

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PELOTAS
Centro de Desenvolvimento Tecnológico
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos



Tese

**Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado e
implicações no escoamento superficial direto em escala de bacia hidrográfica**

Rodrigo César de Vasconcelos dos Santos

Pelotas, 2020

Rodrigo César de Vasconcelos dos Santos

**Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado e
implicações no escoamento superficial direto em escala de bacia hidrográfica**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos do Centro de Desenvolvimento Tecnológico da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Doutor em Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. Luís Carlos Timm
Coorientadores: Prof. Dr. Samuel Beskow
Prof. Dr^a. Tirzah Moreira Siqueira

Pelotas, 2020

Universidade Federal de Pelotas / Sistema de Bibliotecas
Catalogação na Publicação

S237v Santos, Rodrigo César de Vasconcelos dos

Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado e implicações no escoamento superficial direto em escala de bacia hidrográfica / Rodrigo César de Vasconcelos dos Santos ; Luís Carlos Timm, orientador ; Samuel Beskow, Tirzah Moreira Siqueira, coorientadores. — Pelotas, 2020.

128 f. : il.

Tese (Doutorado) — Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, 2020.

1. Análise de incerteza. 2. Geoestatística. 3. LISEM. 4. Simulação hidrológica. 5. Simulação sequencia gaussiana. I. Timm, Luís Carlos, orient. II. Beskow, Samuel, coorient. III. Siqueira, Tirzah Moreira, coorient. IV. Título.

CDD : 627

Rodrigo César de Vasconcelos dos Santos

Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado e implicações no escoamento superficial direto em escala de bacia hidrográfica

Tese aprovada, como requisito parcial, para obtenção do grau de Doutor em Recursos Hídricos, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico (CDTec), Universidade Federal de Pelotas.

Data da Defesa: 27/03/2020

Banca examinadora:

Prof. Dr. Luís Carlos Timm (Orientador)

Doutor em Agronomia pela Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” ESALQ/USP.

Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello

Doutor em Ciência do Solo pela Universidade Federal de Lavras

Prof. Dr. Gilberto Coelho

Doutor em Engenharia Agrícola pela Universidade Federal de Lavras

Prof. Dr. Douglas Rodrigo Kaiser

Doutor em Ciência do Solo pela Universidade Federal de Santa Maria

Dedicatória

Dedico este trabalho a todas as pessoas que lutaram, lutam e lutarão para tornar este mundo um lugar melhor para se viver, das quais incluo minha saudosa mamãe Gessi...

Agradecimentos

Já que um pouco de perfume sempre fica nas mãos de quem oferece flores, agradecimento em especial:

Aos meus anjos guias e protetores que sempre me deram força e direção para a persistência deste estudo.

Ao povo brasileiro, em especial àquelas pessoas que o sonho de estudar foi retirado, que financiou parte deste estudo por meio da CAPES. E manifesto meu repúdio aos governantes que estão à frente da Política Nacional de Educação e do Brasil, impedindo que este querido país permaneça no bonde do século XXI.

Aos meus familiares e amigos, João Santos, José Vasconcelos, Geisa Vasconcelos, Geni Vasconcelos, Alberto Faria, Leila, Lucas Abreu, Leo Ávila, Higor Pedroso, Bruno Pedroso, Tiago Martins, Liamara Ubessi, Ellen, Bianca Catapreta, Leonir, Miguel, Eloisa Porcincula..., que sempre me inspiraram e renovaram as minhas energias para que esse trabalho pudesse ser edificado. Minha eterna gratidão e minhas desculpas pela ausência e distanciamento físico.

Honro meu querido amigo Célio de sabedoria infinita e ações genuínas, cujo exemplo tocou meu coração e iluminou minha caminhada.

A UFPel pelo ambiente propício à evolução, crescimento pessoal e profissional, por meio de tantos ensinamentos técnicos, assim como um ambiente diversificado e rico.

A todos aqueles que, antes de mim, se puseram a estudar a simulação geoestatística e a simulação hidrológica, em especial os pesquisadores citados no presente trabalho, cujas ideias muito contribuíram para meu desenvolvimento profissional.

Ao Maurício Fornalsk sempre gentil e solícito, sem o qual o trabalho não teria sido desenvolvido, visto que, os dados foram obtidos de seu grandioso trabalho.

Aos produtores rurais da bacia hidrográfica sanga Ellert pela permissão da realização deste estudo em suas propriedades.

Ao Prof. Luís Carlos Timm, pessoa de grandioso caráter, humildade e sabedoria... tão bem falado por todos. Exímio pesquisador que muito tem contribuído para a ciência brasileira e mundial. Minha gratidão por oportunizar e contribuir para a concretização deste sonho.

A Prof Tirzah do dedo verde, de caráter irrepreensível e de uma sabedoria infinita, que muito contribuiu para esse trabalho e que também me apresentou ao Curso de Educação em Valores Humanos, curso este que me faz uma pessoa melhor a cada dia. Emano boas energias e rogo pra que o bem maior sempre a acompanhe.

Ao Prof. Samuel Beskow, de um cérebro espantoso e exemplo de professor e pesquisador que muito contribuiu com este trabalho devido as suas sábias e coerentes dicas.

Aos professores do PPGRH e MACSA reconheço o esforço e sabedoria, os quais me propiciaram grandes ensinamentos.

Aos colegas de laboratório, em especial a Marcele, Daiane, Cristian, Maíra, que muito contribuíram para a consolidação deste trabalho.

Aos professores Carlos Rogério de Melo, Douglas Kaiser e Gilberto Coelho, por valiosa contribuição e compreensão no momento da minha defesa de tese.

O direito de sonhar

Que tal se delirarmos por um tempinho
Que tal fixarmos nossos olhos mais
além da infância
Para imaginar outro mundo possível?

O ar estará mais limpo de todo o
veneno que
Não provenha dos medos humanos e
das humanas paixões.

Nas ruas, os carros serão esmagados
pelos cães.

As pessoas não serão dirigidas pelos
carros

Nem serão programadas pelo
computador.

Nem serão compradas pelos
supermercados

Nem serão assistidas pela TV,
A TV deixará de ser o membro mais
importante da família,
Será tratada como um ferro de passar
roupa
Ou uma máquina de lavar.

Será incorporado aos códigos penais
O crime da estupidez para aqueles
que a cometem

Por viver só para ter o que ganhar
Ao invés de viver simplesmente
Como canta o pássaro em saber que
canta

E como brinca a criança sem saber
que brinca.

Em nenhum país serão presos os
jovens
Que se recusem ao serviço militar
Senão aqueles que queiram servi-lo.
Ninguém viverá para trabalhar.
Mas todos trabalharemos para viver.

Os economistas não chamarão mais
De nível de vida o nível de consumo
E nem chamarão a qualidade de vida
A quantidade de coisas.

Os cozinheiros não mais acreditarão
que as lagostas gostam de ser
fervidas vivas.

Os historiadores não acreditarão que
os países adoram ser invadidos.
Os políticos não acreditarão que os
pobres
Se encantam em comer promessas.

A solenidade deixará de acreditar que
é uma virtude,
E ninguém, ninguém levará a sério
alguém que não seja capaz de rir de si
mesmo.

A morte e o dinheiro perderão seus
mágicos poderes
E nem por falecimento e nem por
fortuna
Se tornará o canalha em virtuoso
cavalheiro.

A comida não será uma mercadoria
Nem a comunicação um negócio
Porque a comida e a comunicação são
direitos humanos.
Ninguém morrerá de fome
Porque ninguém morrerá de
indigestão.

As crianças de rua não serão tratadas
como se fossem lixo
Porque não existirão crianças de rua.
As crianças ricas não serão como se
fossem dinheiro
Porque não haverá crianças ricas.

A educação não será privilégio
daqueles que podem pagá-la
E a polícia não será a maldição
daqueles que podem comprá-la

A justiça e a liberdade, irmãs siamesas
Condenadas a viver separadas
Voltarão a juntar-se, bem
agarradinhas,
Costas com costas.

Na Argentina, as loucas da Plaza de
Mayo
Serão um exemplo de saúde mental
Porque elas se negaram a esquecer
Os tempos da amnésia obrigatória.

A Santa Madre Igreja corrigirá
Algumas erratas das Tábuas de
Moisés,
E o sexto mandamento mandará
festejar o corpo.
A Igreja ditará outro mandamento que
Deus havia esquecido:
“Amarás a natureza, da qual fazes
parte”

Serão reflorestados os desertos do
mundo
E os desertos da alma
Os desesperados serão esperados
E os perdidos serão encontrados
Porque eles são os que se
desesperaram por muito esperar
E eles se perderam por tanto buscar.

Seremos compatriotas e
contemporâneos
De todos o que tenham
A vontade de beleza e vontade de
justiça
Tenham nascido quando tenham
nascido

Tenham vivido onde tenham vivido
Sem importarem nem um pouquinho
As fronteiras do mapa e do tempo.

Seremos imperfeitos
Porque a perfeição continuará sendo o
aborrecido privilégio dos deuses
Mas neste mundo, trapalhão e fodido,
Seremos capazes
De viver cada dia como se fosse o
primeiro
E cada noite como se fosse a última.

Eduardo Galeano

SANTOS, Rodrigo César de Vasconcelos. **Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado e implicações no escoamento superficial direto em escala de bacia hidrográfica**. 2020. 128p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2020.

Resumo

As propriedades hidrológicas do solo, especialmente a condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) e a umidade do solo (Θ_i), são fatores chave para entender os diferentes processos do ciclo hidrológico, assim como são parâmetros críticos para a aplicação em modelos hidrológicos. Portanto, tais propriedades são de grande importância para apoiar a tomada de decisão sobre a gestão dos recursos hídricos na escala de bacias hidrográficas. Este trabalho objetivou avaliar a influência da variabilidade espacial da K_{sat} e a Θ_i sobre hidrogramas de escoamento superficial direto (ESD) originados de eventos de chuva, com base em simulação hidrológica pelo modelo Limburg Soil Erosion Model (LISEM) na bacia hidrográfica sanga Ellert (BHSE), no município de Canguçu – RS, Brasil. Para tal, utilizaram-se da simulação sequencial gaussiana (SSG) para analisar a variabilidade espacial da K_{sat} e sua incerteza para assim reproduzir diferentes cenários, bem como da Krigagem Ordinária. Posteriormente, esses cenários foram incorporados no LISEM, juntamente com informações acerca de 5 eventos de precipitação, características da vegetação e do solo, coeficiente de rugosidade Manning, modelo digital de elevação e Θ_i , para simular os hidrogramas de ESD na BHSE. A calibração do LISEM foi realizada por meio do coeficiente de rugosidade de Manning e da Θ_i (fator multiplicativo sobre a umidade de saturação). A SSG foi de grande importância para descrever o comportamento da variabilidade espacial da K_{sat} , bem como útil para avaliar a propagação das incertezas para as vazões de pico. Os resultados mostraram que a K_{sat} é heterogênea, sendo que sua incerteza variou entre 718,59 e 866,57 mm·h⁻¹ para os percentis de 5% e 95%, respectivamente, possivelmente devido ao tipo de solo, uso e ocupação, textura, bem como a malha amostral utilizada. O ESD é mais sensível à Θ_i do que de K_{sat} e as duas propriedades hidrológicas do solo sofreram influência dos 5 eventos de precipitação. As vazões de pico são sensíveis à Θ_i e também ao coeficiente de Manning e sofreram influência dos 5 eventos de precipitação. Percebeu-se que não houve diferença entre os parâmetros calibrados quando se considerou a K_{sat} obtida por SSG e KO. Constatou-se que as vazões de pico não se alteraram fortemente com a incorporação das incertezas de K_{sat} para eventos

analisados por meio da SSG e da KO. À medida que a intensidade e o volume de precipitação diminuíram, percebeu-se uma maior propagação das incertezas de K_{sat} nas vazões de pico. O LISEM se mostrou incapaz em capturar (em relação ao fator multiplicativo sobre a umidade de saturação) as variações de K_{sat} entre a SSG e a KO. Mesmo utilizando a K_{sat} como verdade de campo, percebeu-se que o LISEM foi capaz de representar de forma satisfatória as vazões de pico na BHSE, sendo essas fortemente dependentes da Θ_i .

Palavras-chave: Análise de incerteza, Geoestatística, LISEM, Simulação hidrológica, Simulação sequencia gaussiana.

SANTOS, Rodrigo César de Vasconcelos. **Spatial variability of the hydraulic conductivity of saturated soil and implications for direct runoff on a watershed scale**. 2020. 128p. Tese (Doctor in Water Resources) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2020.

Abstract

Soil hydrological properties, specifically the saturated soil hydraulic conductivity (K_{sat}) and initial soil moisture (Θ_i) are key factors to understand the different processes of the hydrological cycle, as well as, the critical parameters to the application in hydrological models. Therefore, these properties are of great importance to support the decision-making process about water resources management at the watersheds scale. The present study had the aim to evaluate the spatial variability influence of saturated soil hydraulic conductivity and initial soil moisture on direct surface runoff hydrographs (DSRH) originated from extreme rainfall events, based on hydrological simulation by the Limburg Soil Erosion Model (LISEM) in the sang Ellert basin (BHSE) located in the municipality of Canguçu – RS, Brazil. Used for Gaussian sequential simulation (GSS) to analyze K_{sat} spatial variability and its uncertainty for different changes in scenarios, as well as in Ordinary Kriging. Later, these scenarios were incorporated into LISEM, together with information about 5 precipitation events, vegetation and soil characteristics, Manning roughness coefficient, digital elevation model and Θ_i , to simulate the ESD hydrographs at BHSE. Calibration of LISEM was performed using the Manning roughness coefficient and Θ_i (multiplicative factor on saturation moisture). The GSS was of great importance to describe the behavior of spatial variability of K_{sat} , as well as extremely useful to evaluate the propagation of the uncertainties to the peak river flows. The results showed that K_0 is heterogeneous, being that their uncertainty ranged 718,59 - 866,57 mm h⁻¹ to the percentiles of 5% and 95% respectively, possibly due to the soil type, use and soil occupation, textures, climate, as well as, sampling grid used. ESD is more sensitive to Θ_i than K_{sat} and has been influenced by the 5 precipitation events. Peak flows are sensitive to Θ_i and also to Manning's coefficient and were influenced by the 5 precipitation events. It was noticed that there was no difference between the calibrated parameters when considering the K_{sat} obtained by GSS and OK. It was found that peak flows did not change strongly with the incorporation of K_{sat} uncertainties for events analyzed using GSS and OK. As the intensity and volume of precipitation decreased, a greater spread of K_{sat} uncertainties was noticed at peak flows. LISEM was unable to capture (in relation to the multiplicative factor on saturation moisture) the K_{sat} variations between GSS and OK. Even using K_{sat} as field truth, it was realized that LISEM was able to represent peak flows at BHSE well, which are also strongly dependent on Θ_i .

Keywords: Uncertainty analyzes, Geostatistical, Hydrological model LISEM, Hydrological simulation, Sequential Gaussian Simulation.

Lista de Figuras

Figura 1 Esquema de semivariograma experimental e teórico e os parâmetros que o descrevem.....	28
Figura 2 Localização, topografia, hidrografia e pontos de amostragem da bacia hidrográfica sanga Ellert.....	54
Figura 3 Determinação do número de campos da SSG	66
Figura 4 - Comparação entre os semivariogramas dos dados amostrais os de 6 campos equiprováveis simulados.....	68
Figura 5 Mapas de duas simulações realizadas (Simulação 1 e 20) pelo método de SSG e KO (c)	70
Figura 6 Mapas com zoom comparando a SSG (a) com a KO (b)	71
Figura 7 - Gráficos de dispersão dos valores observados versus a) Simulação 1; b) Simulação 20 (E-Type); e c) Krigagem Ordinária.	72
Figura 8 Mapa de desvio padrão das estimativas da Ksat para a BHSE usando a SSG	73
Figura 9 Localização da bacia hidrográfica Sanga Ellert (BHSE) no contexto da a) América do Sul e b) Rio Grande do Sul, assim como c) modelo digital de elevação, hidrografia e pontos de amostragem do solo na BHSE.....	89
Figura 10 Fluxograma do processo de modelagem do fluxo de água e seus parâmetros de entrada no LISEM.	93
Figura 11 Mapas processados no PCRaster: a) Índice de área foliar, b) umidade de saturação, c) coeficiente de rugosidade de superfície de Manning, d) Modelo Digital de Elevação, e) potencial matricial na frente de umedecimento, e f) condutividade hidráulica do solo saturado (simulação 43)	101
Figura 12 Processos hidrológicos: taxa de infiltração (a); escoamento superficial direto (b); interceptação (c); resultantes do processo de simulação do LISEM para o Evento 2 e campo 9 de Ksat; desvio padrão para os cem campos de K _{sat} (d)	104
Figura 13 Hidrogramas simulados para os 5 eventos de precipitação variando a umidade inicial do solo em termos percentuais.....	108
Figura 14 Hidrogramas simulados para os 5 eventos de precipitação variando a umidade inicial do solo em termos percentuais.....	118

Lista de Tabelas

Tabela 1 - Estatísticas resumidas do conjunto de dados de condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) e dos dados transformados ($\ln K_{sat}$) medidos na área experimental da bacia hidrográfica sanga Ellert.....	63
Tabela 2- Semivariogramas experimentais direcionais para as oito direções avaliadas e os parâmetros do semivariograma teórico (modelo exponencial) para as duas estruturas de variabilidade espacial	65
Tabela 3 Medidas estatísticas para valores observados e estimados da condutividade hidráulica do solo saturada (K_{sat} , cm.h^{-1}) no grid experimental da bacia hidrográfica sanga Ellert [o número total de pontos de amostragem foi de 179; o número total de pontos da SSG de 3553 e da KO foi 3512.	72
Tabela 4 Eventos de precipitação utilizados na simulação hidrológica	91
Tabela 5 Análise de incerteza de K_{sat} pela SSG	99
Tabela 6 Parâmetros calibrados do LISEM para a BHSE considerando os campos de K_{sat} obtidos por meio da SSG.....	106
Tabela 8 Simulações hidrológicas para os 5 Eventos variando os campos de K_{sat} gerados através da SSG e de KO	111

Sumário

1 Introdução	17
2 Hipótese	21
3 Revisão de Literatura	21
3.1 Condutividade hidráulica do solo saturado	22
3.2 Geoestatística.....	26
3.2.1 Simulação geoestatística	30
3.3 Modelagem e simulação hidrológica.....	33
3.3.1 Modelo LISEM (LImburg Soil Erosion Model)	35
3.4 Vazão máxima	39
4. Referências bibliográficas	42
5. Artigo 1	48
Mapeamento da variabilidade espacial e análise de incerteza da condutividade hidráulica do solo saturado em uma bacia hidrográfica subtropical: uma comparação entre simulação sequencial gaussiana e krigagem ordinária	
1. Introdução	51
2 Material e Métodos.....	54
2.1 Descrição da bacia hidrográfica estudada	54
2. 2 Grid de amostragem	55
2.3 Atributos hidrológicos do solo	55
2.4 Análises geoestatísticas	56
2.5 Krigagem Ordinária.....	57
2.6 Simulação sequencial gaussiana.....	57
2.6.1 Estatística da SSG.....	59
2.7 Comparando os desempenhos da SSG com a KO	60
2.8 Avaliações das incertezas locais e globais de K_{sat}	61
3 Resultados e discussão.....	62

3.1 Análise exploratória dos dados de K_{sat}	62
3.2 Estrutura de variabilidade espacial dos dados K_{sat}	64
3.3 Simulação sequencial gaussiana.....	65
3.4 Mapeando a variabilidade espacial do K_{sat} usando SSG e KO.....	69
3.5 Análise de incerteza espacial local para K_{sat}	73
4. Conclusões.....	75
5. Referências bibliográficas	76
6 Artigo 2.....	82
Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado e implicações no escoamento superficial direto em escala de bacia hidrográfica	82
1. Introdução	85
2. Material e Métodos.....	88
2.1 Área de estudos.....	88
2.2 Amostragem de solo e determinação da condutividade hidráulica do solo saturado e da umidade de água no solo.....	90
2.3 Monitoramento hidrológico na bacia hidrográfica sanga Ellert.....	90
2.4 Análise de incerteza da K_{sat} para utilização na simulação hidrológica	91
2.5 Simulação hidrológica.....	92
2.5.1 Descrição do modelo hidrológico LISEM.....	92
2.5.2 Configuração do LISEM, dados de entradas e parâmetros.....	94
2.6 Calibração do LISEM	97
2.7 Análise da propagação da incerteza da K_{sat} para as vazões de pico	98
2.8 Análise da influência da inicial do solo sobre os hidrogramas de ESD.....	99
3. Resultados e Discussão	99
3.1 Variabilidade espacial e análise de incerteza da K_{sat}	99
3.2 Parametrização do modelo LISEM no formato de mapas.....	100
3.5 Efeitos da variabilidade de K_{sat} nas vazões de pico	109
3.6 Efeitos da umidade inicial do solo nas vazões de pico	114

4. Referências	123
7 Considerações finais	128

1 Introdução

As propriedades hidrológicas do solo são fatores chave para entender os diferentes processos do ciclo hidrológico, assim como são parâmetros críticos para a aplicação em modelos hidrológicos (DONGLI *et al.*, 2017). Portanto, tais propriedades são de grande importância para apoiar a tomada de decisão sobre a gestão dos recursos hídricos na escala de bacias hidrográficas (BESKOW *et al.*, 2016).

Os fatores de formação do solo, devido à complexidade das interações de seus processos na natureza, são responsáveis pelos diferentes padrões de distribuição espacial das propriedades do solo, variando em intensidade em diferentes direções e escalas espaciais (TRANGMAR *et al.*, 1985). A variabilidade espacial das propriedades do solo, em especial a condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}), é influenciada por fatores intrínsecos (material do solo, clima, topografia, relevo e tempo) e fatores extrínsecos (práticas de manejo agrícola, como nivelamento da terra, adubação e irrigação).

A condutividade hidráulica do solo saturado é uma propriedade físico-hídrica do solo de grande relevância para estudos no que se refere ao manejo do solo e da água relacionados à agricultura e ao meio ambiente, bem como é imprescindível para simular e prever o transporte de solutos no solo (YAO *et al.*, 2015).

Está bem documentado na literatura que a K_{sat} é altamente variável no solo e é um dos parâmetros de entrada mais sensíveis para modelos hidrológicos distribuídos. De Roo; Offermans (1995) relatam que para o modelo LISEM apresentar boa performance, necessita-se de um conhecimento detalhado acerca da variabilidade espacial e temporal da condutividade hidráulica do solo saturado, visto que, a análise de sensibilidade revelou que a K_{sat} é a variável mais sensível exigida pelo referido modelo em relação ao escoamento superficial direto. Ou seja, pequenas mudanças em seus valores podem super ou subestimar os resultados, visto que tal parâmetro determina a infiltração, e consequentemente, o escoamento superficial direto.

Apesar da vasta quantidade de estudos que tratam da variabilidade da condutividade hidráulica do solo saturado (BAGARELLO *et al.*, 2017; HU *et al.*,

2007; HU *et al.*, 2015; SIQUEIRA *et al.*, 2019; ZHAO *et al.*, 2017), sua grande maioria utiliza das funções de pedotransferência para estimar K_{sat} (KVÆRNØ; STOLTE, 2012), o que proporciona o aumento das incertezas, sendo o ideal utilizar de dados obtidos em campo.

Os resultados obtidos por Gomes *et al.*, (2008) demonstraram boa performance do modelo LISEM para estimativa do escoamento superficial direto, desde que fosse feita amostragem consistente da condutividade hidráulica do solo saturado, o que demonstra o quão importante é conhecer K_{sat} de forma detalhada.

Em vista disso, muitos estudos têm focado na caracterização da variabilidade espacial da K_{sat} em diferentes condições climáticas e hidrológicas, bem como em escalas espaciais das mais diversas (BAGARELLO *et al.*, 2017; CASTRO *et al.*, 2016; HASLLER *et al.*, 2014; ZHAO *et al.*, 2016; ZIMMERMAN *et al.*, 2006). Sendo assim, o conhecimento da continuidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado é imprescindível para a compreensão e previsão de fenômenos naturais, principalmente aqueles relacionados à modelagem e simulação de processos hidrológicos, mais especificamente ao escoamento superficial direto.

Poucos estudos, como o de Hu *et al.*, (2015), levam em conta o efeito da variabilidade espacial das propriedades do solo no escoamento superficial direto e, portanto, seus resultados não refletem as condições reais das áreas estudadas.

Dessa forma, tem ocorrido uma crescente conscientização sobre a importância de se avaliar a incerteza sobre o comportamento das propriedades do solo em locais não amostrados e sobre a necessidade de incorporar essa avaliação em modelos hidrológicos para auxiliar no gerenciamento dos recursos hídricos, principalmente no que concerne às vazões de pico, as quais estão associadas aos diversos tipos de impactos negativos.

Neste sentido, métodos estatísticos e matemáticos podem ser aplicados para auxiliar na solução da complexidade e da incerteza inerentes ao sistema solo. Portanto, a utilização da geoestatística, através da simulação estocástica, como ferramenta para obter informações onde não foi possível realizar observações possibilita um melhor entendimento da heterogeneidade dos solos,

facilita a análise da conectividade espacial dos mesmos, permite avaliar as incertezas e fornece uma visão espacial mais próxima da realidade, culminando na diminuição dos custos de amostragem e análises, especialmente quando se trata de analisar grandes áreas, como é o caso das bacias hidrográficas.

Embora a krigagem faça uma boa estimativa local do parâmetro estudado e é um estimador muito utilizado, ela superestima os valores baixos e subestima os altos, o que causa suavização da variância, assim como não se preocupa em reproduzir as estatísticas espaciais estimadas a partir do conjunto amostral (DEUTSCH; JOURNAL, 1998; ZHAO *et al.*, 2017). O efeito de suavização é um erro considerável quando se trata de representar padrões de valores de atributos extremos (GOOVAERTS, 1997), como é o caso da condutividade hidráulica do solo saturado, a qual apresenta distribuição de frequência assintótica.

Desta forma, a utilização de mapas suavizados é particularmente inadequada nos casos em que a conectividade dos extremos é importante, como ocorre com a condutividade hidráulica do solo saturado, a qual é mais facilmente modelada por uma distribuição log-normal.

Por outro lado, a simulação geoestatística não apresenta tais inconvenientes, uma vez que, reproduz de forma satisfatória as estatísticas dos dados amostrais, tais como a média, o histograma e o semivariograma, proporcionando uma excelente estimativa global, além de permitir a análise de incertezas (SIQUEIRA *et al.*, 2019).

Dentre os métodos de simulação geoestatística mais utilizados, tem-se a simulação sequencial gaussiana (SSG), a qual utiliza a média e o desvio padrão da distribuição normal da krigagem para gerar a forma da distribuição das incertezas associadas à estimativa em um determinado ponto. De acordo com Zhao *et al.*, (2017) a simulação sequencial gaussiana é uma ferramenta eficaz para analisar incertezas de mapeamento em vários locais simultaneamente, bem como modelar a componente aleatória (erro), o que não é possível com a técnica baseada na Krigagem, de acordo com Deutsch; Journal (1998).

Dentre as diversas técnicas de simulação geoestatística, a simulação sequencial gaussiana tem-se mostrado promissora e utilizada para reproduzir a conectividade espacial de atributos do solo, bem como servir de ferramenta para

a análise de incertezas dos valores simulados (HU *et al.*, 2007; SIQUEIRA *et al.*, 2019; TEIXEIRA *et al.*, 2011).

Além disso, a simulação estocástica não fornece apenas uma solução, mas sim um conjunto de soluções. Sendo assim, esta abordagem tem sido preferida quando existe a necessidade de representação das incertezas da condutividade hidráulica do solo saturado, para assim caracterizar melhor o problema analisado (HU *et al.*, 2007; ZHAO *et al.*, 2017).

Siqueira *et al.*, (2019) realizaram uma análise estocástica da condutividade hidráulica do solo saturado, onde empregou a técnica de simulação sequencial gaussiana para geração de 100 campos aleatórios da referida propriedade, identificando que a grande heterogeneidade espacial e temporal da K_{sat} , possivelmente, está associada a fatores tais como clima, manejo e cobertura do solo, erros de amostragem, adensamento da malha amostral e também ao grau de compactação do solo.

Já Hu *et al.*, (2007) utilizaram o modelo hidrológico HYDRUS-1D para simular o movimento de água através do perfil do solo com base na variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado, onde a simulação sequencial gaussiana foi usada para gerar campos aleatórios da K_{sat} com base em 117 valores observados na área de estudo. Os referidos autores constataram que o efeito da variabilidade espacial de K_{sat} na drenagem profunda foi melhor descrito pela simulação sequencial gaussiana, enquanto a krigagem reduziu a drenagem devido ao efeito de suavização.

Portando, de acordo com Hu *et al.*, (2007) a simulação estocástica supera o problema dos métodos tradicionais e proporciona melhorias no gerenciamento de irrigação no campo. Além disso, seus resultados podem ser incorporados nos modelos hidrológicos e fornecerem resultados satisfatórios no que concerne à manutenção da qualidade ambiental e um correto gerenciamento dos recursos hídricos e do solo.

Informações em escala de bacia hidrográfica com amostras espacialmente distribuídas ainda são escassas, visto que, a maior parte dos estudos publicados quantificam a variabilidade espacial dos atributos físico-hídricos do solo em parcelas experimentais ou áreas de produção agrícola em escala de propriedade rural (REZA *et al.*, 2015). Estudos em bacias e sub-bacias

hidrográficas tem se tornado cada vez mais frequentes, pois permitem conhecer detalhadamente a variabilidade e a ocorrência dos processos naturais e antrópicos. Dentre os inúmeros métodos de estudos em bacias hidrográficas, tem-se destacado as amostragens em transeção (DONGLI *et al.*, 2017), e em malha (SIQUEIRA *et al.*, 2019), com o auxílio da ferramenta geoestatística.

Sendo assim, no que se refere à conservação do solo e da água, no âmbito de bacias hidrográficas, o escoamento superficial direto é de grande relevância. Vários são os fatores que influenciam esse segmento do ciclo hidrológico, em especial a condutividade hidráulica do solo saturado.

Com base no exposto, o presente trabalho objetivou avaliar a influência da variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado e o efeito da umidade do solo sobre hidrogramas de escoamento superficial direto originado de eventos extremos de chuva, com base em simulação hidrológica pelo modelo LISEM (Limburg Soil Erosion Model) na bacia hidrográfica sanga Ellert, no Município de Canguçu – RS.

2 Hipótese

O presente trabalho tem como hipótese que as incertezas obtidas por meio da simulação sequencial gaussiana (SSG) dos dados da K_{sat} influenciam nos hidrogramas de escoamento superficial direto (ESD) da bacia hidrográfica sanga Ellert (BHSE) em Canguçu, RS, Brasil.

A SSG dos dados de K_{sat} permitirá a discriminação de zonas do solo que geram baixa e alta infiltração e consequentemente maior e menor escoamento superficial direto respectivamente na BHSE.

A SSG é mais robusta do que a Krigagem Ordinária (KO) para capturar a variabilidade espacial da K_{sat} em escala de bacias hidrográficas e fornecer mapas para simulação hidrológica.

3 Revisão de Literatura

Para o entendimento mais aprofundado sobre o assunto abordado no presente trabalho, é apresentada uma revisão bibliográfica, com base na

literatura nacional e internacional acerca da condutividade hidráulica do solo saturado, da simulação geoestatística, da simulação hidrológica com ênfase no modelo LISEM, bem como explorar vários assuntos pertinentes ao tema disponíveis na literatura.

3.1 Condutividade hidráulica do solo saturado

O solo é um corpo natural complexo e dinâmico resultante da atuação simultânea de diversos fatores de formação como clima, organismos vivos, relevo sob o material de origem ao longo do tempo. Os atributos físico-hídricos do solo diferem de um lugar para outro, possuindo continuidade espacial, a depender do manejo adotado e das próprias características de origem do solo (GREGO; VIEIRA, 2005). A seguir, apresenta-se um relato sobre a condutividade hidráulica do solo saturado, tão fundamental para o manejo em bacias hidrográficas e o entendimento do escoamento superficial direto e consequentemente das vazões máximas.

Ao estudar o fluxo de água no solo, é importante fazer a distinção entre fluxo de água em solo saturado e fluxo de água em solo não saturado. No primeiro caso, θ não é variável, é constante e igual à porosidade α ($\theta_0 = \alpha$), e K também é constante, assumindo o valor K_{sat} e denominado de condutividade hidráulica do solo saturado (KLAUS; TIMM, 2016).

A condutividade hidráulica do solo reflete a maior ou menor resistência que a matriz do solo oferece à passagem da água. Embora dotada de uma apresentação teórica simples, a condutividade hidráulica do solo saturado é de difícil experimentação devido, principalmente, a sua grande variabilidade espacial.

A K_{sat} retrata a característica de seu sistema poroso, estando relacionada com a quantidade, tamanho, forma, continuidade e orientação dos poros. Portanto, esta propriedade na condição saturada depende da forma e continuidade do sistema poroso, o que a torna bastante variável de um ponto para outro, apresentando valores extremos em determinados locais e podendo diferir também nas diferentes orientações do solo (GONÇALVES; LIBARDI, 2013).

A condutividade hidráulica do solo saturado, devido a sua importância em informar sobre a capacidade de transporte de água, solutos e substâncias químicas deve ser bem caracterizada, pois de um modo geral, seu valor é usado nos cálculos de fluxos de água e solutos no solo (MESQUITA; MORAES, 2004).

Dentre as variáveis relacionadas com a dinâmica da água no solo, a K_{sat} tem se destacado, visto sua influência em processos relacionados ao ciclo hidrológico. De acordo com Makrantonaki (2016), tal atributo é um importante parâmetro hidráulico, pois afeta o meio ambiente controlando a infiltração da água, a taxa de aplicação de água em sistemas de irrigação e, conseqüentemente, o movimento da água através do solo. Portanto, é essencial mapear e monitorar com precisão a K_{sat} para uma gestão eficiente dos recursos do solo e da água e assim melhorar a sustentabilidade agrícola, bem como evitar impactos ambientais negativos na bacia.

No entanto, a obtenção de valores representativos de K_{sat} não é uma tarefa fácil, dada a sua grande variabilidade espacial e a demanda de tempo e recursos de amostragem para uma boa caracterização da área analisada. Por esta razão, a utilização de técnicas que estimam a variável onde ela não foi amostrada é uma forte aliada na modelagem de sua variabilidade espacial.

Entretanto, em condições de campo, sua variabilidade espacial no solo torna de grande complexidade a descrição analítica do referido fenômeno. Sendo assim, são necessárias estimativas confiáveis para a K_{sat} para a utilização em modelos hidrológicos. Como K_{sat} depende fortemente da textura e estrutura do solo, propriedades relativamente fáceis de serem analisadas, comumente, utilizam-se as funções de pedotransferência, que é um método indireto para prever propriedades do solo não disponíveis (NGUYEN *et al.*, 2015).

Vários estudos objetivaram caracterizar a variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado (CASTRO *et al.*, 2016; SCHERPINSKI *et al.*, 2010; SIQUEIRA *et al.*, 2019), os quais ocorreram nas mais variadas condições hidrológicas e climáticas, bem como em diversas escalas.

Na literatura são apresentadas análises estatísticas sobre a variabilidade dos atributos do solo mostrando que alguns atributos como aqueles relacionados à dinâmica da água no solo, variam sensivelmente, alcançando um coeficiente de variação (CV) de 200%. A K_{sat} se destaca como um atributo de alta

variabilidade, podendo até não apresentar uma estrutura de dependência espacial definida (MENEZES *et al.*, 2006).

Dessa forma, o padrão espacial desta propriedade é altamente oscilante e heterogêneo, o que depende da variabilidade espacial dos atributos que afetam o fluxo de água no solo (SIQUEIRA *et al.*, 2019). Ainda de acordo com a autora, é possível que a grande variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado seja também devido ao tamanho das amostras indeformadas coletadas.

Corroborando a explicação de Siqueira *et al.*, (2019), a alta variabilidade espacial do solo é devida aos diversos processos físicos, químicos e biológicos que atuam simultaneamente com diferentes intensidades em sua formação, o que dificulta a obtenção de valores determinísticos das suas propriedades, como é o caso da condutividade hidráulica do solo saturado no âmbito de bacias hidrográficas.

Castro *et al.*, (2016) utilizaram a variografia e modelos lineares para estudar a heterogeneidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado no campo em dois ambientes diferentes, cultura de café e floresta, bem como examinaram sua relação com as propriedades do solo, as quais foram sensíveis à mudança de uso da terra. Os referidos autores notaram que as parcelas de café e floresta apresentaram valores de $43,2 \text{ cm h}^{-1}$ e $94,8 \text{ cm h}^{-1}$, respectivamente, para a propriedade em questão, porém, não perceberam um padrão espacial para a mesma. Já Huang *et al.*, (2016), por meio de análise geoestatística encontraram uma dependência espacial de 158 m nos valores de K_{sat} .

Neto *et al.*, (2017) analisaram e descreveram a variabilidade da condutividade hidráulica do solo saturado, bem como avaliaram a sua dependência espacial e a anisotropia, em áreas de florestas plantadas de Pinus e Eucalipto, floresta nativa representada pela Floresta Estacional Semidecidual Aluvial e pastagem. Para tanto utilizaram de 34 pontos amostrais cuja malha amostral foi de 400 m x 400 m. Sendo assim, constatou anisotropia para a propriedade avaliada, com alcances de 400, 500 e 600 m para os modelos exponencial, gaussiano e esférico respectivamente, sendo utilizada a direção de 45° .

Gomes *et al.*, (2007) relataram a importância de se fazer um detalhamento em escala menor devido a possibilidade de alta variabilidade dos atributos físico-hídricos do solo, na amostragem em pequena escala, onde os autores utilizaram de um grid de 60 x 60 m e coletaram 79 pontos. Neste estudo, a condutividade hidráulica do solo saturado mostrou alcance de 77,46 m. Já Hu *et al.* (2007) encontrou um alcance de 18,2 m para a condutividade hidráulica do solo saturado numa malha amostral de 10 x 10 m.

Santos *et al.*, (2012) avaliaram por meio de técnicas estatísticas e geoestatísticas o grau de dependência e a variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado no semiárido do estado de Pernambuco. Os dados foram coletados ao longo de um transecto cujo espaçamento médio entre os pontos amostrais foi de 64 m enquanto o espaçamento mínimo foi de 30 m, sendo que o coeficiente de variação apresentou-se alto, com um alcance de 135 m e moderada dependência espacial.

Já Scherpinski *et al.*, (2010) avaliaram a variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado e da infiltração da água no solo, em uma área de 20 ha, caracterizada pela intensa produção de grãos e concluíram que o raio de dependência espacial para a condutividade hidráulica do solo saturado foi de 96,22 m. No entanto, perceberam que tal propriedade não possui estrutura de correlação espacial quando é utilizada uma grade amostral de 50 x 50 m.

Compreende-se que, mesmo em locais onde se considera solos homogêneos, a medida da condutividade hidráulica do solo saturado é variada, visto que, esta é uma variável integradora (depende de outras variáveis), já que o solo é resultante da ação de vários fatores de formação e varia ao longo da superfície.

Bagarello; Sgroi (2004) relatam que determinar mudanças temporais e espaciais na condutividade hidráulica do solo saturado no campo é importante para a compreensão e modelagem de fenômenos hidrológicos em escala real.

Nesse sentido denota a importância do conhecimento detalhado da condutividade hidráulica do solo saturado para simulação hidrológica, visto que tal propriedade está intimamente relacionada com a infiltração de água no solo,

influenciando assim no balanço hídrico e consequentemente nas vazões máximas.

3.2 Geoestatística

O início da geoestatística se deu por volta de 1950, através do engenheiro Daniel Krige, cujo intuito era estimar os teores de ouro em uma mina na África do Sul, para assim aumentar a eficiência e melhorar o planejamento na sua exploração da mina de ouro (LANDIM, 2006). Krige se deu conta que era inviável estimar o conteúdo de ouro em blocos mineralizados sem levar em consideração o volume e a localização das amostras. Tempos depois, Matheron (1963), fundamentado nas investigações de Krige (1951), desenvolveu a Teoria das Variáveis Regionalizadas, definida como uma função espacial numérica que varia de um local a outro, com uma continuidade espacial aparente e cuja variação não pode ser representada por uma função matemática simples. Porém, que tal continuidade espacial deve ser estimada pelo semivariograma.

Sendo assim, pode-se considerar a geoestatística sendo um conjunto de técnicas estatísticas para analisar e estimar valores de uma variável que são distribuídos no espaço. Portanto, tem sido uma valiosa ferramenta para a geociência, uma vez que transforma o conhecimento físico de um fenômeno em grandezas numéricas, as quais podem ser utilizadas para prever valores em áreas não amostradas, necessitando assim dos estimadores.

A geoestatística fornece ferramentas descritivas, como semivariogramas, para caracterizar o padrão espacial de atributos contínuos e categóricos do solo. Dessa maneira, possibilita a análise de dependência espacial, por meio de ajuste dos semivariogramas experimentais a uma função simples, baseado em um modelo matemático, e a caracterização da variabilidade espacial, por meio do mapeamento da variabilidade a partir da estimativa, sem tendenciosidade, de dados para locais não amostrados. Portanto, tais ferramentas permitem analisar adequadamente dados experimentais, obtendo assim informações não reveladas pela estatística clássica (YAMAMOTO; LANDIM, 2013). Ainda com os mesmos autores, o semivariograma analisa o grau de dependência espacial

entre amostras dentro de um campo experimental, além de definir parâmetros necessários para a estimativa de valores para locais não amostrados.

A estrutura das técnicas geoestatísticas está fundamentada na Teoria das Variáveis Regionalizadas, desenvolvida por Matheron (1971), o qual caracterizou variável regionalizada como sendo uma função espacial numérica, que varia no espaço, com certa continuidade, devendo ser modelada por uma função matemática complexa.

A geoestatística apresenta como hipótese que os graus de estacionariedade são os de primeira e segunda ordem, bem como a hipótese intrínseca.

Caracteriza-se como uma variável estacionária de primeira ordem uma variável aleatória que possua esperança matemática constante, independentemente de sua origem no espaço e, conseqüentemente, possua a mesma média para toda região em estudo, como retrata a Equação 1.

$$E[(Z_t)] = m_1(t) = \mu = \text{constante} \quad (1)$$

Já se o segundo momento em relação à origem é constante, temos então que a variância é constante independente da origem no espaço ou no tempo e, portanto, o processo é estacionário de ordem 2. O exemplo dessas aplicações podem ser confirmados na Equação 2, a qual é utilizada para calcular a covariância. Neste caso o $\hat{Z}$ (média é constante), o que mostra que para calcular a covariância não exige uma dependência tão forte.

$$\text{cov}(Z(h), Z(t+h)) = \frac{\sum_{i=1}^{m(h)} [Z(t_i) - \hat{Z}][Z(t_i+h) - \hat{Z}]}{m(h) - 1} \quad (2)$$

Já para o cálculo da autocorrelação é exigido uma estacionariedade mais forte, neste caso a de segunda ordem, a qual demanda que a variância seja constante, o que implica da média ser constante também. Assim sendo, a estacionariedade de segunda ordem é também de primeira ordem, sendo o contrário não necessariamente verdadeiro.

$$r(h) = \frac{\frac{\sum_{i=1}^{m(h)} [Z(t_i) - \hat{Z}][Z(t_i + h) - \hat{Z}]}{m(h) - 1}}{s^2} \quad (3)$$

A existência de estacionaridade permite a repetição de um experimento, mesmo que as amostras sejam coletadas em pontos diferentes, em relação ao experimento inicial. Este fato é justificado em função de que todas as amostras pertencem a populações com os mesmos momentos estatísticos.

O semivariograma é uma ferramenta básica de suporte às técnicas de simulação geoestatística, bem como a de krigagem, permitindo assim representar quantitativamente a variação de um fenômeno regionalizado no espaço. A função que gera o semivariograma mede a variância entre pontos separados por uma distância, mostrando que os pontos próximos apresentam uma pequena variância, a qual aumenta à medida que eleva a distância entre os pontos.

A Figura 1 mostra um semivariograma experimental e teórico juntamente com seus parâmetros.

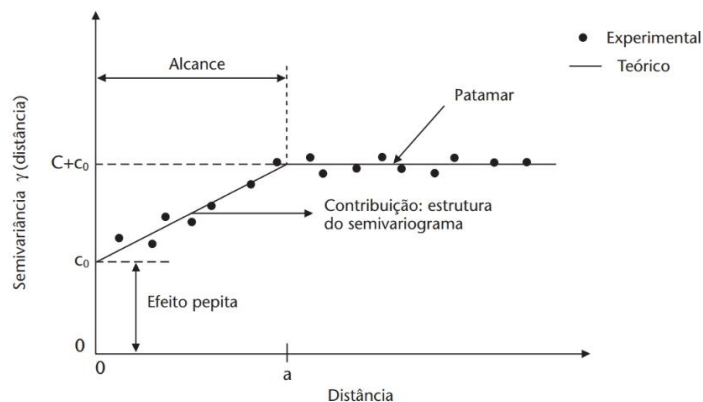


Figura 1 Esquema de semivariograma experimental e teórico e os parâmetros que o descrevem.
Fonte: Klaus; Timm (2016)

De acordo com Klaus; Timm (2016) e baseado na Figura 1 os parâmetros do semivariograma são:

Alcance (a): distância dentro da qual as observações da variável apresentam-se correlacionadas espacialmente.

Patamar (C_0+C_1): é o valor da semi-variância correspondente ao seu alcance (a). Desse ponto em diante, considera-se que não existe mais dependência espacial entre as observações da variável, porque a variância da diferença entre pares de observações torna-se invariante com a distância.

Efeito pepita (C_0): Parâmetro que reflete o erro analítico, indicando uma variabilidade não explicada. Além disso, o efeito pepita revela a descontinuidade do semivariograma para distâncias menores do que a menor distância entre as observações. É impossível quantificar se a maior contribuição provém dos erros de medição ou da variabilidade de pequena escala não captada pela amostragem.

Contribuição (C_1): variância explicada pela componente espacial, sendo a diferença entre o patamar e o efeito pepita.

O semivariograma experimental fornece valores de acordo com a sua amostragem, sendo, portanto, valores pontuais. Pode assumir formas diferentes em função do conjunto de dados e das distâncias que os separam, começando com valores baixos e aumentando à medida que se distanciam os pontos de coleta, até atingir o alcance (a), a partir do qual os dados não apresentam dependência espacial. Uma vez que os pontos são finitos, surge a necessidade de ajustar os semivariogramas teóricos, para que assim possa inferir acerca de locais não amostrados. Comumente se utiliza de métodos iterativos para ajustar o semivariograma teórico, a partir do experimental. Neste caso, o pesquisador é quem escolhe o melhor modelo que descreve o comportamento dos dados, por exemplo, Gaussiano, Esférico e Exponencial.

Nesse sentido, a modelagem de semivariogramas é uma etapa primordial na geoestatística, que precede as inferências em locais não amostrados, realizadas pela krigagem.

O estimador de krigagem é definido como um conjunto de técnicas de regressão linear para assim reduzir a variância do erro de estimação a partir de um modelo de covariância definido a priori (DEUTSCH; JOURNAL 1998). Portanto, esta técnica possibilita a inferência de um valor médio do atributo, em uma posição espacial, a partir das amostras vizinhas.

Sendo assim, um estudo acerca da geoestatística envolve uma sequência de passos, que são:

- Investigação dos dados amostrais para compreender a natureza espacial dos atributos estudados;
- Análise estrutural dos dados, por meio dos semivariogramas, para assim verificar a correlação espacial ou continuidade dos mesmos;
- Aplicação de técnicas de estimativas para obter valores em pontos não amostrados;
- Interpretação técnica e crítica dos valores obtidos para assim tomar as decisões cabíveis.

Um importante exemplo é obtenção de informações acerca da variabilidade espacial de atributos físico-hídricos do solo visando melhor manejo de uma bacia hidrográfica, como realizado por Junqueira Júnior *et al.* (2008) e Soares *et al.* 2020.

Outra técnica de grande relevância é a simulação geoestatística, a qual será relatada no tópico seguinte.

3.2.1 Simulação geoestatística

Uma das ferramentas geoestatísticas que pode ser utilizada para entender e prever a dinâmica da água no solo é o modelo de simulação estocástica (HU *et al.*, 2007). Nas tentativas de simulação de dados reais, esses modelos mostram o comportamento da água no solo para cenários diversos, uma vez que simular é representar por semelhança.

Além de utilizar a geoestatística para analisar as relações espaciais das variáveis e realizar interpolações ao longo do espaço, esta ferramenta também é útil para modelar as incertezas sobre valores desconhecidos. Para tal, consiste em métodos estocásticos baseados na geração de campos aleatórios para a distribuição espacial de um atributo ou variável (GOOVAERTS, 1997).

Zhao *et al.* (2017) estudaram a viabilidade do uso da simulação sequencial gaussiana para modelar e avaliar a incerteza acerca da salinidade do solo em escala de campo em uma bacia hidrográfica do rio Manas, localizada na China. Neste caso, os autores constataram que a simulação sequencial gaussiana é uma ferramenta eficaz para análise de incertezas de mapeamento em vários locais simultaneamente, o que não é possível por meio da técnica baseada na

krigagem, pois verificaram que os desvios padrão das amostras geradas pelo algoritmo SSG foram mais próximos dos dados amostrais do que os gerados pela krigagem.

Isaaks; Srisvastava (1989) salientaram que a incerteza é uma medida indicativa da magnitude do erro de estimação dos atributos, visto que este não pode ser determinado de forma precisa, uma vez que, seria necessário conhecer o valor real do atributo em cada posição estimada. Portanto, o conhecimento da incerteza é uma etapa de extrema importância no processo de avaliação da qualidade do interpolador utilizado e dos riscos envolvidos nos processos de tomada de decisão.

A ideia básica da simulação geoestatística é gerar um conjunto de representações equiprováveis da distribuição espacial dos valores de atributos do solo e usar as diferenças entre os mapas simulados como uma medida de incerteza. A avaliação da incerteza acerca dos valores de atributos do solo é uma etapa preliminar para avaliar o risco envolvido em qualquer processo de tomada de decisão ou para investigar como os erros de previsão se propagam através de funções complexas, como na simulação de fluxo. (GOOVAERTS, 2001).

A simulação geoestatística tem sido a técnica mais promissora e a mais utilizada para a análise de incertezas. Pela tentativa de reproduzir os mecanismos da realidade, esses modelos podem mostrar as características e propriedades dos solos em diferentes cenários ambientais. Dentre os métodos mais utilizados, tem-se a simulação sequencial gaussiana, a qual utiliza a média e o desvio padrão da krigagem para gerar a forma da distribuição das incertezas associadas à estimativa em um determinado ponto (SIQUEIRA *et al.*, 2019).

A simulação sequencial consiste em condicionar a estimativa de uma grandeza em uma posição x a toda informação disponível na vizinhança de x , incluindo valores observados e também valores previamente simulados. Portanto, o termo sequencial deriva do fato que o conjunto de dados condicionantes é progressivamente atualizado conforme os valores são simulados. A razão de ser denominada gaussiana é pela necessidade que os dados amostrais sejam primeiramente transformados para um espaço gaussiano normal (GOOVAERTS, 1997).

Ainda de acordo com Goovaerts (1997), os seguintes passos constituem os algoritmos mais comuns para a simulação sequencial:

1. Definição de um caminho aleatório entre os nós;
2. Para cada nó encontrar os dados vizinhos mais próximos, incluindo os dados originais e valores de nós previamente simulados;
3. Usar a Krigagem Simples para se estimar média da distribuição gaussiana e o desvio padrão da Krigagem Simples para calcular o erro;
4. Adicionar o valor simulado ao conjunto de dados;
5. Ir ao próximo nó e repetir até que todos os nós tenham sido visitados;

Nossack (2016) simulou a condutividade hidráulica dos solos da sub-bacia do Rio Pardo – SP por meio de geoestatística multivariada, onde revelou que os parâmetros com maior variabilidade, correlação entre si e dependência espacial foram: teor de argila, umidade na capacidade de campo, umidade no ponto de murcha permanente e macroporosidade, que influenciam na condutividade hidráulica dos solos. A simulação sequencial direta de condutividade apresentou alto erro médio, o que indica o enviesamento dos dados e que o maior valor pode estar relacionado à pequena densidade amostral da área. Verificou-se também que a viabilidade de utilização de covariáveis na determinação da condutividade hidráulica dos solos, o que acarreta em menor custo de amostragem geral para grandes áreas.

Siqueira *et al.*, (2019) realizaram uma análise estocástica da condutividade hidráulica do solo saturado e de parâmetros da curva de retenção de água no solo, onde empregou a técnica de simulação sequencial gaussiana para geração de 100 campos aleatórios de cada atributo, os quais foram utilizados como dados de entrada no modelo SWAP (Soil-Water-Atmosphere-Plant) (VAN DAM, 2000). Os resultados revelaram maiores incertezas para condutividade hidráulica do solo saturado e para o parâmetro α da curva de retenção de água no solo e permitiu identificar que a grande heterogeneidade espacial e temporal das variáveis analisadas pode estar associada a fatores tais como clima, manejo e cobertura do solo, erros de amostragem, adensamento da malha amostral e também ao grau de compactação do solo.

Hu *et al.*, (2007) utilizaram o modelo agro-hidrológico HYDRUS-1D para simular o movimento de água através do perfil do solo com base na variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado, onde a simulação sequencial gaussiana foi usada para gerar um campo aleatório de K_{sat} com base em 117 valores observados na área de estudo.

3.3 Modelagem e simulação hidrológica

A hidrologia trata dos fenômenos naturais complexos encontrados no ciclo hidrológico. Os processos como precipitação, infiltração, escoamento e evaporação depende de uma gama de fatores, os quais dificultam as análises hidrológicas de forma quantitativa. No entanto, a hidrologia progrediu de uma ciência predominantemente descritiva e qualitativa para uma área do conhecimento onde métodos quantitativos têm sido investigados, por meio de metodologias matemáticas e estatísticas, explorando melhor as informações disponíveis para assim fornecer melhores resultados técnicos e científicos (TUCCI, 2005). Sendo assim, devido à limitação de informações hidrológicas, o uso de modelos nas diferentes fases de gerenciamento de recursos hídricos e para os mais variados projetos é hoje uma prática corrente e indispensável.

Pesquisadores vêm desenvolvendo técnicas baseadas em modelos empíricos, determinísticos e estocásticos, facilitando assim o entendimento do ciclo hidrológico. Os modelos empíricos são mais limitados, pois usam equações para determinadas regiões sob condições específicas. Já os determinísticos utilizam de séries históricas, enquanto os estocásticos são mais interessantes, por permitir acrescentar uma gama de informações para um dimensionamento qualquer (FARIAS, 2003), assim como propiciam cálculos de probabilidades.

Um modelo hidrológico é dito estocástico quando, segundo Viola (2011), aborda em sua formulação conceitos de probabilidade. E é dito determinístico quando a chance de ocorrência de uma variável não é considerada, e assim o modelo segue uma lei definida que não a lei das probabilidades.

A modelagem é fundamentada em equações, que tem como intuito representar de forma simplificada um sistema físico complicado, ou seja, um modelo representa um objeto cujo objetivo é entendê-lo e assim encontrar

respostas para diferentes entradas. Portanto, a modelagem hidrológica trata o problema da heterogeneidade (diferentes entradas) presente nos sistemas hidrológicos.

O uso de modelos hidrológicos tem sido uma ferramenta muito eficaz para apoiar os gestores que trabalham com as bacias hidrográficas para subsidiar diversas atividades econômicas e sociais, como o abastecimento público de água, geração de energia e a disponibilidade de água para a agricultura, entre outros (MELLO *et al.*, 2015). Os modelos hidrológicos são ferramentas que descrevem processos e permitem prever as ocorrências, o que facilita na tomada de decisões, dessa forma, apresentam-se como uma importante ferramenta de gestão dos recursos hídricos, principalmente no contexto de bacias hidrográficas de pequeno porte.

Porém, a maioria desses modelos apresenta um alto grau de complexidade em relação tanto à necessidade de base de dados, quanto ao número de parâmetros de calibração. Em virtude desses fatores, se torna difícil a aplicação em bacias hidrográficas que têm bases de dados reduzidas (BESKOW *et al.*, 2011).

Apesar da importância da modelagem, sua utilização deve ser cautelosa, levando em consideração seu grau de aplicabilidade. A incerteza no grau de aplicabilidade relacionada à variabilidade do fenômeno que se pretende modelar, assim como no próprio modelo e também nos parâmetros que o compõe.

Dessa forma, é crucial que a variabilidade espacial, bem como a incerteza associada aos atributos físico-hídricos do solo seja contabilizada nos modelos hidrológicos.

A simulação hidrológica em bacias hidrográficas é bastante complicada, sendo que, para utilização de modelos computacionais aplicados à sua simulação, estes necessitam de algumas características desejáveis, como serem baseados no processo físico, no evento e na distribuição espacial das variáveis associadas ao fenômeno (MELLO *et al.*, 2008). Ou seja, o modelo deve incorporar os principais agentes físicos envolvidos no processo. Além disso, deve-se subdividir a bacia hidrográfica em células de tamanho uniforme com características pedológicas e de uso do solo semelhantes, reduzindo problemas associados à variabilidade espacial. Neste caso, a geoestatística torna-se uma

ferramenta de grande utilidade quando associada a um modelo hidrológico, visto que a mesma tem o potencial de quantificar as incertezas.

As fontes de incerteza no processo de modelagem dependem do tipo de modelo (representação do processo, equações usadas), a disponibilidade, adequação e qualidade dos dados de entrada (dados meteorológicos, topográficos, solo e culturas), escolha das condições iniciais e de contorno e parametrização / calibração do modelo. A incerteza relacionada aos dados de entrada pode ser composta de: erros de medição; procedimentos inadequados na amostragem, representação inadequada ou falha na contabilização da variabilidade espacial e temporal e predição de variáveis de entrada dos dados primários através do uso de modelos adicionais (BROWN; HEUVELINK, 2005).

Diversos modelos foram elaborados para muitas finalidades, escalas e aplicações, entre eles o LASH (Lavras Simulation of Hydrology), o LISEM (Limburg Soil Erosion Model), o SWAP (Soil-Water-Atmosphere-Plant) (BESKOW *et al.*, 2011; DE ROO *et al.*, 1996; VAN DAM, 2000). Dentre eles destaca-se o modelo LISEM, o qual é utilizado para modelagem e simulações hidrológicas e foi desenvolvido para aplicações em pequenas bacias, da ordem de 10 a 300 ha. No entanto Vargas (2018) verificou que o LISEM pode ser utilizado de forma eficiente para bacias hidrográficas maiores.

Além do mais, é importante frisar que os modelos, em especial o LISEM, foram desenvolvidos em condições características de outros países, havendo, portanto, a necessidade de calibração dos seus parâmetros para condições específicas.

3.3.1 Modelo LISEM (Limburg Soil Erosion Model)

O LISEM (Limburg Soil Erosion Model) é um modelo que utiliza de equações fisicamente baseadas para descrever os processos hidrológicos e é espacialmente distribuído. Simula os processos hidrológicos e o transporte de sedimentos durante e imediatamente um único evento de precipitação numa escala de bacia hidrográfica.

Foi desenvolvido pelo Departamento de Geografia Física da Universidade de Utrecht e pela Divisão de Física do Solo do Centro Winand Staring

(Wageningen), ambos na Holanda. De acordo com Jetten; Bout (2017), os principais processos na parte hidrológica do modelo são: precipitação, interceptação, armazenamento superficial em micro depressões, infiltração, escoamento superficial, fluxo de canal.

É utilizado para auxiliar no planejamento e simulação do uso e na ocupação dos solos, bem como na investigação de impactos ambientais sobre os recursos naturais solo e água, provenientes de atividades antropogênicas. Por tais funções, vem sendo utilizado em vários países, dentre eles: Holanda, Alemanha, Austrália, África do Sul, China, França e outros. De acordo com Gomes *et al.*, (2008) a ampla utilização do LISEM nos países supracitados deve-se ao fato de ser um modelo distribuído e estar completamente incorporado a um Sistema de Informações Geográficas (SIG).

Costa *et al.*, (2016) utilizaram-se do LISEM para estimar as perdas de solo e a deposição de sedimentos na sub-bacia Dois Córregos, com o intuito de identificar as áreas com maior suscetibilidade a estes processos. Para tal, selecionaram 10 eventos com as maiores intensidades de precipitação entre os anos de 2009 a 2012 e constataram que o modelo foi eficiente para a localização de áreas suscetíveis a erosão. Porém, por não simular o escoamento subsuperficial, superestimou as perdas de solo.

De acordo com Clutario *et al.*, (2014), o modelo LISEM requer uma quantidade considerável de dados de entrada, sendo os principais deles: dados da precipitação, características do solo e sua cobertura, e um modelo digital de elevação (MDE).

No Brasil, Gomes *et al.*, (2008) avaliaram o desempenho do modelo, assim como o utilizaram para avaliar a influência de diferentes cenários nas variáveis do escoamento superficial direto. No referido estudo, foi verificado que o LISEM apresentou elevada sensibilidade à umidade do solo, sendo esta sua principal variável de calibração. Os autores também constataram que o modelo apresentou resultados satisfatórios na simulação hidrológica do escoamento superficial direto, mostrando que pode ser aplicado para previsão do comportamento hidrológico de bacias hidrográficas brasileiras, desde que, calibrado de forma correta. Ainda relataram que o LISEM apresentou alta sensibilidade à umidade do solo antecedente aos eventos de precipitação, sendo

este seu principal parâmetro de calibração, a qual se situa próximo da umidade de saturação.

Ainda no Brasil, Vargas (2018) o potencial do modelo LISEM, por meio de modelagem distribuída por células, para estimativa de cheias na bacia hidrográfica do arroio Cadeia, que é uma sub-bacia da bacia hidrográfica do arroio Pelotas, localizada no sul do Rio Grande do Sul. Além disso, realizou uma análise de sensibilidade de parâmetros de solo na área de estudo, sendo constatado que o LISEM foi consistente quanto à parametrização da referida bacia para eventos isolados de chuva-vazão e que os parâmetros de K_{sat} , umidade inicial e coeficiente de rugosidade de superfície de Manning foram sensíveis no LISEM, sendo importantes para a calibração do modelo. Vale destacar que a utilização do modelo LISEM neste estudo se deu numa bacia hidrográfica maior, (386 km²) do que as comumente analisadas pelo modelo.

De Roo; Offermans (1995) relatam que para o modelo LISEM funcionar bem, necessita-se de um melhor conhecimento acerca da variabilidade espacial e temporal da condutividade hidráulica do solo, visto que, a análise de sensibilidade mostrou que a condutividade hidráulica é a variável mais sensível no modelo em relação à vazão.

Já Moro (2011) constatou por meio da análise de sensibilidade que no LISEM a condutividade hidráulica do solo saturado é o parâmetro mais sensível em relação ao escoamento superficial direto, seguido pela declividade e rugosidade.

Apesar de estudos anteriores já terem identificado que o modelo LISEM possui alta sensibilidade à condutividade hidráulica do solo saturado, eles não a quantificaram numericamente, nem avaliaram o impacto dessas incertezas na sensibilidade do modelo. Portanto, de acordo com SILANS *et al.*, (2009), após avanços na área de modelagem de recursos hídricos, pesquisadores vêm despertando para a determinação dos erros e incertezas associados à estrutura do modelo utilizado e aos dados de entrada, entre outros fatores.

Hu *et al.*, (2015) estudaram os efeitos da umidade inicial do solo, bem como a variabilidade da condutividade hidráulica do solo saturado no de escoamento usando para tal o LISEM em uma pequena bacia hidrográfica no Platô de Loess, na China. Perceberam que a vazão total e a de pico foram

subestimadas quando a variabilidade da umidade inicial e de K_{sat} foram ignoradas.

Taskinen et al., (2008) determinaram a influência da variação espacial da K_{sat} na geração de escoamento, por meio de um modelo distribuído, em uma pequena bacia hidrográfica, 12 hectares, com predomínio de culturas agrícolas. Perceberam que, em na bacia hidrográfica estudada, esquemas de coleta de K_{sat} de campo com uma distância de amostragem de 50 m ou menos devem ser fornecidos se informações confiáveis forem necessárias sobre as características do escoamento, como é caso da modelagem hidrológica. Já as amostras com espaçamento de 10 m em campos semelhantes com grande variabilidade podem ser úteis onde K_{sat} mostra um alto coeficiente de variação.

Kværnø; Stolte (2012) quantificaram a incerteza do escoamento superficial e da erosão do solo por meio do LISEM na bacia hidrográfica Skuterud, com área de 450 ha, localizada em Oslo na Noruega. Para tal, os autores utilizaram da incerteza da textura, do teor de matéria orgânica, da estabilidade e coesão dos agregados e das funções de pedotransferências derivadas da curva de retenção de água e da condutividade hidráulica. O valor de K_{sat} utilizado através da função de pedotransferência foi especialmente importante para explicar as diferenças de escoamento superficial, já que o modelo utilizado (LISEM) é altamente sensível a essa propriedade.

Grum et al., (2017) aplicaram este modelo em uma bacia hidrográfica no norte da Etiópia, cujo objetivo foi avaliar o desempenho do LISEM na descrição de processos hidrológicos baseados em eventos de chuva e produção de sedimentos. A modelagem foi realizada de forma satisfatória para a maioria dos eventos, com exceção de superestimar a produção de sedimentos em algumas ocasiões, o que pode ser atribuído à incerteza de vários fatores que controlam a erosão do solo e a inadequação do LISEM ao descrever a erosão do solo em declives íngremes.

Cuomo et al., (2016) investigaram a erosão do solo sob diferentes inclinações, cobertura vegetal e intensidade de precipitação, por meio de simulações com o LISEM, o qual permitiu estimar razoavelmente os valores máximos da descarga de água e sedimentos, que geralmente são usados como parâmetros de projeto de trabalhos de controle de erosão.

Clutario *et al.*, (2014) utilizaram-se do LISEM para prever a vazão e a erosão de sedimentos em um rio de uma bacia hidrográfica sob precipitações de altas intensidades e chuvas de longa duração, visto que até então, não existiam trabalhos com essas características utilizando este modelo.

Hessel *et al.*, (2003) calibraram o modelo LISEM para uma pequena bacia hidrográfica do Loess Plateau, China, onde os resultados mostraram que o modelo pode ser utilizado com sucesso desde que os pequenos eventos de escoamento sejam calibrados separadamente dos grandes eventos de escoamento. Neste caso, os fatores de calibração mais importantes foram a condutividade hidráulica do solo saturado e o coeficiente de Manning.

O LISEM não gerou bons resultados para eventos de chuva cuja intensidade foi menor ou igual a capacidade de infiltração de água no solo, mas apresentou resultados satisfatórios quando o evento de precipitação superou 30 mm h⁻¹, sendo que o referido modelo obteve êxito em 82,50% das situações simuladas para as vazões de pico (GOMES, 2008).

3.4 Vazão máxima

Os eventos extremos relacionados aos recursos hídricos geralmente estão associados ao excesso de água, como ocorre com as inundações e até mesmo com o rompimento de barragens. Portanto, as precipitações de alta intensidade vêm causando numerosos problemas relacionados às cheias em bacias hidrográficas tornando o monitoramento hidrológico, bem como a modelagem de vazões máximas e de hidrogramas de cheias de grande importância no planejamento e na gestão de bacias hidrográficas.

Estudos relacionados a chuvas intensas ou extremas são de grande relevância na gestão de recursos hídricos, visto que, são aplicados frequentemente para o conhecimento do comportamento hidrológico de bacias hidrográficas no tocante ao controle de cheias e inundações. Além disso, servem de subsídio para a estimativa de vazões de projeto para o dimensionamento de estruturas hidráulicas, de forma geral, uma vez que tais chuvas são responsáveis diretamente pela geração do escoamento superficial direto (CALDEIRA, *et al.*, 2015).

O escoamento superficial é um dos componentes do ciclo hidrológico de maior relevância no que se refere aos estudos de aproveitamentos hídricos, dimensionamentos hidráulicos, assim como no manejo integrado da bacia hidrográfica. Dessa forma, é um dos componentes mais estudados, observados e modelados pela hidrologia. A geração do escoamento é um dos assuntos de maior complexidade da hidrologia devido à alta variabilidade das características da bacia, além do fato da água poder seguir vários caminhos desde o momento em que atinge a superfície, na forma de chuva, até o momento em que atinge o curso d'água.

Pode ser dividido em três componentes, cuja participação dependerá dos aspectos geomorfológicos e de uso do solo na bacia hidrográfica: escoamento superficial direto, escoamento sub-superficial e escoamento base (escoamento subterrâneo). O primeiro componente é gerado pelo excesso de precipitação que escoar diretamente sobre a superfície, e é função de duas situações: saturação do solo, com a redução da capacidade de infiltração bem como da redução do armazenamento de água e por intensidades elevadas de precipitação, as quais podem superar a capacidade de infiltração atual do solo. Essa parcela do escoamento, dentro da hidrologia, é conhecida como precipitação efetiva ou escoamento (deflúvio) superficial direto. Sua importância está diretamente associada a dimensionamentos de obras hidráulicas, tais como barragens, terraços, bacias de contenção, retificação de cursos d'água, além de fundamental no estudo de erosão e transporte de sedimentos.

O escoamento superficial é influenciado por diversos fatores, tais como as características da precipitação, atributos hidrológicos do solo, manejo e uso do solo e características fisiográficas da bacia.

Com base nos atributos hidrológicos do solo, é sabido que solos de maior permeabilidade podem proporcionar menores valores de vazões de pico (ou vazões máximas), uma vez que haverá menor escoamento sobre a superfície. De modo oposto, solos densos e ou compactados, com baixa permeabilidade, têm tendência de gerar maior escoamento sobre a superfície, provocando valores mais elevados para as vazões máximas. Além desses aspectos, a umidade do solo exerce papel fundamental no comportamento do escoamento

superficial direto, influenciando a capacidade de armazenamento de água no solo e a posterior geração do escoamento.

Sendo assim, para um melhor planejamento e a gerenciamento dos recursos hídricos a utilização de modelos hidrológicos para compreender o comportamento do escoamento em uma bacia hidrográfica torna-se imprescindível. Para bacias hidrográficas com dados limitados, a escolha de modelo e dos seus parâmetros de identificação é considerada uma etapa importante para a estimativa de hidrogramas de escoamento direto (AHMAD *et al.*, 2010).

A necessidade de dados hidrológicos repercute no desenvolvimento de modelos capazes de estimar hidrogramas de escoamento superficial direto (ESD), elemento de maior relevância para a análise de vazões resultantes de eventos extremos de precipitação (STEINMETZ, 2017).

4. Referências bibliográficas

BAGARELLO, V.; SGROI, A. Using the single-ring infiltrometer method to detect temporal changes in surface soil field-saturated hydraulic conductivity. **Soil & Tillage Research**, v 76, p.13–24, 2004.

BAGARELLO, V.; DI PRIMA, S.; IOVINO, M. Estimating saturated soil hydraulic conductivity by the near steady-state phase of a Beerkan infiltration test. **Geoderma**, v. 303, p.70–77, 2017.

BESKOW, S.; MELLO, C. R.; NORTON, L. D.; SILVA, A. M. Performance of a distributed semi-conceptual hydrological model under tropical watershed conditions. **Catena**, v.86, p.160-171, 2011.

BESKOW, S.; TIMM, L.C.; TAVARES, V.E.Q.; CALDEIRA, T.L.; AQUINO, L.S. Potential of the LASH model for water resources management in data-scarce basins: a case study of the Fragata River basin, southern Brazil, **Hydrological Sciences Journal**, 61:14, 2567-2578, 2016.

BROWN, J.D.; HEUVELINK; G.B.M. Assessing uncertainty propagation through physically based models of soil water flow and solute transport. **Encyclopedia of Hydrological Sciences**. p. 1181–1195, 2005.

CALDEIRA, T. L.; BESKOW, S.; MELLO, C. R.; FARIA, L. C.; SOUZA, M. R.; GUEDES, H. A. S. Modelagem probabilística de eventos de precipitação extrema no estado do Rio Grande do Sul. **R. Bras. Eng. Agríc. Ambiental**, v. 19, n.3, p. 197-203, 2015.

CASTRO, B. E. M.; GEISSERT, D.; YANKELEVICH, S. N.; CHÁVEZ, A. G. T. Spatial distribution of hydraulic conductivity in soils of secondary tropical montane cloud forests and shade coffee agroecosystems. **Geoderma**, v. 283, p.57–67, 2016.

CLUTARIO, M. V. A.; DAVID, C. P. C. Event-based Soil Erosion Estimation in a Tropical Watershed. **International Journal of Forest, Soil and Erosion**. v.4, 2014.

COSTA, C. D. O.; ALVES, M. C.; SOUSA, A. P.; SILVA, H. R. ANTONIO PAZ GONZÁLEZ, A. P.; AVALOS, J. M. M. Produção e deposição de sedimentos em uma sub-bacia hidrográfica com solos suscetíveis à erosão. **Irriga**, Botucatu, v. 21, n. 2, p. 284-299, 2016.

CUOMO, S.; SALA, M. D.; PIERRI, M. Experimental evidences and numerical modelling of runoff and soil erosion in flume tests. **Catena**, v.147, p. 61–70, 2016.

DE ROO, A. P. J.; OFFERMANS, R. J. E. LISEM: a physically-based hydrological and soil erosion model for basin-scale water and sediment management. Modelling and Management of Sustainable Basin-scale Water Resource Systems (Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995). **IAHS Publ.** nº. 231,

1995.

DE ROO, A.P.J.; WESSELING, C.G.; RITSEMA, C.J. LISEM: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: theory, input and output. **Hydrological Processes**, v. 10, p.1107-1117, 1996.

DEUTSCH, C. V.; JOURNAL, A. G. **GSLIB Geostatistical software library and user's guide**. New York: Oxford University Press, p.369, 1998.

DONGLI, S.; QIAN, C.; TIMM, L.C.; BESKOW, S.; WEI, H.; CALDEIRA, T.L.; OLIVEIRA, L.M. Multi-scale correlations between soil hydraulic properties and associated factors along a Brazilian watershed transect. **Geoderma**, 286, 15–24, 2017.

GOMES, N. M., **Aplicação do LISEM (Limburg Soil Erosion Model) para simulação hidrológica em bacia hidrográfica tropical**. 2008. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Lavras, 2008.

GOMES, N. M.; SILVA, A. M.; MELLO, C. R.; FARIA, M. A.; OLIVEIRA, P. M. Métodos de ajuste e modelos de semivariograma aplicados ao estudo da variabilidade espacial de atributos físico-hídricos do solo. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, 31:435-443, 2007.

GOMES, N. M.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M.; BESKOW, S. Aplicabilidade do LISEM (Limburg Soil Erosion) para simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica tropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, p.2483-2492, 2008.

GONÇALVES, A. D. M. de A.; LIBARDI, P. L. Análise da Determinação da Condutividade Hidráulica do Solo pelo Método do Perfil Instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, n.1, p. 1174-1184, 2013.

GOOVAERTS, P. **Geostatistics for Natural Resources Evaluation**. Applied Geostatistics Series. Oxford: Oxford University Press, p.483, 1997.

GOOVAERTS, P. Geostatistical modelling of uncertainty in soil science. **Geoderma**, v.103, p.3–26, 2001.

GREGO, C.R.; VIEIRA, S.R. Variabilidade espacial de propriedades físicas do solo em uma parcela experimental. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v.29, p.169-177, 2005.

GRUM, B.; WOLDEAREGAY, K.; HESSEL, R.; BAARTMAN, J.E.M.; ABDULKADIR, M.; YAZEWE, E.; KESSLER, A.; RITSEMA, C. J.; GEISSEN, V. Assessing the effect of water harvesting techniques on event-based hydrological responses and sediment yield at a catchment scale in northern Ethiopia using the Limburg Soil Erosion Model (LISEM). **Catena**. v. 159, p. 20–34, 2017.

HASSLER, S.K.; LARK, R.M.; ZIMMERMANN, B.; ELSENBEEER, H., Which sampling design to monitor saturated hydraulic conductivity?, **European Journal of Soil Science**, v. 65, p.792–802, 2014.

HESSEL, R.; JETTEN, V.; LIU, B.; ZHANG, Y.; STOLTE, J. Calibration of the LISEM model for a small Loess Plateau catchment. **Catena**, v.54, p.235 – 254, 2003.

HU, K.; WHITE, R.; CHEN, D.; LI, B.; LI, W. Stochastic simulation of water drainage at the field scale and its application to irrigation management. **Agricultural Water Management**. v. 89, p. 123-130, 2007.

HU, W.; SHE, D.; SHAO, M. A.; CHUN, K. P.; SI, B. Effects of initial soil water content and saturated hydraulic conductivity variability on small watershed runoff simulation using LISEM. **Hydrological Sciences Journal**, v. 60, n. 6, p. 1137-1154, 2015.

HUANG, M.; ZETTL, J. D.; BARBOUR, S. L.; PRATT, D. Characterizing the spatial variability of the hydraulic conductivity of reclamation soils using air permeability. **Geoderma**, v. 262, p. 285–293, 2016.

ISAAKS, E.H.; SRIVASTAVA, R.M. **An introduction to applied geostatistics**. Oxford: University Press, p.592, 1989.

JETTEN, V.; BOUT, B.V.D. **LISEM Limburg Soil Erosion Model v 3.9x**, Documentation & User Manual. University of Twente, 2017.

JUNQUEIRA JÚNIOR, J. A.; SILVA, A. M.; MELLO, C. R.; PINTO, D. B. F. Continuidade espacial de atributos físico-hídricos do solo em sub-bacia hidrográfica de cabeceira. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 32, p. 914-922, 2008.

KLAUS, R.; TIMM, L. C. **Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. 3. ed. – Barueri, SP: Manole, 2016.

KRIGE, D. G. A statistical approach to some basic mine evaluation problems on the Witwatersrand. **Johannesburg Chemistry Metallurgy Mining Society South Africa**, v.52, p.151-163, 1951.

KVÆRNØ, S. H.; STOLTE, J. Effects of soil physical data sources on discharge and soil loss simulated by the LISEM model. **Catena**, v.97, p. 137–149, 2012.

LANDIM, P. M. B., Sobre Geoestatística e mapas. **TERRÆ DIDÁTICA**, 2(1):19-33, 2006.

MAKRANTONAKI, M. S.; ANGELAKI, A.; EVANGELIDES, C.; BOTA, V.; TSIANOU, E.; FLOROS, N. Experimental determination of hydraulic conductivity at unsaturated soil column. **Procedia Engineering**, v.162, p. 83 – 90, 2016.

MATHERON, G. Principles of geostatistics. **Economic Geology**, v.58, p.1246-1266, 1963.

MATHERON, G. **The theory of regionalized variables and its applications**. Paris: Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique, p. 211, 1971.

MELLO, C.R.; VIOLA, M.R.; NORTON, L.D.; SILVA, A.M., WEIMAR, F.A. Development and application of a simple hydrologic model simulation for a Brazilian headwater basin. **Catena**. v. 75, p. 235-247, 2008.

MENEZES, S. M.; SAMPAIO, F. M. T.; RIBEIRO, K. D. (2006) **Estudo da condutividade hidráulica relacionada com alguns parâmetros físicos do solo**. In: XIII Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica/ IV Simpósio Brasileiro de Mecânica das Rochas/ III Congresso Luso-Brasileiro de Geotecnia, Curitiba: 149-153.

MESQUITA, M. G. B. F.; MORAES, S. O. A dependência entre a condutividade hidráulica saturada e atributos físicos do solo. **Ciência Rural**. v. 34, n. 3, p.963-969, 2004.

MORO, M. **Avaliação do modelo LISEM na simulação dos processos hidrossedimentológicos de uma pequena bacia rural localizada nas encostas basálticas do Rio Grande do Sul**. 2011, 133p., Tese (Doutorado em Engenharia) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 2011.

NETO, G.K.; OLIVEIRA, A.H.; PEREIRA, S.Y. Variabilidade espacial de atributos físicos do solo em uma sub-bacia às margens do rio Mogi Guaçu (SP). São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 36, n. 2, p. 381 - 394, 2017.

NGUYEN, P. M.; DE PUE, J.; LE, K. V. CORNELIS, W. Impact of regression methods on improved effects of soil structure on soil water retention estimates. **Journal of Hydrology**. v.525, p. 598–606, 2015.

NOSSACK, F. A. **Simulação da condutividade hidráulica dos solos da sub-bacia do Rio Pardo – SP por meio de geoestatística multivariada**. 2016. 92 f. Tese (Doutorado em Ciências Agrônômicas), Universidade Estadual Paulista, Botucatu, 2016.

REZA, S.K. et al. Spatial distribution of soil physical properties of alluvial soils: a geostatistical approach. **Archives of Agronomy and Soil Science**. v. 62, n. 7, p.972-981, 2015.

SANTOS, K.S.; MONTENEGRO, A.A.A.; ALMEIDA, B.G.; MONTENEGRO, S.M.G.; ANDRADE, T. S.; FONTES, R.V.P. Variabilidade espacial de atributos físicos em solos de vale aluvial no semiárido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 16, p. 828- 835, 2012.

SCHERPINSKI, C.; URIBE-OPAZO, M. A.; BOAS, M. A. V.; SAMPAIO, S. C.; JOHANN, J. A. Variabilidade espacial da condutividade hidráulica e da infiltração da água no solo. **Acta Scientiarum. Agronomy**. Maringá, v. 32, n. 1, p. 7-13, 2010.

SILANS, A. M. B. P.; ALMEIDA, C. N.; PORTO, R. Q. Impacto da Incerteza na Representatividade da Repartição Espacial da Precipitação sobre os Hidrogramas e as Curvas de Permanência Obtidos de um Modelo Chuva-Vazão Distribuído. **RBRH — Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v.14 n.2, p.59-71, 2009.

SIQUEIRA, T. M.; LOUZADA, J. A.; PEDROLLO, O. C.; CASTRO, N. M. R. Soil physical and hydraulic properties in the Donato stream basin, RS, Brazil. Part 2: Geostatistical simulation. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 23, p. 675-680, 2019.

SIQUEIRA, T. M.; LOUZADA, J. A. ; PEDROLLO, O. C.; CASTRO, N. M. R. Soil physical and hydraulic properties in the Donato stream basin, RS, Brazil. Part 1: Spatial variability. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 23, p. 669-674, 2019.

SOARES, M. F. **Análise da variabilidade espacial dos atributos físico-hídricos do solo de uma bacia hidrográfica**. 2018. 101p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2018.

SOARES, M. F.; CENTENO, L. N.; TIMM, L. C.; MELLO, C. R.; KAISER, D. R.; BESKOW, S. Variability of saturated soil hydraulic conductivity using robust cokriging at the watershed scale. **Journal of Soil Science and Plant Nutrition**, v. 20, p. 1-12, 2020.

STEINMETZ, A. A. **Estimativa de cheias aplicando a técnica de hidrograma unitário com diferentes abordagens de discretização espacial em uma sub-bacia do arroio Pelotas**. 2017. 109f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2017.

TASKINEN, A.; SIRVIÖ, H.; BRUEN, M. Statistical analysis of the effects on overland flow of spatial variability in soil hydraulic conductivity / Analyse statistique des effets de la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique du sol sur l'écoulement de surface, **Hydrological Sciences Journal**, 53:2, 387-400, 2008.

TEIXEIRA, D. B.; BICALHO, E. S.; PANOSSO, A. R.; PERILLO, L. I.; IAMAGUTI, J. L.; PEREIRA, G. T.; SCALA JÚNIOR, N. L. Krigagem Ordinária e Simulação Sequencial Gaussiana na Interpolação da Emissão de CO₂ do Solo. **Revista Energia na Agricultura**. v. 26, n.3, p.26-42, 2011.

TRANGMAR, B.B. Application of geostatistics to spatial studies of soil properties. **Advances in Agronomy**, v. 38, p. 45-91, 1985.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. 2 ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2005.

VAN DAM, J.C. **Field scale water flow and solute transport. SWAP model concepts, parameter estimation and case studies**. PhD thesis, Wageningen University, p.167, 2000.

VARGAS, M. M. **Estimativa de hidrogramas de cheias utilizando o modelo hidrológico LISEM: estudo de caso em sub-bacia do arroio Pelotas (Rio Grande do Sul)**, 2018. 78f. Trabalho de Conclusão de Cursos (Graduação em Engenharia Hídrica) – Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2018.

VIOLA, M. R. **Simulação hidrológica na cabeceira da Bacia Hidrográfica do Rio Grande de cenários de usos do solo e mudanças climáticas A1B**. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas). Universidade Federal de Lavras. Lavras, p. 286. 2011.

YAMAMOTO, J. K.; LANDIM, P. M. B., **Geoestatística: conceitos e aplicações**. São Paulo: Oficina de textos, 2013.

YAO, R. J.; YANG, J. S.; WU, D. H.; LI, F. R.; GAO, P.; WANG, X. P. Evaluation of pedotransfer functions for estimating saturated hydraulic conductivity in coastal salt-affected mud farmland. **Journal of Soils and Sediments**, 2015.

ZHAO, C.; SHAO, M.; JIA, X.; NASIR, M.; ZHANG, C. Using pedotransfer functions to estimate soil hydraulic conductivity in the Loess Plateau of China. **Catena**, v.143, p.1–6, 2016.

5. Artigo 1

Mapeamento da variabilidade espacial e análise de incerteza da condutividade hidráulica do solo saturado em uma bacia hidrográfica subtropical: uma comparação entre simulação sequencial gaussiana e krigagem ordinária

Resumo

O mapeamento da condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) é essencial para o entendimento da dinâmica da água no solo e importantes parâmetros na modelagem hidrológica. A eficiência de um modelo hidrológico depende da precisão espaço-temporal e da escala apropriada dos parâmetros e variáveis de entrada. Nesse sentido, os atributos hidrológicos do solo são de grande relevância para apoiar a tomada de decisões sobre o gerenciamento de recursos hídricos na escala da bacia hidrográfica. Portanto, os objetivos deste estudo foram comparar os métodos de krigagem ordinária (KO) e simulação sequencial gaussiana (SSG) para mapear a variabilidade espacial de K_{sat} em uma bacia hidrográfica de cabeceira subtropical e quantificar a incerteza na estimativa da variabilidade espacial de K_{sat} usando o método de SSG com o objetivo de gerar mapas mais precisos. Os conjuntos de dados foram obtidos em uma grade amostral de 179 pontos estabelecida na bacia hidrográfica sanga Ellert (BHSE), localizada em Canguçu, estado do Rio Grande do Sul, sul do Brasil. O relevo varia de ondulado a ondulado forte e os solos são rasos e esparsos entre afloramentos rochosos. O resumo estatístico mostrou que a K_{sat} apresentou alta variabilidade e distribuição de frequência assintótica, exigindo transformação logarítmica para análises geoestatísticas. A partir dos modelos de semivariograma ajustados, foram utilizados os métodos de KO e SSG para estimar os dados de K_{sat} na BHSE. Seus resultados foram comparados usando medidas estatísticas. Foram gerados cem campos aleatórios para a simulação, com o mesmo padrão espacial e estocástico, confirmados por semivariogramas e histogramas, respectivamente. Os resultados mostram que o SSG teve desempenho superior ao da KO em todas as análises estatísticas, demonstrando alta precisão global, não sendo afetado pelo efeito de suavização nos dados do K_{sat} causado pelo OK. A SSG também demonstrou ser uma ferramenta importante que lida com atributos do solo com alta variabilidade espacial, como dados de K_{sat} , não apenas em termos de mapeamento, mas também permite estudar espacialmente as incertezas envolvidas na estimativa de K_{sat} . A SSG foi sensível ao procedimento de amostragem adotado, com estimativas de incerteza de K_{sat} mais baixas em áreas densamente amostradas do que em áreas esparsamente amostradas. Por outro lado, estimativas mais altas de incerteza em K_{sat} foram encontradas em solos localizados em áreas mais íngremes da bacia hidrográfica e em solos formados ao longo do curso d'água principal. Os mapas de variabilidade espacial de K_{sat} e seu desvio padrão são bastante úteis para avaliar os efeitos de diferentes sistemas de lavoura na dinâmica da água

no solo, mapear a permeabilidade, identificar áreas mais propensas à recarga de águas subterrâneas e apoiar a simulação hidrológica em bacias hidrográficas.

Palavras-chave: Geoestatística; análise de incerteza; atributos hidrológicos do solo; escala da bacia hidrográfica

Spatial variability mapping and uncertainty analysis of the saturated soil hydraulic conductivity in a subtropical headwater watershed: a comparison between Gaussian sequential simulation and ordinary kriging

Abstract

The mapping of saturated soil hydraulic conductivity (K_{sat}) is essential for the understanding of soil water dynamics and important input in hydrological modeling. The efficiency of a hydrological model depends on the spatiotemporal precision and the appropriate scale of the input parameters and variables. In this direction, soil hydrology attributes are of great relevance to support decision-making on the water resources management at watershed scale. Therefore, the objectives of this study were to compare ordinary kriging (OK) and Gaussian sequential simulation (GSS) methods to map the spatial variability of K_{sat} in a subtropical headwater watershed, and to quantify the uncertainty in estimating the spatial variability of K_{sat} using the GSS method aiming to generate more accurate maps. Data sets were obtained in a sample grid of 179 points established in the Ellert creek watershed (ECW), located in Canguçu-Rio Grande do Sul state, Southern Brazil. The relief varies from undulating to strong undulating and the soils are shallow and sparse between rocky outcrops. The statistical summary showed that K_{sat} had high variability as well as extremely asymptotic frequency distribution, requiring logarithmic transformation for geostatistical analyses. From fitted semivariogram models, ordinary kriging and Gaussian sequential simulation methods were used for estimating K_{sat} data in the ECW. Their results were compared by using statistical measures. One hundred random fields were generated for the simulation, with the same spatial and stochastic pattern, confirmed by their semivariograms and histograms, respectively. Results show that GSS performed better than ordinary kriging in all used statistical measures demonstrating a strong global predictive power, being not affected by the smoothing effect on K_{sat} data caused by OK. GSS also demonstrated to be an important tool that deal with soil attributes that have a high spatial variability, such as K_{sat} data, not only in terms of mapping but also allowing studying spatially the uncertainties involved with the K_{sat} estimation. GSS was sensitivity to the sampling procedure adopted, with lower K_{sat} uncertainty estimates in densely sampled areas than in sparsely sampled areas. On the other hand, higher K_{sat} uncertainty estimates were found in soils located at steeper areas of the watershed and on soils formed alongside the main water course. Spatial variability maps of K_{sat} and its standard deviation are quite useful for assessing the effects of different tillage systems on soil water dynamics, for mapping permeability, for identifying areas more prone to groundwater recharge, and for supporting hydrological simulation of the floods in small watersheds.

Key words: Geostatistics; uncertainty analysis; soil hydrology attributes; watershed scale

1. Introdução

Os atributos hidrológicos do solo são elementos chave para a compreensão de vários processos ambientais, principalmente aqueles relacionados ao ciclo hidrológico, e são parâmetros cruciais para aplicação em modelos hidrológicos (SHE *et al.*, 2017). Portanto, esses atributos são de grande relevância para apoiar a tomada de decisões sobre o gerenciamento de recursos hídricos na escala da bacia hidrográfica (BESKOW *et al.*, 2016).

Os fatores de formação do solo, devido à complexidade das interações em seus processos naturais, são responsáveis pelos diferentes padrões de distribuição espacial dos atributos do solo, variando em diferentes direções e escalas espaciais (TRANGMAR *et al.*, 1986). A variabilidade espacial dos atributos do solo é influenciada por fatores intrínsecos (material parental, clima, topografia, relevo e tempo) e fatores extrínsecos (práticas de manejo agrícola, como pousio, nivelamento da terra, fertilização e irrigação).

Os atributos do solo mostram uma alta variabilidade parcialmente devido aos efeitos combinados de processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem com diferentes intensidades e escalas (GOOVAERTS, 2000). Neste sentido, métodos estatísticos e matemáticos podem ser aplicados para auxiliar na solução da complexidade e da incerteza inerentes ao sistema solo. Portanto, o uso de dados do solo e sua análise são importantes na avaliação de campo, porque a incerteza e a imprecisão geralmente ocorrem em conjuntos de dados (MCBRATNEY *et al.*, 2000).

Ferramentas geoestatísticas (por exemplo, KO e SSG) foram aplicadas para mapear a variabilidade espacial dos atributos hidrológicos solo em bacias hidrográficas temperadas e tropicais (HU *et al.*, 2015; MELLO *et al.*, 2015; USOWICZ; LIPIEC, 2017; SIQUEIRA *et al.*, 2019; WANG *et al.*, 2013). Além disso, ambas as ferramentas foram usadas para avaliar as incertezas dos principais atributos hidrológicos do solo (por exemplo, K_{sat}) em áreas não amostradas, permitindo uma melhor compreensão de sua distribuição espacial na escala da bacia hidrográfica, resultando na redução dos custos de amostragem e análise do solo (LIBOHOVA *et al.*, 2018; ZHAO *et al.*, 2017).

A KO é o método de interpolação geoestatística mais utilizado (LARK; MINASNY, 2018). É um método linear que estima uma variável em um local não amostrado, com base nos valores medidos dessa variável em locais amostrados nas proximidades. Uma das principais desvantagens do KO é que ele pode superestimar os valores mais baixos e subestimar os mais altos da variável, o que causa maior suavização, além de não se preocupar em reproduzir as estatísticas globais estimadas do conjunto de dados da amostra (DEUTSCH; JOURNAL, 1998). O efeito de suavização na variância é um erro considerável por representar padrões extremos, especialmente quando a variável do estudo tem distribuição é lognormal. (GOOVAERTS, 2000). Este é o caso do comportamento da K_{sat} , bem relatado na literatura, independentemente da escala analisada (BRAVO *et al.*, 2020; SHE *et al.*, 2017; ZHANG *et al.*, 2019; entre outros).

A simulação geoestatística, por outro lado, não apresenta os inconvenientes atribuídos à KO, pois reproduz satisfatoriamente as estatísticas globais dos conjuntos de dados observados, como média, histograma e semivariograma (ISAAKS; SRIVASTAVA, 1989). Ela fornece uma estimativa geral da variável em estudo e uma análise associada a suas incertezas (DEUTSCH; JOURNAL, 1998). Entre os métodos de simulação geoestatística, a SSG foi aplicada com sucesso para mapear atributos hidrológicos do solo e suas incertezas em condições de solo e clima (AWAD *et al.*, 2018; GODOY *et al.*, 2018; HU *et al.*, 2015; ZHAO *et al.*, 2017; ZHAO *et al.*, 2018;).

A K_{sat} é um parâmetro fundamental para entender o efeito das operações de lavoura e rotação de culturas nas decisões de manejo agrícola (SORACCO *et al.*, 2020), a complexidade do sistema solo-água-planta-atmosfera (SALEMI *et al.*, 2013; MELLO *et al.*, 2019), o efeito do uso da terra no escoamento superficial direto em bacias hidrográficas usando um modelo hidrológico distribuído (ALVARENGA *et al.*, 2016; HU *et al.*, 2015; LIBOHOVA *et al.*, 2018), o impacto das mudanças climáticas, do uso do solo e o gerenciamento da dinâmica da água no solo sob sistemas de plantio direto e convencional em diferentes tipos de solo (ELHAKEEM *et al.*, 2018; VILLARREAL *et al.*, 2020), entre outros estudos.

Devido à alta variabilidade espacial e temporal da K_{sat} , bem como ao esforço necessário para sua amostragem de dados, tem sido um desafio para os cientistas obterem representatividade de sua variabilidade espacial em uma resolução exigida em escala de bacias hidrográficas. Portanto, K_{sat} na camada superior do solo é indiretamente estimado a partir de dados facilmente disponíveis, como frações de textura do solo, densidade do solo e carbono orgânico usando funções de pedotransferência (PTFs) (OTTONI *et al.*, 2019; SILVA *et al.*, 2017). No entanto, foi reconhecido por vários cientistas (GUTMANN e SMALL, 2007; ZHANG e SCHAAP, 2019) que essa abordagem produz grandes erros nas estimativas de K_{sat} , particularmente quando essas relações empíricas são usadas para outras condições de solo e clima que não pertencem ao conjunto de dados usado para gerá-los. Além disso, em geral, diferentes paisagens e usos do solo podem ser identificados na escala da bacia, o que exige muito esforço para obter representatividade na variabilidade espacial da K_{sat} na escala da bacia hidrográfica.

A bacia hidrográfica sanga Ellert (BHSE) é uma bacia hidrográfica subtropical, a qual é estratégica regionalmente devido à sua importância econômica e social para o município de Canguçu, uma área amplamente dominada pelos sistemas de agricultura familiar. O principal curso de água da BHSE flui diretamente para o rio Pelotas, localizado na parte sul do estado do Rio Grande do Sul, com uma área total de aproximadamente 940 km², incluindo os municípios de Pelotas, Morro Redondo, Arroio do Padre e Canguçu. O rio Pelotas fornece água potável para a população de Pelotas, uma cidade com cerca de 329.000 habitantes (BESKOW *et al.*, 2016). A BHSE sofreu com os impactos das atividades agrícolas, onde os eventos locais podem refletir o comportamento hidrológico da bacia hidrográfica do arroio Pelotas. Além disso, a BHSE é potencialmente vulnerável à erosão hídrica e inundações, causando perdas de solo e nutrientes, resultando em danos econômicos e sociais. Poucos estudos foram avaliados quanto à resposta hidrológica de bacias hidrográficas temperadas quanto à variabilidade espacial da K_{sat} , uma vez que, este é um parâmetro de entrada sensível para modelos hidrológicos distribuídos (HU *et al.*, 2015; KVÆRNØ; STOLTE, 2012; LIBOHOVA *et al.*, 2018). Contudo, até onde sabemos, nenhum estudo comparou o desempenho das análises KO e SSG ao

descrever e mapear a variabilidade espacial de K_{sat} e suas incertezas em bacias hidrográficas subtropicais. Portanto, os objetivos deste estudo foram comparar os métodos de KO e SSG para mapear a variabilidade espacial da K_{sat} em uma bacia hidrográfica subtropical; e quantificar a incerteza na estimativa da variabilidade espacial da K_{sat} na escala da bacia hidrográfica, usando o método SSG, com o objetivo de gerar o mapa simulado de variabilidade espacial K_{sat} mais preciso.

2 Material e Métodos

2.1 Descrição da bacia hidrográfica estudada

O estudo foi realizado na bacia hidrográfica sanga Ellert (BHSE), que é uma sub-bacia subtropical da bacia hidrográfica do rio Pelotas. A BHSE está localizada no município de Canguçu, a aproximadamente 50 km a nordeste do município de Pelotas, o maior município do sul do Brasil (Figura 2).

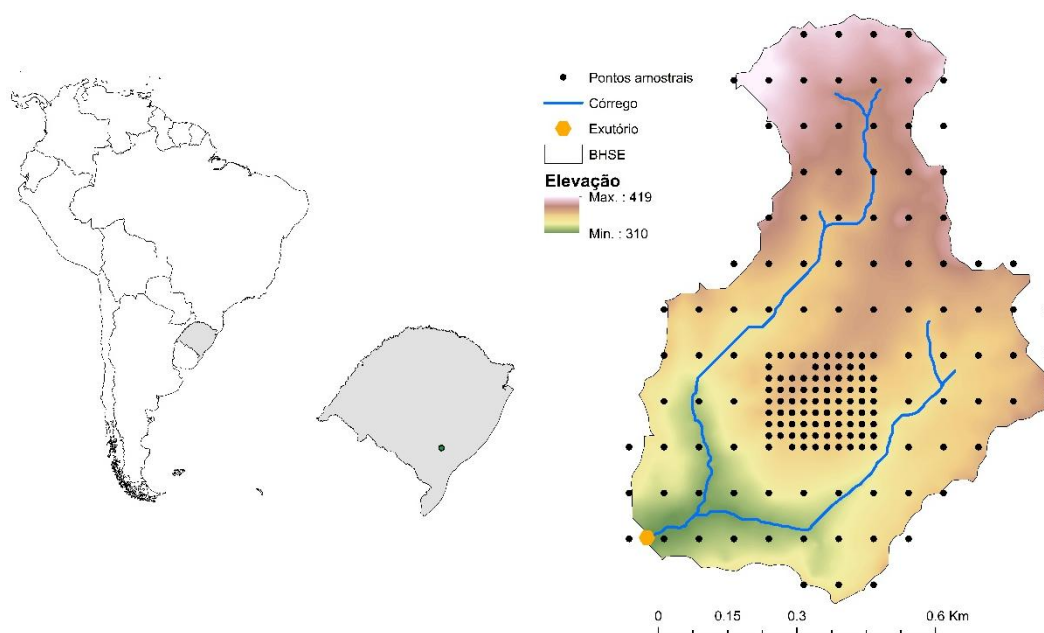


Figura 2 Localização, topografia, hidrografia e pontos de amostragem da bacia hidrográfica sanga Ellert.

A BHSE possui uma área de aproximadamente 0,7 km², com altitude variando de 310 a 419 m. O clima da região é do tipo Cfa de acordo com a classificação climática de Köppen (Kuinchtner; Buriol, 2001), ou seja, um clima

mesotérmico indicando condições subtropicais úmidas, caracterizadas por uma temperatura média anual de 18°C, com verões quentes e invernos frios. A precipitação média anual é de 1350 mm, sendo bem distribuída ao longo do ano (IBGE, 1986). Existe florestas nativas, vegetação arbustiva esparsa e solos rasos na BHSE, sendo o relevo variando de ondulado a forte ondulado. Os principais usos da terra identificados na BHSE foram floresta nativa, silvicultura (Pinus sp, Eucalyptus sp. E Acacia sp.), cultivo anual (Glycine max, Zea mays e Nicotiana tabacum) e pastagem (áreas de pastagem) os quais representam 10%, 12 %, 71% e 7%, respectivamente, da área da bacia hidrográfica. O principal tipo de solo na bacia é classificado como Neossolos no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (Embrapa, 2006) e como Entisols na Taxonomia de Solos nos EUA (Soil Survey Staff, 2010).

2. 2 Grid de amostragem

Uma grid de amostragem de 106 pontos espaçados de 100 m na direção oeste por 75 m na direção sul foi estabelecido no início do trabalho de campo. Posteriormente, para melhor modelar a estrutura da variabilidade espacial dos atributos hidrológicos do solo, foram coletadas 78 amostras de solo em uma área específica da bacia hidrográfica da BHSE, espaçada de 25 m em ambas as direções, totalizando 184 pontos de amostragem (Figura 2). Usos contrastantes da terra, classes de textura do solo e elementos topográficos do terreno foram utilizados como características específicas para a escolha dessa parte específica da BHSE. O software ArcGIS foi utilizado para estabelecer a grade de amostragem e obter as coordenadas UTM de cada ponto (Environmental Systems Research Institute, Redlands, CA).

2.3 Atributos hidrológicos do solo

Amostras de solo não perturbadas foram coletadas em cada ponto de amostragem em uma camada de 0-0,20 m, utilizando cilindros metálicos (5,0 cm de altura e 4,8 cm de diâmetro). A K_{sat} foi medida em cada ponto usando o permeâmetro de carga constante (KLUTE; DIRKSEN, 1986). Também foram

determinados os seguintes atributos hidrológicos do solo: densidade do solo (DS) (BLAKE; HARTGE, 1986) e macroporosidade do solo (MP) (KLUTE, 1986).

2.4 Análises geoestatísticas

Anteriormente ao uso da análise geoestatística, o conjunto de dados da K_{sat} foi submetido a uma análise exploratória calculando média, variância, coeficiente de variação, assimetria, coeficiente de variação e curtose da distribuição. O teste de Kolmogorov-Smirnov (no nível de significância de 5%) foi aplicado para avaliar a normalidade da distribuição dos dados originais. Se os dados de K_{sat} não seguirem a tendência normal, o logaritmo natural (ln) foi aplicado para obter a distribuição normal.

O semivariograma experimental para avaliar a estrutura de variabilidade espacial da variável Z foi calculado usando o estimador clássico de Matheron (WEBSTER; OLIVER, 2007) por meio da Equação 1:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i + h)]^2 \quad (1)$$

Onde $\gamma(h)$ é o valor da semivariância experimental em função de (h), $z(x_i)$ e $z(x_i + h)$ são valores de Z nos locais x_i e $x_i + h$, respectivamente, e $N(h)$ é o número de pares $[z(x_i), z(x_i + h)]$ separados por h.

Os semivariogramas experimentais foram calculados usando a Equação 1 para oito direções diferentes, cada uma variando em 22,5° (direções de 0°; 22,5°; 45°; 67,5°; 90°; 112,5°; 135° e 157,5°), para verificar a presença ou não de anisotropia dos dados K_{sat} na área de estudo. A estrutura de variabilidade espacial de K_{sat} foi calculada usando a Equação 1 e ajustada aos modelos de semivariograma teórico esférico, exponencial e gaussiano. O melhor modelo teórico de semivariograma foi escolhido visualmente. A partir disso, foram obtidas as direções de maior e menor continuidade espacial, e um modelo de blocos foi gerado para toda a área.

2.5 Krigagem Ordinária

A krigagem ordinária é um dos métodos mais comuns baseados em krigagem usados pelos cientistas do solo e da hidrologia. Os métodos baseados em krigagem estão focados em derivar uma estimativa ótima da variável em estudo e sua variação de erro associada. O valor estimado z^* da variável aleatória Z do estudo em um local não amostrado x_0 é dado pela combinação linear dos locais medidos e de seus vizinhos, como segue (ISAACS; SRIVASTAVA, 1989):

$$z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i z(x_i) \quad (2)$$

Onde $z^*(x_0)$ é o valor estimado da variável em um local não amostrado x_0 , $z(x_i)$ é o valor medido da variável na posição x_i , λ_i são os pesos associados a cada z medido (x_i), e n é o número de vizinhanças usadas para estimar $z^*(x_0)$. O método de KO foi calculado usando o software R com uma estrutura introduzida por Hengl *et al.* (2007) e Omuto *et al.* (2010).

2.6 Simulação sequencial gaussiana

A ideia básica da abordagem baseada na SSG é gerar um conjunto de realizações equiprováveis da distribuição espacial de um atributo do solo e usar diferenças entre mapas simulados como uma medida de incerteza (GOOVAERTS, 2001). Portanto, a abordagem baseada na SSG pode ser usada para modelar uma incerteza local sobre o atributo desconhecido do solo, o que permite aos cientistas do solo e aos hidrologos avaliar o risco envolvido em qualquer processo de tomada de decisão, como projetar um plano de remediação apropriado em locais poluídos (BOLUWADE; MADRAMOOTOO, 2015; KIM *et al.*, 2019), para o mapeamento da K_{sat} em solos tropicais (GODOY *et al.*, 2018), para avaliar a incerteza e delinear áreas de risco à salinidade em escala de campo (ZHAO *et al.*, 2017) e simular o escoamento superficial direto

e seus componentes em escala de bacia hidrográfica (HU et al., 2015; KVÆRNØ; STOLTE, 2012), entre outras aplicações.

A abordagem baseada na SSG é baseada no fato de que, no i -ésimo nó, a distribuição de frequências acumulada condicional (ccdf) com o conjunto de dados original e todos os valores simulados nos nós $i-1$ visitados anteriormente é modelada e pode ser usada para a simulação de nós subsequentes. A SSG é baseada no modelo de função aleatória gaussiana multivariada, que é o modelo paramétrico mais amplamente usado porque possui propriedades extremamente convenientes, tornando simples a inferência dos parâmetros da distribuição de frequências acumulada condicional (ccdf). O método multi-gaussiano começa com uma identificação da distribuição normal da variável em estudo. Para isso, a distribuição de dados é verificada pelo teste Kolmogorov-Smirnov, por exemplo, para verificar se suas observações são normalmente distribuídas. Se o conjunto de dados não for normalmente distribuído, ele deverá ser transformado para atingir a normalidade. Os dados originais (ou transformados) da variável $Z[z(x_\alpha), \alpha = 1, \dots, n]$ são convertidos em valores y com um histograma normal padrão, que é referido como uma conversão de pontuação normal. Portanto, os valores y são chamados de escores normais. Portanto, o modelo multi-gaussiano é aplicado às pontuações normais, permitindo a derivação da distribuição de frequências acumulada condicional (ccdf) em qualquer local não amostrado x_0 . Uma descrição detalhada da metodologia SSG pode ser encontrada em Goovaerts (1997) e Deutsch; Journel (1998).

O método de SSG foi aplicado aos valores normais (y -valores) nos N nós, em que cada nó x' correspondia a um centróide de 15×15 m (pixel), condicionado ao conjunto de dados $[z(x_\alpha), \alpha = 1, \dots, n]$ (179 neste estudo), como a seguir:

1. O modelo multi-gaussiano foi aplicado aos escores normais e a ccdf gaussiana foi obtida em qualquer local não amostrado x_α .
2. Um caminho aleatório visitando cada nó x' foi definido, sendo cada nó da grade visitado apenas uma vez.
3. Em cada nó x'_j ($j = 1, 2, \dots, N$ nós) do grid simulado (o grid usado neste estudo foi de 1020 m $\times$ 1350 m), os parâmetros gaussianos (média e variância) foram determinados usando a krigagem simples com o modelo de semivariograma de

escore normal. As informações de condicionamento (n) consistem em um número especificado $n(x')$ dos dados normais de pontuação $y(x_\alpha)$ e dos valores $y^{(l)}(x'_j)$ simulados nos nós da grade visitados anteriormente (“ l ” indica o l th realização). Cada nó da grade teve uma ccdf gaussiana associada a ele, condicionada ao número de dados amostrados e aos dados simulados anteriormente usando krigagem simples.

4. Extraíu um valor simulado $y^{(l)}(x'_j)$ da ccdf gaussiana e esse valor foi adicionado ao conjunto de dados.

5. Prosseguiu-se para o próximo nó do grid ao longo do caminho aleatório e repetiu os passos 3 e 4 das etapas anteriores.

6. Visitou-se todos os N nós do grid até que todos fossem simulados.

7. O passo final consistiu em transformar os dados gaussianos simulados $\{y^{(l)}(x'_j), j = 1, \dots, N\}$ para pertencentes ao espaço amostral original $z(l)$, aplicando a função inversa de transformação dos dados gaussianos (neste caso, a função “ e ”) para os valores simulados $[y^{(l)}]$.

8. O conjunto resultante de valores simulados $[z^{(l)}(x'_j), j = 1, 2, \dots, N]$ representa uma realização da função aleatória $[Z(x_j)]$ nos N nós x'_j) Qualquer número L de realizações $[z^{(l)}(x'_j), j = 1, 2, \dots, N], l = 1, 2, \dots, L$, pode ser obtido repetindo L vezes todo o processo sequencial com possíveis caminhos diferentes para visitar os nós N . Ao gerar várias realizações, o tempo computacional pode ser reduzido consideravelmente, mantendo o mesmo caminho aleatório para todas as realizações. No entanto, existe o risco de gerar realizações muito semelhantes. Portanto, é melhor usar um caminho aleatório diferente para cada realização (GOOVAERTS, 1997).

2.6.1 Estatística da SSG

Ao invés de um mapa das melhores estimativas locais (abordagem baseada em krigagem), o SSG gera um mapa ou uma realização de valores z , ou seja, $[z^{(l)}(x'_j), j = 1, \dots, N, x_\alpha \in A]$, que reproduz estatísticas consideradas mais importantes para o problema em questão. Os requisitos típicos para esse mapa simulado são os seguintes:

1. Os valores dos dados simulados devem honrar os dados amostrados.

$$z^{(l)} = z(x_\alpha) \quad \forall x = x_\alpha, \alpha = 1, \dots, n \quad (n = 179 \text{ neste estudo}) \quad (3)$$

Então, a realização é considerada condicional aos valores originais dos dados (GOOVAERTS, 1997).

2. O histograma de valores simulados reproduz satisfatoriamente o histograma dos dados amostrais.
3. O modelo teórico de semivariograma do conjunto de dados original é reproduzido de cada modelo simulado de semivariograma gerado por cada realização.

A SSG foi realizada em um grid de 1020 x 1350 m (pixel de 15 x 15 m), onde o valor simulado corresponde ao centróide do pixel. Cem realizações ($L = 100$) foram usadas neste estudo. Portanto, cem mapas simulados de K_{sat} , cem histogramas simulados de K_{sat} e cem semivariogramas de K_{sat} foram gerados pelo método SSG. Todas as análises estatísticas e geoestatísticas clássicas foram realizadas usando os softwares GSLib (DEUTSCH; JOURNEL, 1998) e SGeMS (REMY *et al.*, 2009).

2.7 Comparando os desempenhos da SSG com a KO

Os mapas de variabilidade espacial da K_{sat} construídos usando os métodos KO e SSG foram comparados visualmente e as linhas de 1:1 foram avaliadas usando gráficos de dispersão (dados K_{sat} simulados e krigados x dados K_{sat} observados). Os gráficos de dispersão podem revelar o equilíbrio entre valores subestimados e superestimados de K_{sat} , o que resulta na imparcialidade global (GOOVAERTS, 1997). Medidas estatísticas descritivas (valores mínimo e máximo, média, mediana e desvio padrão) também foram calculadas para comparar a distribuição dos valores observados de K_{sat} e os gerados pelos métodos SSG e KO.

2.8 Avaliações das incertezas locais e globais de K_{sat}

Suponha que $[F(z(x_0); z|(n))]$ seja a distribuição de frequências acumulada condicional modelando a incerteza sobre o z desconhecido ($z(x_0)$). Ao invés de derivar um único valor estimado $z^*(x_0)$ da ccdf, é possível extrair uma série de L valores simulados $z^{(l)}(x_0)$, $l = 1, 2, \dots, L$. Cada valor $z^{(l)}(x_0)$ representa uma saída possível da variável aleatória $Z(x_0)$ modelando a incerteza local de x_0 . O ccdf correspondente a cada local é definido como a aproximação numérica de um conjunto de simulações alternativas prováveis geradas pelo método SSG (ZHAO et al., 2017). A probabilidade de que o valor de um atributo do solo é menor que um limite crítico (z_c) em x_0 pode ser calculado como (GOOVAERTS, 1997):

$$F[z(x_0); z_c|(n)] = \text{Prob}[z(x_0) < z_c|(n)] = \frac{n(x_0)}{L} \quad (4)$$

Onde $n(x_0)$ representa o número de simulações que mostra o valor de um atributo do solo z no local x sendo menor que o seu valor limite determinado (z_c), n é a informação de condicionamento para a construção do ccdf dos valores simulados e L é o número total de realizações para simular $z(x_0)$. A notação “ $|(n)$ ” expressa condicionamento às informações locais, ou seja, n dados nas vizinhanças. O problema de determinar o ccdf no local x_0 reduz ao de estimar os poucos parâmetros correspondentes, isto é, a média e a variância da expressão analítica. Cada ccdf $[F(z(x_0); z_c|(n))]$ (Equação 4) fornece uma medida de incerteza local, uma vez que está relacionado a um local específico x_0 .

A incerteza espacial (ou de múltiplos pontos) expressa a incerteza que prevalece em conjunto em vários locais (GOOVAERTS, 1997). Ao invés de derivar um único valor estimado $z(x_0)$ do ccdf (Equação 4), um conjunto de L realizações $z^{(l)}(x_0)$ ($l=1, 2, \dots, L$) em qualquer local específico pode ser feito amostrando o ccdf de um ponto $[F(z(x_0); z|(n))]$ que modela a incerteza nesse local. Cada $z^{(l)}(x_0)$ representa uma possível realização da função aleatória $Z(x_0)$ modelando a incerteza no local x_0 . Suponha-se que uma região denominada “A” tenha sido classificada como “potencial geradora de escoamento superficial direto” com base no ccdf de ponto único. Existem J locais x_{0j} , $j=1, 2, \dots, J$ dentro

da região “A”. A probabilidade, pelo menos k ($\leq J$) localizações com valores simulados de K_{sat} que não excedam o z_c (o valor limite K_{sat}) pode ser usada para avaliar a confiança da região “A” declarada como “potencial geradora de escoamento superficial direto”. Quando k é igual a J , os valores simulados de K_{sat} em todos os locais ($x_{01}, x_{02}, x_{03}, \dots, x_{0k}$) na região “A” devem ser menores que o dado limite. A probabilidade conjunta de que K_{sat} valoriza $z(x_{01}), z(x_{02}), z(x_{03}), \dots, z(x_{0k})$ no declarado “potencial geradora de escoamento superficial direto” é menor que z_c é calculada por (GOOVAERTS, 1997):

$$\begin{aligned} \text{Prob}[z(x_{01}) < z_c, z(x_{02}) < z_c, \dots, z(x_{0k}) < z_c | n] \\ = \frac{n(x_{01}, x_{02}, \dots, x_{0k})}{L} \end{aligned} \quad (5)$$

Onde $n(x_{01}, x_{02}, \dots, x_{0k})$ é o número de realizações nas quais todos os valores simulados de K_{sat} em k locais $x_{01}, x_{02}, \dots, x_{0k}$ estão abaixo do valor limite fornecido z_c e L é o número total de realizações.

3 Resultados e discussão

3.1 Análise exploratória dos dados de K_{sat}

Os valores de K_{sat} distribuídos espacialmente na BHSE, com área em torno de $0,7 \text{ km}^2$ indicam uma amplitude de $0,76 \text{ cm.h}^{-1}$ a $376,43 \text{ cm.h}^{-1}$ (Tabela 1). É importante destacar que todos os resultados abaixo apresentados foram derivados de 179 pontos de amostragem, pois cinco amostras de solo foram descartadas durante procedimentos laboratoriais. O valor médio de K_{sat} ($81,15 \text{ cm.h}^{-1}$) na BHSE pode ser considerado potencialmente gerador de escoamento superficial de acordo com a classificação de K_{sat} proposta por Pruski *et al.* (1997) para solos brasileiros, visando estudos de conservação e manejo do solo e da água. A grande amplitude de variação dos dados de K_{sat} é bem conhecida, independentemente da metodologia de medição, localização geográfica, uso da terra, tipo ou escala do solo (BAIAMONTE *et al.*, 2017; PAPANICOLAOU *et al.*, 2015). Com relação ao sistemas de usos do solo, estudos mostraram que eles afetam os valores de K_{sat} em uma bacia hidrográfica (BONELL *et al.*, 2010;

BONKIN *et al.*, 2008; LEIJ *et al.*, 2004; PRICE *et al.*, 2010; SALEMI *et al.*, 2013; TASKINEN *et al.*, 2008; ZIMMERMANN *et al.*, 2006). Por exemplo, PICCIAFUOCO *et al.* (2019), em uma pequena bacia hidrográfica austríaca, mencionou que uma variação mais ampla de K_{sat} pode ser causada pelas características de cada sistema de uso do solo, e não por uma dependência direta de K_{sat} na composição textural do solo. Picciafuoco *et al.* (2019) observaram que os valores mínimo e máximo de K_{sat} em terras aráveis eram significativamente maiores em mais de 50% do que os obtidos em terras de pastagem.

Tabela 1 - Estatísticas resumidas do conjunto de dados de condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) e dos dados transformados ($\ln K_{sat}$) medidos na área experimental da bacia hidrográfica sanga Ellert

Estatística	K_{sat} (cm.h ⁻¹)	$\ln K_{sat}$ (cm.h ⁻¹)
Média	81,15	3,77
DP	80,69	1,31
Variância	6510,81	1,73
Assimetria	1,39	-0,78
Curtose	1,46	0,36
Mínimo	0,76	-0,28
Máximo	376,43	5,93
CV%	99,0	35,0
K-S valor	0,175*	0,076**

DP: desvio padrão; CV%: coeficiente de variação; Valor do teste K-S Kolmogorov-Smirnov (valor crítico K-S 0,086), *: o conjunto de dados não segue a distribuição normal com base no teste K-S; **: o conjunto de dados segue a distribuição normal com base no teste K-S.

As florestas nativas fornecem valores médios mais altos de K_{sat} (131,0 cm.h⁻¹) e Macro (31%) e menores valores de DS (1,26 g.cm⁻³) quando comparados aos outros sistemas de uso do solo (Silvicultura: K_{sat} = 96,0 cm.h⁻¹, Macro = 30% e DS = 1,30 g.cm⁻³; Cultura anual: K_{sat} = 73,0 cm.h⁻¹, Macro = 25% e DS = 1,45 g.cm⁻³; e Pastagem: K_{sat} = 62,0 cm.h⁻¹, Macro = 24% e DS = 1,42 g.cm⁻³). Em média, os solos de florestas nativas apresentaram valores de K_{sat} aproximadamente 1,8 e 2,1 vezes superiores aos encontrados em solos de cultivo anuais e pastagem neste estudo, respectivamente. Os solos sob vegetação nativa (por exemplo, floresta nativa) quando comparados com os solos impactados pelo uso da terra agrícola (por exemplo, pastagem) geralmente

apresentaram menor DS e K_{sat} , e Macro mais altos, como resultado de amplos insumos orgânicos e escavação abundante da fauna (VIOLA *et al.*, 2013). Em áreas da BHSE em que há predominância do uso do solo com cultivo anual (principalmente em áreas cultivadas com tabaco) não foram adotadas práticas de conservação do solo comumente adequadas pelos agricultores. A falta de práticas de conservação do solo associadas ao cultivo do tabaco em áreas com alta fragilidade ambiental aumentaram a suscetibilidade do solo à degradação, diminuindo sua qualidade e aumentando os riscos de erosão do solo, principalmente pelo uso intensivo da camada de arado (0-0,20 m de camada do solo) pelos agricultores.

O valor do CV para a distribuição de dados de K_{sat} foi de 99%, classificado como alto ($CV > 35\%$), de acordo com Wilding; Drees (1983). Godoy *et al.* (2019) e She *et al.* (2014) encontraram valores de CV de 122% e 51%, respectivamente, para distribuições de dados K_{sat} em estudos realizados no Centro-Oeste do Brasil e na região do Loess Plateau na China. O coeficiente de assimetria para a distribuição de dados do K_{sat} foi +1,39, o que indica que o K_{sat} teve uma distribuição lognormal na BHSE, ou seja, foram encontrados valores altos para o K_{sat} em alguns locais, mas a maioria dos valores foi baixa. É corroborado pelo resultado do teste K-S (Tabela 1). Devido ao fato de a distribuição dos dados K_{sat} apresentar alta variabilidade e distribuição de frequência assimétrica foi aplicado a transformação logarítmica natural ($\ln$) nos dados K_{sat} , que diminuíram o coeficiente de variação e o coeficiente de assimetria para 35% e -0,78, respectivamente (Tabela 1) De acordo com o teste K-S, no conjunto de dados K_{sat} seguiu a distribuição normal.

3.2 Estrutura de variabilidade espacial dos dados K_{sat}

A estrutura de variabilidade espacial dos dados de K_{sat} foi modelada através da construção de semivariogramas experimentais direcionais para as direções de 0°, 22,5°; 45°; 67,5°; 90°; 112,5°; 135° e 157,5° para avaliar o comportamento anisotrópico de $\ln K_{sat}$ (Tabela 2). A direção da maior continuidade espacial foi de 135° e a menor foi de 45°, ambas perpendiculares entre si, sendo o modelo exponencial melhor visualmente ajustado aos

semivariogramas experimentais entre os três modelos teóricos avaliados. Duas estruturas de variabilidade espacial foram utilizadas durante o processo de ajuste do modelo exponencial, no qual foram obtidos seus parâmetros (C_0 = efeito pepita, $C_0 + C$ = patamar) para cada estrutura espacial. A primeira estrutura apresentou efeito pepita de 0,1, contribuição de 0,70 e alcance de 69,0 m, enquanto a segunda estrutura apresentou contribuição de 0,93 e alcance de 126,0 m, utilizando o mesmo efeito de pepita (Tabela 2).

Tabela 2- Semivariogramas experimentais direcionais para as oito direções avaliadas e os parâmetros do semivariograma teórico (modelo exponencial) para as duas estruturas de variabilidade espacial

Direção	C_0	C_0+C^*	Alcance* (m)	C_0+C^{**}	Alcance**(m)
0°			90,0		100,0
22,5°			27,0		54,0
45°			70,0		110,0
67,5°			22,5		85,5
90°			72,0		103,5
112,5°			40,5		90,0
135°	0,10	0,70	69,0	0,93	126,0
157,5°			63,0		90,0

C_0 : efeito pepita; C_0+C : patamar; * e **: referem-se a valores de contribuição para a primeira e a segunda estrutura de variabilidade espacial dos dados $\ln K_{sat}$ melhor modelados pelo modelo exponencial, respectivamente.

Segundo Siqueira *et al.* (2019), os semivariogramas são importantes para determinar o raio de busca do elipsóide e, assim, obter as estimativas variáveis em estudo usando os métodos krigagem e SSG. A direção da maior e menor continuidade espacial do semivariograma foi usada para limitar o raio de busca na grade da amostra para realizar a simulação.

3.3 Simulação sequencial gaussiana

O conceito de "sequencial" refere-se ao processo de usar um caminho aleatório para visitar cada nó do grid até que todos "nós" tenham sido simulados. É recomendável usar um caminho aleatório diferente para cada realização ou campo aleatório. Neste estudo foram realizadas simulações com diferentes números de sementes aleatórias. No entanto, os resultados não foram melhores do que quando a mesma semente foi considerada para cada caminho aleatório

gerado. Nussbaumer *et al.* (2018) demonstraram que considerar um caminho constante no início do processo de visita dos nós a serem simulados no grid permitiu ganhos computacionais substanciais com boa precisão de simulação. O desvio padrão para o primeiro campo gerado foi calculado usando os valores retrotransformados do espaço gaussiano para o espaço amostral. Em seguida, o próximo desvio padrão foi calculado através da acumulação do primeiro e do segundo campos gerados, e assim por diante até o cálculo do desvio padrão acumulado para todos os campos aleatórios simulados. A figura 2 mostra os valores dos desvios padrão acumulados em função do número de realizações nas quais é possível identificar o número de realizações (campos) necessárias para capturar a variabilidade da variável da K_{sat} . Pode-se observar que 100 realizações aleatórias foram suficientes para uma SSG adequada, uma vez que, o desvio padrão acumulado dos valores simulados estabilizou em torno de 100 realizações (Figura 3). Isso significa que a precisão geral da simulação K_{sat} foi alcançada quando 100 realizações aleatórias foram geradas.

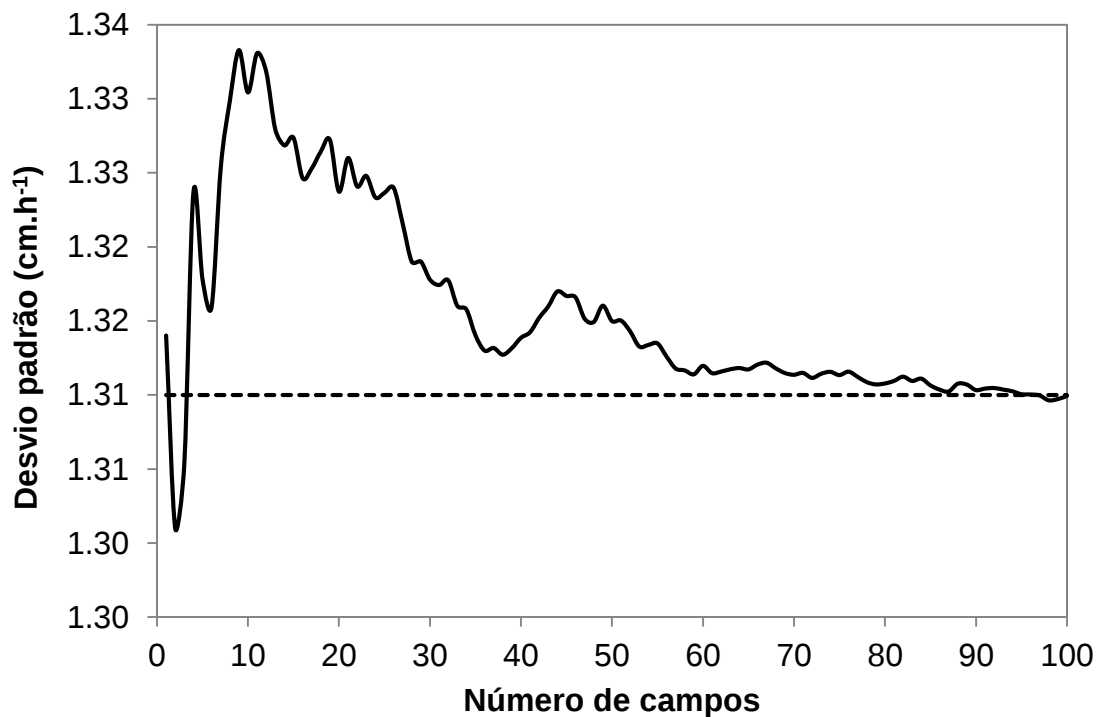


Figura 3 Determinação do número de campos da SSG

Como exemplo, a Figura 4 apresenta os semivariogramas teóricos de seis campos simulados aleatoriamente [campo simulado 1, 6, 10, 20 (E-Type), 75 e 100], bem como o semivariograma teórico dos dados K_{sat} . Pode-se observar que esses semivariogramas simulados flutuavam em torno do modelo de semivariograma dos dados do K_{sat} . Tais discrepâncias entre estatísticas de realização e modelo são denominadas flutuações ergódicas (GOOVAERTS, 2001). A Figura 3 mostra que o campo simulado 20 (E-Type, isto é, o resultado médio das 100 realizações) produziu as maiores flutuações na reprodução do modelo de semivariograma de K_{sat} quando comparado aos outros cinco modelos simulados de semivariograma. Grandes flutuações na reprodução do modelo de semivariograma amostral podem indicar indiretamente grande incerteza sobre as estatísticas da amostra. Pode-se observar visualmente que a estrutura de variabilidade espacial dos dados de K_{sat} foi reproduzida satisfatoriamente por todos os seis campos gerados, simulando campos equiprováveis e indicando que a SSG pode ser eficiente na geração de outros campos simulados equiprováveis de K_{sat} na área estudada. A reprodução do histograma e do semivariograma é conhecida como precisão global em geoestatística (DEUTSCH; JOURNEL, 1998).

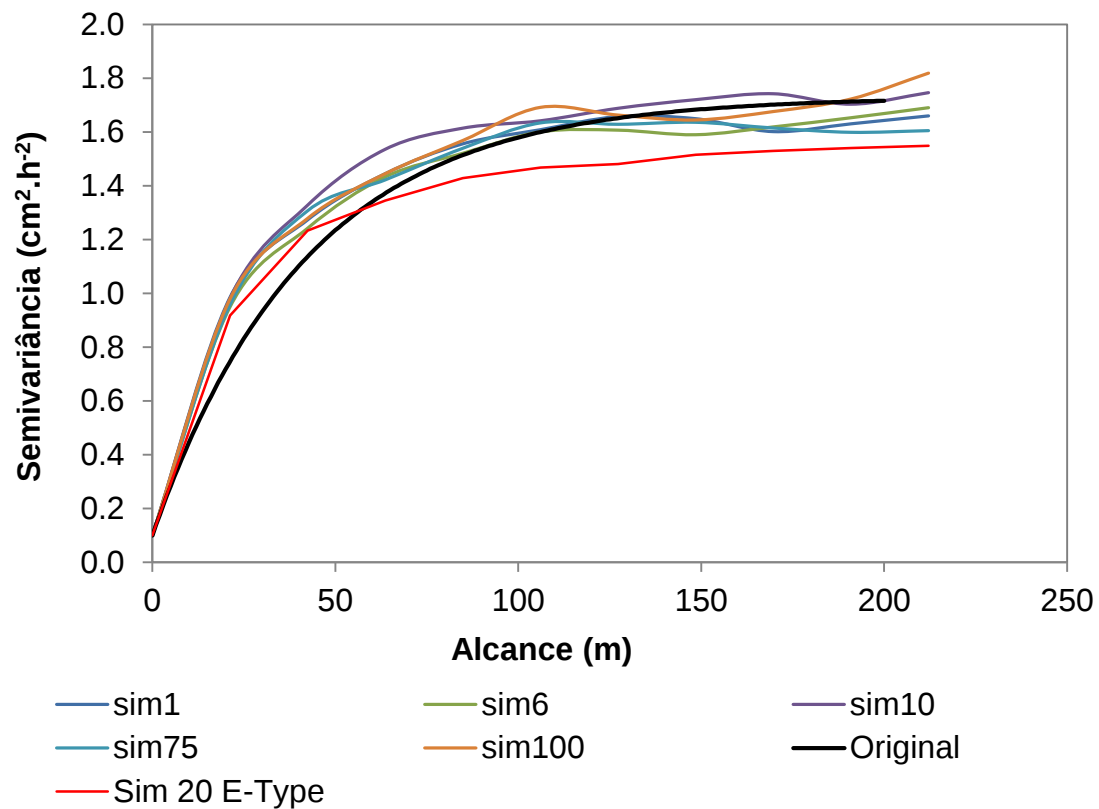


Figura 4 - Comparação entre os semivariogramas dos dados amostrais e de 6 campos equiprováveis simulados

Siqueira *et al.* (2019), em um estudo realizado em uma bacia hidrográfica subtropical de 1,1 km² localizada na parte nordeste do estado do Rio Grande do Sul, Brasil, realizou uma análise estocástica dos dados de K_{sat} e sua incerteza usando o método SSG para gerar 100 campos aleatórios. Nossack (2016), em estudo realizado em uma sub-bacia tropical situada no sudeste do Brasil, definiu que 50 simulações seriam suficientes para estimar a K_{sat} usando os mesmos critérios de estabilização do desvio padrão acumulados. Zhao *et al.*, (2017), em um estudo realizado para avaliar o risco de salinidade do solo em uma bacia hidrográfica temperada na China, utilizaram 100 realizações de campo aleatórias para obter um desvio padrão acumulado estável. Portanto, este resultado foi concordante com os apresentados acima, ou seja, 100 realizações foram suficientes para simulações de K_{sat} neste estudo, pois o desvio padrão dos dados da amostra foi de 1,31 cm.h⁻¹ (Tabela 1), que é o valor em que o desvio padrão acumulado estabilizou (Figura 4). Esse fato pode ser o primeiro resultado no

sentido de que cem realizações são suficientes para mapear a variabilidade espacial da K_{sat} usando a SSG e também para avaliar sua incerteza.

3.4 Mapeando a variabilidade espacial do K_{sat} usando SSG e KO

Cem realizações foram geradas para obter um resultado estável (Figura 4), no entanto, não é prático avaliar estatísticas de amostra de todas as realizações geradas (Zhao *et al.*, 2017). A Figura 5 (a e b) mostra, como exemplos, duas realizações geradas (Figura 4a: 1ª realização e Figura 4b: 20ª realização, isto é, tipo E) usando o método SSG. Embora não mostrado aqui, todos os 100 mapas simulados foram similares em geral, mas os detalhes foram diferentes, como pode ser visto nas Figuras 5 a e b. A Figura 5c mostra o efeito de suavização do método baseado em krigagem. Isso ocorre principalmente porque a interpolação de krigagem envolve o BLUE (best linear unbiased estimator), que exige que a variação do erro seja mínima (WEBSTER; OLIVER, 2007). Além disso, a KO fornece estimativas de precisão local, sem considerar as propriedades estatísticas globais (média, variância e semivariograma) dos valores estimados. Comparando visualmente o desempenho da KO (Figura 5c) com a SSG, especialmente a realização 20 (E-Type, isto é, o resultado médio das 100 realizações) (Figura 5b) em termos de estimativas de K_{sat} , pode-se observar que existe uma ligeira similaridade entre os dois mapas espaciais, pois apresentaram comportamento de suavização.

Portanto, os mapas gerados pelo método SSG podem ser considerados representações mais realistas da variabilidade espacial dos dados da K_{sat} do que o método KO na área de estudo. Chilès; Delfiner (2000) enfatizam que quanto maior o número de realizações da variável de estudo, maior a probabilidade de a média de suas realizações convergir para o resultado da estimativa. No entanto, uma representatividade mais realista e detalhada da distribuição espacial de K_{sat} foi produzida pela realização do E-Type (Figura 4b). Portanto, o método SSG (Figura 6a) gerou mapas que podem ser considerados representações mais realistas da variabilidade espacial de K_{sat} do que aquela gerada pelo método KO (Figura 6b) na área de estudo.

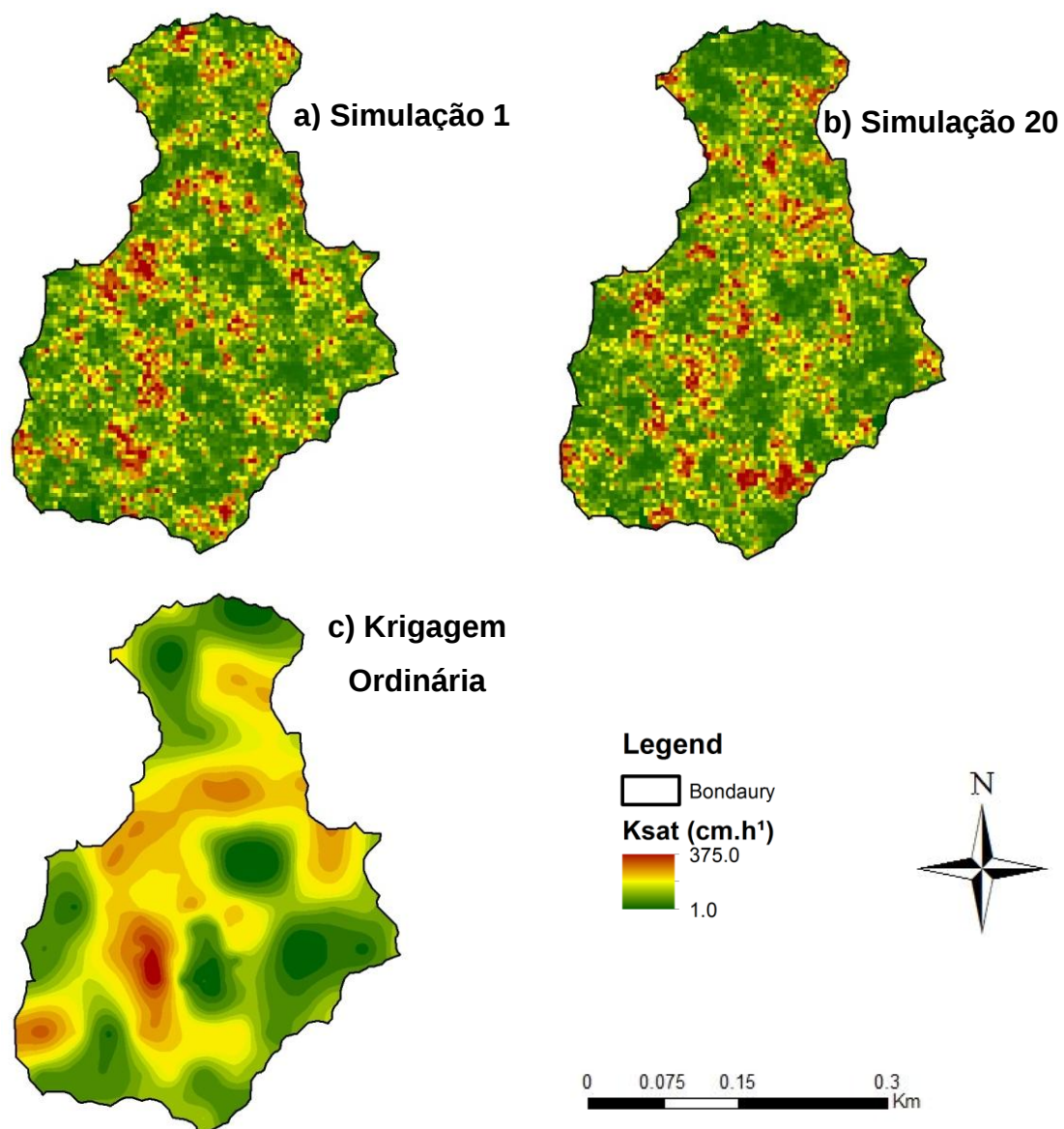


Figura 5 Mapas de duas simulações realizadas (Simulação 1 e 20) pelo método de SSG e KO (c)

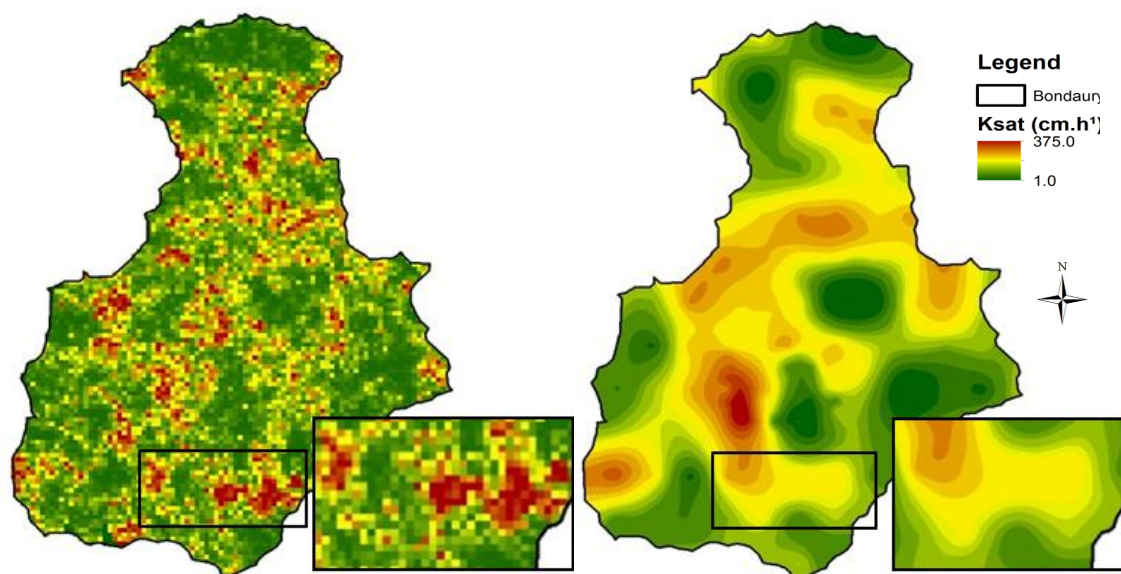


Figura 6 Mapas com zoom comparando a SSG (a) com a KO (b)

Pontos mais altas da linha 1:1 são observadas pelas estimativas KO (Figura 7c) em comparação com as geradas pelas duas realizações do SSG (Figuras 7a e 7b). A Tabela 3 apresenta os resultados das medidas estatísticas usadas para comparar os valores observados e estimados da condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat} , cm.h^{-1}) usando os métodos SSG e KO. Os valores mínimo e máximo das estimativas de K_{sat} usando KO foram de 2,06 e 228,75 cm.h^{-1} , respectivamente, enquanto os mínimos e máximos observados foram de 0,76 e 376,43 cm.h^{-1} , respectivamente. Como se pode observar, os valores mínimo e máximo foram superestimados e subestimados pelo KO, respectivamente, em comparação com os amostrais da K_{sat} . Além disso, o intervalo de desvio padrão (76,91 a 83,15 cm.h^{-1}) para as seis realizações de SGS foi maior do que aquele (36,60 cm.h^{-1}) obtido por KO, o que confirma o efeito de suavização do método KO. Os valores estatísticos descritivos dos dados observados da K_{sat} foram bastante semelhantes aos gerados por cada realização da SSG (Tabela 3).

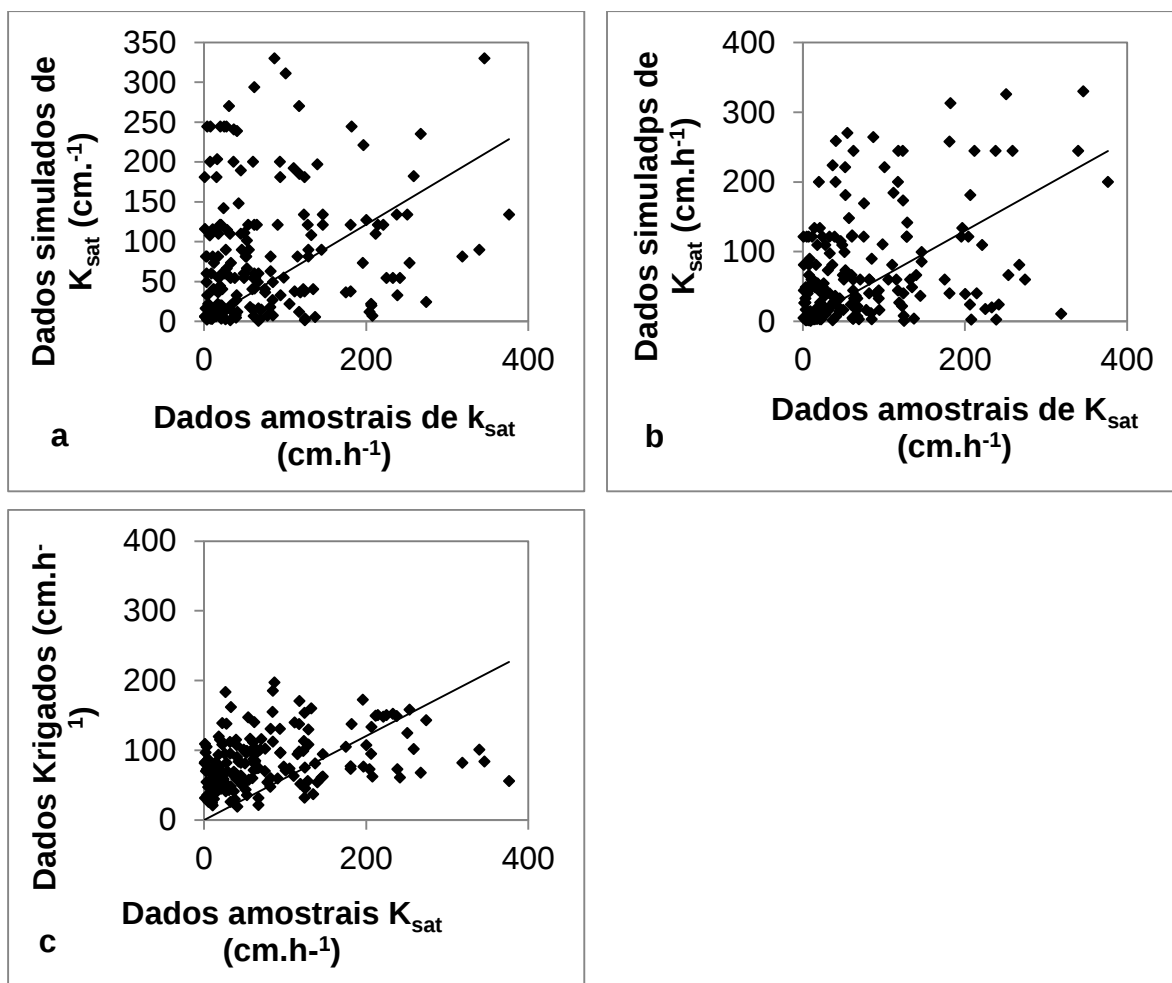


Figura 7 - Gráficos de dispersão dos valores observados versus a) Simulação 1; b) Simulação 20 (E-Type); e c) Krigagem Ordinária.

Tabela 3 Medidas estatísticas para valores observados e estimados da condutividade hidráulica do solo saturada (K_{sat} , cm.h⁻¹) no grid experimental da bacia hidrográfica sanga Ellert [o número total de pontos de amostragem foi de 179; o número total de pontos da SSG de 3553 e da KO foi 3512.

Variável	Min	Max	Média	Mediana	DP
Observados	0,76	376,43	81,15	52,65	80,69
OK	2,06	228,75	51,95	41,48	36,60
SSG E-Type	0,74	375,03	79,82	54,60	76,91
SSG 1	0,74	375,03	75,90	49,40	77,49
SSG 6	0,74	375,03	80,88	54,60	79,24
SSG 10	0,74	375,03	80,56	54,60	80,09
SSG 75	0,74	375,03	80,39	54,60	83,15
SSG 100	0,74	375,03	81,31	54,60	80,92

Min e Max: valores mínimo e máximo dos dados K_{sat} , respectivamente; DP: desvio padrão.

3.5 Análise de incerteza espacial local para K_{sat}

A Figura 8 mostra o mapa de desvio padrão das estimativas da K_{sat} para a BHSE usando o método de SSG. Este mapa é muito importante para analisar as incertezas envolvidas com o método SSG, sendo indispensável qualificá-lo como uma ferramenta para o mapeamento da K_{sat} e sua aplicação a um modelo de simulação hidrológica. Os menores valores de desvio padrão foram observados na área da bacia hidrográfica onde ocorreu o adensamento amostral, cujo espaçamento foi de 25 m x 25 m. Note-se que o uso de um grid mais detalhado pode ser indispensável para o estudo da estrutura de variabilidade espacial da K_{sat} em pequena escala, reduzindo as incertezas da interpolação, melhorando a qualidade do modelo de semivariograma. O procedimento SSG pode capturar esse efeito.

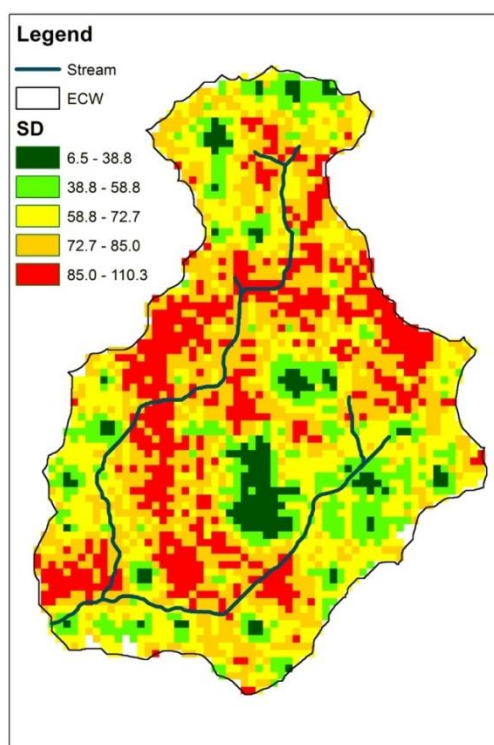


Figura 8 Mapa de desvio padrão das estimativas da K_{sat} para a BHSE usando a SSG

Por outro lado, as áreas em vermelho no mapa demonstram maior incerteza produzida pelo método SSG, o que é explicado pela maior variabilidade da K_{sat} nessas áreas. Essa maior variabilidade é explicada fisicamente com base nas características dos solos da BHSE. Apesar de toda a bacia hidrográfica ser

ocupada pelo mesmo solo em termos de classificação pedológica, existem algumas diferenças bastante relevantes para descrever o comportamento da K_{sat} , o que resultou nas diferentes incertezas reveladas pelo mapa de DP. Pode-se observar que as áreas em vermelho do mapa correspondem às áreas com maior inclinação (Figura 2) e seguem o curso principal da BHSE. Em ambas as situações, os solos tendem a gerar maior variabilidade natural. Na primeira condição, os solos são submetidos a maiores processos de erosão hídrica devido à maior geração de escoamento superficial direto, o que reduz a profundidade do solo e altera a capacidade de infiltração do solo. A segunda situação acima mencionada está associada a uma área da bacia hidrográfica frequentemente submetida a inundações, que promove diferentes taxas de deposição de partículas do solo, formando unidades de solo com maior variabilidade. Além disso, o lençol freático está mais próximo da superfície, implicando em outro elemento que influencia a infiltração da água no solo, pois ocorrem várias reações químicas, criando um ambiente reduzido, com acúmulo de matéria orgânica. Esses recursos foram capturados indiretamente pelo método SSG e não seriam no caso do KO.

Este mapa pode ser muito útil para fins hidrológicos. As maiores incertezas em algumas áreas demonstram que o escoamento superficial é processado de maneira diferente, mesmo em uma pequena bacia hidrográfica, como está em estudo, caracterizando os eventos de escoamento da chuva como um fenômeno difícil de ser modelado. Nesse sentido, o uso da textura do solo ou mesmo um mapa da K_{sat} para caracterizar um grupo hidrológico do método CN-SCS, por exemplo, talvez não seja suficiente. O mapa de DP pode ser usado como suporte para identificar os valores mais adequados que podem ser usados para enquadrar uma determinada região da bacia hidrográfica dentro de um grupo hidrológico do método CN-SCS, criando intervalos de possibilidades, levando a reduzir a incerteza relacionada a parametrização dos modelos hidrológicos. Portanto, em modelos hidrológicos que consideram a K_{sat} como uma variável de entrada ou usam uma técnica numérica para calibrá-lo, o uso do mapa de DP pode ser promissor, reduzindo a incerteza quanto ao uso desse atributo do solo na estrutura dos modelos.

4. Conclusões

A condutividade hidráulica do solo saturado na bacia hidrográfica sanga Ellert mostrou alta variabilidade espacial e uma cauda positiva forte, exigindo transformação logarítmica para análises geoestatísticas.

A simulação sequencial gaussiana apresentou desempenho melhor que a krigagem Ordinária em todas as medidas estatísticas utilizadas, demonstrando um forte poder preditivo global, não sendo afetada pelo efeito de suavização nos dados de K_{sat} causado pelo método de krigagem Ordinária. Pode ser usado potencialmente para avaliar o efeito da variabilidade espacial da K_{sat} em várias aplicações práticas de solo e hidrologia em escala de bacias hidrográficas, como mapeamento do solo, estudos ambientais, práticas de conservação e gestão do solo e da água, além de simulação hidrológica das inundações.

A SSG demonstrou ser uma ferramenta importante que lida com atributos do solo com alta variabilidade espacial, como dados de K_{sat} , não apenas em termos de mapeamento, mas também permite estudar espacialmente as incertezas envolvidas na previsão de K_{sat} . A SSG foi sensível ao procedimento de amostragem adotado, com estimativas de incerteza de K_{sat} mais baixas em áreas densamente amostradas do que em áreas esparsamente amostradas. Por outro lado, estimativas mais altas de incerteza em K_{sat} foram encontradas em solos localizados em áreas mais íngremes da bacia hidrográfica e em solos formados ao longo do curso d'água principal.

O mapeamento espacial K_{sat} usando a SSG pode ser muito útil para avaliar os efeitos de diferentes sistemas de lavoura na dinâmica da água no solo, mapear a permeabilidade, identificar áreas mais propensas a recarga de águas subterrâneas e apoiar a simulação hidrológica das inundações em pequenas bacias hidrográficas.

5. Referências bibliográficas

ALVARENGA, L.A.; DE MELLO, C.R.; COLOMBO, A.; CUARTAS, L.A.; BOWLING, L.C., Assessment of land cover change on the hydrology of a Brazilian headwater watershed using the Distributed Hydrology-Soil-Vegetation Model. **Catena**, v.143, p.7–17, 2016.

AWAD, Y.M.; LEE, S.S.; KIM, K.H.; OK, Y.S.; KUZYAKOV, Y. Carbon and nitrogen mineralization and enzyme activities in soil aggregate-size classes: Effects of biochar, oyster shells, and polymers. **Chemosphere**, v.198, p.40–48, 2018.

BAIAMONTE, G.; BAGARELLO, V.; D'ASARO, F.; PALMERI, V. Factors influencing point measurement of near surface saturated soil hydraulic conductivity in a small Sicilian basin. **Land Degradation & Development**, v.28, p.970-982, 2017.

BESKOW, S.; TIMM, L.C.; TAVARES, V.E.Q.; CALDEIRA, T.L.; AQUINO, L.S. Potential of the LASH model for water resources management in data-scarce basins: a case study of the Fragata River basin, southern Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, v.61, p.2567-2578, 2016.

BLAKE, G.R.; HARTGE, K.H. Bulk density. In: Klute A (ed) Methods of soil analysis. Part 1, 2nd edn. Agronomy Monograph, ASA-SSSA, Madison, WI, p. 363–382, 1986.

BOLUWADE, A.; MADRAMOOTOO, C.A. Geostatistical independent simulation of spatially correlated soil variables. **Computers & Geosciences**, v.85, p.3–15, 2015.

BONELL, M.; PURANDARA, B.K.; VENKATESH, B.; KRISHNASWAMY, J.; ACHARYA, H.A.K.; SINGH, U.V.; CHAPPELL, N. The impact of forest use and reforestation on soil hydraulic conductivity in the Western Ghats of India: Implications for surface and sub-surface hydrology. **Journal of Hydrology**, v.391(1-2), p.47–62, 2010.

BRAVO, S.; GONZÁLEZ-CHANG, M.; DEC, D.; VALLE, S.; WENDROTH, O.; ZÚÑIGA, F.; DÖRNER, J. Using wavelet analyses to identify temporal coherence in soil physical properties in a volcanic ash-derived soil. **Agricultural and Forest Meteorology**. p.285-286, 2020.

CHILÈS, J.P.; DELFINER, P. Geostatistics: Modeling spatial uncertainty. **Journal of the American Statistical Association**, 95(449):695, 2000.

DEUTSCH, C.V.; JOURNEL, A.G. **GSLIB Geostatistical software library and user's guide**. New York: Oxford University Press, p.369, 1998.

ELHAKEEM, M.; PAPANICOLAOU, A.N.T.; WILSON, C.G.; CHANG, YI-JIA, BURRAS, L.; ABBAN, B.; WYSOCKI, D.A.; WILLS, S. Understanding saturated hydraulic conductivity under seasonal changes in climate and land use. **Geoderma**, v.315, p.75–97, 2018.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA), **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Embrapa Solos Rio de Janeiro, p. 306, 2006.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE – ESRI. versão 10.1. ArcGIS. Redlands, CA, 2014.

GODOY, V.A.; ZUQUETTE, L.V.; GÓMEZ-HERNÁNDEZ, J.J. Stochastic analysis of three-dimensional hydraulic conductivity upscaling in a heterogeneous tropical soil. **Computers & Geosciences**, v.100, p.174-187, 2018.

GODOY, V.A.; ZUQUETTE, L.V.; GÓMEZ-HERNÁNDEZ, J.J. Spatial variability of hydraulic conductivity and solute transport parameters and their spatial correlations to soil properties. **Geoderma**, v.339, p.59-69, 2019.

GOOVAERTS, P. **Geostatistics for Natural Resources Evaluation**. Applied Geostatistics Series. Oxford: Oxford University Press, p.483, 1997.

GOOVAERTS, P., Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. **Journal of Hydrology**, v.228, p.113–129, 2000.

GOOVAERTS, P. Geostatistical modelling of uncertainty in soil science. **Geoderma**, v.103, p.3–26, 2001.

GUTMANN, E. D.; SMALL, E. E. A comparison of land surface model soil hydraulic properties estimated by inverse modeling and pedotransfer functions. **Water Resources Research**, 43(5), 2007.

HENGL, T.; HEUVELINK, G. B. M.; ROSSITER, D. G. About regression-kriging: From equations to case studies. **Computers & Geosciences**, v.33(10), p.1301–1315, 2007.

HU, W.; SHE, D.; SHAO, M. A.; CHUN, K. P.; SI, B. Effects of initial soil water content and saturated hydraulic conductivity variability on small watershed runoff simulation using LISEM. **Hydrological Sciences Journal**, v.60, p.1137-1154, 2015.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – (IBGE), **Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**, Rio de Janeiro, 1986.

ISAAKS, E.H.; SRIVASTAVA, R.M. **An introduction to applied geostatistics**. Oxford: University Press, p.592. 1989.

KIM, H.R.; KIM, K.H.; YU, S.; MONIRUZZAMAN, M.; HWANG, S.H.; LEE, G.T.; YUN, S.T. Better assessment of the distribution of As and Pb in soils in a former smelting area, using ordinary co-kriging and sequential Gaussian cosimulation of portable X-ray fluorescence (PXRF) and ICP-AES data. **Geoderma**, v.341, p.26–38, 2019.

KLUTE, A. **Water retention: laboratory methods**. In: Klute A (ed) Methods of soil analysis. Part 1, 2nd edn. Agronomy Monograph, ASA-SSSA, Madison, WI, p. 635–662, 1986.

KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In Methods of Soil Analysis. Part 1 – Physical and Mineralogical Methods, ed. A. Klute, Madison, WI: Am. **American Society of Agronomy**, p. 687-734, 1986.

KUINCHTNER, A.; BURIOL, G.A. Clima do estado do Rio Grande do Sul segundo a classificação climática de Köppen e Thornthwaite. **Disciplinarum Scientia**, v.2, p.171–182, 2001.

KVÆRNØ, S. H.; STOLTE, J. Effects of soil physical data sources on discharge and soil loss simulated by the LISEM model. **Catena**, v.97, p.137–149, 2012.

LARK, R. M.; MINASNY, B. Classical soil geostatistics. In McBratney, A.B. Minasny, B., Stockmann, U. (Eds.) **Pedometrics**. Springer, Basel. p. 291–340, 2018.

LEIJ, F.J.; ROMANO, N.; PALLADINO, M.; SCHAAP, M. G.; COPPOLA, A. Topographical attributes to predict soil hydraulic properties along a hillslope transect. **Water Resources Research**, 40(2), 2004.

LIBOHOVA, Z.; SCHOENEBERGER, P.; BOWLING, L.C.; OWENS, P.R.; WYSOCKI, D.; WILLS, S.; WILLIAMS, C.O.; SEYBOLD, C. Soil systems for upscaling saturated hydraulic conductivity for hydrological modeling in the critical zone. **Vadose Zone Journal**, v.17, 2018.

MCBRATNEY, A.B.; ODEH, I.O.A.; BISHOP, T.F.A.; DUNBAR, M.S.; SHATAR, T.M. An overview of pedometric techniques for use in soil survey. **Geoderma**, v.97, p.293–327, 2000.

MELLO, C.R.; ÁVILA, L.F.; LIN, H.; TERRA, M.C.N.S.; CHAPPELL, N. A. Water balance in a neotropical forest catchment of southeastern Brazil. **Catena**, v.173, p.9–21, 2019.

MELLO, C.R.; VIOLA, M.R.; OWENS, P.R.; MELLO, J.M.; BESKOW, S. Interpolation methods for improving the RUSLE R-factor mapping in Brazil. **Journal of Soil and Water Conservation**, v.70, p.182-197, 2015.

NOSSACK, F. A., **Hydraulic conductivity simulation in soils of Pardo river sub-basin – SP using multivariate geostatistics**. 2016. Ph.D Dissertation, State University of São Paulo, Botucatu, p.92, 2016.

NUSSBAUMER, R.; MARIETHOZ, G.; GRAVEY, M.; GLOAGUEN, E.; HOLLIGER, K. Accelerating Sequential Gaussian Simulation with a constant path. **Computers & Geosciences**, v.112, p.121–132, 2018.

OMUTO, C.T.; VARGAS, R.R.; ALIM, M.S.; PARON, P. Mixed-effects modelling of time series NDVI-rainfall relationship for detecting human-induced loss of vegetation cover in drylands. **Journal of Arid Environments**, v.74, p.1552-1563, 2010.

OTTONI, M.V.; OTTONI FILHO, T.B.; LOPES-ASSAD, M.L.R.C.; ROTUNNO FILHO, O.C. Pedotransfer functions for saturated hydraulic conductivity using a database with temperate and tropical climate soils. **Journal of Hydrology**, v.575, p.1345–1358, 2019.

PAPANICOLAOU, A.N.; ELHAKEEM, M.; WILSON, C.G.; BURRAS, C.L.; WEST, L.T.; LIN, H.; CLARK, B.; ONEAL, B.E. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity at the hillslope scale: Understanding the role of land management and erosional effect. **Geoderma**, 243 - 244: 58 – 68, 2015.

PICCIAFUOCO, T.; MORBIDELLI, R.; FLAMMINI, A.; SALTALIPPI, C.; CORRADINI, C.; STRAUSS, P.; BLÖSCHL, G. On the estimation of spatially representative plot scale saturated hydraulic conductivity in an agricultural setting. **Journal of Hydrology**, v.570, p.106–117, 2019.

PINTO, L.C.; MELLO, C.R.; NORTON, L.D.; OWENS, P.R.; CURI, N. Spatial prediction of soil–water transmissivity based on fuzzy logic in a Brazilian headwater watershed. **Catena**, v.143, p.26–34, 2016.

PRICE, K.; JACKSON, C.R.; PARKER, A.J. Variation of surficial soil hydraulic properties across land uses in the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina, USA. **Journal of Hydrology**, v.383, p.256–268, 2010.

PRUSKI, F.F.; FERREIRA, P.A.; RAMOS, M.M.; CECON, P.R. Model to design level terraces. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**. V.123(1), p.8-12, 1997.

REMY, N.; BOUCHER, A.; WU, J. **Applied Geoestatics with SGeMS: A User's Guide**, Cambridge University Press, p.284, 2009.

SALEMI, L.F.; GROppo, J.D.; TREVISAN, R.; MORAES, J.M.; FERRAZ, S.F.B.; VILLANI, J.P.; DUARTE-NETO, P.J.; MARTINELLI, L.A. Land-use change in the Atlantic rainforest region: Consequences for the hydrology of small catchments. **Journal of Hydrology**, v.499, p.100–109, 2013

SHE, D.; DONGDONG, L.; YINGYING, L.; YI, L.; CUILAN, Q.; FANG, C. Profile characteristics of temporal stability of soil water storage in two land uses. **Arabian Journal of Geosciences**, v.7, p.21–34, 2014.

SHE, D.; QIAN, C.; TIMM, L.C.; BESKOW, S.; WEI, H.; CALDEIRA, T.L.; OLIVEIRA, L.M. Multi-scale correlations between soil hydraulic properties and associated factors along a Brazilian watershed transect. **Geoderma**, v.286, p.15–24, 2017.

SILVA, A.C.; ARMINDO, R.A.; BRITO, A.S.; SCHAAP, M.G.; SPLINTEX, A. Physically-based pedotransfer function for modeling soil hydraulic functions. **Soil & Tillage Research**, v.174, p.261–272, 2017.

SIQUEIRA, T.M.; LOUZADA, J.A.; PEDROLLO, O.C.; CASTRO, N. M. R. Soil physical and hydraulic properties in the Donato stream basin, RS, Brazil. Part 2: Geostatistical simulation. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.23, p.675-680, 2019.

SOIL CONSERVATION SERVICE (SCS), **Hydrology for small watersheds**. Technical Release 55. United States Department of Agriculture, Springfield, 1986.

SORACCO, C.G.; LOZANO, L.A.; SARLI, G.O.; GELATI, P.R.; FILGUEIRA, R.R. Anisotropy of saturated hydraulic conductivity in a soil under conservation and no-till treatments. **Soil & Tillage Research**, v.109, p.18-22, 2020

TASKINEN, A.; SIRVIÖ, H.; BRUEN, M. Statistical analysis of the effects on overland flow of spatial variability in soil hydraulic conductivity, **Hydrological Sciences Journal**, v.53(2), p.387-400, 2008.

TRANGMAR, B.B.; YOST, R.S.; UEHARA, G. Application of geostatistics to spatial studies of soil properties. **Advances in Agronomy**, v.38, p.45-94, 1986.

USOWICZ, B.; LIPIEC, J. Spatial variability of soil properties and cereal yield in a cultivated field on sandy soil. **Soil & Tillage Research**, v.174, p.241–250, 2017.

VILLARREAL, R.; LOZANO, L.A.; SALAZAR, M.P.; BELLORA, G.L.; MELANI, E.M.; POLICH, N.; SORACCO, C.G. Pore system configuration and hydraulic properties. Temporal variation during the crop cycle in different soil types of Argentinean Pampas Region. **Soil & Tillage Research**, v.198, 2020.

VIOLA, M.R.; MELLO, C.R.; BESKOW, S.; NORTON, L.D. Applicability of the LASH Model for Hydrological Simulation of the Grande River Basin, Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.18(12), p.1639–1652, 2013.

WANG, Y.; SHAO, M, LIU, Z.; HORTON, R. Regional-scale variation and distribution patterns of soil saturated hydraulic conductivities in surface and subsurface layers in the loessial soils of China. **Journal of Hydrology**, v.487, p.13-23, 2013.

WEBSTER, R.; OLIVER, M.A. **Geostatistics for Environmental Scientists**. Second Ed. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, 2007.

WILDING, L.P.; DREES, L.R. **Spatial variability and pedology**. In: Wilding LP, Drees LR (eds) *Pedogenesis and soil taxonomy: concepts and interactions*. Elsevier, New York, p. 83-116, 1983.

ZHANG, X.; WENDROTH, O.; MATOCHA, C.; ZHU, J. Estimating soil hydraulic conductivity at the field scale with a state-space approach. **Soil Science**. v.184, p.101-111, 2019.

ZHANG, Y.; SCHAAP, M. Estimation of saturated hydraulic conductivity with pedotransfer functions: A review. **Journal of Hydrology**, v.575, p.1011-1030, 2019.

ZHAO, J.; LIU, C.; SONG, Q.; JIANG, Y.; HONG, Q., HUANG, L. Mapping heavy metals in cultivated soils based on land use types and cokriging. **Communications in Computer and Information Science**, v.848, p.305-311, 2018.

ZHAO, Y.; LEI, J.; TUMARBAY, H.; XUE, J. Using sequential Gaussian simulation to assess the uncertainty of the spatial distribution of soil salinity in arid regions of Northwest China. **Arid Land Research and Management**, v.32, p.20-37, 2017.

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

6 Artigo 2

Variabilidade espacial da condutividade hidráulica do solo saturado e implicações no escoamento superficial direto em escala de bacia hidrográfica

Resumo

As propriedades hidrológicas do solo, especialmente a condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) e a umidade do solo (Θ_i), são fatores chave para entender os diferentes processos do ciclo hidrológico, assim como são parâmetros críticos para a aplicação em modelos hidrológicos. Portanto, tais propriedades são de grande importância para apoiar a tomada de decisão sobre a gestão dos recursos hídricos na escala de bacias hidrográficas. Este trabalho objetivou avaliar a influência da variabilidade espacial da K_{sat} e a Θ_i sobre hidrogramas de escoamento superficial direto (ESD) originados de eventos de chuva, com base em simulação hidrológica pelo modelo Limburg Soil Erosion Model (LISEM) na bacia hidrográfica sanga Ellert (BHSE), no município de Canguçu – RS, Brasil. Para tal, utilizaram-se da simulação sequencial gaussiana (SSG) para analisar a variabilidade espacial da K_{sat} e sua incerteza para assim reproduzir diferentes cenários, bem como da Krigagem Ordinária. Posteriormente, esses cenários foram incorporados no LISEM, juntamente com informações acerca de 5 eventos de precipitação, características da vegetação e do solo, coeficiente de rugosidade Manning, modelo digital de elevação e Θ_i , para simular os hidrogramas de ESD na BHSE. A calibração do LISEM foi realizada por meio do coeficiente de rugosidade de Manning e da Θ_i (fator multiplicativo sobre a umidade de saturação). A SSG foi de grande importância para descrever o comportamento da variabilidade espacial da K_{sat} , bem como útil para avaliar a propagação das incertezas para as vazões de pico. Os resultados mostraram que a K_{sat} é heterogênea, sendo que sua incerteza variou entre 717,87 e 867,32 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ para os percentis de 5% e 95%, respectivamente, possivelmente devido ao tipo de solo, uso e ocupação, textura, bem como a malha amostral utilizada. O ESD é mais sensível à Θ_i do que de K_{sat} e as duas propriedades hidrológicas do solo sofreram influência dos 5 eventos de precipitação. As vazões de pico são

sensíveis à Θ_i e também ao coeficiente de Manning e sofreram influência dos 5 eventos de precipitação. Percebeu-se que não houve diferença entre os parâmetros calibrados quando se considerou a K_{sat} obtida por SSG e KO. Constatou-se que as vazões de pico não se alteraram fortemente com a incorporação das incertezas de K_{sat} para eventos analisados por meio da SSG e da KO. À medida que a intensidade e o volume de precipitação diminuíram, percebeu-se uma maior propagação das incertezas de K_{sat} nas vazões de pico. O LISEM se mostrou incapaz em capturar (em relação ao fator multiplicativo da umidade de saturação) as variações de K_{sat} entre a SSG e a KO. Mesmo utilizando a K_{sat} como verdade de campo, percebeu-se que o LISEM foi capaz de representar de forma satisfatória as vazões de pico na BHSE, sendo essas fortemente dependentes da Θ_i .

Palavras-chave: Análise de incerteza, Geoestatística, LISEM, Simulação hidrológica, Simulação sequencia gaussiana.

Abstract

Soil hydrological properties, specifically the saturated soil hydraulic conductivity (K_{sat}) and initial soil moisture (Θ_i) are key factors to understand the different processes of the hydrological cycle, as well as, the critical parameters to the application in hydrological models. Therefore, these properties are of great importance to support the decision-making process about water resources management at the watersheds scale. The present study had the aim to evaluate the spatial variability influence of saturated soil hydraulic conductivity and initial soil moisture on direct surface runoff hydrographs (DSRH) originated from extreme rainfall events, based on hydrological simulation by the Limburg Soil Erosion Model (LISEM) in the sang Ellert basin (BHSE) located in the municipality of Canguçu – RS, Brazil. Used for Gaussian sequential simulation (GSS) to analyze K_{sat} spatial variability and its uncertainty for different changes in scenarios, as well as in Ordinary Kriging. Later, these scenarios were incorporated into LISEM, together with information about 5 precipitation events, vegetation and soil characteristics, Manning roughness coefficient, digital elevation model and Θ_i , to simulate the ESD hydrographs at BHSE. Calibration of LISEM was performed using the Manning roughness coefficient and Θ_i (multiplicative factor on saturation moisture). The GSS was of great importance to describe the behavior of spatial variability of K_{sat} , as well as extremely useful to evaluate the propagation of the uncertainties to the peak river flows. The results showed that K_0 is heterogeneous, being that their uncertainty ranged 717, 87 – 867,32 mm h⁻¹ to the percentiles of 5% and 95% respectively, possibly due to the soil type, use and soil occupation, textures, climate, as well as, sampling grid used. ESD is more sensitive to Θ_i than K_{sat} and has been influenced by the 5 precipitation events. Peak flows are sensitive to Θ_i and also to Manning's coefficient and were influenced by the 5 precipitation events. It was noticed that there was no difference between the calibrated parameters when considering the K_{sat} obtained by GSS and OK. It was found that peak flows did not change strongly with the incorporation of K_{sat} uncertainties for events analyzed using GSS and OK. As the intensity and volume of precipitation decreased, a greater spread of K_{sat} uncertainties was noticed at peak flows. LISEM was unable to capture (in relation to the multiplicative factor on saturation moisture) the K_{sat} variations between GSS and OK. Even using K_{sat} as field truth, it was realized that LISEM was able to represent peak flows at BHSE well, which are also strongly dependent on Θ_i .

Keywords: Uncertainty analyzes, Geostatistical, Hydrological model LISEM, Hydrological simulation, Sequential Gaussian Simulation.

1. Introdução

As propriedades hidrológicas do solo, especialmente a condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) e a umidade do solo, são fundamentais para entender os diferentes processos hidrológicos de superfície, assim como são parâmetros indispensáveis para a aplicação em modelos hidrológicos (DONGLI *et al.*, 2017). Portanto, tais propriedades são de grande importância para apoiar a tomada de decisão sobre a gestão dos recursos hídricos na escala de bacias hidrográficas (BESKOW *et al.*, 2016).

Os modelos hidrológicos são muito utilizados em estudos ambientais, visto que facilitam a compreensão, bem como permitem simular o impacto das mudanças no uso e manejo do solo sobre o comportamento hidrológico de bacias hidrográficas. Dentre os modelos hidrológicos existentes, o Limburg Soil Erosion Model (LISEM) tem sido utilizado para estimar as vazões originadas de eventos isolados de chuva, bem como para estimar a erosão hídrica e o transporte de sedimentos (GOMES *et al.* 2008; HU *et al.* 2015; VARGAS, 2018).

A umidade inicial (Θ_i) é um fator importante especialmente quando da análise de eventos de chuvas isoladas dada a sensibilidade existente à condição de umidade inicial do solo, portanto precisa ser levada em consideração no LISEM. A relação da Θ_i com o potencial de água no solo é crucial para muitos estudos como drenagem, infiltração, K_{sat} , manejo da irrigação, estresse hídrico das plantas, bem como subsidiar informações aos modelos hidrológicos (WASSAR *et al.*, 2016). De Roo; Jetten (1999) e Gomes *et al.* (2008) mostraram que a umidade inicial do solo foi o parâmetro mais sensível do modelo hidrológico LISEM.

Bronstert; Bárdossy (1999) usaram um modelo hidrológico fisicamente distribuído, chamado Hillflow, para estudar os efeitos da variabilidade de Θ_i na geração de escoamento superficial direto (ESD) em uma pequena bacia hidrográfica e verificaram que a quando a variabilidade da Θ_i foi levada em consideração, ocorreu um aumento na geração de ESD em comparação de quando consideraram-se ao valor médio de Θ_i .

Já Hu *et al.* (2015) constataram que em condições de solo mais úmidos, a variabilidade espacial da Θ_i tem uma maior influência sobre o ESD. Porém os

autores ressaltam que a simulação do ESD foi mais afetada pela variabilidade do K_{sat} do que pela variabilidade do θ_i .

O LISEM é altamente sensível à K_{sat} (DE ROO; OFFERMANS 1995; GOMES *et al.* 2008; HESSEL *et al.* 2003; KVÆRNØ; STOLTE, 2012) e, portanto, demanda um conhecimento detalhado dessa propriedade. São poucos os registros da aplicação do LISEM em bacias hidrográficas brasileiras, destacando-se os estudos de Barros *et al.* (2014); Dalbianco (2013); Gomes *et al.* (2008); Moro (2011); Rodrigues (2011); e Vargas (2018).

Gomes *et al.* (2008) verificaram que o LISEM apresentou resultados satisfatórios para uma bacia hidrográfica localizada no sul de Minas Gerais na simulação hidrológica de diferentes cenários para uso e ocupação do solo. Os autores constataram que o referido modelo pode ser aplicado para previsão do comportamento hidrológico de bacias hidrográficas tropicais, desde que devidamente calibrado. E ainda, os resultados obtidos demonstraram boa performance do modelo LISEM para estimativa do ESD, porém, no estudo desenvolvido houve uma amostragem detalhada de K_{sat} .

Vargas (2018) realizou uma análise de sensibilidade de parâmetros de solo e avaliou a representatividade do LISEM numa bacia hidrográfica localizada no extremo sul do Rio Grande do Sul e constatou que a K_{sat} , a θ_i e coeficiente de rugosidade de superfície de Manning foram fundamentais na calibração do modelo com base em 10 eventos chuva-vazão. Neste mesmo sentido, De Roo e Offermans (1995) analisaram a sensibilidade do LISEM e constataram que a K_{sat} foi a propriedade mais sensível no modelo em relação à vazão.

A K_{sat} é uma propriedade altamente variável, o que pode estar associada a grandes incertezas (HU *et al.*, 2015). Picciafuoco *et al.* (2019) relataram que estimativas espacialmente representativas da K_{sat} são necessárias para simular o ESD e a infiltração em escala de bacias hidrográficas. Assim, muitos estudos têm focado na caracterização da variabilidade espacial da K_{sat} em diferentes condições climáticas e hidrológicas, bem como em várias escalas espaciais (BAGARELLO *et al.*, 2017; CASTRO *et al.*, 2016; HASSLER *et al.*, 2014; PICCIAFUOCO *et al.* 2019; ZHAO *et al.*, 2016; ZIMMERMAN *et al.*, 2006;).

Porém, surgem empecilhos para a aquisição detalhada de informações a respeito da K_{sat} , como o levantamento de dados em campo, análise e alto custo.

Neste sentido, métodos estatísticos e matemáticos podem ser aplicados para lidar com a complexidade e a incerteza inerentes ao sistema solo. A utilização da geoestatística, por meio da simulação sequencial gaussiana (SSG), como ferramenta para obter informações onde não foi possível realizar observações permite: i) um melhor entendimento das propriedades hidrológicas dos solos; ii) a análise da conectividade espacial dos mesmos; iii) avaliar as incertezas; e iv) uma visão espacial da realidade. Sendo assim, tais métodos culminam na diminuição dos custos de amostragens e análises, especialmente quando se trata da análise de grandes áreas, como é o caso de pesquisas em bacias hidrográficas. Sendo assim, esta abordagem tem sido preferida quando existe a necessidade de representação das incertezas da K_{sat} , podendo proporcionar melhorias para a representação dos processos hidrológicos e também em um maior controle na propagação das incertezas do ponto de vista hidrológico, como é o caso do modelo distribuído LISEM (HU *et al.*, 2007; SIQUEIRA *et al.* 2019; ZHAO *et al.* 2017).

Modelos hidrológicos distribuídos com base em processos têm maior potencial do que modelos empíricos para identificar áreas críticas e refletir a variabilidade espacial dentro da bacia, resultando em maior precisão de simulação (PANDEY *et al.*, 2016). No entanto, um problema frequente nos modelos hidrológicos distribuídos é o grande número de parâmetros necessários, sendo bem comuns a K_{sat} e Θ_i , e a variação espacial dos mesmos, alguns dos quais podem estar indisponíveis ou inacessíveis, principalmente em regiões com escassez de dados, como é o caso do Brasil (BESKOW *et al.*, 2016; CALDEIRA *et al.*, 2018). Essa incerteza de dados acerca de K_{sat} e Θ_i possivelmente pode ser reduzida por meio da simulação geoestatística (HU *et al.*, 2015; KVÆRNØ; STOLTE, 2012).

Em estudos de simulação hidrológica em pequena escala, a homogeneidade das propriedades hidrológicas do solo é geralmente assumida (LIN *et al.*, 2005). No entanto, as modernas técnicas de simulação vêm impulsionando novos métodos matemáticos e computacionais, fomentando investigações mais detalhadas dos efeitos da variabilidade espacial das propriedades do solo e análise de incerteza, quanto à geração de ESD.

Kværnø; Stolte (2012), avaliaram os efeitos da retenção de água no solo, da K_{sat} , da textura do solo na vazão simuladas pelo LISEM, sugeriram que estudos futuros deveriam avaliar a influência da dependência espacial dos dados levantados a campo para posterior quantificação das propriedades hidrológicas do solo. Dessa forma, por meio de simulações condicionais, a incerteza da representação espacial das propriedades do solo pode ser quantificada. Portanto, estudar o impacto da variabilidade espacial das propriedades hidrológicas do solo, em especial K_{sat} , sobre o hidrograma de ESD é muito importante para as previsões de cheias, bem como para auxiliar na compreensão das influências da variabilidade espacial na simulação hidrológica (HU *et al.*, 2015), já que são raros os estudos científicos que tratam dessa temática.

Com base no exposto, o presente trabalho teve como objetivo avaliar a influência da variabilidade espacial da K_{sat} e da Θ_i do solo sobre hidrogramas de ESD originados de eventos isolados de chuva, com base em simulação hidrológica pelo LISEM na bacia hidrográfica sanga Ellert (BHSE), no município de Canguçu – RS, Brasil. Além disso, teve como objetivo secundário comparar os impactos que os campos aleatórios obtidos pela SSG e Krigagem Ordinária (KO) causam no ESD da BHSE.

2. Material e Métodos

2.1 Área de estudos

Este estudo foi conduzido na bacia hidrográfica sanga Ellert (BHSE) localizada no município de Canguçu, Rio Grande do Sul, Sul do Brasil (Figura 9). A BHSE é estratégica regionalmente devido à sua importância econômica e social para o município de Canguçu, por sua área ser amplamente dominada pelos sistemas de agricultura familiar. O principal curso de água da BHSE flui diretamente para o arroio Pelotas, localizado na parte sul do estado do Rio Grande do Sul, cuja bacia hidrográfica apresenta área total de aproximadamente 940 km², incluindo os municípios de Pelotas, Morro Redondo, Arroio do Padre e Canguçu. O arroio Pelotas é um dos mananciais que fornece água para a população de Pelotas, uma cidade com cerca de 329000 habitantes (BESKOW *et al.*, 2016). A BHSE voltada às atividades agrícolas, onde os eventos locais

podem impactar no comportamento hidrológico da bacia hidrográfica do arroio Pelotas acarretando em erosão hídrica e inundações, causando perdas de solo e nutrientes, resultando em danos econômicos e sociais.

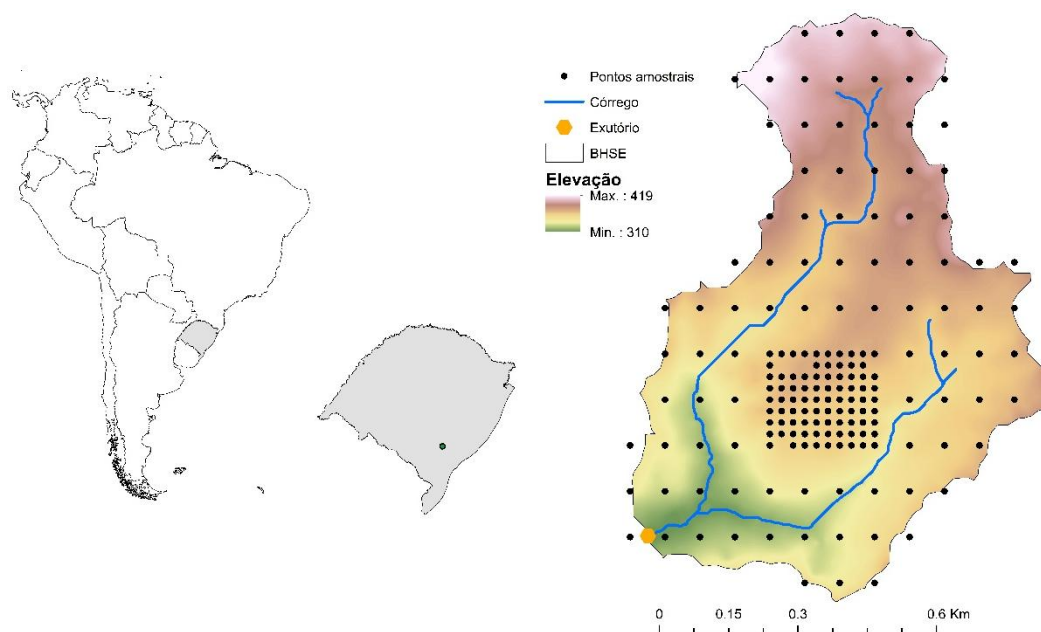


Figura 9 Localização da bacia hidrográfica Sanga Ellert (BHSE) no contexto da a) América do Sul e b) Rio Grande do Sul, assim como c) modelo digital de elevação, hidrografia e pontos de amostragem do solo na BHSE.

A BHSE possui uma área de aproximadamente 0,7 km², com altitude variando de 310 a 419 m. O clima da região é mesotérmico indicando condições subtropicais úmidas, caracterizadas por uma temperatura média anual de 18°C, com verões quentes e invernos frios, que de acordo com a classificação climática de Köppen (KUINCHTNER; BURIOL, 2001), é Cfa. A precipitação média anual é de 1350 mm, sendo bem distribuída ao longo do ano (IBGE, 1986). Os solos da BHSE são rasos BHSE e o relevo varia de ondulado a forte ondulado (SOARES *et al.*, 2020).

Os principais usos da terra identificados na BHSE são floresta nativa, silvicultura (Pinus sp, Eucalyptus sp. E Acacia sp.), cultivo anual (Glycine max, Zea mays e Nicotiana tabacum) e pastagem (áreas de pastagem), representando 10%, 12 %, 71% e 7%, respectivamente, da área da bacia hidrográfica (SOARES *et al.* 2020). Com base em levantamento de campo, o principal tipo de solo na bacia é classificado como Neossolos no Sistema

Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006) e como Entisols na Taxonomia de Solos nos EUA (SOIL SURVEY STAFF, 2010).

2.2 Amostragem de solo e determinação da condutividade hidráulica do solo saturado e da umidade de água no solo

Foi realizada uma coleta de solos, conforme descrito em Soares *et al.* (2020), obedecendo a um grid amostral espaçado de 75 m x 100 m, cobrindo toda a área da bacia, totalizando 106 pontos de coleta (Figura 9). Posteriormente, foi realizada uma segunda etapa para um melhor detalhamento amostral, com 78 pontos, cujo espaçamento foi de 25 m x 25 m, totalizando assim 184 pontos (Figura 9).

Em cada ponto experimental, de acordo com Soares *et al.* (2020), amostras de solo não deformadas foram coletadas na camada de 0-0,20 m usando anéis volumétricos (5,0 cm de altura x 4,8 cm de diâmetro) para determinação da condutividade hidráulica do solo saturado (KLUTE; DIRKEN, 1986). Também foram determinados os seguintes atributos hidrológicos do solo: umidade do solo, densidade do solo (DS) (BLAKE; HARTGE, 1986) e macroporosidade do solo (MP) (KLUTE, 1986).

2.3 Monitoramento hidrológico na bacia hidrográfica sanga Ellert

O monitoramento hidrológico da BHSE é feito pelo Grupo de Pesquisa em Hidrologia e Modelagem Hidrológica em Bacias Hidrográficas (<https://wp.ufpel.edu.br/hidrologiaemodelagemhidrologica/>) da Universidade Federal de Pelotas. A BHSE possui uma estação pluviométrica e uma estação linimétrica, ambas automáticas. A primeira possui um pluviômetro automático de cubas basculantes; a segunda contém sensores de pressão para monitoramento do nível d'água na seção de controle da bacia. Os dados obtidos a partir destas estações são registrados em seu *datalogger* em intervalos de 5 minutos. Dessa forma, obtém-se a variabilidade temporal da chuva e do nível, facilitando a

visualização do comportamento do escoamento na bacia no decorrer dos eventos de chuva.

Como o LISEM é um modelo baseado em eventos, a seleção dos eventos de precipitação da BHSE foi feita com base nos eventos que propiciaram uma maior transformação chuva-vazão. Foram utilizados 5 eventos de chuva (Tabela 4) e o intervalo de tempo utilizado para as simulações foi de 5 minutos.

Tabela 4 Eventos de precipitação utilizados na simulação hidrológica

Eventos	Data	Precipitação total (mm)	Duração (min)	Intensidade média ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	Intensidade máxima ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)
1	12/05/2017	66,4	540	7,4	81,6
2	18/10/2017	62,8	565	6,7	72,0
3	04/11/2017	47,0	215	13,1	48,0
4	18/03/2019	30,4	125	14,6	88,8
5	25/05/2017	24,0	105	13,7	67,2

Os níveis d'água registrados na estação linimétrica foram transformados em vazões usando a curva-chave estabelecida para a seção de controle. Para cada evento analisado foram preparados o hietograma e o hidrograma, ambos com discretização temporal de 5 minutos. Posteriormente, foi realizada a separação de escoamento seguindo o procedimento baseado nas inflexões A e C no hidrograma (MELLO; SILVA 2013) com o intuito de determinar o hidrograma de ESD para cada evento-chuva vazão analisado.

2.4 Análise de incerteza da K_{sat} para utilização na simulação hidrológica

Primeiramente foi realizada a análise da variabilidade espacial da K_{sat} por meio da SSG e gerados 100 campos aleatórios equiprováveis cuja validação foi atendida, como recomendado por Siqueira *et al.* (2019) e Zhao *et al.* (2017), e descrito no capítulo 1 desta tese.

Os 100 campos referentes à K_{sat} foram utilizados como entrada no LISEM para simulação hidrológica. Para tanto, seguiu-se os seguintes passos:

1. Cálculo das médias da K_{sat} para cada campo;

2. Elaboração da curva de frequência acumulada das 100 médias dos campos aleatórios;
3. Cálculo dos percentis de 5, 25, 50, 75 e 95% das médias;
4. Seleção dos campos cujas médias mais se aproximaram dos percentis de 5, 25, 50, 75 e 95% de probabilidade de não excedência das médias de todos os campos, representando, desta forma, cenários mais favoráveis e mais desfavoráveis ao ESD respectivamente.

Com a utilização dos campos referentes aos percentis de 5, 25, 50, 75 e 95% determinou-se quantitativamente os efeitos globais da variabilidade espacial da K_{sat} na simulação das vazões de pico (Q_p), para diferentes eventos chuva-vazão.

O campo determinístico da K_{sat} , obtido por meio da Krigagem Ordinária (KO) (ISAAKS; SRIVASTAVA, 1989), foi utilizado para comparar os impactos que os valores de K_{sat} (SSG x KO) causam no ESD da BHSE.

Portanto, os campos de K_{sat} , obtidos através da SSG e KO, foram utilizados como dados de entrada no LISEM, o qual simulou os hidrogramas de ESD na BHSE, dos quais foram extraídas as vazões máximas, o tempo em que tais vazões ocorreram e tempo de início do ESD.

2.5 Simulação hidrológica

2.5.1 Descrição do modelo hidrológico LISEM

O Limburg Soil Erosion Model (LISEM) é um modelo que utiliza equações para descrever os processos hidrológicos e é espacialmente distribuído, estando incorporado a um Sistema de Informações Geográficas (SIG) denominado PCRaster que possibilita o processamento de dados especializados na forma de arquivos raster. Por ser distribuído, o modelo representa a bacia hidrográfica por uma grade de células, onde para cada célula são simulados os processos hidrológicos.

O modelo simula os processos hidrológicos e o transporte de sedimentos durante e imediatamente após um evento isolado de chuva, numa escala de bacia hidrográfica (JETTEN, 2018). O LISEM foi desenvolvido por pesquisadores

do Departamento de Geografia Física da Universidade de Utrecht e da Divisão de Física do Solo do Centro Winand Staring (Wageningen), ambos na Holanda. A interface do modelo permite que os dados simulados sejam apresentados em mapas, gráficos e tabelas.

De acordo com Jetten; Bout (2017), os principais processos na parte hidrológica do modelo são: precipitação, interceptação, armazenamento superficial em microdepressões, infiltração, ESD e fluxo de canal (Figura 10).

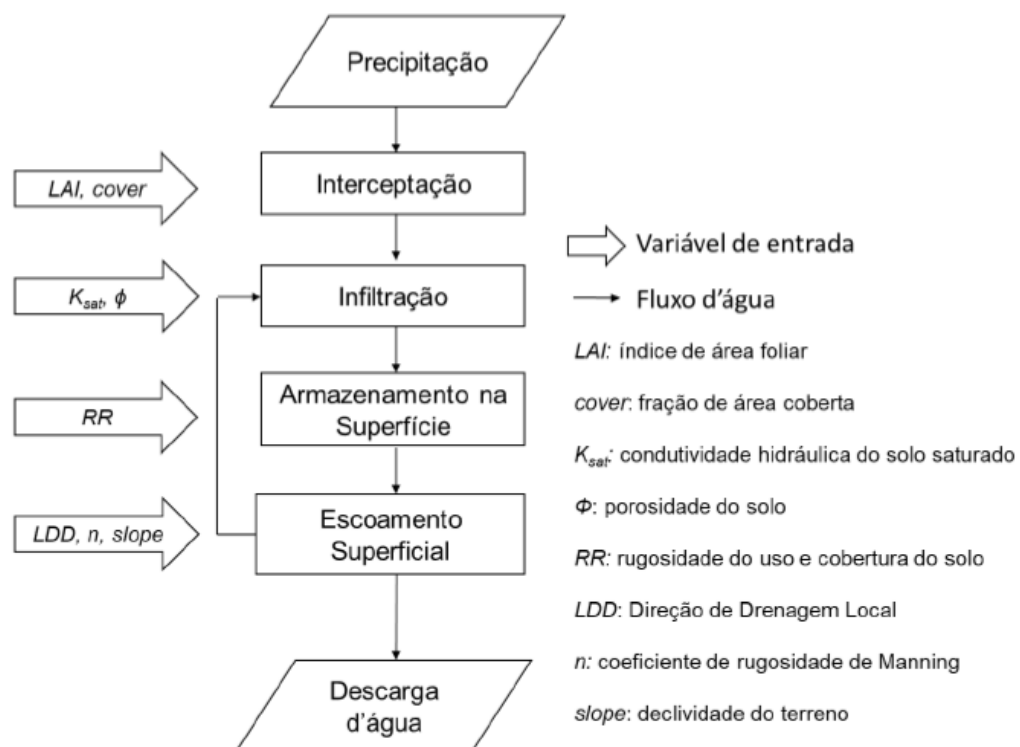


Figura 10 Fluxograma do processo de modelagem do fluxo de água e seus parâmetros de entrada no LISEM.

Fonte (Vargas, 2018)

Para este caso, o ESD é propagado a partir de cada célula para o exutório através do método de onda cinemática com o uso da equação de Manning (JETTEN, 2018).

2.5.2 Configuração do LISEM, dados de entradas e parâmetros

Para a utilização do LISEM são necessárias informações da topografia, área da bacia hidrográfica, rede de drenagem, uso e cobertura do solo, propriedades hidrológicas do solo associadas à modelagem de infiltração de água no solo, dentre outros. Vale frisar que neste trabalho utilizou-se do LISEM para apenas para a transformação de chuva-vazão, de modo que o modelo não foi usado para estimativa da erosão e do transporte de sedimentos. Os parâmetros que serão utilizados no presente modelo, bem como a metodologia empregada para a aquisição dos mesmos são descritos a seguir.

A entrada de dados, por meio de mapas e parâmetros, no LISEM foi realizada via PCRaster por intermédio sua interface NutShell. Foi utilizado um tamanho de célula de grade de 10 x 10 m para as simulações, análogo ao trabalho de Kværnø; Stolte (2012).

Informações referentes ao uso do solo, relevo e hidrografia da BHSE foram obtidas em trabalhos de campo realizados e publicados por Veber (2016), sendo que a delimitação da área da bacia hidrográfica foi realizada com o auxílio do software ArcGIS (ESRI, 2014) tomando como base o modelo digital de elevação (MDE) da BHSE. O MDE da BHSE foi realizado através de um extenso levantamento topográfico usando uma Estação Total para toda a área da bacia hidrográfica. A rede de drenagem foi delineada a partir de levantamentos realizados em campo com o auxílio da Estação Total ao longo dos dois cursos d'água e o posterior processamento desses dados foi feito por meio do ArcGIS (ESRI, 2014).

O trabalho de Soares *et al.* (2020) forneceu dados associados a propriedades hidrológicas do solo necessários para modelagem no LISEM, tais como a textura do solo, porosidade, umidade inicial do solo associada à umidade de saturação e K_{sat} . Além disso, foram utilizadas informações provenientes da literatura referente ao LISEM para estabelecer a COVERT e o n .

O processo de infiltração de água no solo pode ser representado matematicamente por diferentes modelos, a depender da disponibilidade de dados e objetivo da simulação, sendo o modelo de Green; Ampt (1911) escolhido. De acordo com Jetten; Bout (2017), o modelo de infiltração proposto

por Green; Ampt (1911) assume que uma frente de molhamento se move para baixo nas camadas de solo paralelas à superfície do solo, de modo que a saturação se dá na camada mais superficial do solo e, logo abaixo, tem-se a zona de transmissão até chegar na frente de molhamento. Green; Ampt (1911) afirmaram que, quando a lâmina de água acima da superfície do solo é zero, uma simplificação da equação de Darcy para o fluxo vertical de água, a qual foi usada neste trabalho.

Um dos parâmetros do modelo de Green; Ampt (1911) (Equação 1) é a K_{sat} , a qual foi espacializada por meio da simulação sequencial gaussiana (SSG) e da Krigagem Ordinária (KO).

$$f = -k_{sat} \left(\psi_m \frac{\phi - \phi_i}{F} + 1 \right) \quad (1)$$

Em que f é a taxa de infiltração de água no solo ($m \cdot s^{-1}$), K_{sat} é a condutividade hidráulica do solo saturado ($m \cdot s^{-1}$), ψ_m é o potencial matricial na frente de umedecimento (cm), ϕ ($m^3 \cdot m^{-3}$) é a porosidade, ϕ_i refere-se ao teor de umidade inicial do solo ($m^3 \cdot m^{-3}$) e F corresponde à infiltração de água acumulada no solo (m).

A ferramenta *Inverse Distance Weighting* (IDW) do pacote de análises espaciais do ArcGIS (ESRI, 2014) foi utilizada para a espacialização dos mapas das umidades, a qual também é utilizada no modelo de Green; Ampt (1911). Utilizaram-se das umidades de saturação, que variaram espacialmente na BHSE de 0,2 a 0,62 $cm^3 \cdot cm^{-3}$.

O ψ_m para o modelo de Green; Ampt (1911) foi calculado de forma distribuída através da equação de Rawls (1983), onde se utilizou dos teores de areia, de argila assim como da porosidade total como entrada na referida Equação 2.

$$\begin{aligned} \psi_m = & Exp(6,5309 - 7,3256 * VTP + 0,001583 * Arg^2 + 3,809479 * VTP^2 \\ & + 0,0003444 * Ar * Arg - 0,049837 * Ar * VTP + 0,001608 * Ar^2 \\ & * VTP^2 + 0,001602 * Arg^2 * VTP^2 - 0,000014 * Ar^2 * Arg \\ & - 0,00348 * Arg^2 * VTP - 0,0008 * Ar^2 * VTP) \end{aligned} \quad (2)$$

Onde ψ_m = potencial matricial na frente de umedecimento, em mm; VTP é a porosidade total do solo, em $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$; Arg e Ar é o percentual de argila e de areia respectivamente.

A porosidade total do solo (PT), os percentuais de argila e de areia foram provenientes de trabalho realizado em campo por Soares *et al.* (2020).

A rugosidade aleatória do solo (RR) é usada como uma medida de microrrelevo e está relacionado ao processo de armazenamento nas microdepressões. A RR foi calculada a partir do desvio padrão do MDE, seguindo recomendações de Chu *et al.* (2012) conforme as Equações 3, 4 e 5.

$$Z'_{i,j} = LN(Z_{i,j}) \quad (3)$$

$$SD = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^{N_i} \sum_{j=1}^{N_j} (Z'_{i,j} - \overline{Z'_{i,j}})^2} \quad (4)$$

$$RR = SD \cdot \overline{Z'_{i,j}} \quad (5)$$

Onde RR é a rugosidade (m); SD o desvio padrão do MDE; P é o número de pixels; $Z_{i,j}$ as elevações na linha i e coluna j e $Z_{i,j}'$, as elevações processadas na linha i e coluna j.

A área coberta por vegetação (COVERT) está relacionado ao processo de interceptação e foi obtida por meio do Modelo Linear de Mistura Espectral, o qual utilizou das imagens Sentinel 2. Já as características relacionadas à altura da planta foram obtidas combinando o mapa de uso e cobertura do solo com valores extraídos da literatura.

O coeficiente de Manning está relacionado com o ESD, bem como a infiltração de água no solo e foi calculado seguindo a orientação de Jetten (2018), o qual propôs uma relação linear entre o coeficiente de Manning, a RR e a COVERT. Então, de posse dos dados de RR e de COVERT calculou-se de forma distribuída na BHSE o coeficiente de rugosidade de Manning

Neste trabalho foi considerada uma camada do solo com profundidade de 250 mm, visto que, a amostragem de solos foi realizada apenas na camada de 0-20 cm visando à determinação das propriedades hidrológicas necessárias e

pelo fato de que os solos predominantes na BHSE são rasos. Considerou-se a camada abaixo de 250 mm como impermeável.

2.6 Calibração do LISEM

Muitos estudos acerca da calibração e validação do modelo LISEM têm sido realizadas no mundo (BAUMANNA *et al.* 2020; DE ROO *et al.*, 1996; HU *et al.* 2015; KVAERNO; STOLTE, 2012), incluindo no Brasil (BARROS *et al.* 2014; GOMES *et al.* 2008; VARGAS 2018). Devido à alta sensibilidade do LISEM quanto à K_{sat} , diversos pesquisadores (BARROS *et al.* 2014; GOMES *et al.* 2008; HESSEL *et al.* 2003; VARGAS 2018) calibraram tal propriedade hidrológica no modelo. No entanto, nesta pesquisa, teve-se o intuito de considerar K_{sat} como verdade de campo, já que uma ampla amostragem desta propriedade foi realizada a campo.

Sendo assim, o LISEM foi calibrado utilizando-se de 5 eventos de chuva, do coeficiente de Manning e da Θ_i (fator multiplicativo sobre a umidade de saturação), mantendo K_{sat} como verdade de campo. O primeiro passo da calibração foi ajustar a vazão de pico e seu respectivo tempo de ocorrência. Tendo em vista que o LISEM não disponibiliza um procedimento de calibração automática, tal ajuste foi realizado por tentativa e erro de modo a minimizar as diferenças entre os valores observados e aqueles estimados pelo LISEM. O desempenho do LISEM foi avaliado por meio do coeficiente de Nash-Sutcliffe (C_{NS}) (NASH; SUTCLIFFE, 1970), conforme Equação 6.

$$C_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{i_{obs}} - Q_{i_{est}})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{i_{obs}} - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (6)$$

Onde $Q_{i_{obs}}$ é a vazão observada no tempo i , $Q_{i_{est}}$ é a vazão estimada no tempo i , $\bar{Q}_{obs}$ é a vazão média observada e N é o número de ordenadas do hidrograma de ESD.

O C_{NS} permite analisar o comportamento do hidrograma ao longo do tempo. Quanto à classificação do C_{NS} , Moriasi *et al.* (2007) sugerem a seguinte classificação para esse coeficiente: $C_{NS} > 0,65$, muito bom; $0,54 < C_{NS} < 0,65$, bom; $0,50 < C_{NS} < 0,54$, satisfatório.

2.7 Análise da propagação da incerteza da K_{sat} para as vazões de pico

A fim de determinar quantitativamente os efeitos globais da variabilidade espacial da K_{sat} e suas incertezas na estimativa de vazões máximas, para os 5 diferentes eventos de chuva-vazão, utilizou-se Equação 7.

$$Incerteza = Qp_{sim\ max} - Qp_{sim\ min} \quad (7)$$

Onde $Qp_{sim\ max}$ se refere à vazão de pico máxima entre os cinco percentis; $Qp_{sim\ min}$ se refere à vazão de pico mínima entre os cinco percentis.

Como os cinco eventos analisados apresentam características diferentes, utilizou-se da incerteza relativa para dar um melhor entendimento das análises realizadas, a qual foi calculada de acordo com a Equação 8. A proposta de calcular a incerteza relativa é para que assim possa verificar o quanto que as incertezas de K_{sat} impactam as vazões máximas, porém com base em suas magnitudes.

$$Incerteza\ relativa = \left(\frac{Incerteza}{Qp_{sim\ max}} \right) * 100 \quad (8)$$

Para cada um dos 5 eventos foram executadas 5 simulações, conforme ocorreram as variações dos campos da K_{sat} , sendo elas para os percentis de 5, 25, 50, 75 e 95% obtidos pela SSG. Além disso, foi realizada 1 simulação para cada evento retratando o mapa obtido por meio da KO. Sendo assim, 30 simulações foram executadas por meio do LISEM para testar a variabilidade de K_{sat} .

2.8 Análise da influência da inicial do solo sobre os hidrogramas de ESD

Para a análise da influência da inicial do solo sobre hidrogramas de ESD, foi considerado como verdade o mapa da K_{sat} obtido por meio da Krigagem Ordinária, além do o fator multiplicativo da Θ_i e o coeficiente de rugosidade de Manning obtidos na calibração de cada evento chuva-vazão. Para tanto, verificou-se a influência de acréscimo percentual (+1%, +3%, +5%, +10% e +20%) e decréscimo percentual (-1%, -3%, -5%, -10% e -20%) do fator multiplicativo da Θ_i .

Para cada um dos 5 eventos foram executadas 10 simulações, conforme ocorreram as variações da umidade inicial ($\pm 1\%$, $\pm 3\%$, $\pm 5\%$, $\pm 10\%$ e $\pm 20\%$). Sendo assim, 50 simulações foram executadas por meio do LISEM para testar o impacto da variação da Θ_i sobre o ESD.

3. Resultados e Discussão

3.1 Variabilidade espacial e análise de incerteza da K_{sat}

A Tabela 5 retrata a incerteza dos campos da K_{sat} obtidos pela SSG na BHSE, bem como apresenta o valor médio alcançado por meio da Krigagem Ordinária (KO). Os percentis de 5% e 95% para os dados simulados foram respectivamente de 718,59 e 866,57 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Sendo assim, pode-se afirmar com 90% de certeza, com base nos valores dos campos simulados, que a K_{sat} varia entre 718,59 e 866,57 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ na BHSE, tendo uma incerteza de 147,98 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Siqueira *et al.* (2019) encontraram uma incerteza de 8,56 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ para os percentis de 5 e 95%, sendo que a média dos valores simulados foi de 14,03 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

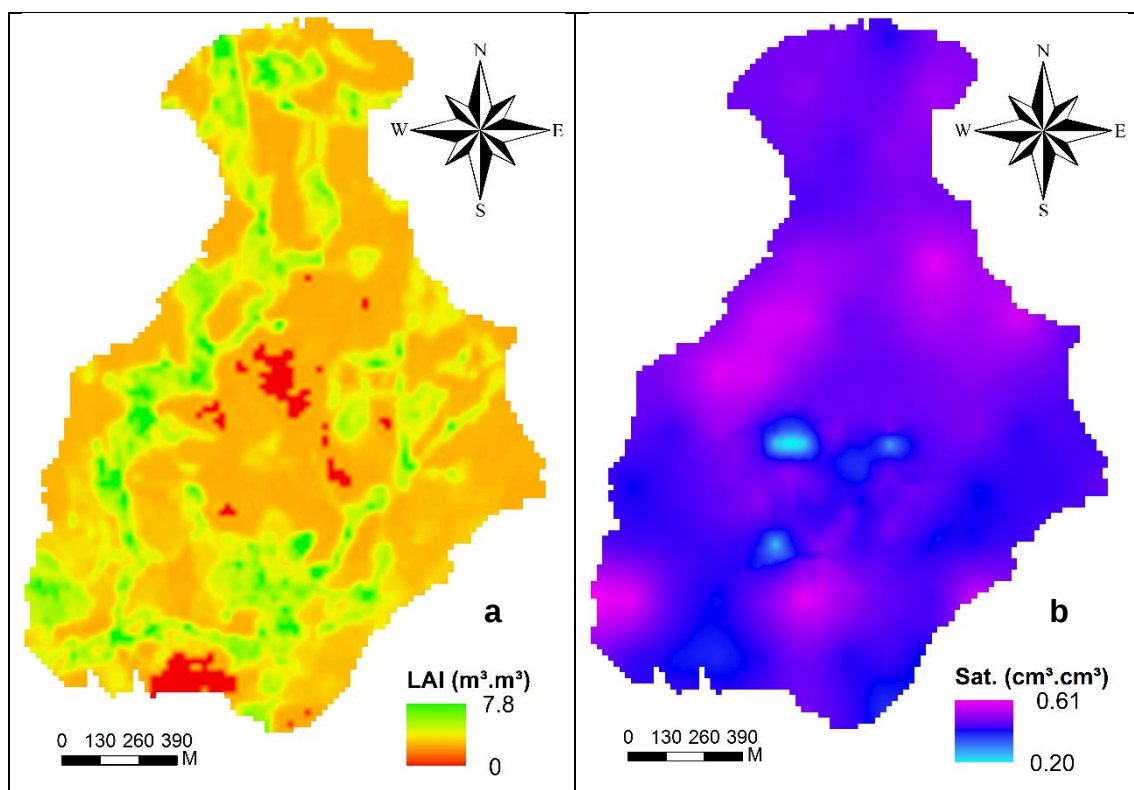
Tabela 5 Análise de incerteza de K_{sat} pela SSG

Campo	Percentil %	Valor ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$)
8	5	718,59
33	25	762,19
9	50	793,35
75	75	821,27
38	95	866,57
KO	-	497,69

Os valores de K_{sat} distribuídos espacialmente na BHSE com área de 0,7 km² indicam uma amplitude de magnitude de 7,50 mm·h⁻¹ a 3764,95 mm·h⁻¹, com média de 792,26 e um CV de 99,90% de acordo com a SSG. Já os valores obtidos por meio da KO mostram uma amplitude variando de 13,79 mm·h⁻¹ a 2925,35 mm·h⁻¹, com média de 497,69 e um CV de 69,90%. Os valores médios indicados na Tabela 5 são características de solos com potencial de geração de ESD máximo de acordo com a classificação de K_{sat} proposta por Pruski *et al.* (1997) para solos brasileiros, visando estudos de conservação e manejo do solo e da água.

3.2 Parametrização do modelo LISEM no formato de mapas

Na Figura 11 estão presentes alguns dos mapas que foram processados no PCRaster e incorporados no LISEM.



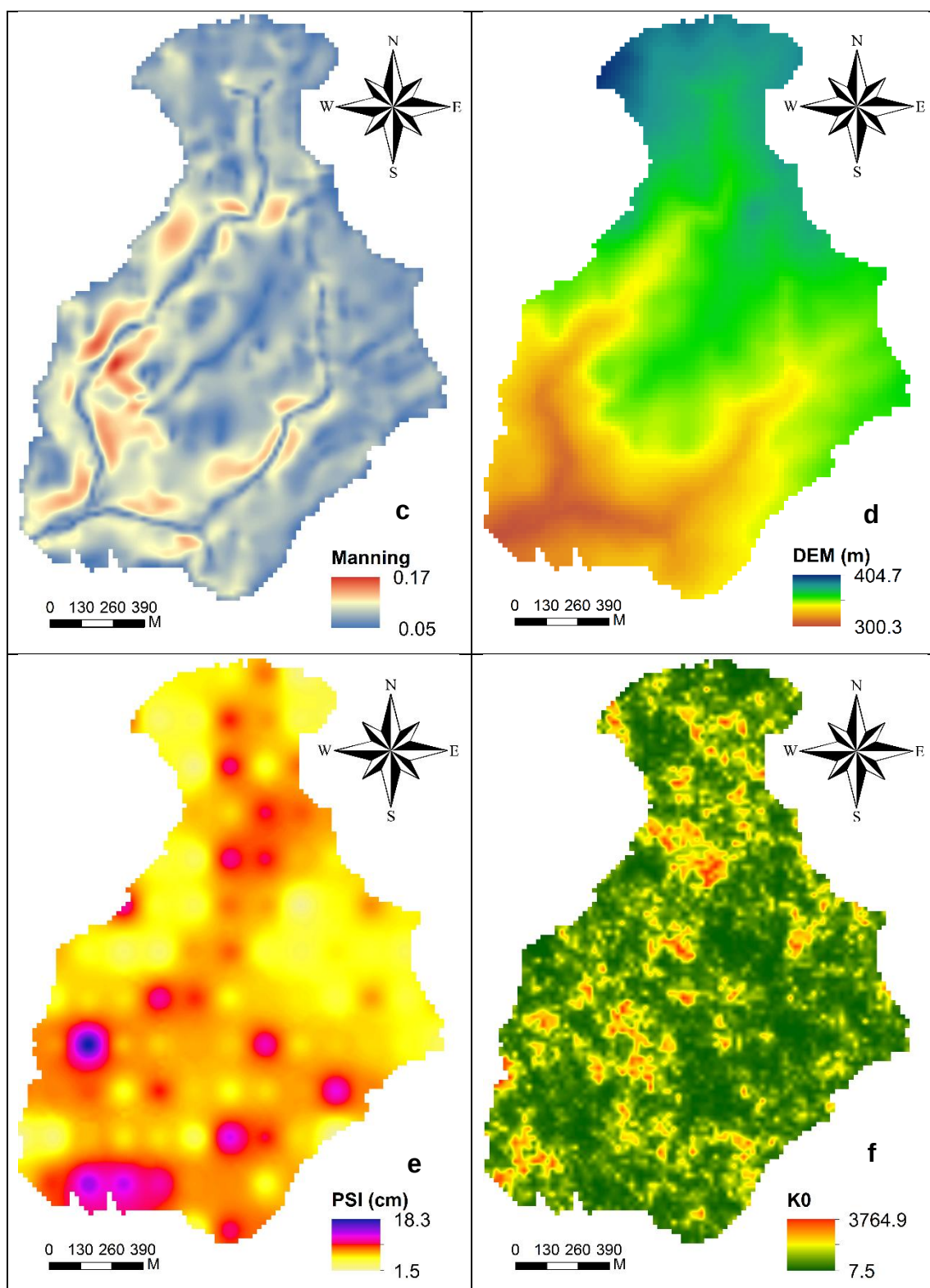


Figura 11 Mapas processados no PCRaster: a) Índice de área foliar, b) umidade de saturação, c) coeficiente de rugosidade de superfície de Manning, d) Modelo Digital de Elevação, e) potencial matricial na frente de umedecimento, e f) condutividade hidráulica do solo saturado (simulação 43)

O índice de área foliar (Figura 11a) teve uma variação de 0 a $7,88 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$, sendo que o valores mais elevados estão em áreas com predominância de

mata nativa, enquanto os valores baixos foram observados em locais com a cultura do fumo.

A umidade de saturação (Figura 11b) variou de 0,20 a 0,62 $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$, predominando valores intermediários a este intervalo na BHSE. Os valores mais elevados da umidade de saturação também se deram em ambientes com mata nativa, possivelmente pela ocorrência de matéria orgânica proveniente da decomposição das folhas das árvores, o que favorece uma melhor estrutura do solo e assim a capacidade de armazenar água. Poucos foram os valores de umidade de saturação próximos de 0,20 $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$, porém esses locais estão onde ocorre a cultura do fumo.

O coeficiente de rugosidade de superfície de Manning (n) (Figura 11c) é referente à rugosidade da superfície do solo e esta, por sua vez, relaciona-se com o tipo de uso e cobertura do solo. Os valores de n variaram de 0,06 a 0,17 $\text{s}\cdot\text{m}^{-1/2}$, sendo os mais altos em locais com predominância de mata nativa. Possivelmente, tal fato pode ser explicado pela formação da serapilheira no solo em locais de mata, implicando em valores mais elevados para esse coeficiente.

O MDE (Figura 11d) mostra a variação da altitude ao longo da BHSE e constata-se a predominância dos maiores valores na porção norte da área estudada e os menores valores na seção de controle. A variação se deu de 300,36 a 404,72 m. O MDE dá uma referência dos locais mais altos e mais baixos da BHSE.

O potencial matricial na frente de umedecimento (ψ_m) (Figura 11e) oscilou entre 1,58 e 18,54 cm, sendo este intrínseco ao solo.

A título de exemplificação, foi tomada aleatoriamente a simulação 43 para demonstrar a alta variabilidade de K_{sat} (Figura 11f), a qual pode ser explicada pelo mapa de uso do solo, bem como pela heterogeneidade textural e densidade do solo da bacia hidrográfica em estudo. Esta alta variabilidade de K_{sat} pode estar relacionada com a variação topográfica, com os diversos usos do solo, tipos de vegetação da BHSE. Percebeu-se que os maiores valores de K_{sat} ocorreram em locais com mata nativa, enquanto os menores em locais com predomínio da cultura do fumo. Os solos onde estão presentes as matas nativas fornecem valores médios mais altos de K_{sat} (1310,0 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) e Macro (31%) e menores valores de DS (1,26 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$) quando comparados aos outros sistemas de uso da

terra (Silvicultura: $K_{sat} = 960,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, Macro = 30% e DS = $1,30 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; Cultura anual: $K_{sat} = 730,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, Macro = 25% e DS = $1,45 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$; e Pastagem: $K_{sat} = 620,0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, Macro = 24% e DS = $1,42 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$). Em média, os solos de florestas nativas apresentaram valores de K_{sat} aproximadamente 1,8 e 2,1 vezes superiores aos encontrados em solos com cultivos anuais e pastagem cultivada, respectivamente. Os solos sob vegetação nativa (por exemplo, mata nativa), quando comparados com os solos impactados pelo cultivo agrícola (por exemplo, pastagem), geralmente apresentaram maior DS e K_{sat} , e Macro mais alto, resultado de amplos insumos orgânicos e escavação da fauna do solo (VIOLA et al., 2013).

3.3 Processos hidrológicos simulados no LISEM

Os resultados de saída do LISEM são estruturados em hidrogramas e informações da simulação (infiltração, escoamento superficial direto, vazão). O LISEM também extrai mapas de caracterização do processo de simulação em formato do PCRaster. Para fins de exemplificação, os mapas dispostos na Figura 12 indicam a taxa de infiltração de água no solo ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), o escoamento superficial direto (mm) e a interceptação (mm) ocorridos na BHSE ao término da simulação para o Evento 2 e campo 9 de K_{sat} , o qual representa o percentil de 50%.

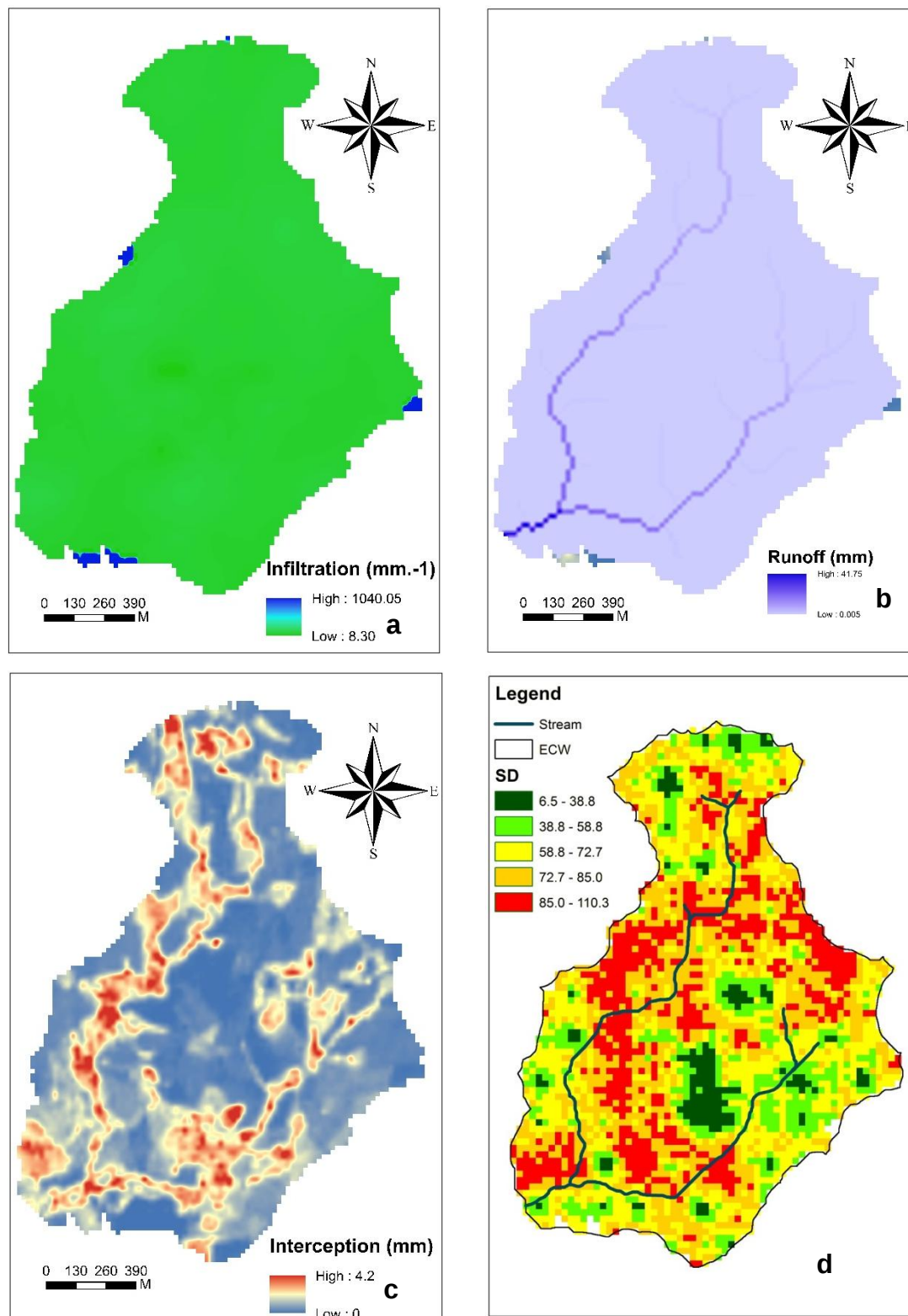


Figura 12 Processos hidrológicos: taxa de infiltração (a); escoamento superficial direto (b); interceptação (c); resultados do processo de simulação do LISEM para o Evento 2 e campo 9 de K_{sat}; desvio padrão para os cem campos de K_{sat} (d)

O Evento 2 teve uma precipitação de 62,8 mm, sendo que 41,90 mm foi de ESD. O coeficiente de escoamento foi de 66,72%. Percebe-se claramente, que mesmo, devido aos altos valores de K_{sat} na BHSE, houve pouca infiltração de água no solo, pois durante a calibração do LISEM o solo estava quase saturado, devido ao alto fator multiplicativo sobre a Θ_i (0,85) para o Evento 2. O mapa da taxa de infiltração de água no solo (Figura 12a) retrata o que ocorreu na BHSE no último intervalo de tempo da simulação, o qual foi de 795 minutos. A taxa de infiltração teve uma variação de 8,30 a 1040,05 mm·h⁻¹ ao longo da BHSE.

O mapa mostrado na Figura 12b se refere ao deflúvio total de ESD, em lâmina, que passou em cada célula do mapa ao longo de todo o Evento 2 quando considerado o campo aleatório 9 de K_{sat} . Os locais com valores elevados foram ao longo do curso d'água, os quais cresceram à medida que foram se aproximando da seção de controle da BHSE. Por meio do mapa de ESD é possível verificar que os valores são próximos de zero em boa parte da BHSE, que se dá pelo fato de que quanto mais próximo do divisor de águas, menos células têm à montante de cada célula em análise, fazendo com que tenha pouca área de contribuição e, conseqüentemente, pouco acúmulo de fluxo de ESD. À medida que vem de montante para jusante, vai aumentando o acúmulo de fluxo, e conseqüentemente o aumento do ESD. Conforme a Figura 12 d, as áreas em vermelho no mapa demonstram maior incerteza produzida pelo método SSG, o que é explicado pela maior variabilidade da K_{sat} nessas áreas. Essa maior variabilidade é explicada fisicamente com base nas características dos solos da BHSE. E as maiores incertezas em algumas áreas demonstram que o ESD é processado de maneira diferente, mesmo em uma pequena bacia hidrográfica, como está em estudo, mostrando que o ESD é um fenômeno difícil de ser modelado.

O mapa de interceptação apontado na Figura 12c representa a lâmina de água armazenada em cada pixel pela vegetação ao longo de todo o Evento 2. É notório que os locais da BHSE com maiores valores de interceptação foram onde tem predomínio da mata nativa, e que pode ser confirmado por meio da análise do mapa espacializado para o índice de área foliar (Figura 11a). Já os locais com pouca interceptação se deram onde há a cultura do fumo.

3.4. Calibração para os diferentes eventos de precipitação tendo como verdade de campo a K_{sat} obtida por meio da SSG e da KO

Com exceção dos mapas de K_{sat} , todos os demais parâmetros foram considerados determinísticos nas simulações realizadas com o modelo LISEM e, portanto, não foram considerados na análise de incertezas do modelo. O modelo LISEM foi calibrado buscando uma representação adequada da vazão de pico (Q_p) e do tempo de pico (t_p).

Na Tabela 6 estão apresentados os valores dos parâmetros calibrados para a BHSE. O LISEM foi calibrado para cada evento, conforme indicação de Hessel *et al.* (2003) variando o coeficiente de Manning e a Θ_i (BARROS *et al.* 2014; GOMES *et al.* 2003; HU *et al.* 2015; VARGAS 2018).

Tabela 6 Parâmetros calibrados do LISEM para a BHSE considerando os campos de K_{sat} obtidos por meio da SSG

Eventos	SSG		KO	
	Manning _{Factor}	$\Theta_{iFactor}$	Manning _{Factor}	$\Theta_{iFactor}$
1	1,50	0,53	1,50	0,54
2	1,70	0,85	1,70	0,84
3	0,90	0,74	0,90	0,74
4	1,10	0,85	1,10	0,85
5	0,30	0,83	0,30	0,83

Os resultados apresentados revelam que as vazões de pico são sensíveis à Θ_i e também ao coeficiente de Manning e essas vazões foram influenciadas pelos 5 eventos de chuva analisados. Percebeu-se que a Q_p foi muito influenciada pela umidade inicial do solo, enquanto o t_p sofreu influência do coeficiente de Manning, que de acordo com Hessel *et al.* (2003) exerce influência sobre a velocidade do escoamento e, portanto, afeta a forma do hidrograma e o tempo em que ocorre a Q_p . Percebeu-se que não houve diferença entre os parâmetros calibrados (coeficiente de Manning e Θ_i) para os 5 eventos analisados quando se considerou a K_{sat} obtida por SSG e KO. Da mesma forma, durante a calibração do LISEM não obtiveram diferenças nos parâmetros calibrados para os diferentes percentis de K_{sat} , conforme mostrado na Tabela 6. No que se refere à comparação da KO com a SSG, o coeficiente de Manning foi

o mesmo para ambos os métodos para os cinco eventos. Já o fator multiplicativo da Θ_i de saturação diferiu minimamente para os eventos 1 e 2, sendo essa diferença irrelevante (Tabela 6).

Gomes *et al.* (2008) avaliaram o desempenho do LISEM, assim como o utilizaram para avaliar a influência de diferentes cenários da K_{sat} nas variáveis do ESD (umidade do solo antecedente aos eventos de precipitação pluvial) e constataram grande sensibilidade do LISEM quanto à umidade antecedente, sendo esta sua principal variável de calibração, a qual se situou próximo da umidade de saturação (-1,5 kPa), já que pequenas variações no seu conteúdo provocaram elevadas alterações nas variáveis hidrológicas, principalmente na Q_p e no ESD, o que corrobora com os resultados mostrados no presente trabalho.

A Figura 13 apresenta 5 hidrogramas (observados x simulados), os quais foram calibrados para os 5 Eventos de precipitação e para os dados de K_{sat} obtidos pela KO, tendo como verdade de campo a K_{sat} . Para os parâmetros calibráveis, no caso deste estudo foram o coeficiente de Manning e a Θ_i , dado ao ajuste numérico envolvendo a fixação de seus valores, visando à melhor aderência possível do hidrograma estimado àquele observado. O coeficiente de Manning e o fator de umidade inicial foram calibrados para cada campo de K_{sat} .

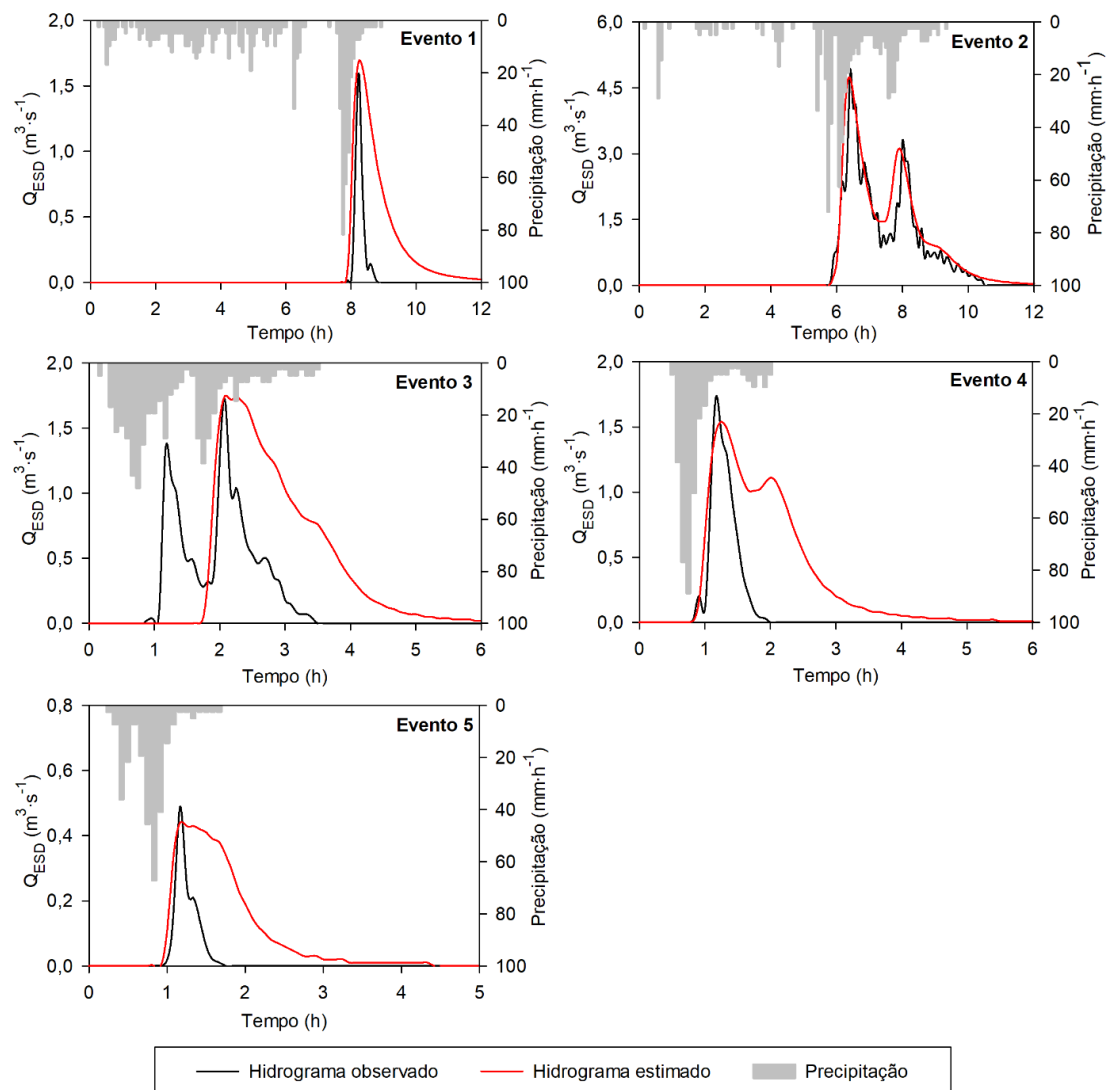


Figura 13 Hidrogramas simulados para os 5 eventos de precipitação variando a umidade inicial do solo em termos percentuais.

A Figura 13 mostra que vazões máximas simuladas sempre ocorrem no mesmo tempo em que as vazões máximas observadas, dando evidências de que a calibração do coeficiente de Manning mostrou-se adequada e também que a K_{sat} considerada como verdade de campo representou bem a área estudada, já que a K_{sat} é um parâmetro de fundamental importância para o LISEM (BARROS *et al.* 2014; GOMES *et al.* 2008; HESSEL *et al.* 2003; VARGAS 2018).

Usando o mapa de K_{sat} obtido por meio da KO, os resultados do coeficiente estatístico de Nash-Sutcliffe (C_{NS}) foram de -1,26; 0,88; -0,77; -0,35 e -1,57, para os Eventos 1, 2, 3, 4 e 5, respectivamente, para a etapa de calibração, o que, de acordo com a classificação proposta para modelos

hidrológicos de simulação, permite qualificar o Evento 2 como muito bom (MORIASI *et al.* 2007) para simulação do comportamento hidrológico na BHSE. Já os demais eventos (1, 3, 4 e 5) foram insatisfatórios. A mesma constatação se deu usando os mapas obtidos pela SSG, visto que, as simulações usando SSG e KO foram similares. No entanto, mesmo nas condições apresentadas pela BHSE, tais como baixo tempo de concentração (~ 15 minutos), intervalo de tempo de simulação de cinco minutos, eventos longos de chuva com pausas, e K_{sat} extremamente elevadas, o LISEM foi capaz de representar os formatos dos hidrogramas, a proximidade nos valores de Q_p , e o tempo para iniciar o ESD, mesmo com a ocorrência de chuva. Mesmo a literatura indicando que K_{sat} é um dos parâmetros mais sensíveis do LISEM (GOMES *et al.* 2008; HESSEL *et al.* 2003; HU *et al.* 2015; VARGAS 2018), este trabalho considerou a K_{sat} como verdade de campo, o que pode ter acarretado em baixo C_{NS} . Barros *et al.* (2014) perceberam que durante a calibração de K_{sat} para a camada superficial, esta propriedade teve uma redução em relação aos valores obtidos em laboratório por meio do permeâmetro de carga constante em todos os eventos analisados, tendo uma redução em até 20 vezes para alguns dos eventos para os solos cultivados com tabaco. Dessa forma, por meio da calibração, as simulações de Barros *et al.* (2014) indicaram que o LISEM teve um bom desempenho ao representar o hidrograma observado, mesmo com eventos de chuva de alta complexidade. Kværnø; Stolte (2012) usando o LISEM em uma bacia hidrográfica com predominância de solo argiloso tiveram que multiplicar K_{sat} por um fator de 4,51 de forma que o hidrograma simulado coincidissem com o hidrograma observado. Hessel *et al.*, (2003) relataram a importância de fazer uma calibração separada para cada evento para melhorar o desempenho do LISEM, como realizada nesta pesquisa, porém este trabalho utilizou de eventos longos de chuva com pausas, o que possivelmente pode ter culminado em baixos C_{NS} .

3.5 Efeitos da variabilidade de K_{sat} nas vazões de pico

O maior valor simulado para a Q_p , tanto usando mapas oriundos da KO como da SSG, foi obtido para o Evento 2, que ocorreu no dia 12/05/2017

(Tabela 5), que corresponde à segunda maior intensidade máxima de precipitação, a qual foi de $72,00 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, e volume precipitado de 62,80 mm, com duração de 565 minutos. O Evento 1, que teve a maior intensidade máxima ($81,60 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$) e maior volume de precipitação (66,40 mm) gerou o segundo maior valor de Q_p . Isso, possivelmente, se deu pelo fato de que o fator multiplicativo sobre a umidade de saturação para o evento 1 foi de 0,53, enquanto para o Evento 2 foi de 0,84. Isto se explica pelo fato de que considerando o evento 1, com solo mais seco se encontraria mais propício para absorver a água precipitada e assim dificultar na geração do ESD. A geração do ESD também pode ocorrer com o solo não saturado, porém, neste caso, a intensidade da precipitação deve ser superior à capacidade de infiltração de água no solo. Além disso, a distribuição das chuvas afetou a geração do ESD, visto que, o Evento 1, teve uma chuva bem distribuída e com uma pausa antes da intensidade máxima, a qual possivelmente favoreceu a infiltração de água no solo. Já o Evento 2 teve uma chuva mais concentrada, sendo que boa parte dessa chuva ocorreu no período de intensidade máxima, além de contar com 2 picos de chuvas de alta intensidade.

Portanto, observa-se que a Q_p depende fortemente da Θ_i e do padrão do hietograma. Além disso, a Q_p está associada com a intensidade e duração da precipitação, bem como do seu volume. Os valores mais elevados de ESD e de Q_p foram obtidos quando se considerou a Θ_i mais elevada. Umidades referentes aos baixos potenciais matriciais favoreceram a infiltração de água no solo e, conseqüentemente, acarretaram na diminuição do ESD e da Q_p . Esses resultados condizem com os encontrados por Baumann *et al.* (2020).

É apresentada a Tabelas 8 com dados dos 5 eventos das simulações hidrológicas de forma que se possam compreender melhor os detalhes destas simulações.

Tabela 7 Simulações hidrológicas para os 5 Eventos variando os campos de K_{sat} gerados através da SSG e de KO

Evento	Campos K _{sat}	Q _p (m ³ ·s ⁻¹)	t _p (min)	Ti ESD (min)	Incerteza (m ³ ·s ⁻¹)	Incerteza relat (%)
1	KO	1,70	495	470	-	-
	SIM_8_P5%	1,756	495	465		
	SIM_33_P25%	1,781	495	470		
	SIM_9_P50%	1,799	495	470	0,066	4,28
	SIM_75_P75%	1,751	495	470		
	SIM_38_P95%	1,730	495	465		
2	KO	4,72	385	350	-	-
	SIM_8_P5%	4,704	385	345		
	SIM_33_P2%	4,714	385	345		
	SIM_9_P50%	4,701	385	345	0,012	0,24
	SIM_75_P7%	4,708	385	345		
	SIM_38_P9%	4,706	385	345		
3	KO	1,75	125	105	-	-
	SIM_8_P5%	1,812	125	45		
	SIM_33_P25%	1,866	125	105		
	SIM_9_P50%	1,859	125	105	0,293	15,70
	SIM_75_P75%	1,823	125	105		
	SIM_38_P95%	1,783	125	105		
4	KO	1,54	70	50	-	-
	SIM_8_P5%	1,558	75	45		
	SIM_33_P25%	1,618	75	50		
	SIM_9_P50%	1,599	75	50	0,066	4,10
	SIM_75_P75%	1,588	75	50		
	SIM_38_P95%	1,552	75	40		
5	KO	0,44	70	60	-	-
	SIM_8_P5%	0,516	70	50		
	SIM_33_P25%	0,544	70	55		
	SIM_9_P50%	0,560	70	55	0,057	10,25
	SIM_75_P75%	0,518	70	55		
	SIM_38_P95%	0,503	70	45		

Q_p=Vazão de pico; t_p = Tempo de pico; Ti ESD = Tempo para iniciar o escoamento superficial direto; Incerteza rel = Incerteza relativa; KO = Krigagem Ordinária

Foi muito interessante notar que, para os 5 eventos analisados, não necessariamente, os campos com menor média da K_{sat} foram os mais favoráveis para a geração de ESD, nem para as maiores Q_p. Ou seja, não necessariamente o campo com percentil de 5% gerou mais ESD e nem obteve maior Q_p. Isso mostra o quão complexa é a análise de K_{sat}. Além disso, os cenários com

menores médias da K_{sat} , não necessariamente, proporcionaram o ESD mais rapidamente do que os cenários com maiores médias de K_{sat} , considerando o mesmo evento de chuva.

Os diferentes campos de K_{sat} , tanto os obtidos por KO como SSG, não influenciaram nos tempos em que ocorreram os valores de Q_p . Dessa forma, os campos com menores percentis, com menores médias de K_{sat} , tiveram o mesmo t_p que os campos com maiores percentis. Também não houve diferenças entre os t_p quando compararam-se campos de K_{sat} obtidos através de KO e SSG. Sutis diferenças foram encontradas entre os tempos para iniciar o ESD entre os campos de K_{sat} obtido por meio da SSG. Exceção é encontrada para o Evento 3, em que, o campo com percentil de 5% iniciou o ESD 45 minutos após o início da chuva e os demais campos 105 minutos. Poucas diferenças foram constatadas para o tempo para iniciar o ESD entre os campos obtidos por meio da KO e da SSG. Porém, o padrão do hietograma interferiu fortemente no tempo inicial do ESD e também no tempo de pico, sendo que padrões mais adiantados proporcionaram menores tempos para iniciar o ESD e o tempo de pico. De Roo; Offermans (1995) perceberam diferenças nas simulações entre o inverno e o verão, já que houve mudanças significativas na precipitação.

Já o fator multiplicativo da Θ_i teve grande influência nas vazões de pico e no tempo em que estas aconteceram. Esse comportamento é sensato do ponto de vista hidrológico, ou seja, a Θ_i impacta fortemente no t_p do ESD. Hu *et al.* (2015) perceberam que o tempo de pico obtido por meio da simulação no LISEM diminuiu com o aumento da umidade inicial do solo e da intensidade da precipitação, indicando que se atinge mais rapidamente a Q_p . Para um mesmo evento de chuva percebeu-se que quanto mais seco o solo se encontra, mais demorado é o tempo que inicia a geração do ESD, bem como no tempo em que ocorre a Q_p . Analisando os mapas de K_{sat} gerados por meio da SSG, foram constatados que os efeitos mais expressivos da Θ_i na simulação das vazões máximas foram encontrados em solos mais úmidos, enquanto efeitos mais intensos da variabilidade da K_{sat} foram verificados em solos mais secos, o mesmo verificado por Hu *et al.* (2015).

Christanto *et al.* (2019) estudaram a variabilidade das chuvas (variabilidade espacial, intensidade e duração) na resposta hidrológica de

pequenas bacias hidrográficas tropicais usando o LISEM. Estes autores constataram que a K_{sat} foi a variável mais sensível para alteração no pico de vazão de modo que 20% de diminuição de K_{sat} ocasionou uma alteração de 59,36% na Q_p .

Na calibração, quando se consideraram os menores fatores multiplicativos para a umidade inicial do solo (Eventos 1 e 3), constatou-se que a propagação da incerteza de K_{sat} para a Q_p foi mais elevada. Já para os fatores multiplicativos mais elevados (Eventos 2, 4 e 5), a propagação da incerteza de K_{sat} para a Q_p foi mais branda, visto que, quase todos os poros do solo estavam preenchidos com água, e assim diminuindo a incerteza de K_{sat} sobre a Q_p .

O Evento 3 apresentou a maior incerteza relativa dentre os cinco eventos analisados, a qual foi de 15,70%. Tal evento foi o que teve a menor intensidade máxima de precipitação. Já o Evento 5 foi apresentou a segunda maior incerteza relativa, de 10,25%, sendo este evento o que teve o menor volume de precipitação e a segunda menor intensidade máxima. Tais fatos mostram que a propagação da incerteza de K_{sat} , obtidas através da SSG, para as vazões de pico estão diretamente ligadas com o evento de chuva. Woolhiser *et al.* (1996) relataram que os hidrogramas de ESD foram fortemente afetados por variações da K_{sat} , principalmente quando consideraram os pequenos eventos de ESD. Já Van Dijck (2000) explica que a K_{sat} parece aumentar com o aumento da intensidade da precipitação, o que pode ajudar a explicar as diferenças entre os eventos.

Para os Eventos 1, 2 e 4, a propagação da incerteza dos campos de K_{sat} para as vazões de pico foram de 4,28%; 0,24% e 4,10%, respectivamente. Kværnø; Stolte (2012) utilizaram da incerteza da textura, do teor de matéria orgânica e das funções de pedotransferências derivadas da curva de retenção de água e da K_{sat} para quantificar a incerteza no ESD por meio do LISEM na bacia hidrográfica Skuterud, com área de 450 ha, localizada em Oslo na Noruega. Constataram que a variabilidade na saída do modelo para as 50 realizações de K_{sat} na abordagem aleatória foi insignificante para a simulação do ESD. Porém, cabe ressaltar que os autores utilizaram o modelo de SWATRE para a infiltração, diferente do usado neste estudo.

As incertezas relativas nas vazões de picos foram maiores nos eventos mais brandos e também à medida que o solo se encontrava mais seco. Kværnø; Stolte (2012) verificaram em outros estudos que a taxa de infiltração muda dependendo da intensidade do evento de precipitação, o que indica que o tipo de evento analisado interferiu na K_{sat} e, conseqüentemente, na magnitude das vazões máximas. Baumann *et al.* (2020) simularam 20 cenários usando diversos eventos de precipitação com diferentes intensidades e durações e K_{sat} ; apenas 16 desses cenários resultaram em erosão (a erosão geralmente ocorre quando tem ESD). Os resultados mostram que a K_{sat} e a intensidade da chuva afetam significativamente o volume de escoamento. Locais com menores valores de K_{sat} estão associados às maiores vazões.

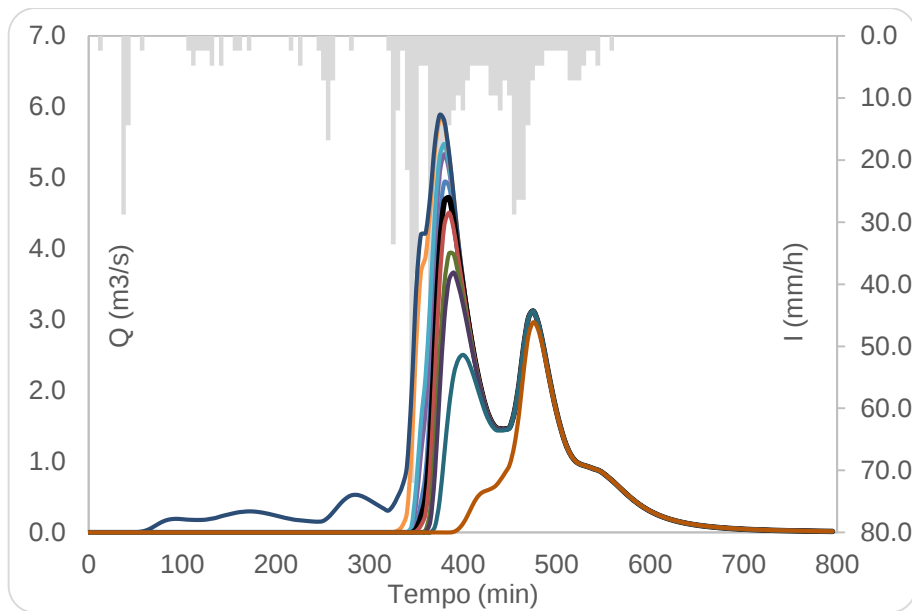
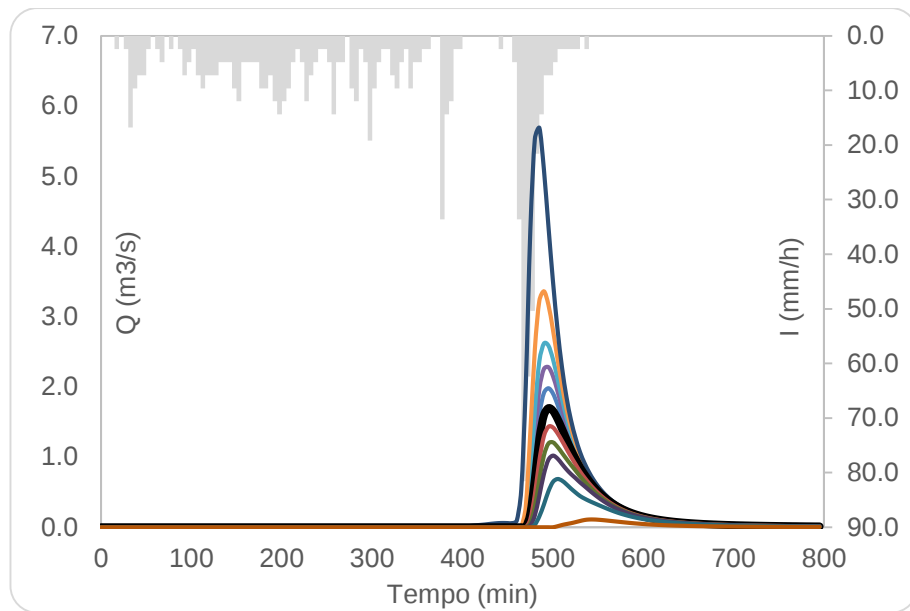
Hu *et al.* (2015) simularam o ESD através do LISEM em uma pequena bacia hidrográfica de 0,2 km², localizada no Platô de Loess, na China, sob 15 eventos de precipitação, variabilidade de K_{sat} e de Θ_i do solo. Mesmo os autores trabalhando em área completamente distinta da deste trabalho, com manejo e uso do solo, clima e vegetação, eles constataram que as simulações de ESD foram afetadas pela variabilidade da K_{sat} , cuja média foi de 60 mm·h⁻¹ e desvio padrão de 76,8 mm·h⁻¹, valores substancialmente menores do que deste trabalho. Percebeu-se também que efeitos mais intensos acerca da variabilidade de K_{sat} foram encontrados em solos mais secos.

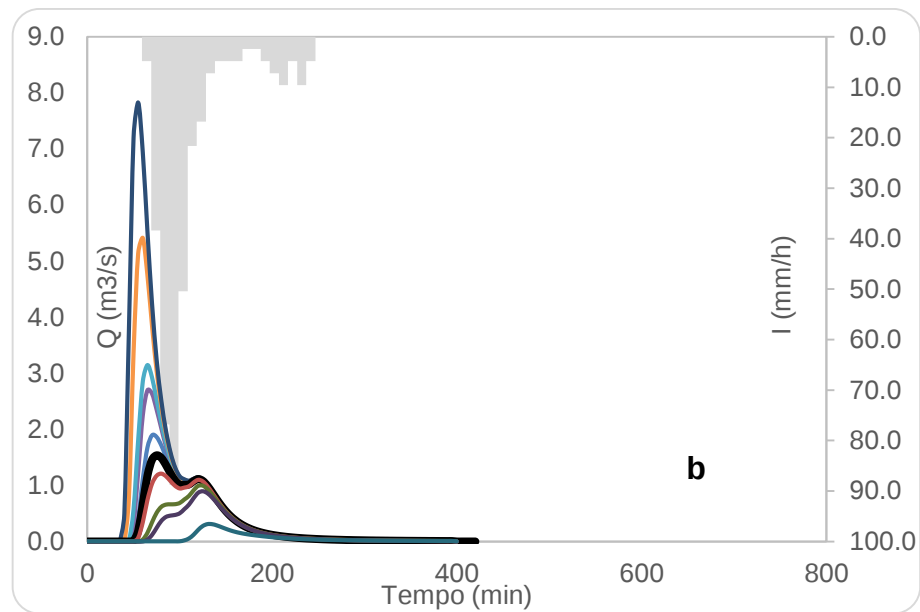
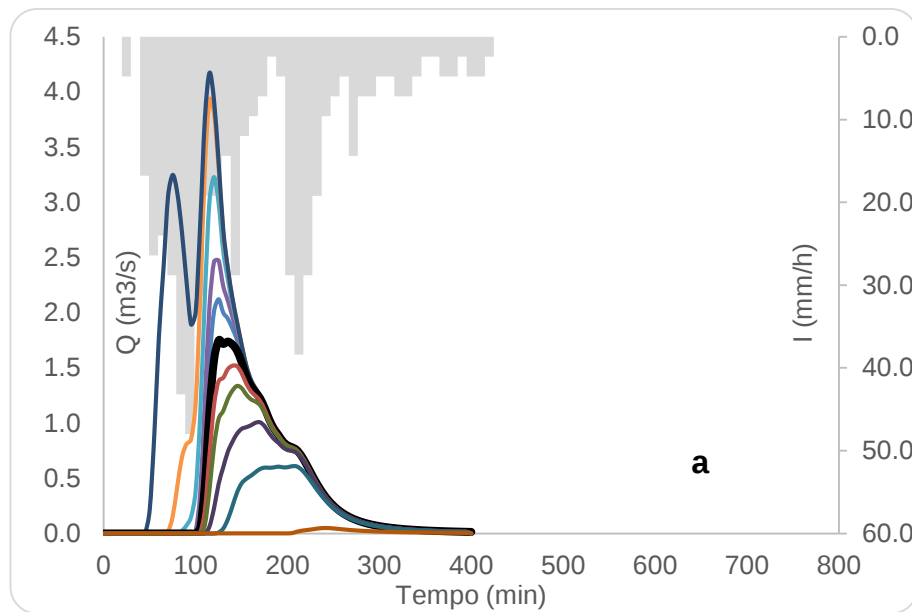
O mapa de K_{sat} obtido através da KO não seria possível fazer uma análise de incerteza, porém mostrou-se adequado do ponto de vista hidrológico, retratando bem a K_{sat} da BHSE. Além disso, representou adequadamente os valores das vazões de pico, formato do hidrograma, quando comparado com o método SSG para os 5 eventos analisados. Tais constatações permitem deduzir que, possivelmente, o LISEM encontrou dificuldade em capturar (em relação ao fator multiplicativo da umidade inicial) as variações de K_{sat} entre os campos gerados pela SSG e até mesmo entre a SSG e a KO.

3.6 Efeitos da umidade inicial do solo nas vazões de pico

O efeito da umidade inicial do solo nas vazões de pico foi testada no LISEM aumentando e diminuindo em 1, 3, 5, 10 e 20% os fatores referentes à

umidade inicial do solo, mantendo a K_{sat} como verdade de campo obtida através da Krigagem Ordinária. A visualização dos efeitos da umidade inicial do solo nas vazões de pico é retratada na Figura 14, a qual mostra cinco hidrogramas simulados no LISEM para um dos eventos de precipitação variando a umidade inicial do solo.





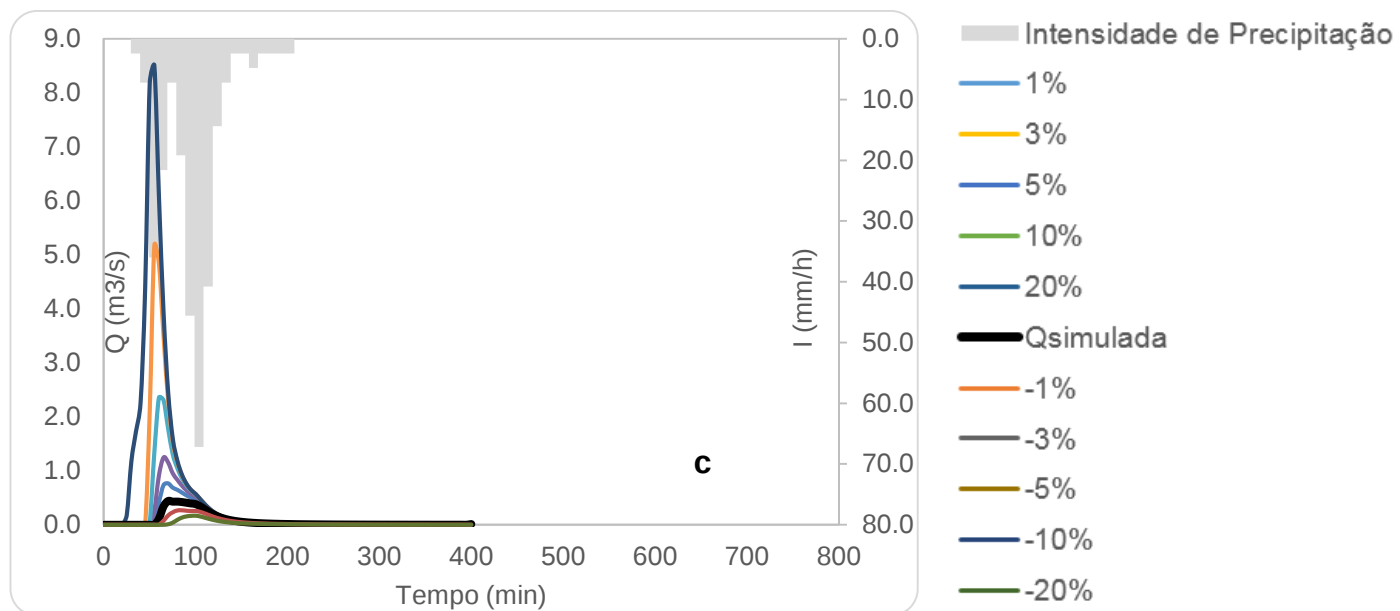


Figura 14 Hidrogramas simulados para os 5 eventos de precipitação variando a umidade inicial do solo em termos percentuais.

Os resultados apresentados na Figura 14 revelam que as vazões de pico foram muito sensíveis à umidade do solo e variaram fortemente conforme os eventos de precipitação analisados. Entre os 5 eventos investigados, quando houve aumento da umidade inicial do solo, também aumentou o fator multiplicativo sobre a umidade de saturação durante a calibração. O contrário também ocorreu, diminuindo a umidade inicial do solo, diminuiu o fator multiplicativo sobre a umidade de saturação no processo de calibração.

Constatou-se que o LISEM sofreu forte influência quanto à Θ_i , sendo que com um leve aumento da umidade inicial, ocorre um forte aumento na Q_p . Com o decréscimo da umidade inicial do solo também ocorre uma diminuição da Q_p , porém com menor magnitude do que quando aumenta a umidade inicial do solo. Para o evento 1, um aumento de 20% sobre a umidade inicial resultou em um aumento de 334,70% na Q_p , passando de $1,70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para $5,69 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Quando diminuiu a umidade inicial em 20%, a diminuição da Q_p foi de 93,53%, passando de $1,70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ para $0,11 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Esse mesmo comportamento foi observado para os demais eventos analisados, sendo que para os eventos 4 e 5, quando diminuiu a Θ_i em 20%, o LISEM não capturou a ocorrência de ESD. Tal fato ocorreu devido aos eventos 4 e 5 serem os eventos com menor volume de precipitação, sendo estas de 30,4 e 24 mm respectivamente. Boa parte da água precipitada infiltrou no solo, visto que a K_{sat} da BHSE é extremamente elevada. Christanto et al. (2019) estudaram a variabilidade espacial das chuvas, em termos de intensidade e duração, na resposta hidrológica de pequenas bacias hidrográficas tropicais usando o LISEM. Estes pesquisadores constataram que a Q_p é muito sensível à Θ_i , sendo que uma alteração de 20% sobre a umidade inicial culminou em uma modificação de 163,35% na Q_p .

A sensibilidade da Q_p à Θ_i está intimamente relacionada com o volume de precipitação, sendo que um acréscimo de 20% sobre a umidade inicial alterou a Q_p na ordem de 508% e 1934% para os eventos 4 e 5, respectivamente. Kværnø; Stolte (2012) verificaram, em outros estudos, que a taxa de infiltração muda dependendo da intensidade do evento de precipitação, o que indica que o tipo de evento analisado interferiu na K_{sat} e, conseqüentemente, na magnitude das vazões máximas.

Os hidrogramas simulados para o Evento 1 mantiveram o mesmo padrão do hidrograma observado, com exceção de quando diminuiu a umidade inicial em 20%, que neste caso atrasou o tempo para iniciar o ESD, bem como aumentou o tempo de pico.

O hidrograma observado para o Evento 2 é bimodal e o primeiro pico do hidrograma é afetado quando ocorre a mudança da Θ_i . Porém, independente, do acréscimo ou decréscimo da umidade inicial, o segundo pico do hidrograma bimodal se mantém praticamente o mesmo. Já para a condição de quando diminuiu umidade inicial do solo em 20%, o 1º pico (em Q_p) já não existe, transformando o hidrograma, antes bimodal, em unimodal. O ESD começou mais rapidamente quando considerou o solo mais úmido e atrasou mais quando considerou mais seco.

No Evento 3, o hidrograma observado é bimodal. Porém, na calibração, o modelo não conseguiu captar essa bimodalidade, ou seja, ao calibrar a Q_p , o LISEM resultou em um hidrograma unimodal. Todavia, na condição em que se aumentou em 20% a Θ_i , percebeu-se que o LISEM capturou os dois picos do hidrograma. Essa particularidade está intimamente ligada ao comportamento do modelo de Grein-Ampt e possivelmente as suas especificidades, como o tempo de empoçamento, já que o modelo considera um pré-empocamento existente.

Por Evento 4 não foi possível gerar o ESD quando diminuiu a umidade inicial do solo em 20%. Considerando o Evento 5, a medida que o solo se encontrava mais úmido, menor foi o tempo para dar início ao ESD, bem como o t_p . Para este evento, não foi possível gerar ESD quando diminuiu a umidade inicial do solo em 5, 10 e 20%. Esses fatos se deram devido aos Evento 4 e 5 terem os menores volumes de chuva, não permitindo gerar o ESD em tais circunstâncias.

4. Conclusão

Este estudo demonstrou que é importante conhecer de forma detalhada as propriedades hidrológicas do solo, em especial a K_{sat} , bem como a umidade inicial do solo, para compreender o ESD. Pode-se afirmar com 90% de certeza, com base nos valores dos campos simulados, que a K_{sat} variou entre 718,59 e 866,57 mm.h⁻¹ na BHSE, tendo assim uma incerteza de quase 150 mm.h⁻¹. Portanto, a SSG revelou-se como uma ferramenta eficaz para a compreensão da magnitude e estrutura da variabilidade espacial da K_{sat} , permitindo aprimorar o LISEM, e assim melhorar o manejo do solo e da água em escala de bacias hidrográficas.

A calibração do modelo LISEM mostrou, em princípio, que o modelo pode ser aplicado à bacia hidrográfica sanga Ellert de forma satisfatória para entender o comportamento das vazões de pico, formato dos hidrogramas, pois os resultados obtidos estão coerentes com o que foi observado durante as campanhas de campo, ainda que os resultados estatísticos não tenham sido satisfatórios para todos os eventos.

Este estudo demonstrou que as incertezas da K_{sat} se propagaram de forma amena na resposta hidrológica à chuva na BHSE, pelo fato da calibração do LISEM ter sido realizada considerando a Θ_i (fator multiplicativo sobre a umidade de saturação). Constatou-se que as vazões de pico não se alteraram fortemente com a incorporação das incertezas de K_{sat} para eventos analisados por meio da SSG e da KO. À medida que a intensidade e o volume de precipitação diminuíram, percebeu-se uma maior propagação das incertezas de K_{sat} nas vazões de pico.

A espacialização da K_{sat} na BHSE por meio da KO poderia ser adotada, visto que, os valores das vazões de pico e o formato do hidrograma foram muito próximos aos obtidos pelo método SSG para os 5 eventos analisados, mostrando a dificuldade do LISEM em capturar (em relação ao fator multiplicativo da umidade inicial) as variações de K_{sat} entre a SSG e a KO. Porém, por meio da KO não seria possível fazer uma análise de incerteza. Mesmo utilizando a K_{sat} como verdade de campo percebeu-se que o LISEM foi capaz de representar as vazões de pico na BHSE, sendo essas fortemente dependentes da Θ_i .

Em virtude da escassez de trabalhos que tratam de forma detalhada acerca da variabilidade da K_{sat} , este trabalho pode contribuir de forma significativa para enriquecer a compreensão da influência da variabilidade espacial de propriedades

hidrológicas do solo na simulação hidrológica em escala de bacia hidrográfica, contribuindo assim para um controle eficiente de cheias e para uma melhor gestão dos recursos hídricos.

4. Referências

- BAGARELLO, V.; DI PRIMA, S.; IOVINO, M. Estimating saturated soil hydraulic conductivity by the near steady-state phase of a Beerkan infiltration test. **Geoderma**, v. 303, p.70–77, 2017.
- BARROS, C. A. P.; MINELLA, J. P. G.; DALBIANCO, L.; RAMON, R. Description of hydrological and erosion processes determined by applying the LISEM model in a rural catchment in southern Brazil. **Journal of Soils and Sediments**, v. 14, n. 7, p. 1298-1310, 2014.
- BAUMANNA, V.; BONADONNA, C.; CUOMO, S.; MOSCARIELLO, M. Modelling of erosion processes associated with rainfall-triggered lahars following the 2011 Cordon Caulle eruption (Chile). **Journal of Volcanology and Geothermal Research**. v.390, 2020.
- BESKOW, S.; TIMM, L.C.; TAVARES, V.E.Q.; CALDEIRA, T.L.; AQUINO, L.S. Potential of the LASH model for water resources management in data-scarce basins: a case study of the Fragata River basin, southern Brazil, **Hydrological Sciences Journal**, 61:14, 2567-2578, 2016.
- BRONSTERT, A.; BÁRDOSSY, A. The role of spatial variability of soil moisture for modelling surface runoff generation at the small catchment scale. **Hydrology and Earth System Sciences**, v.3 (4), p.505–516, 1999.
- CALDEIRA, T. L.; DE OLIVEIRA, V. A.; STEINMETZ, A. A.; VIOLA, M. R.; BESKOW, S. Modelagem hidrológica determinística chuva-vazão em bacias hidrográficas: uma abordagem introdutória. **Revista Brasileira de Engenharia e Sustentabilidade**, v. 5, n. 1, p. 22-32, 2018.
- CASTRO, B. E. M.; GEISSERT, D.; YANKELEVICH, S. N.; CHÁVEZ, A. G. T. Spatial distribution of hydraulic conductivity in soils of secondary tropical montane cloud forests and shade coffee agroecosystems. **Geoderma**, v 283, p.57–67, 2016.
- CHRISTANTO, N.; SARTOHADI, J.; SETIAWAN, A.; HADI, M.P.; JETTEN, V. SHRESTHA, D.P. Investigating the Role of Rainfall Variability on the Hydrological Response of Small Tropical Upland Watershed. **Jurnal Geografi**, v.16(1), p.72-79, 2019.
- CHU, X.; YANG, J.; CHI, Y. Quantification of soil random roughness and surface depression storage: methods, applicability, and limitations. **Transactions of the ASABE**, v. 55, p.1699-1710, 2012.
- DALBIANCO, L. **Simulação hidrossedimentológica com o modelo LISEM em uma pequena bacia hidrográfica rural**. 2013, 93p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo). Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria RS, 2013.
- DE ROO, A. P. J.; OFFERMANS, R. J. E. LISEM: a physically-based hydrological and soil erosion model for basin-scale water and sediment management. Modelling and

Management of Sustainable Basin-scale Water Resource Systems (Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995). **IAHS Publ. n.º. 231**, 1995.

DONGLI, S.; QIAN, C.; TIMM, L.C.; BESKOW, S.; WEI, H.; CALDEIRA, T.L.; OLIVEIRA, L.M. Multi-scale correlations between soil hydraulic properties and associated factors along a Brazilian watershed transect. **Geoderma**, v.286, p.15–24, 2017.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro, p.306, 2006.

ESRI. Environmental Systems Research Institute, 2014.

GOMES, N. M.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M.; BESKOW, S. Aplicabilidade do LISEM (Limburg Soil Erosion) para simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica tropical. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 32, p.2483-2492, 2008.

GREEN, W. H.; AMPT, G. A. Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. **J. Agric. Sci**, v. 4, n. 1, p. 1-24, 1911.

HASSLER, S.K.; LARK, R.M.; ZIMMERMANN, B.; ELSENBEEER, H. Which sampling design to monitor saturated hydraulic conductivity?. **European Journal of Soil Science**, v.65, p.792–802, 2014.

HESSEL, R.; JETTEN, V.; LIU, B.; ZHANG, Y.; STOLTE, J. Calibration of the LISEM model for a small Loess Plateau catchment. **Catena**, v.54, p.235 – 254, 2003.

HU, K.; WHITE, R.; CHEN, D.; LI, B.; LI, W. Stochastic simulation of water drainage at the field scale and its application to irrigation management. **Agricultural Water Management**. v. 89, p. 123-130, 2007.

HU, W.; SHE, D.; SHAO, M. A.; CHUN, K. P.; SI, B. Effects of initial soil water content and saturated hydraulic conductivity variability on small watershed runoff simulation using LISEM. **Hydrological Sciences Journal**, v. 60, n. 6, p. 1137-1154, 2015.

IBGE. **Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: IBGE, 1986.

IBGE. **Censo Demográfico 2010**, 2010. Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/rs/rio-grande/panorama>. Acessado em 21/02/200 as 11:45 horas.

ISAAKS, E.H.; SRIVASTAVA, R.M. An introduction to applied geostatistics. Oxford: University Press, p.592, 1989.

JETTEN, V. **LISEM user manual, version 4.96x**. Utrech: Utrecht University, p.255, 2018.

JETTEN, V.; BOUT, B.V.D., **LISEM Limburg Soil Erosion Model v 3.9x**, Documentation & User Manual. University of Twente, 2017.

KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In *Methods of Soil Analysis. Part 1 – Physical and Mineralogical Methods*, ed. A. Klute, Madison, WI: **Am. Soc. of Agron.** p. 687-734, 1986.

KLUTE, A. Water retention: laboratory methods. In: Klute A (ed) *Methods of soil analysis. Part 1*, 2nd edn. Agronomy Monograph, ASA-SSSA, Madison, WI, p. 635–662, 1986.

KUINCHTNER, A.; BURIOL, G. A. Clima do estado do Rio Grande do Sul segundo a classificação climática de Köppen e Thornthwaite. **Disciplinarum Scientia**, v. 2, n. 1, p.171-182, 2001.

KVÆRNØ, S. H.; STOLTE, J. Effects of soil physical data sources on discharge and soil loss simulated by the LISEM model. **Catena**, v.97, p. 137–149, 2012.

LIN, H. J.; BOUMA, L.P.; WILDING, J.L.; RICHARDSON, M.K.; NIELSEN, D.R. **Advances in hydropedology**. v.85, p.1–89, 2005.

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

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n.3, p. 885-900, 2007.

MORO, M. **Avaliação do modelo LISEM na simulação dos processos hidrossedimentológicos de uma pequena bacia rural localizada nas encostas basálticas do Rio Grande do Sul**. 2011, 133p., Tese (Doutorado em Engenharia) - Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 2011.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models: a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v.10, n.3, p.282- 298, 1970.

PANDEY, A.; HIMANSHU, S.K.; MISHRA, S.K.; SINGH, V.P. Physically based soil erosion and sediment yield models revisited. **Catena**, v.147, p.595 – 620, 2016.

PICCIAFUOCO, T.; MORBIDELLI, R.; FLAMMINI, A.; SALTALIPPI, C.; CORRADINI, C.; STRAUSS, P.; BLÖSCHL, G. On the estimation of spatially representative plot scale saturated hydraulic conductivity in an agricultural setting. **Journal of Hydrology**, v. 570, p.106–117, 2019.

PRUSKI, F.F.; FERREIRA, P.A.; RAMOS, M.M., CECON, P.R. Model to design level terraces. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.123(1), p.8-12, 1997.

RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L.; SONI, B. Agricultural management effects on soil water process Part I: Soil water retention and Green and Ampt infiltration parameters. **Transactions American Society Agricultural Engineer**, v.26, p.1747-1752, 1983.

RODRIGUES, M. F. **Monitoramento e modelagem dos processos hidrossedimentológicos em bacias hidrográficas no Sul do Brasil**. 2011, 202p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Florestal) – Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, Centro de Ciências Rurais, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2011.

SIQUEIRA, T. M.; LOUZADA, J. A. ;PEDROLLO, O. C.; CASTRO, N. M. R. Soil physical and hydraulic properties in the Donato stream basin, RS, Brazil. Part 2: Geostatistical simulation. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 23, p. 675-680, 2019.

SOARES, M. F.; CENTENO, L. N.; TIMM, L. C.; MELLO, C. R.; KAISER, D. R.; BESKOW, S. Variability of saturated soil hydraulic conductivity using robust cokriging at the watershed scale. **Journal of Soil Science and Plant Nutrition**, v. 20, p. 1-12, 2020.

SOIL CONSERVATION SERVICE (SCS), **Hydrology for small watersheds. Technical**, Release 55. United States Department of Agriculture, Springfield, 1986.

VAN DIJCK, S. Effects of agricultural land use on surface runoff and erosion in a Mediterranean area. **Netherlands Geographical Studies** v.263, p.256, 2000.

VARGAS, M. M., **Estimativa de hidrogramas de cheias utilizando o modelo hidrológico LISEM: estudo de caso em sub-bacia do arroio Pelotas (Rio Grande do Sul)**, 2018. 78f. Trabalho de Conclusão de Cursos (Graduação em Engenharia Hídrica) – Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2018.

VEBER, C. L. P., **Desempenho de modelos de hidrograma unitário em duas bacias hidrográficas com comportamento hidrológico contrastante**. 2016. 115p. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) – Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos, Centro de Desenvolvimento Tecnológico, Universidade Federal de Pelotas, Pelotas, 2016.

VIOLA, M.R.; MELLO, C.R.; BESKOW, S.; NORTON, L.D. Applicability of the LASH Model for Hydrological Simulation of the Grande River Basin, Brazil. **Journal of Hydrologic Engineering**, v.18(12), p.1639–1652, 2013.

WASSAR, F.; GANDOLFI, C.; RIENZNER, M.; CHIARADIA, E. A.; BERNARDONI, E. Predicted and measured soil retention curve parameters in Lombardy region north of Italy. **International Soil and Water Conservation Research**. v. 4, p. 207–214, 2016.

ZHAO, C.; SHAO, M.; JIA, X.; NASIR, M.; ZHANG, C. Using pedotransfer functions to estimate soil hydraulic conductivity in the Loess Plateau of China. **Catena**, v.143, p.1–6, 2016.

ZHAO, Y.; LEI, J.; TUMARBAY, H.; XUE, J. Using sequential Gaussian simulation to assess the uncertainty of the spatial distribution of soil salinity in arid regions of Northwest China. **Arid Land Research and Management**. 2017.

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

7 Considerações finais

Todos os critérios necessários para a validação dos 100 campos aleatórios gerados pela simulação sequencial gaussiana (SSG) foram satisfeitos e, portanto, serviram para descrever a continuidade espacial da K_{sat} , a qual é uma propriedade difícil de ser modelada, na BHSE. Desta forma, a SSG revelou-se como uma ferramenta mais eficaz do que a krigagem ordinária (KO) para compreensão da magnitude e estrutura da variabilidade espacial da K_{sat} , podendo aprimorar o desempenho dos modelos hidrológicos e assim melhorar o manejo do solo e da água em escala de bacias hidrográficas.

As áreas com predominância dos maiores valores de k_{sat} demonstram maior incerteza produzida pelo método da SSG. E os locais que tiveram menor incerteza foram onde ocorreu o adensamento amostral. Portanto, o adensamento amostral é de extrema relevância na modelagem da variabilidade espacial da K_{sat} e na redução de incertezas.

A calibração do modelo LISEM mostrou, em princípio, que o modelo pode ser aplicado à bacia hidrográfica sanga Ellert de forma satisfatória para entender o comportamento das vazões de pico, formato dos hidrogramas, pois os resultados obtidos estão coerentes com o que foi observado durante as campanhas de campo,

As vazões de pico não se alteraram fortemente com a incorporação das incertezas de K_{sat} para eventos analisados por meio da SSG e da KO, mas o mapeamento espacial K_{sat} usando a SSG é útil para avaliar os efeitos de diferentes sistemas de lavoura na dinâmica da água no solo, mapear a permeabilidade, identificar áreas mais propensas a recarga de águas subterrâneas e apoiar a simulação hidrológica das inundações em pequenas bacias hidrográficas.