

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

André Somavilla

**MODELAGEM DO EXCEDENTE DE INFILTRAÇÃO PARA  
AVALIAR A FUNCIONALIDADE HIDROLÓGICA DO SOLO**

Santa Maria, RS

2017

PPGCS/UFSM, RS

SOMAVILLA, André

Mestre 2017

**André Somavilla**

**MODELAGEM DO EXCEDENTE DE INFILTRAÇÃO PARA AVALIAR A  
FUNCIONALIDADE HIDROLÓGICA DO SOLO**

Dissertação apresentada ao curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Ciência do Solo**.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Ivonir Gubiani

Santa Maria, RS

2017

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Somavilla, André

MODELAGEM DO EXCEDENTE DE INFILTRAÇÃO PARA AVALIAR A FUNCIONALIDADE HIDROLÓGICA DO SOLO / André Somavilla.- 2017.

83 p.; 30 cm

Orientador: Paulo Ivonir Gubiani

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, RS, 2017

1. Escoamento superficial 2. Perfil de solo 3. Particionamento de água 4. Funcionalidade do solo 5. Modelo SHF I. Gubiani, Paulo Ivonir II. Título.

Todos os direitos autorais reservados a André Somavilla. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

E-mail: somavillaa@gmail.com

**André Somavilla**

**MODELAGEM DO EXCEDENTE DE INFILTRAÇÃO PARA AVALIAR A  
FUNCIONALIDADE HIDROLÓGICA DO SOLO**

Dissertação apresentada ao curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS) como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Ciência do Solo**

**Aprovado em 28 de julho de 2017:**

---

**Paulo Ivonir Gubiani, Dr. (UFSM)**  
(Presidente/Orientador)

---

**Jean Paolo Gomes Minella, Dr. (USFM)**

---

**Marta Sandra Drescher, Dra. (UERGS)**

Santa Maria, RS  
2017

## **DEDICATÓRIA**

*Dedico aos meus pais Lucas Antonio Somavilla e Izabel Liberalesso Somavilla, pelo amor, carinho, paciência, educação, ensinamentos, incentivo, apoio, confiança e exemplo de família e união.*

## AGRADECIMENTO

*À Lilian Gonçalves Mariano, agradeço de forma especial por tudo o que fez por mim. Ao apoio e incentivo dado para continuidade de meus estudos, expresso meu carinho e gratidão.*

*À minha irmã, Paula Somavilla, pelo amor fraterno, pelo apoio e incentivo.*

*À Universidade Federal de Santa Maria e ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo.*

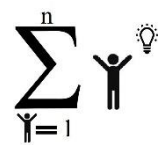
*À meu orientador, Prof. Dr. Paulo Ivonir Gubiani, pela oportunidade, confiança, paciência, orientações, ensinamentos e pelo exemplo de dedicação à ciência e ao trabalho.*

*Aos colegas e amigos da Física do Solo Anderson L. Zwirtes, Rodrigo P. Mulazzani, Ezequiel Koppe, Fabio J. A. Schneider, Dinis Deutsch, Caroline A. Pereira, Alexandre A. G. Kazmirki, Cassiano S. Pigatto, Greice Pettine pela ajuda no desenvolver das atividades, pela amizade e companheirismo.*

*À todos que contribuíram de alguma forma no desenvolvimento deste trabalho e de minha formação profissional e pessoal.*

***Muito obrigado!***

“A ciência é construída por um somatório de pessoas com ideias.”



(André Somavilla)



## RESUMO

### **MODELAGEM DO EXCEDENTE DE INFILTRAÇÃO PARA AVALIAR A FUNCIONALIDADE HIDROLÓGICA DO SOLO**

AUTOR: André Somavilla

ORIENTADOR: Prof. Dr. Paulo Ivonir Gubiani

A capacidade que o solo possui em compartimentalizar água no ciclo hidrológico pode ser indicada por propriedades, atributos ou processo do solo. Destes, os processos são mais informativos da funcionalidade hidrológica do solo, porém sua utilização para tal finalidade ainda é incipiente. A complexidade dos processos que ocorrem no solo dificulta sua quantificação e contribui para sua reduzida utilização como indicador. Uma maneira de viabilizar a utilização de processos na indicação da funcionalidade do solo é usar a modelagem matemática. Logo, a indicação da funcionalidade hidrológica do solo como compartimentalizador de água pode ser feita por meio da modelagem dos processos compartimentalizadores de água, em especial a infiltração de água no solo, que é o principal processo de particionamento de água na escala de perfil de solo. Na compartimentalização da água, o excedente de infiltração, que representa a quantidade de água que não infiltraria no solo e estaria disponível para o escoamento superficial, pode ser um bom indicador de funcionalidade hidrológica. Além de representar a compartimentalização da água, possui a conotação de potenciais prejuízos econômicos e ambientais caso houver escoamento superficial. Entretanto, a utilização de um único valor de excedente de infiltração é pouco representativo da variação das condições do sistema solo planta atmosfera. Neste caso, a frequência de excedente de infiltração pode ser um indicador mais representativo e, para sua quantificação, é necessário um modelo capaz de estimar o excedente de infiltração para qualquer condição do sistema solo planta atmosfera. Neste sentido, a presente dissertação tem por objetivo propor uma estratégia de modelagem em algoritmo de programação para obtenção do excedente de infiltração e sua utilização para indicar a funcionalidade hidrológica do solo. O modelo foi construído em linguagem VBA e permite a quantificação do excedente de infiltração por meio da descrição de subprocessos envolvidos no particionamento de água no sistema solo planta atmosfera, em escala de perfil de solo. A aplicação do modelo e a utilização do excedente de infiltração para indicar a funcionalidade hidrológica do solo foi realizada tanto em sistemas teóricos quanto naturais. Nos sistemas teóricos foram realizados testes do modelo e da capacidade do excedente de infiltração evidenciar diferenças entre perfis de solo. Nos sistemas naturais identificou-se as características de cada sistema que mais contribuíram para a diferenciação do excedente de infiltração e os perfis com maior e menor funcionalidade hidrológica. O modelo criado foi denominado de SHF e possibilita calcular o excedente de infiltração em ambientes teóricos e naturais, na escala de perfil de solo, para diferentes condições de chuva, planta, resíduo e perfil de solo. O excedente de infiltração foi eficiente em evidenciar diferenças entre perfis de solo, tanto teóricos quanto naturais. Dentre os parâmetros utilizados, a condutividade hidráulica de solo saturado e o conteúdo inicial de água no solo foram os que mais contribuíram para a diferenciação dos perfis de solo. A indicação da funcionalidade hidrológica do solo por meio da frequência do excedente de infiltração é mais representativa da funcionalidade do perfil de solo e foi diferente daquela indicada por propriedades ou atributos.

**PALAVRAS-CHAVE:** Escoamento superficial. Perfil de solo. Particionamento de água. Funcionalidade do solo. Modelo SHF.

## **ABSTRACT**

### **MODELING OF NON-INFILTRATED WATER TO EVALUATE THE SOIL HYDROLOGY FUNCTIONALITY**

**AUTHOR:** André Somavilla

**ADVISOR:** Prof. Dr. Paulo Ivonir Gubiani

The soil ability to compartmentalize water in the hydrological cycle can be studied in terms of the soil physical quality and might be indicated by soil's properties, attributes or process. Of these, the processes are more informative of soil functionality as a water compartmentalizer and therefore are better indicators of soil physical quality. However, the complexity of soil processes makes it difficult to quantify and requires the use of facilitative strategies, such as mathematics modeling. Therefore, the indication of soil hydrological functionality as a compartmentalizer of water might be done by modeling of the water compartmentalization processes, especially the infiltration of water in the soil, which is the main water partitioning process in the soil profile scale. In water compartmentalization, the non-infiltrated water, which represents the water that not infiltrate in the soil and might be available for surface runoff, may be a good indicator of soil hydrological functionality. Because, besides representing the compartmentalization of water, it has the connotation of potential economic and environmental damages in the case of surface runoff. However, the use of a single non-infiltrated water value is not representative of the conditions variation of soil-plant-atmosphere system. In this case, the frequency of non-infiltrated water might be more representative indicator and for its quantification a model capable of estimating the non-infiltrated water for any condition of soil-plant-atmosphere system is necessary. In this sense, the present dissertation proposes a modeling strategy in programming algorithm to obtain the non-infiltrated water and its use to indicate the soil hydrological functionality. The model was constructed and operationalized in VBA language for the quantification of non-infiltrated water with description of subprocesses involved in the partitioning of water in the soil-plant-atmosphere system at profile scale. The application of the model and the use of non-infiltrated water to indicate soil physical quality was performed in both theoretical and natural systems. The theoretical systems were used to test the model and the capacity of non-infiltrated water evidence differences between soil profiles. The natural systems were used to identify the characteristics of each system which the most contributed to a difference in infiltration performance and the profiles with higher soil hydrological functionality. The model was named SHF and allows to calculate the non-infiltrated water in theoretical and natural environments, at soil profile scale, for distinct rain, plant, residue and soil profile conditions. The non-infiltrated water was efficient in evidencing differences between soil profiles, both theoretical and natural environments. Among the parameters used, the saturated hydraulic conductivity and the initial water content in the soil were the ones that the most contributed to the soil profiles differentiation. The indication of soil hydrological functionality by frequency of non-infiltrated water is more representative of soil profile functionality and was different than which indicated by soil properties or attributes.

**Key-Words:** Surface Runoff. Soil Profile. Water Partitioning. Soil Functionality. SHF Model.

## SUMÁRIO

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO GERAL .....</b>	<b>13</b>
1.1	OBJETIVO GERAL .....	14
1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	14
<b>2</b>	<b>ARTIGO 1 - MODELO DE PREDIÇÃO PONTUAL DE EXCEDENTE DE INFILTRAÇÃO PARA AVALIAR A FUNCIONALIDADE HIDROLOGICA DO SOLO* .....</b>	<b>15</b>
2.1	INTRODUÇÃO .....	16
2.2	MATERIAL E MÉTODOS .....	19
<b>2.2.1</b>	<b>Delimitação do sistema .....</b>	<b>19</b>
<b>2.2.2</b>	<b>Submodelos.....</b>	<b>21</b>
2.2.2.1	<i>Submodelo de entrada de água.....</i>	<i>21</i>
2.2.2.2	<i>Submodelo de armazenamento de água pelo dossel vegetal.....</i>	<i>22</i>
2.2.2.3	<i>Submodelo de armazenamento pelo resíduo vegetal.....</i>	<i>23</i>
2.2.2.4	<i>Submodelo de infiltração de água no solo .....</i>	<i>24</i>
2.2.2.5	<i>Submodelo de retenção de água na superfície do solo .....</i>	<i>27</i>
<b>2.2.3</b>	<b>Excedente de infiltração e sua frequência .....</b>	<b>28</b>
<b>2.2.4</b>	<b>Transcrição do modelo SHF para linguagem computacional .....</b>	<b>28</b>
<b>2.2.5</b>	<b>Análise de sensibilidade do modelo SHF .....</b>	<b>29</b>
<b>2.2.6</b>	<b>Avaliação do modelo SHF para SSPA teóricos.....</b>	<b>31</b>
2.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	35
<b>2.3.1</b>	<b>Interface computacional do modelo SHF .....</b>	<b>35</b>
<b>2.3.2</b>	<b>Sensibilidade do modelo SHF .....</b>	<b>36</b>
<b>2.3.3</b>	<b>Resultado das simulações em SSPA teóricos.....</b>	<b>40</b>
2.4	CONCLUSÃO .....	47
2.5	REFERÊNCIAS .....	48

<b>3</b>	<b>ARTIGO 2 - USO DO EXCEDENTE DE INFILTRAÇÃO PARA AVALIAR A FUNCIONALIDADE HIDROLÓGICA DE PERFIS DE SOLO*</b> .....	<b>52</b>
3.1	INTRODUÇÃO.....	53
3.2	MATERIAL E MÉTODOS.....	55
3.2.1	Local de estudo.....	55
3.2.2	Definição das chuvas.....	56
3.2.3	Dossel vegetal.....	57
3.2.4	Resíduo em superfície.....	58
3.2.5	Rugosidade aleatória da superfície do solo.....	60
3.2.6	Conteúdo de água no perfil de solo.....	60
3.2.7	Parâmetros físicos e hidráulicos do solo.....	61
3.2.8	Arranjos simulados e interpretação dos resultados.....	63
3.3	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	63
3.3.1	Chuvas de projeto e parâmetros de entrada do modelo.....	63
3.3.2	Excedente de infiltração.....	68
3.4	CONCLUSÃO.....	76
3.5	REFERÊNCIAS.....	77
<b>4</b>	<b>DISCUSSÃO GERAL.....</b>	<b>81</b>
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES GERAIS.....</b>	<b>82</b>
<b>6</b>	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>83</b>

## 1. INTRODUÇÃO GERAL

O solo desempenha funções importantes no ciclo hidrológico da água. Ele armazena, distribui e purifica grandes quantidades de água na paisagem, o que possibilita a recarga dos aquíferos, a manutenção do fluxo dos rios e assegura a vida na terra (COELHO et al., 2013). A capacidade do solo desempenhar estas funções é fortemente regulada pela infiltração e redistribuição de água em seu perfil.

A capacidade que o solo possui em desempenhar qualquer de suas funções no ambiente tem sido estimada de forma quantitativa, principalmente, por propriedades e atributos do solo, mesmo quando se sabe que a utilização destes como indicadores da qualidade apenas descreve um estado particular do solo e pouco indicam sobre sua funcionalidade no sistema. A melhor forma de indicar a qualidade do solo quanto a sua funcionalidade é por meio de uma abordagem sistêmica do solo, que represente a interação de seus componentes (VEZZANI e MIELNICZUK, 2009).

Na tentativa de indicar a funcionalidade hidrológica do solo, na presente dissertação será proposto um indicador baseado, principalmente no processo de infiltração de água no solo. Para isso, o solo será tratado como um componente do sistema solo planta atmosfera (SSPA) que interage com os demais (chuva, planta e resíduo) para o particionamento da água no ciclo hidrológico. O excedente de infiltração de água no solo será proposto como indicador da funcionalidade hidrológica do solo, pois é dependente da compartimentalização da água no SSPA e é potencial causador de prejuízos econômicos e ambientais quando houver escoamento superficial.

A dissertação foi estruturada em dois artigos. O primeiro consistirá na fundamentação teórica, operacionalização e avaliação do modelo matemático desenvolvido para o cálculo do excedente de infiltração de água no solo, que compreende a descrição dos processos de entrada de água (chuva), armazenamento de água pelo dossel e resíduo vegetal, infiltração de água e detenção de água na rugosidade do solo. O segundo artigo apresenta a aplicação do modelo em sistemas naturais para avaliar as diferenças na qualidade física de quatro perfis de solo indicadas pelo excedente de infiltração.

## 1.1 OBJETIVO GERAL

Desenvolver uma estratégia de modelagem em algoritmo computacional para obtenção de valores de frequência de excedente de infiltração e utilizar a frequência de excedente de infiltração para indicar a funcionalidade hidrológica do solo.

## 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

Propor uma estratégia de modelagem para obtenção de valores de excedente de infiltração.

Desenvolver um algoritmo em linguagem VBA (Visual Basic for Applications) para operacionalização da estratégia de modelagem.

Utilizar o excedente de infiltração para indicar a funcionalidade hidrológica do solo.

1 **2 ARTIGO 1 - MODELO DE PREDIÇÃO PONTUAL DE EXCEDENTE DE**  
2 **INFILTRAÇÃO PARA AVALIAR A FUNCIONALIDADE HIDROLÓGICA DO**  
3 **SOLO\***

4  
5 RESUMO – A avaliação da funcionalidade do solo requer a quantificação de processos.  
6 Compartimentalizar água no ciclo hidrológico é uma importante função hidrológica do solo, na  
7 qual a infiltração de água é um processo diretamente relacionado e de grande importância.  
8 Sempre que a intensidade de chuva for superior à capacidade de infiltração, haverá um  
9 excedente de infiltração que, contabilizada até o final do evento de chuva constitui uma lâmina  
10 de água que chega ao solo, mas não infiltra. Como o excedente de infiltração consiste na água  
11 disponível para o escoamento superficial e é potencial causador de danos econômicos e  
12 ambientais, ele pode ser usado como um bom indicador da funcionalidade hidrológica do solo.  
13 Por ser resultado de vários processos, o excedente de infiltração é uma componente de difícil  
14 quantificação, mas que pode ser estimado por meio da modelagem. Neste escopo, o presente  
15 trabalho propõe uma estratégia de modelagem matemática do sistema solo planta atmosfera em  
16 escala de perfil de solo para obtenção do excedente de infiltração, para que este seja utilizado  
17 como indicador da funcionalidade hidrológica do solo. O modelo foi desenvolvido em  
18 linguagem VBA, acoplando submodelos que descrevem os subprocessos de fornecimento de  
19 água, de armazenamento de água pelo dossel vegetal e pela cobertura vegetal, de infiltração de  
20 água e de detenção superficial de água pelas depressões do solo. A análise de sensibilidade do  
21 modelo foi realizada pela estratégia de variação individual dos parâmetros e quantificada pela  
22 sensibilidade relativa. A aplicabilidade do modelo foi testada em 48 sistemas teóricos com  
23 distintas características de granulometria, restrição ao fluxo de água e umidade inicial. O  
24 modelo criado foi denominado SHF (Soil Hydrology Functionality) e possibilita calcular a  
25 frequência de excedentes de infiltração para inúmeras condições do sistema solo planta  
26 atmosfera (chuva, planta, resíduo e perfil de solo) de áreas cultivadas com culturas anuais e  
27 perenes não florestais. A sensibilidade do modelo é maior aos parâmetros condutividade  
28 hidráulica de solo saturado e conteúdo inicial de água no solo. A partir do excedente de  
29 infiltração foi possível distinguir a funcionalidade hidrológica dos perfis de solo dos sistemas  
30 solo planta atmosfera simulados.

31 Palavras-chave: Escoamento superficial, Particionamento de água, Modelo SHF, VBA (Visual  
32 Basic for Applications).

33 \*Artigo elaborado de acordo com as normas da revista Geoderma.

## 34 2.1 INTRODUÇÃO

35

36 O uso agrícola do solo altera sua funcionalidade no ambiente. Por funcionalidade  
37 entendem-se os níveis em que operam processos responsáveis pelo transporte de matéria (água,  
38 gases, nutrientes, substâncias orgânicas) e energia (calor, tensões), que regulam o cumprimento  
39 de funções do solo (ancoragem de plantas, habitat de organismos, armazenagem de água,  
40 nutrientes, compostos orgânicos e calor). Se processos específicos operam em níveis  
41 apropriados e o solo cumpre suas funções de transporte de matéria ou energia, esse é entendido  
42 como de boa qualidade para determinada função. Do contrário, o solo é dito de má qualidade.

43 Sendo a qualidade do solo (QS) um conceito subjetivo, os pesquisadores têm usado  
44 propriedades, atributos e processos mensuráveis para atribuir valores quantitativos à QS, os  
45 quais são denominados de indicadores de QS (DORAN and PARKIN, 1994). A quase  
46 totalidade dos indicadores de QS atualmente utilizados são propriedades ou atributos que  
47 apenas descrevem um estado particular do solo e são incapazes de descrever a dinâmica dos  
48 processos inerentes à uma dada funcionalidade do solo. Por isso, uma abordagem sistêmica do  
49 solo, que represente a dinâmica de interação de seus componentes discrimina melhor a  
50 qualidade do solo em termos de funcionalidade (VEZZANI and MIELNICZUK, 2009). Nesta  
51 abordagem, os processos são mais úteis que propriedades ou atributos do solo.

52 Outro grande desafio é a definição de indicadores de QS global, que faz com que os  
53 pesquisadores foquem em aspectos específicos da funcionalidade do solo, propondo  
54 indicadores de qualidade física, química e biológica para o solo. Em particular na área de física  
55 do solo, há muitas proposições de indicadores de qualidade física do solo (QFS). Exemplos são  
56 propriedades ou atributos como a densidade, a porosidade, a resistência à penetração, a  
57 permeabilidade à água (CÂNDIDO et al., 2015; FIDALSKI and TORMENA, 2007) e o  
58 intervalo hídrico ótimo do solo (KAHLON and CHAWLA, 2017; REICHERT et al., 2003).  
59 Porém, todos esses indicadores, por serem propriedades ou atributos, apenas caracterizam um  
60 estado particular do solo, sem quantificar quanto os processos de transporte de matéria e energia  
61 são afetados por este estado. Mas, se o solo cumpre suas funções de transporte de matéria e  
62 energia por meio de processos, um bom indicador de QFS deveria ser derivado destes e não  
63 apenas de propriedades ou atributos do solo.

64 Outra dificuldade na atribuição de QFS é a subjetividade inerente ao conceito de  
65 qualidade. Diferentemente de grandezas físicas, “qualidade física do solo” não tem nem  
66 definição absoluta nem dimensão física definida (VAN LIER and GUBIANI, 2015). Por causa



67 dessa subjetividade conceitual que causa imprecisão na utilização da expressão “qualidade do  
68 solo”, ela será substituída neste trabalho pela expressão “funcionalidade do solo (FS)”, ao qual  
69 se vincula naturalmente uma percepção de processos de transporte de matéria ou energia no  
70 solo.

71 Uma das grandes funções do solo é controlar os componentes do ciclo hidrológico. A  
72 capacidade com que o solo exerce essa função é diretamente relacionada ao processo de  
73 infiltração. Por isso, um bom indicador de funcionalidade hidrológica do solo (FHS) poderia  
74 ser derivado do processo de infiltração. Quantitativamente, a FHS poderia ser representada pela  
75 taxa de infiltração ou infiltração acumulada. Ambas são dependentes do estado hídrico do solo  
76 (conteúdo de água do solo, sucção matricial, condutividade hidráulica) e da água que atinge a  
77 superfície do solo (chuva, interceptação, evapotranspiração). A única variável do processo de  
78 infiltração considerada função do estado estrutural do solo é a taxa de infiltração básica (Tib),  
79 que é um valor particular de taxa de infiltração na condição de perfil de solo saturado e tem  
80 sido utilizada como indicador de FHS (ALVES et al., 2007; HUANG et al., 2015). Porém, a  
81 Tib só muda de valor se houver alterações na estrutura do solo. Por isso, ela se assemelha aos  
82 atributos que apenas caracterizam um estado particular do solo. Por isso, nada de FS em estado  
83 hídrico diferente da saturação e sob distintas condições das variáveis externas pode ser indicada  
84 pela Tib.

85 O avanço na obtenção de um indicador mais informativo que a Tib para a FHS exige a  
86 definição de um indicador sensível ao estado hídrico do solo e às variáveis externas que  
87 modificam o estado hídrico do solo. Nessa perspectiva, o indicador deve ser resultante do  
88 particionamento da água que chega à superfície do solo, sendo bem mais integrador, porém  
89 mais complexo de ser obtido.

90 Embora a infiltração e o escoamento sejam processos compartimentalizadores da água na  
91 escala de paisagem, a escala de perfil de solo é um ambiente mais controlado e permite um  
92 início mais seguro para o desenvolvimento de um indicador complexo. Nessa escala, um  
93 indicador da compartimentalização da água pode ser definido como excedente de infiltração  
94 (EI). O EI ocorre sempre que a intensidade de chuva for superior à capacidade de infiltração.  
95 Integrado até o final do evento de chuva, o somatório de EI constitui uma lâmina de água que  
96 chega ao solo, mas não infiltra. Como o EI consiste na água disponível a se propagar por  
97 escoamento superficial, ele é um potencial causador de danos econômicos e ambientais,  
98 consequências relevantes para se avaliar mudanças na FHS causadas pelo uso e manejo dos  
99 solos.

100 Em um ambiente natural de um sistema solo planta atmosfera (SSPA), a variabilidade do  
101 EI está associada à variabilidade dos componentes do SSPA. Para que o EI seja um indicador  
102 de FHS representativo desse ambiente, que é naturalmente variável, o EI deve ser obtido para  
103 um conjunto grande de condições do SSPA. Com o conjunto de EI de um SSPA pode ser  
104 calculada a frequência de limites de EI para um perfil de solo ( $fEI_x$ ) e usá-la também como  
105 indicador da FHS.

106 A quantificação de EI para um único arranjo do SSPA é bastante complexa, pois demanda  
107 a mensuração de diferentes processos, como a entrada de água no SSPA, o armazenamento de  
108 água no dossel e no resíduo vegetal, a infiltração de água no solo e a retenção de água na  
109 rugosidade da superfície do solo. Em um número grande de arranjos do SSPA, o aumento na  
110 dificuldade de quantificação do EI pode ser compensado pela modelagem matemática do  
111 sistema, que possibilita quantificar EI em SSPA sujeito a alterações no espaço e no tempo.

112 Modelos como o Curva Número (SCS-CN) (CRONSHEY, 1986), o LISEM (DE ROO et  
113 al., 1996) e o HYDRUS (ŠIMŮNEK et al., 2005) estão disponíveis na literatura e podem ser  
114 utilizados para prever o EI em SSPA. O SCS-CN é um modelo empírico usado na escala de  
115 bacia, que não considera a variabilidade do perfil de solo nem da intensidade de chegada de  
116 água ao solo durante o evento de chuva, algo indispensável para uma quantificação mais precisa  
117 do EI. O LISEM e o HYDRUS descrevem fisicamente os processos de particionamento de água  
118 no SSPA, considerando a variabilidade do perfil de solo e da intensidade de chegada de água  
119 ao solo durante o evento de chuva. Contudo, o uso do LISEM e do HYDRUS para a  
120 determinação do EI de um conjunto grande de condições do SSPA (entrada de água,  
121 características do dossel e resíduo vegetal e condições de solo) exige que os modelos sejam  
122 configurados e executados a cada arranjo diferente, tornando a tarefa muito laboriosa. Além  
123 disso, o LISEM demanda uma quantidade muito grande de parâmetros do SSPA que, muitas  
124 vezes, são difíceis de serem quantificados. Além do fato de que é mais difícil obter indicadores  
125 da FHS baseados em processos, o uso dos modelos disponíveis atualmente agregaria também  
126 dificuldade operacional, afastando ainda mais o indicador da FHS de ser caracterizado como de  
127 fácil obtenção.

128 O desenvolvimento de um modelo específico para obtenção de EI e posteriormente da  
129  $fEI_x$  para um conjunto grande de arranjos do SSPA superaria as dificuldades operacionais  
130 existentes ao se usar softwares não projetados para esta finalidade. Com esse intuito, este  
131 trabalho propõe a criação de uma estratégia de modelagem e a transcrição desta para algoritmo  
132 computacional, para facilitar a obtenção de valores de excedente de infiltração, com a finalidade

133 de implementar um indicador da qualidade física do solo baseado na funcionalidade do solo  
134 como compartimentalizador de água no ciclo hidrológico.

135

136

## 137 2.2 MATERIAL E MÉTODOS

138

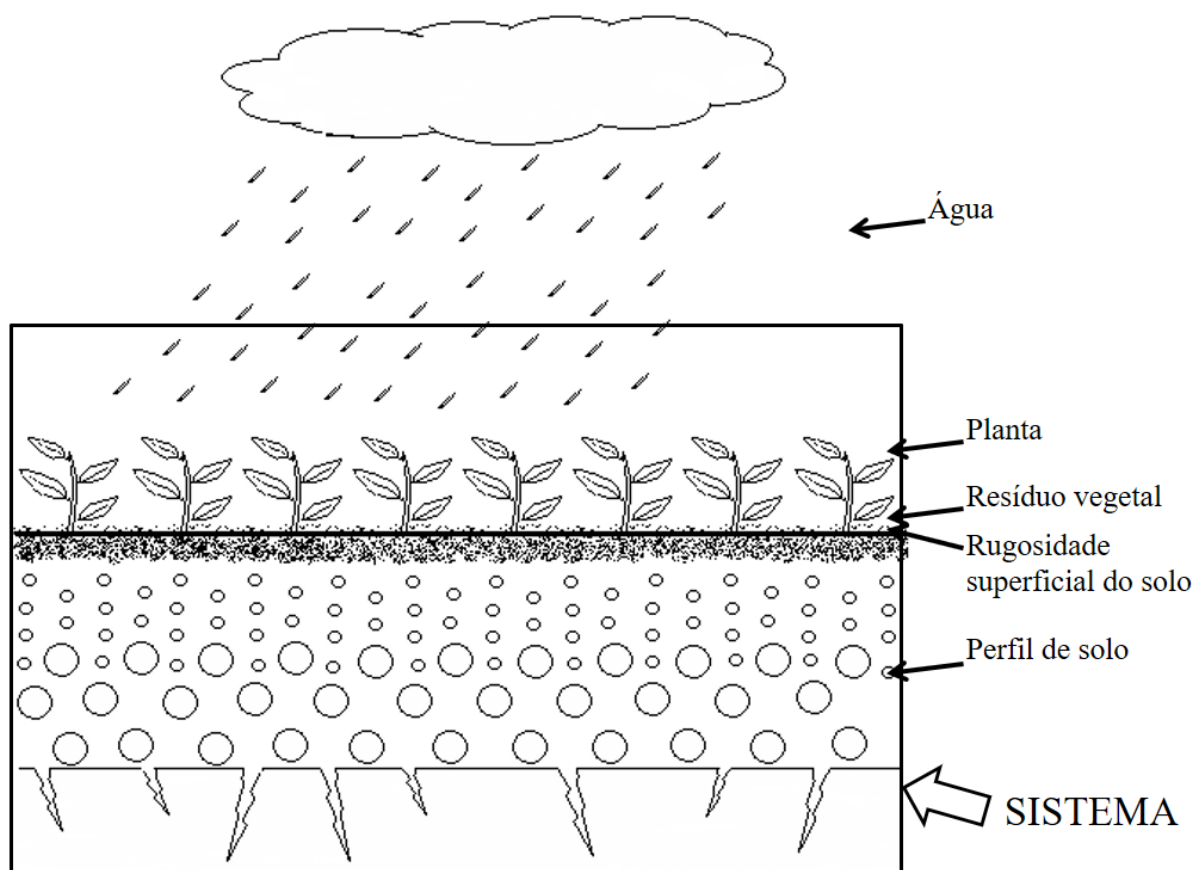
139

### 140 2.2.1 Delimitação do sistema

141

142 O SSPA na escala de perfil de solo abrange os componentes perfil de solo, rugosidade da  
143 superfície do solo, resíduos vegetais em superfície, plantas e água adicionada via chuva (Figura  
144 1).

145



146

147 Figura 1 - Delimitação do sistema solo planta atmosfera (SSPA) e algumas de suas  
148 componentes.

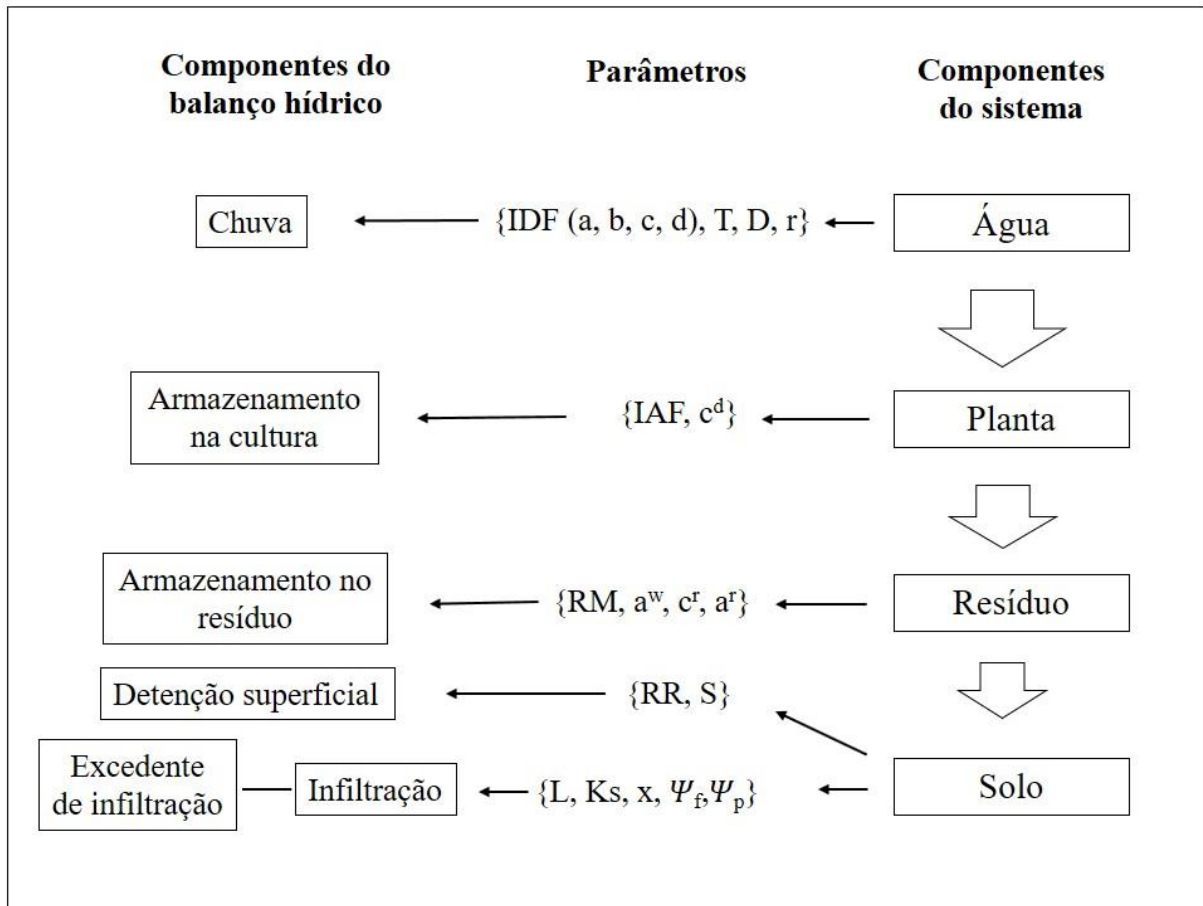
149

150 O modelo proposto neste estudo integra subprocessos que quantificam o fluxo da água  
151 nos diferentes componentes do sistema para cada evento de chuva (Figura 1). O primeiro  
152 subprocesso representado pelo modelo é a entrada de água no sistema, que pode ser descrita  
153 por hietogramas (chuvas de projeto), gerados a partir das equações de Intensidade Duração e  
154 Frequência (IDF) de cada local, ou fornecidas a partir de chuvas reais quantificadas a campo.  
155 Na sequência, a água que entra no sistema é interceptada pela cobertura vegetal, quando  
156 existente, e parte permanece retida nas plantas. A fração não retida nas plantas atinge os  
157 resíduos vegetais na superfície do solo, quando existentes, os quais são capazes de reter certa  
158 lâmina de água. A fração da chuva não retida nas plantas e tampouco nos resíduos vegetais  
159 atinge a superfície do solo e pode infiltrar no perfil, no qual não se estabelece impedimento de  
160 fluxo de água em seu limite inferior. Com isso, quando a taxa de chegada de água à superfície  
161 do solo supera a taxa de infiltração de água (processo Hortoniano de formação do escoamento  
162 superficial (HORTON, 1933)) é iniciado o subprocesso de acumulação de água nas rugosidades  
163 do solo. A lâmina de água não infiltrada no solo e que superar a capacidade de detenção pela  
164 rugosidade do solo será considerada EI.

165 Cada subprocesso é descrito por um submodelo, que requer um conjunto de parâmetros  
166 para quantificar um componente do balanço hídrico (Figura 2). Com isso, o modelo foi  
167 construído pelo acoplamento de submodelos de forma que estes se inter-relacionem para  
168 descrever todo o particionamento da água. Como o foco principal do modelo é estimar a  
169 funcionalidade hidrológica do solo ele foi denominado de SHF, que significa Soil Hydrology  
170 Functionality (os artigos que compõem esta dissertação serão publicados em periódicos  
171 científicos em língua inglesa, por isso, a denominação do modelo será realizada neste idioma).

172 As equações utilizadas no modelo SHF para descrever cada subprocesso serão tratadas  
173 individualmente a seguir. A sequência de discussão de cada submodelo será igual a estabelecida  
174 no fluxograma da Figura 2.

175



176

177

178

179

180

181

182

183

184

IDF (a, b, c e d): parâmetros de ajuste da curva de intensidade-duração-frequência (IDF) de chuvas; T: tempo de retorno da chuva; D: duração da chuva; r: coeficiente de avanço da chuva; IAF: índice de área foliar;  $c^d$ : fator de cobertura pelo dossel; RM: massa de resíduos;  $a^w$ : coeficiente empírico para o cálculo do armazenamento atual de água nos resíduos;  $c^f$ : fator de cobertura pelo resíduo;  $a^r$ : parâmetro empírico referente ao tipo de resíduo; RR: rugosidade aleatória da superfície do solo; S: declividade do solo; L: espessura do perfil de solo;  $K_s$ : condutividade hidráulica de solo saturado; x: parâmetro de calibração de  $\Psi_f$ ;  $\Psi_f$ : potencial matricial na frente de umedecimento e  $\Psi_p$ : potencial de pressão.

Figura 2 - Fluxograma do modelo SHF.

185

186

## 187 2.2.2 Submodelos

188

189

### 190 2.2.2.1 Submodelo de entrada de água

191

192

193

194

195

196

A entrada de água modelada por meio de hietograma (chuvas de projeto) pressupõe a utilização das curvas de intensidade, duração e frequência (IDF) das chuvas. A partir de um valor qualquer de IDF, o hietograma foi obtido com a aplicação do método Chicago (KEIFER and CHU, 1957) de desagregação de chuvas, descrito por Silveira (2016). No hietograma gerado pelo método Chicago, o tempo total de duração da chuva (D do IDF) é separado em

197 duas porções delimitadas entre si pelo tempo no qual ocorre a maior taxa de chuva, este tempo  
198 é comumente chamado tempo de pico e é determinado por um coeficiente de avanço (r, adim).

199 O método Chicago é operacionalizado por duas equações. A primeira delas (equação 1)  
200 descreve o comportamento da chuva na porção em que há incremento da taxa de chuva ( $p_{\max}$ ,  
201  $\text{mm h}^{-1}$ ) no tempo e a outra (equação 2) onde há decréscimo da taxa de chuva no tempo. O  
202 coeficiente r controla a amplitude temporal de cada uma das porções do hietograma. Quando r  
203 é zero,  $p_{\max}$  ocorre no início e quando r for um (1)  $p_{\max}$  ocorre no final da chuva.

204

$$p_{t_1} = \frac{aT^b \left[ \frac{t_1}{r} (1-d) + c \right]}{\left( \frac{t_1}{r} + c \right)^{(1+d)}}$$

205

Eq. 1

206

$$p_{t_2} = \frac{aT^b \left[ \frac{t_2}{1-r} (1-d) + c \right]}{\left( \frac{t_2}{1-r} + c \right)^{(1+d)}}$$

207

Eq. 2

208

209 em que p é a intensidade de chuva (dada em  $\text{mm h}^{-1}$  e convertida à  $\text{cm min}^{-1}$  para utilização no  
210 modelo SHF); T (anos) é o tempo de retorno da chuva que se deseja obter o hietograma;  $t_1$  e  $t_2$   
211 (min) são os tempos entre  $p=0$  e  $p_{\max}$ , respectivamente da primeira e da segunda porção do  
212 hietograma; r (adim) é o coeficiente de avanço; a, b, c e d são parâmetros de ajuste da curva  
213 IDF.

214 Embora a entrada de água no sistema possa ser modelada por meio da desagregação de  
215 chuvas intensas, o modelo SHF permite também o fornecimento manual de qualquer  
216 configuração de chuva. Isso torna-se importante quando houver necessidade de calibração do  
217 modelo antes de sua utilização em determinado local.

218

#### 219 2.2.2.2 Submodelo de armazenamento de água pelo dossel vegetal

220

221 O armazenamento de água pelo dossel vegetal foi modelado por duas equações. A  
222 primeira para estimar o armazenamento máximo e a segunda para estimar o armazenamento  
223 atual de água pelas plantas. O armazenamento máximo de água pelo dossel vegetal ( $A_{\max}^d$ , mm)

224 é função do índice de área foliar das plantas (IAF, cm<sup>2</sup> cm<sup>-2</sup>) e foi modelado pela equação  
225 descrita por Kozak et al. (2007):

226

$$227 \quad A_{\max}^d = 0.935 + 0.498(IAF) - 0.00575(IAF^2) \quad \text{Eq. 3}$$

228

229 A lâmina atual de água armazenada pelo dossel vegetal (A<sup>d</sup>, mm) é função,  
230 principalmente, da chuva acumulada (P, mm) e foi obtida por meio do modelo modificado de  
231 Merriam, conforme descrito por Kozak et al. (2007):

232

$$233 \quad A^d = c^d A_{\max}^d \left( 1 - e^{-P/A_{\max}^d} \right) \quad \text{Eq. 4}$$

234

235 em que c<sup>d</sup> (adim) é um fator de cobertura pelo dossel que varia de 0 à 1. O A<sup>d</sup> resultante da  
236 equação 4 é expresso em mm, que é convertido em cm para utilização no modelo SHF.

237 As equações descritas acima e utilizadas no modelo são capazes de descrever o  
238 armazenamento de água pelo dossel vegetal em culturas anuais e perenes, com exceção de  
239 cultivos florestais. Todavia, a utilização do modelo SHF em áreas com culturas florestais pode  
240 ser viabilizada pela incorporação de submodelo capaz de descrever o armazenamento de água  
241 por estas culturas.

242

243

#### 244 2.2.2.3 Submodelo de armazenamento pelo resíduo vegetal

245

246 Assim como A<sup>d</sup>, o armazenamento de água pelo resíduo vegetal foi modelado por duas  
247 equações, uma para estimar o armazenamento máximo e outra para estimar o armazenamento  
248 atual. O armazenamento máximo de água pelo resíduo vegetal (A<sup>r</sup><sub>max</sub>, mm) foi modelado em  
249 função da massa de resíduos (RM, kg ha<sup>-1</sup>) sobre a superfície do solo, seguindo proposição de  
250 Arreola Tostado (1996), citado por Kozak et al. (2007), referente a uma equação genérica para  
251 qualquer resíduo de planta:

252

$$253 \quad A_{\max}^r = a^w RM \quad \text{Eq. 5}$$

254

255 em que a<sup>w</sup> é um fator empírico (3.55x10<sup>-4</sup> mm ha kg<sup>-1</sup>).

256 A lâmina atual de água armazenada pelo resíduo vegetal ( $A^r$ , mm), assim como o  
 257 armazenamento pelo dossel vegetal, possui incremento exponencial com o aumento de P e foi  
 258 representado pela equação descrita por Kozak et al. (2007) (equação 6). O  $A^r$  é calculado após  
 259 as abstrações da chuva acumulada devido ao  $A^d$ , visto que, a lâmina que atinge o resíduo,  
 260 necessariamente, não foi interceptada pelo dossel vegetal.

261

$$262 \quad A^r = c^r A^r_{\max} \left\{ 1 - \exp \left[ \frac{-a^r (P - A^d)}{A^r_{\max}} \right] \right\} \quad \text{Eq. 6}$$

263

264 em que  $c^r$  (adim) é um fator de cobertura pelo resíduo, que varia de 0 à 1;  $a^r$  (adim) parâmetro  
 265 empírico referente ao tipo de resíduo (assume valor de 1.25 para a cultura do trigo e soja). O  $A^r$   
 266 resultante da equação 4 é expresso em mm, que é convertido em cm para utilização no modelo  
 267 SHF.

268

269

#### 270 2.2.2.4 Submodelo de infiltração de água no solo

271

272 A lâmina de água por unidade de tempo que atinge a superfície do solo foi denominada  
 273 de chuva efetiva ( $p_e$ ,  $\text{cm min}^{-1}$ ). Quando a  $p_e$  supera a taxa potencial de infiltração de água no  
 274 solo ( $i_p$ ,  $\text{cm h}^{-1}$ ) parte poderá se acumular na rugosidade do solo ou resultar em EI. Para a  
 275 predição da  $i_p$  foi utilizada a equação de Green-Ampt para perfil de solo com várias camadas,  
 276 com descrição semelhante a de Chu e Mariño (2005) e Ma et al. (2010) e com modificação do  
 277 potencial matricial na frente de umedecimento ( $\Psi_f$ , cm) proposta por Pereira (2017):

278

$$279 \quad i_p = \begin{cases} \frac{\psi_f^{1/x} + z_f + \psi_p}{\left( \sum_{j=1}^{j^*} \frac{L_j}{K_j} + \frac{L_{j^*+1}}{K_{j^*+1}} \right)}, \text{ se } z_f > L_1 \\ K_1 \frac{\psi_f^{1/x} + z_f + \psi_p}{z_f}, \text{ se } z_f \leq L_1 \end{cases} \quad \text{Eq. 7}$$

280

281



282 em que  $i_p$  ( $\text{cm min}^{-1}$ ) é a taxa potencial de infiltração de água no solo;  $\Psi_f$  (cm) é a potencial  
 283 matricial na frente de umedecimento;  $x$  é um parâmetro de calibração de  $\Psi_f$  (neste estudo foi  
 284 usado  $x = 6$ , conforme Pereira (2017)) ;  $z_f$  (cm) é a profundidade da frente de saturação;  $\Psi_p$   
 285 (cm) é o potencial de pressão dado pela carga hidráulica na superfície do solo;  $L_j$  (cm) e  $K_j$  (cm  
 286  $\text{min}^{-1}$ ) são a espessura e a condutividade hidráulica de solo saturado das camadas que já foram  
 287 saturadas;  $j^*$  é a camada saturada inferior;  $L_{j^*+1}$  e  $K_{j^*+1}$  são a espessura e a condutividade  
 288 hidráulica de solo saturado da camada que ainda não foi completamente saturada;  $L_1$  e  $K_1$  são  
 289 a espessura e a condutividade hidráulica de solo saturado da primeira camada do perfil.

290 A seguir consta a descrição de como é operacionalizada computacionalmente a equação  
 291 7, como são calculados cada termo da equação e também como eles são atualizados a cada  
 292 passo de tempo  $\Delta t$  (min). Esta descrição é semelhante a que consta no estudo de Pereira (2017).

293 No instante de tempo  $t_0$ , quando inicia o evento de chuva,  $z_f$  é zero, o que impede de  
 294 calcular  $i_p$ . Por isso, um valor virtual de  $z_f = 0.001$  cm é assumido. O  $\Psi_f$  é obtido rearranjando  
 295 a equação de Van Genuchten (1980), usada para descrever a curva de retenção de água do solo:  
 296

$$297 \quad \Psi_f = \frac{1}{\alpha} \left[ \left( \frac{\theta_i - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{-1}{m}} - 1 \right]^{\frac{1}{n}} \quad \text{Eq. 8}$$

298 em que  $\theta_i$  é o conteúdo volumétrico de água ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) retido no solo,  $\theta_s$  é conteúdo  
 299 volumétrico de água no solo saturado ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ),  $\theta_r$  é o conteúdo residual de água no solo ( $\text{cm}^3$   
 300  $\text{cm}^{-3}$ ), e  $\alpha$  ( $\text{cm}^{-1}$ ),  $n$  e  $m$  são coeficientes ajustados por regressão. Evidentemente, todos os  
 301 parâmetros da equação 8 são sempre os da camada onde se encontra a frente de umedecimento.  
 302 Para o cálculo do primeiro valor de  $i_p$ , são usados os parâmetros da camada  $L_1$ . Também é  
 303 evidente que  $\Psi_p = 0$  em  $t_0$ . Assim, a equação 7 para o caso  $z_f \leq L_1$  é usada para o cálculo do  
 304 primeiro valor de  $i_p$ .

306 O modelo assume que  $i_p$  permanece constante dentro de um intervalo de tempo  $\Delta t$  (min),  
 307 no qual será calculada a lâmina infiltrada e o excedente de infiltração. Como a  $i_p$  é inversamente  
 308 proporcional à  $z_f$ , ela decresce rapidamente com o aumento de  $z_f$ . Por isso, no início da  
 309 infiltração,  $\Delta t$  deve ser pequeno para que a água infiltrada aprofunde pouco  $z_f$ , evitando  
 310 mudanças bruscas em  $i_p$ . Com base em simulações verificou-se que o decréscimo de  $i_p$  no tempo  
 311 fica suave ao se definir  $\Delta t$  fixando uma lâmina de 0.01 cm que pode infiltrar a cada  $\Delta t$ :

312

313 
$$\Delta t = \frac{0.01}{i_p} \quad \text{Eq. 9}$$

314

315 Quando a  $i_p$  é elevada (início da infiltração) o  $\Delta t$  é pequeno, enquanto que, quando a  $i_p$   
 316 decai, o  $\Delta t$  aumenta. Além de suavizar a curva  $i_p(t)$ , essa estratégia otimiza o processamento  
 317 computacional.

318 A lâmina de água que infiltra em qualquer  $\Delta t$  ( $\Delta I$ , cm) é calculada com a equação:

319

320 
$$\Delta I = \text{Min}(p_e \Delta t; i_p \Delta t) \quad \text{Eq. 10}$$

321

322 em que Min é uma função de escolha do menor valor entre  $p_e \Delta t$  e  $i_p \Delta t$ .

323 A infiltração acumulada ( $I$ , cm) até qualquer tempo é calculada pela equação 11.

324

325 
$$I_t = \sum_{t=0}^t \Delta I \quad \text{Eq. 11}$$

326

327 O excedente de infiltração  $\Delta EI$  em qualquer  $\Delta t$  é calculado com a equação:

328

329 
$$\Delta EI = \text{Min}(p_e \Delta t - i_p \Delta t - h; 0) \quad \text{Eq. 12}$$

330

331 Em que  $h$  (cm) é a retenção de água na superfície do solo, cujo valor máximo pode ser  
 332 igual ao máximo armazenamento  $A^R$  (cm), que será descrito no item 2.2.2.5. Quando houver  $h$ ,  
 333 seu valor é usado para definir o valor de  $\Psi_p$  da equação 7 que será usado no próximo  $\Delta t$ .

334 O EI acumulado ( $IE$ , cm) até qualquer tempo  $t$  (min) é calculado pela equação:

335

336 
$$E_t = \sum_{t=0}^t \Delta EI \quad \text{Eq. 13}$$

337

338 A água que infiltra desloca a frente de saturação  $z_f$  em profundidade, cuja nova posição é  
 339 calculada por:

340

$$z_f = \begin{cases} \sum_{j=1}^{j^*} L_j + \frac{I - \sum_{j=1}^{j^*} (\theta_s - \theta_i)_j L_j}{(\theta_s - \theta_i)_{j^*+1}}, & \text{se } I > (\theta_s - \theta_i)_1 L_1 \\ \frac{I}{(\theta_s - \theta_i)_1}, & \text{se } I \leq (\theta_s - \theta_i)_1 L_1 \end{cases} \quad \text{Eq. 14}$$

342

343 Em que o subscrito “1” indica parâmetros da primeira camada.

344 Definido o novo valor de  $z_f$ , ele é atualizado na equação 7. Se a frente de saturação mudou  
 345 de camada, também na equação 7 são atualizados o  $\Psi_f$ , com a equação 8, e a espessura da  
 346 camada que ainda não foi completamente saturada  $L_{j^*+1}$ , que já é indiretamente calculada na

347 equação 14, isto é,  $L_{j^*+1} = \frac{I - \sum_{j=1}^{j^*} (\theta_s - \theta_i)_j L_j}{(\theta_s - \theta_i)_{j^*+1}}$ . Com isso, um novo valor de  $i_p$  é calculado com a

348 equação 7 e a sequência de cálculos da equação 8 a equação 14 são repetidos. Esse ciclo de  
 349 cálculos continua até o final do evento de chuva.

350

351

#### 352 2.2.2.5 Submodelo de retenção de água na superfície do solo

353

354 A retenção superficial de água (h, cm) ocorre sempre que a  $p_e$  superar a  $i_p$ . A retenção  
 355 superficial máxima ( $A^R$ , cm) é função da rugosidade aleatória (RR, cm) e da declividade da  
 356 superfície do terreno (S, %), conforme descrição realizada por Kamphorst et al. (2000). Baseado  
 357 nisso,  $A^R$  foi calculado conforme a equação 15, proposta por Onstad (1984).

358

$$359 \quad A^R = 0.112RR + 0.031RR^2 - 0.012RRS \quad \text{Eq. 15}$$

360

361 A ocorrência de h, embora em muitos casos possa ser pequena, implica na formação de  
 362 carga hidráulica e aumento da  $i_p$ . Conforme mencionado anteriormente, o potencial de pressão  
 363  $\psi_p$  da equação 7 é condicionada a  $\psi_p = h \leq A^R$ . Por isso, o submodelo de  $A^R$  é executado  
 364 conjuntamente ao submodelo de infiltração. Ao final de cada evento de chuva, o h existente é

365 convertido em  $\Delta I$ , uma vez que  $h$  representa a água que permanece na superfície do solo, mas  
366 não escoa.

367

368

### 369 **2.2.3 Excedente de infiltração e sua frequência**

370

371 O EI é calculado subtraindo da lâmina de água que entra no SSPA as abstrações descritas  
372 anteriormente:

373

$$374 \quad EI_t = P_t - A^d_t - A^r_t - I_t \quad \text{Eq. 16}$$

375

376 em que o subscrito  $t$  representa um tempo qualquer de acumulo.

377 A frequência do EI ( $fEI_x$ ) pode ser calculada para qualquer conjunto de EI. Neste estudo,  
378 o conjunto de EI foi proveniente do conjunto das simulações com arranjos de chuvas com  
379 mesmo tempo de retorno ( $T$ , anos). Para o cálculo de  $fEI_x$ , ao conjunto de EI é aplicada uma  
380 função de ordenação crescente dos valores de EI. A partir do conjunto ordenado a frequência  
381 acumulada de um valor específico de EI ( $EI_x$ ) é calculada de acordo com a equação 17.

382

$$383 \quad fEI_x = \frac{nEI_x}{N} 100 \quad \text{Eq. 17}$$

384

385 em que  $fEI_x$  é a frequência acumulada de  $EI_x$ ;  $nEI_x$  é a posição de  $EI_x$  no conjunto e  $N$  é o  
386 número de indivíduos do conjunto.

387

388

### 389 **2.2.4 Transcrição do modelo SHF para linguagem computacional**

390

391 As equações descritas acima foram transcritas para linguagem de programação VBA  
392 (Visual Basic for Applications), resultando um algoritmo computacional executado no  
393 Microsoft Office Excel. Assim, a interface do modelo para o usuário é um arquivo Excel. O  
394 modelo foi estruturado para simular sequencias de arranjos do sistema (entrada de água e  
395 condição inicial). O usuário fornece as informações de entrada de água e condições iniciais de

396 todos os arranjos do SSPA e o modelo fornece o EI de cada arranjo sem requerer nenhum  
397 comando ou etapa adicional.

398

399

## 400 **2.2.5 Análise de sensibilidade do modelo SHF**

401

402 A análise de sensibilidade do modelo foi realizada variando individualmente os  
403 parâmetros entre seus valores mínimos e máximos (Tabela 1 e Tabela 2), de modo que a faixa  
404 de ocorrência de cada parâmetro fosse ampla. Os valores do parâmetro sob avaliação foram  
405 obtidos com a equação 18. Os demais parâmetros que não estavam sob avaliação foram  
406 mantidos nos seus valores padrões, também definidos com a equação 18, considerando F igual  
407 a 1. Os parâmetros  $a^w$  ( $0.0004 \text{ mm ha kg}^{-1}$ ) e  $a^r$  ( $1.25 \text{ adim}$ ) não foram modificados para a  
408 análise de sensibilidade, visto que são valores fixos obtidos a partir da literatura consultada  
409 (KOZAK et al., 2007).

410

$$411 \quad X_a = X_{\min} + \frac{(X_{\max} - X_{\min})}{2} F \quad \text{Eq. 18}$$

412

413 em que  $X_{\min}$  e  $X_{\max}$  são os valores mínimo e máximo do parâmetro X; F é o fator de variação  
414 do parâmetro ( $F = 0, 0.5, 1, 1.5$  e  $2$ ) e  $X_a$  é o valor particular do parâmetro usado na análise de  
415 sensibilidade.

416

417 Os máximos e mínimos dos parâmetros da curva de retenção de água do solo (CRA) e  
418 condutividade hidráulica do solo saturado foram obtidos por pedotransferência de redes neurais  
419 do modelo HYDRUS 1D (ŠIMŮNEK et al., 2005), como função da granulometria e densidade  
420 do solo ( $D_s$ ,  $\text{g cm}^{-3}$ ). Os parâmetros foram estimados considerando três solos hipotéticos, cada  
421 um com alta proporção de uma classe de partículas e duas densidades ( $1$  e  $1.7 \text{ g cm}^{-3}$ ). Para  
422 isso, foi suposto um solo muito arenoso ( $900, 50$  e  $50 \text{ g kg}^{-1}$  de areia, silte e argila  
423 respectivamente), um muito argiloso ( $50, 50$  e  $900 \text{ g kg}^{-1}$  de areia, silte e argila respectivamente)  
424 e um muito siltoso ( $50, 900$  e  $50 \text{ g kg}^{-1}$  de areia, silte e argila respectivamente). Embora seja  
425 improvável a ocorrência simultânea, em ambientes reais, de algumas destas combinações de  
426 granulometria e densidade, estas foram utilizadas para aumentar a amplitude dos parâmetros  
427 analisados. A partir do conjunto de valores obtidos para cada parâmetro, nas diferentes  
condições de granulometria e  $D_s$ , assumiu-se o maior e o menor valor como sendo o máximo e

428 o mínimo (Tabela 2). Particularmente para a umidade inicial do solo ( $\theta_i$ ), máximo e mínimo de  
 429  $\theta_i$  foram restringidos, de modo que  $\theta_i$  não fosse superior a  $\theta_s$  nem inferior a  $\theta_r$  para nenhum  
 430 valor de F. Ao total, resultaram 49 combinações de parâmetros de solo e planta, para as quais o  
 431 EI foi simulado sob três condições de chuva.

432

433 Tabela 1 – Máximos e mínimos dos parâmetros de planta, resíduo e superfície utilizados  
 434 para análise de sensibilidade do modelo.

	--- Planta ---		----- Resíduo -----		- Superfície -	
	IAF ( $\text{cm}^2 \text{ cm}^{-2}$ )	$c^d$ adim	RM $\text{kg ha}^{-1}$	$c^r$ Adim	RR cm	S %
Mínimo	0	0	0	0	0.1	0.1
Máximo	10	1	10000	1	3.5	18

435 IAF: índice de área foliar;  $C^d$ : fator de cobertura pelo dossel; RM: massa de resíduos;  $C^r$ : fator de cobertura pelo  
 436 resíduo; S: declividade do solo e RR: rugosidade aleatória da superfície do solo.

437

438 Tabela 2 – Máximos e mínimos dos parâmetros de solo utilizados para análise de  
 439 sensibilidade do modelo.

	$\theta_i$	$\theta_s$ ----- $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ -----	$\theta_r$	$\alpha$ $\text{cm}^{-1}$	n Adim	K $\text{cm min}^{-1}$
Mínimo	0.0900	0.3300	0.0447	0.0051	1.1729	0.00244
Máximo	0.4760	0.6221	0.1263	0.0504	2.3934	0.3018

440  $\theta_s$ : conteúdo de saturação de água no solo;  $\theta_i$ : conteúdo residual de água no solo;  $\alpha$  e n: coeficientes ajustados por  
 441 análise de regressão e K: condutividade hidráulica de solo saturado.

442

443 As três condições de chuva foram definidas por hietogramas de baixa, média e alta lâmina  
 444 acumulada e intensidade de chuva. Dois hietogramas foram gerados da desagregação de chuvas  
 445 com tempo de retorno de 1 e 30 anos. Em ambos os hietogramas, o tempo de duração foi de  
 446 120 min, o coeficiente de avanço de 0.5 e os valores de 1302.57, 0.1413, 9 e 0.7584  
 447 respectivamente para os coeficientes a, b, c e d (obtidos a partir das curvas IDF do município  
 448 de Júlio de Castilhos - BR (SAMPAIO, 2011)). No terceiro hietograma a intensidade de chuva  
 449 foi fixada em  $0.6 \text{ cm min}^{-1}$  durante 120 min. Embora essa chuva seja improvável em ambientes  
 450 naturais, sua utilização possibilita verificar o comportamento do modelo em condições  
 451 extremas.

452 A sensibilidade do modelo aos parâmetros foi analisada por meio da sensibilidade relativa  
 453 ( $S_r$ ). A  $S_r$  é dada pela razão entre a variação da resposta do modelo ( $\Delta O$ ), normalizada por seu  
 454 valor inicial ( $O_0$ ), e a variação do parâmetro ( $\Delta F$ ), normalizada por seu valor inicial ( $F_0$ )  
 455 (equação 19) (McCUEN, 1973). Os parâmetros foram classificados como insensíveis para  $S_r \leq$   
 456 0.5, intermediários para  $0.5 < S_r \leq 1.5$  e sensíveis para  $S_r > 1$ . (CHAVES, 1991).

457

$$Sr = \frac{F_0}{O_0} \frac{\Delta O}{\Delta F} \quad \text{Eq. 19}$$

459

460

### 461 **2.2.6 Avaliação do modelo SHF para SSPA teóricos**

462

463 Com o intuito de avaliar a distinção na funcionalidade hidrológica que o modelo faz de  
464 perfis de solo contendo diferenças nos parâmetros de armazenamento e transporte de água,  
465 foram realizadas simulações de EI em 48 SSPA teóricos. Todos os perfis de solo teóricos foram  
466 definidos com 150 cm de profundidade, segmentados em camadas de 5 cm. Os 48 SSPA  
467 resultaram da combinação de duas condições granulométricas, oito condições de parâmetros  
468 hidráulicos e três condições de conteúdo de água inicial. As condições granulométricas  
469 consistiram em: 1º - granulometria homogênea em todo perfil (360, 240 e 400 g kg<sup>-1</sup> de areia,  
470 silte e argila, respectivamente) (perfil GH) e, 2º - camada de 0-65 cm com 450, 410 e 140 g kg<sup>-1</sup>  
471 de areia, silte e argila, respectivamente, e camada de 65-150 cm com 450, 330 e 220 g kg<sup>-1</sup> de  
472 areia, silte e argila, respectivamente) (perfil MG), supondo a ocorrência de camada subjacente  
473 com processo pedogenético de iluviação de argila.

474 As condições de parâmetros hidráulicos (Figura 3) consistiram em: 1 - parâmetros  
475 hidráulicos (parâmetros da CRA e Ks) obtidos por pedofunção de redes neurais do modelo  
476 HYDRUS 1D (ŠIMŮNEK et al., 2005), conforme granulometria e densidade do solo; 2 –  
477 semelhante ao perfil 1, diferindo apenas pela existência de camada superficial de 15 cm,  
478 restritiva ao fluxo de água; 3, 4, 5, 6, 7, 8 – semelhantes ao perfil 2, variando gradualmente em  
479 5 cm a profundidade da camada restritiva ao fluxo de água.

480 As condições de conteúdo de água inicial do solo (Figura 4) foram estabelecidas em  
481 função da granulometria do perfil 1 de cada condição granulométrica, e consistem em: 1-  
482 conteúdo de água igual ao de capacidade de campo ( $\theta_{cc}$ , cm<sup>3</sup> cm<sup>-3</sup>), que foi estimado com os  
483 parâmetros da CRA, para tensão de 100 cm; 2 - aumento linear em profundidade do conteúdo  
484 de água entre  $\theta_r$  e  $\theta_{cc}$ ; 3 - diminuição linear em profundidade do conteúdo de água entre  $\theta_{cc}$  e  
485  $\theta_r$ . Para os perfis com duas camadas granulométricas, o conteúdo de água da segunda camada  
486 permaneceram sempre igual ao  $\theta_{cc}$ .

487 Para assegurar que a diferença de EI fosse decorrente apenas das diferenças nos  
488 parâmetros de armazenamento e transporte de água, as condições de dossel vegetal, resíduo

489 vegetal em superfície e rugosidade superficial foram consideradas idênticas nos 48 SSPA  
 490 (Tabela 3).

491

492 Tabela 3 - Parâmetros de planta, resíduo vegetal e superfície do solo assumidos nos SSPA  
 493 teóricos.

--- Planta ---		----- Resíduo -----				- Superfície -	
IAF	c <sup>d</sup>	RM	c <sup>r</sup>	a <sup>w</sup>	a <sup>r</sup>	RR	S
(cm <sup>2</sup> cm <sup>-2</sup> )	-	kg ha <sup>-1</sup>	-	mm ha kg <sup>-1</sup>	-	cm	%
6	1	3000	0.45	0.00035	1.25	0.99	5.62

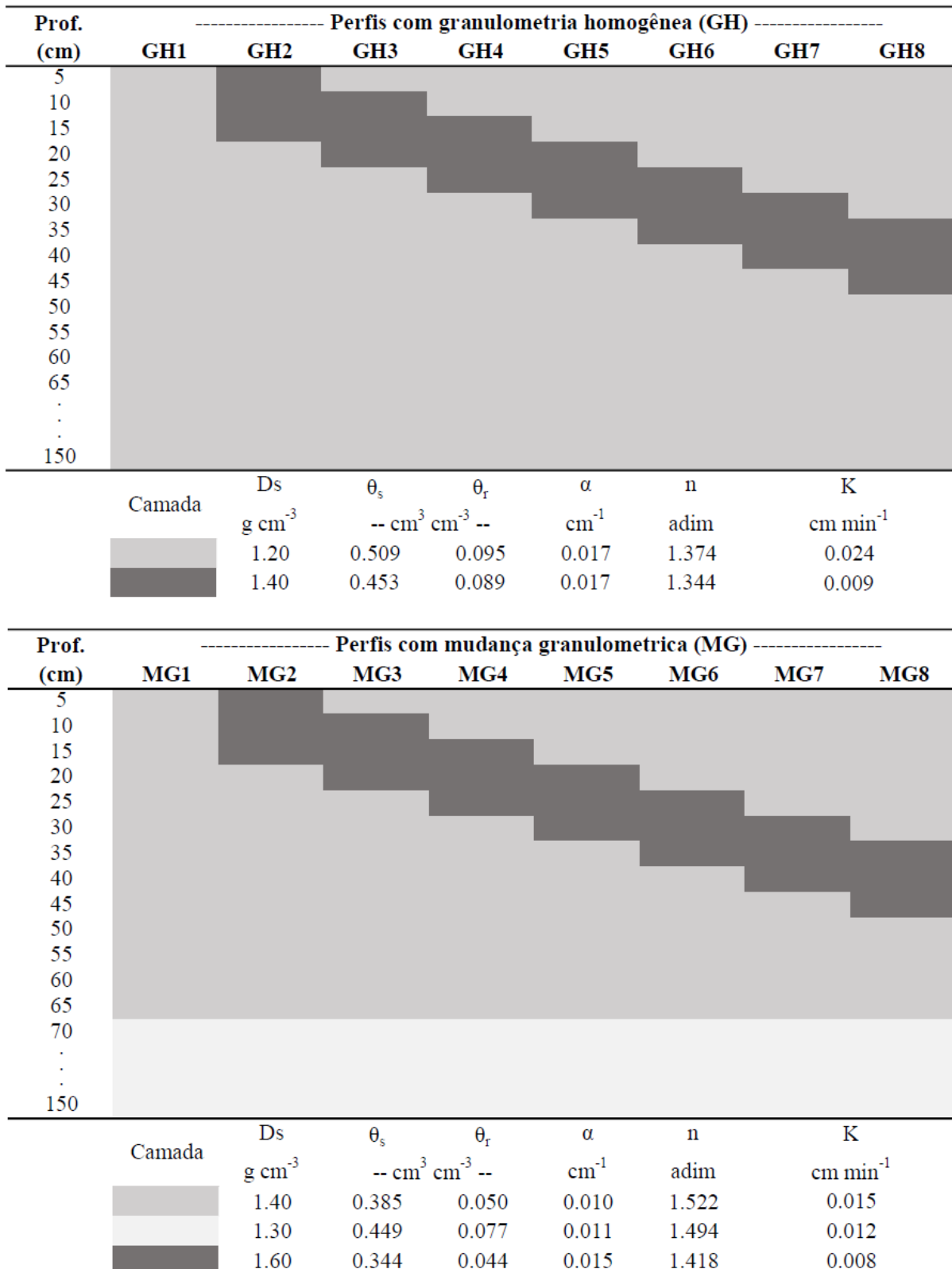
494 IAF: Índice de área foliar; c<sup>d</sup>: Coeficiente de cobertura do dossel; RM: Massa de resíduos em superfície; c<sup>r</sup>:  
 495 Coeficiente de cobertura pelo resíduo; a<sup>w</sup>: Fator empírico; a<sup>r</sup>: Parâmetro empírico relacionado ao resíduo; RR:  
 496 Rugosidade aleatória; S: Declividade.

497

498 Em cada SSPA, o EI foi simulado para 100 chuvas, que foram obtidas pela função de  
 499 desagregação de chuvas do modelo SHF. Os 100 hietogramas foram resultantes da combinação  
 500 de 4 tempos de retorno (1, 5, 10 e 20 anos), um coeficiente de avanço (0.5) e 25 tempos de  
 501 duração (30, 60, 120, 180 até 1440 min). Os coeficientes a (1302.57), b (0.1413) c (9) e d  
 502 (0.7584) das curvas IDF do município de Júlio de Castilhos – BR (SAMPAIO, 2011) foram  
 503 utilizados para obtenção dos hietogramas. A função de desagregação de chuvas foi utilizada  
 504 para obtenção de 100 chuvas com ampla variabilidade.

505

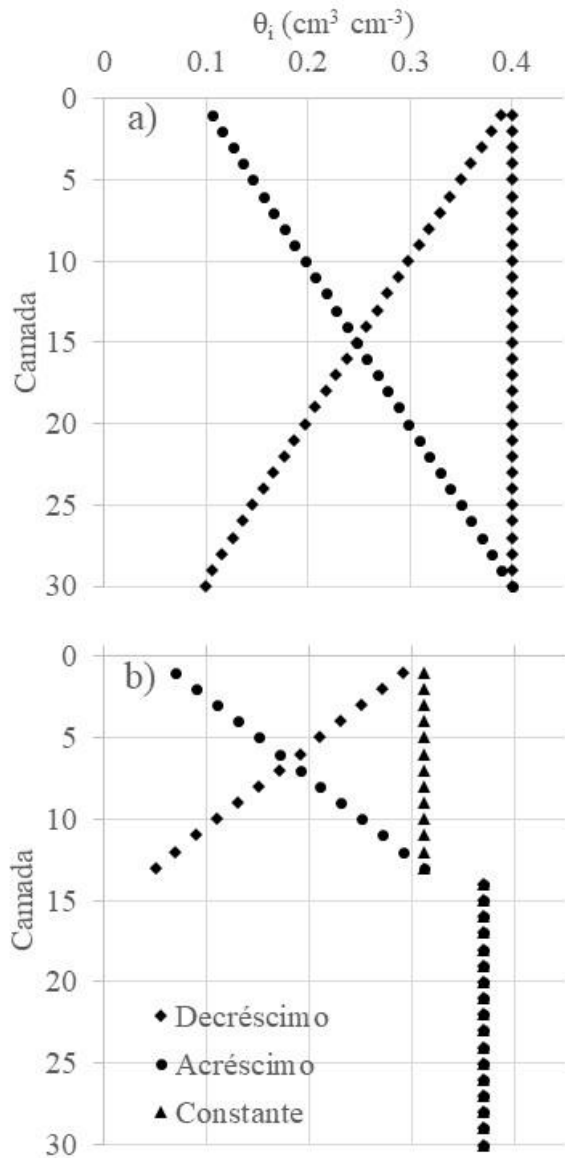




506  
507  
508  
509  
510

Prof: Profundidade; Ds: densidade do solo;  $\theta_s$ : conteúdo de água de saturação;  $\theta_r$ : conteúdo residual de água;  $\alpha$  e n: coeficientes da curva de retenção de água e Ks: condutividade hidráulica de solo saturado.

Figura 3 – Composição granulométrica, densidade do solo e parâmetros hidráulicos dos perfis de solo que compuseram os 48 SSPA teóricos.



511

512 Figura 4 – Condições de conteúdo inicial de água ( $\theta_i$ ) utilizados nas simulações de EI em perfil  
 513 granulométrico homogêneo (a) e com duas camadas granulométricas (b).

514

515 A resposta do modelo aos 100 arranjos de chuva simulados para cada arranjo de perfil de  
 516 solo foi analisada por meio do somatório dos valores de EI ( $\Sigma EI$ , cm) em cada SSPA. A partir  
 517 desta análise, os dois perfis de solo com maior discrepância nos valores de  $\Sigma EI$  em cada perfil  
 518 granulométrico foram analisados conjuntamente por meio da fLE.

519

520

521

522

523 2.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

524

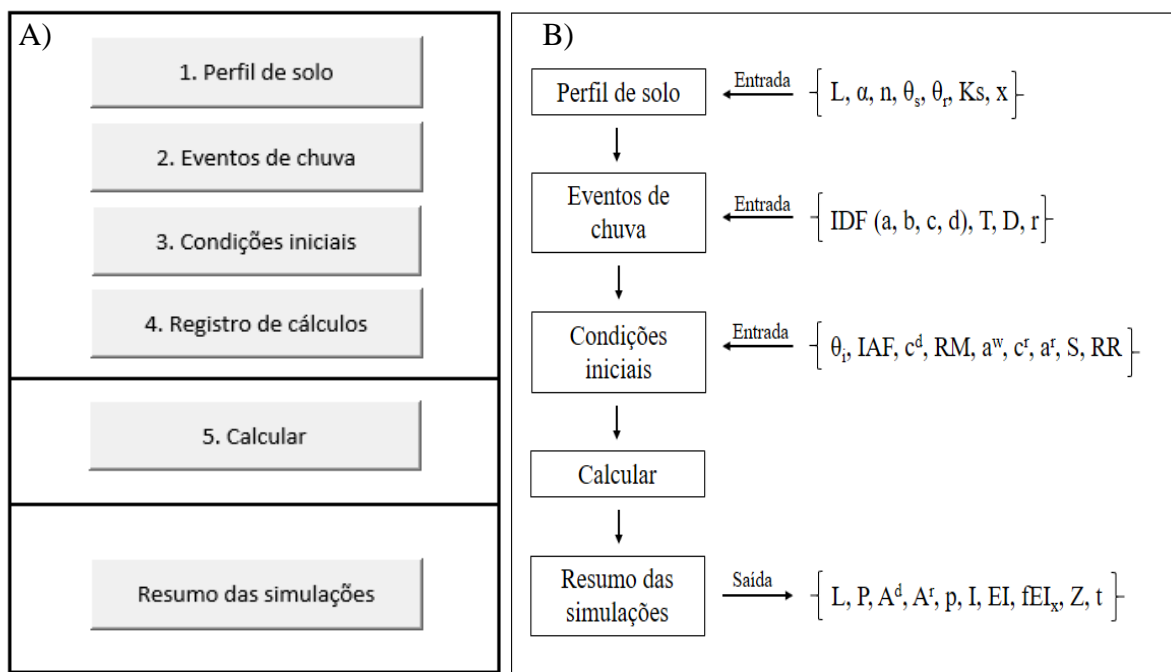
525 **2.3.1 Interface computacional do modelo SHF**

526

527 A interface inicial do modelo (Figura 5) contém vários comandos de acesso a tabelas para  
 528 configuração dos parâmetros de solo, condições de superfície do solo, da vegetação e das  
 529 chuvas. As chuvas podem ser inseridas manualmente ou hietogramas podem ser  
 530 automaticamente gerados a partir de parâmetros de curvas IDF fornecidos pelo usuário.

531 O modelo processa sequencialmente todos os arranjos definidos para o sistema, o que  
 532 resulta em grande economia de trabalho e tempo, se comparado com outros modelos não  
 533 projetados para resolução de arranjos sequenciais do SSPA. Por exemplo, no modelo HYDRUS  
 534 e LISEM haveria necessidade de substituir os valores de condições iniciais e de entrada de água  
 535 a cada arranjo diferente simulado. Além destas vantagens, a execução sequencial de arranjos  
 536 do SSPA também facilita a calibração do modelo, quando necessária, para a variedade de  
 537 arranjos quantificados a campo.

538



539

540 Em que  $L$  (cm) é a espessura do perfil de solo;  $\alpha$  ( $\text{cm}^{-1}$ ) e  $n$  são coeficientes da CRA ajustados por análise de  
 541 regressão;  $\theta_s$  ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) é o conteúdo de saturação de água no solo;  $\theta_r$  ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) é o conteúdo residual de água no  
 542 solo;  $K_s$  ( $\text{cm min}^{-1}$ ) é a condutividade hidráulica de solo saturado;  $x$  (adim) é um parâmetro de calibração do  
 543 potencial matricial na frente de umedecimento,  $a, b, c$  e  $d$  (adim) são parâmetros de ajuste da curva de intensidade-  
 544 duração-frequência (IDF) de chuvas;  $T$  (anos) é o tempo de retorno;  $D$  (min) é a duração da chuva;  $r$  (adim) é o  
 545 coeficiente de avanço;  $\theta_i$  ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) é o conteúdo inicial de água no solo;  $IAF$  ( $\text{cm}^2 \text{cm}^{-2}$ ) é o índice de área foliar;  
 546  $c^d$  (adim) é o fator de cobertura pelo dossel;  $RM$  ( $\text{kg ha}^{-1}$ ) é a massa de resíduos;  $a^w$  ( $\text{mm ha kg}^{-1}$ ) é o coeficiente  
 547 empírico para o cálculo do armazenamento atual de água nos resíduos;  $c^r$  (adim) é o fator de cobertura pelo resíduo;  
 548  $a^r$  (adim) é o parâmetro empírico referente ao tipo de resíduo;  $S$  (%) é a declividade do solo;  $RR$  (cm) é a rugosidade

549 aleatória da superfície do solo; P (cm) lâmina acumulada de chuva; A<sup>d</sup> (cm) é o armazenamento de água pelo  
 550 dossel; A<sup>r</sup> (cm) é o armazenamento de água pelo resíduo; p (cm) é a lâmina acumulada de chuva efetiva; I (cm) é  
 551 a infiltração acumulada; EI (cm) é a lâmina de água disponível para escoamento; fEI (%) é a frequência acumulada  
 552 de EI; Z (cm) é a profundidade da frente de umedecimento e t (min) é o tempo da chuva.

553 Figura 5 - Interface inicial do modelo SHF em VBA-Excel (A); Sequência de execução do  
 554 modelo (B).

555

556 O acumulado de lâmina de água particionada nos subprocessos simulados pelo modelo e  
 557 o EI são salvos automaticamente em uma tabela para cada arranjo do SSPA (Figura 6). O  
 558 modelo registra também informações do perfil de solo, do evento de chuva e do desempenho  
 559 computacional. Essa tabela pode ser acessada por meio do comando “Resumo das simulações”  
 560 (Figura 5).

561

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
	Evento	L (cm)	P (cm)	Ad (cm)	Ar (cm)	p (cm)	I (cm)	EI (cm)	T (anos)	Zf (cm)	BalMassa (cm)	iter	Tempo (min)
1													
2	1_1	100	4.0731	0.3716	0.0473	3.6542	0.8871	2.6956	1	2.7809	0.0715	382	30
3	2_1	100	5.1132	0.3716	0.0473	4.6943	0.9016	3.7213	5	2.8262	0.0715	483	30
4	3_1	100	5.6393	0.3716	0.0473	5.2204	0.9078	4.2411	10	2.8458	0.0715	536	30
5	4_1	100	6.2196	0.3716	0.0473	5.8007	0.9126	4.8166	20	2.8609	0.0715	595	30
6	5_1	100	5.2775	0.3716	0.0473	4.8587	1.2840	3.5032	1	4.0251	0.0715	517	60
7	6_1	100	6.6251	0.3716	0.0473	6.2063	1.3064	4.8284	5	4.0954	0.0715	648	60
8	7_1	100	7.3069	0.3716	0.0473	6.8880	1.3156	5.5009	10	4.1241	0.0715	719	60
9	8_1	100	8.0587	0.3716	0.0473	7.6399	1.3242	6.2442	20	4.1512	0.0715	793	60
10	9_1	100	6.5607	0.3716	0.0473	6.1418	1.8785	4.1918	1	5.8887	0.0715	674	120
11	10_1	100	8.2359	0.3716	0.0473	7.8171	1.9126	5.8330	5	5.9956	0.0715	845	120
12	11_1	100	9.0834	0.3716	0.0473	8.6645	1.9273	6.6657	10	6.0418	0.0715	929	120
13	12_1	100	10.0181	0.3716	0.0473	9.5992	1.9417	7.5860	20	6.0869	0.0715	1018	120

562

563 L (cm): Profundidade do perfil; P (cm): Lâmina acumulada de chuva; A<sup>d</sup> (cm): Armazenamento de água pelo  
 564 dossel; A<sup>r</sup> (cm): Armazenamento de água pelo resíduo; p (cm): Lâmina acumulada de chuva efetiva; I (cm):  
 565 Infiltração acumulada; EI (cm): Excedente de infiltração; T (anos): Tempo de retorno; Zf (cm): Profundidade da  
 566 frente de umedecimento; BalMassa (cm): Balanço de massa do sistema; iter: Iterações e t (min): Tempo da chuva.  
 567 Figura 6 - Layout ilustrativo dos resultados fornecidos pelo modelo em simulações realizadas  
 568 para o SSPA teórico A, chuvas com tempo de retorno de 1 à 20 anos e durações de 30 à 120  
 569 min.

570

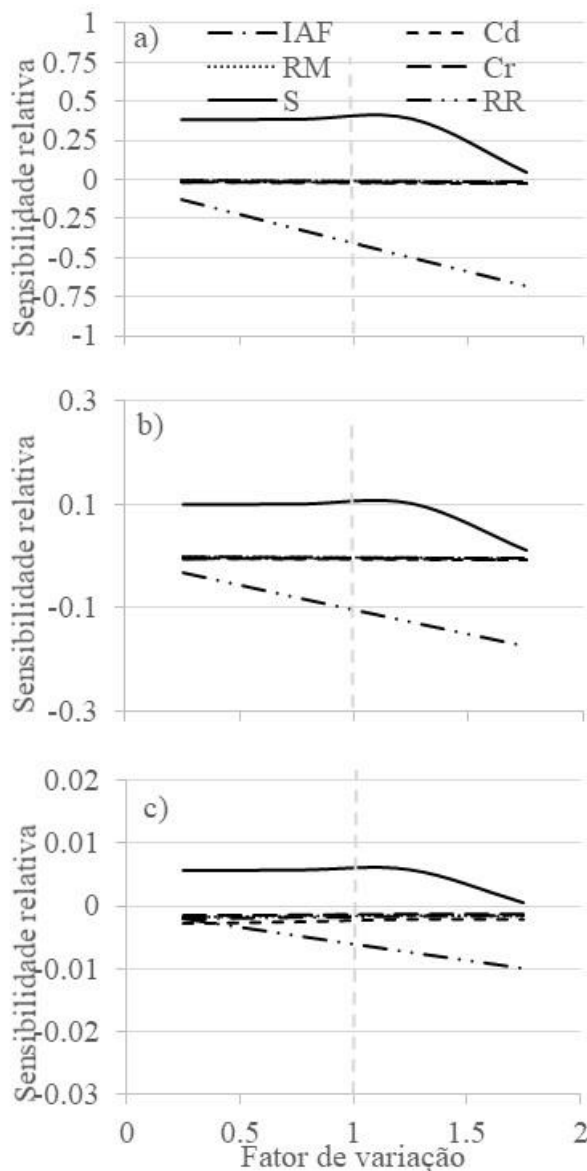
571

### 572 2.3.2 Sensibilidade do modelo SHF

573

574 A sensibilidade relativa do modelo aos parâmetros de planta, resíduo e superfície foi  
 575 inversamente proporcional à lâmina acumulada e à intensidade da chuva (Figura 7). Dentre os  
 576 parâmetros, o maior valor positivo de Sr (0.38) ocorreu para S, mas se manteve na classe de  
 577 menor sensibilidade (insensível), segundo a classificação de Chaves (1991). O menor valor  
 578 negativo de Sr (-0.68) foi para RR, que se enquadrou na classe de sensibilidade intermediária.  
 579 A partir destes resultados percebe-se que a mudança do valor dos parâmetros usados para  
 580 quantificar os subprocessos A<sup>d</sup>, A<sup>r</sup> e A<sup>R</sup> causa mudança pequena no EI em qualquer chuva. No

581 entanto, é importante destacar que nesta análise de sensibilidade houve variação individual de  
 582 um parâmetro, mantendo os demais na condição padrão. Se todos os parâmetros variarem  
 583 conjuntamente, podem ocorrer arranjos do sistema que maximizem  $A^d$ ,  $A^r$  e  $A^R$  e aumentem a  
 584 participação deles para reduzir o EI. Além disso, é importante destacar que a participação dos  
 585 subprocessos  $A^d$ ,  $A^r$  e  $A^R$  na redução de EI é inversamente proporcional à magnitude da chuva  
 586 acumulada. Em chuvas de pequena magnitude,  $A^d$ ,  $A^r$  e  $A^R$  podem conter uma parcela grande  
 587 da chuva acumulada.  
 588



589

590 IAF: índice de área foliar ( $\text{cm}^2 \text{cm}^{-2}$ );  $C^d$ : fator de cobertura pelo dossel (adim);  $C^r$ : fator de cobertura pelo resíduo (adim); S: declividade do solo (%); RR: rugosidade aleatória (cm) da superfície  
 591 do solo.  
 592

593 Figura 7 - Sensibilidade relativa dos parâmetros de planta, resíduo e superfície do modelo SHF  
 594 em chuvas de baixa (a), média (b) e alta (c) lâmina acumulada e intensidade.

595

596 De modo geral, o modelo foi mais sensível aos parâmetros de solo (Figura 8), indicando  
597 que o submodelo de infiltração de água tem maior interferência no particionamento da chuva  
598 no SSPA. Esse é um resultado matemático coerente com o comportamento de sistemas SSPA  
599 reais, nos quais há limites máximos para as componentes  $A^d$ ,  $A^r$  e  $A^R$ , mas não há limite para a  
600 componente I. Conseqüentemente, em um conjunto de chuvas em que todas fazem  $A^d$ ,  $A^r$  e  $A^R$   
601 atingir seus valores máximos, a diferença em EI é definida pelos parâmetros do perfil de solo,  
602 os quais determinam a magnitude de I. Uma consequência prática desta constatação é a  
603 necessidade de quantificar com mais acurácia os parâmetros de solo e também dedicar maior  
604 atenção à calibração do submodelo de infiltração de água.

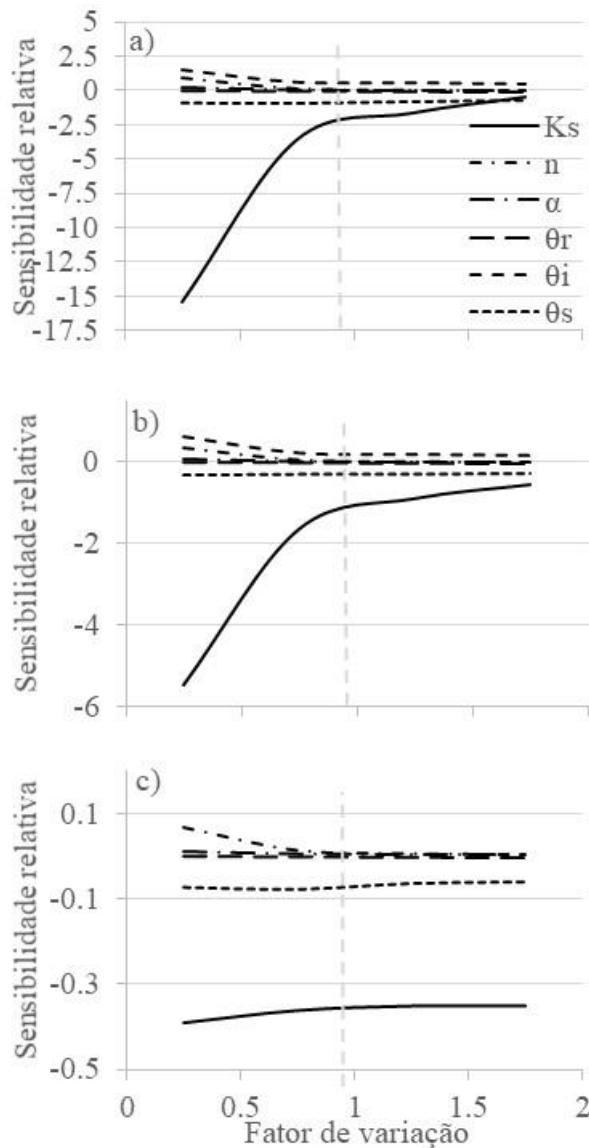
605 A  $S_r$  do modelo aos parâmetros de solo também foi inversamente proporcional à lâmina  
606 e à intensidade da chuva. Para os parâmetros da CRA, a  $S_r$  foi enquadrada nas classes  
607 intermediária ( $n$  e  $\theta_s$ ) e insensível ( $\alpha$  e  $\theta_r$ ), sendo  $S_r < 0.9$  mesmo em chuva de menor lâmina e  
608 intensidade. Em modelos que utilizam a equação de Richards para descrever fluxo de água no  
609 solo, como o modelo HYDRUS, parâmetros da CRA podem ser os mais sensíveis (CHAVES,  
610 2009). No entanto, no modelo SHF, que utiliza a equação de Green-Ampt, a menor  
611 sensibilidade aos parâmetros da CRA está relacionada a dois fatores principais. O primeiro é  
612 que a redução da participação do  $\Psi_f$  na  $i_p$ , introduzida na equação de Green-Ampt por Pereira  
613 (2017), reduz também a participação dos estimadores de  $\Psi_f$  (parâmetros da CRA). O segundo  
614 é que a equação de Green-Ampt usa apenas a  $K_s$ , dispensando o uso dos parâmetros da CRA  
615 para estimar a condutividade hidráulica do solo insaturado, como acontece em modelos que  
616 utilizam a equação de Richards.

617 A  $S_r$  do modelo aos parâmetros  $\theta_i$  e  $K_s$  foi maior que 1.5 e enquadrada na classe sensível,  
618 principalmente nas chuvas de menor lâmina e intensidade. Grande sensibilidade de modelos de  
619 base física aos parâmetros  $\theta_i$  e  $K_s$  também foi observada por outros pesquisadores (DE ROO et  
620 al., 1996; GOMES et al., 2008), o que é corroborado pelos resultados obtidos para o modelo  
621 SHF. A  $S_r$  do modelo ao parâmetro  $\theta_i$  requer que ele seja conhecido com boa acurácia no espaço  
622 e no tempo, algo relativamente fácil quando há disponibilidade de sensores automáticos, mas  
623 difícil por amostragem com coleta de amostras de solo. Quando  $\theta_i$  for estimado por modelagem  
624 para substituir suas medições, o modelo usado também deve ser capaz de estima-lo com boa  
625 acurácia. Diferentemente, a obtenção de valores de  $K_s$  representativos do perfil de solo é muito  
626 mais difícil, devido à alta variabilidade espacial da  $K_s$  (LOGSDON and JAYNES, 1996;  
627 MARÍN-CASTRO et al., 2016; ZIEBA, 2017). Conseqüentemente, os valores medidos de  $K_s$   
628 precisam ser modificados por calibração na maioria dos casos para que modelos estimem

629 adequadamente a infiltração de água no solo (BARROS et al., 2014; GOMES et al., 2008;  
 630 OLIVEIRA, 2015; PEREIRA, 2017). Portanto, a qualidade das estimativas de EI com o modelo  
 631 SHF depende da quantificação adequada de  $\theta_i$  e  $K_s$  e, principalmente, da calibração do  
 632 submodelo de infiltração. Como o modelo é mais sensível nos eventos com pequena lâmina e  
 633 intensidade de chuva é nessas situações que a qualidade da estimativa de EI é mais afetada pelos  
 634 valores de  $\theta_i$  e  $K_s$ , embora a magnitude de EI seja menor.

635

636



637

638  $K_s$  ( $\text{cm min}^{-1}$ ): condutividade hidráulica de solo saturado;  $\alpha$  ( $\text{cm}^{-1}$ ) e  $n$  (adim): coeficientes da CRA;  $\theta_r$  ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ):  
 639 conteúdo residual de água no solo;  $\theta_i$  ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ): conteúdo inicial de água do solo e  $\theta_s$  ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ): conteúdo de  
 640 água do solo na saturação.

641 Figura 8 - Sensibilidade relativa dos parâmetros de solo utilizados no modelo em chuva de baixa  
 642 (a), média (b) e alta (c) lâmina acumulada e intensidade.

643

644

### 645 **2.3.3 Resultado das simulações em SSPA teóricos**

646

647 Em todas as condições de parâmetros hidráulicos e de conteúdo de água do solo o  $\Sigma EI$  foi  
648 maior nos perfis de solo com mudança granulométrica (Figura 9 e Figura 10). Nestes perfis, o  
649 aumento do teor de argila na camada 65-150 cm supõe a ocorrência de camada com processo  
650 pedogenético de iluviação de argila, causando redução natural do fluxo vertical de água em  
651 profundidade e conseqüentemente maior EI. Esse resultado é coerente, pois a  $K_s$  da camada de  
652 65-150 cm ( $0.012 \text{ cm min}^{-1}$ ) e da camada de 0-65 cm ( $0.015 \text{ cm min}^{-1}$ ) são menores que a  $K_s$   
653 do perfil sem mudança granulométrica ( $0.024 \text{ cm min}^{-1}$ ) (Figura 3).

654 Independentemente da condição granulométrica e de conteúdo de água do solo, o  $\Sigma EI$  foi  
655 maior quanto mais próxima da superfície do solo estava a camada compactada. Também  
656 percebe-se que a diferença de  $\Sigma EI$  causada pela mudança de  $\theta_i$  foi muito dependente da  
657 profundidade da camada compactada (Figura 9 e Figura 10). O efeito da diferença de  $\theta_i$  no  $\Sigma EI$   
658 foi pequeno quando a camada compactada estava próxima da superfície, a 0-15 cm (perfil 2),  
659 aumentou com aprofundamento da camada compactada para 15-30, 20-35 e 25-40 cm (perfis  
660 3, 4 e 5 respectivamente), e pouco foi afetado por maiores profundidades da camada  
661 compactada (perfis 6, 7 e 8). A elevação da camada compactada com baixa  $K_s$  ( $0.008$  e  $0.009$   
662  $\text{cm min}^{-1}$  para a condição com e sem mudança granulométrica, respectivamente) para próximo  
663 da superfície do solo implica que mais cedo no evento de chuva haverá restrição à infiltração e  
664 menor é a camada de armazenamento de água antes da camada com restrição. Esses fatores são  
665 mais relevantes que as diferenças no  $\theta_i$ . Com o aprofundamento da camada compactada,  
666 aumenta a camada de armazenamento de água antes da camada com restrição, havendo maior  
667 participação de  $\theta_i$  na definição de EI. Esses resultados estão de acordo com testes de infiltração  
668 que evidenciam que a pior situação para a infiltração de água no solo é a existência de camada  
669 compactada na superfície do solo, geralmente causada pela maior pressão de pisoteio animal  
670 (LANZANOVA et al., 2007).

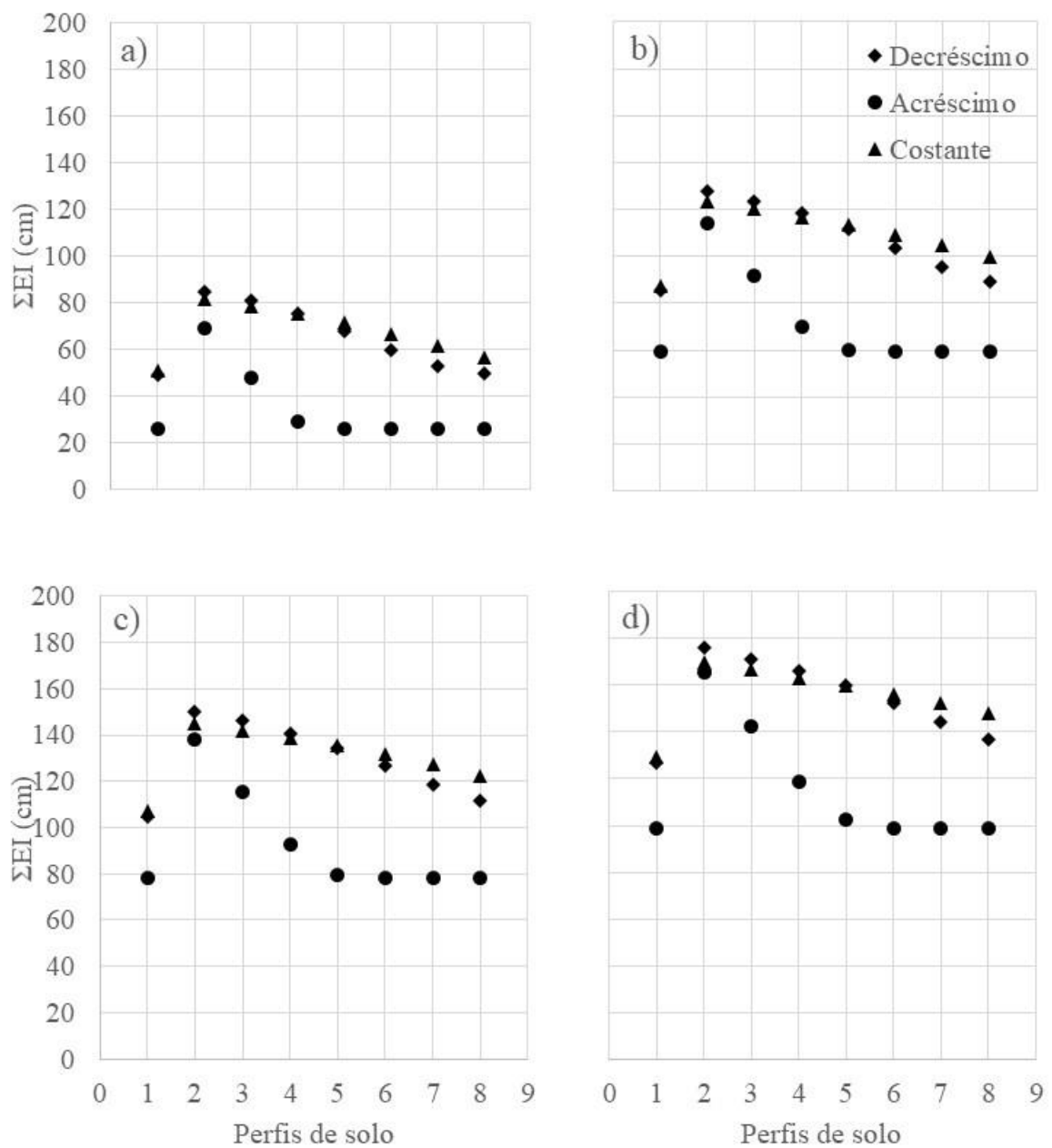
671 Também independentemente da condição granulométrica e da posição da camada  
672 compactada, o  $\Sigma EI$  das condições de perfil com  $\theta_i$  uniforme ( $\theta_i = \theta_{cc}$ ) ou com  $\theta_i$  decrescendo  
673 em profundidade foi sempre maior que o  $\Sigma EI$  do perfil com  $\theta_i$  aumentando em profundidade  
674 (Figura 9). Além disso, verifica-se que se poucas camadas superficiais tiverem  $\theta_i$  próximo ao  
675  $\theta_{cc}$  (o caso do perfil com  $\theta_i$  decrescendo em profundidade) o  $\Sigma EI$  é semelhante ao  $\Sigma EI$  do perfil  
676 com  $\theta_i$  uniforme ( $\theta_i = \theta_{cc}$ ). Também ficou evidente a grande redução de  $\Sigma EI$  quando o  $\theta_i$



677 decresce em direção à superfície do solo (perfil com  $\theta_i$  aumentando em profundidade). Isso  
678 indica que há necessidade de conhecer com mais acurácia o  $\theta_i$  das camadas superficiais do perfil  
679 de solo. Esses resultados do modelo são coerentes pois refletem a alta sortividade quando a  
680 porção superficial do solo tem baixo conteúdo de água e o decréscimo grande da sortividade  
681 com o umedecimento da porção superficial do solo (STEWART et al., 2013).

682 A aplicação do modelo gerou resultados distintos de  $\Sigma EI$  para os SSPA devido a  
683 diferenças nos parâmetros de armazenamento e transporte de água dos perfis de solo. Este  
684 resultado permite indicar a FHS dos SSPA simulados, a qual foi melhor para os perfis com  
685 menor  $\Sigma EI$  (perfis 1, 6, 7, e 8, para ambos os solos) e pior para os perfis com maior  $\Sigma EI$  (2, 3,  
686 4 e 5, para ambos os solos) independentemente do perfil de umidade do solo.

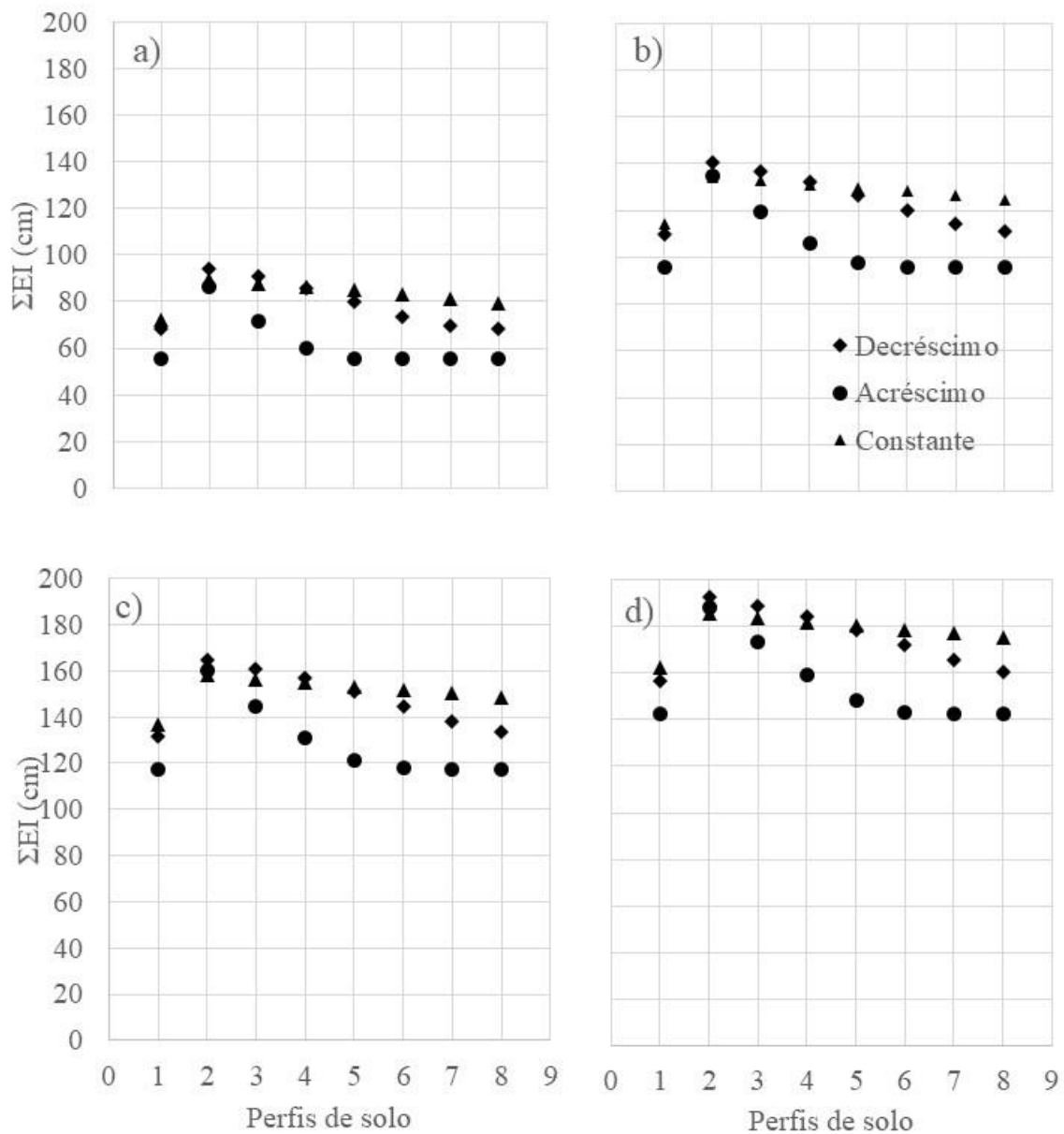
687 A funcionalidade hidrológica do solo, indicada pelo  $\Sigma EI$ , fornece informações mais  
688 representativas dos níveis em que processos do solo operam, que a simples utilização de  
689 propriedades ou atributos para esta finalidade. Além disso, a indicação da FHS por meio do  $\Sigma EI$   
690 fornece a noção de potenciais riscos econômicos e ambientais com a perda de solo e água que  
691 podem ocorrer caso houver escoamento superficial. Portanto, a utilização do modelo SHF é  
692 uma estratégia, apesar de mais trabalhosa, mais informativa que a utilização apenas de  
693 propriedades ou atributos do solo para esta finalidade.



694

695 Figura 9 - Somatório do excedente de infiltração ( $\Sigma EI$ , cm) nos diferentes perfis hidráulicos do  
 696 perfil granulométrico homogêneo, para chuvas com tempo de retorno de 1 (a), 5 (b), 10 (c) e  
 697 20 (d) anos. N:100.

698



699

700 Figura 10 - Somatório do excedente de infiltração ( $\Sigma EI$ , cm) nos diferentes perfis hidráulicos  
 701 do perfil com variação granulométrica, para chuvas com tempo de retorno de 1 (a), 5 (b), 10 (c)  
 702 e 20 (d) anos. N:100.

703

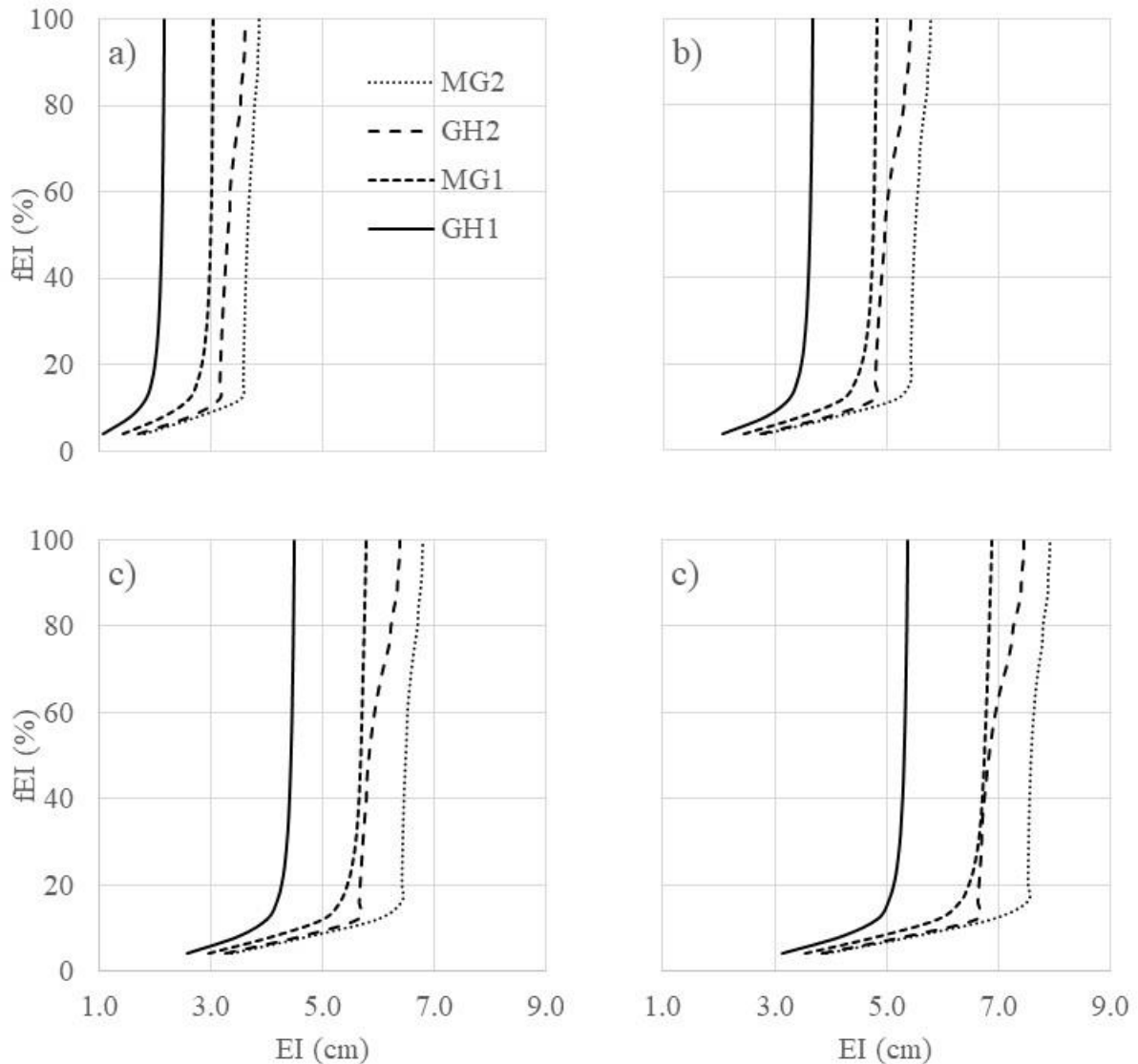
704 O  $\Sigma EI$  é uma maneira sintética de comparar os resultados, porém não permite a análise  
 705 das frequências de ocorrência de diferentes lâminas de EI. Pelo fato das maiores diferenças  
 706 entre os  $\Sigma EI$  terem sido observadas entre os SSPA 1 e 2 de cada condição granulométrica, na  
 707 sequência serão analisadas as relações fEI vs EI entre estes SSPA. As diferenças na fEI dos  
 708 SSPA simulados (Figura 11) mostram que o modelo foi capaz de distinguir os perfis com  
 709 camada compactada dos sem camada compactada. Em um mesmo valor de fEI, o EI dos perfis  
 710 com camada compactada são sempre maiores que nos perfis sem camada compactada,

711 indicando que os primeiros têm menor FHS que os segundos. Com o uso de indicadores de FHS  
712 baseados em propriedades, esses perfis seriam comparados apenas pelos seus valores de  $D_s$ ,  
713 porosidade total, macro e microporosidade, a partir dos quais seriam feitas inferências acerca  
714 dos processos do SSPA (NIERO et., 2010; SEKER et al, 2017; BISWAS et al, 2017).  
715 Diferentemente de inferências, o modelo SHF fornece estimativas para processos  
716 compartimentalizadores da água no perfil de solo, resultando um indicador de FHS derivado  
717 desses processos. Se com o uso das propriedades só se consegue inferir, com o uso do EI se  
718 consegue estimar a quantidade de água que não infiltraria e que potencialmente viria a causar  
719 dano econômico e ambiental maior no perfil A que no perfil B.

720 Comparativamente, o EI é maior no SSPA MG2 e menor em GH1 em qualquer fEI,  
721 devido a presença de duas camadas restritivas ao fluxo de água no perfil de solo MG2 (Figura  
722 3), o que reduz a capacidade de infiltração de água no solo, e ausência de camada restritiva ao  
723 fluxo no perfil de solo GH1. A diferença dos valores de EI com fLE 100% ( $EI^{f100\%}$ ) entre estes  
724 sistemas foi maior com aumento do T das chuvas, passando de 1.7 cm, quando T era igual a 1  
725 ano, para 2.1, 2.3 e 2.5 cm quando T era igual a 5, 10 e 20 anos, respectivamente.

726 A relação positiva entre EI e T se deve ao fato de que há aumento nas taxas e lâminas  
727 precipitadas com o aumento de T. A consequência das chuvas com maior taxa e lâmina  
728 precipitada pode ser observada para todos os sistemas simulados, onde o aumento do  $EI^{f100\%}$   
729 foi de 3.2, 3.9, 3.8 e 4.1 cm, para os sistemas GH1, GH2, MG1 e MG2 respectivamente, quando  
730 o T passou de 1 para 20 anos (Figura 11).

731 A utilização de chuvas naturais também resultaria curvas com a conformação das curvas  
732 na Figura 11. No entanto, a quantificação de chuvas naturais com magnitude e em número  
733 suficiente para caracterizar o padrão das chuvas em dado local requer grande espera de tempo  
734 e de trabalho humano. Por isso, é muito mais prático para uma abordagem preditiva gerar  
735 chuvas de projeto (hietogramas) a partir de curvas IDF, que representam o comportamento das  
736 chuvas do local para onde foram geradas.



738

739

740

741

742

743

744

745

746

747

748

749

750

Figura 11 - Frequência acumulada do excedente de infiltração (fEI, %) dos SSPA com perfis de solo com granulometria homogênea com (GH2) e sem (GH1) camada restritiva ao fluxo de água e perfis de solo com mudança granulométrica com (MG2) e sem (MG1) camada restritiva ao fluxo de água para chuvas com tempo de duração de 1 (a), 5 (b), 10 (c) e 20 (d) anos. N:25.

O EI associado a uma dada fEI e o  $\Sigma EI$  são úteis para comparação relativa da FHS de diferentes SSPA. Porém, para que o EI ou  $\Sigma EI$  sejam usados para orientar a decisão de intervenções no SSPA, sobretudo no solo, limites de tolerância para a fEI ou  $\Sigma EI$  precisam ser estabelecidos. Preferivelmente, os limites de tolerância devem ser variáveis, pois uma mesma fEI ou  $\Sigma EI$  podem causar danos ambientais com magnitudes que são dependentes da abrangência espacial da área representada pelo sistema simulado. Os critérios para estabelecimento dos limites de tolerância de cada ambiente não são claros, porém, pressupõe-

751 se que possam ser baseados no comportamento de áreas naturais, como campo nativo, ou  
752 lavouras com cultivo conservacionista.

753 Como exemplo, para uma dada área pode-se estabelecer a máxima frequência ( $f_{\max}$ )  
754 aceitável de valores de EI acima de certo limite  $x$  ( $EI_x$ ), representada por  $f_{\max}EI_x$ . Se  $fEI_x >$   
755  $f_{\max}EI_x$  então intervenções no sistema para diminuir o EI podem ser recomendadas. Supondo  
756 que para os SSPA teóricos simulados o  $EI_x$  de 3, 4, 5 e 6 cm, nos respectivos T de 1, 5, 10 e 20  
757 anos, não deve ultrapassar uma  $f_{\max}$  de 75%, então intervenções devem ser feitas nos SSPA  
758 GH2 e MG2 e não necessitam ser feitas nos SSPA GH1 e MG1 (Tabela 4).

759 Nestes sistemas, a análise foi realizada para  $fEI_x$  de 75 %, mas poderia ter sido feita, da  
760 mesma forma, para outras frequências, como exemplo 25, 50 ou 100 % e com limites de EI  
761 diferentes. Os valores de tolerância utilizados no exemplo, são apenas suposições, outros casos  
762 devem ser analisados por  $fEI_x$  e  $EI_x$  que melhor se ajustem às condições de cada ambiente e por  
763 isso novos estudos são necessários para estabelecer os critérios para limites de tolerância de  
764 distintos ambientes.

765 Neste estudo foram considerados 25 tempos de duração de chuvas e quatro tempos de  
766 retorno, além de 10 condições iniciais de umidade. Em outros casos, novos arranjos de chuva  
767 podem ser utilizados, entretanto, a maneira de analisar e comparar os resultados para indicar a  
768 FHS e para tomada de decisão quanto a realização de operações agrícolas será a mesma. Além  
769 disso, independentemente do modo quantitativo de comparação dos resultados (Figura 9 e 10  
770 ou Tabela 4) sugere-se que os mesmos sejam demonstrados também conforme Figura 11, pois  
771 desta forma é possível uma visualização geral do comportamento da  $fEI$ , possibilitando  
772 visualizar eventuais incoerência nos resultados.

773

774 Tabela 4 – Frequência de ocorrência de excedente de infiltração (cm) em diferentes tempos de  
775 retorno das chuvas para os SSPA A e B.

T (anos)	Frequência (%)			
	100	75	50	25
----- SSPA GH1 -----				
1	2.2	2.2	2.1	2.0
5	3.7	3.7	3.6	3.5
10	4.5	4.5	4.4	4.3
20	5.4	5.4	5.3	5.2
----- SSPA GH2 -----				
1	3.6	3.4	3.3	3.2
5	5.4	5.2	5.0	4.8
10	6.4	6.1	5.8	5.7
20	7.5	7.2	6.8	6.7
----- SSPA MG1 -----				
1	3.1	3.0	3.0	2.9
5	4.8	4.8	4.7	4.6
10	5.8	5.7	5.7	5.5
20	6.9	6.8	6.7	6.6
----- SSPA MG2 -----				
1	3.9	3.7	3.6	3.6
5	5.8	5.6	5.5	5.4
10	6.8	6.6	6.5	6.4
20	7.9	7.7	7.6	7.5

776

777

## 778 2.4 CONCLUSÃO

779

780 O modelo desenvolvido possibilita calcular a frequência do excedente de infiltração, em  
781 escala de perfil de solo, para condições do sistema solo planta atmosfera (condições de chuva,  
782 planta, resíduo e perfil de solo) de áreas cultivadas com culturas anuais e perenes não florestais.

783 A condutividade hidráulica do solo saturado e o conteúdo inicial de água no solo são os  
784 parâmetros que mais afetam o excedente de infiltração obtido a partir do modelo SHF.

785 A diferença nos parâmetros de armazenamento e transporte de água no solo resultaram  
786 distintos valores de excedente de infiltração obtidos pelo modelo SHF para os sistemas  
787 simulados. Essa diferença de excedente de infiltração foi utilizada para distinguir a  
788 funcionalidade hidrológica dos perfis de solo simulados. Os perfis de solo simulados com  
789 camada restritiva ao fluxo de água, seja em superfície ou profundidade, foram quantificados

790 com menor funcionalidade hidrológica em comparação aos perfis sem camada restritiva ao  
791 fluxo.

792

793

## 794 2.5 REFERÊNCIAS

795

796 Alves, M. C.; Suzuki, L. G. A. S., Suzuki, L. E. A. S. 2007. Densidade do solo e infiltração  
797 de água como indicador da qualidade física de um Latossolo Vermelho distrófico em  
798 recuperação. *Rev. Bras. Cienc. Solo.* 31, 617-625. DOI: 10.1590/S0100-06832007000400002.

799 Barros, C. A. P., Minella, J. P. G., Dalbianco, L., Ramon, R. 2014. Description of  
800 hydrological and erosion process determined by applying the LISEM model in a rural  
801 catchment in southern Brazil. *J Soils Sediments.* 14, 1298-1310. DOI: 10.1007/s11368-014-  
802 0903-7.

803 Biswas, S., Hazra, G. C., Purakayastha, T. J., Saha, N., Mitran, T., Roy, S. S., Basak, N.,  
804 Mandal, B. 2017. Establishment of critical limits of indicators and indices of soil quality in rice-  
805 rice cropping systems under different soil orders. *Geoderma.* 292, 34-48. DOI:  
806 10.1016/j.geoderma.2017.01.003.

807 Cândido, B. M., Silva, M. L. N., Curi, N., Freitas, D. A. F., Mincato, R. L., Ferreira, M.  
808 M. 2015. Métodos de indexação de indicadores na avaliação da qualidade do solo em relação a  
809 erosão hídrica. *Rev. Bras. Cienc. Solo.* 39, 589-597. DOI: 10.1590/01000683rbcs20140363.

810 Chaves, H. M. L. 1991. Análise global de sensibilidade dos parâmetros da equação  
811 universal de perda de solo modificada (MUSLE). *Rev. Bras. Cienc. Solo.* 15, 345-350.

812 Chaves, H. M. L. 2009. Sensibilidade do modelo Hydrus aos parâmetros hidráulicos do  
813 solo em diferentes texturas. *RBRH.* 14, 33-37. DOI: 10.21168/rbrh.v14n2.p33-37.

814 Chu, X., Mariño, M. A. 2005. Determination of ponding condition and infiltration into  
815 layered soils under unsteady rainfall. *J. Hydrol.* 313, 195-207. DOI:  
816 10.1016/j.jhydrol.2005.03.002.

817 Cronshey, R. 1986. Urban hydrology for small watersheds. US Dept. of Agriculture, Soil  
818 Conservation Service, Engineering Division.

819 De Roo, A. P. J., Offermans, R. J. E., Cremers, N. H. D. T. 1996. LISEM: a single-event,  
820 physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. II: Sensitivity  
821 analysis, validation and application. *Hydrol Process.* 10, 1119-1126. DOI: 10.1002/(SICI)1099-  
822 1085(199608)10:8<1119::AID-HYP416>3.0.CO;2-V.



823 Doran, J. W. And Parkin, T. B. 1994. Defining and assessing soil quality. In: Doran, J.  
824 W., Coleman, D. C., Bezdicek , D . F., Stewart, B. A. (eds.) Defining soil quality for a  
825 sustainable environment. p. 3- 21. SSSA Spec. Publ. no. 35. Madison, WI: ASA, CCSA e  
826 SSSA.

827 Fidalski, J., Tormena, C.A. 2007. Homogeneidade da qualidade física do solo nas  
828 entrelinhas de um pomar de laranjeira com sistemas de manejo da vegetação permanente. Rev.  
829 Bras. Cienc. Solo. 31, 637-645.

830 Gomes, N. M., Mello, C. R., Silva, A. M., Beskow, S. 2008. Aplicabilidade do LISEM  
831 (Limburg Soil Erosion) para simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica tropical. Rev.  
832 Bras. Cienc. Solo. 32, 2483-2492. DOI: 10.1590/S0100-06832008000600025.

833 Horton, R. E. 1933. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. Eos, Transactions  
834 American Geophysical Union. 14, 446–460.

835 Huang, M., Liang, T., Wang, L., Zhou, C. 2015. Effects of no-tillage systems on soil  
836 physical properties and carbono sequestration under long-term wheat-maize double cropping  
837 system. Catena. 128, 195-202. DOI: 10.1016/j.catena.2015.02.010.

838 Kahlon, M. S., Chawla, K. 2017. Effect of tillage practices on least limiting water range  
839 in Northwest India. Int Agrophys. 31, 193-194. DOI: 10.1515/intag-2016-0051.

840 Kamphorst, E. C., Jetten, V., Guérif, J., Pitkanen, J., Iversen, B. V., Douglas, J. T., Paz,  
841 A. 2000. Predictins depressional storage from soil surface roughness. Soil Sci Soc Am J. 64,  
842 1749-1758. DOI:10.2136/sssaj2000.6451749x

843 Keifer, C. J., Chu, H. H. 1957. Synthetic storm pattern for drainage design. J Hydr Eng  
844 Div - Asce. 83, 1-25.

845 Kozak, J. A., Ahuja, L. R., Green, T. R., Ma, L. 2007. Modelling crop canopy and residue  
846 tainfall interception effects on soil hydrological components for semi-arid agriculture. Hydrol  
847 Process. 21, 229-241. DOI: 10.1002/hyp.6235.

848 LanzaNova, M.E., Nicoloso, R.S., Lovato, T., Eltz, F.L.F., Amado, T.J.C. & Reinert, D.J.  
849 2007. Atributos físicos do solo em sistemas de integração lavoura-pecuária sob plantio direto.  
850 R. Bras. Ci. Solo. 31, 1131-1140.

851 Logsdon, S. D., Jaynes, D. B. 1996. Spatial variability os hydraulic conductivity in a  
852 cultivated field at different times. Soil Sci Soc Am J. 60, 703-709.  
853 DOI:10.2136/sssaj1996.03615995006000030003x.

854 Ma, Y., Feng, S., Su, D., Gao, G., Huo, Z. 2010. Modeling water infiltration in a large  
855 layered soil column with a modified Green-Ampt model and HYDRUS-1D. *Computers and*  
856 *Electronics in Agriculture*. 71, S40-S47. DOI: 10.1016/j.compag.2009.07.006.

857 Marín – Castro, B. E., Geissert, D., Negrete-Yankelevich, S., Chávez, A. G. T. 2016.  
858 Spatial distribution of hydraulic conductivity in soils of secondary tropical montane cloud forest  
859 and shade coffee agroecosystems. *Geoderma*. 283, 57-67. DOI:  
860 10.1016/j.geoderma.2016.08.002.

861 McCuen, R. H. 1973. The role of sensitivity analysis in hydrologic modeling. *J Hydrol.*  
862 18, 37 – 53.

863 Niero, L. A. C., Dechen, S. C. F., Coelho, R. M., Maria, I. C. 2010. Avaliações visuais  
864 como índice de qualidade do solo e sua validação por análises físicas e químicas em um  
865 Latossolo Vermelho Distroférrico com usos e manejos distintos. *Rev. Bras. Cienc. Solo*. 34,  
866 1271-1282. DOI: 10.1590/S0100-06832010000400025.

867 Oliveira, A. E. 2015. Modelagem da infiltração de água no solo com o modelo de Green-  
868 Ampt. [Dissertação]. Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria.

869 Onstad, C.A. 1984. Depressional storage on tilled surfaces. *Trans. ASAE*. 27, 729–732.

870 Pereira, C. A. 2017. Adaptações na teoria de Green-Ampt para modelar a infiltração de  
871 água no solo. [Dissertação]. Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria.

872 Reichert, J. M., Reinert, D. J., Braida, J. A. 2003. Qualidade dos solos e sustentabilidade  
873 de sistemas agrícolas. *Ciênc Ambient*. 27, 29-48.

874 Sampaio. M. V. 2011. Determinação e espacialização das equações de chuvas intensas  
875 em bacias hidrográficas do Rio Grande do Sul. [Tese]. Santa Maria: Universidade Federal de  
876 Santa Maria.

877 Seker, C., Özyaytekin, H. H., Negis, H., Gümüs, I., Dedeoglu, M., Armaca, E., Karaca, Ü.  
878 2017. Identification of regional soil factors and indicators: a case study on an alluvial plain  
879 (central Turkey). *SE*. 8, 583-595. DOI: 10.5194/se-8-583-2017.

880 Silveira, A. L. L. 2016. Cumulative equations for continuous time Chicago hyetograph  
881 method. *RBRH*. 21, 646-651. DOI: 10.1590/2318-0331.011615094.

882 Šimůnek, J., Van Genuchten, M. Th., Šejna, M. 2005. The HYDRUS-1D Software  
883 Package For Simulating The One-Dimensional Movement of Water, Heat and Multiple Solutes  
884 in Variably-saturated Media, Version 3.0. Department of Environmental Sciences, University  
885 of California Riverside, Riverside, California, USA.

- 886            Stewart, R. D., Rupp, D. E., Abou Najm, M. R., Selker, J. S. 2013. Modeling effect of  
887 initial soil moisture on sorptivity and infiltration. *Water Resour. Res.* 49, 7037 – 7047. DOI:  
888 10.1002/wrcr.20508.
- 889            Van Genuchten, M. T. 1980. A closed-form equation for prediction the hydraulic  
890 conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci Soc Am J.* 44, 892-898.
- 891            Van Lier, Q. J., Gubiani, P. I. 2015. Beyond the “least limiting water range”: rethinking  
892 soil physics research in Brazil. *Rev. Bras. Ciênc. Solo.* 39, 925-939. DOI:  
893 <http://dx.doi.org/10.1590/01000683rbc20140596>.
- 894            Vezzani, F. M., Mielniczuk J. 2009. Uma visão sobre qualidade do solo. *Rev. Bras. Cienc.*  
895 *Solo.* 33, 743-755. DOI: 10.1590/S0100-0683200900040000.
- 896            Zieba, Z. 2017. Influence of soil particle shape on saturated hydraulic conductivity. *J*  
897 *Hydrol Hydromech.* 65, 80-87. DOI: 10.1515/johh-2016-0054.

### 3      **ARTIGO 2 - USO DO EXCEDENTE DE INFILTRAÇÃO PARA AVALIAR A** 2      **FUNCIONALIDADE HIDROLÓGICA DE PERFIS DE SOLO\***

3  
4      RESUMO – O excedente de infiltração é o precursor do escoamento superficial de água  
5 no solo, que pode causar prejuízos econômicos e ambientais. Embora seja fácil prever que  
6 diferentes condições do perfil de solo aumentam ou diminuem o excedente de infiltração, é  
7 difícil estimar sua magnitude de variação por que há complexos processos envolvidos no  
8 particionamento de água no sistema solo planta atmosfera. A quantificação do excedente de  
9 infiltração nestes casos é facilitada pela utilização do modelo SHF. Com ele, perfis de solo  
10 podem ser avaliados e comparados por sua capacidade de compartimentalizar a água da chuva  
11 e potencialidade de gerar escoamento superficial. O presente trabalho objetivou avaliar a  
12 qualidade física de perfis de solo em área agrícola, com base no excedente de infiltração  
13 calculado pelo modelo SHF. O excedente de infiltração foi estimado em quatro perfis. As  
14 estimativas foram realizadas para um período de 365 dias, onde os parâmetros de planta, resíduo  
15 e solo foram quantificados a campo. A entrada de água no sistema foi simulada por meio de  
16 300 chuvas de projeto com diferentes durações, tempos de retorno e coeficientes de avanço. As  
17 estimativas de excedente de infiltração foram realizadas para cada condição diária de planta,  
18 resíduo e solo e para todas as 300 chuvas de projeto, totalizando 109.500 (cento e nove mil e  
19 quinhentos) arranjos simulados para cada sistema. A cobertura vegetal do perfil de solo foi  
20 pouco colaborativa para a diferenciação do excedente de infiltração entre os perfis. Por outro  
21 lado, os parâmetros de solo, condutividade hidráulica de solo saturado e conteúdo inicial de  
22 água, foram os parâmetros que mais contribuíram para diferenciação dos perfis. O uso do  
23 excedente de infiltração qualificou os perfis de solo quanto à funcionalidade de  
24 compartimentalizar a água no ambiente de maneira oposta à funcionalidade indicada pela  
25 densidade do solo e pelo grau de saturação.

26  
27      Palavras-chave: Escoamento superficial, Condutividade hidráulica, Modelo SHF, Sistema solo  
28      planta atmosfera, funcionalidade hidrológica.

29  
30  
31  
32  
33      \*Artigo elaborado de acordo com as normas da revista Geoderma.

### 34 3.1 INTRODUÇÃO

35

36 A funcionalidade hidrológica do solo (FHS) é a expressão da capacidade de o solo alocar  
37 a água da chuva nos compartimentos água infiltrada e água que escoar pela superfície do solo.  
38 Considerando a abordagem Hortoniana de formação do escoamento superficial (HORTON,  
39 1933), o início do processo de escoamento de água na superfície do solo ocorre quando a taxa  
40 de chegada de água ao solo supera a taxa de infiltração potencial e a capacidade de acúmulo de  
41 água na superfície do solo. Na escala de perfil de solo, sistema no qual não é possível descrever  
42 a propagação do escoamento, a sobra de água que não infiltra foi denominada por Somavilla  
43 (dados não publicados) como excedente de infiltração (EI), o qual foi usado com o propósito  
44 de avaliar a funcionalidade hidrológica do solo na compartimentalização da água. A existência  
45 de EI é o precursor requerido para haver escoamento superficial, o qual é capaz de gerar  
46 problemas locais, como perdas de solo, nutrientes e produtos químicos das lavouras  
47 (ELLEDGE and THORTON, 2017, LEFRANCQ et al., 2017), ou regionais, como o  
48 extravasamento e assoreamento de rios e barragens (DILL et al., 2004). A magnitude destes  
49 prejuízos será maior em locais onde o EI é mais elevado. Por isso, áreas com perfis de solo que  
50 diminuem a ocorrência de EI tem menor potencialidade de ocasionar danos econômicos e  
51 ambientais e, conseqüentemente, possuem melhor funcionalidade hidrológica.

52 A ocorrência de EI depende da condição inicial e da evolução de estado do sistema solo  
53 planta atmosfera (SSPA) durante a chuva, principalmente as condições relacionadas à  
54 capacidade de infiltração de água no solo. Estudos com rotação de culturas (PRANDO et al.,  
55 2010), práticas de manejo (DRESCHER et al., 2016), pastoreio com animais  
56 (FRANZLUEBBERS et al., 2012) e em florestas (FARRICK and BRANFIREUN, 2014)  
57 reportam diferenças na capacidade de infiltração de água entre sistemas devido a diferenças nas  
58 propriedades estruturais do solo. Ou seja, as condições do SSPA determinam a magnitude de  
59 EI.

60 O sentido de mudanças no EI causadas por alterações no SSPA é fácil de ser previsto.  
61 Por exemplo, é fácil deduzir que o aumento da compactação tende a aumentar EI. Contudo, a  
62 magnitude de EI e de suas mudanças devido a alterações no SSPA são difíceis de serem  
63 quantificadas, porque há grande complexidade nos processos envolvidos no particionamento  
64 da água no SSPA. A quantificação do EI no SSPA, inevitavelmente requer a quantificação de  
65 processos como o armazenamento de água pelo dossel e resíduos vegetais e a infiltração de  
66 água no solo. Além disso, as características de planta, resíduo e solo variam temporalmente no

67 sistema, o que torna necessário a quantificação de EI para diferentes condições destas  
68 componentes. Devido a isso, modelos matemáticos que descrevem estes processos são  
69 ferramentas facilitadoras da quantificação de EI no SSPA.

70 O modelo SHF é uma ferramenta capaz de descrever os principais processos envolvidos  
71 no particionamento de água e projetado especialmente para facilitar a estimativa de EI em  
72 distintos SSPA (SOMAVILLA, dados não publicados). Dentre os processos descritos pelo  
73 modelo estão o armazenamento de água pelo dossel e resíduo vegetal, a infiltração de água no  
74 solo e a detenção de água na rugosidade do solo, que são os principais processos  
75 compartimentalizadores da água da chuva. Além disso, o modelo SHF possui a vantagem de  
76 poder ser executado sequencialmente para várias condições de entrada de água, cobertura de  
77 plantas e resíduo, rugosidade e conteúdo de água no solo de um mesmo sistema. Com isso, o  
78 EI pode ser quantificado para diferentes arranjos do SSPA, o que é muito útil quando há  
79 alterações no sistema ao longo do tempo.

80 A variação de EI devido a características de diferentes sistemas pode ser quantificada com  
81 o modelo SHF em SSPA teóricos ou naturais. Em SSPA teóricos, a entrada de água no sistema  
82 e os parâmetros de planta, resíduo e solo devem ser supostos. Embora seja uma opção útil na  
83 fase de avaliação de modelos, a parametrização de SSPA teóricos pode não ser concordante  
84 com os valores dos parâmetros de sistemas reais. Por outro lado, o uso do modelo SHF em  
85 SSPA reais requer que os parâmetros de planta, resíduo e solo sejam quantificados a campo e  
86 que as características de entrada de água no sistema (chuva) sejam supostas a partir dos padrões  
87 locais de chuvas, pois em sistemas reais podem ocorrer chuvas diversas em cada período  
88 simulado. Embora a obtenção dos parâmetros seja mais trabalhosa, a aplicação do modelo SHF  
89 em SSPA naturais é a opção apropriada para avaliar a funcionalidade hidrológica do solo para  
90 compartimentalização da água.

91 Com isso, perfis de solo em ambiente agrícola podem ser avaliados e comparados por sua  
92 capacidade de compartimentalizar a água da chuva e potencialidade de gerar escoamento  
93 superficial. Neste contexto, o objetivo deste estudo é avaliar a funcionalidade hidrológica de  
94 perfis de solo em área agrícola, com base no excedente de infiltração calculado pelo modelo  
95 SHF.

96  
97  
98

99 3.2 MATERIAL E MÉTODOS

100

101 **3.2.1 Local de estudo**

102

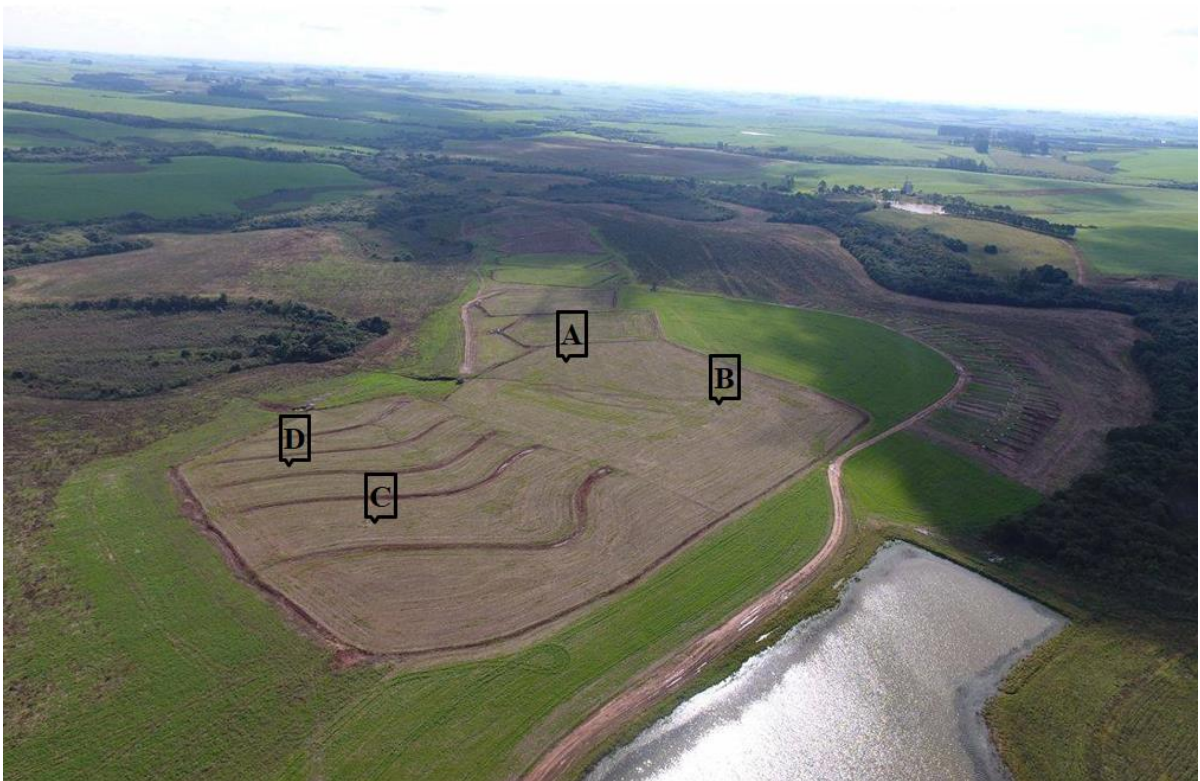
103 O excedente de infiltração foi estimado em perfis de solo de uma área experimental da  
104 Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO), localizada no município de Júlio  
105 de Castilhos, Rio Grande do Sul (29°13'39" de latitude sul e a 53°40'38" de longitude oeste e  
106 a uma altitude de 514 m). Os perfis de solo foram classificados como Nitossolo Vermelho,  
107 conforme critérios de classificação de Santos et al. (2013). Na região, o clima é do tipo Cfa,  
108 subtropical úmido, conforme classificação de Köppen, com lâmina de chuva média anual de  
109 1678 mm, distribuída regularmente ao longo do ano.

110 Os sistemas avaliados estão localizados em duas megaparcelas, ambas conduzidas com  
111 plantio direto com sucessão soja/trigo. Entretanto, uma é cultivada sem práticas mecânica de  
112 controle do escoamento superficial (terraceamento) e a outra é cultivada com terraceamento e  
113 semeadura em nível. A Figura 1 ilustra uma vista geral da área.

114 Dois sistemas de cada megaparcela foram utilizados para estimativa de EI, um próximo  
115 a porção baixa da área (exutório) e outro na porção alta da área. Cada ponto avaliado recebeu  
116 uma denominação: A e B são os sistemas respectivos da posição baixa e alta da megaparcela  
117 sem terraço e C e D são os sistemas respectivos da posição alta e baixa da megaparcela com  
118 terraço (Figura 1). Esses sistemas foram escolhidos porque neles o submodelo de infiltração já  
119 havia sido calibrado por Pereira (2017).

120 O período de quantificação dos parâmetros de cultura, superfície e solo, necessários para  
121 aplicação do modelo SHF, abrangeu o ciclo das culturas de soja e trigo e um pequeno período  
122 sem cobertura de plantas. A cultivar de soja semeada foi a Nidera NA 5909 RG em espaçamento  
123 entre linhas de 0.45 m e 33 sementes m<sup>-2</sup>. Já a cultivar de trigo semeada foi a BRS Parrudo em  
124 espaçamento entre linhas de 0.17 m e 400 sementes m<sup>-2</sup>. O intervalo de tempo no qual os dados  
125 de campo foram quantificados foi de 18/04/2016 à 17/04/2017, totalizando 365 dias. Nos  
126 subitens seguintes serão descritos separadamente os procedimentos de definição das chuvas de  
127 projeto e quantificação dos parâmetros de planta, resíduo, superfície e solo utilizados nas  
128 simulações.

129



130

131 Figura 1 - Vista aérea das parcelas e posicionamento dos sistemas avaliados.

132 Fonte: Sentinela Drone Service (2017).

133

134

### 135 3.2.2 Definição das chuvas

136

137 A entrada de água no sistema foi simulada por meio de chuvas de projeto, pois, desta  
138 maneira é possível uma amplitude maior de características de entrada de água no sistema além  
139 do fato de que a quantificação de chuvas a campo com amplitude suficiente para caracterizar  
140 todas as chuvas possíveis demandaria longo período de tempo. As chuvas de projeto  
141 (hietogramas) utilizadas nas simulações foram obtidas a partir de curvas de Intensidade –  
142 Duração – Frequência de chuvas (curvas IDF). Os parâmetros das curvas IDF para o município  
143 de Júlio de Castilhos, necessários para geração dos hietogramas foram obtidos de Sampaio  
144 (2011). Essa publicação foi utilizada como base de dados, pois, possui abrangência para  
145 qualquer região do estado do Rio Grande do Sul, podendo ser utilizada também em futuros  
146 estudos com este modelo em outras regiões do estado.

147 Para compreender uma ampla faixa de probabilidade de ocorrência e de intensidade de  
148 chuvas, foram utilizadas chuvas com quatro tempos de retorno (1, 5, 10 e 20 anos), 25 tempos  
149 de duração (30, 60, 120, 180, 240, até 1440 min) e 3 coeficientes de avanço (0.3, 0.5 e 0.8).



150 Com os arranjos entre tempo de retorno x tempo de duração x coeficiente de avanço foram  
151 gerados 300 hietogramas com diferentes características.

152

153

### 154 **3.2.3 Dossel vegetal**

155

156 As quantificações realizadas no dossel vegetal foram a área foliar (AF, cm<sup>2</sup>) e o fator de  
157 cobertura do solo pelo dossel (c<sup>d</sup>). No trigo, a AF foi quantificada em três plantas  
158 representativas de cada ponto avaliado, em diferentes estádios fenológicos da cultura. A  
159 quantificação da AF por planta deu-se por meio do somatório da AF de cada folha da planta,  
160 estimada pela equação 1 obtida por Chanda and Singh (2002), a qual utiliza o comprimento (C,  
161 cm) e largura (L, cm) da folha para a realização do cálculo.

162

$$163 \quad AF = \sum_{i=1}^n (0,56 + 0,75C_i L_i) \quad \text{Eq. 1}$$

164

165 A partir da AF, o IAF foi calculado pelo produto da média da AF por planta pela razão  
166 planta por área:

167

$$168 \quad IAF = \frac{\sum_{i=1}^w AF_i}{w} \frac{N}{A} \quad \text{Eq. 2}$$

169

170 em que w é o número de plantas nas quais se mediu AF (cm<sup>2</sup>), N é o total de plantas dentro da  
171 área considerada e A é a área considerada (3750 cm<sup>2</sup>).

172 Para a cultura da soja, a AF também foi quantificada em três plantas representativas de  
173 cada ponto avaliado, em diferentes estádios fenológicos da cultura. A AF de cada planta foi  
174 quantificada com software AreaMed (GUBIANI, 2016) em imagens digitais tomadas de todas  
175 as folhas da planta. A partir da AF por planta, utilizou-se a equação 2 para obter o IAF da  
176 cultura.

177 Em ambas as culturas, nos mesmos estádios fenológicos em que foram quantificados os  
178 IAFs, foram obtidos também os valores de c<sup>d</sup>. O c<sup>d</sup> foi estimado com o software AreaMed

179 (GUBIANI, 2016), em imagens digitais da cobertura (soja/trigo) presente em cada ponto  
180 avaliado.

181 Aos valores pontuais de IAF e  $c^d$ , de cada cultura, foram ajustadas equações com o  
182 objetivo de descrever o comportamento destas variáveis em escala diária durante o período de  
183 365 dias avaliados. As equações utilizadas para descrever o comportamento crescente e  
184 decrescente do IAF e  $c^d$  (equações 3 e 4, respectivamente) foram modificações da equação  
185 proposta por Dourado-Neto et al. (1999) para modelar o crescimento radicular. Embora a  
186 equação original seja destinada ao crescimento radicular das culturas, optou-se por utiliza-la,  
187 pois, a mesma foi capaz de descrever o comportamento do IAF e do  $c^d$  no tempo.

188

$$189 \quad Y = \frac{Y_{\max}}{2} \left( 1 - \cos \left( \left( \pi^{1/F_1} \frac{T}{T_{Y_{\max 1}}} \right)^{F_1} \right) \right) \quad \text{Eq. 3}$$

190

$$191 \quad Y = \frac{Y_{\max}}{2} \left( 1 - \cos \left( \left( \pi^{1/F_2} \frac{T_{Y_{\max 1}} - (T - T_{Y_{\max 2}})}{T_{Y_{\max 1}}} \right)^{F_2} \right) \right) \quad \text{Eq. 4}$$

192

193 em que Y (adim) é o valor diário de IAF ou  $c^d$ ,  $Y_{\max}$  (adim) é o IAF máximo ou o  $c^d$  máximo  
194 que a cultura atingiu, T (dias) é o tempo após a emergência das plântulas,  $T_{Y_{\max 1}}$  e  $T_{Y_{\max 2}}$  (dias)  
195 é o tempo inicial e final no qual o IAF ou  $c^d$  está com seu valor máximo,  $F_1$  e  $F_2$  (adim) são  
196 coeficientes de forma crescente e decrescente da curva de IAF ou  $c^d$ , respectivamente.

197 Para cada ponto avaliado, ajustou-se as equações para cada cultura e a partir dos valores  
198 diário de IAF das culturas foi gerada uma curva anual de IAF. O comportamento anual do  $c^d$   
199 foi gerado, também, pelo ajuste das equações 3 e 4 para cada cultura, porém a curva anual de  
200  $c^d$  foi gerada pela média dos quatro sistemas avaliados.

201

202

### 203 **3.2.4 Resíduo em superfície**

204

205 A massa de resíduos em superfície (RM,  $\text{kg ha}^{-1}$ ) e o fator de cobertura do solo pelo  
206 resíduo ( $c^r$ ) foram quantificados em diferentes momentos durante o período de 365 dias. A RM  
207 média dos quatro sistemas foi quantificada a partir de pesagem da massa de resíduos contida

208 em uma área de 0.375 m<sup>2</sup> (equação 5). Foram realizadas 12 repetições em cada data de coleta,  
209 sendo três delas próximas a cada ponto avaliado.

210

$$211 \quad RM = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{ms_i}{0,375} 10^4}{n} \quad \text{Eq. 5}$$

212

213 em que ms<sub>i</sub> (kg) é a massa de resíduos de cada repetição i, n é o número de repetições, 0.375 é  
214 a área (m<sup>2</sup>) onde ms<sub>i</sub> foi coletada, o fator 10<sup>4</sup> converte kg m<sup>-2</sup> para kg ha<sup>-1</sup>.

215 Para obtenção dos valores diários de RM durante todo o período, utilizou-se a equação  
216 6, proposta por Pandovan et al. (2006), para descrever a redução da RM de cada cultura no  
217 tempo, devido a decomposição do resíduo. Para que a equação 6 fosse capaz de descrever a  
218 redução de RM conforme observado no campo, ajustou-se o coeficiente k, em função do tipo  
219 de resíduo predominante no período.

220

$$221 \quad RM = RM_0 e^{-kt} \quad \text{Eq. 6}$$

222

223 em que RM<sub>0</sub> é a massa de resíduo no tempo 0 (kg ha<sup>-1</sup>), k é o coeficiente de ajuste em função  
224 do tipo de resíduo e t é o tempo (dias).

225 O c<sup>r</sup> foi obtido da mesma forma que o c<sup>d</sup>, ou seja, por meio de imageamento do solo e  
226 utilização do software AreaMed (GUBIANI, 2016) quando a área possuía a maior massa de  
227 resíduo em superfície. Para obtenção dos valores diários, a relação c<sup>r</sup> vs RM foi considerada  
228 linear e com isso, o valor diário de c<sup>r</sup> foi estimado pela equação 7.

229

$$230 \quad c^r = \frac{c^r_{m\acute{a}x}}{RM_{m\acute{a}x}} * RM \quad \text{Eq. 7}$$

231

232 em que c<sup>r</sup> é o coeficiente de cobertura pelo resíduo diário, c<sup>r</sup><sub>máx</sub> é o coeficiente máximo de  
233 cobertura pelo resíduo medido e RM<sub>máx</sub> é a massa de resíduo máxima (kg ha<sup>-1</sup>).

234

235

236

### 237 3.2.5 Rugosidade aleatória da superfície do solo

238

239 A rugosidade aleatória da superfície do solo (RR, cm) foi estimada a partir de medidas  
240 realizadas a campo com utilização de um perfilômetro. Para tal medição foram realizadas 75  
241 leituras de cota (z, cm) das hastes metálicas do perfilômetro, espaçadas em 1 cm. Com as  
242 medidas de cota, a RR foi estimada com a equação sugerida por Kamphorst et al. (2000):

243

$$244 \quad RR = \left[ \frac{1}{rd} \sum_{i=1}^{rd} (z_i - \bar{z})^2 \right]^{1/2} \quad \text{Eq. 8}$$

245

246 em que  $z_i$  é a cota da i-ésima haste do perfilômetro,  $\bar{z}$  é a média das cotas e rd é o número total  
247 de leituras.

248 Para obtenção dos valores diários, RR foi estimada por equação modificada (equação 9)  
249 a partir da proposta de Panachuki et al. (2015) para áreas sem revolvimento do solo. A equação  
250 9, foi aplicada em subperíodos do ano cujos inícios correspondem as datas de semeadura das  
251 culturas.

252

$$253 \quad RR = RR_0 e^{-0.0004P} \quad \text{Eq. 9}$$

254

255 Em que  $RR_0$  é a RR medida logo após a semeadura e P é a chuva acumulada após a semeadura  
256 (mm).

257

258

### 259 3.2.6 Conteúdo de água no perfil de solo

260

261 O monitoramento temporal do conteúdo nos perfis de solo foi feito com sensores de  
262 medição indireta, que haviam sido instalados no estudo de Pereira (2017). Em cada ponto  
263 avaliado foram abertas trincheiras, onde camadas de solo com estrutura, textura e densidade  
264 aparente distintas foram identificadas e delimitadas. O número de camadas em cada perfil  
265 avaliado e suas respectivas profundidades constam na Tabela 1, reproduzida de Pereira (2017).  
266 Na porção mediana de cada camada do perfil foram instalados sensores CS616 (Campbel  
267 Scientific) para quantificação do conteúdo de água do solo. Os sensores FDR foram acoplados

268 a um datalogger CR1000 (Campbell Scientific) para registro e armazenamento do conteúdo de  
269 água a cada 30 min.

270 Em diferentes condições de conteúdo de água no solo, medições realizadas pelos sensores  
271 FDR foram comparadas com valores de conteúdo de água medidos em amostras de solo  
272 coletadas e secas em estufa a 105 °C. Verificou-se uma pequena discrepância entre os  
273 resultados. Por isso, Pereira (2017) sugeriu que as leituras realizadas pelos sensores fossem  
274 corrigidas com o uso da equação 10.

275

$$276 \quad \theta_c = -1.5737\theta_e^2 + 1.6729\theta_e \quad (R^2 = 0.7182) \quad \text{Eq. 10}$$

277

278 em que  $\theta_c$  é o conteúdo de água corrigido ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ) e  $\theta_e$  é a leitura de conteúdo de água  
279 realizada pelo sensor FDR ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ).

280 Embora as medições de conteúdo de água tenham sido realizadas em intervalos de 0.5 h,  
281 para a execução do modelo SHF foi considerado como conteúdo diário de água no solo a leitura  
282 realizada às 00:00 h do respectivo dia.

283

284

### 285 **3.2.7 Parâmetros físicos e hidráulicos do solo**

286

287 Os parâmetros físicos e hidráulicos das mesmas camadas de instalação dos sensores  
288 CS616 foram quantificados por Pereira (2017). Importante deixar claro que o submodelo de  
289 infiltração usado neste estudo é o mesmo utilizado no estudo de Pereira (2017), e que foi  
290 calibrado pela autora em cada perfil de solo, modificando a condutividade hidráulica do solo  
291 saturado (Ks). Na Tabela 1 são reproduzidos os parâmetros físicos e hidráulicos descritos no  
292 estudo de Pereira (2017), para os sistemas A, B, C e D.

293

294 Tabela 1 - Parâmetros hidráulicos e densidade do solo nos SSPA A, B, C e D.

Camada	Profundidade	D <sub>s</sub>	θ <sub>s</sub>	θ <sub>r</sub>	α	n	K <sub>s</sub> <sup>(1)</sup>
	cm	g cm <sup>-3</sup>	-- cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> --		cm <sup>-1</sup>	-	cm min <sup>-1</sup>
----- Ponto A -----							
1	0-10	1.39	0.44	0.00	0.010	1.15	0.467
2	10-30	1.55	0.40	0.00	0.009	1.11	0.017
3	30-45	1.42	0.42	0.00	0.013	1.11	0.096
4	45-60	1.36	0.46	0.00	0.031	1.09	0.050
5	60-75	1.29	0.48	0.00	0.011	1.09	0.010
6	75-90	1.21	0.50	0.00	0.003	1.15	0.002
7	90-120	1.17	0.51	0.00	0.001	1.18	0.018
8	120-150	1.10	0.52	0.24	0.001	1.87	0.007
----- Ponto B -----							
1	0-10	1.41	0.42	0.00	0.019	1.16	0.022
2	10-25	1.56	0.38	0.00	0.021	1.12	0.130
3	25-40	1.42	0.41	0.00	0.018	1.12	0.010
4	40-60	1.37	0.44	0.00	0.046	1.10	0.050
5	60-80	1.35	0.45	0.00	0.026	1.09	0.005
6	80-105	1.30	0.47	0.00	0.011	1.10	0.003
7	105-130	1.27	0.49	0.00	0.030	1.08	0.123
8	130-160	1.28	0.47	0.00	0.012	1.11	0.022
----- Ponto C -----							
1	0-10	1.39	0.45	0.00	0.046	1.14	0.120
2	10-25	1.60	0.37	0.00	0.032	1.12	0.018
3	25-40	1.38	0.42	0.00	0.089	1.12	0.025
4	40-60	1.35	0.42	0.06	0.080	1.15	0.020
5	60-80	1.39	0.43	0.00	0.092	1.08	0.030
6	80-105	1.27	0.49	0.00	0.083	1.08	0.167
7	105-130	1.24	0.50	0.00	0.146	1.07	0.395
8	130-160	1.22	0.50	0.00	0.074	1.10	0.717
----- Ponto D -----							
1	0-10	1.49	0.42	0.00	0.067	1.14	0.060
2	10-30	1.58	0.37	0.00	0.030	1.11	0.950
3	30-50	1.51	0.38	0.00	0.044	1.11	0.020
4	50-75	1.51	0.46	0.17	12.162	1.12	0.020
5	75-100	1.28	0.47	0.00	0.021	1.11	0.100
6	100-120	1.30	0.46	0.00	0.018	1.09	1.340
7	120-140	1.18	0.46	0.00	0.003	1.19	0.448
8	140-160	1.17	0.46	0.00	0.005	1.14	0.430

295 D<sub>s</sub>: densidade do solo, θ<sub>s</sub>: conteúdo de água do solo na saturação, θ<sub>r</sub>: conteúdo residual de água no solo, α e n:  
 296 coeficientes ajustados por análise de regressão e K<sub>s</sub>: condutividade hidráulica de solo saturado calibrada.

297 Fonte: Adaptado de Pereira (2017).

298

### 299 **3.2.8 Arranjos simulados e interpretação dos resultados**

300

301 Em cada dia do período de 365 dias, o modelo foi executado para os 300 eventos de  
302 chuva definidos, considerando o estado diário do sistema solo planta (conteúdo de água no solo,  
303 dossel vegetal, resíduo em superfície, conteúdo de água no solo e rugosidade superficial). Com  
304 estas combinações, foram simulados aproximadamente 109.5 mil arranjos distintos para cada  
305 um dos quatro sistemas.

306 A ocorrência de EI foi analisada por meio de gráficos do tipo ogiva em que se relacionou  
307 frequência acumulada de EI (fEI) vs EI, para cada tempo de retorno das chuvas. A comparação  
308 do conteúdo de água do solo nas diferentes camadas dos perfis foi realizada por meio do grau  
309 de saturação (GS, %).

310

$$311 \quad GS = \frac{\theta_i}{\theta_s} 100 \quad \text{Eq. 11}$$

312

313

## 314 **3.3 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

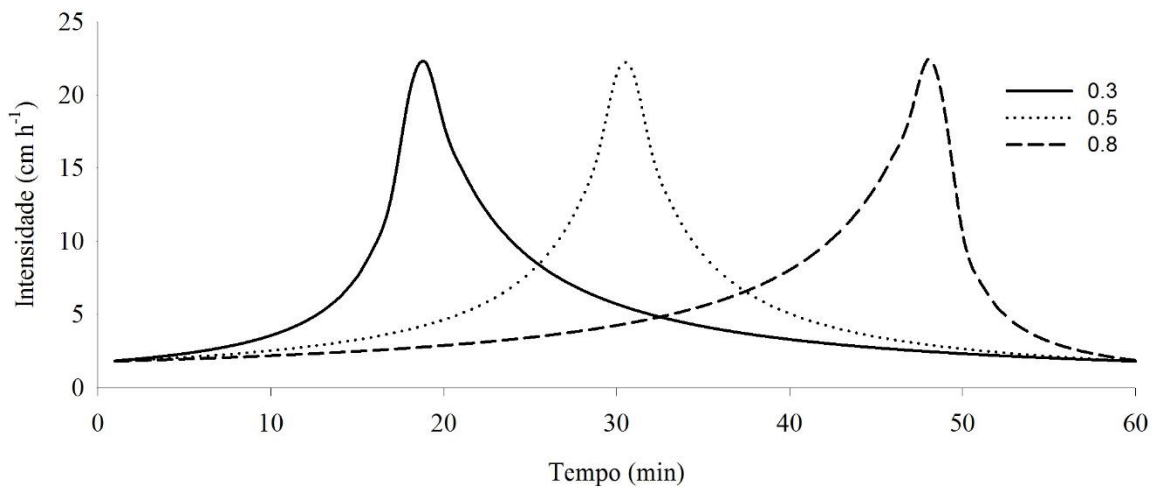
315

316

### 317 **3.3.1 Chuvas de projeto e parâmetros de entrada do modelo**

318

319 Dos 300 hietogramas resultantes da desagregação das chuvas intensas usados neste estudo  
320 apenas três foram apresentados para ilustrar o efeito do coeficiente de avanço (Figura 2). A  
321 ordem 0.3, 0.5 e 0.8 do coeficiente de avanço caracterizam chuvas com pico de intensidade  
322 avançado, intermediário e atrasado, respectivamente, de acordo com critérios de classificação  
323 de chuvas de Mehl et al. (2001). Importante ressaltar que cada região possui padrões  
324 característicos de chuva. Por haver proximidade geográfica entre Júlio de Castilhos e Santa  
325 Maria (60 km), o padrão de chuvas para Júlio de Castilhos, local onde foi feito este estudo, foi  
326 considerado igual ao de Santa Maria (avançado), que era o local mais próximo contendo dados  
327 de padrões de chuva (Mehl et al., 2001). Por este motivo, grande parte das discussões deste  
328 estudo serão baseadas na análise dos resultados obtidos com chuva avançada (coeficiente de  
329 avanço 0.3).



331

332 Figura 2 – Ilustração do efeito dos coeficientes de avanço 0.3, 0.5 e 0.8 em hietogramas de  
 333 desagregação de chuvas, gerados com tempo de retorno de um ano, duração de 60 minutos,  
 334 para o município de Júlio de Castilhos - RS.

335

336

337

338

339

340

341

342

343

344

345

346

347

348

349

350

351

352

353

Durante o período de 18/04/2016 e 17/04/2017, no qual foram quantificados os dados de campo, houve grande variabilidade dos parâmetros de planta, resíduos e superfície, devido às variações decorrentes da ocupação da área com pousio por alguns dias e com as culturas de trigo e soja na maior parte do período (Figura 3). O IAF da soja alcançou valores máximos entre 8 e 10, caracterizando bom desenvolvimento da cultura. Em períodos normais, cultivares de soja de ciclo indeterminado e com mesmo grupo de maturação que a cultivar NA 5909 RG costumam ter IAF máximo próximo a 8 (RICHTER et al., 2014), o que demonstra que o período avaliado foi excepcional para o desenvolvimento da cultura. Por outro lado, o IAF máximo da cultura do trigo não passou de 2 (Figura 3), sendo muito inferior a valores para a cultura do trigo (IAF de 10 – 12 (DOTTO RUBERT, 2013)). O pequeno IAF do trigo se deve principalmente ao reduzido *stand* final da cultura (9 plantas m<sup>-2</sup>), devido à má emergência das sementes.

A variabilidade de RM entre os sistemas foi inferior a 300 kg ha<sup>-1</sup>. Como o modelo é pouco sensível a mudanças em RM (SOMAVILLA, dados não publicados), em todos os quatro sistemas foi usada uma única curva anual de RM, obtida a partir dos valores pontuais médios quantificados regularmente. O ajuste da equação 6 aos RM médios de cada cultivo resultou valores de k de -0.01 e -0.008, para os resíduos de trigo e soja, respectivamente. O valor de k utilizado para cultura da soja difere dos obtidos por Pandovan et al. (2006), que foram 0.014 e



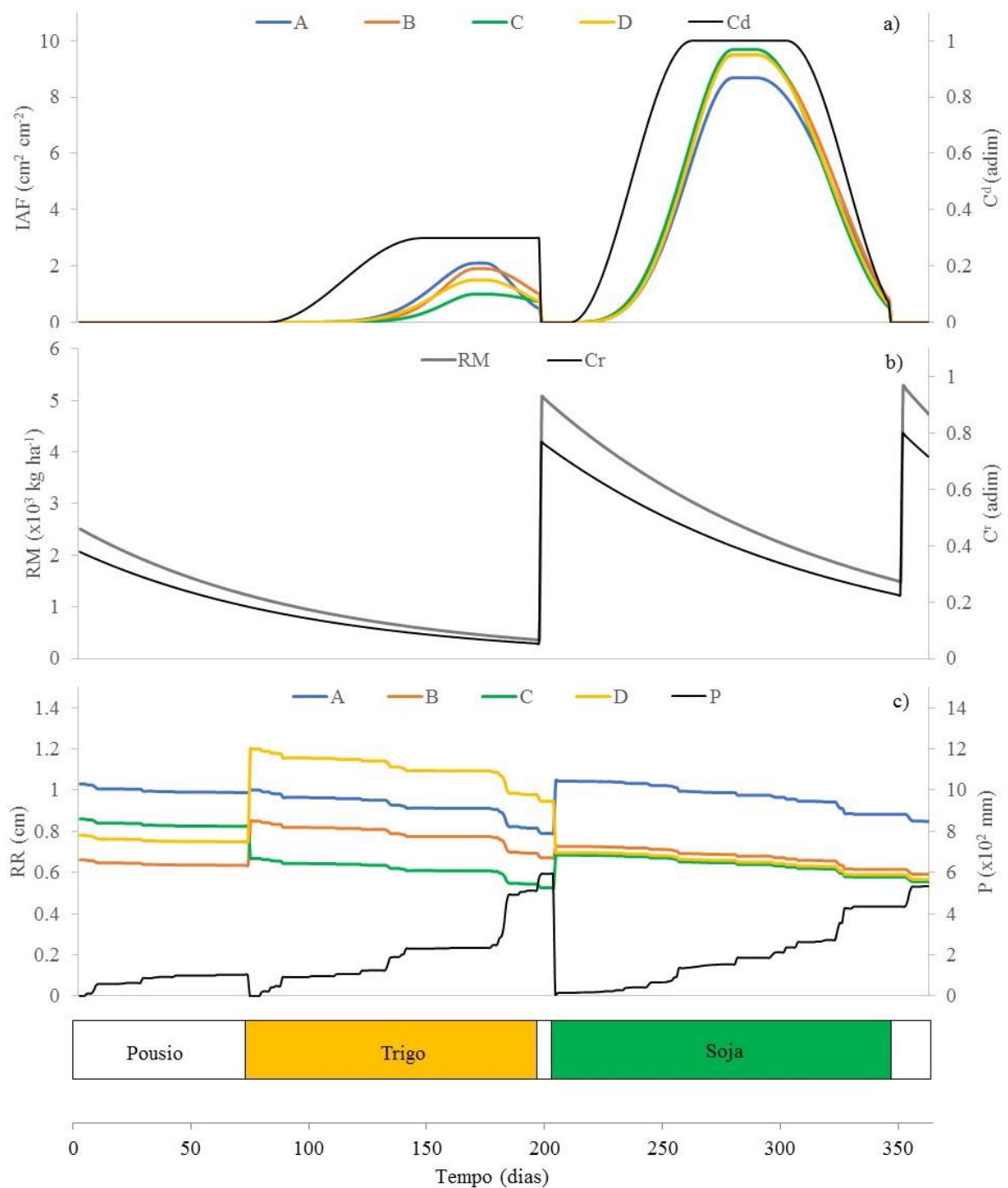
354 0.016. O menor valor de  $k$  neste estudo é consequência to estágio fenológico da cultura no  
355 momento do corte.

356 A RR após a semeadura das culturas variou de 0.6 a 1.2 cm, valores próximos observados  
357 por Bertol et al., (2006), mas distantes dos observados por Panachuki et al. (2015), ambos em  
358 áreas de plantio direto. A diferença de valores entre estudos é normal, devido à alta relação de  
359 RR com o tipo de semeadura e o conteúdo de água no solo durante as operações realizadas em  
360 cada estudo. Na escala temporal, o decréscimo de RM depende de quanto os resíduos protegem  
361 o solo contra o impacto das gotas de chuva (PANACHUKI et al., 2015). Neste estudo, o fator  
362  $C^f$  foi maior que 0.4 (40% da superfície coberta) apenas na primeira metade do ciclo da soja  
363 (Figura 3). Na maior parte do período, a RM protegeu pouco a superfície do solo contra o  
364 impacto da gota de chuva. Por isso, consideramos adequado o uso da equação (9) para descrever  
365 a redução da RR em função da chuva acumulada.

366 O conteúdo de água do solo ( $\theta$  às 00:00 h) variou bastante no período e entre os sistemas  
367 avaliados (Figura 4). A variação temporal é recorrente das chuvas naturais na área. Já a variação  
368 entre os sistemas, sobretudo nas camadas superficiais, é consequência, principalmente, da  
369 localização e da presença de terraços. Considerando isoladamente o fator altimetria, o conteúdo  
370 de água é geralmente maior nos sistemas A e D, que estão em cotas mais baixas, comparados  
371 cada um ao seu respectivo ponto de mesma área (A vs B e C vs D), e considerando isoladamente  
372 o terraço, o conteúdo de água é geralmente maior nos sistemas C e D, na área com terraços,  
373 comparados cada um ao seu respectivo ponto de mesma cota altimétrica (D vs A e C vs D).  
374 Também deve-se considerar que a variação espacial dos parâmetros de cobertura do solo  
375 (Figura 4) exerce efeito sobre a variabilidade espacial de  $\theta$ . A discussão das causas que  
376 explicam a coerência desses resultados é pouco relevante neste estudo. Mais relevante é a  
377 consequência da variabilidade do conteúdo de água na infiltração e no EI, pois a sensibilidade  
378 do modelo SHF é intermediária ao parâmetro  $\theta_i$  (SOMAVILLA, dados não publicados). Esses  
379 detalhes serão discutidos na sequência.

380

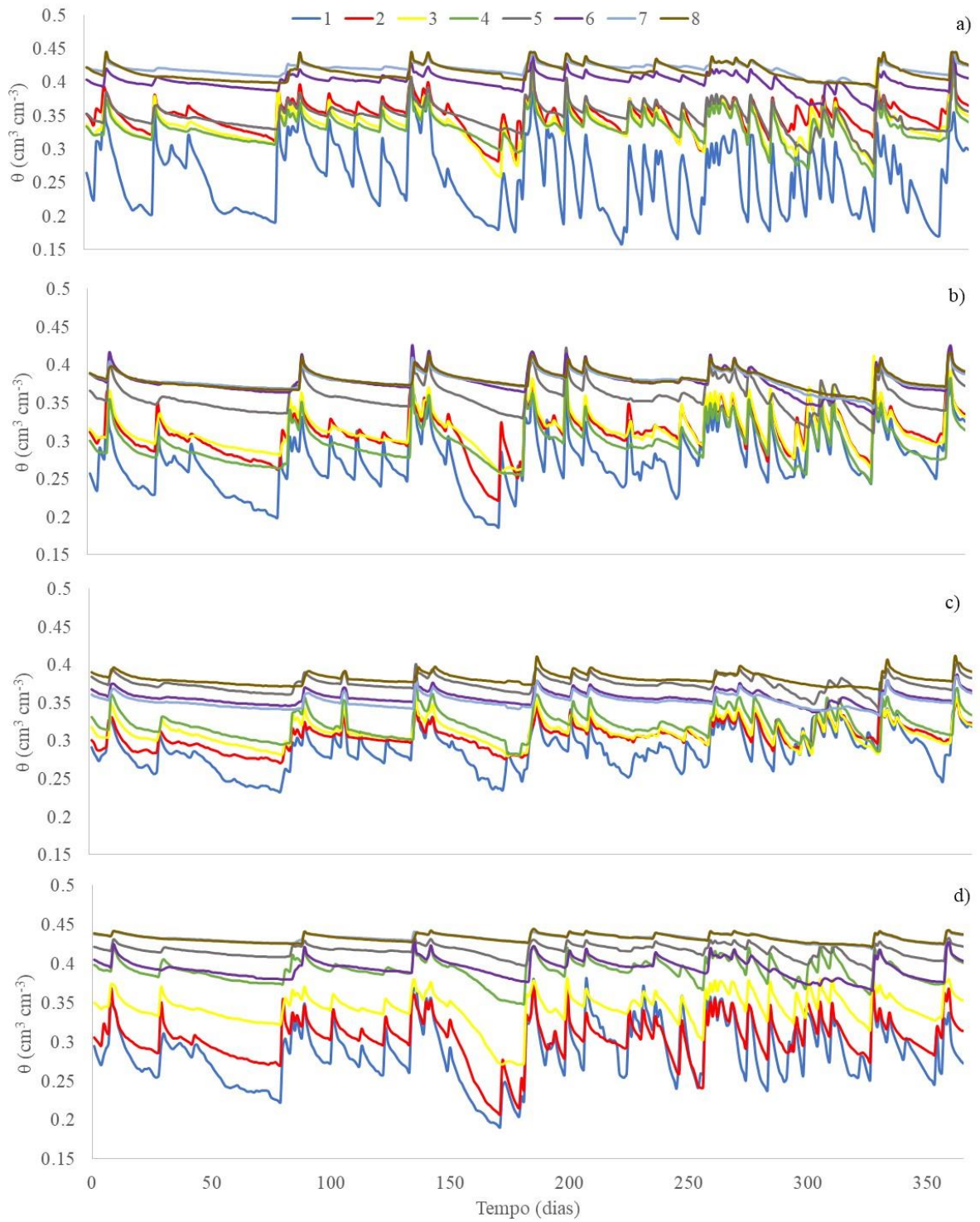
381



382

383 As legendas A, B, C e D especificam as linhas dos perfis A, B, C e D, respectivamente,  $c^d$ , RM e  $c^r$  representam  
 384 valores médios para os quatro perfis de solo do coeficiente de cobertura do dossel, massa de resíduos em superfície  
 385 e coeficiente de cobertura pelo resíduo, respectivamente, P é a chuva acumulada na área em cada subperíodo.

386 Figura 3 - Comportamento anual dos parâmetros de planta (a), resíduo (b) e superfície do solo  
 387 (c) utilizados como entrada do modelo SHF.



388  
 389  
 390  
 391

Figura 4 - Conteúdo de água no solo ( $\theta$ ) nas diferentes profundidades (números de 1 a 8 na legenda) dos sistemas A (a), B (b), C (c) e D (d) durante o período avaliado.

### 392 3.3.2 Excedente de infiltração

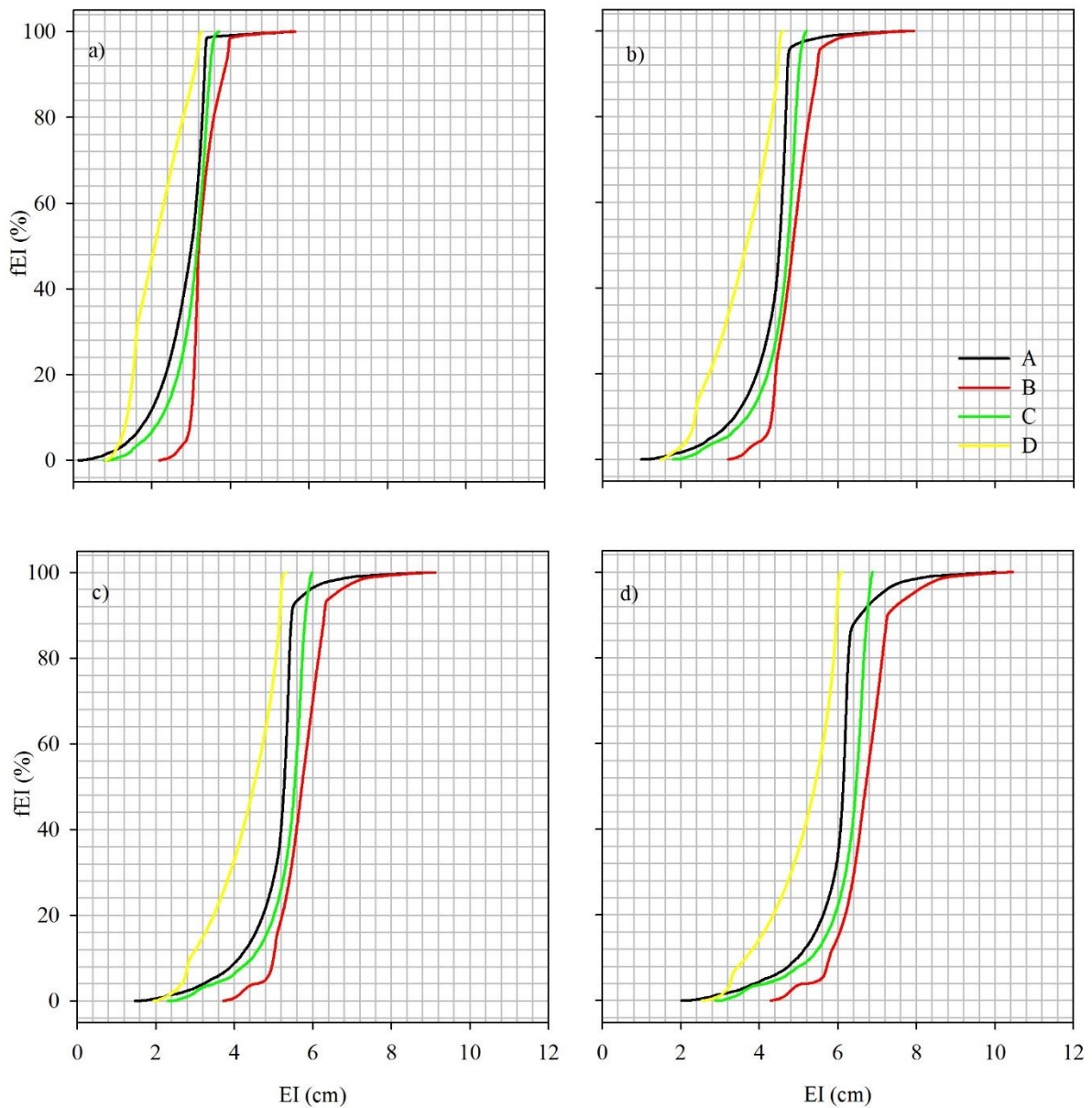
393

394 O EI dos quatro sistemas foi diferente em todas as frequências acumuladas. Em qualquer  
395 T das chuvas, o EI foi menor no sistema D e maior no sistema B (Figura 5). Esses resultados  
396 indicam que no período avaliado a FHS foi menor no sistema B e maior no sistema D. A  
397 interpretação com base na FHS é que o potencial de haver escoamento superficial e  
398 consequentes prejuízos econômicos e ambientais é maior no sistema B e menor no sistema D.  
399 Essa interpretação considera apenas os resultados das simulações com chuvas avançadas ( $r =$   
400  $0.3$ ) (vide Figura 2). Contudo, a utilização dos padrões de chuva intermediário e atrasado,  
401 apenas deslocariam as linhas de fEI no sentido de aumento de EI para todos os sistemas (Figura  
402 6). Por exemplo, uso de  $0.8$  no coeficiente de avanço, para uma chuva de  $60$  min e T de  $1$  ano,  
403 aumentaria  $0.07$ ,  $0.02$ ,  $0.25$ ,  $0.09$  o EI com frequência acumulada de  $100\%$  ( $EI^{f100\%}$ ) nos  
404 sistemas A, B, C, e D respectivamente (Figura 6). Essas mudanças não alteram a ordenação dos  
405 sistemas observadas com coeficiente de avanço de  $0.3$  (Figura 5).

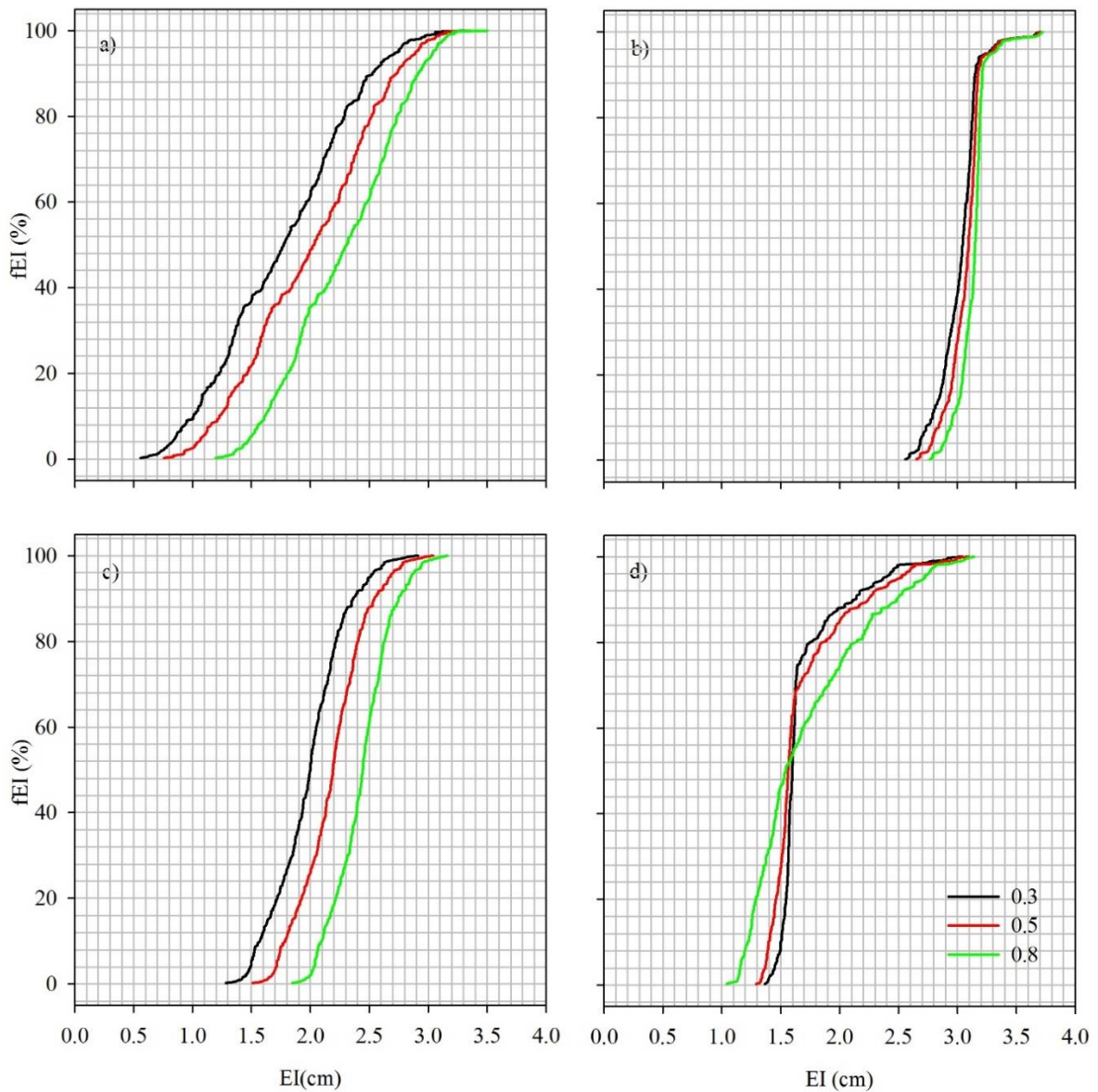
406 Os menores EI em todos os sistemas resultaram de chuvas com tempo de retorno de um  
407 ano. O aumento do T das chuvas de  $1$  para  $20$  anos, causou incremento do  $EI^{f100\%}$  de  
408 aproximadamente  $4.5$ ,  $4.8$ ,  $3.2$  e  $2.8$  cm, para os sistemas A, B, C e D, respectivamente. Este  
409 aumento é normal, pois o aumento do T implica em usar chuvas com maiores taxas e lâminas  
410 precipitadas, o que consequentemente gera maior EI. Além disso, a diferença entre os  $EI^{f100\%}$   
411 dos sistemas B e D (sistemas de menor e maior FHS, respectivamente) foram acentuadas pelas  
412 chuvas com maior T, passando de  $2.4$  para  $4.3$  cm quando T passou de  $1$  para  $20$  anos. Isso  
413 demonstra que os sistemas regulam a magnitude de EI resultante de chuvas iguais e também  
414 modificam distintamente o EI quando há aumento das chuvas. Consequentemente, o EI é um  
415 indicador complexo que requer o conhecimento da variabilidade dos parâmetros dos  
416 componentes do sistema, mas é justamente por considerar de forma integrada o efeito dos  
417 componentes do SSPA que ele é um indicador útil para avaliar o efeito do uso e manejo do solo  
418 na FHS.

419 O  $\Sigma EI$  também indica que a FHS é menor (ou pior) no SSPA B e maior (ou melhor) no  
420 SSPA D (Tabela 2). O  $\Sigma EI$  do sistema B foi  $55$  e  $30\%$  superior ao do sistema D, para T igual a  
421  $1$  e  $20$  anos, respectivamente. Essas porcentagens correspondem, na mesma ordem, a diferenças  
422 de  $10,000$  e  $14,000$  cm no  $\Sigma EI$  entre os SSPA. O  $\Sigma EI$  dos sistemas A e C é mais próximo do  
423  $\Sigma EI$  do sistema B (menor FHS) do que do  $\Sigma EI$  do sistema D (melhor FHS), o que confere aos

424 sistemas A e C FHS relativamente ruim. Em síntese, os sistemas foram ordenados com FHS  
425 crescente na sequência B, C, A e D.  
426



427  
428 Figura 5 - Frequência acumulada de EI para todas as chuvas com T de 1 (a), 5 (b), 10 (c) e 20  
429 (d) anos no período de 365 dias. N: 9125.  
430  
431



432

433 Figura 6 – Frequência acumulada de EI nos sistemas A (a), B (b), C (c) e D (d) para hietogramas  
 434 com coeficiente de avanço de 0.3, 0.5 e 0.8, todos com tempo de retorno de um ano e duração  
 435 de 60 min. N: 365.

436

437 Tabela 2 - Somatório do excedente de infiltração ( $\Sigma EI$ ) para os SSPA A, B, C e D avaliados.

T (anos)	$\Sigma EI$ (x $10^3$ cm)			
	A	B	C	D
1	25.55	30.18	27.32	19.41
5	39.02	44.29	41.11	32.13
10	46.13	52.03	48.36	38.98
20	54.34	60.94	56.58	46.71

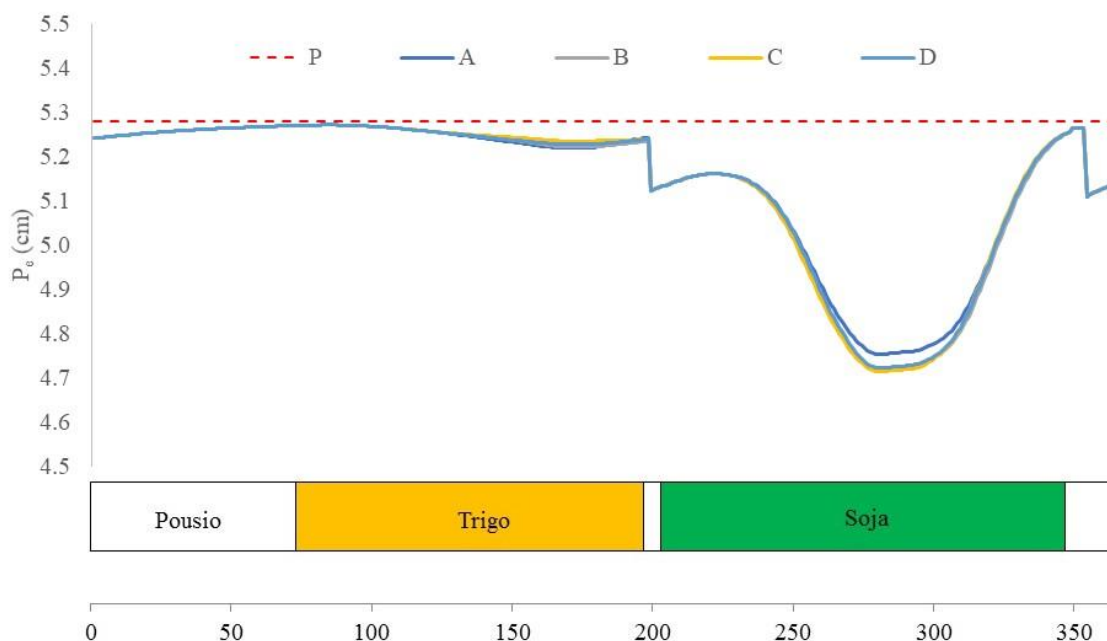
438



439 A chuva efetiva ( $p_e$ , cm), que é a lâmina de água de atinge o solo, não foi  
 440 significativamente alterada pela interceptação de água pelo dossel vegetal e pelo resíduo em  
 441 superfície (Figura 7). Isso porque, a pequena diferença de IAF e MR entre os sistemas resultou  
 442 em variação máxima de 0.04 cm na lâmina de água interceptada (entre sistemas A e C).  
 443 Portanto, as diferenças de EI entre os sistemas (Figura 5) foram causadas principalmente pelas  
 444 diferenças nos parâmetros de solo. Este resultado está de acordo com a análise de sensibilidade  
 445 do modelo SHF, realizada por Somavilla (dados não publicados), que demonstra a maior  
 446 sensibilidade do modelo aos parâmetros de solo.

447 Embora tenha havido pequena participação do IAF e da RM na redução da  $p_e$  em cada  
 448 sistema, cabe destacar que, o aumento do dossel vegetal e da RM reduzem a energia cinética da  
 449 gota da chuva e, conseqüentemente, o selamento superficial do solo (MORGAN, 2005). Porém,  
 450 o processo de selamento superficial e seu impacto no EI não foram incorporados ainda no  
 451 modelo SHF. Em sistemas com solo revolvido ou sem cobertura, a proposição de Van den Putte  
 452 et al. (2013) pode ser introduzida no modelo SHF para computar a redução na  $K_s$  da camada  
 453 superficial por efeito do selamento.

454



455

456  $P$  é a chuva é a chuva acima do dossel vegetal.

457 Figura 7 - Chuva efetiva para cada sistema, a partir de uma chuva de 60 min e tempo de retorno  
 458 de um ano. N: 365.

459

460

461 Com base na análise de sensibilidade do modelo (SOMAVILLA, dados não publicados)  
462 fica evidente que  $\theta_i$  e  $K_s$  foram os parâmetros que mais causaram a diferenciação de EI entre  
463 os perfis de solo (Figura 5). A correlação entre o EI e  $\theta_i$  foi maior nas camadas intermediárias  
464 dos perfis (camadas entre 75 e 120 cm) e nos menores T das chuvas (Tabela 3). Baixas  
465 correlações nas camadas mais profundas podem estar relacionadas com o menor número de  
466 pares  $\theta_i$  vs EI. No conjunto dos pares  $\theta_i$  vs EI de uma dada camada de solo só era incluído um  
467 par  $\theta_i$  vs EI de um evento de chuva se a frente de umedecimento atingisse a camada. Quanto  
468 mais profunda a camada, mais chuvas com taxas de laminas precipitadas menores,  
469 principalmente as com T menor, não faziam a frente de umedecimento se aprofundar até a  
470 camada, diminuindo a quantidade de pares  $\theta_i$  vs EI usados na correlação.

471 As correlações nas camadas 1 e 2 são mais consistentes e apontam diferenças notáveis  
472 entre os sistemas que acompanham, principalmente, suas diferenças de  $\theta_s$  e  $K_s$ . Por exemplo,  
473 nos sistemas B e D, nos quais a correlação  $\theta_i$  vs EI foi maior em todos os T, o  $\theta_s$  e a  $K_s$  da  
474 primeira camada são os menores entre os quatro sistemas (Tabela 1). Isso demonstra que a  
475 importância do  $\theta_i$  no EI aumenta quanto menor for  $\theta_s$  e  $K_s$ , ou seja, a influência de  $\theta_i$  sobre EI  
476 é dependente da magnitude de  $\theta_s$  e  $K_s$ .

477

478



479 Tabela 3 - Correlação de Pearson entre excedente de infiltração e conteúdo de água nas  
 480 diferentes camadas do solo.

T (anos)	Camada							
	1	2	3	4	5	6	7	8
----- Perfil A -----								
1	0.54	0.51	0.50	0.54	0.55	0.67	0.65	-0.07
5	0.41	0.40	0.40	0.50	0.55	0.61	0.62	0.20
10	0.40	0.38	0.40	0.52	0.57	0.60	0.59	0.59
20	0.42	0.39	0.43	0.56	0.61	0.60	0.56	0.59
----- Perfil B -----								
1	0.72	0.75	0.81	0.82	0.58	0.37	-0.20	0.10
5	0.66	0.72	0.77	0.79	0.65	0.42	0.35	-0.28
10	0.62	0.69	0.75	0.78	0.68	0.49	0.40	-0.24
20	0.58	0.65	0.73	0.77	0.70	0.54	0.46	-0.10
----- Perfil C -----								
1	0.35	0.34	0.40	0.42	0.39	0.52	0.90	-
5	0.28	0.28	0.34	0.40	0.41	0.49	0.61	-
10	0.25	0.25	0.32	0.39	0.41	0.50	0.41	0.91
20	0.23	0.23	0.29	0.38	0.39	0.51	0.18	0.74
----- Perfil D -----								
1	0.80	0.79	0.75	0.74	0.54	0.42	0.27	0.21
5	0.73	0.75	0.74	0.69	0.51	0.39	0.27	0.27
10	0.67	0.71	0.69	0.65	0.48	0.35	0.26	0.25
20	0.60	0.65	0.64	0.59	0.44	0.31	0.22	0.22

481

482

483 O  $\theta_i$  influencia na infiltração de água de duas maneiras principais. A primeira é que o  
 484 decréscimo de  $\theta_i$  aumenta a tensão matricial que se reflete diretamente no aumento da  
 485 capacidade de infiltração de água no solo. A segunda é que o déficit de armazenamento de água  
 486 no solo é maior quanto menor for  $\theta_i$  e, com isso, há mais espaço no solo que pode armazenar a  
 487 água durante o evento de chuva.

488 A comparação apenas de  $\theta_i$  pode ser pouco informativa, pois seu efeito no déficit de  
 489 saturação está condicionado a  $\theta_s$ . Por isso, as diferentes camadas do perfil foram comparadas  
 490 com relação ao seu grau de saturação ( $G_s = \theta_i / \theta_s$ ). Com isso, percebe-se que o perfil D, exceto  
 491 na segunda camada, permaneceu com maior grau de saturação que os demais perfis (Figura 8).

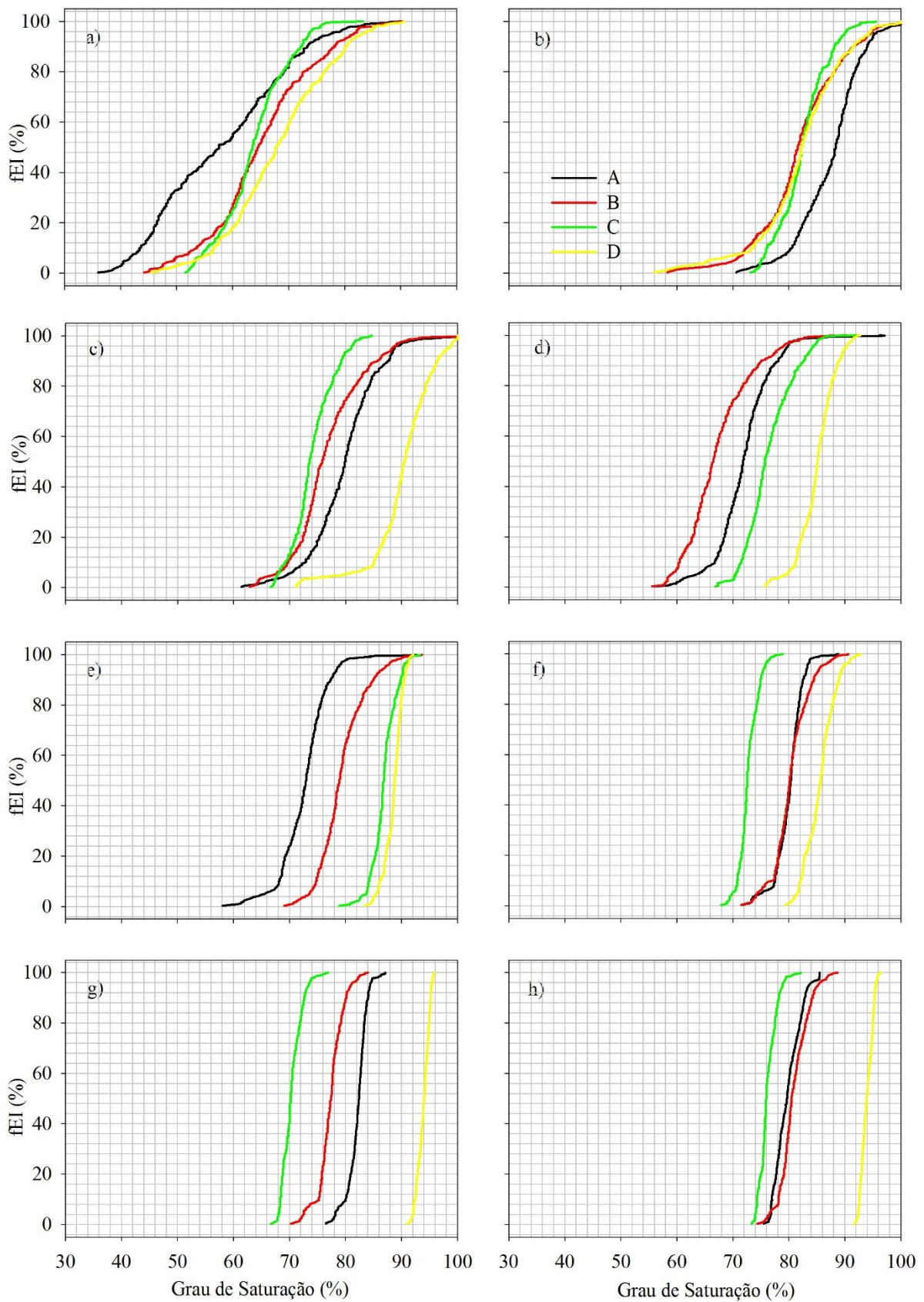
492 A localização do perfil D em cota mais baixa na paisagem (próximo ao exutório da  
 493 megaparcela – vide Figura 1) favorece a manutenção de maior conteúdo de água no perfil (LIN  
 494 et al., 2006). Além disso, há indícios de que a presença de terraço também tenha contribuído  
 495 para esta diferenciação, pois o GS no perfil A foi menor que no perfil D. Se considerarmos  
 496 apenas o grau de saturação como indicativo da possibilidade de ocorrência de EI, seria plausível

497 sugerirmos que no perfil D haveriam os maiores EI. No entanto, na Figura 5 observamos que  
498 aconteceu o oposto. Portanto, mesmo que tenha havido alta correlação entre  $\theta_i$  e EI (Tabela 3),  
499 o  $\theta_i$  não foi o principal fator controlador do EI e diferenciador dos sistemas.

500 Ao que tudo indica, a  $K_s$  pode ter assumido papel decisivo na ocorrência de EI. Embora  
501 os perfis A e C tenham  $K_s$  maior na primeira camada, nas demais camadas há decréscimo da  
502  $K_s$  em profundidade. Já no perfil D, há acréscimo grande de  $K_s$  até a segunda camada, o que  
503 aumentou a capacidade de infiltração de água neste ponto.

504 A importância da  $K_s$  na capacidade de infiltração de água no solo já tinha sido  
505 evidenciada na análise de sensibilidade do modelo SHF (SOMAVILLA, dados não publicados)  
506 e é concordante com outros modelos que quantificam a infiltração de água (DE ROO et al.,  
507 1996, GOMES et al., 2008). A partir destas verificações é possível afirmar que no modelo SHF  
508 a  $K_s$  é o parâmetro com maior importância para diferenciar o efeito do solo no EI. Um aspecto  
509 agravante é que a  $K_s$  é o parâmetro de maior variabilidade espacial (MARÍN-CASTRO et al.,  
510 2016, ZIEBA, 2017), o que o torna a principal fonte de erro na modelagem de infiltração. Por  
511 isso, para minimizar erros proporcionados pela quantificação incorreta ou não representativa da  
512  $K_s$  é necessário que o modelo SHF seja previamente calibrado para que possa ser utilizado para  
513 estimativa da FHS.

514 Se considerarmos propriedades ou atributos normalmente utilizados por pesquisadores  
515 para indicar a FHS, como  $D_s$ ,  $\theta_s$ ,  $G_s$ , etc, teremos resultados de FHS discordantes da FHS  
516 indicada pelo EI. Na Tabela 1 podemos verificar que o perfil D não possui a menor  $D_s$  ou maior  
517  $\theta_s$  e  $K_s$  dentre os quatro perfis. Pelo contrário, em algumas camadas deste perfil a  $D_s$ ,  $\theta_s$  e  $K_s$   
518 representam os piores valores dentro do conjunto avaliado, o que poderia ser um pressuposto  
519 para uma menor FHS deste perfil. Porém, essa combinação aparentemente ruim dos valores  
520 desses parâmetros não prejudicou a infiltração e favoreceu o EI. Contrariando a expectativa  
521 baseada nesses atributos, a FHS foi maior no perfil D. Isso demonstra o quão incerto são as  
522 inferências sobre os processos do solo baseadas na análise propriedades ou atributos dos solos.  
523



524

525 Figura 8 - Permanência do grau de saturação do solo nas camadas 1 (a), 2 (b), 3 (c), 4 (d), 5 (e),  
 526 6 (f), 7 (g) e 8 (h). N: 365.

527 O EI de uma área agrícola é resultado de processos que ocorrem com diferentes  
528 intensidades na área, determinados, principalmente, pelos parâmetros de solo. A extrapolação  
529 do EI estimado em escala de perfil implica em erros desconhecidos, pois EI depende da  
530 variabilidade espacial dos parâmetros de solo. Mesmo com o risco de o EI de perfil indicar com  
531 erros a funcionalidade hidrológica de uma área agrícola, ele estima a funcionalidade hidrológica  
532 do perfil de solo. Essa capacidade do modelo SHF, embora seja restrita ao perfil, oferece uma  
533 possibilidade de prever quantitativamente a compartimentalização da água no solo, algo que  
534 não pode ser estimado pela tradicional avaliação da magnitude de propriedades ou atributos da  
535 estrutura do solo.

536 Ainda na escala de perfil, avanços para o uso do EI podem ser alcançados com a definição  
537 de limites de fEI a serem usados para orientar a intervenção no solo para melhorar sua  
538 funcionalidade hidrológica. O uso de fEI de áreas com campo nativo ou com boas práticas  
539 conservacionistas é algo que pode ser investigado como possibilidade de estabelecimento de  
540 critérios e limites de tolerância de fEI para diferentes ambientes (Somavilla, dados não  
541 publicados). Assim que novos estudos definirem limites de  $fEI_x$ , a  $fEI_x$  deste estudo pode ser  
542 reavaliada a fim de recomendar alterações no manejo do sistema para o solo recuperar sua  
543 funcionalidade hidrológica.

544 Cabe deixar claro que o modelo proposto tem como objetivo fornecer um indicador de  
545 FHS estritamente para a escala de perfil. A espacialização do EI na paisagem já é algo feito na  
546 modelagem do escoamento superficial em modelos distribuídos, como LISEM (DE ROO et al.,  
547 1996). Porém, nessa escala e com esses modelos aumenta muito a complexidade de  
548 parametrização de um ambiente de uma área agrícola, o que dificultaria o uso do modelo por  
549 técnicos, extensionistas e agricultores. Pensando em disponibilizar uma ferramenta com bem  
550 menos complexidade e com maior chance de uso no meio técnico é que o modelo SHF foi  
551 desenvolvido apenas para a escala de perfil, mas com o diferencial de ser baseado em processos  
552 compartimentalizadores da água para indicar FHS.

553

554

### 555 3.4 CONCLUSÃO

556

557 A cobertura vegetal do perfil de solo reduz o excedente de infiltração. No entanto por ter  
558 reduzida variabilidade espacial, ela é um componente do sistema que causa pequena

559 diferenciação do excedente de infiltração entre perfis de solo localizados em uma mesma  
560 lavoura.

561 Os parâmetros de cada sistema que mais contribuíram para a diferenciação do excedente  
562 de infiltração entre os perfis de solo são a condutividade hidráulica de solo saturado e o  
563 conteúdo inicial de água no solo, principalmente das duas primeiras camadas dos perfis.

564 O uso do excedente de infiltração qualificou perfis de solo quanto à funcionalidade de  
565 compartimentalizar a água no ambiente de maneira oposta à funcionalidade indicada pela  
566 densidade do solo e pelo grau de saturação. Por isso, a tradicional avaliação da magnitude de  
567 propriedades ou atributos da estrutura do solo que quantificam o estado de compactação do solo  
568 não é confiável para supor funcionalidade do solo para compartimentalização da água. Este  
569 problema pode ser resolvido com o uso do modelo SHF usado neste estudo.

570

571

### 572 3.5 REFERÊNCIAS

573

574 Bertol, I., Amaral, A. J., Vázquez, E. V., González, A. P., Barbosa, F. T., Brignoni, L. F.  
575 2006. Relação da rugosidade superficial do solo com o volume de chuva e com a estabilidade  
576 de agregados em água. *Rev. Bras. Cienc. Solo.* 30, 543-553. DOI: 10.1590/S0100-  
577 06832006000300014.

578 Chanda, S. V. and Singh, Y. D. 2002. Estimation of leaf area in wheat using linear  
579 measurements. *Plant Beed. Seed Sci.* 46, 75-79.

580 De Roo, A. P. J., Offermans, R. J. E. and Cremers, N. H. D. T. 1996. LISEM: a single-  
581 event, physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. II: Sensitivity  
582 analysis, validation and application. *Hydrol Process.* 10, 1119-1126. DOI: 10.1002/(SICI)1099-  
583 1085(199608)10:8<1119::AID-HYP416>3.0.CO;2-V.

584 Dill, P. R. J., Paiva, E. M. C. D., Paiva, J. B. D., Rocha, J. S. M. 2004. Assoreamento do  
585 reservatório do Vacacai Mirim/Santa Maria e sua relação com a deterioração da bacia  
586 hidrográfica contribuinte. *RBRH.* 9, 7-15. DOI: 10.21168/rbrh.v9n1.p7-15.

587 Dotto Rubert, G. C. 2013. Estudo do balanço de energia em um cultivo de trigo no sul do  
588 Brasil. [Dissertação]. Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria.

589 Dourado-Neto, D., García, A. G., Fancelli, A. L., Frizzone, J. A., Reichardt, K. 1999.  
590 Balance hídrico cíclico y secuencial: estimación de almacenamiento de água en el suelo. *Sci*  
591 *Agric.* 56, 537-546. DOI: 10.1590/S0103-90161999000300005.

592 Drescher, M. S., Reinert, D. J., Denardin, J. E., Gubiani, P. I., Faganello, A., Drescher,  
593 G. L. 2016. Duração das alterações em propriedades físico-hídricas de Latossolo argiloso  
594 decorrentes da escarificação mecânica. *Pesqui Agropecu Bras.* 51, 158-168. DOI:  
595 10.1590/S0100-204X2016000200008.

596 Elledge, A. And Thornton, C. 2017. Effect of changing land use from virgin brigalow  
597 (*Acacia harpophylla*) woodland to a crop or pasture system on sediment, nitrogen and  
598 phosphorus in runoff over 25 years in subtropical Australia. *Agric Ecosyst Environ.* 239, 119-  
599 131. DOI: 10.1016/j.agee.2016.12.031.

600 Farrick, K. K. and Branfireun, B. A. 2014. Infiltration and soil water dynamics in a  
601 tropical dry forest: it may be dry but definitely not arid. *Hydrol Process.* 28, 4377-4387. DOI:  
602 10.1002/hyp.10177.

603 Franzluebbers, A. J., Stuedemann J. A., Franklin, D. H. 2012. Water infiltration and  
604 Surface-soil structural properties as influenced by animal traffic in the Southern Piedmont USA.  
605 *Renew Agr Food Syst.* 27, 256-265. DOI: 10.1017/S1742170511000378.

606 Gomes, N. M., Mello, C. R., Silva, A. M., Beskow, S. 2008. Aplicabilidade do LISEM  
607 (Limburg Soil Erosion) para simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica tropical. *Rev.*  
608 *Bras. Cienc. Solo.* 32, 2483-2492. DOI: 10.1590/S0100-06832008000600025.

609 Gubiani, P. I. 2016. AREAMED. Versão 1.1. CD-ROM.

610 Horton, R. E. 1933. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Eos, Transactions*  
611 *American Geophysical Union*, 14, 446-460.

612 Kamphorst, E. C., Jetten, V., Guérif, J., Pitkanen, J., Iversen, B. V., Douglas, J. T., Paz,  
613 A. 2000. Predicting depression storage from soil surface roughness. *Soil Sci Soc Am J.* 64,  
614 1749-1758. DOI:10.2136/sssaj2000.6451749x.

615 Lefrancq, M., Jadas-Hécart, A., Jeunesse, I. L., Landry, D., Payraudeau, S. 2017. High  
616 frequency monitoring of pesticides in runoff water to improve understanding of their transport  
617 and environmental impacts. *Sci Total Environ.* 587-588, 75-86. DOI:  
618 10.1016/j.scitotenv.2017.02.022.

619 Lin, H. S., Kogelmann, W., Walker, C., Bruns, M. A. 2006. Soil Moisture patterns in a  
620 forest catchment: A hydropedological perspective. *Geoderma.* 131, 345-368. DOI:  
621 10.1016/j.geoderma.2005.03.013.

622 Marín – Castro, B. E., Geissert, D., Negrete-Yankelevich, S., Chávez, A. G. T. 2016.  
623 Spatial distribution of hydraulic conductivity in soils of secondary tropical montane cloud forest

624 and shade coffee agroecosystems. *Geoderma*. 283, 57-67. DOI:  
625 10.1016/j.geoderma.2016.08.002.

626 Mehl, H. U., Eltz, F. L. F., Reichert, J. M., Didoné, I. A. 2001. Caracterização de padrões  
627 de chuvas ocorrentes em Santa Maria (RS). *Rev. Bras. Cienc. Solo*. 25, 475-483. DOI:  
628 10.1590/S0100-06832001000200023.

629 Morgan, R. P. C. 2005. *Soil Erosion & Conservation*, 3<sup>o</sup> Edition. Ed. Blackwell  
630 Publishing Ltd.

631 Panachuki, E., Bertol, I., Sobrinho, T. A., Oliveira, P. T., Rodrigues, D. B. B. 2015.  
632 Effects of soil tillage and plant residue on surface roughness of oxisol under simulated rain.  
633 *Rev. Bras. Cienc. Solo*. 39, 268-275. DOI: 10.1590/01000683rbc20150187.

634 Pandovan, M. P., Almeida, D. L., Guerra, J. G. M., Ribeiro, R. L. D., Oliveira, F. L.,  
635 Santos, L. A., Alves, B. J. R., Souto, S. M. 2006. Decomposição e liberação de nutrientes de  
636 soja cortada em diferentes estádios de desenvolvimento. *Pesqui Agropecu Bras*. 41, 667-672.  
637 DOI: 10.1590/S0100-204X2006000400018.

638 Pereira, C. A. 2017. Adaptações na teoria de Green-Ampt para modelar a infiltração de  
639 água no solo. [Dissertação]. Santa Maria: Universidade Federal de Santa Maria.

640 Prando, M. B., Olibone, D., Olibone, A. P. E., Rosolem, C. A. 2010. Infiltração de água  
641 no solo sob escarificação e rotação de culturas. *Rev. Bras. Cienc. Solo*. 34, 693-700. DOI:  
642 10.1590/S0100-06832010000300010.

643 Richter, G. L., Junior, A. Z., Streck, N. A., Guedes, J. V. C., Kraulich, R., Rocha, T. S.  
644 M., Winck, J. E. M., Cera, J. C. 2014. Estimativa de área de folhas de cultivares antigas e  
645 modernas de soja por método não destrutivo. *Bragantia*. 73, 416-425. DOI: 10.1590/1678-  
646 4499.0179.

647 Sampaio, M. V. 2011. Determinação e espacialização das equações de chuvas intensas  
648 em bacias hidrográficas do Rio Grande do Sul. [Tese]. Santa Maria: Universidade Federal de  
649 Santa Maria.

650 Santos, H.G., Jacomine, P.K.T., Anjos, L.H.C., Oliveira, V.A., Oliveira, J.B., Coelho,  
651 M.R., Lumberras, J.F., Cunha, T.J.F. 2013. Sistema brasileiro de classificação de solos. 3<sup>a</sup> ed.  
652 Embrapa Solos, Rio de Janeiro.

653 Sentinela Drone Service. 2017. Área experimental da Fundação Estadual de Pesquisa  
654 Agropecuária de Júlio de Castilhos.

655 Somavilla, A. Dados não publicados.

656 Van Den Putte, A., Govers, G., Leys, A., Langhans, C., Clymans, W, Diels, J. 2013.  
657 Estimating the parameters of Green-Ampt infiltration equation from rainfall simulation data:  
658 Why simpler is better. J. Hydrol, 476, 332-344. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.10.051.  
659 Zieba, Z. 2017. Influence of soil particle shape on saturated hydraulic conductivity. J  
660 Hydrol Hydromech. v. 65, p. 80-87. DOI: 10.1515/johh-2016-0054.



## 4 DISCUSSÃO GERAL

A estratégia empregada para modelar o processo de particionamento de água no SSPA foi segmentá-lo em subprocessos menos abrangentes. Deste modo, equações específicas foram utilizadas para descrever cada subprocesso. O uso do VBA (Visual Basic for Applications) como linguagem de programação do modelo facilitou o agrupamento destas equações e possibilitou a construção do modelo em um arquivo Microsoft Office Excel, o que proporciona sua execução em qualquer computador com acesso ao pacote Microsoft Office.

O modelo SHF foi estruturado para que possam ser feitas de forma consecutiva inúmeras simulações para diferentes combinações de chuva e condições iniciais do SSPA, o que resultou grande economia de trabalho e tempo nas simulações realizadas para os perfis naturais, as quais foram em número igual a 109,5 mil para cada ponto avaliado. Esta é uma das principais vantagens da utilização do modelo SHF, construído para a estimativa do fEI, frente a outros disponíveis na literatura, como por exemplo, o modelo LISEM, que não foram construídos especificamente para estimar o fEI e por isso necessitam a substituição dos valores de condições iniciais e de entrada de água a cada arranjo diferente simulado.

Os parâmetros  $K_s$  e  $\theta_i$  detém maior sensibilidade relativa do modelo SHF, dentre os parâmetros de planta, resíduo e solo, e foram classificadas como sensível e medianamente sensível, respectivamente. A maior sensibilidade do modelo aos parâmetros  $K_s$  e  $\theta_i$ , também foi evidenciada nos perfis naturais pela maior participação destes na diferenciação do EI entre os perfis simulados. Outros modelos que descrevem a infiltração de água no solo também possuem maior sensibilidades a estes parâmetros (DE ROO et al., 1996, GOMES et al., 2008), o que denota a grande importância destes para o processo de particionamento de água no SSPA. Esta constatação é ainda mais relevante quando considerarmos a alta variabilidade espacial do parâmetro  $K_s$  (MARÍN-CASTRO et al., 2016, ZIEBA, 2017) o que o torna de difícil amostragem especializada representativa. Desta forma, é importante dedicar maior cuidado na quantificação de  $K_s$  a campo para evitar possíveis erros nas simulações.

As diferenças entre os resultados das simulações (Artigo 1 Figura 11, Artigo 2 Figura 5) mostram que o modelo SHF foi capaz de diferenciar os sistemas naturais e teóricos quanto a ocorrência de EI com distintas magnitudes e frequências acumuladas. Além disso, a utilização do modelo SHF permite fazer estimativas para os processos compartimentalizadores de água no SSPA, resultando em um indicador de FHS muito mais representativo da funcionalidade do solo no ambiente. Com isso, comprova-se que o EI atende os requisitos de ser sensível a

variações de manejos e aplicável a campo, sugeridos por Doran e Parkin (1994) para indicadores

O EI, como indicador de FHS, pode ser utilizado na predição da potencialidade de sistemas agropecuários causarem danos econômicos e ambientais. Deste modo, diferentes sistemas podem ser comparados não apenas por propriedades ou atribuídos, que apenas descrevem um estado particular do solo, mas sim por processos de transporte de matéria e energia, que são muito mais úteis para representar a funcionalidade do solo no ambiente. O somatório de EI de todas as frequências acumuladas se mostrou bastante útil para comparação dos sistemas, pois desta maneira mantem-se a diferenciação entre eles e evita-se possíveis equívocos na análise gráfico/visual da fLE vs EI.

No entanto, o somatório de EI não pode ser utilizado como indicador de FHS com a finalidade de auxiliar a tomada de decisão para realização de operações agrícolas com o intuito de melhorar a estruturado do solo. Isso porque nesta forma de abordagem, perde-se a perspectiva da frequência acumulada de um valor específico de EI, necessária para qualificação de um sistema individualmente. Neste caso, podem ser utilizados valores pontuais de fEI e de EI de acordo com as condições do ambiente onde o sistema está inserido e do nível de tolerância assumido por cada usuário.

Os critérios para estabelecimento dos limites de tolerância de EI não são claros. Entretanto, o que está claro é que valores limites fixos, para qualquer ambiente, devem ser evitados, pois assim se estaria na contramão do entendimento sistêmico dos processos envolvidos na compartimentalização da água. Uma possibilidade para o estabelecimento de critérios para definição de limites de tolerância para EI é a utilização de valores de EI provenientes de áreas com menor interferência humana, como campo nativo ou áreas com cultivo conservacionista.

## **5 CONCLUSÕES GERAIS**

O modelo desenvolvido possibilita calcular o excedente de infiltração em ambientes teóricos e naturais, na escala de perfil de solo, para quaisquer condições de chuva, plantas anuais, resíduo e perfil de solo.

O excedente de infiltração foi eficiente em evidenciar diferenças entre perfis de solo, tanto teóricos quanto naturais. Dentre os parâmetros do modelo, a condutividade hidráulica de solo

saturado e o conteúdo inicial de água no solo foram os que mais contribuíram para a diferenciação dos perfis de solo.

A indicação da funcionalidade hidrológica do solo por meio da frequência do excedente de infiltração é mais representativa da dinâmica da água no sistema e foi diferente daquela indicada por propriedades ou atributos como a densidade do solo e o grau de saturação de água.

## 6 REFERÊNCIAS

COELHO, M. R. et al. Solos: Tipos, suas funções no ambiente, como se formam e sua relação com o crescimento de planta. In: MOREIRA, F. M. S. et al. **O ecossistema solo: Componentes, relações ecológicas e efeitos na produção vegetal**. 1. ed. Lavras, MG: UFLA, 2013, cap 3, p. 45-62.

DE ROO, A. P. J., OFFERMANS, R. J. E., CREMERS, N. H. D. T. LISEM: a single-event, physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. II: Sensitivity analysis, validation and application. **Hydrological Processes**. V. 10, p. 1119-1126, 1996.

DORAN, J. W., PARKIN, T. B. Defining and assessing soil quality. In: DORAN, J. W. et al. (eds.) *Defining soil quality for a sustainable environment*. p. 3- 21. SSSA Spec. Publ. no. 35. Madison, WI: ASA, CCSA e SSSA, 1994.

GOMES, N. M. et al. Aplicabilidade do LISEM (Limburg Soil Erosion) para simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica tropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. V. 32, n. 6, p. 2483 - 2492, 2008.

MARÍN – CASTRO, B. E. et al. Spatial distribution of hydraulic conductivity in soils of secondary tropical montane cloud forest and shade coffee agroecosystems. **Geoderma**. v. 283, p. 57-67, 2016.

VEZZANI, F. M., MIELNICZUK J. Uma visão sobre qualidade do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v. 33, p. 743-755, 2009.

ZIEBA, Z. Influence of soil particle shape on saturated hydraulic conductivity. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**. v. 65, p. 80-87, 2017.