram dados relativos à curva de retenção de água no solo, umidade na capacidade de campo ( $\theta_{CC}$ ), volume total de poros (VTP), umidade no ponto de murcha permanente ( $\theta_{PMP}$ ) e condutividade hidráulica saturada (CHS). Estes parâmetros físicos do solo foram essenciais para a representação das características destas áreas nos modelos hidrológicos, com base em experimentos realizados in loco. Mello et al. (2019) estimaram o balanço hídrico em uma sub-bacia no interior da BHL composta apenas por Mata Atlântica, apontando uma evapotranspiração equivalente a 50% da precipitação. Estes dados foram utilizados para auxiliar na calibração dos modelos. Além disso, Terra et al. (2015) pesquisaram e mapearam as espécies florestais e suas características físicas existentes na área de Mata Atlântica na mesma sub-bacia, auxiliando na parametrização para a vegetação preservada e calibração de modelos hidrológicos.

## **2.2 Modelo Hidrológico Distribuído (MHD-INPE)**

O Modelo Hidrológico Distribuído do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, MHD-INPE (RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016) é um modelo de célula de grade regular, com resolução de grade entre 5-25 km. Cada célula da rede é subdividida em unidades de resposta hidrológica resultantes da combinação de usos da terra e tipos de solo. O MHD-INPE é composto por quatro módulos: i) balanço vertical de água no solo; ii) evapotranspiração; iii) fluxos de superfície, subsuperfície e água subterrânea; e iv) propagação em canais. O balanço vertical da água no solo é calculado para cada unidade de resposta hidrológica (URH) e, em seguida, os fluxos verticais são agregados à célula de grade com base na fração da área ocupada pela unidade de resposta correspondente. Os fluxos horizontais são estimados com base no

índice topográfico da célula de grade. Detalhes adicionais sobre o modelo hidrológico são encontrados em Rodriguez e Tomasella (2016).

Este modelo tem sido aplicado com sucesso em estudos de mudança do clima e impacto da mudança de uso e cobertura da terra (JUNQUEIRA JUNIOR et al. 2015; MOHOR et al. 2015; VON RANDOW et al. 2019), como uma ferramenta para monitoramento hidrológico e previsão (CASAGRANDE et al., 2017; FALCK et al. al., 2015; FALCK et al., 2018; TOMASELLA et al., 2019) e para estimar os prêmios de seguros relacionados a secas (MOHOR; MENDIONDO, 2017). Estes estudos foram processados em bacias de larga escala, acima de 15 km<sup>2</sup>, utilizando células de URH entre 1 e 10 km de resolução espacial. Com isso, a sua representação é dada de forma distribuída na escala destas bacias e concentrada nas limitações de cada pixel.

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

O DHSVM é um modelo físico distribuído utilizado para pequenas e médias bacias. A resolução espacial do modelo pode variar de 5 a 30 metros para bacias menores que 100 km<sup>2</sup> (WIGMOSTA; NIJSSEN; STOCK; 2002). Este modelo oferece uma representação dinâmica da distribuição espacial da evapotranspiração, umidade do solo, profundidade do lençol freático e geração de escoamento na escala do Modelo Digital de Elevação. Em cada célula de grade são atribuídas as propriedades do solo e da vegetação necessárias para calcular o balanço de energia e massa. São estimados pelo modelo os seguintes módulos: i) evapotranspiração; ii) acúmulo e derretimento de neve; iii) interceptação pelo dossel; iv) movimento de água no solo não-saturado; v) movimento de água no solo saturado; vi) escoamento superficial direto; e vii) escoamento em canais. Em cada célula na bacia, o perfil do solo é dividido em camadas definidas pelo usuário e, o dossel da vegetação, nas camadas superior e inferior. Assim, a água interceptada pelo dossel contribui para a evapotranspiração e, no solo, o balanço de cada camada é estimado pela entrada de água pela camada superior, saída da água percolada para as camadas profundas, remoção por raízes, evaporação (camada superior) e o escoamento lateral (camada saturada). Assim, o escoamento superficial direto ocorre quando a camada superior está saturada ou o lençol freático atinge a superfície. Detalhes sobre o equacionamento do DHSVM se encontram em Wigmosta, Nijssen e Stock (2002) e Wigmosta, Vail e Lettenmaier (1994).

O modelo DHSVM foi desenvolvido e aplicado inicialmente em bacias montanhosas de regiões temperadas (WIGMOSTA; VAIL; LATTENMAIER, 1994). No Brasil, este modelo foi

implementado por Cuartas et al. (2012) em uma bacia no interior da floresta amazônica, apresentando representação satisfatória na simulação da umidade do solo e evaporação; e razoável desempenho para a vazão e profundidade do lençol freático. Em diversos países foi aplicado anteriormente para estudos de mudanças de uso e ocupação do solo (ALVARENGA et al., 2016; CHU et al., 2010; THANAPAKPAWIN et al., 2007) e de mudanças climáticas (ALVARENGA et al., 2018; SAFEEQ, FARES, 2012). Alvarenga et al. (2017) aplicou o modelo na BHL utilizando mapa pedológico experimental (MENEZES et al., 2009) e mapa de zonas de umidade obtido pela ferramenta HAND.

## 2.4 Dados disponíveis

Na implementação do modelo MHD-INPE, toda a BHL foi representada em uma única célula. Ou seja, os parâmetros de terreno, vegetação e solo foram representados de maneira concentrada em uma única célula do MHD-INPE com área de drenagem semelhante à bacia em questão (6,76 km<sup>2</sup>).

As entradas meteorológicas utilizadas foram coletadas pela estação meteorológica automática Campbell (FIGURA 1). As variáveis meteorológicas são: radiação global, temperatura do ar, umidade relativa, velocidade do vento a 2 m de altura, pressão atmosférica e precipitação de Outubro/2006 a Setembro/2010 em um passo de tempo horário. Neste mesmo período foram coletadas as cotas do curso d'água, com resolução horária e utilizando um linígrafo de pressão (Global Water Instrumentation, modelo WL16). A cota medida (h) em cm foi convertida em vazão observada (Q) em m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup> a partir da curva chave da seção de controle da bacia (Equação 1).

$$Q = 2,17 \times 10^{-5} (h + 4,456)^{2,28} \quad (1)$$

O Modelo Digital do Terreno (MDT) utilizado neste estudo apresenta resolução espacial de 30 m e foi obtido das cartas cartográficas do IBGE com resolução 1:50000, com as curvas de nível demarcadas a cada 20 metros (FIGURA 2a).

Na obtenção do mapa de zonas de umidade foi utilizado o classificador de ambientes hidrológicos *Height Above the Nearest Drainage* – HAND (RENNÓ et al, 2008). Em estudo prévio Alvarenga et al. (2017) compararam diferentes mapas de classes de solo e zonas de umidade como entrada no DHSVM para a BHL e concluíram que a caracterização de ambientes hidrológicos do HAND resulta em melhor desempenho do modelo hidrológico. Estas

conclusões estão de acordo com os resultados de Cuartas et al. (2012) em uma micro-bacia da Amazônia e se fundamenta no fato de que a classificação de ambientes do HAND está correlacionada com a profundidade do lençol freático do perfil (NOBRE et al., 2011) o que tem impacto direto em bacias hidrográficas onde o principal mecanismo de geração de deflúvio é pelo escoamento superficial direto. Além disso, sabe-se que os processos pedogenéticos se correlacionam com a topografia e com a ocorrência de hidromorfismo, o que explica a alta correlação espacial dos ambientes delimitados pelo HAND com o tipo de solo.

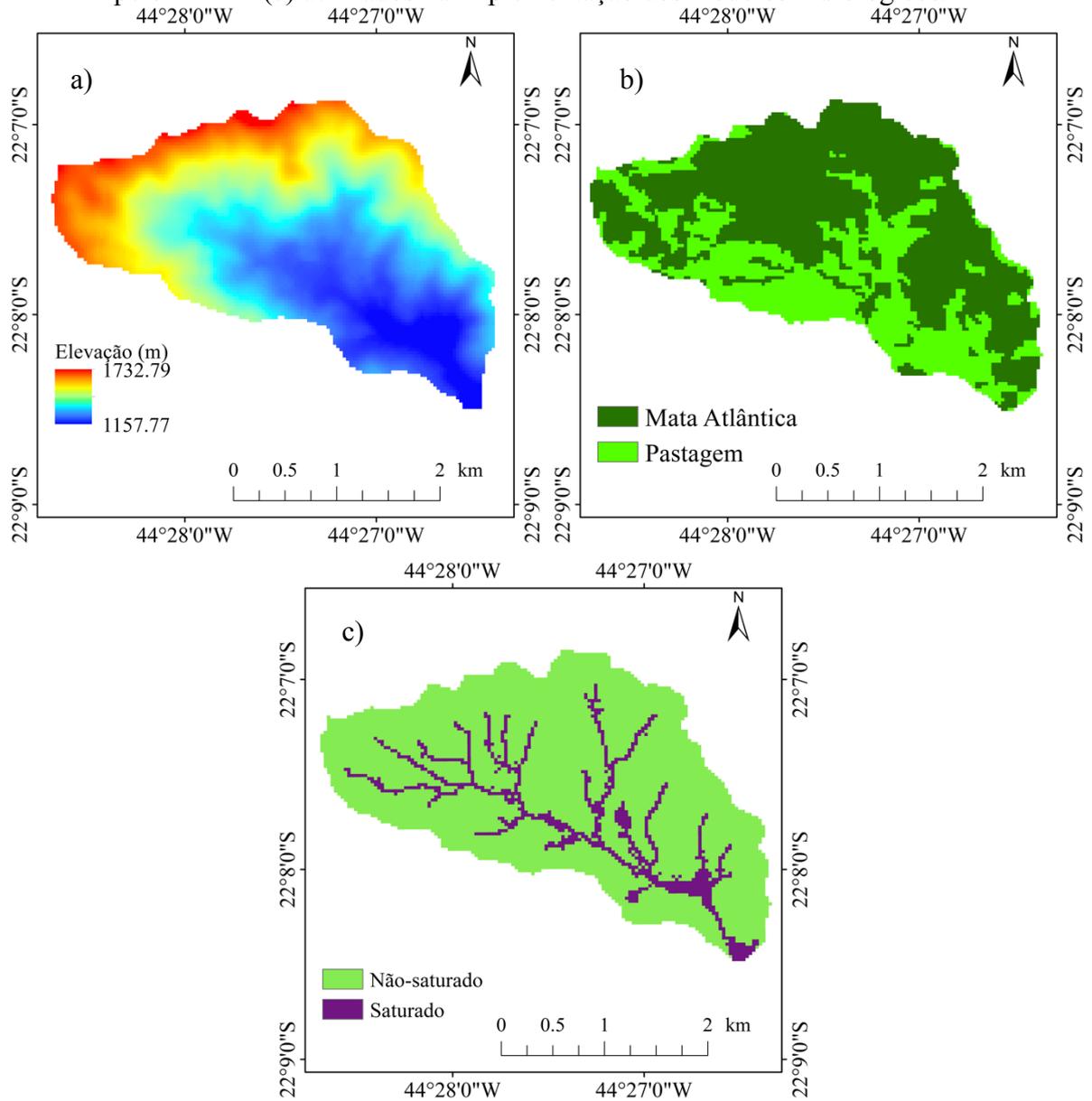
Assim, na BHL foram delimitadas duas classes de solo, denominadas áreas saturadas e não-saturadas (ALVARENGA et al., 2017). Na primeira classe estão os pontos abaixo de 15 metros de diferença de nível em relação à rede de drenagem mais próxima, e são aqueles onde o lençol freático está mais próximo à superfície (ambiente saturado). Os demais pontos pertencem à segunda classe (ambiente não-saturado), onde a camada de solo saturada está mais profunda (FIGURA 2c).

O mapa de uso e ocupação do solo foi obtido pelo produto Allos no ano de 2008 com resolução espacial de 10m (FIGURA 2b). Foram utilizadas duas classes, mata nativa (Mata Atlântica) e pastagem. Devido à resolução do modelo MHD-INPE, os mapas de solo e de uso e ocupação foram combinados em blocos cuja representação é dada pela parcela de área ocupada dentro do pixel. Assim, cada URH é definida como a porcentagem de ocupação da área em que se têm características de solo e vegetação semelhantes.

Os parâmetros de solo foram extraídos a partir dos parâmetros de ajuste da curva de retenção de água no solo por meio de Van Genuchten (1980) advindos dos estudos de Oliveira et al. (2014). A condutividade hidráulica saturada (CHS) foi ajustada dentro dos limites obtidos experimentalmente por Junqueira Junior et al. (2008) e Pinto et al. (2016). Os parâmetros físicos de vegetação foram obtidos do trabalho de Terra et al. (2015) na mesma região e por Freitas et al. (2005) em áreas de Mata atlântica no Brasil.

A pesquisa de Alvarenga et al. (2017) foi utilizada como referência para comparação das análises de desempenho dos modelos MHD-INPE e DHSVM. O modelo DHSVM foi executado para o mesmo período deste estudo (outubro/2006 a setembro/2010). A resolução espacial do modelo é de 30 metros, onde foram utilizados os mapas de i) vegetação (FIGURA 2b): dividido em Mata Atlântica e pastagem; ii) solo: obtido pela ferramenta HAND aplicado em duas classes (FIGURA 2c); iii) e profundidade do solo: variando entre 2,5 e 5 metros. Uma melhor descrição dos parâmetros de solo e vegetação utilizados como entrada no DHSVM pode ser obtido em Alvarenga et al. (2017).

Figura 2 - Mapas do MDT (a), de uso e ocupação do solo (b) e mapa de classificação do solo pelo HAND (c) utilizados na implementação dos modelos hidrológicos.



## 2.5 Calibração e validação dos modelos hidrológicos

Considerando que os dados de vazão correspondem ao período de Outubro/2006 a Setembro/2010, os meses de janeiro de 2005 à setembro de 2006 foram utilizados para aquecimento dos modelos, ou seja, para atenuação das condições hidrológicas iniciais. Os dois anos hidrológicos (outubro de 2006 a setembro de 2008) foram utilizados para a calibração dos modelos hidrológicos, buscando um ajuste horário, diário e mensal entre as vazões simuladas e observadas. Na sequência, foi utilizado o período de outubro de 2008 a setembro de 2010 para a validação.

A calibração do DHSVM foi realizada de forma manual por Alvarenga et al. (2017), alterando parâmetros como: Condutividade hidráulica do solo saturado na lateral e na vertical e decaimento exponencial da condutividade hidráulica lateral com a profundidade do solo. Na Tabela 1 estão apresentados os parâmetros de solo para ambas as classes do mapa HAND, assumindo a divisão do perfil do solo em três camadas, e parâmetros de vegetação, onde a Mata Atlântica se separa em dossel superior e inferior. Para o MHD-INPE foi realizada a calibração automática utilizando a metodologia SCE-UA (DUAN; SOROOSHIAN; GUPTA, 1992). Dez parâmetros foram ajustados: profundidades da camada de solo (D1, D2 e D3), o multiplicador da condutividade hidráulica da camada superior, transmissividade horizontal da camada saturada ( $T_{sub}$ ), coeficiente de decaimento da condutividade hidráulica no solo ( $\mu$ ), mínimo de armazenamento subterrâneo que se gera escoamento ( $\xi$ ), anisotropia do solo ( $\alpha$ ) e os coeficientes do tempo de retardo das camadas superficiais ( $C_{sup}$ ) e subterrâneas ( $C_{sub}$ ). Desta forma foi encontrado o melhor ajuste entre vazão simulada e observada horária, diária e mensal para a BHL. Estes mesmos parâmetros também foram calibrados por Falck et. al (2015) na bacia do Tocantins-Araguaia.

Tabela 1 - Lista de parâmetros de entrada do modelo DHSVM (ALVARENGA et al., 2017).

Parâmetros de solo	Mata Atlântica		
	Solo Saturado	Solo não-saturado	Amplitude (Calibração)
Condutividade hidráulica lateral ( $k_l$ ) ( $10^4 \text{ m s}^{-1}$ )	0,33	0,19	0,19 a 0,33
Decaimento exponencial da $k_l$ com a profundidade	0,01	0,005	0,005 a 0,3
Camadas de solo	3	3	
Pressão de entrada do ar em cada camada de solo (m)	0,76/0,87/1,13	0,76/0,87/1,13	0,76 a 1,13
Porosidade em cada camada de solo ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )	0,60/0,61/0,62	0,58/0,60/0,62	0,55 a 0,62
Capacidade de Campo em cada camada de solo ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )	0,29/0,30/0,32	0,21/0,22/0,24	0,19 a 0,32
Ponto de murcha permanente ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )	0,14	0,09	0,09 a 0,14
Umidade residual ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )	0,09	0,07	0,07 a 0,09
Condutividade hidráulica vertical ( $10^4 \text{ m s}^{-1}$ )	0,33	0,19	0,17 a 0,33
Parâmetros de vegetação	Mata Atlântica		
	Dossel Superior	Dossel Inferior	Pastagem
Fração de cobertura	0,95	-	-
Fração de troncos	0,5	-	-
Atenuação aerodinâmica	2,5	-	-
Altura do dossel (m)	20	1	0,6
Máxima Resistência Estomática ( $\text{s m}^{-1}$ )	3600	2787,5	5000
Mínima Resistência Estomática ( $\text{s m}^{-1}$ )	185,7	185,7	120
Limiar de umidade do solo ( $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$ )	0,1	0,1	0,14
Pressão de déficit de vapor (Pa)	4000	4000	4202
Fração de radiação curta ativa ( $\text{W m}^{-2}$ )	0,43	0,17	0,43
Profundidade das zonas de raiz (m)	0,2/0,7/0,9		0,2/0,3/0,3
Fração de raiz para cada zona	0,4/0,4/0,2	0,4/0,6/0,0	0,5/0,5/0,0
Índice de Área Foliar (IAF) ( $\text{m}^2 \text{ m}^{-2}$ )	2,66 a 5,0	0,9 a 1,7	1,5 a 3,0
Albedo	0,12	0,12	0,20

Fonte: Adaptado de Alvarenga et al. (2017).

Na análise de desempenho dos modelos hidrológicos foram utilizados os índices estatísticos de precisão de Nash-Sutcliffe (NSE), logaritmo Nash-Sutcliffe (INSE), porcentagem de Bias (PBIAS) e coeficiente de determinação ( $R^2$ ):

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (2)$$

$$INSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\log(O_i) - \log(S_i))^2}{\sum_{i=1}^n (\log(O_i) - \log(\bar{O}))^2} \quad (3)$$

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n S_i - \sum_{i=1}^n O_i}{\sum_{i=1}^n O_i} * 100 \quad (4)$$

$$R^2 = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}) (S_i - \bar{S})}{\sum_{i=1}^n [(O_i - \bar{O})^2]^{0,5} [(S_i - \bar{S})^2]^{0,5}} \right\}^2 \quad (5)$$

onde,  $O_i$  é a vazão observada no tempo  $i$ ;  $S_i$  é a vazão simulada no tempo  $i$ ;  $\bar{O}$  é a vazão observada média;  $\bar{S}$  é a vazão simulada média; e  $n$  é o número total de dados analisados. Na Tabela 2 se encontram os intervalos dos índices estatísticos utilizados na literatura para classificação do desempenho de modelos hidrológicos (MORIASI et al., 2015). O coeficiente NSE negativo indica que a média dos dados observados é uma aproximação melhor do que o ajuste do modelo, portanto não é considerado aceitável (MORIASI et al., 2007). Os dados de vazões de pico possuem maior influência no NSE, diferentemente do seu logaritmo (INSE), que é utilizado para avaliar a simulação do escoamento base.

Tabela 2 - Classificação dos índices estatísticos para avaliação do desempenho dos modelos hidrológicos.

<b>Índices Estatísticos</b>	<b>Intervalo</b>	<b>Desempenho satisfatório</b>	<b>Desempenho bom</b>	<b>Desempenho muito bom</b>
NSE e INSE	$-\infty$ a 1	0,5 a 0,7	0,7 a 0,8	$> 0,8$
PBIAS	$-\infty$ a 100	$\pm 10$ a $\pm 15\%$	$\pm 5$ a $\pm 10\%$	$< \pm 5\%$
$R^2$	0 a 1	0,60 a 0,75	0,75 a 0,85	$> 0,85$

Fonte: Adaptado de Moriasi et al. (2015).

Os modelos foram comparados por meio da curva de permanência de modo a avaliar o desempenho dos mesmos para todo o intervalo de vazões observadas. Esta análise é importante também para estudos de mudanças climáticas, pois demonstram as tendências de vazões de cheias e secas na bacia hidrográfica (TEGEGNE; PARK; KIM, 2017). A curva de permanência foi separada em cinco intervalos: 0 a 10%, 10 a 40%, 40 a 60%, 60 a 90% e 90 a 100%. A partir destes foram aplicados os testes PBIAS e a raiz do erro quadrado médio (REQM) em cada intervalo.

Para cada modelo hidrológico foram feitas análises das hidrógrafas comparando a vazão simulada e observada, e o comportamento destas no tempo. Nestas análises, além da avaliação do desempenho de cada modelo, também foi verificada as vazões de pico, tempo de decaimento da hidrógrafa, escoamento base e vazões mínimas. Também foram apresentados os dados de evapotranspiração e escoamento base simulados no passo de tempo diário. A partir de análises de balanço hídrico anual, os dados dos modelos foram comparados aos dados observados na BHL em levantamento experimental (MELLO et al., 2019; PINTO et al. 2017). Além disso foi avaliada a capacidade de cada modelo em representar o escoamento base. Para tal fim, o

escoamento base (EB) na BHL foi separado através do método BRM (STEWART et al., 2015), onde são ajustados dois parâmetros: a inclinação da reta durante o processo de recarga do lençol freático ( $k$ ) e as respostas rápidas do EB à eventos de forte precipitação ( $f$ ). Assim, a partir da hidrógrafa observada, foram utilizadas as equações 6 e 7.

$$B_t = B_{t-1} + k + f(Q_t - Q_{t-1}) \quad \text{se } Q_t > B_{t-1} + k \quad (6)$$

$$B_t = Q_t \quad \text{se } Q_t \leq B_{t-1} + k \quad (7)$$

### 3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Tabela 3 se encontra a parametrização do modelo MHD INPE além dos limites para a variação dos dados proveniente da calibração automática. Estão listados na Tabela 4 os parâmetros fixos finais para cada uma das classes de solo e de vegetação.

Tabela 3 - Lista de parâmetros calibrados e sua amplitude de variação no modelo MHD-INPE.

<b>Parâmetros da Bacia Calibrados</b>	<b>Amplitude de calibração</b>	<b>Valores finais</b>
Profundidade da camada superior (m)	0,01 a 2	2,00
Profundidade da camada intermediária (m)	0 a 1	0
Profundidade da camada inferior (m)	0,01 a 2	1,993
Multiplicador da condutividade hidráulica saturada	0,01 a 1	0,174
Transmissividade Horizontal - Tsub (m <sup>2</sup> dia <sup>-1</sup> )	0,01 a 1000	29,885
Decaimento da CHS com a profundidade	0,01 a 5	0,549
Anisotropia do solo	1 a 10.000	156,777
Mínimo de armazenamento subterrâneo (%)	0 a 2	0,055
Tempo de retardo (escoamento superficial) (s)	0,001 a 10	0,968
Tempo de retardo (escoamento subterrâneo) (s)	0,001 a 10	0,052

Fonte: Do Autor (2019).

Tabela 4 - Lista de parâmetros fixos de solo e vegetação para o modelo MHD-INPE.

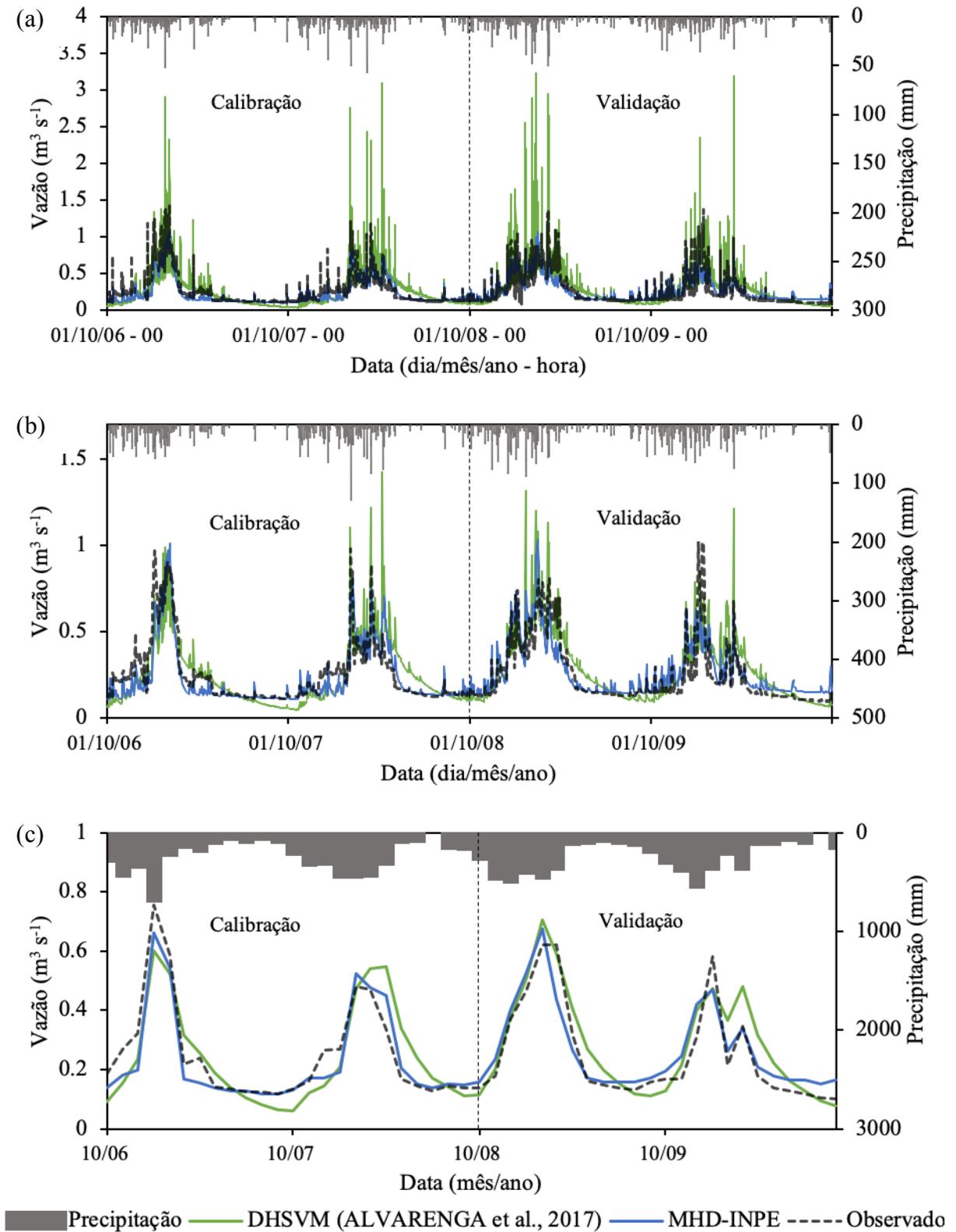
<b>Parâmetros de Solo</b>	<b>Saturado</b>	<b>Não-Saturado</b>
Condutividade Hidráulica Saturada (CHS) (m d <sup>-1</sup> )	2,133	8,877
Pressão de entrada do ar (kPa)	1,129	0,760
Coefficiente da curva de retenção de água no solo	1,427	1,369
Umidade Volumétrica Saturação (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	0,506	0,506
Umidade Volumétrica Residual (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	0,118	0,133
<b>Parâmetros de Vegetação</b>	<b>Mata</b>	<b>Pastagem</b>
Ponderação de estresse	0,95	
Distribuição de raízes	6,0	
Tipos funcionais de plantas	16	
Albedo	0,185 a 0,199	0,157 a 0,203
IAF (m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> )	2,66 a 5,0	0,704 a 4,304
Altura (m)	18	0,3 a 0,6
Cobertura	0,81	0,50 a 0,90
Profundidade Radicular	3,0	1,5
Plano de deslocamento zero (m)	8,28	0,219 a 0,325
Rugosidade (m)	1,8	0,45 a 0,78
Resistência superficial (s m <sup>-1</sup> )	100	50
Capacidade máxima do dossel (mm)	0,54	0,5

Fonte: Do Autor (2019).

Nas Figuras 3(a), (b) e (c) têm-se as hidrógrafas obtidas das simulações utilizando o DHSVM, MHD-INPE e os dados observados de vazão. Observa-se que o DHSVM, na

estimativa horária, apresenta picos de vazão próximos a  $2,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  onde ocorre intensidade de precipitação próxima ou superior a  $50 \text{ mm h}^{-1}$ . A máxima vazão observada para a BHL foi  $1,45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , há, portanto, superestimação do escoamento superficial direto simulado na bacia, gerando picos de grandes proporções. Para o passo de tempo diário, o MHD-INPE apresentou uma vazão máxima de  $1,03 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  no dia 14/02/09, quando ocorreu uma precipitação de 27 mm, superestimando a vazão observada em  $0,29 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . A vazão mínima simulada foi de  $0,108 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ , e ocorreu no dia 01/10/06, para este mesmo dia a vazão observada foi de  $0,122 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . No DHSVM a vazão máxima simulada foi de  $1,42 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  no dia 07/04/08, quando ocorreu uma precipitação de 77 mm, esta vazão simulada superestimou a vazão observada em  $1,07 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Já a mínima vazão simulada foi de  $0,048 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  no dia 20/10/07 e neste dia foi observado  $0,123 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Em geral, nas análises diárias e mensais os dados simulados pelo DHSVM apresentaram um retardo no tempo de decaimento da hidrógrafa, seguido por uma tendência de subestimar o escoamento base em épocas secas. O modelo MHD-INPE apresentou melhor concordância visual entre valores simulados e observados de escoamento na BHL quando comparado as simulações obtidas pelo DHSVM.

Figura 3- Hidrógrafas para o período de calibração (outubro/2006 a setembro/2008) e validação (outubro/2008 a setembro/2010) para os modelos DHSVM (ALVARENGA et al., 2017) e MHD-INPE no passo de tempo horário (a), diário (b) e mensal (c).



Fonte: Do Autor (2019).

O refinamento da calibração e validação foi feito a partir das análises dos índices estatísticos. Os resultados da estatística de precisão para análise de desempenho do MHD-INPE e DHSVM estão apresentados na Tabela 5. Para o modelo MHD-INPE os valores observados do coeficiente de eficiência de NSE e INSE foram maiores ou iguais a 0,68 e 0,74, respectivamente. O PBIAS indicou subestimação entre 7% e 8% para o período de calibração e superestimação em torno de 7,8% na validação. O período de calibração apresentou  $R^2$  acima de 0,8 para os passos de tempo horários, diários e mensais, sendo todos os valores desse índice acima de 0,6. No geral, os dados dos índices estatísticos apresentados na Tabela 2, de acordo com a classificação de Moriasi et al. (2015), indicam um desempenho bom do MHD-INPE.

Vale mencionar um aspecto importante encontrado também em trabalhos que utilizaram o MHD-INPE (CASAGRANDE et al., 2017; FALCK et al., 2015; TOMASELLA et al., 2018). Os resultados destas pesquisas indicam que este modelo foi menos eficiente na representação de processos hidrológicos de bacias menores e de cabeceiras. Isto decorre do fato de que a rede de pluviômetros, utilizadas nesses estudos em geral, não terem dados nas áreas de cabeceiras, onde a distribuição espacial da chuva é mais irregular devido ao efeito do relevo acentuado. Além disso, os modelos hidrológicos são mais sensíveis à erros quando o campo de chuva em bacias de cabeceira é interpolado, devido às menores áreas e a não-compensação de erros no processo de interpolação. Na bacia do Tocantins-Araguaia (FALCK et al., 2015) as sub-bacias de cabeceira menores que 5000 km<sup>2</sup> e mais acidentadas apresentaram NSE e INSE abaixo de 0,7 em simulações diárias. As bacias maiores apresentaram NSE e INSE acima de 0,8. Isto leva a supor que o bom desempenho do MHD-INPE na BHL, se comparado com outras aplicações em sub-bacias de cabeceiras, relaciona-se com a qualidade da informação meteorológica, especialmente chuva. Por outro lado, como a BHL foi representada como uma única célula do MHD-INPE, a calibração reflete parâmetros específicos da área, os quais não necessariamente são aplicáveis nas bacias a jusante da BHL.

Para o DHSVM, os índices estatísticos NSE, INSE e  $R^2$  foram inferiores aos valores obtidos na análise de desempenho do MHD-INPE. Nas simulações no passo de tempo diário e mensal foram encontrados valores maiores que 0,5 e 0,6 para o NSE e  $R^2$ , respectivamente. O PBIAS indicou subestimação em torno de 3,1% para o período de calibração e superestimação em torno de 13,2%, indicando desempenho apenas satisfatório. Deve ser destacado uma melhoria nos valores do índice INSE, no passo de tempo diário e mensal, principalmente para o período de validação. No entanto, este índice foi o que apresentou os piores resultados, ou seja, valor de 0,09 na calibração horária, indicando o pior desempenho do modelo em simular o período seco. Devido à ausência de representação do fluxo preferencial no escoamento sub-

superficial no modelo DHSVM, outros trabalhos também encontraram dificuldades em calibrar simultaneamente as vazões de pico e mínimas no modelo (BECKERS; ALILA, 2004; CUARTAS et al., 2012; SAFEEQ; FARES, 2012).

Tabela 5 - Índices estatísticos para os dados de vazão simulada na BHL.

Passo de tempo	MHD-INPE				DHSVM (ALVARENGA et al., 2017)			
	NSE	LogNSE	P <sub>bias</sub>	R <sup>2</sup>	NSE	LogNSE	P <sub>bias</sub>	R <sup>2</sup>
Calibração Horária	0,80	0,75	-7,00	0,81	0,45	0,09	-2,04	0,61
Validação Horária	0,68	0,74	7,79	0,69	0,33	0,57	13,05	0,58
Calibração Diária	0,80	0,75	-8,00	0,82	0,56	0,10	-3,08	0,65
Validação Diária	0,70	0,76	7,74	0,71	0,55	0,60	12,89	0,67
Calibração Mensal	0,88	0,82	-7,87	0,89	0,65	0,16	-3,01	0,71
Validação Mensal	0,85	0,83	7,87	0,87	0,77	0,68	13,20	0,85

Fonte: Do Autor (2019).

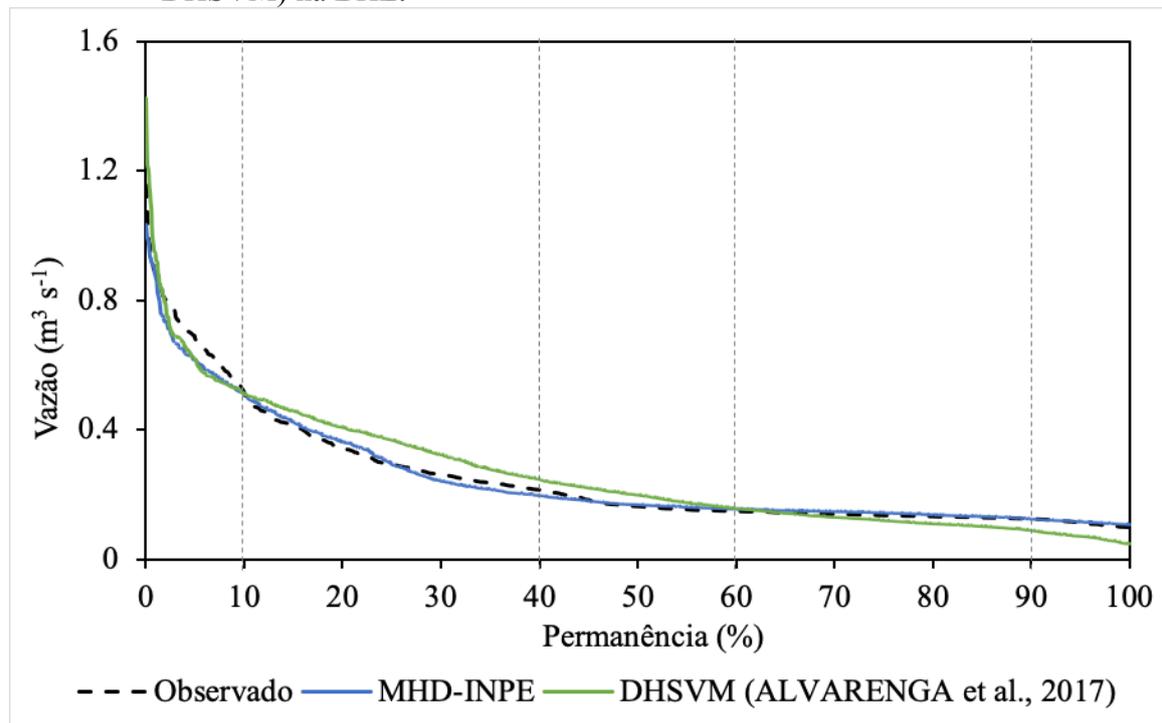
No geral, estes resultados mostram que o modelo MHD-INPE conseguiu simular a vazão na micro-escala quando aplicado em uma escala equivalente a um ponto de grade. Apesar das limitações, o modelo DHSVM conseguiu simular valores razoáveis de vazão diária e mensal. É importante destacar também que o modelo DHSVM, por possuir um maior detalhamento dos processos no espaço e uma maior quantidade de parâmetros demanda um maior tempo de implementação e processamento, o que pode dificultar a calibração automática do mesmo. O pior desempenho observado com o modelo DHSVM também pode estar relacionado às dificuldades inerentes ao processo de calibração manual em modelos físico-distribuídos mais sofisticados. No mais, a resolução grosseira do MDT de 30 metros é outro fator limitador da representação fiel da área de estudo (NAZARI-SHARABIAN; TAHERIYOUN; KARAKOUZIAN, 2019).

A Figura 4 mostra o percentual do tempo de permanência das vazões diárias médias observadas e simuladas pelo DHSVM e MHD-INPE. Nota-se que ambos os modelos apresentaram uma distribuição de frequência similar ao observado. O modelo MHD-INPE apresentou o melhor desempenho e se aproximou muito bem à vazão observada para valores de vazão inferiores a  $0,5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Em relação à vazão observada, o MHD-INPE estimou que a vazão Q90 foi de  $0,126 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  e foi superestimada em 2,4%; e a vazão Q10 foi de  $0,511 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$  e foi levemente subestimada em 0,6%. Estes erros estão dentro da faixa de incerteza das observações. Já o DHSVM subestima a Q90 simulada ( $0,090 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) em 27% e superestima a Q10 simulada ( $0,512 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ) em torno de 0,5%.

Na análise dos índices estatísticos da curva de permanência, subdividindo-a em parcelas de acordo com a frequência de excedência (TABELA 6), foi observado melhor desempenho do modelo MHD-INPE em todas as parcelas para o índice REQM. O índice PBIAS indicou maior subestimação das vazões cuja ocorrência estão entre 0 e 10% no modelo MHD-INPE, porém, nas demais parcelas o seu desempenho foi superior ao DHSVM. A REQM indicou melhor precisão do modelo MHD-INPE em todos os intervalos.

Várias pesquisas também destacam a importância da simulação das vazões de cheia, principalmente quando o foco do estudo é a previsão de desastres naturais (CASAGRANDE et al., 2017; FALCK et al., 2015; FALCK et al. 2018; TOMASELLA et al., 2018). Sendo assim, é importante que um modelo destinado a estas finalidades, como o MHD-INPE, seja eficiente na predição das vazões de pico. Portanto, subestimar estes dados de vazões pode comprometer a emissão de alertas por órgãos ambientais.

Figura 4 - Curva de permanência da vazão diária observada e simulada (MHD-INPE e DHSVM) na BHL.



Fonte: Do Autor (2019).

Tabela 6 - Índices estatísticos aplicados à curva chave de acordo com o intervalo de ocorrência.

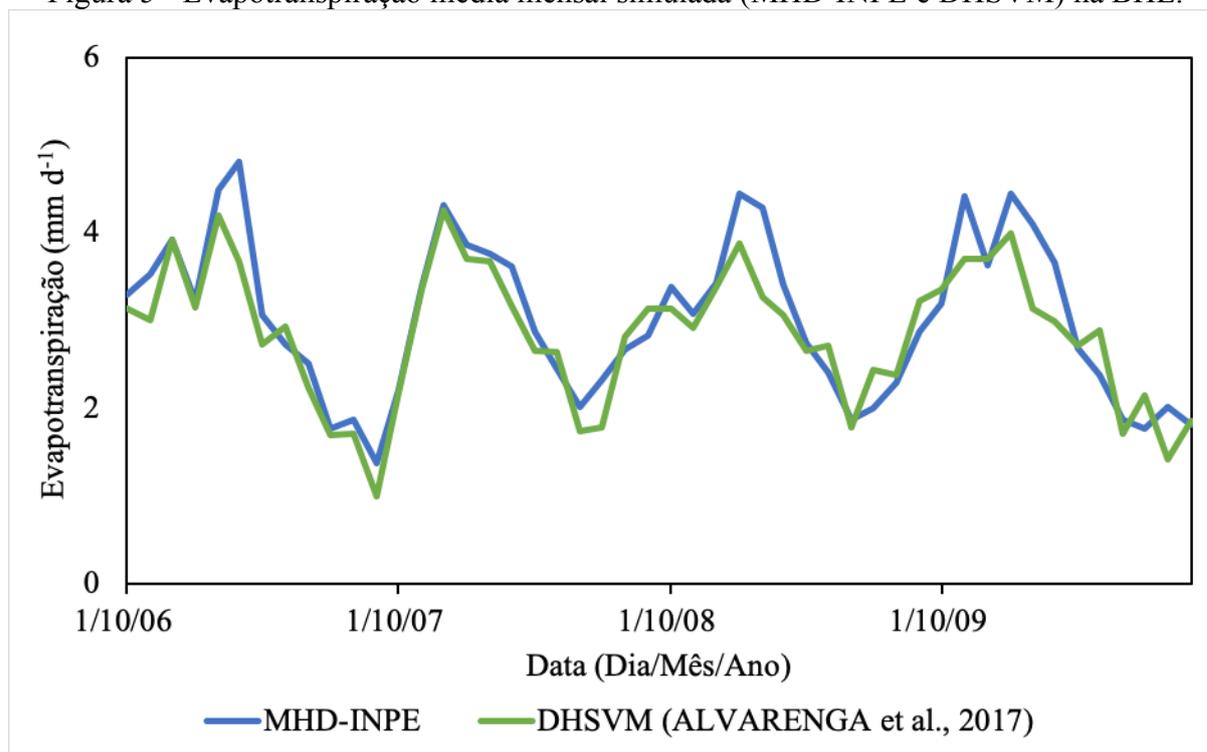
Frequência	MHD-INPE		DHSVM (ALVARENGA et al., 2017)	
	PBIAS	REQM	PBIAS	REQM
0 a 10%	-7,4	0,06	-3,7	0,07
10 a 40%	2,7	0,01	8,1	0,04
40 a 60%	-1,9	0,03	10,0	0,05
60 a 90%	-0,5	0,02	6,7	0,04
90 a 100%	6,1	0,01	-36,5	0,04

Fonte: Do Autor (2019).

A Figura 5 mostra a evapotranspiração simulada por ambos os modelos em mm dia<sup>-1</sup>. Quando comparado ao DHSVM, o MHD-INPE apresenta maior valor médio mensal de evapotranspiração no período chuvoso. No entanto, nota-se similaridade na tendência da variabilidade dos dados na Figura 5. A evapotranspiração média diária para os modelos MHD-INPE e DHSVM foi de 3,0 e 2,8 mm dia<sup>-1</sup>. Mello et al. (2019) encontraram uma evapotranspiração média em área completamente coberta por floresta na BHL de 3,3 mm dia<sup>-1</sup> para o período de outubro de 2009 a setembro de 2011.

Em relação à evapotranspiração anual (ET), os dados simulados apresentam valores para a relação ET/P (precipitação) de 46% e 49% para o DHSVM e MHD-INPE (TABELA 7), respectivamente. Os valores simulados encontrados também são semelhantes aos dados obtidos por Mello et al. (2019), onde a relação ET/P estimada por meio de balanço hídrico anual (ET=P-Deflúvio) em uma área de cobertura do solo de floresta na BHL foi de 50%. Na pesquisa de Safeeq e Fares (2012), em uma bacia dominada por floresta, a calibração dos parâmetros do modelo DHSVM foi feita com a evapotranspiração simulada entre 51 e 54% da precipitação. Assim, os resultados apresentados utilizando o MHD-INPE e DHSVM indicam que em ambos os casos a simulação da evapotranspiração apresentou resultados satisfatórios. Portanto, estes valores obtidos são mais um indicativo para considerar a calibração destes modelos hidrológicos como razoavelmente adequada para a previsão de vazão.

Figura 5 - Evapotranspiração média mensal simulada (MHD-INPE e DHSVM) na BHL.



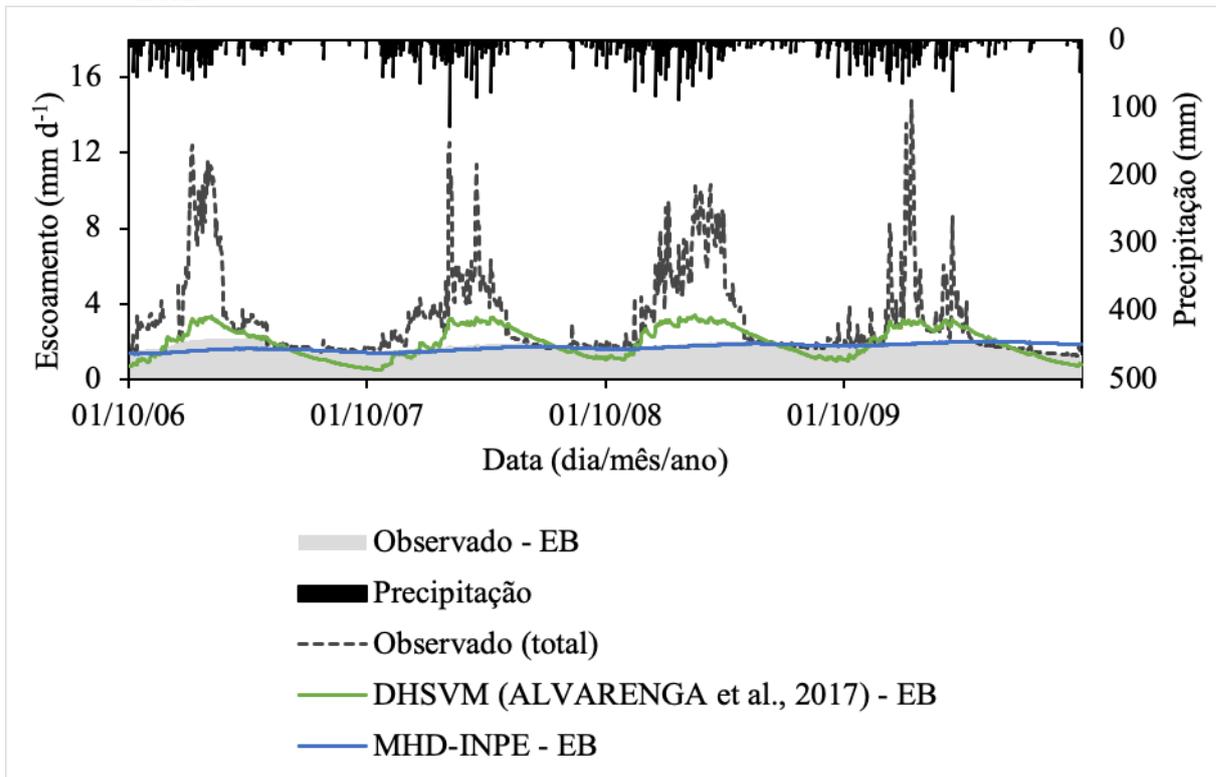
Fonte: Do Autor (2019).

Na Figura 6 encontra-se o escoamento base (EB) observado na BHL obtido pelo método BRM (STEWART, 2015) e ajustado com parâmetros  $k$  e  $f$  iguais a 0,002 e 0,01, respectivamente. O modelo DHSVM apresentou um comportamento diferente do observado na bacia, variando nos períodos úmidos e secos, com maior inclinação no período de recessão. O modelo MHD-INPE mostrou uma tendência no aumento nos valores de fluxo de base com o tempo. Isto decorre do fato de que a série usada no ajuste e calibração, embora seja horária, é relativamente curta e o modelo não atinge estabilidade no período de simulação.

Na Tabela 7 se encontra o EB total na bacia durante todo o período simulado. O modelo MHD-INPE subestimou o observado em 124 mm e o DHSVM superestimou em 271 mm. Em comparação ao deflúvio total (D), estima-se que o EB observado na BHL é responsável por 55% de todo o escoamento na bacia. Os modelos MHD-INPE e DHSVM estimaram esta relação (EB/D) como 52% e 58%, respectivamente. O EB médio na bacia foi aproximadamente 1,76 mm dia<sup>-1</sup>, as simulações indicaram 1,68 mm dia<sup>-1</sup> no MHD-INPE e 1,95 mm dia<sup>-1</sup> no DHSVM. A pesquisa de Pinto et al. (2017) apontou uma contribuição de 67,7% do EB no deflúvio total para a BHL entre os anos 2009 e 2011. Mello et al. (2019), com seu trabalho em uma micro-bacia de floresta contida na BHL, estimou que o EB foi responsável por 77% e 70% do

escoamento total no ano hidrológico de 2009/2010 e 2010/2011, respectivamente; bem como encontrou um EB médio de 1,60 e 1,74 mm d<sup>-1</sup> no mesmo período.

Figura 6 - Deflúvio e escoamento base observado e simulado pelo MHD-INPE e DHSVM na BHL.



Fonte: Do Autor (2019).

Tabela 7 - Comparativo entre as observações e simulações do deflúvio, escoamento base e evapotranspiração total na BHL.

	Observado	MHD-INPE	DHSVM (ALVARENGA et al., 2017)
Deflúvio total (mm)	4673	4667	4913
Escoamento base (mm)	2574	2449	2845
ET (mm)	4425	4413	4171
ET/P	49%	49%	46%

Fonte: Do Autor (2019).

Através dos resultados apresentados pode se inferir que ambos os modelos hidrológicos representaram de forma satisfatória os processos hidrológicos na BHL. No entanto, o modelo MHD-INPE apresentou desempenho superior ao DHSVM. Da mesma forma, no estudo de Tenegen, Park e Kim (2017) os modelos semi-conceituais apresentaram desempenho melhor que modelos mais complexos em pequenas bacias. Observaram também que os modelos complexos foram mais eficientes com o incremento de sub-bacias, ou seja, as informações mais

detalhadas geraram melhores resultados. No entanto, como os modelos hidrológicos físicos distribuídos (como o DHSVM) requerem grande volume de informação espacial e temporal em detalhe, seu uso se torna inviável em locais com rede de monitoramento ineficiente (TEGEGNE, PARK, KIM, 2017; SINGH, MARCY, 2017; VIOLA et al., 2014). Sendo assim, um modelo menos detalhado como o MHD-INPE é uma alternativa viável e eficiente para simular os processos hidrológicos em bacias de cabeceiras com pouco monitoramento.

## 4 CONCLUSÕES

As informações detalhadas geradas (parametrização) na calibração do DHSVM foram fundamentais para representar o comportamento médio desta região para uma posterior calibração do MHD-INPE, que foi verificado e aplicado na literatura atual somente na grande escala.

Os modelos DHSVM e MHD-INPE apresentaram valores médios diários de vazão, escoamento base e evapotranspiração representativos da BHL. No entanto, sendo o MHD-INPE desenvolvido para se trabalhar de forma distribuída em bacias de grande escala, quando foi aplicado de forma concentrada, apresentou um melhor desempenho que o DHSVM. Portanto, o MHD-INPE demonstrou capacidade para ser usado na representação de processos hidrológicos em áreas de cabeceira. Pode-se, também, recomendar o uso do MHD-INPE acoplado a modelos atmosféricos devido à sua boa representação hidrológica na microescala, reduzida quantidade de parâmetros e facilidade de calibração quando comparado ao DHSVM.

Pode-se inferir que o modelo MHD-INPE cumpriu o objetivo de simular a vazão em uma bacia de pequeno porte. Entretanto, calibrar o modelo representando a bacia em uma única célula, onde há presença de dados experimentais que delimitam os valores dos parâmetros é uma condição ideal que não se verifica na maioria das aplicações. Sendo assim, este tipo de análise pode ser verificada em pesquisas futuras para um melhor entendimento de como a calibração do modelo varia em diferentes escalas (por exemplo, bacias aninhadas) e como a falta de informações detalhadas em cabeceiras afeta a qualidade das simulações.

## REFERÊNCIAS

- ANA. **Disponibilidade e demandas de recursos hídricos no Brasil**. Brasília: Ana, 2007. 123 p.
- ANA. **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil**. Brasília: Ana, 2017. 169 p.
- ALVARENGA, L. A. et al. Assessment of land cover change on the hydrology of a Brazilian headwater watershed using the Distributed Hydrology-Soil-Vegetation Model. **Catena**, Amsterdam, v. 143, p.7-17, ago. 2016.
- ALVARENGA, L. A. et al. Performance of a Distributed Hydrological Model Based on Soil and Moisture Zone Maps. **Rev. Bras. Ciênc. Solo**, Viçosa, v. 41, ago. 2017.
- ALVARENGA, L. A. et al. Impacts of Climate Change on the Hydrology of a Small Brazilian Headwater Catchment Using the Distributed Hydrology-Soil-Vegetation Model. **American Journal of Climate Change**, Wuhan, v. 07, n. 02, p.355-366, 2018.
- 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.
- BRASIL. Lei nº 9433, de 08 de Janeiro de 1997. **Da Política Nacional de Recursos Hídricos**. Brasília, DF
- CASAGRANDE, L. et al. Early flood warning in the Itajaí-Açu River basin using numerical weather forecasting and hydrological modeling. **Natural Hazards**, Heidelberg, v. 88, n. 2, p.741-757, abr. 2017.
- 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**, Hoboken, v. 24, n. 18, p.2538-2554, abr. 2010.
- COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 46, n. 11-12, p.3737-3752, ago. 2015.
- 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, set. 2012.
- DIAS, M. C. A. et al. Estimation of exposed population to landslides and floods risk areas in Brazil, on an intra-urban scale. **International Journal of Disaster Risk Reduction**, Amsterdam, v. 31, p.449-459, out. 2018.
- DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. **Water Resources Research**, Washington, v. 28, n. 4, p.1015-1031, abr. 1992.

- FALCK, A. S. et al. Propagation of satellite precipitation uncertainties through a distributed hydrologic model: A case study in the Tocantins–Araguaia basin in Brazil. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 527, p. 943-957, ago. 2015.
- FALCK, A. S. et al. Improving the use of ground-based radar rainfall data for monitoring and predicting floods in the Iguaçu river basin. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 567, p.626-636, dez. 2018.
- FREITAS, A. V. L. et al. A new species of Ypthimoides (Lepidoptera: Nymphalidae: Satyrinae) from the southern Atlantic forest region. **Zootaxa**, v. 3526, p. 31-44, 2012.
- GASH, J. H. C.; LLOYD, C. R.; LACHAUD, G. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 170, n. 1-4, p. 79-86, 1995.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. **Atlas do censo demográfico 2010**. Rio de Janeiro: IBGE, 2013. 156 p.
- 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, jun. 2008.
- JÚNIOR, J. L. S.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A. Impacts of future climatic and land cover changes on the hydrological regime of the Madeira River basin. **Climatic Change**, v. 129, n. 1-2, p. 117-129, mar. 2015.
- KAVVAS, M. L. et al. Watershed environmental hydrology (WEHY) model based on upscaled conservation equations: hydrologic module. **Journal of Hydrologic Engineering**, Reston v. 9, n. 6, p. 450-464, nov. 2004.
- MELLO, C. R. et al. Water balance in a neotropical forest catchment of southeastern Brazil. **Catena**, Amsterdam, v. 173, p. 9-21, fev. 2019.
- MENEZES, M. D. de 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, jun. 2009.
- MOHOR, G. S. et al. Exploratory analyses for the assessment of climate change impacts on the energy production in an Amazon run-of-river hydropower plant. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, Amsterdam, v. 4, p. 41-59, set. 2015.
- MOHOR, G. S.; MENDIONDO, E. M. Economic indicators of hydrologic drought insurance under water demand and climate change scenarios in a Brazilian context. **Ecological Economics**, Amsterdam, v. 140, p. 66-78, out. 2017.
- MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, St. Joseph, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.

MOSRIASI, D. N. et al. Hydrologic and Water Quality Models: Performance Measures and Evaluation Criteria. **Transactions of The Asabe**, St. Joseph, v. 58, n. 6, p.1763-1785, dez. 2015.

NAZARI-SHARABIAN, M.; TAHERIYOUN, M.; KARAKOUZIAN, M. Sensitivity analysis of the DEM resolution and effective parameters of runoff yield in the SWAT model: a case study. **Journal of Water Supply: Research and Technology-Aqua**, London, dez. 2019.

NOBRE, A. D. et al. Height Above the Nearest Drainage—a hydrologically relevant new terrain model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 404, n. 1-2, p. 13-29, jun. 2011.

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

PINTO, L. C. et al. Spatial prediction of soil–water transmissivity based on fuzzy logic in a Brazilian headwater watershed. **Catena**, Amsterdam, v. 143, p. 26-34, ago. 2016.

PINTO, L. C. et al. Land-use effect on hydrology in a mountainous region of Southeastern Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 41, n. 4, p. 413-427, jul. 2017.

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

RODRIGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J. On the ability of large-scale hydrological models to simulate land use and land cover change impacts in Amazonian basins. **Hydrological Sciences Journal**, Routledge, v. 61, n. 10, p. 1831-1846, mai. 2016.

SINGH, S. K.; MARCY N. Comparison of Simple and Complex Hydrological Models for Predicting Catchment Discharge Under Climate Change. **Aims Geosciences**, Springfield, v. 3, n. 3, p.467-497, 2017.

SOS MATA ATLÂNTICA; INPE. **Atlas Dos Remanescentes Florestais da Mata Atlântica Período 2016-2017**. São Paulo: Fundação SOS Mata Atlântica, 2018. Disponível em: <[https://www.sosma.org.br/link/Atlas\\_Mata\\_Atlantica\\_2016-2017\\_relatorio\\_tecnico\\_2018\\_final.pdf](https://www.sosma.org.br/link/Atlas_Mata_Atlantica_2016-2017_relatorio_tecnico_2018_final.pdf)>. Acesso em: 20 jan. 2019.

STEWART, M. K. Promising new baseflow separation and recession analysis methods applied to streamflow at Glendhu Catchment, New Zealand. **Hydrology and Earth System Sciences**, Mountain View, v. 19, n. 6, p. 2587-2603, jun. 2015.

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

TEGEGNE, G.; PARK, D. K.; KIM, Y. Comparison of hydrological models for the assessment of water resources in a data-scarce region, the Upper Blue Nile River Basin. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, Amsterdam, v. 14, p. 49-66, dez. 2017.

- TERRA, M. C. N. S. et al. Influência topo-edafo-climática na vegetação de um fragmento de Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira, MG. **Rev. Ambient. Água**, Taubaté, v. 10, n. 4, p. 928-942, Dec. 2015.
- 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. 1-2, p. 215-230, fev. 2007.
- TOMASELLA, J. et al. Probabilistic flood forecasting in the Doce Basin in Brazil: Effects of the basin scale and orientation and the spatial distribution of rainfall. **Journal of Flood Risk Management**, Hoboken, v. 12, n. 1, p. e12452, abr. 2019.
- VAN GENUCHTEN, M. T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils 1. **Soil science society of America journal**, Madison, v. 44, n. 5, p. 892-898, set. 1980.
- VIOLA, M. R. et al. Impacts of land-use changes on the hydrology of the Grande river basin headwaters, Southeastern Brazil. **Water resources management**, Houten, v. 28, n. 13, p. 4537-4550, out. 2014.
- VON RANDOW, R. C. S. et al. Response of the river discharge in the Tocantins River Basin, Brazil, to environmental changes and the associated effects on the energy potential. **Regional environmental change**, Berlin, v. 19, n. 1, p. 193-204, jan. 2019.
- 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, jun. 1994.
- 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.

## **ARTIGO 2 - SIMULAÇÃO HIDROLÓGICA COM MODELO FÍSICO DISTRIBUÍDO UTILIZANDO GEOMOPHONS**

### **RESUMO**

Modelos hidrológicos físicos-distribuídos demandam de grande volume informações físicas da bacia hidrográfica para serem implementados. Devido à dificuldade de se encontrar levantamento pedológico das classes de solo em algumas bacias de cabeceira, o objetivo deste estudo é utilizar o mapa de classificação das feições do terreno (Geomorphons) como entrada no modelo físico-distribuído DHSVM. Com isso, foram calibrados alguns dos parâmetros de solo mais sensíveis à geração de escoamento e os testes de sensibilidade indicaram que a condutividade hidráulica saturada (CHSL) e o decaimento exponencial da CHSL foram os parâmetros que mais variaram o índice estatístico de precisão Nash-Sutcliffe (NSE). Devido à principal geração de escoamento na bacia ocorrer pela drenagem do lençol freático, as classes “ladeira” e “depressão” foram as que mais alteraram a vazão. A calibração e validação do modelo geraram um NSE de 0,68 e 0,63, respectivamente, ajuste superior a estudo anteriormente desenvolvido na mesma bacia utilizando mapa de levantamento pedológico. O modelo também captou a variação sazonal da umidade do solo, apesar de subestimá-la no período seco e superestimá-la no período úmido. Portanto, mapas de superfície baseados em geomorfologia é uma boa alternativa como entrada no modelo DHSVM, gerando resultados potencialmente mais precisos.

**Palavras-chave:** DHSVM, Geomorphons, teste de sensibilidade, umidade do solo.

## ABSTRACT

Physically-distributed hydrological models require a large amount of the watershed's physical information to be implemented. Considering the difficulty in finding pedological surveys for some headwater basins, the purpose of this study is to use a terrain classification map (Geomorphons) as an input to a physical-distributed model (DHSVM). Thus, calibrate some of the most sensitive soil parameters in the model for flow generation in a sensitive test. These indicated the saturated hydraulic conductivity (CHSL) and the CHSL exponential decrease as most sensitives for the Nash-Sutcliffe precision index (NSE). Because saturation overland flow is the main runoff generation in the basin, the "slope" and "hollow" terrain classes mostly changed the flow simulation. Model calibration and validation generated an NSE of 0.68 and 0.63, respectively, greater fit than previous study developed in the same basin using a pedological survey map. The model also captured the seasonal variation in soil moisture, although it underestimated the dry season and overestimated the wet season. Therefore, the use of geomorphology-based surface maps is an alternative input in the DHSVM model, potentially generating more accurate results.

**Keywords:** DHSVM, Geomorphons, sensitivity test, soil moisture.

## 1 INTRODUÇÃO

O ciclo da água pode ser afetado por mudanças climáticas ou no uso e ocupação de bacias hidrográficas. A região da Serra da Mantiqueira, localizada no sudeste do Brasil, deve ser destacada como uma importante região de cabeceira em termos de dinâmica da água (VIOLA et al., 2015). Além disso, os impactos hidrológicos nesta região de cabeceira podem gerar falhas em todo o sistema, comprometendo o fornecimento de energia não somente para o estado de Minas Gerais, mas para o sudeste do país. É importante ressaltar a escassez de água que ocorreu nesta região nos anos hidrológicos 2013/2014 e 2014/2015, onde algumas áreas apresentaram déficit de precipitação maior que 300 mm, o que causou problemas de abastecimento de água para a população (COELHO et al., 2016).

Um modelo hidrológico é uma ferramenta importante a ser utilizada com diferentes propósitos, como na modelagem do ciclo hidrológico e das consequências de mudanças climáticas e de uso e ocupação da terra. Assim, a simulação hidrológica abrange diversas áreas e, portanto, é de grande importância para a pesquisa e a aplicação prática. Existem vários modelos que simulam os processos hidrológicos e a influência de seus diferentes parâmetros de entrada na previsão de vazão são de fundamental importância para a pesquisa (DU et al. 2013; KRUK et al., 2009). No entanto, a escolha de um modelo depende da disponibilidade de dados na área de estudo (SINGH; MARCY, 2017). Os modelos físico-distribuídos complexos possuem alta demanda por dados meteorológicos, características físicas do solo e fisiológicas das plantas, detalhadas espacialmente e temporalmente, limitando sua aplicação (MELLO et al., 2008).

Para o uso de modelos hidrológicos distribuídos é necessário fornecer uma visão espacialmente detalhada das relações entre hidrologia, vegetação, solo e clima em uma bacia hidrográfica (CUARTAS et al., 2012). O Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM) é um modelo físico-distribuído testado e validado em áreas montanhosas no estado de Montana, EUA, na bacia de Middle Fork Flathead (WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994). No Brasil, foi aplicado para prever vazão, umidade do solo e evapotranspiração, bem como em estudos de impactos de mudanças climáticas (RCP8.5 e RCP4.5) e mudanças na cobertura florestal dos recursos hídricos. Pesquisas foram desenvolvidas nas bacias hidrográficas de Igarapé Asu (bacias de 0,95, 6,58 e 12,43 km<sup>2</sup>) na Amazônia central (CUARTAS et al., 2012), no rio Bocaina (área de drenagem de 251,36 km<sup>2</sup>), em São Paulo (KRUK et al., 2009) e na Bacia Hidrográfica Lavrinha (área de drenagem de 6,76 km<sup>2</sup>), em Minas Gerais (ALVARENGA et al., 2016; ALVARENGA et al., 2017).

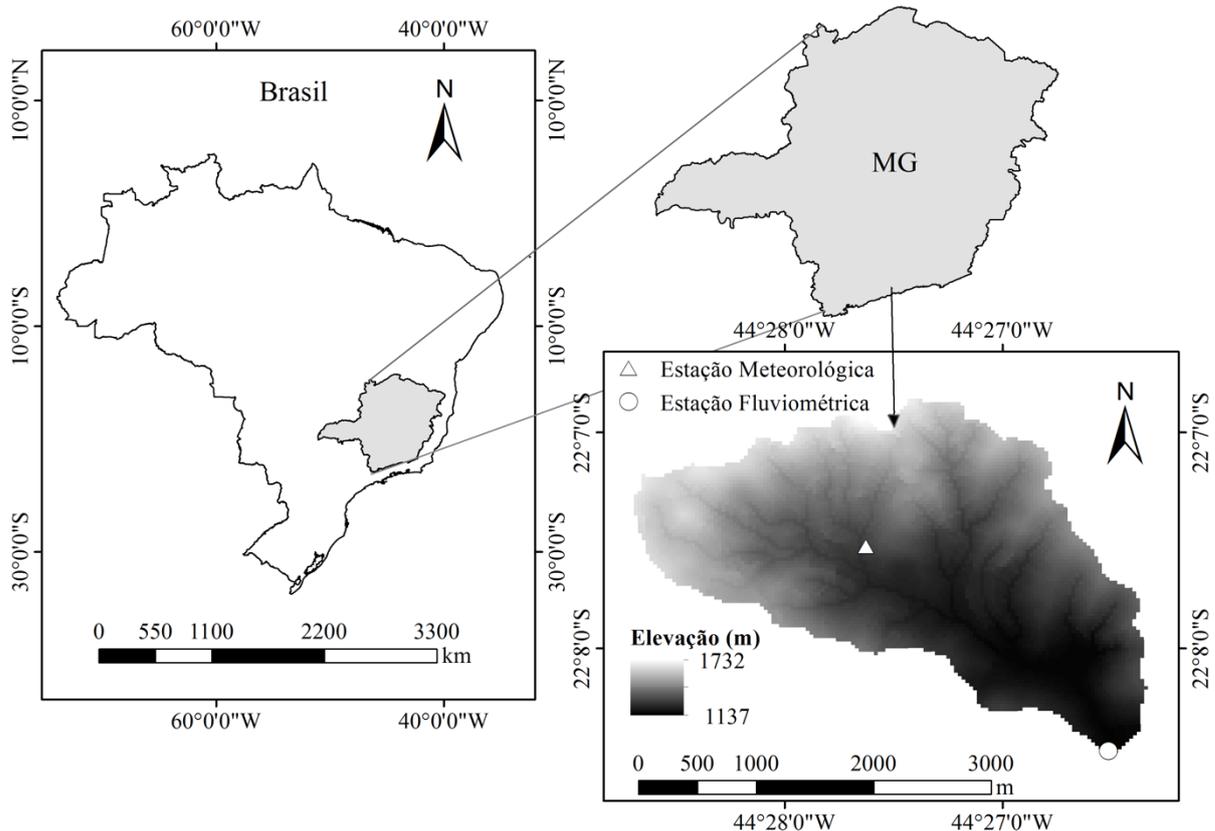
A escassez de dados de campo para desenvolver mapas de solos através de um levantamento pedológico pode ser uma das principais limitações do uso de modelos hidrológicos distribuídos, especialmente em bacias hidrográficas de pequeno porte (ALVARENGA et al. 2017). Sendo assim, a aplicação de métodos quantitativos para o mapeamento digital e geomorfológico é uma ferramenta alternativa importante para se obter informações mais detalhadas em modelagens hidrológicas (PINTO et al. 2017). Portanto, o objetivo deste trabalho é utilizar dados de elevação do terreno para classificar as feições geomorfológicas em uma bacia de cabeceira com relevo intenso. A seguir, aplicar este como mapa de classificação de solos no modelo físico-distribuído DHSVM, agrupando, assim, áreas com características semelhantes para parametrização física do solo.

## 2 MATERIAL E MÉTODOS

### 2.1 Área de estudo

A Bacia Hidrográfica Lavrinha (BHL) está localizada na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais, a foz da bacia se encontra a uma latitude de  $22^{\circ} 08' 28''$  S e longitude de  $44^{\circ} 26' 30''$  W (FIGURA 1). A BHL possui uma área de drenagem de  $6,76 \text{ km}^2$  e sua elevação varia entre 1137 e 1732 metros. Esta é uma área de drenagem que contribui diretamente com o Rio Grande. Sendo assim, esta região pode ser destacada em temas de geração de energia elétrica e abastecimento de água (Alvarenga et al., 2016).

Figura 1- Localização da Bacia Hidrográfica Lavrinha (BHL).

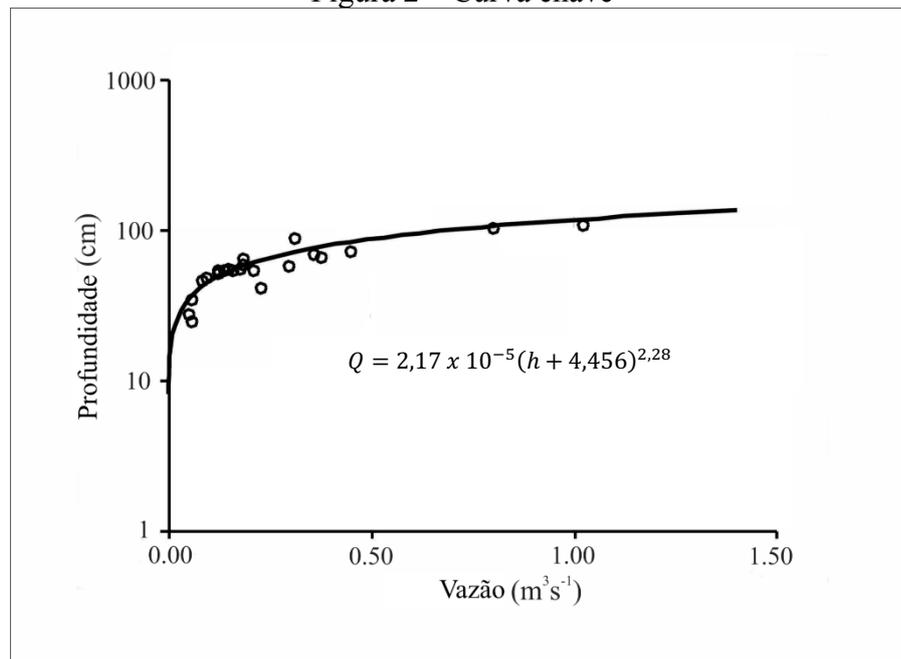


Fonte: Do autor (2019).

Entre os anos de 2005 e 2010, os dados climáticos da BHL foram monitorados por uma estação meteorológica automática Campbell. A precipitação média anual na bacia foi de 2046 mm durante este período. Segundo a classificação climática de Köppen, a BHL apresenta clima subtropical de altitude (Cwb), sendo os verões amenos e os invernos secos (MELLO et al., 2019). O ano hidrológico nesta região se inicia em outubro e termina em setembro, com o

período chuvoso entre Outubro e Abril. Os dados fluviométricos foram coletados por um linígrafo de pressão modelo WL16, da Global Water Instrumentation, onde a curva-chave para a obtenção de dados de vazão foi obtida através de um ajuste potencial (FIGURA 2). Sendo, a vazão ( $Q$ ) em  $m^3s^{-1}$  e a profundidade ( $h$ ) em cm.

Figura 2 – Curva chave



Fonte: Adaptado de Alvarenga et al. (2016)

A bacia está inserida no bioma Mata Atlântica e a vegetação presente na BHL é composta em 63% de floresta e 37% de pastagem. Terra et al. (2015) realizaram inventários florestais em uma micro-bacia contida na BHL composta somente por Mata Atlântica, identificando as espécies de árvores presentes em 12 pontos amostrais. Nesta área o índice de área foliar (IAF) médio é de  $4,05 m^2 m^{-2}$ , a área basal média da floresta é de  $24,5 m^2 ha^{-1}$  e a altura média do dossel é de 9,58 m (MELLO et al., 2019).

Menezes et al. (2009) realizaram um levantamento pedológico na BHL e levantaram três classes de solo: Cambissolo Háptico (*Dystric Cambisol*) (92%), Gleissolo Háptico (*Dystric Gleysol*) (7%) e Neossolo Flúvico (*Eutric Fluvisol*) (1%). Cambissolos são característicos por possuírem horizonte C próximo à superfície e são muito suscetíveis à erosão (PINTO et al., 2016). A pesquisa de Junqueira Junior et al. (2008) resultou em algumas informações de caracterização do solo na bacia, como a condutividade hidráulica saturada, volume total de poros, capacidade de campo, ponto de murcha permanente. Sendo, a condutividade hidráulica

saturada na BHL entre 0 e 32,4 m dia<sup>-1</sup>; o volume total de poros entre 44 e 76%; a capacidade de campo entre 19 e 50%; e o ponto de murcha permanente entre 10 e 25%.

## 2.2 Geomorphons

“Geomorphons” consiste de um algoritmo para classificar a paisagem de acordo com os padrões de forma de relevo utilizando o modelo digital de elevação (MDE) da área. O princípio de reconhecimento de padrão ternário (YOKOYAMA; SHIRASAWA; PIKE, 2002), utilizado pelo modelo, identifica a morfologia do terreno de acordo com um raio de abrangência e os ângulos Zenith e Nadir. A vantagem deste método à uma simples análise de elevação pixel-a-pixel é que ele permite realizar uma classificação em maiores escalas, apenas variando o raio de abrangência (JASIEWICZ; STEPINSKI, 2013). Detalhes sobre o equacionamento do modelo se encontram no apêndice C.

Na bacia hidrográfica Lavrinha, alguns trabalhos foram realizados utilizando Geomorphons como forma de levantar as classes de solo daquela região (PINTO et al., 2016; PINTO et al., 2017; SILVA et al., 2016). O raio de busca, bem como a resolução do MDE utilizado alteram consideravelmente o mapa a ser gerado pelo software, carecendo de uma seleção que melhor represente a área de estudo. O melhor raio de busca que representa a bacia pode ser encontrado por comparação com um material de referência para a classificação do solo (PINHEIRO et al., 2016; SILVA et al., 2016) ou por resultados gerados após processamento dos diferentes mapas e validação com resultados experimentais (PINTO et al., 2017).

## 2.3 Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM)

O DHSVM (WIGMOSTA; VAIL; LETTENMAIER, 1994) é um modelo físico distribuído que representa os processos que ocorrem em bacias hidrográficas. Dentre as diferentes aplicações, o DHSVM já foi utilizado em estudos de mudança de uso e ocupação do solo (ALVARENGA et al., 2016; CHU et al., 2010; THANAPAKPAWIN et al., 2007) e mudanças climáticas (ALVARENGA et al., 2018; SAFEEQ, FARES, 2012).

Este modelo é normalmente aplicado em alta resolução espacial, com células de grade de 5 a 30 m para pequenas bacias de até 100 km<sup>2</sup>, e células de grade da ordem de 100 m para grandes bacias de até 10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>. O modelo pode ser usado para simular desde um evento de chuva até simulações multi-anuais, com intervalos de tempo horário. Toda a bacia é discretizada em pixels da mesma resolução do MDE, onde são atribuídas informações de solo e vegetação à

cada célula. A partir de dados meteorológicos é calculado o balanço de água e energia célula-célula em cada passo de tempo. As células da superfície e sub-superfície são conectadas de acordo com a direção do fluxo (CUARTAS et al., 2012). A versão do modelo utilizada neste estudo é a 3.1.2, disponível desde agosto de 2015.

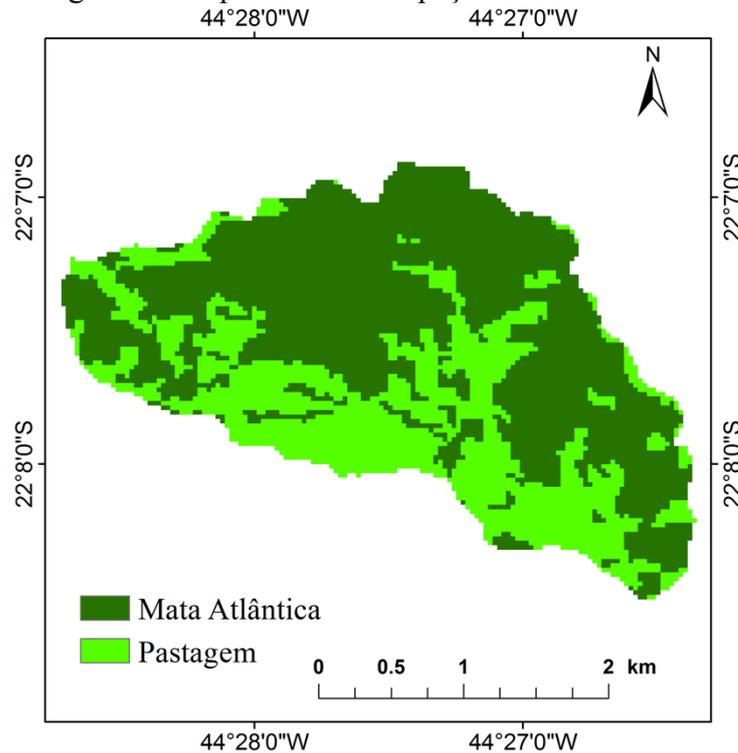
O DHSVM simula evapotranspiração, movimento de água no solo não-saturado e no solo saturado, recarga do lençol freático, escoamento superficial e escoamento de canais (WIGMOSTA; NIJSSEN; STOCK; 2002). Para o cálculo da evapotranspiração, o dossel é separado em camadas, superior e inferior, e em parcelas úmidas e secas. A transpiração é, então, estimada por Penman-Monteith. O solo pode ser separado em multi-camadas pelo usuário, onde são realizadas as estimativas de escoamento no solo não-saturado e saturado. O modelo faz uma interação entre a profundidade do lençol freático e as camadas de solo, gerando escoamento subsuperficial saturado, bem como o escoamento superficial quando a saturação atinge a superfície. O escoamento em canais é realizado nas células onde se encontra a hidrografia, assim a água escoada na bacia encontra a rede de drenagem e, então, escoada para a foz.

#### **2.4 Dados de entrada do DHSVM**

O monitoramento de dados das variáveis climáticas horárias é pioneiro na região da Serra da Mantiqueira (ALVARENGA et al., 2016). Os dados deste estudo foram obtidos da estação automática instalada no interior da BHL (FIGURA 1). São requeridos pelo DHSVM: precipitação (m), temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ), radiação de onda curta e longa ( $\text{W m}^{-2}$ ) e umidade relativa (%). A velocidade do vento à 30 m foi estimada utilizando a metodologia de Bras (1990) e a radiação de onda curta estimada pelo método de Swinbank (1963), ambas realizadas por Alvarenga et al. (2016).

O DHSVM é um modelo hidrológico espacialmente distribuído, sendo assim, são necessários diferentes dados de entrada obtidos a partir de geoprocessamento. O MDE foi obtido por meio da interpolação de curvas de nível obtidas das cartas cartográficas do IBGE, de resolução 1:50000, demarcadas a cada 20 metros de altitude. Também foram obtidos os mapas de uso e ocupação do solo (FIGURA 3), com 63% da área coberta por Mata Atlântica e 37% por pastagem, seguindo a mesma metodologia utilizada por Alvarenga et al. (2016). O mapa de profundidade do solo foi obtido a partir de estudos prévios, onde foram monitoradas as profundidades do lençol freático em diferentes pontos da BHL (OLIVEIRA et al., 2014), trabalhados em conjunto com o MDE e o fluxo acumulado. Para delimitação da hidrografia da bacia foi utilizado um limiar cuja área de drenagem é superior a  $6000 \text{ m}^2$ .

Figura 3 - Mapa de uso e ocupação do solo da BHL.



Fonte: Adaptado de Alvarenga et al. (2016).

O mapa de classes de solo gerado pelo Geomorphons foi utilizado para representar a espacialização de dados das propriedades do solo na BHL. Segundo Silva et al. (2016) há grande semelhança espacial entre os mapas gerados pelo Geomorphons e o levantamento pedológico realizado por Menezes et al. (2009) na BHL. Pinto et al. (2017), em análise de porosidade drenável, utilizaram os mapas do Geomorphons em metodologia *fuzzy logic* para espacialização dos dados de condutividade hidráulica observados em campo, e o raio de busca que mais representou esta característica física foi o de 25 pixels. Portanto, neste estudo foi gerado um mapa pelo Geomorphons utilizando o mesmo raio de busca de 25 pixels e o MDE de 30 metros de resolução espacial citado anteriormente.

## 2.5 Análise de sensibilidade do DHSVM

Neste estudo, o teste de sensibilidade do modelo DHSVM foi feito de acordo com o método de perturbação de um único parâmetro, onde se altera um valor e avalia sua resposta. Esta metodologia foi utilizada em outras pesquisas que também utilizaram o DHSVM (DU et al., 2014; ALVARENGA et al. 2016, 2017; CUARTAS et al., 2012, KRUK et al., 2009). Neste trabalho, as perturbações nos parâmetros foram feitas para cada forma do terreno

separadamente. Assim, foi possível visualizar a interferência de cada classe geomorfológica nas simulações do modelo. De acordo com Du et al. (2014), em análises de sensibilidade, os parâmetros de solo do modelo DHSVM em que se tem uma maior alteração nos valores simulados de vazão são: condutividade hidráulica saturada lateral (CHSL), decaimento exponencial da condutividade com a profundidade (DE), porosidade (PR), capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP). Portanto, estes parâmetros de solo foram escolhidos para o teste de sensibilidade no presente trabalho, porque pretende-se observar apenas a influência de cada classe geomorfológica na calibração do modelo DHSVM. Assim foi utilizada a possibilidade de variação dos parâmetros de acordo com o levantamento in situ realizado por Junqueira Junior et al. (2008) em busca de um estudo mais realístico considerando a variabilidade espacial dos parâmetros (ALVARENGA et al. 2016; CUARTAS et al., 2012).

Cada parâmetro, em cada forma do terreno, foi alterado partindo dos valores iniciais, estes obtidos de medidas das propriedades do solo e verificados na literatura (TABELA 1). A variação dos parâmetros foi determinada de acordo com a amplitude dos dados observados de atributos físicos do solo na BHL (JUNQUEIRA JUNIOR et al., 2008). Assim, o valor do parâmetro em cada simulação será o produto do valor inicial com os multiplicadores exibidos na Tabela 1.

Tabela 1 – Parâmetros iniciais, suas referências e os multiplicadores que caracterizam as variações para o teste de sensibilidade.

Parâmetro	Valor inicial em cada classe de superfície						Variação (Multiplicadores)	Referências
	C1	C2	C3	C4	C5	C6		
CHSL ( $10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ )	0,19	0,19	0,19	0,19	0,33	0,28	0,7, 0,8, 0,9, 0,95, 1, 1,05, 1,1, 1,2, 1,3	Alvarenga et al. (2016)
DE	1	1	1	1	1	1	0,01, 0,1, 0,5, 0,7, 1, 1,3, 2, 10, 100	Cuartas et al. (2012)
PR	0,58	0,58	0,58	0,58	0,60	0,55	0,7, 0,8, 0,9, 0,95, 1, 1,05, 1,1, 1,2, 1,3	Alvarenga et al. (2016)
CC	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,7, 0,8, 0,9, 0,95, 1, 1,05, 1,1, 1,2, 1,3	Junior et al. (2008)
PMP	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,7, 0,8, 0,9, 0,95, 1, 1,05, 1,1, 1,2, 1,3	Junior et al. (2008)

Fonte: Do autor (2019).

Em cada perturbação foram avaliadas as respostas do modelo na vazão simulada. Para tal, foram escolhidas as vazões com 5% (Q5%) e 95% de probabilidade de excedência (Q95%) (obtida da curva de permanência da vazão diária) e o coeficiente de Nash-sutcliffe (equação 1), obtidos das vazões médias diárias em todo o período de simulação. Estas informações foram de fundamental importância no processo de calibração do DHSVM.

## 2.6 Calibração e validação do DHSVM

Alvarenga et al. (2016) analisaram o desempenho do DHSVM na BHL e o estudo demonstrou que o modelo representou de forma satisfatória a vazão na BHL. Sendo assim, para o presente trabalho foi utilizada inicialmente a parametrização física de vegetação (TABELA 2) proposta por Alvarenga et al. (2016). Sua parametrização do solo foi realizada utilizando um mapa de levantamento pedológico (MENEZES et al., 2009), contendo as classes: Cambissolo Háplico (92% da área), Gleissolo Háplico (7% da área) e Neossolo Flúvico (1% da área). Silva et al. (2016) comparou as feições classificadas pelo Geomorphons ao mesmo mapa pedológico e observou que as feições “Vales” e “Planícies” são similares às classes Gleissolo Háplico e Neossolo Flúvico, respectivamente. Portanto, a partir da parametrização de Alvarenga et al. (2016), o presente trabalho atribuiu inicialmente aos parâmetros de solo do DHSVM as seguintes configurações: (I) a classe do Geomorphons “Vales” recebeu os parâmetros referentes ao Gleissolo Háplico; (II) a classe “Planícies” recebeu os parâmetros referentes ao Neossolo Flúvico; (III) e as demais classes do Geomorphons receberam os parâmetros referentes ao Cambissolo Háplico.

Para este trabalho foram calibrados os seguintes parâmetros de solo: condutividade hidráulica saturada lateral (CHSL), condutividade hidráulica saturada vertical (CHSV), decaimento exponencial da CHSL (DE), porosidade (PR), capacidade de campo (CC) e ponto de murcha permanente (PMP). A escolha destes parâmetros está relacionada com a sensibilidade destes (ALVARENGA et al.; 2016; CUARTAS et al., 2012; DU et al., 2014) e com a disponibilidade de dados observados por experimentos físicos na BHL (JUNQUEIRA JUNIOR et al., 2008; PINTO et al., 2017).

Os dados de janeiro de 2005 a setembro de 2006 foram selecionados para o aquecimento do DHSVM, seguido por dois anos de calibração (Outubro/2006 a Setembro/2008) e dois anos de validação (Outubro/2008 a Setembro/2010). A calibração do modelo foi realizada manualmente a partir da alteração dos parâmetros de solo na seguinte ordem: I) CHSL e CHSV, variando simultaneamente; II) DE; III) PR; IV) CC; e V) PMP. Em cada parâmetro, as classes de solo foram calibradas seguindo a ordem: I) “Depressão”, II) “Ladeira”, III) “Vales”, IV) “Contraforte”, V) “Planícies” e VI) “Crista”. Portanto, à cada classe foram realizados os testes de sensibilidade e ajustados os parâmetros em questão buscando um melhor ajuste entre as vazões médias diárias simuladas e observadas na BHL. Também foi verificada a evapotranspiração obtida por balanço hídrico vertical de acordo com os dados disponível na literatura (MELLO et al., 2019).

Tabela 2 - Parametrização da vegetação utilizada nas simulações pelo DHSVM.

Parâmetros	Mata Atlântica		Pastagem
	Dossel Superior	Dossel Inferior	
Fração de cobertura	0,95	-	-
Fração de troncos	0,50	-	-
Atenuação aerodinâmica	2,50	-	-
Coefficiente de atenuação da radiação	0,71		
Altura do dossel (m)	20,00	1,00	0,60
Máxima resistência estomática (s m <sup>-1</sup> )	3600,00	2787,50	5000,00
Mínima resistência estomática (s m <sup>-1</sup> )	185,70	185,70	120,00
Limiar de umidade do solo (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	0,10	0,10	0,14
Pressão de déficit de vapor (Pa)	4000	4000	4202
Fração de radiação curta ativa (W m <sup>-2</sup> )	0,43	0,17	0,43
Camadas do perfil do solo	3	3	3
Profundidade das zonas de raiz (m)		0,20	0,20
		0,70	0,30
		0,90	0,30
Fração de raiz para cada zona (%)	0,40	0,40	0,50
	0,40	0,60	0,50
	0,20	0,00	0,00
Índice de área foliar (IAF) (m <sup>2</sup> m <sup>-2</sup> )	5,00	1,70	2,90
	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	
Albedo	0,12	0,12	0,20

Fonte: Adaptado de Alvarenga et al. (2016).

Para analisar o desempenho do DHSVM foi feita a avaliação de alguns índices estatísticos, tais como, coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) (Equação 1), o NSE aplicado ao logaritmo dos dados (LNSE) (Equação 2) e o percentual BIAS (PBIAS) (Equação 3). Onde, n é igual ao número de dados;  $O_i$  é a vazão observada no tempo i;  $\bar{O}$  é a vazão observada média; e  $S_i$  é a vazão simulada no tempo i.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \quad (1)$$

$$LNSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\log(O_i) - \log(S_i))^2}{\sum_{i=1}^n (\log(O_i) - \log(\bar{O}))^2} \quad (2)$$

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - S_i)}{\sum_{i=1}^n (O_i)} \times 100 \quad (3)$$

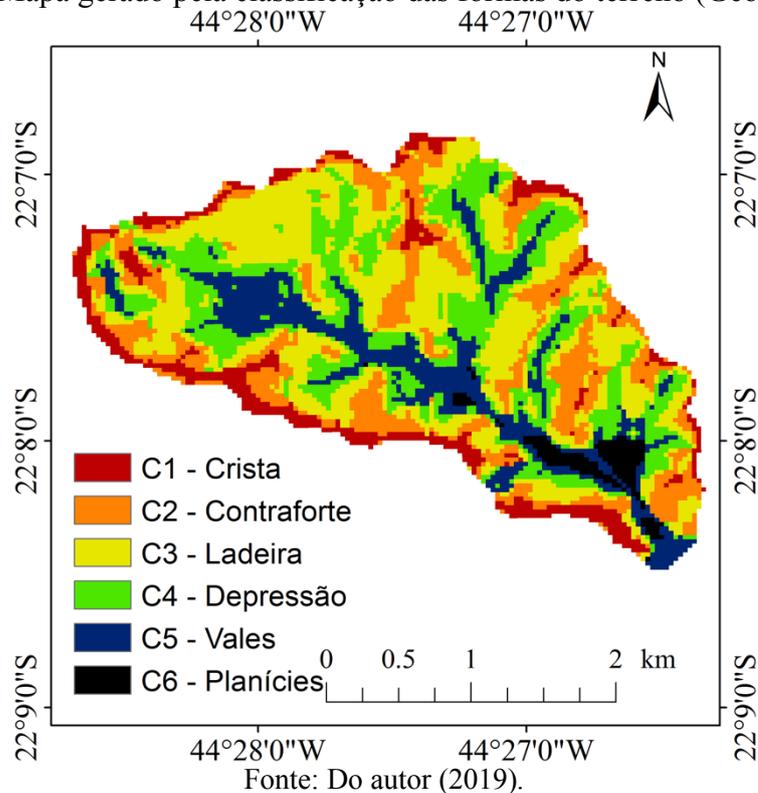
O coeficiente NSE sofre forte influência das vazões de pico e varia entre menos infinito e 1. Sendo 1 o ajuste perfeito entre as vazões simuladas e observadas, e abaixo de 0 significa que a aproximação da vazão simulada é pior do que a média dos dados observados (MORIASI et al., 2007). Para o coeficiente INSE é utilizado a mesma amplitude, no entanto há maior influência das vazões mínimas, características do período seco e geradas pelo escoamento base. O coeficiente PBIAS varia entre menos infinito e 100%, sendo valores positivos indicando a superestimação da vazão e negativos a sua subestimação. Serão considerados ajuste muito bom com NSE e INSE acima de 0,8 e PBIAS abaixo de 5% (positivo ou negativo); ajuste bom com NSE e INSE entre 0,7 e 0,8 e PBIAS entre 5 a 10%; e medianos com NSE e INSE entre 0,5 e 0,7 e PBIAS entre 10 e 15% (MORIASI et al., 2015).

### 3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

#### 3.1 Mapa de superfície – Geomorphons

Na Figura 4 se encontra o mapa de superfície geomorfológica gerado pelo algoritmo Geomorphons. Foram encontradas seis classes de solo: “Crista” (C1), que ocorre em 10% da área da BHL; “Contraforte” (C2), em 20%; “Ladeira” (C3), em 32%; “Depressão” (C4), em 22%; “Vales” (C5), em 14%; e “Planícies” (C6), em 2%. Nesta ordem estão as classes mais distantes às mais próximas do curso d’água.

Figura 4 - Mapa gerado pela classificação das formas do terreno (Geomorphons).



#### 3.2 Teste de sensibilidade

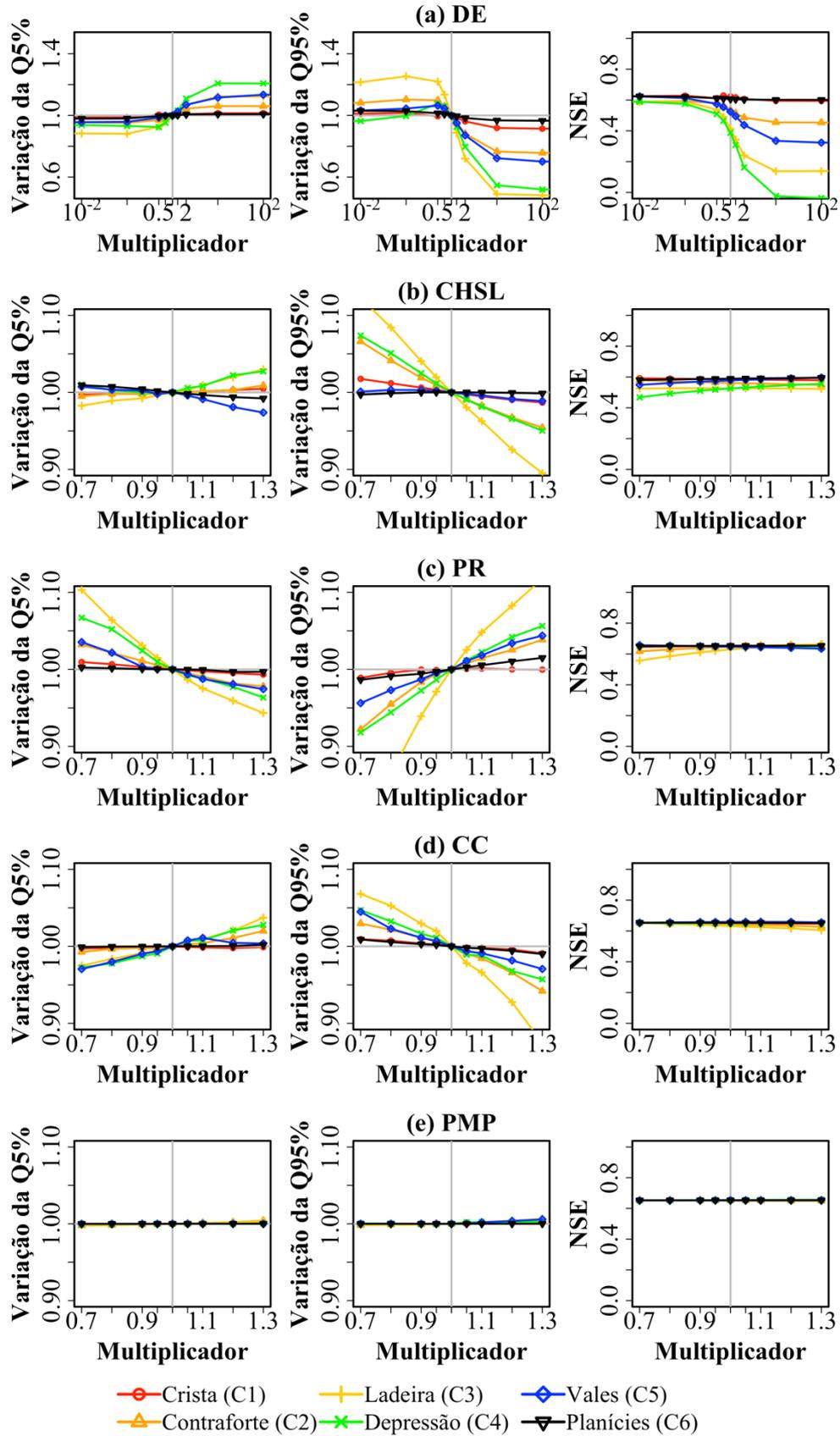
Este teste de sensibilidade foi realizado para auxiliar aplicações futuras do modelo DHSVM acoplado ao uso do Geomorphons em bacias de cabeceira. Na Figura 5 estão os gráficos que demonstram a variação da Q5%, Q95% e o coeficiente de NSE nos dados simulados pelo DHSVM ao modificar os parâmetros relacionados ao solo: DE, CHSL, PR, CC e PMP. Em cada gráfico, se encontram os resultados referentes às seis classes de solo (Crista, Contraforte, Ladeira, Depressão, Vales e Planícies). No eixo x está a perturbação de cada

parâmetro (os valores de referência podem ser encontrados na Tabela 1), onde os multiplicadores variam de 0,01 a 100 (para DE) e de 0,7 a 1,3 (para CHSL, PR, CC e PMP). No eixo Y se encontra a resposta da vazão relativa, sendo, a vazão simulada em cada alteração sobre a vazão de referência (1x) (para a Q5% e Q95%); e o coeficiente de NSE ajustado.

As vazões máximas (Q5%) e mínimas (Q95%) sofreram perturbações significativas para estes parâmetros de solo, com exceção do PMP, cujas perturbações foram inferiores à 1%. Por se tratar de uma bacia úmida, o ponto de murcha permanente dificilmente é atingido. Em geral, de acordo com os resultados apresentados na Figura 7 as vazões Q5% e Q95% simuladas pelo modelo hidrológico DHSVM apresentaram-se mais sensíveis à variação do parâmetro DE. Devido à carência de dados experimentais na BHL que expressem este dado, o DE sofreu perturbações em até 100 vezes a referência, até que se estabilizassem as respostas do modelo para Q5%, Q95% e NSE. Dada esta amplitude, a Q5% variou em até 12% abaixo da referência e 20% acima, enquanto a Q95% reduziu até 52% e cresceu até 21% em relação à referência. Os parâmetros CHSL, PR e CC demonstraram amplitudes similares, variando aproximadamente até 10% da referência para ambas Q5% e Q 95%. No entanto, apenas os parâmetros DE e CHSL demonstraram sensibilidade significativa para o coeficiente NSE. Du et al. (2014), em análise da sensibilidade à vazão Q5%, encontraram maior alteração nos parâmetros de solo PR e CHSL. Esses afirmam que ocorrendo porosidade e capacidade de infiltração menores, há maior formação de escoamento superficial direto. Apesar da pouca sensibilidade à vazão Q95% e NSE no parâmetro PMP, este foi sensível ao índice estatístico INSE, auxiliando na calibração do escoamento no período seco. Um maior valor de PMP gerou maior escoamento superficial no início do período chuvoso, devido à capacidade de armazenamento de água no solo ser reduzida.

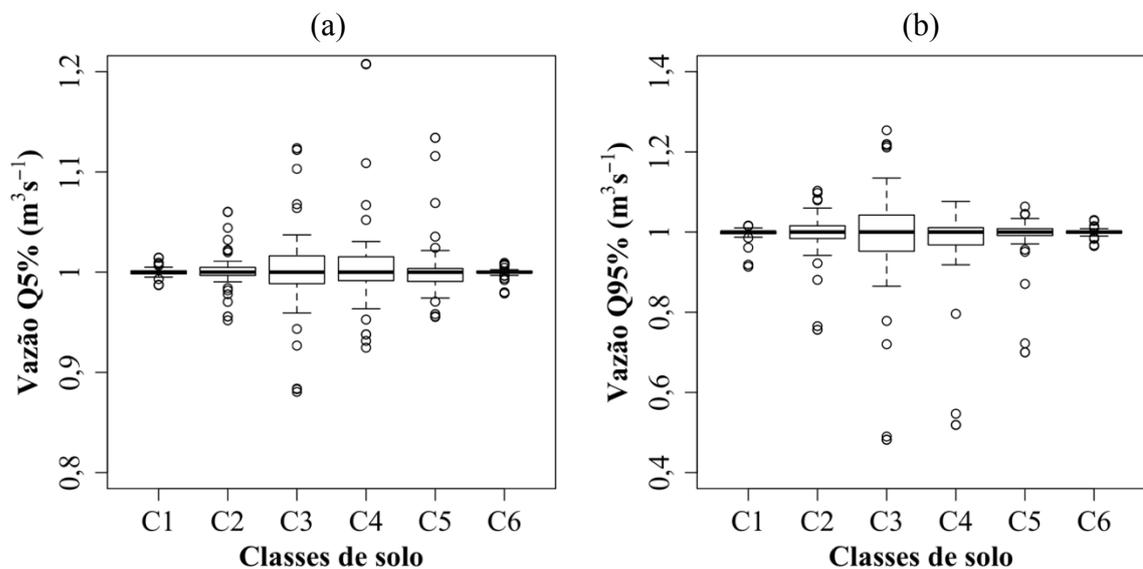
A classe “ladeira” (C3) é a de maior ocorrência na área (32%) e, conseqüentemente, apresentou maior amplitude de vazão nos testes de Q5%, Q95% e NSE ao alterar os parâmetros DE, CHSL, PR e CC, em seguida aparecem as classes “depressão” (C4) e “contraforte” (C2). Apesar de possuírem áreas similares (22% para a C4 e 20% para a C2), ao alterar o parâmetro DE na classe C4, observou-se maiores amplitudes da Q5%, Q95% e NSE. A classe “vales” (C5), apesar da área reduzida (14%), mostrou comportamento semelhante às classes C2 e C4 nos parâmetros DE, PR e CC. Por fim, as classes “crista” (C1) e “planícies” (C6) pouco se alteraram em todos os testes, apesar da ocorrência de C1 ser 10% e a de C6 ser 2%.

Figura 5 - Sensibilidade das vazões Q5% (esquerda), Q95% (centro) e NSE (direita) ao se modificar os parâmetros de solo DE (a), CHSL (b), PR (c), CC (d) e PMP (e) em cada classe geomorfológica.



A partir da variação relativa da vazão em relação à referência demonstrada na Figura 5, a Figura 6 reúne todas perturbações realizadas nos parâmetros DE, CHSL, PR, CC e PMP durante o teste de sensibilidade, separadas por classe de superfície gerada pelo Geomorphons. Assim, os gráficos em formato de boxplot nos apresentam um comparativo da amplitude em que as vazões Q5% (FIGURA 6a) e Q95% (FIGURA 6b) variaram para cada classe. Nota-se que as classes C3 e C4, seguidas das classes C5 e C2, apresentaram maiores amplitudes dos valores simulados de Q5% pelo modelo hidrológico DHSVM. As classes C2, C3 e C4 aparecem em áreas de declive na bacia, que formam escoamento superficial direto, o que explica a amplitude na vazão Q5%. As vazões Q95% simuladas apresentaram-se mais sensíveis à variação dos parâmetros alterados na classe C3, seguidos das alterações dos parâmetros nas classes C4 e C2.

Figura 6 - Variação da Q5% (esquerda) e Q95% (direita) em relação ao referencial na estimativa diária de vazão em cada classe de solo do geomorphons durante o teste de sensibilidade.



Fonte: Do autor (2019).

### 3.3 Calibração e Validação

Após o teste de sensibilidade, os parâmetros de solo calibrados pelo modelo que melhor simularam a vazão na BHL estão descritos na Tabela 3. Apesar da alta sensibilidade do modelo aos parâmetros PR e CC para a Q5% e Q95%, estes parâmetros pouco modificaram índices estatísticos de precisão como NSE e PBIAS. Portanto, a calibração do modelo se baseou, principalmente, nos parâmetros CHSL, CHSV e DE. Parâmetros como PR, CC e PMP

demonstraram maior sensibilidade no escoamento base na bacia, alterando o índice INSE. As classes mais próximas ao curso d'água (C5 e C6) apresentaram os melhores ajustes ao aumentar os parâmetros CHSL e CHSV, e ao reduzir DE.

Tabela 3 - Parametrização do solo no modelo DHSVM para a BHL utilizando as classes geradas pelo Geomorphons.

Parâmetro	Classes de solo					
	C1	C2	C3	C4	C5	C6
Descrição	Crista	Contraforte	Ladeira	Depressão	Vales	Planícies
Fração da área (%)	10	20	32	22	14	2
Condutividade Lateral - CHSL ( $10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ )	0,15	0,13	0,13	0,27	0,31	0,33
Decaimento Exponencial da CHSL - DE	0,7	0,1	0,1	0,01	0,001	0,001
Porosidade -PR	0,58*	0,63*	0,67*	0,64*	0,55*	0,60*
	0,60**	0,65**	0,69**	0,66**	0,57**	0,62**
	0,62***	0,67***	0,71***	0,68***	0,59***	0,64***
Capacidade de campo - CC	0,21*	0,21*	0,21*	0,21*	0,19*	0,29*
	0,22**	0,22**	0,22**	0,22**	0,20**	0,30**
	0,24***	0,24***	0,24***	0,24***	0,21***	0,32***
Ponto de murcha permanente - PMP	0,09*	0,09*	0,09*	0,09*	0,12*	0,14*
	0,09**	0,09**	0,09**	0,09**	0,12**	0,14**
	0,09***	0,09***	0,09***	0,09***	0,12***	0,14***
Condutividade vertical - CSLV ( $10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ )	0,15*	0,13*	0,13*	0,27*	0,31*	0,33*
	0,14**	0,12**	0,12**	0,26**	0,305**	0,32**
	0,13***	0,11***	0,11***	0,25***	0,30***	0,31***

\*Camada de solo superior; \*\* Camada de solo intermediária; \*\*\* Camada de solo inferior.

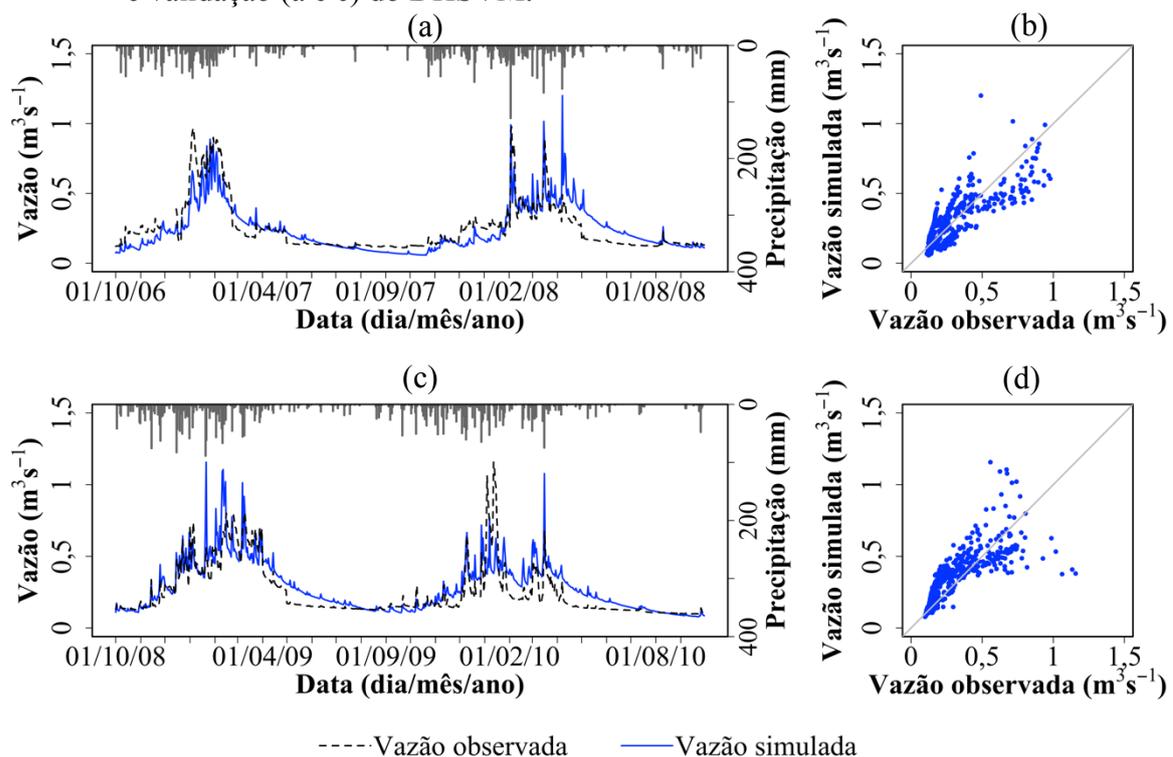
Fonte: Do autor (2019).

As hidrógrafas das vazões simuladas e observadas estão apresentadas na Figura 7a para a fase de calibração e Figura 7c para a fase de validação, bem como os respectivos gráficos de dispersão (FIGURAS 7b e 7d). O modelo conseguiu capturar o comportamento sazonal da vazão na BHL, no entanto apresentou maior dispersão entre os dados para as vazões de pico, principalmente no período de validação. As vazões de pico (período úmido) simuladas foram subestimadas apenas no primeiro ano e superestimadas nos anos seguintes. O escoamento base (período seco) simulado apresentou comportamento diferente do observado, com um decaimento da hidrógrafa simulada mais acentuado, quando comparado a hidrógrafa observada.

Beckers e Alila (2004) destacaram a dificuldade do DHSVM em capturar o fluxo preferencial nas camadas de solo que contribui para o escoamento sub-superficial. Para contabilizar a diferença de macroporos com relação à profundidade do perfil do solo, o parâmetro DE é utilizado no modelo. No entanto, ao aumentar este parâmetro, se intensifica a magnitude das vazões de pico e ocorrem mudanças na recessão da hidrógrafa, subestimando o

escoamento base. Neste sentido, a calibração do modelo na BHL foi realizada de forma em que fossem capturadas as magnitudes de vazões de pico e escoamento base, simultaneamente. Outros estudos também reportaram um comportamento similar na análise da vazão simulada (BECKER E ALILA;2004; CUARTAS et al., 2012; SAFEEQ e FARES, 2012).

Figura 7 - Vazões observadas e simuladas (a, b, c e d) para a fase de calibração e validação do DHSVM. O eixo secundário corresponde a chuva diária durante a fase de calibração e validação (a e c) do DHSVM.



Fonte: Do autor (2019).

A Tabela 4 apresenta os resultados das estatísticas aplicadas para avaliar o desempenho do DHSVM. A análise estatística do desempenho do modelo nas fases de calibração e validação para a vazão simulada indicam um ajuste satisfatório com NSE de 0,68 e 0,63, INSE de 0,53 e 0,70 e pBIAS indicando uma subestimação de 4% e superestimação de 13%, respectivamente. Em estudo anterior na BHL utilizando mapa de levantamento pedológico, Alvarenga et al. (2017) encontrou NSE de 0,52 nos períodos de calibração e validação.

Na calibração, o ano de 2006/2007 apresentou um bom desempenho e o ano de 2007/2008 foi considerado satisfatório. O mesmo se observa no período de validação, onde o desempenho do modelo é bom no primeiro ano (2008/2009) e satisfatório no ano seguinte (2009/2010). Sendo o ano de 2008/2009 o ano de maior precipitação com 2515 mm, seguido do ano de 2007/2008 com 2395 mm, o ano 2009/2010 precipitou 2134 mm e no ano 2006/2007

foram 2054 mm. Assim, o PBIAS indica que houve subestimação do escoamento no ano com menor precipitação (2006/2007) e superestimação nos demais.

Em estudos prévios utilizando o DHSVM, Alvarenga et al. (2017) e Cuartas et al. (2012) encontraram valores de NSE variando entre 0,34 e 0,76 na simulação da vazão em bacias hidrográficas brasileiras. Os trabalhos citados avaliaram o desempenho do DHSVM utilizando como entrada o mapa de solo baseado em zonas de umidade (modelo HAND) e mostraram que os resultados encontrados são de fundamental importância em estudos de modelagem hidrológica físico-distribuída. Dessa forma, os valores de NSE obtidos neste trabalho encontram-se de acordo com os resultados obtidos na literatura. Adicionalmente, é importante destacar um melhor desempenho do modelo DHSVM utilizando mapa de classificação de superfície geomorfológica quando comparado a outros estudos de bacias hidrográficas de floresta em região tropical.

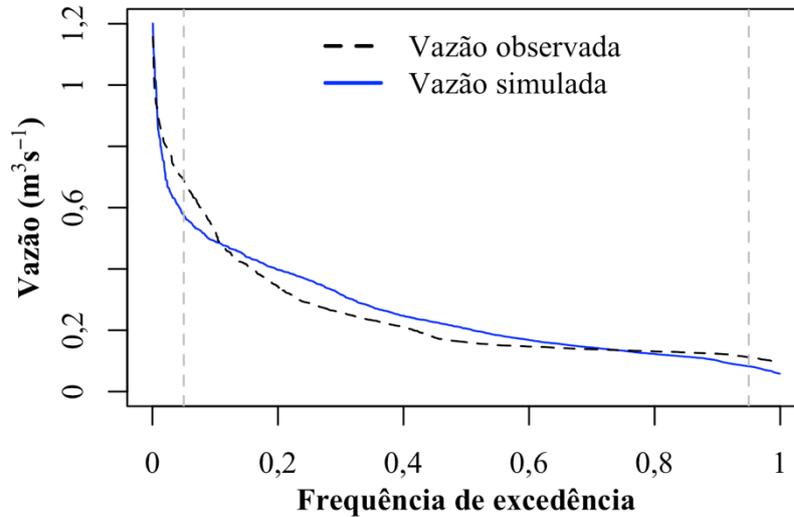
Tabela 4 - Desempenho do DHSVM durante as fases de calibração e validação.

<b>Intervalo</b>	<b>Ano</b>	<b>NSE</b>	<b>INSE</b>	<b>PBIAS (%)</b>
Calibração				
	Out/2006 a Set/2007	0,79	0,67	-15
	Out/2007 a Set/2008	0,46	0,32	7
	Período todo	0,68	0,53	-4
Validação				
	Out/2008 a Set/2009	0,75	0,82	8.2
	Out/2009 a Set/2010	0,43	0,51	20
	Período todo	0,63	0,70	13

Fonte: Do autor (2019).

A curva de permanência (FIGURA 8) indica poucas diferenças visuais entre a frequência de excedência das vazões simuladas e observadas. Nota-se que a vazão simulada subestima as vazões observadas em frequência inferior à 10%. Neste caso, a vazão Q5% simulada subestima a vazão observada em  $0,12 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ . Apesar da hidrógrafa (FIGURA 7) apresentar as vazões máximas superestimadas pelo modelo DHSVM, esta diferença representa menos de 1% dos dados. Nas frequências de excedência entre 10 e 70% o modelo superestima as vazões observadas. Nesta faixa se encontram as vazões que ocorrem durante a ascensão e recessão da hidrógrafa. Para as vazões mínimas (acima da frequência de excedência de 80%) o modelo subestima as vazões simuladas e na Q95% observa-se uma diferença entre valores de vazão observada e simulada de  $0,03 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

Figura 8 - Curva de permanência da vazão média diária simulada e observada para a BHL (Outubro/2006 a Setembro/2010).



Fonte: Do autor (2019).

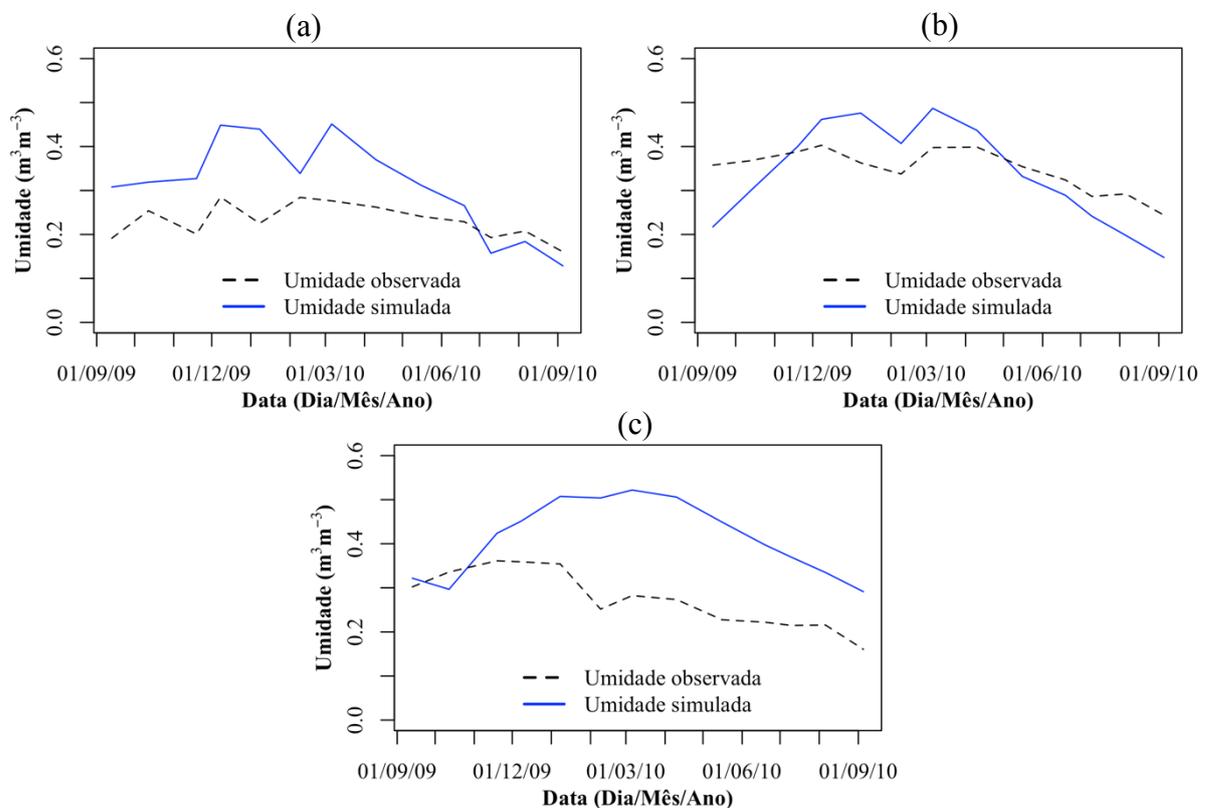
Além da análise da descarga da bacia, foram monitoradas a evapotranspiração (ET) por balanço hídrico. No entanto, durante a calibração e teste de sensibilidade, não houve alterações consideráveis nesta variável. Portanto, a evapotranspiração não é sensível para os parâmetros de solo alterados neste estudo. Com isso, a evapotranspiração por balanço hídrico simulada pelo DHSVM foi de 47,4% da precipitação (P); em análise dos dados observados ( $ET=P - \text{Deflúvio}$ ), encontrou-se uma relação de  $ET/P$  de 49%; em estudo realizado em uma microbacia de cabeceira na BHL, foi encontrada evapotranspiração por balanço hídrico ( $ET/P$ ) de 50% (MELLO et al., 2019).

### 3.4 Umidade do solo

Na Figura 9 se encontra a umidade média diária do solo simulada (obtidas a, aproximadamente, cada 30 dias) entre os dias 01/09/2009 e 01/10/2010, calculada pela média de 20 pontos distribuídos aleatoriamente para uma microbacia de cabeceira no interior da BHL, composta por Cambissolo Háplico e ocupada somente por Mata Atlântica. As camadas de solo simuladas variam de 0 a 20 cm na camada superior, de 20 a 70 cm na camada intermediária e acima de 70 cm na camada inferior. Os dados de umidade observada foram obtidos por Mello et al. (2019) a partir de doze pontos amostrais nessa microbacia, com a camada superior variando de 0 a 20 cm, a intermediária de 20 a 50 cm e a inferior de 50 a 100 cm. Assim, na camada superior, a simulação pelo DHSVM superestimou os dados observados no período chuvoso; na camada intermediária, houve perda de umidade mais acentuada durante o período

seco, devido à demanda das raízes. O mesmo fenômeno foi registrado nos dados experimentais. No entanto, no período seco, a umidade simulada subestima a umidade observada. Na camada superior (até 20 cm) e inferior (acima de 70 cm) a umidade simulada apresentou valores maiores que a umidade observada. No estudo de Cuartas et al. (2012) o modelo DHSVM subestimou a umidade em áreas de platô na região amazônica durante o período seco nas camadas superior e inferior.

Figura 9 - Umidade do solo simulada nas camadas superior (0 a 20 cm) (a), intermediária (20 a 70 cm) (b) e inferior (acima de 70 cm) (c); e umidade do solo observada nas camadas de 0 a 20 cm (a), 20 a 50 cm (b) e 50 a 100 cm (d) em uma sub-bacia de cabeceira.



Fonte: Do autor (2019).

Na Figura 10 se encontram os mapas de umidade do solo e profundidade do lençol freático após um evento chuvoso no dia 3 de Fevereiro de 2008 às 15h, onde foram registrados 109 mm de precipitação em 12h e 260 mm nos sete dias que o antecederam. Também se observa a umidade em outro momento, após um longo período sem chuva no dia 11 de Agosto de 2007. As classes de superfície apresentaram diferentes respostas em condições de solo com baixo e alto teor de umidade, principalmente para a primeira camada de solo (0 a 20 cm). A classe “vale” perde umidade mais rapidamente após um evento de precipitação, abastecendo o curso d’água principal. O mesmo fenômeno pode ser observado para a classe “depressão” na primeira

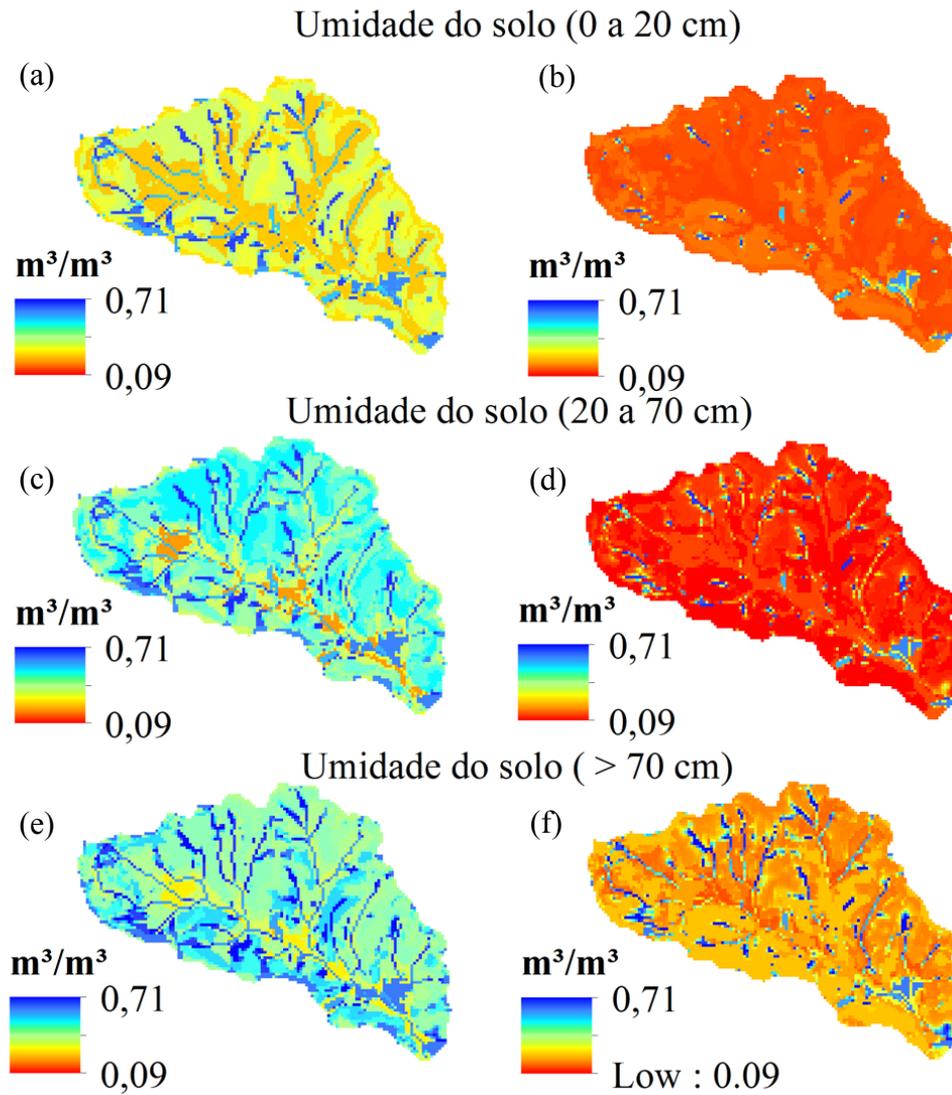
camada de solo. Durante um evento seco acentuado há pouca variação da umidade em cada classe de solo, sendo a vegetação a principal determinante. A classe “planícies” aparece saturada em ambos os eventos (seco e úmido), ocorrendo poucas alterações. Este pode ser o provável motivo da pouca influência desta classe na vazão simulada na seção de controle no teste de sensibilidade do DHSVM, principalmente para vazões máximas.

Em estudo experimental na BHL (ÁVILA; MELLO; SILVA, 2010) foram coletados dados de umidade do solo de 60 pontos na camada de 0 a 20 cm no dia 11 de Agosto de 2007, mesmo dia representado na Figura 10 para o evento seco. Como resultado, encontraram uma umidade média de  $0,24 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$  e mínima de  $0,21 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ . Na simulação pelo DHSVM, a umidade média de todos os pixels da bacia no mesmo dia foi de  $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , abaixo do experimental.

A vegetação desempenha um papel fundamental na representação da umidade do solo, principalmente na camada entre 20 e 70 cm, e durante o período seco. As áreas ocupadas por pastagem apresentam perda de umidade mais acelerada nas camadas superior (0 a 20 cm) e intermediárias (20 a 70 cm) durante o período úmido. Estas infiltram mais rapidamente para as camadas mais profundas (maiores que 70 cm), comparada às áreas de Mata Atlântica, que retêm a umidade por mais tempo na segunda camada (20 a 70 cm). Entretanto, em eventos de seca intensa, a camada de solo acima de 70 cm e com cobertura de Mata Atlântica apresentaram umidade do solo inferior a áreas de pastagem, devido a maior demanda de água pelas raízes.

Alvarenga et al. (2011), em estudos realizados na BHL levantaram que a condutividade hidráulica em áreas cobertas por Mata Atlântica pode ser até dez vezes maior que em áreas de pastagem. Segundo Pinto et al. (2017), estas áreas florestadas possuem porosidade cerca de 40 a 55% maiores que áreas de pastagem, além de variarem também em relação à camada do solo, devido à presença de matéria orgânica. Em seu estudo, também se verificou que a micro-bacia de cabeceira apresenta maior escoamento base comparado à foz da BHL, devido à maior contribuição do escoamento subterrâneo.

Figura 10 - Umidade do solo ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) nas camadas de 0 a 20 cm (a e b), 20 a 70 cm (c e d) e na camada maior que 70 cm (e e f); nos dias 3 de Fevereiro de 2008 (esquerda) e 11 de Agosto de 2007 (direita), simulados pelo DHSVM na BHL.



Fonte: Do autor (2019).

## 4 CONCLUSÕES

O teste de sensibilidade indicou forte influência dos parâmetros CHSL e DE no coeficiente NSE. A vazão máxima de ocorrência à 5% de probabilidade (Q5%) foi sensível aos parâmetros DE, PR, CHSL e CC, bem com a vazão de ocorrência à 95% de probabilidade (Q95%). A classe de solo com maior influência nas vazões foi a Ladeira, de maior ocorrência na bacia (32% da área). As classes mais próximas ao curso d'água (Depressão e Vales) indicaram maiores alterações na Q5%, com maior influência nos picos de vazão, devido ao principal mecanismo de geração de escoamento na BHL ser o fluxo por saturação do lençol freático (*saturation Overland flow*).

O desempenho do modelo DHSVM quanto à vazão na seção de controle, utilizando o mapa de solo baseado em geomorfologia, foi superior a estudo anterior utilizando mapa pedológico. O ajuste de vazão para ambas calibração e validação pelo NSE foi de 0,68 e 0,63, e INSE de 0,53 e 0,70, respectivamente. O modelo subestimou a vazão no ano de menor precipitação, com PBIAS de -15%, e superestimou nos demais anos.

Através da análise espacial do teor de umidade do solo pode-se afirmar que as classes de solo possuem forte influência sobre a camada superior do solo (0 a 20 cm). Em análise temporal da umidade do solo, pode-se afirmar que o modelo DHSVM conseguiu captar sua variabilidade sazonal, mas à superestima durante o período chuvoso em todas as camadas, e a subestima no período seco para camada intermediária.

O uso de mapas de solo baseados em geomorfologia em bacia hidrográfica de relevo intenso e de pequeno porte é uma boa alternativa para a implementação de modelos hidrológicos físico-distribuídos em áreas que carecem de levantamento pedológico detalhado. As simulações pelo DHSVM na BHL demonstram um bom desempenho do modelo nestas condições. No entanto, sugere-se para trabalhos futuros aplicar a mesma metodologia em bacia de relevo menos acentuado e analisar o desempenho do modelo DHSVM nestas condições.

## REFERÊNCIAS

- ÁVILA, L. F.; DE MELLO, C. R.; DA SILVA, A. M. Continuidade e distribuição espacial da umidade do solo em bacia hidrográfica da Serra da Mantiqueira. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi**, Campina Grande, v. 14, n. 12, p. 1257-1266, dez. 2010.
- ALVARENGA, L. A. et al. Assessment of land cover change on the hydrology of a Brazilian headwater watershed using the Distributed Hydrology-Soil-Vegetation Model. **Catena**, Amsterdam, v. 143, p.7-17, ago. 2016.
- ALVARENGA, L. A. et al. Performance of a Distributed Hydrological Model Based on Soil and Moisture Zone Maps. **Rev. Bras. Ciênc. Solo**, Viçosa, v. 41, ago. 2017.
- ALVARENGA, L. A. et al. Impacts of Climate Change on the Hydrology of a Small Brazilian Headwater Catchment Using the Distributed Hydrology-Soil-Vegetation Model. **American Journal of Climate Change**, Wuhan, v. 07, n. 02, p.355-366, 2018.
- 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.
- 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**, Hoboken, v. 24, n. 18, p.2538-2554, abr. 2010.
- BRAS, R. L. **Hydrology: an introduction to hydrologic science**. Addison Wesley Publishing Company, 1990.
- COELHO, C. A. S. et al. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, Berlin, v. 46, n. 11-12, p.3737-3752, ago. 2015.
- 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, set. 2012.
- DU, E. et al. Validation and sensitivity test of the distributed hydrology soil-vegetation model (DHSVM) in a forested mountain watershed. **Hydrological processes**, Hoboken, v. 28, n. 26, p. 6196-6210, 2014.
- JASIEWICZ, J.; STEPINSKI, Tomasz F. Geomorphons—a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 182, p. 147-156, jan. 2013.
- 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, jun. 2008.

- 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, mar. 2009.
- MELLO, C. R. 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, nov. 2008.
- MELLO, C. R. et al. Water balance in a neotropical forest catchment of southeastern Brazil. **Catena**, Amsterdam, v. 173, p. 9-21, fev. 2019.
- MENEZES, M. D. de 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, jun. 2009.
- MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, St. Joseph, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.
- OLIVEIRA, A. S. et al. Stream flow regime of springs in the Mantiqueira Mountain Range region, Minas Gerais State. **Cerne**, v. 20, n. 3, p. 343-349, 2014.
- PINHEIRO, H. S. K. et al. Applying Artificial Neural Networks Utilizing Geomorphons to Predict Soil Classes in a Brazilian Watershed. **Springer Environmental Science and Engineering**, Singapore, p.89-102, fev. 2016.
- PINTO, L. C. et al. Spatial prediction of soil–water transmissivity based on fuzzy logic in a Brazilian headwater watershed. **Catena**, Amsterdam, v. 143, p. 26-34, ago. 2016.
- PINTO, L. C. et al. Land-use effect on hydrogeology in a mountainous region of Southeastern Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 41, n. 4, p. 413-427, jul. 2017.
- SAFEEQ, M.; FARES, A. Hydrologic response of a Hawaiian watershed to future climate change scenarios. **Hydrological processes**, Hoboken, v. 26, n. 18, p. 2745-2764, 2012.
- SILVA, S. H. G. et al. Geomorphometric tool associated with soil types and properties spatial variability at watersheds under tropical conditions. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 73, n. 4, p. 363-370, ago. 2016.
- SINGH, S. K.; MARCY N. Comparison of Simple and Complex Hydrological Models for Predicting Catchment Discharge Under Climate Change. **Aims Geosciences**, Springfield, v. 3, n. 3, p.467-497, 2017.
- SWINBANK, W. C. Long-wave radiation from clear skies. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Reading, v. 89, n. 381, p. 339-348, jul. 1963.
- TERRA, M. C. N. S. et al. Influência topo-edafoclimática na vegetação de um fragmento de Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira, MG. **Rev. Ambient. Água**, Taubaté, v. 10, n. 4, p. 928-942, Dec. 2015.

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. 1-2, p. 215-230, fev. 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**, Houten, v. 28, n. 13, p. 4537-4550, out. 2014.

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, jun. 1994.

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.

YOKOYAMA, R.; SHIRASAWA, M.; PIKE, R. J. Visualizing topography by openness: a new application of image processing to digital elevation models. **Photogrammetric engineering and remote sensing**, Bethesda, v. 68, n. 3, p. 257-266, mar. 2002.

## APÊNDICES

### APÊNDICE A – Equações DHSVM

O DHSVM é um modelo físico distribuído utilizado para pequenas e médias bacias. Este se baseia na discretização da área de uma bacia em uma malha computacional de espaçamento equivalente ao modelo digital de elevação (DEM). A resolução espacial do modelo pode variar de 5 a 30 metros para bacias menores que 100 km<sup>2</sup> (WIGMOSTA; NIJSSEN; STOCK; 2002). Em cada célula de grade do MDT são discretizadas a evapotranspiração, movimento de água e umidade do solo, de modo a completar o balanço d'água. Para tal, à cada célula são atribuídas as propriedades de solo e vegetação necessárias para calcular o balanço de energia e massa naquele ponto. Assim, o balanço de água é dado de acordo com a Equação 1 (WIGMOSTA; NIJSSEN; STOCK; 2002).

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

onde,  $\Delta S_{sj}$ : variação do armazenamento de água no solo;  $\Delta S_{io}$  e  $\Delta S_{iu}$ : variação na interceptação no dossel superior e inferior;  $P$ : Precipitação;  $E_s$ : Evaporação no solo;  $E_{io}$  e  $E_{iu}$ : Evaporação pela interceptação no dossel;  $E_{to}$  e  $E_{tu}$ : Transpiração no dossel;  $P_{ns}$ : Percolação.

Os dados de entrada do modelo são as variáveis meteorológicas, mapas de uso e ocupação, profundidade da superfície do solo até o material de origem, classes de solo, modelo digital de elevação (DEM), máscara da bacia e, por fim, parâmetros de vegetação e solo. Como dados meteorológicos necessitam ser definidos: precipitação, velocidade do vento a 20 m, radiação de onda curta e onda longa, temperatura e umidade relativa. A parametrização do solo demanda por quatorze entradas e a de vegetação por quinze.

As variáveis do balanço de água (equação 1) são obtidas através de equações de estimativa da evapotranspiração, escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo, interceptação de água pelo dossel, dentre outros (WIGMOSTA; NIJSSEN; STOCK; 2002, WIGMOSTA; NIJSSEN; STOCK; 1994).

Para estimar a evapotranspiração na bacia, o modelo separa o dossel em duas camadas: superior e inferior. Assim, a superior seria coberta pelas copas das árvores, não ocupando toda a área da célula, e a inferior representado em toda a célula. Estas também se subdividem entre

parcelas secas e úmidas, devido à interceptação da precipitação. Assim, inicialmente é calculada a taxa de evaporação potencial ( $E_{po}$ ), que se refere ao máximo que pode evaporar naquela célula (Equação 2).

$$E_{po} = \frac{\Delta R_{no} + \rho c_p (e_s - e) / r_{ao}}{\lambda_v [\Delta + \gamma]} \quad (2)$$

onde  $r_{ao}$  é a resistência aerodinâmica de transporte do vapor entre o dossel superior e a altura do mesmo, mais detalhes podem ser encontrados em Wigmosta, Nijssen e Storck (2002). As demais variáveis se referem à componentes meteorológicas. Assim a água evaporada pela parcela interceptada pelo dossel será (Equação 3):

$$E_{Ij} = E_{pj} A_{wj} \Delta t_w \quad (3)$$

onde  $A_{wj}$  é a parcela úmida do dossel e  $\Delta t_w$  é o tempo em que a parcela interceptada evapora à taxa potencial.

Na fração seca da vegetação, a taxa de transpiração ( $E_{tj}$ ) é estimada por Penman-Monteith (Equação 4):

$$E_{tj} = E_{pj} \frac{\Delta + \gamma}{\Delta + \gamma (1 + r_{cj} / r_{aj})} \quad (4)$$

onde  $r_{cj}$  é a resistência do dossel. Portanto, a transpiração total ( $E_{Tj}$ ) será (Equação 5):

$$E_{Tj} = E_{tj} (1 - A_{wj}) \Delta t + E_{tj} A_{wj} (\Delta t - \Delta t_w) \quad (5)$$

Após calculadas a evapotranspiração das parcelas úmidas e secas do dossel superior (onde  $E_{pj} = E_{po}$ ), estas são subtraídas da taxa potencial de evaporação ( $E_{po}$ ) e então é calculada a evapotranspiração potencial no dossel inferior (onde  $E_{pj} = E_{po} - [E_{Io} + E_{To}]$ ), repetindo as equações 3, 4 e 5 para o novo  $E_{pj}$ . Por fim, a evaporação na camada superior do solo é dada quando não há presença de dossel. Quando o solo estiver úmido, a evaporação será igual ou maior que a demanda de evapotranspiração potencial. Quando o solo perde umidade, a taxa de evaporação é uma função não-linear. Assim, a evaporação do solo é (Equação 6):

$$E_s = \min (E_{ps}, F_e) \quad (6)$$

onde  $E_{ps} = E_{po} - [E_{Io} + E_{To}]$  e  $F_e$  é a dessorção (WIGMOSTA; NIJSSEN; STORCK, 2002).

Para o movimento de água no solo não-saturado, é feito um balanço de massa para as camadas superior, intermediária e inferior. Assim, deve ser definida a máxima infiltração, que será a lâmina máxima que pode ser infiltrada naquele espaço de tempo. Dependendo do tipo de vegetação, a água pode ser retirada de uma camada diferente, assim a transpiração ( $E_T$ ) é multiplicada pela fração de raiz (parâmetro de entrada do modelo) para a camada em que será retirada a água. O balanço de cada camada será calculado pela entrada de água da camada acima, menos a água percolada para a camada abaixo, menos a remoção por raízes e evaporação (somente na camada superior). Na camada inferior são adicionados o escoamento lateral da camada saturada aos fluxos de entrada e saída da célula.

A taxa de percolação, portanto, é dada pela equação 7 de acordo com a lei de Darcy e assumindo o gradiente potencial segundo Brooks-Correy.

$$q_v(\theta) = K_s \left[ \frac{\theta - \theta_r}{\phi - \theta_r} \right]^{\left(\frac{2}{m}\right)+3} \quad (7)$$

onde  $K_s$  é a condutividade hidráulica saturada,  $m$  é o índice de distribuição de tamanho dos poros,  $\phi$  é a porosidade total,  $\theta$  é a umidade do solo e  $\theta_r$  é a umidade residual.

O modelo também estima o escoamento subsuperficial quando a camada superior está saturada. De acordo com a declividade do terreno, a direção do fluxo a ser escoado é definida. O escoamento superficial pode ocorrer quando a infiltração superar o limite definido pelo usuário, a camada superior estiver saturada ou o lençol freático estiver acima da superfície.

## REFERÊNCIAS

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, jun. 1994.

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.

## APÊNDICE B – Equações MHD-INPE

Desenvolvido para ser aplicado em grandes bacias, o Modelo Hidrológico Distribuído do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (MHD-INPE) foi escolhido para modelar os processos hidrológicos na bacia hidrográfica Lavrinha. Trata-se de um modelo físico distribuído que une os modelos TopModel, no quesito simulação de escoamento, e o modelo Xinanjiang de probabilidade (TOMASELLA et al., 2019). Dentre as estimativas que o modelo calcula, estão: balanço de água; evapotranspiração; escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo para cada célula e sua contribuição para a próxima célula.

Modelos de grandes bacias fazem algumas simplificações dos processos hidrológicos quando comparado aos modelos de pequenas bacias como o DHSVM, por exemplo. No MHD-INPE as células que compõem a área de interesse são representadas por um pixel de resolução inferior ao DEM. No processo chamado de *Upscaling*, onde se aumenta a escala dos mapas, algumas informações sobre a área são simplificadas; entretanto, cada célula é tratada com uma Unidade de Resposta Hidrológica (URH) que resulta da combinação de entradas como uso e ocupação e classe de solos. Assim, a simulação dentro de uma URH será realizada através de média ponderada, sendo as porcentagens e os dados de entrada fornecidos ao modelo. O modelo também permite dividir a área em diversas sub-bacias, como por exemplo, onde se encontram estações fluviométricas ou presença de obras hidráulicas. De modo que a calibração é realizada separadamente para cada sub-bacia.

O modelo estima o fluxo de água em três camadas: a superfície do solo, a zona não-saturada e a zona saturada. Na superfície, são calculadas as respostas diretas à atmosfera, como a interceptação (GASH et al., 1995), o escoamento superficial, subsuperficial e a evapotranspiração. Para a última, é utilizado o método de Penman-Monteith (ALLEN et al., 1998), cujos dados meteorológicos de entrada são: umidade relativa, temperatura, velocidade do vento, pressão atmosférica e radiação solar. Na camada intermediária são estimadas a percolação na ocorrência de chuvas e a demanda de raízes mais profundas em épocas de seca. Esta camada não gera escoamentos horizontais, e funciona como uma espécie de reservatório de água no solo (FALCK, 2015). Por fim, a camada mais profunda calcula o escoamento base na bacia.

Para estimativa do escoamento subterrâneo (ou base) utiliza-se a equação 8, onde a vazão máxima ocorrerá quando o armazenamento também for o máximo. Portanto, o fluxo base na camada inferior será dado por  $Q_{sub}$ :

$$Q_{sub} = \frac{T_{sub} \tan \beta}{\lambda_{\mu}^{\mu}} \left[ 1 - \frac{S_{max} - S_t}{S_{max}(1 - \xi)} \right]^{\mu} = \frac{T_{sub} \tan \beta}{\lambda_{\mu}^{\mu}} \left[ \frac{S_t - \xi S_{max}}{S_{max}(1 - \xi)} \right]^{\mu} \quad (8)$$

onde  $T_{sub}$  se refere à transmissividade do lençol freático;  $\tan \beta$  é a declividade da camada inferior na célula;  $S_{max}$  e  $S_t$  são os armazenamentos máximo e médio no tempo  $t$  para a camada inferior, respectivamente;  $\xi$  é a porosidade drenável;  $\mu$  é um parâmetro que relaciona a profundidade do solo e a transmissividade do mesmo;  $\lambda_{\mu}$  é a média da área de contribuição sobre a unidade de contorno, este é calculado a partir do DEM de maior resolução, assumindo um perfil potencial de transmissividade (IORGULESCU; MUSY, 1997). Para se estimar  $S_{max}$ , é utilizada a porosidade do solo  $\phi$  multiplicada pela profundidade da última camada  $D_3$  (RODRIGUEZ; TOMASELLA, 2016).

O escoamento superficial direto ( $Q_{sup}$ ) é obtido pelo produto da precipitação pela porcentagem de área saturada na célula  $A_{sat}$ , que é calculada a partir de um histograma da área de contribuição à montante. Assim, o escoamento sub-superficial é calculado na camada superficial de solo, delimitada pelo comprimento da camada superior ( $D_1$ ) (Equação 9).

$$Q_{ss} = \frac{\alpha D_1 K_{ss} \tan \beta}{\lambda_{\eta}^{\eta}} \left( \frac{SS_t}{SS_{max}} \right)^{\eta} \quad (9)$$

sendo  $K_{ss}$  a condutividade hidráulica saturada na camada superficial;  $SS_{max}$  o armazenamento máximo;  $\eta$  o parâmetro de Brooks-Corey;  $\alpha$  é a anisotropia do solo;  $SS_t$  o armazenamento médio de água no tempo  $t$ ; e  $\lambda_{\eta}$  a média da área de contribuição sobre a unidade de contorno à potência de  $1/\eta$ . Desta forma, o escoamento que parte da camada superior para a camada intermediária é dado por (Equação 10):

$$Q_v = \frac{K_{ss} \lambda}{\lambda_{\eta}^{\eta}} \left( \frac{SS_t}{SS_{max}} \right)^{\eta} \left( 1 - \frac{\alpha D_1}{\lambda} \right) \quad (10)$$

Por fim, o escoamento que faz a transição entre a camada intermediária e recarga do aquífero é dado pela equação  $Q_r$  (Equação 11):

$$Q_r = K_{ss} \left( \frac{SR_t}{SR_{max}} \right)^{\eta} \quad (11)$$

onde,  $SR_t$  se refere ao armazenamento médio da grade na camada em questão para o tempo  $t$ ; e  $SR_{max}$  é o armazenamento máximo, calculado pelo produto da porosidade e da espessura da camada intermediária ( $D_2$ ).

Outra variável utilizada no modelo é o tempo de retardo no escoamento subsuperficial ( $C_{sup}$ ) e o escoamento subterrâneo ( $C_{sub}$ ), ambos parâmetros calibráveis pelo modelo. Estes possuem o objetivo de representar o tempo de retardo do escoamento dentro de uma célula. Mais informações sobre o detalhamento das equações utilizadas pelo MHD-INPE podem ser encontradas em Falck (2015) e Rodriguez e Tomasella (2016).

## REFERÊNCIAS

ALLEN, R. G. et al. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. **Fao, Rome**, v. 300, n. 9, p. D05109, 1998.

FALCK, A. S. **Avaliação da incerteza nas estimativas de precipitação por satélite e sua propagação no modelo hidrológico distribuído MHD-INPE**. 2015. 187 f. Tese (Doutorado) - Curso de Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

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

IORGULESCU, I.; MUSY, A. Generalization of TOPMODEL for a power law transmissivity profile. **Hydrological processes**, Hoboken, v. 11, n. 9, p. 1353-1355, 1997.

TOMASELLA, J. et al. Probabilistic flood forecasting in the Doce Basin in Brazil: Effects of the basin scale and orientation and the spatial distribution of rainfall. **Journal of Flood Risk Management**, Hoboken, v. 12, n. 1, p. e12452, abr. 2019.

## APÊNDICE C – Equações Geomorphons

Para classificar um pixel, o modelo analisa todos os pixels contidos entre o ponto de referência até o raio de abrangência (L), onde são gerados diversos ângulos de elevação ( ${}_D\phi_L$ ) de acordo com o valor da altitude (H), o seu ângulo máximo será  ${}_D\beta_L$  e o mínimo  ${}_D\delta_L$ . Assim, o ângulo Zenith ( $\phi$ ) é dado pela Equação 12 e Nadir ( $\psi$ ) pela Equação 13 (YOKOYAMA; SHIRASAWA; PIKE, 2002).

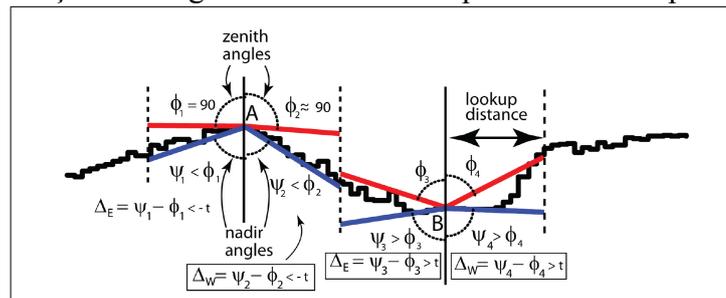
$${}_D\phi_L = 90^\circ - {}_D\beta_L \quad (12)$$

$${}_D\psi_L = 90^\circ + {}_D\delta_L \quad (13)$$

A Figura 1 demonstra exemplo de topografia analisando dois pontos A e B, o raio de influência (L) e os ângulos  $\phi$  e  $\psi$ . Assim, a classificação do ponto ( ${}_D\Delta_L$ ) será feita de acordo com uma comparação destes ângulos com um limiar de nivelamento (t) pré-definido, atribuindo um valor de 1 (acima), 0 (plano) ou -1 (abaixo) ao ponto (JASIEWICZ; STEPINSKI, 2013).

$${}_D\Delta_L \begin{cases} 1 & {}_D\psi_L - {}_D\phi_L > t \\ 0 & |{}_D\psi_L - {}_D\phi_L| < t \\ -1 & {}_D\psi_L - {}_D\phi_L < -t \end{cases} \quad (14)$$

Figura 1 - Determinação dos ângulos Zenith e Nadir pelo método de padrão ternário.

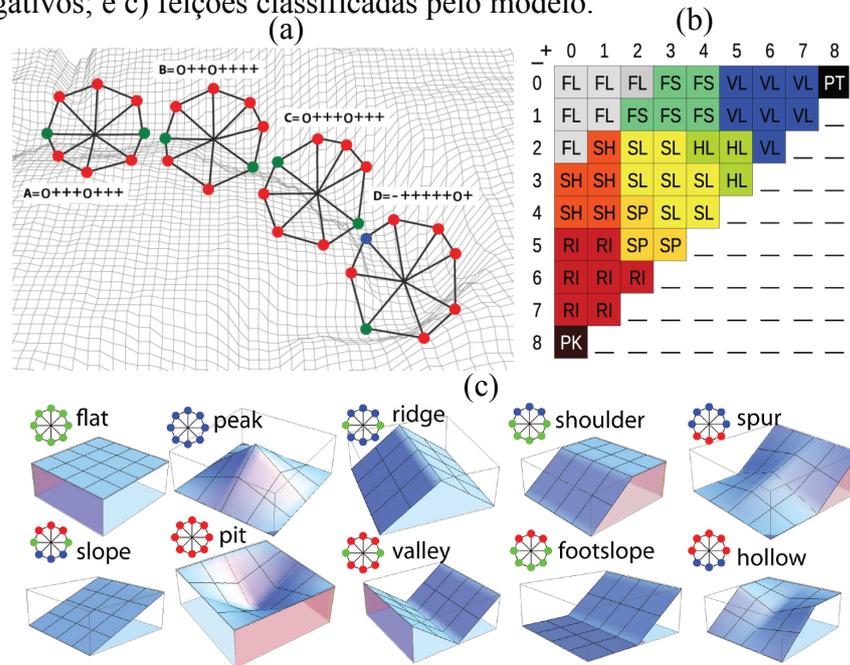


Fonte: Jasiewicz e Stepinski, 2013.

O processo se repete para 8 pontos, formando um octógono, como demonstra a Figura 2a. Assim, de acordo com a quantidade de valores positivos e negativos é feita a classificação como demonstra a Figura 2b e 2c. Os pontos em vermelho (FIGURA 2a) indicam que o ponto está acima da referência (1), o azul significa abaixo (-1) e o verde de que estão no mesmo plano (0). Portanto, o ponto pode ser classificado em: *flat* (plano), *peak* (pico), *ridge* (crista), *shoulder*

(encosta), *spur* (contraforte), *slope* (ladeira), *pit* (sumidouro), *valley* (vales), *footslope* (sopé de elevação), *hollow* (depressão).

Figura 2 - Método de classificação do Geomorphons. a) Oito pontos distribuídos à um raio de busca L; b) Classificação de feições de acordo com a quantidade de pontos positivos e negativos; e c) feições classificadas pelo modelo.



Fonte: Jasiewicz e Stepinski, 2013

## REFERÊNCIAS

JASIEWICZ, J.; STEPINSKI, Tomasz F. Geomorphons—a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 182, p. 147-156, jan. 2013.

YOKOYAMA, R.; SHIRASAWA, M.; PIKE, R. J. Visualizing topography by openness: a new application of image processing to digital elevation models. **Photogrammetric engineering and remote sensing**, Bethesda, v. 68, n. 3, p. 257-266, mar. 2002.