

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

Fabio José Andres Schneider

**MODELAGEM MATEMÁTICA DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL NA
ESCALA DE ENCOSTA SOB PLANTIO DIRETO**

Santa Maria, RS
2017

PPGCS/UFSM, RS

SCHNEIDER, Fabio José Andres

Mestre 2017

Fabio José Andres Schneider

**MODELAGEM MATEMÁTICA DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL NA ESCALA
DE ENCOSTA SOB PLANTIO DIRETO**

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

Orientador: Prof. Dr. Jean Paolo Gomes Minella

Santa Maria, RS
2017

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

Schneider, Fabio José Andres
Modelagem matemática do escoamento superficial na
escala de encosta sob plantio direto / Fabio José Andres
Schneider.- 2017.
78 f.; 30 cm

Orientador: Jean Paolo Gomes Minella
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós-
Graduação em Ciência do Solo, RS, 2017

1. Escoamento superficial 2. Plantio Direto 3.
Encostas 4. Modelagem 5. LISEM I. Minella, Jean Paolo
Gomes II. Título.

©2017

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

Endereço: Avenida Roraima, n. 1000, Cidade Universitária, Bairro Camobi, Santa Maria, RS.
CEP: 97105-900

Fone (0XX) 55 9 8427 5313; E-mail: fjas.schneider@gmail.com

Fabio José Andres Schneider

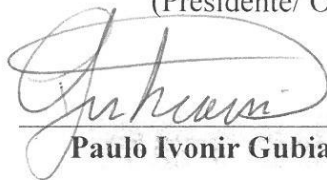
**MODELAGEM MATEMÁTICA DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL NA
ESCALA DE ENCOSTA SOB PLANTIO DIRETO**

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

Aprovado em 24 de fevereiro de 2017:



Jean Paolo Gomes Minella, Dr. (UFSM)
(Presidente/ Orientador)



Paulo Ivonir Gubiani, Dr. (UFSM)



Madalena Boeni, Dra. (Fepagro)

Santa Maria, RS
2017

DEDICATÓRIA

À minha família, pelo apoio e incentivo nessa caminhada, em especial aos meus avós que,
infelizmente, nos deixaram nesse período ...

A meu avô paterno Romeu Vilibaldo Schneider (*in memorian*),
pelos exemplos de alegria, mesmo nos momentos mais difíceis.
À minha avó materna Josefina Florida Hahn Andres (*in memorian*),
pelo exemplo de força e luta.
A meu avô materno Walter Francisco Andres (*in memorian*),
pelos exemplos de honestidade.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer a Deus, por tudo o que conquistei e ainda vou conquistar. Ao meu pai, Pedro Jacó Schneider, e minha mãe, Bernadete Helena Andres Schneider, pela educação, carinho e compreensão. Aos meus irmãos Ricardo Luís Andres Schneider e Tiago André Andres Schneider, pelo companheirismo. Também ao meu afilhado Gustavo Luís Weiss Schneider, pela simplicidade e alegria de criança. A minha cunhada e irmã Sinara e minha sobrinha emprestada Caroline, e também a namorada de meu irmão caçula Marlici. E aos meus padrinhos e madrinhas, que sempre me apoiaram, assim como meus primos.

Agradeço aos professores da Escola Estadual de Educação Básica Barão do Rio Branco e da Universidade Federal da Fronteira Sul (UFFS), que foram fundamentais para a minha caminhada até aqui. À Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), e aos professores do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo (PPGCS), pelas aulas e ensinamentos nesse período.

Aos meus colegas do PPGCS, em especial do grupo de hidrosedimentologia, pela amizade e companheirismo nas horas de festas e de chuvas.

Ao meu orientador e amigo, professor Jean Paolo Gomes Minella, pelo respeito, dedicação ao trabalho, auxílio no estágio e mestrado, esclarecimento, ensinamentos e exemplos, o meu obrigado especial.

Aos funcionários e amigos da Fepagro-sementes de Júlio de Castilhos, pela estadia e ajuda durante o experimento, principalmente durante as coletas de eventos de chuva.

A CAPES, pelo financiamento da bolsa de estudos e ao projeto Mais Água, financiado pelo governo estadual.

Aos meus amigos em geral, que fiz durante toda a minha caminhada, que sempre me deram coragem e me incentivaram para conseguir os meus objetivos.

A todos, meu MUITO OBRIGADO!

“Prepare teu chimarrão
E aqueça teu coração.
Faça uma oração e agradeça ao Patrão
Por mais um dia neste rincão!”

(Carlos Eduardo Back)

RESUMO

MODELAGEM MATEMÁTICA DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL NA ESCALA DE ENCOSTA SOB PLANTIO DIRETO

AUTOR: Fabio José Andres Schneider
ORIENTADOR: Jean Paolo Gomes Minella

O escoamento superficial em áreas manejadas sob plantio direto ainda traz consigo muitos prejuízos ambientais, sociais e econômicos. Objetivo deste trabalho foi testar a capacidade de um modelo de base física distribuída (LISEM) em representar a dinâmica e propagação do escoamento superficial em encostas cultivadas sob plantio direto em eventos de chuva-vazão monitorados a campo. A área do estudo está localizada no município de Júlio de Castilhos, região central do RS, na Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária – Centro de Pesquisa de Sementes. Foi avaliada a capacidade do modelo LISEM em reproduzir a formação e propagação do escoamento superficial, em diferentes tamanhos de encostas, sendo quatro encostas de aproximadamente 0,5 ha com diferentes sistemas de manejo de solo e cobertura, e uma encosta com tamanho aproximado de 2,5 ha com a presença de um canal efêmero (talvegue). Foram monitorados eventos pluviométricos durante o período de 2015 a 2016, em que foram escolhidos cinco eventos que geraram escoamento em ambas as encostas para realizar a calibração do modelo. Destes eventos dois são de baixa magnitude, dois de alta magnitude e um de extrema magnitude. A calibração dos parâmetros de entrada do modelo, foi realizada alterando os dados de condutividade hidráulica saturada do solo, umidade antecedente, coeficiente de Manning e rugosidade aleatória do solo, a fim de ajustar a vazão de pico, volume total escoado e a forma do hidrograma. De modo geral, o modelo apresentou um bom desempenho em descrever a dinâmica do escoamento superficial principalmente nos eventos de extrema magnitude que são os responsáveis por causar os maiores prejuízos ambientais, econômicos e sociais. O modelo, desde que ajustados os parâmetros, pode ser utilizado para compreender a dinâmica da formação do escoamento e utilizá-lo para propor práticas mais eficientes no controle e disciplinamento do excesso de água, reduzindo, desta forma, as perdas por erosão e melhorando a qualidade da água e do solo.

Palavras-chave: Escoamento Superficial. Plantio Direto. Encostas. Modelagem. LISEM.

ABSTRACT

MATHEMATICAL MODELING OF RUNOFF SURFACE IN DIFFERENT HILLSLOPE UNDER NO-TILLAGE

AUTHOR: Fabio José Andres Schneider

ADVISOR: Jean Paolo Gomes Minella

The runoff generation over fields with no-tillage agriculture management remains being a problem with environment, social and economic impacts. The purpose of this research was evaluate the capacity of a physic based and distributed model (LISEM) to simulate the generation and propagation of the runoff over hillslopes cultivated with no tillage system during monitored rainfall events. The field experiment is located in Júlio de Castilhos, central region of Rio Grande do Sul state, on Fepagro - State Foundation for Agricultural Research. Was investigated the Lisem model capacity to simulate the generation and propagation of the runoff over different areas, four of them with approximately 0.5 ha with different soil and cover management systems, and one with approximately 2.5 ha with presence of ephemeral channels. From most of the rainfall events monitored during 2015 and 2016 years, five was chosen that generated runoff over all fields to calibrate the model parameters, two of them considered of low magnitude, two of high magnitude and one of extreme high magnitude. The calibration of the model was designed by changing the saturate soil hydraulic conductivity, initial soil water content, surface Manning's coefficient and aleatory roughness of the soil, to fit the peak of flow discharge, total volume discharge and hydrograph shape. In general, the model performed well on simulate the runoff dynamics, especially the extreme high magnitude rainfall event, responsible for the most of environment impacts, water and soil losses. LISEM model can be an option in studies to better understanding the hydrological process behavior of the runoff generation, and as a decision tool in recommendations of more efficient practices to excess runoff control, contributing to decrease the water erosion, soil losses and improving the soil and water quality.

Keywords: Runoff. No-tillage. Hillslope. Modeling. LISEM.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Variabilidade temporal e espacial dos aspectos envolvidos no estudo da erosão hídrica.	20
Figura 2 - Localização do experimento no município de Júlio de Castilhos.	23
Figura 3 - Altitude, declividade e os locais amostrados em de cada parcela.	26
Figura 4 - Fluxograma do funcionamento do modelo LISEM.	29
Figura 5 - Curva de retenção da água no solo.	38
Figura 6 - Hidrograma observado (Qobs) e simulado (Qsim) e o gráfico 1:1 da vazão observada e simulada para a bacia de ordem zero (B0).	42
Figura 7 – Hidrograma observado (Eobs) e simulado (Esim) e o gráfico 1:1 da vazão observada e simulada para a macroparcela 1.	45
Figura 8 - Hidrograma observado (Eobs) e simulado (Esim) e o gráfico 1:1 da vazão observada e simulada para a macroparcela 2.	47
Figura 9 - Hidrograma observado (Eobs) e simulado (Esim) e o gráfico 1:1 da vazão observada e simulada para a macroparcela 3.	49
Figura 10 - Hidrograma observado (Eobs) e simulado (Esim) e o gráfico 1:1 da vazão observada e simulada para a macroparcela 4.	51
Figura 11 - Mapas de escoamento superficial para cada evento pluviométrico calibrado na bacia de ordem zero.	63
Figura 12 - Mapas de escoamento superficial para cada evento pluviométrico calibrado na macroparcela 1.	64
Figura 13 - Mapas de escoamento superficial para cada evento pluviométrico calibrado na macroparcela 2.	65
Figura 14 - Mapas de escoamento superficial para cada evento pluviométrico calibrado na macroparcela 3.	66
Figura 15 - Mapas de escoamento superficial para cada evento pluviométrico calibrado na macroparcela 4.	67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Valores mensais do volume de chuva nos últimos sete anos.	24
Tabela 2 - Diferentes manejos de solo e gleba para cada parcela.	25
Tabela 3 - Características dos eventos de chuva utilizados para a calibração.....	35
Tabela 4 - Parâmetros de entrada do modelo LISEM para a simulação do escoamento superficial da água.....	37
Tabela 5 - Eficiência da calibração pelos métodos estatísticos do Coeficiente de eficiência (COE) e a porcentagem de bias (PBIAS).	39
Tabela 6 - Comparação das variáveis observadas e simuladas para bacia sem terraço.....	40
Tabela 7 - Comparação das variáveis observadas e simuladas para a macroparcela 1.	43
Tabela 8 - Comparação das variáveis observadas e simuladas para a macroparcela 2.	46
Tabela 9 - Comparação das variáveis observadas e simuladas para a macroparcela 3.	48
Tabela 10 - Comparação das variáveis observadas e simuladas para a macroparcela 4.	50
Tabela 11 - Resultado dos Coeficientes de ajuste (COE) e Percentual de BIAS (PBIAS) para Vazão de pico ($Q_{\text{máx}}$) e Volume total (V_{total}).	53
Tabela 12 - Parâmetros calibrados de entrada do modelo para cada evento e parcela.....	55
Tabela 13 - Dados de condutividade hidráulica saturada do solo (K_{sat}) obtidos das amostras coletadas no campo e seu correspondente desvio padrão e coeficiente de variação.	56
Tabela 14 - Valores calibrados de condutividade hidráulica saturada do solo para cada evento e parcela.....	57
Tabela 15 - Valores de umidade antecedente utilizados na calibração.	58
Tabela 16 - Distribuição pluviométrica anterior ao evento.	59
Tabela 17 - Valores do η de Manning utilizados na calibração.....	60
Tabela 18 - Valores de rugosidade aleatória (RR) utilizados na calibração.....	61

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	14
2.1	O PROCESSO DE INFILTRAÇÃO E A SUA IMPORTÂNCIA NO CONTROLE DO ESCOAMENTO	14
2.2	O ESCOAMENTO SUPERFICIAL E OS PROCESSOS ASSOCIADOS.....	17
3	MATERIAL E MÉTODOS	23
3.1	LOCAL DO ESTUDO.....	23
3.2	MONITORAMENTO HIDROLÓGICO.....	26
3.3	MODELAGEM DO PROCESSO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL	28
3.4	LEVANTAMENTO FÍSICO-HÍDRICO.....	33
3.5	OBTENÇÃO DOS DADOS DE ENTRADA DO MODELO.....	34
3.6	ESCOLHA DOS EVENTOS E CALIBRAÇÃO DO MODELO	35
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	40
4.1	RESULTADOS DA CALIBRAÇÃO POR ENCOSTA	40
4.1.1	Bacia de ordem zero	40
4.1.2	Macroparcela 1	43
4.1.3	Macroparcela 2	46
4.1.4	Macroparcela 3	48
4.1.5	Macroparcela 4	50
4.1.6	Análise de eficiência do modelo	52
4.2	AVALIAÇÃO DOS PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO	53
4.2.1	Condutividade hidráulica saturada do solo (Ksat).....	55
4.2.2	Umidade antecedente.....	58
4.2.3	Coefficiente de Manning.....	60
4.2.4	Rugosidade aleatória do solo (RR).....	61
4.3	SIMULAÇÃO DO PADRÃO ESPACIAL DO ESCOAMENTO	62
5	CONCLUSÃO	70
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	71
7	REFERÊNCIAS	72

1 INTRODUÇÃO

A agricultura intensiva associada à monocultura da soja nas áreas agrícolas do sul do Brasil reduz a capacidade de infiltração de água no solo, aumentando as taxas de perda de água pelo escoamento superficial. Dessa forma, o entendimento da dinâmica hidrológica de encostas cultivadas é importante para propor medidas que sejam eficazes no controle do excesso de água e prevenção da erosão hídrica.

Embora o Plantio Direto tenha reduzido de forma eficiente a perda de solo quando comparado ao sistema convencional (MERTEN et al., 2015), a perda de água oriunda do escoamento superficial continua elevada, podendo, em alguns casos, ser maior do que o convencional (GILLES et al., 2009).

A desagregação do solo, no sistema convencional, é causada pelo impacto da gota de chuva (agente principal), causando a dispersão e orientação da argila. Essa orientação forma, sobre o solo, uma crosta superficial, selando os poros e diminuindo drasticamente a infiltração de água no solo e gerando escoamento superficial.

A adoção do plantio direto ou cultivo mínimo dão ao solo uma maior proteção, fazendo com que o impacto da gota de chuva seja reduzido, devido à presença de cobertura vegetal. A proteção do solo com resíduos vegetais forma uma barreira dissipadora de energia, de modo que a água da chuva chegue lentamente até a superfície do solo.

No entanto, só a proteção do impacto da gota de chuva não é suficiente para impedir a formação da erosão. Nas precipitações intensas, em que a taxa de precipitação é maior que a taxa de infiltração, ocorre a formação do escoamento sobre a superfície do solo. Portanto, mesmo em sistemas conservacionistas de manejo do solo, como no cultivo mínimo e plantio direto, o escoamento superficial passa a ser o principal agente erosivo. Importante enfatizar que a eficiência do escoamento superficial em causar erosão é maior do que a gota de chuva. A energia do escoamento superficial é despendida para causar a desagregação do solo, transporte de sedimentos e quando a capacidade de transporte é superada ocorre a deposição.

O escoamento superficial é potencializado em relevos com declividade acentuada, maior comprimento de rampa, e em encostas convexas e convergentes, que possibilitam um maior acúmulo e aceleração da água. A exploração dos solos nessas condições depende, necessariamente, de práticas conservacionistas que controlam e reduzem o escoamento superficial, conduzindo o excesso de água para fora da encosta de forma a não causar a desagregação do solo, preservando, assim, as funcionalidades econômicas e ambientais do solo

agrícola. Além da degradação do solo pela erosão, o escoamento superficial causa outros danos ao ambiente, como enxurradas e transferência de poluentes.

Com a crescente utilização de fertilizantes e biocidas na superfície do solo, o escoamento superficial carrega os nutrientes e agrotóxicos, que ao chegarem aos corpos de drenagem podem causar a eutrofização da água e diminuição da biodiversidade aquática, causado pelo crescimento de algas, e aumento do custo de tratamento da água. O aumento das vazões máximas e a diminuição das vazões mínimas é, também, o reflexo do elevado escoamento superficial e baixa infiltração de água no solo observado em áreas agrícolas.

Os processos que comandam o escoamento superficial são dependentes das características da chuva, das características de solo (textura, profundidade, estrutura, porosidade, etc.) que definem a taxa de infiltração de água, bem como das características de relevo (comprimento, forma e declividade). As atividades agrícolas, por meio dos diferentes manejos das plantas, do solo e da água, afetam sobremaneira as características do solo e da gleba que disciplinará ou não a formação dos escoamentos e seus processos associados. Importante enfatizar a importância dos princípios conservacionistas para a atenuação dos efeitos das mudanças climáticas, como o aumento na frequência de eventos extremos de chuva e intensificação das estiagens. A conservação do solo permitirá a redução das perdas econômicas e ambientais decorrentes da imposição climática.

Apesar da importância evidente do escoamento superficial nos problemas rurais e urbanos atualmente em curso, há pouca informação de como esse fenômeno ocorre no plantio direto, bem como sua propagação na paisagem. É de grande importância, para a recomendação das melhores práticas conservacionistas, conhecer o fenômeno do escoamento em áreas de plantio direto em termos de sua magnitude, das suas características hidráulicas e a possibilidade de modelar computacionalmente. Pouco se sabe a respeito dos parâmetros hidráulicos do escoamento na superfície do solo sob plantio direto. Os parâmetros hidráulicos são determinantes para o entendimento da formação e propagação do escoamento superficial. Portanto, ao compreender com que magnitude os parâmetros hidráulicos influenciam o escoamento superficial em áreas de plantio direto, as práticas de controle e manejo se tornam mais eficientes.

Desta forma, a modelagem matemática pode contribuir para o entendimento dos mecanismos hidrológicos que comandam a formação e propagação do escoamento superficial e sua capacidade erosiva. Modelos espacialmente distribuídos e de base física podem ser testados sob o controle dos dados de monitoramento para o melhor entendimento do sistema hidrológico em encostas agrícolas e, desta forma, propor medidas mais eficientes para o

controle do escoamento superficial. Sendo assim, este trabalho monitorou e modelou o escoamento superficial em encostas, procurando avaliar a capacidade de um modelo espacialmente distribuído e de base física LISEM (Limburg Soil Erosion Model), para a simulação do comportamento hidrológico e avaliando os parâmetros hidráulicos do escoamento em diferentes áreas de encostas localizadas na região do planalto do Rio Grande do Sul, cultivadas com culturas anuais sob plantio direto.

HIPÓTESE

O LISEM, por ser um modelo de base física e espacialmente distribuído, é capaz de representar a dinâmica da formação do escoamento superficial em encostas agrícolas cultivadas sob plantio direto.

OBJETIVO GERAL

Testar a capacidade do modelo de base física e distribuído (LISEM) na descrição da formação e propagação do escoamento superficial em encostas agrícolas sob plantio direto.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 O PROCESSO DE INFILTRAÇÃO E A SUA IMPORTÂNCIA NO CONTROLE DO ESCOAMENTO

A infiltração é caracterizada pela entrada da água no solo através de sua superfície, processo que controla se ocorrerá ou não o escoamento superficial, pois à medida que o suprimento de água excede a capacidade de infiltração, inicia o processo de escoamento superficial. O volume de água que atravessa a superfície do solo em dado intervalo de tempo é chamado de taxa de infiltração, que é influenciada pelo conteúdo de água inicial, textura, porosidade, densidade, matéria orgânica, mineralogia e cultivo do solo (ABROL et al., 2016; BARCELOS; CASSOL; DENARDIN, 1999; CARLESSO et al., 2011).

A adoção de práticas de uso e manejo do solo pelos produtores assume papel fundamental em controlar a infiltração de água no solo, influenciando suas propriedades, e acarretar uma diminuição na sua capacidade de infiltração, favorecendo a formação do escoamento superficial (LI et al., 2009; PORTELA et al., 2011).

O cultivo convencional pode causar vários problemas relacionados à erosão hídrica principalmente relacionados à perda de solo. Em áreas com solo exposto e mobilizado, a ocorrência de dispersão e orientação da argila é mais acentuada, causando o entupimento dos poros e reduzindo as taxas de infiltração de água no solo. Além disso, o revolvimento causado pelo cultivo convencional, diminui a quantidade de resíduos sobre a superfície do solo, acelerando sua decomposição, desestruturando-o e diminuindo a biodiversidade de organismos responsáveis pela agregação das suas partículas, devido à menor quantidade e aporte de biomassa (MITCHELL et al., 2017; TISDALL; OADES, 1982).

No plantio direto ou no cultivo mínimo, o solo permanece protegido do impacto da gota de chuva, impedindo sua desagregação, prevenindo, assim, o encrostamento superficial. O não revolvimento do solo aumenta a atividade biológica do solo que constroem galerias no solo, formando canais preferências de fluxo de água, além de aumentar a matéria orgânica, que age como agente cimentante, melhorando a agregação e a porosidade do solo. Embora o plantio convencional proporcione uma maior quantidade de macroporos na camada arável de solo, a descontinuidade desses poros prejudica a taxa de infiltração (LIPIEC et al., 2006), enquanto que no plantio direto a estabilidade dos agregados e a continuidade dos poros favorece a infiltração de água no solo (AHN; CHOI; KIM, 2016; BARCELOS; CASSOL; DENARDIN, 1999).

Dessa forma, solos bem manejados têm melhor estrutura, qualidade e continuidade de poros, favorecendo a infiltração. O plantio direto, sem rotação de culturas, com baixo aporte de biomassa e alto tráfego de máquinas agrícolas, provoca aumento da densidade do solo e diminui a quantidade de macroporos - responsáveis pelo aumento da taxa de infiltração do solo - diminui a condutividade hidráulica do solo e, como consequência, a infiltração acumulada (NAWAZ; FAROOQ, 2016).

A menor infiltração acumulada no solo reflete no crescimento e desenvolvimento das plantas, que em estações mais secas sofrem estresse hídrico devido ao baixo armazenamento de água no solo. A agricultura conservacionista, atividade agrícola que agride menos o meio ambiente, preserva a qualidade da água e do solo, pois melhora as propriedades físicas, químicas e biológicas do sistema como um todo (DEXTER, 2004; LAL, 1991, 2015; REICOSKY, 2015).

Entanto, nem mesmo em ambientes estáveis, como florestas nativas, a água consegue infiltrar totalmente. Deste modo, mesmo com a utilização da agricultura conservacionista nas áreas agrícolas, ocorrerão eventos pluviométricos com taxas de precipitações que excedem a capacidade de infiltração de água no solo, gerando escoamento superficial. Isso pode ocorrer devido ao alto conteúdo de água inicial do solo associada com alta intensidade e duração da chuva. Estudos indicam que o fator predominante que contribui para exceder a capacidade de infiltração de água no solo é a intensidade da chuva (BIDDOCCU; OPSI; CAVALLO, 2014; KHAN et al., 2016; LANGHANS et al., 2011). Outros estudos mostram que o conteúdo de água do solo, baseado nas áreas de saturação, ocasionaria escoamento mesmo em intensidades de chuva abaixo da taxa de infiltração básica do solo (BARROS et al., 2014a; CHENG et al., 2014; DUNNE, 1983; DUNNE; MOORE; TAYLOR, 1975), sendo este mais observado em escala de bacia hidrográfica em locais próximos à flutuação do lençol freático.

Para a determinação da infiltração de água no solo existem vários métodos, tais como o duplo anel concêntrico (FIORIN, 2008), Cornell (ZWIRTES et al., 2013) e chuva simulada (BERTOL; BERTOL; BARBOSA, 2012). Esses métodos são utilizados para a medição da infiltração do solo *in loco*. No entanto, sofrem uma grande variação espacial devido à complexidade do sistema solo. Ambas as técnicas mencionadas acima são utilizadas para tentar se aproximar o máximo possível da infiltração que ocorre em uma chuva natural. Outra técnica utilizada para a determinação da infiltração é a infiltração aparente, que considera o total precipitado menos o escoado, resultando na infiltração aparente (ROSE, 2004).

A infiltração, também, pode ser estimada através de métodos empíricos, como a curva número (USDA-NRCS, 2004, 2009), Kostikov, Kostikov-Lewis e Horton, e de base física

como Green-Ampt (PARCHAMI-ARAGHI et al., 2013). Nos modelos de base empírica a calibração é realizada pelo ajuste matemático de coeficientes. Nos modelos de base física os seus parâmetros são medidos, sendo amplamente utilizados em modelos para a estimação da infiltração de água no solo.

O modelo de Green-Ampt é a aplicação da lei de Darcy na equação de Richard's - equação da continuidade, equação muito complexa e que exige várias operações matemáticas - resultando na seguinte equação 1:

$$i = K_{sat} \left(1 + \frac{\Psi(\theta_s - \theta_i)}{I} \right) \quad (1)$$

Em que: i é a taxa de infiltração (mm h^{-1}); K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada do solo (mm h^{-1}); Ψ é o potencial matricial (mm); θ_s é a umidade de saturação ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); θ_i é a umidade inicial ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); I é a infiltração acumulada (mm).

A utilização desse método para descrever o processo de infiltração de água no solo requer alguns pressupostos: considerar a camada de solo modelada homogênea para as variáveis potencial matricial, conteúdo de água e porosidade. Portanto, a frente de umedecimento será constante, de forma que a camada de solo anterior à frente de umedecimento esteja saturada e posterior esteja com potencial matricial e umidade iguais à condição inicial, caracterizando uma frente abrupta de umedecimento. Porém, esse pressuposto é falho em condições reais, pois o umedecimento do solo acontece primeiramente pelos poros de maior diâmetro, diminuindo o gradiente de potencial matricial e, conseqüentemente, a infiltração (CECÍLIO et al., 2003).

A condutividade hidráulica saturada do solo é um parâmetro de alta variabilidade espacial e temporal, no entanto é uma das amostragens mais utilizadas e representativas da capacidade máxima de fluxo de água por unidade de volume de solo em determinado intervalo de tempo (AHN; CHOI; KIM, 2016; LANGHANS et al., 2011; PLA et al., 2017).

2.2 O ESCOAMENTO SUPERFICIAL E OS PROCESSOS ASSOCIADOS

O escoamento superficial ocorre quando a precipitação excede a capacidade de infiltração de água no solo, ou devido impedimentos nas camadas do solo, que pode ser natural, ou em razão de práticas agrícolas inadequadas. Dependendo das condições da superfície do solo, isso pode acarretar na desagregação e carregamento de partículas de solo, que são prejudiciais aos recursos naturais, causando o assoreamento, eutrofização e degradação dos recursos naturais. As áreas mais propensas para que ocorra a erosão são locais degradados e sem cobertura do solo, e com relevo mais acentuado (KHAN et al., 2016).

O escoamento superficial é o principal agente causador da erosão hídrica no Brasil, que ocasiona uma perda estimada em 847 milhões de toneladas por ano (MERTEN; MINELLA, 2013). Com a adoção do plantio direto, o impacto da gota de chuva não é o principal responsável pela desagregação de partículas do solo. Atualmente o agente responsável por esses processos é o escoamento superficial, que desagrega, transporta e, quando não tem mais energia suficiente, deposita os sedimentos.

Em áreas áridas ou em condições de solo profundo localizado nas partes mais altas e planas das bacias hidrográficas, o escoamento é comandado pelo excesso de água que não infiltra no solo, caracterizado pelo movimento hortoniano (HORTON, 1933, 1945). Vários estudos foram realizados baseados no modelo proposto por Horton para descrever os processos hidrológicos (BAARTMAN et al., 2012; HESSEL; VAN DEN BOSCH; VIGIAK, 2006; VAN DE GIESEN et al., 2011; VAN DE GIESEN; STOMPH; DE RIDDER, 2000). No entanto, em bacias hidrográficas maiores, pode ocorrer a formação de áreas saturadas, que sofrem alterações durante as estações do ano e/ou durante o evento de chuva, antecipando, dessa forma, a ocorrência do escoamento superficial (CHENG et al., 2014).

O complexo processo de escoamento das áreas saturadas (DUNNE, 1983) foi desenvolvido a partir da teoria de Horton com os preceitos de Hewlett (MENDIONDO; TUCCI, 1997). O escoamento superficial tem início em uma bacia hidrográfica ou em encostas, em áreas úmidas nas zonas saturadas da paisagem, sendo que neste caso a contribuição para o escoamento superficial é imediata, sendo o total precipitado escoado sobre a superfície. Tal como observou Vestena (2008), essas áreas são variáveis durante as estações do ano e durante o evento de chuva, tanto ao redor da rede de drenagem como em encostas mais declivosas na parte convergente do relevo, onde canais efêmeros concentram o fluxo de água.

No momento em que a água não consegue penetrar no solo, seja pelo excesso de precipitação ou devido à presença de zonas saturadas, ela se acumulará na superfície, podendo

nesse caso, se propagar para jusante. O volume de água retido na superfície e a sua propagação são dependentes da rugosidade da superfície, diretamente influenciada pelo uso e manejo do solo. Desta maneira, o cultivo convencional, com práticas intensas de preparo do solo, apresenta uma maior capacidade de retenção, se comparado a cultivos de solo que perturbam menos a superfície do solo, como a semeadura direta na palha e o preparo reduzido. Embora as práticas convencionais possibilitem maior retenção de água na superfície, a perturbação do solo causa maiores perdas de solo, inclusive pela redução da infiltração, agravando os problemas ambientais (BRAMORSKI et al., 2012; HOBBS; SAYRE; GUPTA, 2008; LAL, 2015; REICOSKY, 2015; RÖMKENS; HELMING; PRASAD, 2002).

A propagação do escoamento superficial e sua capacidade de causar danos dependem do seu volume e sua velocidade, os quais são fortemente influenciados: a) pelas características do solo e de seu manejo, que definirão a taxa de infiltração e a sua rugosidade, b) pelo relevo, que devido a sua forma, comprimento e declividade das encostas, afetará a concentração e a velocidade dos fluxos, c) a o tipo de vegetação e cobertura do solo e a sua forma de cultivo, e d) pelas características da precipitação (BERTOL; BERTOL; BARBOSA, 2012; BRACKEN; CROKE, 2007; NU-FANG et al., 2011; SEIBERT et al., 2011; VOLK; COGO, 2009).

A forma e a declividade das encostas determinam a velocidade e o volume de água, convergindo e acelerando os fluxos para canais efêmeros, intermitentes ou permanentes. Dessa forma, em encostas com relevo convergente haverá concentração de fluxo, aumentando a sua capacidade erosiva, enquanto em relevos divergentes o fluxo de água é difuso, diminuindo o volume concentrado e, conseqüentemente, reduzindo sua capacidade erosiva. O comprimento de rampa afeta o volume acumulado e a declividade, a velocidade do escoamento (KHAN et al., 2016; LEYS et al., 2010; MORAIS; COGO, 2001). As interações dessas características determinam diferentes fragilidades das encostas frente à formação do escoamento superficial.

A rugosidade do solo cria uma força de atrito no escoamento superficial, sendo que, quanto maior a rugosidade, maior a dificuldade de propagação do escoamento, reduzindo, desta forma, a velocidade do escoamento superficial (SMITH; COX; BRACKEN, 2011). O resíduo vegetal (palha) sobre a superfície do solo, bem como a vegetação atuam, também, como elementos de rugosidade (BERTOL; COGO; LEVIEN, 1997). Além disso, a maneira como cultivamos os solos (preparo e plantio) e a gleba (estradas, terraços, canais vegetados, etc) também altera a fricção do escoamento, agindo como obstáculos ao escoamento superficial, controlando sua velocidade e volume, e, conseqüentemente, sua energia (BIDDOCCU; OPSI; CAVALLO, 2014; GILLES et al., 2009; HILL; PEART, 1998; QUINTON; CATT, 2004; STEVENS et al., 2009).

A semeadura direta realizada na linha de maior comprimento, em muitas encostas, acaba gerando a semeadura “morro acima - morro abaixo”, formando corredores preferenciais de escoamento superficial, potencializando a velocidade de escoamento (HILL; PEART, 1998). O cultivo em contorno consiste em realizar a semeadura no sentido perpendicular à linha de declive, formando pequenas barreiras causadas pela semeadura e diminuindo a velocidade do escoamento, assim como o cultivo em faixas que consiste em faixas de culturas de diferentes espécies e estádios de desenvolvimento, permitindo sempre uma parcela da encosta coberta por plantas que servem de barreiras ao escoamento superficial aumentando a infiltração (STEVENS et al., 2009; VAN DIJK; KWAAD; KLAPWIJK, 1996). Entretanto, pouca pesquisa tem sido realizada para quantificar o efeito dessas práticas no comportamento do escoamento superficial, especialmente em encostas cultivadas com preparo conservacionista.

Os fatores e práticas que afetam a velocidade fazem com que o escoamento superficial tenha um tempo maior de propagação, sendo assim, menores condições de desagregar o solo e permaneça um período de tempo maior sobre a encosta, permitindo maior infiltração. A energia do escoamento superficial é definida pela sua velocidade e sua massa, desta forma, quanto maior o volume e a velocidade, maior serão a capacidade de desagregação do escoamento superficial (CASSOL et al., 2004; RAI; UPADHYAY; SINGH, 2010). A velocidade é calculada pela equação 2:

$$V = \frac{R^{\frac{2}{3}} * \sqrt{S}}{\eta} \quad (2)$$

Onde: V é a velocidade; R é o raio hidráulico; S é a declividade; e η é o fator de Manning.

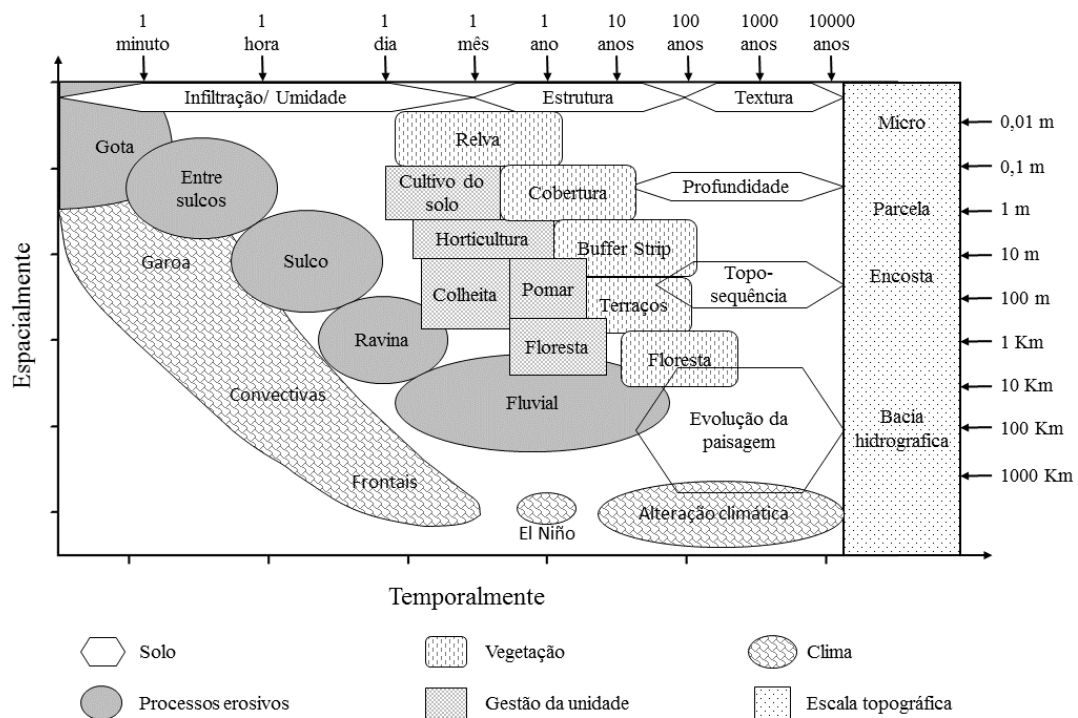
Sendo assim, para a redução da velocidade do escoamento (V), podemos atuar na seção transversal (R) aumentando a condutividade hidráulica do solo, e no fator de Manning (η), utilizando as práticas conservacionistas ou cultivos conservacionistas aplicados de forma correta, aumentando a microrrugosidade da superfície (resultando no aumento do fator de Manning). No entanto, não se sabe como estas práticas agrícolas atuam sobre o fator de Manning, apenas de forma indireta através de ajustes de equações.

Os estudos da formação e propagação do escoamento superficial com enfoque nos processos erosivos ainda são incipientes, especialmente nas condições brasileiras. Uma das dificuldades encontradas é a adequação das escalas de estudo com a escala real onde o

fenômeno acontece. Existem poucos estudos de monitoramento do escoamento superficial na escala de encostas, dificultando a proposição das práticas mais eficientes de controle de escoamento e da erosão (MINELLA; WALLING; MERTEN, 2014).

Os processos hidrológicos e erosivos variam conforme a escala espacial e temporal considerada. Para diferentes objetivos e fenômenos a serem perseguidos temos uma faixa de escala mais apropriada. A figura 1 representa um resumo dos processos que ocorrem nas diferentes escalas de trabalho, assim como a interação com o clima, solo, vegetação e a gestão destas áreas.

Figura 1 - Variabilidade temporal e espacial dos aspectos envolvidos no estudo da erosão hídrica.



Fonte: Adaptado (RENSCHLER; HARBOR, 2002).

As mudanças das escalas espacial e temporal refletem diretamente no comportamento hidrológico a ser estudado. Nos estudos envolvendo as escalas menores têm-se um melhor controle experimental, mas os resultados são menos representativos. Em escalas maiores têm-se maior representatividade espacial, mas perde-se em controle experimental, além de que um número maior de processos afeta o comportamento das variáveis (RENSCHLER; HARBOR, 2002).

Nas escalas de 0,01 e 0,1 m, são avaliados os parâmetros de condutividade hidráulica, curva de retenção de água, densidade, porosidade, estrutura e estabilidade, quantidade de matéria orgânica, entre outros atributos físicos e químicos. As parcelas, que estão entre 1 e 10 m, são usadas para o estudo da interceptação da chuva pelas plantas, evapotranspiração, conteúdo e retenção da água no solo e fluxos verticais (infiltração) e laterais da água (escoamento superficial). Esses resultados são utilizados para parametrizar e realizar a calibragem de modelos físicos com informações especializadas.

Em escala de encosta, a espacialidade dos dados se torna um fator importante, cujo foco principal é a compreensão do movimento da água na superfície e a sua capacidade de erodir o solo, a partir de parâmetros hidráulicos, físicos e edáficos. Essa escala nos permite compreender a unidade geomorfológica formadora do escoamento e como esse se propaga em comprimentos de rampa maiores, além da compreensão da dinâmica erosiva do transporte de sedimentos e deposição ao longo da encosta (BRACKEN; CROKE, 2007). A bacia hidrográfica como sendo alvo das pesquisas, envolve um número maior de sistemas e de processos, exigindo um conjunto maior de dados.

A variabilidade não ocorre apenas espacialmente, mas também temporalmente. Se avaliarmos uma série histórica das vazões (hidrograma) notaremos que os eventos de chuva-vazão representam o comportamento da bacia em relação aos fatores controladores, especialmente ao uso e manejo dos solos (HELLMERS; FRÖHLE, 2017).

Os procedimentos de cálculos envolvidos para a simulação da descarga líquida e sólida em uma encosta ou bacia hidrográfica, são complexos e numerosos. Os modelos utilizando a linguagem matemática realizam os cálculos para cada célula, gerando um valor que é passado através de uma onda cinemática para a próxima célula, onde novamente os cálculos são aplicados. Modelos de base física, embora necessitem de uma grande quantidade de dados de entrada (MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003), são mais apropriados ao estudo da erosão, pois nos permitem maior compreensão de como um fator interfere no processo e qual a sua magnitude, na dinâmica dos processos.

O modelo LISEM (Limburg Soil Erosion Model), desenvolvido principalmente para bacias hidrográficas de pequeno a médio porte (NEARING et al., 2005), simula a escala temporal de evento pluviométrico, a dinâmica hidrológica e a produção de sedimentos. Estudos desenvolvidos no Brasil mostram que o modelo consegue representar a formação do escoamento superficial, mas apresenta limitações ligadas a produção de sedimentos.

A alta exigência de dados faz com que muitos usuários não o utilizem, além de muitos destes dados apresentarem um alto grau de incerteza. As informações são espacializadas em

SIG (Sistema de Informações Geográficas), gerando um conjunto de mapas que são sobrepostos e submetidos a diversos cálculos (LANGHANS et al., 2010; MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003; NEARING et al., 2005; QUINTON, 1997).

Os modelos são utilizados para a descrição e avaliação de processos erosivos, simulação de cenários, compreensão da dinâmica hidrológica e elaboração de projetos governamentais de políticas públicas voltadas para a sociedade. Dessa forma, a utilização de modelos como o LISEM são importantes ferramentas voltadas ao manejo e conservação do solo e da água. Uma maior quantidade de estudos envolvendo modelos de base física espacializados apontam os benefícios e as limitações para a aplicação, calibração e validação, aperfeiçoando cada vez mais os modelos.

O modelo LISEM, como já mencionado, necessita de várias informações e parâmetros de entrada precisos e de alta resolução espacial (BAARTMAN et al., 2013; SANCHEZ-MORENO et al., 2014; TAKKEN et al., 2005). Em bacias hidrográficas, um dos problemas mais frequentes é o fato de que o LISEM não simula os processos subsuperficiais, dificultando o entendimento do hidrograma (HESSEL; VAN DEN BOSCH; VIGIAK, 2006). Outra deficiência é apontada pelo uso de modelos digitais de elevação de pouca resolução (HESSEL; VAN ASCH, 2003; STOLTE et al., 2003). Por ser um modelo de base física espacializado, as informações de fluxo são propagadas a partir da equação da onda cinemática, que pode não representar as mudanças decorridas pela declividade (HESSEL et al., 2003).

Dessa forma, em encostas homogêneas esses fatos declarados em outros estudos podem ser drasticamente diminuídos, pois não é necessário realizar a separação do hidrograma, devido ao acompanhamento apenas do escoamento superficial, e à obtenção de modelos numéricos de elevação de alta resolução, diminuindo, com isso, os problemas da equação da onda cinemática (LANGHANS et al., 2010; RENSCHLER; HARBOR, 2002). Outro fator importante é o acompanhamento dos eventos de chuva, como a vazão, concentração de sedimentos e a variabilidade e intensidade da chuva, fator importante para modelagem matemática, visto que o modelo é muito sensível aos picos de alta intensidade pluviométrica (BAARTMAN et al., 2012).

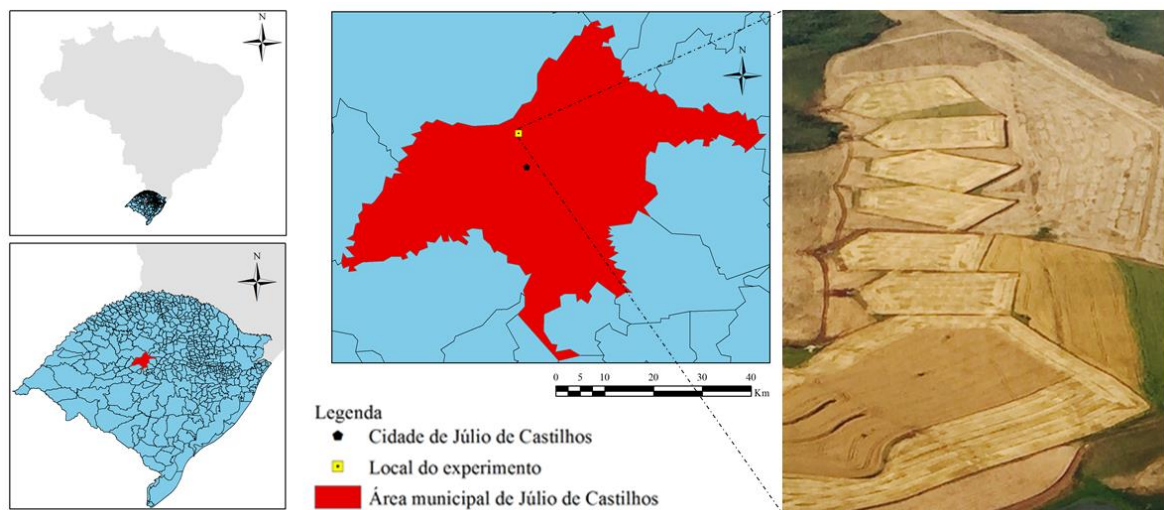
3 MATERIAL E MÉTODOS

A estratégia para alcançar os objetivos propostos neste trabalho foi baseada no monitoramento do escoamento superficial em encostas sob plantio direto e na verificação do comportamento de um modelo de base física e espacialmente distribuído. Durante o período de estudo, eventos significativos foram monitorados com alta resolução temporal a precipitação e a vazão em parcelas controladas com tamanho representativo dos processos operantes na escala de encosta e bacias de ordem zero (canal efêmero, talvegue). O modelo escolhido (LISEM) incorpora na sua base conceitual um conjunto de equações, com suas variáveis e parâmetros, que permite avaliar de forma explícita os processos físicos que envolvem a influência do manejo do solo na dinâmica hidrológica e erosiva. O objetivo do uso do modelo não foi apenas a avaliação do seu desempenho em diferentes magnitudes de eventos pluviométricos e condições de manejo do solo, mas, também, melhor compreender/descrever a dinâmica da formação e propagação do escoamento nestas condições.

3.1 LOCAL DO ESTUDO

O experimento está localizado no Município de Júlio de Castilhos, região central do Rio Grande do Sul, situada a $29^{\circ}13'39''$ de latitude sul e a $53^{\circ}40'38''$ de longitude oeste, na área experimental da Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO) (Figura 2).

Figura 2 - Localização do experimento no município de Júlio de Castilhos.



Fonte: Autor.

O município se caracteriza principalmente pela produção de grãos, onde a cultura da soja representa aproximadamente 45% da área do município (IBGE, 2016). O clima da região é do tipo Cfa, subtropical úmido, de acordo com a classificação de Köppen, caracterizado por quatro estações definidas e chuvas uniformemente distribuídas ao longo do ano, tendo uma precipitação média anual de 1678 mm. Na Tabela 1 são apresentados os valores mensais dos últimos sete anos, destacando-se a alta precipitação de chuvas nos anos de 2010, 2014 e 2015. O período de monitoramento envolveu os anos de 2015 e 2016, entretanto, apenas em 2015 obtivemos eventos significativos de chuva-vazão que possibilitaram os testes de modelagem.

Tabela 1 - Valores mensais do volume de chuva nos últimos sete anos.

Mês	----- Precipitação (mm) -----						
	2010	2011	2012	2013	2014	2015*	2016*
Janeiro	555	99	57	83	161	225	146
Fevereiro	223	190	124	57	88	79	64
Março	32	165	57	155	152	121	261
Abril	125	139	53	129	82	135	182
Mai	113	60	49	77	241	131	37
Junho	99	123	61	119	261	186	3
Julho	209	227	102	70	157	162	91
Agosto	26	136	63	116	29	510	83
Setembro	346	48	146	118	336	131	58
Outubro	53	122	288	92	161	258	265
Novembro	60	45	77	252	72	197	156
Dezembro	146	16	270	160	228	281	131
Total	1987	1370	1347	1428	1968	2416	1475

Fonte: SINDA

*Período monitorado.

O local pertence à bacia hidrográfica do Rio Ivaí, planalto médio do Rio Grande do Sul, com solos formados por rochas ígneas do tipo basalto e riólito, e relevo suave ondulado, formado por coxilhas com declividade variando entre 5 e 13%. O solo da área do estudo é classificado como Nitossolo Vermelho com incremento de argila do horizonte A para B, em que o horizonte A apresenta em torno de 40% de argila e o Horizonte B em torno de 60%. Os atributos químicos do solo foram avaliados no momento da instalação do experimento, as amostras coletadas na camada de 0 a 0,10 m de profundidade e indicaram os seguintes valores: argila: 47%; pH em água: 5,1; P (Mehlich-1): 16,42 mg dm⁻³; K (Mehlich-1): 49,33 mg dm⁻³, CTC pH 7,0: 9,7 cmolc kg⁻¹ e matéria orgânica: 22 g kg⁻¹, conforme Tedesco et al. (1995).

Antes da implantação do estudo a área era cultivada com soja, trigo, aveia preta e azevém por mais de 10 anos.

O monitoramento foi realizado em unidade da paisagem que representam os processos hidrológicos em encostas, foram monitoradas:

a) quatro parcelas com, aproximadamente, 70m de largura e 80m de comprimento, retilíneas (curvatura no plano e curvatura no perfil), denominadas macroparcelas, com diferentes manejos de solo e de cobertura (Tabela 2);

b) uma bacia de ordem zero com 2,5 hectares (200 m de comprimento de rampa), curvatura no plano convergente e curvatura no perfil convexa, com a presença de um canal efêmero no talvegue, com formação de escoamento concentrado.

É importante enfatizar que as parcelas estão localizadas na mesma encosta e pareadas sob condições semelhantes de relevo, solo e clima. A escolha dos manejos utilizados no estudo priorizou avaliar o efeito da escarificação e da quantidade de biomassa na perda de solo e água e o seu efeito combinado. Para acréscimo da quantidade de biomassa foram introduzidas mais espécies ao sistema de rotação, a fim de atingir a quantidade esperada. Nas demais áreas foi mantida a monocultura da soja no verão e trigo no inverno, com período entre a colheita da soja até a semeadura do trigo em pousio (usualmente usado na região). Maiores detalhes sobre as características das áreas e dos manejos adotados podem ser obtidos em Londero (2015) e Deuschle (2016).

Tabela 2 - Diferentes manejos de solo e gleba para cada parcela.

Parcelas	Manejo de solo	Quantidade de fitomassa (Mg ha ⁻¹)
B ₀	Não escarificada	2 a 4
M1	Escarificada	2 a 4
M2	Não escarificada	2 a 4
M3	Escarificada	8 a 12
M4	Não escarificada	8 a 12

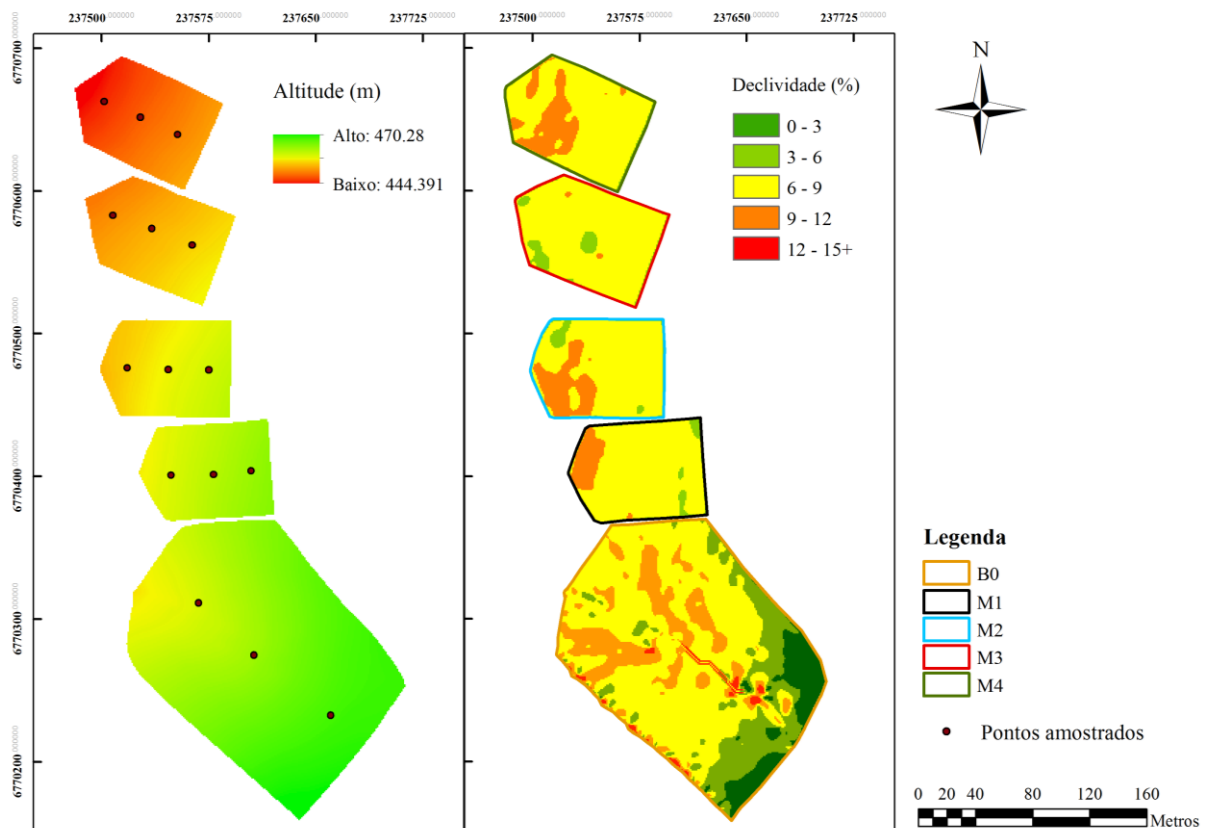
Fonte: Autor.

B₀: Bacia de ordem zero; Mn: Macroparcela e o seu respectivo número.

Todas as parcelas foram delimitadas por camalhões construídos com arado de disco, a fim de impedir a entrada e saída de água na parcela, sendo que, assim, a única entrada de água na parcela ocorre através da chuva que precipita sobre ela. Na base das parcelas, o camaleão é maior, pois possui a função de acumular e direcionar o fluxo de água para o vertedor instalado no exutório de cada parcela. As macroparcelas possuem formato de rampa retilíneo sem a ocorrência de um fluxo preferencial, enquanto que a bacia de ordem zero apresenta talvegue

bem definido, que conduz o escoamento superficial ao exutório da bacia. A altitude e as declividades das parcelas estão representadas na Figura 3. No exutório, foram instaladas calhas acopladas a um vertedor tipo H de 0,6 m para a parcela de 2,5 hectares e 0,45 m para as parcelas de 0,6 hectares (NETO et al, 1998), para receber o fluxo de água que é escoado durante um evento pluviométrico.

Figura 3 - Altitude, declividade e os locais amostrados em de cada parcela.



Fonte: Autor.

B₀: Bacia de ordem zero; M_n: Macroparcela e o seu respectivo número.

3.2 MONITORAMENTO HIDROLÓGICO

O comportamento hidrológico das áreas foi analisado através da medição da precipitação e da vazão com alta frequência de amostragem para capturar o padrão temporal dos hidrogramas, que apresenta respostas rápidas ao padrão dos hietogramas. O monitoramento teve início em julho de 2014 na bacia de ordem zero e em julho de 2015 nas macroparcelas. Durante esse período foram monitorados e caracterizados diversos eventos significativos.

Londero (2015) apresenta uma descrição dos eventos nas bacias de ordem zero e Deuschle (2016) nas macroparcelas.

A precipitação (volume e duração) foi monitoradas através de pluviômetros e pluviógrafos instalados no local, sendo o intervalo de aquisição dos dados do pluviógrafo de 2 minutos e dos pluviômetros, de 24h. Os dados de intensidade da chuva obtidos pelo pluviógrafo foram corrigidos pelo volume de chuva diário obtido pelo pluviômetro.

As vazões das parcelas foram obtidas através do acompanhamento “in situ” da variação de nível no tempo dos eventos e a sua conversão em vazão conforme a equação do vertedor. As medidas foram obtidas com auxílio de uma régua linimétrica em todas as parcelas, sendo que na bacia de ordem zero as medidas também eram realizadas por um linígrafo de pressão instalados na calha do vertedor. As cotas foram convertidas em vazão pela equação (3) para as macroparcelas e na bacia de ordem zero pela equação (4), obtidas de tabelas utilizadas na construção das calhas (NETO et al., 1998).

$$Q = 685,07 * h^3 + 457,78 * h^2 + 3,2718 * h + 0,0496 \quad (3)$$

$$Q = 587,92 * h^3 + 532,9 * h^2 + 4,0841 * h + 0,142 \quad (4)$$

Onde: Q é a vazão em $L s^{-1}$; e o h é a altura da lâmina de água em metros.

A partir dos dados monitorados foi possível construir para cada parcela e para cada evento os hidrogramas e hietogramas correspondentes. A partir desses foram obtidas as seguintes variáveis hidrológicas:

- (a) Precipitação total (mm);
- (b) Intensidade da chuva (mm/h);
- (c) Duração do evento (horas);
- (d) Tempo para o início do evento (horas);
- (e) Tempo de concentração (horas);
- (f) Volume do escoamento superficial (m^3);
- (g) Vazão máxima ($L s^{-1}$);
- (h) Coeficiente de escoamento superficial (%): $C = Q \text{ (mm)} / P \text{ (mm)} * 100$;
- (i) Infiltração total aparente (mm): $I = P \text{ (mm)} - Q \text{ (mm)}$.

As variáveis independentes (precipitação) foram usadas como dados de entrada para o modelo e as variáveis dependentes (vazão) para calibrar e avaliar o modelo em questão. Além dessas variáveis também foi testada a variação temporal da vazão ao longo do tempo que é a forma do hidrograma.

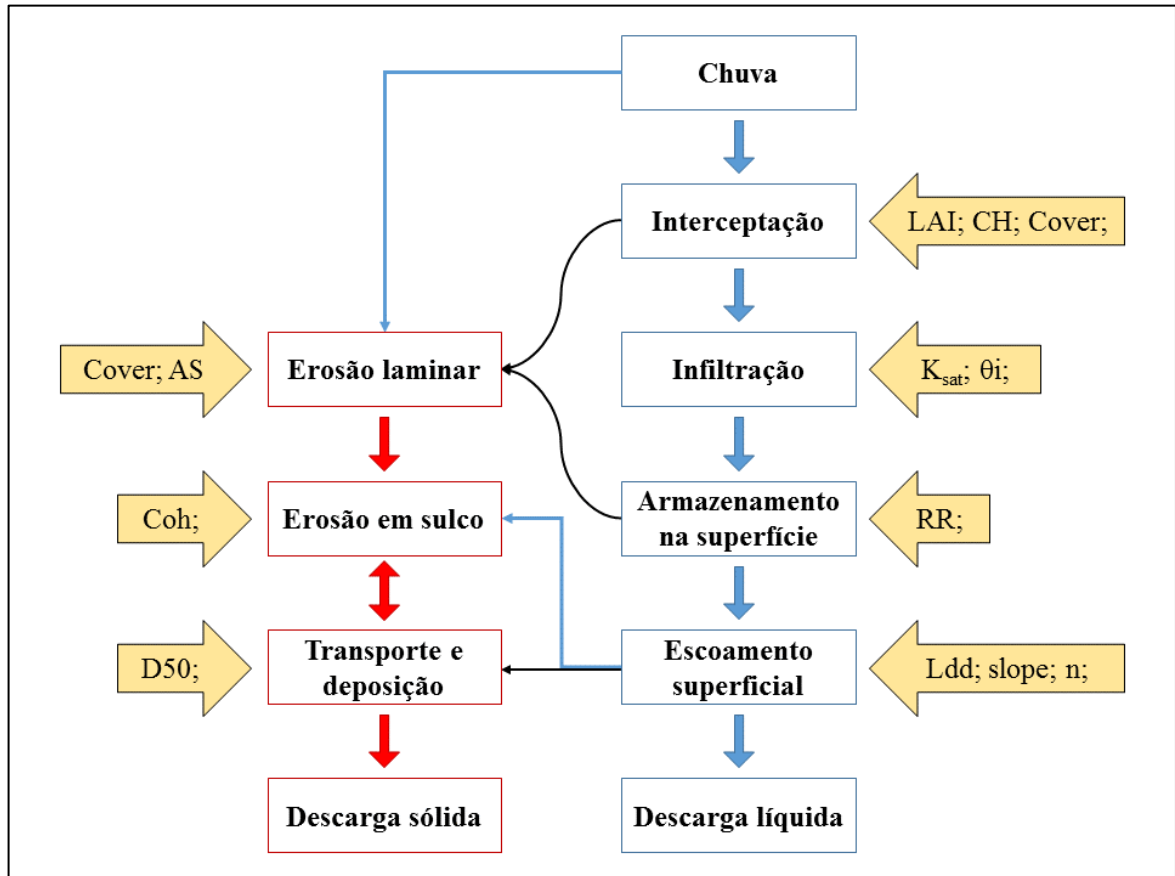
3.3 MODELAGEM DO PROCESSO DE ESCOAMENTO SUPERFICIAL

Para a simulação do processo de escoamento superficial em encostas agrícolas, utilizou-se o modelo LISEM. Este modelo é capaz de modelar o escoamento superficial a partir de dados distribuídos espacialmente, realizando o balanço hidrológico para cada célula e propagando o excesso da infiltração à jusante. O modelo foi desenvolvido para simular os processos erosivos em usos intensivos de manejo de solo em bacias hidrográficas, com o intuito de planejamento da conservação do solo e da água.

As parcelas estudadas respondem aos eventos de chuva na forma de escoamento do tipo hortoniano, em que a taxa de infiltração do solo é excedida. Além disso, a propagação é rápida e direta em função das características de superfície. Essas condições favorecem a aplicação do modelo já que o mesmo não inclui o escoamento do tipo dunniano, escoamentos subsuperficiais e exfiltração.

Por se tratar de um modelo de base física, ele necessita da caracterização do meio físico (solo, relevo e cobertura) como porosidade total, condutividade hidráulica saturada do solo, potencial matricial, umidade inicial do solo, além de parâmetros de superfície (modelo numérico de elevação - MNE) e vegetação. Os dados de entrada do modelo são inseridos em forma de mapas, realizado por outro software, chamado de PCRaster, com exceção da intensidade da chuva, que é fornecida por uma tabela, em arquivo de texto, diretamente no software LISEM. O funcionamento do modelo pode ser visualizado no fluxograma da Figura 4. Esse processo ocorre em cada célula, sendo que o resultado da célula à montante é transferido para a célula à jusante e assim sucessivamente, até chegar ao exutório da bacia. O modelo simula os processos de interceptação vegetal, retenção na superfície, infiltração e escoamento superficial para cada unidade de área (pixel). A partir disso, o modelo simula os processos erosivos (erosão por salpico, erosão em canal, deposição e produção de sedimentos), no entanto, neste trabalho foi abordada apenas a parte hidrológica na expectativa de verificar sua habilidade em representar adequadamente a formação do escoamento superficial, motivados pelas incertezas apresentadas por Barros (2016), desse modelo na escala de bacia.

Figura 4 - Fluxograma do funcionamento do modelo LISEM.



Fonte: Adaptado de Jeeten, 2002.

Em que as flechas em amarelo são os dados de entrada. LAI: índice de área foliar; CH: altura de plantas; Cover: fração de solo coberta pela vegetação; K_{sat} : condutividade hidráulica do solo saturado; θ_i : umidade antecedente; RR: desvio padrão da rugosidade aleatória do solo; Ldd: mapa de direção de fluxo da água; slope: declividade; η : valor de Manning; AS: estabilidade de agregados pelo impacto da gota; Coh: coesão do solo; e D50: mediana da granulometria do solo.

A interceptação da chuva pelas plantas é calculada pela capacidade máxima de armazenamento das plantas durante um evento de chuva, calculada pela equação (5) (ASTON, 1979; DE JONG; JETTEN, 2007).

$$C_s = S_{max} * \left(1 - e^{\left(-k * \frac{P_{cum}}{S_{max}}\right)}\right) \quad (5)$$

$$S_{max} = 0,935 + 0,498 * LAI - 0,00575 * LAI^2 \quad (6)$$

$$k = 1 - e^{(-co * LAI)} \quad (7)$$

Em que: C_s é a interceptação de água pela vegetação do dossel em um dado momento (mm); S_{max} é a capacidade máxima de retenção de água do dossel (mm) obtido através da equação (6) desenvolvida por Hoyningen-Huene (1981); P_{cum} é a precipitação acumulada desde o início do evento. O fator k é obtido da equação (7), e representa o fator de correção do índice de área foliar; co é a abertura do dossel; e LAI é a média do índice de área foliar da bacia estudada.

O modelo LISEM, possui várias formas para se calcular a infiltração de água no solo, neste trabalho optou-se por usar a equação de Green e Ampt, conforme a equação (8), trata-se da simplificação da equação de Darcy, na qual leva em consideração a infiltração de água apenas na vertical.

$$f_{pot} = -K_{sat} * \left(\frac{dh}{dz} + 1 \right) \quad (8)$$

Em que: f_{pot} é a taxa potencial de infiltração (mm h^{-1}); K_{sat} é a condutividade hidráulica em solo saturado; dh é a soma da pressão da lâmina de água na superfície, mais a sucção da matriz do solo na frente de molhamento; dz é a profundidade da infiltração (mm).

A infiltração acumulada potencial é medida através da disponibilidade de vazios, conforme a equação (9), a combinação das duas equações (8) e (9), resulta a taxa de infiltração potencial, equação (10), que calcula a ocorrência ou não do escoamento superficial.

$$F = dz * (\theta_s - \theta_i) \quad (9)$$

$$f_{pot} = -K_{sat} * \left(dh * \left(\frac{\theta_s - \theta_i}{F} \right) + 1 \right) \quad (10)$$

Em que: f_{pot} é a taxa de infiltração de água no solo potencial (mm h^{-1}); θ_s é a umidade de saturação; θ_i é a umidade inicial; e F é a infiltração acumulada (mm).

Sendo assim, quando a taxa de precipitação em um dado momento for menor do que a f_{pot} , a infiltração será a mesma da taxa de precipitação, e, por outro lado, se a taxa de precipitação em dado momento for maior que a f_{pot} , a infiltração será igual a f_{pot} .

O armazenamento de água na superfície do solo é causado pelas microdepressões, este valor é obtido através da rugosidade aleatório (RR), determinada a partir de um perfilômetro, em vários pontos da encosta. O modelo calcula o armazenamento máximo nas depressões (MDS), de acordo com a equação (11) (KAMPHORST et al., 2000).

$$MDS = 0,243 * RR + 0,010 * RR^2 - 0,012 * RR * S \quad (11)$$

Em que: MDS é o armazenamento máximo nas depressões (cm); RR é o desvio padrão da rugosidade aleatória (cm); e S é a declividade do local (%).

No entanto, a água pode começar a fluir antes do armazenamento máximo, sendo deste modo calculado pela equação 14, que calcula a água liberada por cada célula.

$$hflow = (h - sds) * \left(1 - e^{\left(-h * \left(\frac{h - sds}{m ds - sds} \right) \right)} \right) \text{ sendo } h > sds \quad (12)$$

Em que: $hflow$ é a água liberada por cada célula; h é a altura total de água (cm); sds é o armazenamento inicial das depressões do solo, estimada em 10% da MDS (cm).

Depois que as depressões do solo são preenchidas, ocorre um fluxo de água para a célula a jusante, que é calculada pela equação 15.

$$w = fpa * dx = dx * \left(1 - e^{\left(-1,875 * \left(\frac{h}{RR} \right) \right)} \right) \quad (13)$$

Em que: w é a largura do fluxo; fpa é a fração de área empoçada em uma célula; dx comprimento da célula.

Nesta condição em que o solo se encontra com água empoçada na superfície, o impacto da gota de chuva tem menor importância que em condição de solo seco, sendo assim, o escoamento superficial é o agente desagregador. No momento em que as depressões são preenchidas e a precipitação continua com uma intensidade maior que a capacidade de infiltração do solo, acontece o escoamento superficial.

O modelo processa as informações da célula a montante, se nestas células ocorre escoamento ela é transferida para a célula a jusante de acordo com o mapa de direção de fluxo, criado a partir do modelo digital de elevação. Como o escoamento superficial é um importante agente de desagregação e transporte do solo, quanto maior for a sua velocidade, maior a energia de desagregação e transporte. Esta velocidade é calculada pela equação (14).

$$V = \frac{R^{\frac{2}{3}} * \sqrt{S}}{\eta} \quad (14)$$

Em que: V é a velocidade do escoamento ($m s^{-1}$); R é o raio hidráulico da seção transversal (m); S é a declividade ($m m^{-1}$); e o η é o coeficiente de Manning.

Para o cálculo da descarga líquida por célula o modelo utiliza a equação (15) (CHOW et al., 1988).

$$A = \alpha * Q^{\beta} \quad (15)$$

Sendo que:

$$\alpha = \left(\left(\frac{\eta}{\sqrt{S} * P} \right)^{\frac{2}{3}} \right)^{\beta} \quad (16)$$

Em que: A é a área da seção transversal molhada (m^2); Q é a descarga líquida ($m^3 s^{-1}$); P é o perímetro molhado (m); e β possui valor de 0,6.

O valor da descarga líquida é o volume de água por instante de tempo que está sendo propagado para a célula a jusante. Esse volume de água escoado pode gerar erosão hídrica e a formação de sulcos, e em casos mais extremos, a formação de voçorocas. Desta forma, quando há a presença destes canais o modelo faz um cálculo separado (equação (17)), para a determinação de qual a porcentagem de água escoada no canal.

$$f = \frac{dt * V}{0,5 * (dx - cw)} \quad (17)$$

Em que: f é a fração de água que flui para o canal; dt é o intervalo de tempo; V é a velocidade do escoamento; dx é o tamanho da célula; e cw é a largura do canal.

3.4 LEVANTAMENTO FÍSICO-HÍDRICO

As amostras para a determinação da condição físico-hídrica do solo foram coletadas antes da instalação do experimento, no dia 14 de abril de 2014, para a determinação da porosidade total, macroporosidade, microporosidade, condutividade hidráulica do solo saturada e densidade do solo (LONDERO, 2015). Foram coletadas amostras indeformadas e deformadas em diferentes pontos das encostas, conforme a Figura 3, nas seguintes profundidades:

- Entre a camada superficial e 0,10 m: 0,05 – 0,09 m;
- Entre a camada de 0,20 e 0,30 m: 0,20 – 0,24 m;
- Entre a camada de 0,30 e 0,40 m: 0,35 – 0,39 m;

As amostras deformadas foram utilizadas para a determinação da textura pelo método da pipeta (EMBRAPA, 1997). As amostras indeformadas foram saturadas por capilaridade durante um período de 24 horas e colocadas na coluna de areia e submetidas às tensões de 6 kPa e 10 kPa para obtenção da macroporosidade e a capacidade de campo, respectivamente.

A curva de retenção de água foi obtida da primeira camada de solo, coletados em dois locais da Bacia de ordem zero, um no topo da bacia e o outro na base. Em cada local foram coletadas 5 amostras indeformadas e uma amostra deformada. As amostras indeformadas foram submetidas às tensões de 0, 6, 10, 33, 100 kPa, para obtenção do conteúdo de água correspondente a cada tensão. As amostras deformadas foram utilizadas para a determinação final da curva no psicrômetro (KLEIN; REICHERT; REINERT, 2006). A equação foi ajustada pela equação de Van Genuchten (1980) (Equação (18)).

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{(1 + (\alpha * \psi)^n)^m} \quad (18)$$

Em que: θ é a umidade volumétrica ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); θ_r é a umidade residual ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); θ_s é a umidade de saturação ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); ψ é o potencial matricial (cm); α, n, m são os coeficientes da curva de retenção de água, sendo que o valor de m foi obtido por cálculo ($m = 1 - 1/n$).

Para a determinação da K_{sat} foi utilizado um permeâmetro de carga constante com três repetições de 5 min por amostras, o volume percolado através das amostras indeformadas foi contabilizado e depois calculada a condutividade hidráulica saturada do solo pela equação (19).

$$K_{sat} = \frac{Q * L}{J * H * t} * 10 \quad (19)$$

Em que: K_{sat} é a condutividade hidráulica saturada do solo (mm h^{-1}); Q é o volume percolado pela amostra (cm^3); L é a altura da camada de solo (cm); J é a área correspondente da amostra (cm^2); H é a altura da camada de solo mais a altura da lâmina de água (cm); e t é o intervalo de tempo (h).

3.5 OBTENÇÃO DOS DADOS DE ENTRADA DO MODELO

Os parâmetros necessários para a simulação apenas da componente hidrológica (infiltração e escoamento) envolvem as informações de relevo, de solo e de vegetação. Essas informações são compiladas no *software* PCraster, por meio de tabelas e mapas, que prepara os dados de entrada de forma espacializada para o funcionamento do modelo LISEM.

O modelo digital de elevação (MDE) foi obtido através de dados coletados a campo, com auxílio de uma estação total, gerando uma malha de pontos com alta resolução espacial. Um banco de dados georreferenciado foi criado. A partir desses dados, foram criados os mapas de delimitação das parcelas, atributos de relevo, como a declividade, a curvatura, a direção e comprimento de fluxo, mapas de uso e solo.

Os dados de condutividade hidráulica saturada do solo (K_{sat}), umidade antecedente (θ_i), potencial matricial (ψ_m), η de Manning, cobertura vegetal, altura de planta, índice de área foliar (LAI) e rugosidade aleatória do solo (RR) são inseridos em forma de arquivo de texto, onde são posteriormente convertidos em mapas conforme a localização dos pontos amostrados e interpolação dos mesmos pelo PCraster.

A obtenção dos dados de K_{sat} e porosidade total foram descritas no levantamento físico-hídrico. A cobertura vegetal, altura de planta, LAI foram medidas no campo. Para a soja, foi utilizada a metodologia descrita por Richter et al., (2014), enquanto que para a cultura do trigo, foi utilizada a metodologia descrita por Chanda e Singh (2002). A RR também foi feita no campo com um perfilômetro, foram realizadas 12 medições nas macroparcelas e 18 na bacia de ordem zero.

Os valores de umidade inicial foram estimados de acordo com a curva número (USDA-NRCS, 2009). Nela são estabelecidos valores de umidade inicial, de acordo com a precipitação acumulada ocorrida nos 5 dias anteriores. Valores acumulados de precipitação durante os 5 dias menores que 36 mm correspondem ao solo seco, valores entre 36 e 53 mm correspondem à capacidade de campo, e valores maiores que 53 mm correspondem à condição de solo saturado. O n de Manning foi retirado da literatura para condições de plantio direto com quantidade de resíduos na superfície de aproximadamente 3 Mg ha⁻¹ (ENGMAN, 1986).

3.6 ESCOLHA DOS EVENTOS E CALIBRAÇÃO DO MODELO

Para a calibração do modelo foram escolhidos 5 eventos de chuva-vazão, durante o ano de 2015. Dois eventos de baixa magnitude (08 e 14 de julho), dois de alta magnitude (23 e 24 de dezembro) e um evento de magnitude extrema (08 de outubro). A escolha dos eventos foi baseada na necessidade de testar o modelo (a) em diferentes magnitudes de vazão, (b) diferentes condições de cobertura vegetal nas diferentes estações do ano, e (c) em condição onde houvesse dados de perda de água em todas as cinco unidades de monitoramento. A Tabela 3 apresenta uma descrição das principais características dos eventos de chuva monitorados.

Tabela 3 - Características dos eventos de chuva utilizados para a calibração.

Data	Duração*	P ₅	P	I ₃₀
08/07/2015	15,2	28	24	48,0
14/07/2015	6,3	32	22	22,0
08/10/2015	19,0	35	165	146,7
23/12/2015	8,5	57	76	52,1
24/12/2015	16,2	143	82	26,5

Fonte: Autor.

P₅: Precipitação acumulada de 5 dias anteriores ao evento pluviométrico em mm; P: precipitação do evento pluviométrico em mm; e I₃₀: intensidade máxima em mm h⁻¹ em 30 minutos.

*Duração do evento em horas;

É de conhecimento geral a sensibilidade do modelo LISEM às características físico-hídricas do solo no controle do escoamento superficial. Da mesma forma, os parâmetros que caracterizam a rugosidade da superfície e a influência da cobertura vegetal também afetam sensivelmente os processos. Uma das vantagens desse modelo, em relação aos modelos empíricos, é que o efeito do manejo do solo e das plantas pode ser explicitado por meio de parâmetros que refletem as práticas de manejo. Sendo assim, o trabalho de coleta e análise

desses parâmetros procura representar o meio físico em questão. A Tabela 4 apresenta, então, os parâmetros de entrada utilizados para o modelo LISEM, para a simulação do escoamento superficial da água em parcela estudada e também para cada evento.

Tabela 4 - Parâmetros de entrada do modelo LISEM para a simulação do escoamento superficial da água.

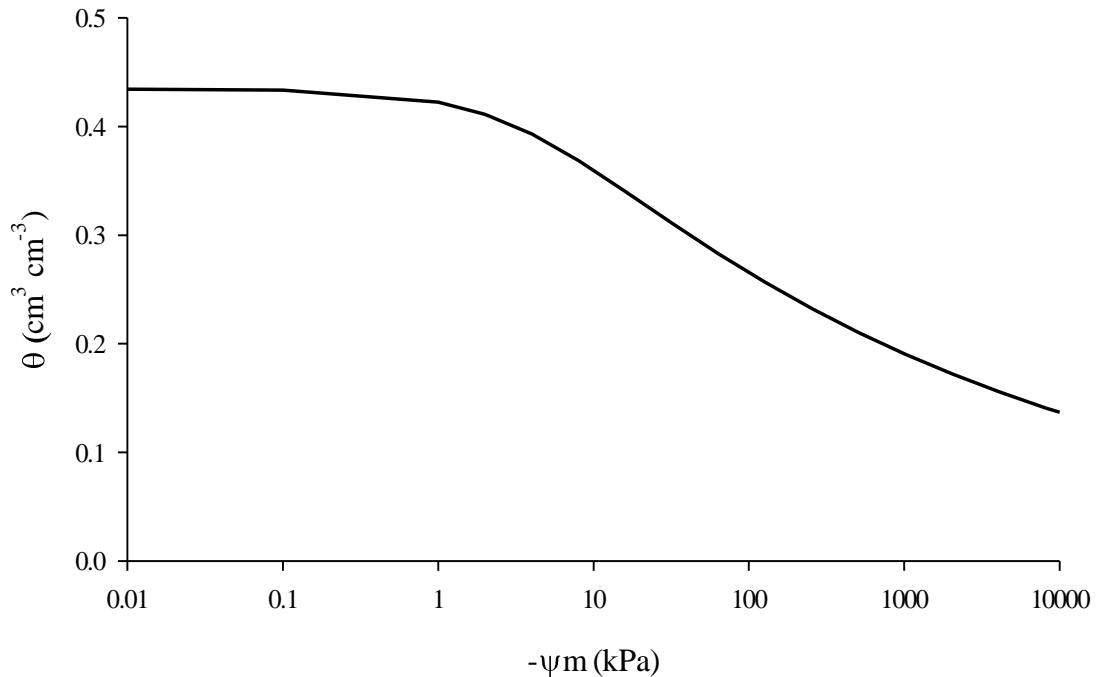
Parcela	Ksat	PT	ψ_m	θ_i	η	Cover	Crop height	LAI	RR
----- Evento 08-07-2015 -----									
B ₀	7,12	0,40	5000	0,29	0,3	0,0	0,0	0,0	1,0
Macro 1	35,58	0,45	5000	0,29	0,3	0,0	0,0	0,0	1,0
Macro 2	21,05	0,42	5000	0,29	0,3	0,0	0,0	0,0	1,0
Macro 3	26,35	0,42	5000	0,29	0,3	0,0	0,0	0,0	1,0
Macro 4	130,52	0,43	5000	0,29	0,3	0,0	0,0	0,0	1,0
----- Evento 14-07-2015 -----									
B ₀	7,12	0,40	5000	0,29	0,3	0,2	0,15	0,2	1,0
Macro 1	35,58	0,45	5000	0,29	0,3	0,2	0,15	0,2	1,0
Macro 2	21,05	0,42	5000	0,29	0,3	0,2	0,15	0,2	1,0
Macro 3	26,35	0,42	5000	0,29	0,3	0,2	0,15	0,2	1,0
Macro 4	130,52	0,43	5000	0,29	0,3	0,2	0,15	0,2	1,0
----- Evento 08-10-2015 -----									
B ₀	7,12	0,40	5000	0,29	0,3	1,0	0,50	4,0	1,0
Macro 1	35,58	0,45	5000	0,29	0,3	1,0	0,50	4,0	1,0
Macro 2	21,05	0,42	5000	0,29	0,3	1,0	0,50	4,0	1,0
Macro 3	26,35	0,42	5000	0,29	0,3	1,0	0,50	4,0	1,0
Macro 4	130,52	0,43	5000	0,29	0,3	1,0	0,50	4,0	1,0
----- Evento 23-12-2015 -----									
B ₀	7,12	0,40	10	0,42	0,3	0,2	0,2	3,0	1,0
Macro 1	35,58	0,45	10	0,42	0,3	0,2	0,2	3,0	1,0
Macro 2	21,05	0,42	10	0,42	0,3	0,2	0,2	3,0	1,0
Macro 3	26,35	0,42	10	0,42	0,3	0,2	0,2	3,0	1,0
Macro 4	130,52	0,43	10	0,42	0,3	0,2	0,2	3,0	1,0
----- Evento 24-12-2015 -----									
B ₀	7,12	0,40	10	0,42	0,3	0,2	0,2	3,0	1,0
Macro 1	35,58	0,45	10	0,42	0,3	0,2	0,2	3,0	1,0
Macro 2	21,05	0,42	10	0,42	0,3	0,2	0,2	3,0	1,0
Macro 3	26,35	0,42	10	0,42	0,3	0,2	0,2	3,0	1,0
Macro 4	130,52	0,43	10	0,42	0,3	0,2	0,2	3,0	1,0

Fonte: Autor.

Em que PT é a porosidade total do solo (cm cm^{-3}); ψ é o potencial matricial do solo (cm); θ_i umidade inicial do solo (cm cm^{-3}); η é o coeficiente de Manning ($\text{s m}^{-1/3}$); Cover é a cobertura vegetada; Crop height é a altura de planta (m); LAI é o índice de área foliar (m m^2); RR é a rugosidade aleatória da superfície do solo (cm).

Para a calibração da umidade do solo, utilizou-se a curva de retenção de água no solo (Figura 5) que através do seu potencial matricial pode se estimar o valor de umidade inicial do solo.

Figura 5 - Curva de retenção da água no solo.



Fonte: Autor.

A partir da organização dos dados de entrada foi rodado o modelo e as informações de saída (variáveis simuladas) comparadas com as variáveis medidas. A partir da comparação visual dos hidrogramas e de índices estatísticos, o modelo foi calibrado de forma manual, alterando os parâmetros de K_{sat} , ψ_m , θ_i , η e a RR. Nesse processo de tentativa e erro, ajustou-se primeiramente as variáveis mais importantes do hidrograma (volume e vazão máxima) e, posteriormente, a forma do hidrograma.

Os índices estatísticos utilizados para avaliar os resultados do modelo foram:

a) Coeficiente de Eficiência de Nash e Sutcliffe (COE):

$$COE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Eobs - Esim)^2}{\sum_{i=1}^n (Eobs - \bar{E})^2} \quad (20)$$

Em que: $Eobs$ significa representa o valor de uma medida observada em um dado momento; $Esim$ representa a variável simulada em um dado momento; \bar{E} representa a média dos valores observados; n é o número de dados adquiridos.

O *COE* foi aplicado para a calibração do modelo, seu resultado varia de 1 a $-\infty$, sendo que 1 representa um ajuste de 100% do simulado com o medido e valores abaixo de zero são insatisfatórios.

- b) Percentual de bias (*PBIAS*) avalia se os dados simulados superestimam ou subestimam o observado, de acordo com a seguinte fórmula:

$$PBIAS (\%) = \frac{\sum_{i=1}^n (E_{obs} - E_{sim})}{\sum_{i=1}^n E_{obs}} * 100 \quad (21)$$

Para o percentual de bias, quanto mais próximo de zero forem os valores encontrados mais eficiente é o modelo, da mesma forma, se os valores forem positivos o modelo está subestimando e, caso eles forem negativos, o modelo está superestimando. Os valores mais apropriados para as simulações podem ser verificados na Tabela 5.

Tabela 5 - Eficiência da calibração pelos métodos estatísticos do coeficiente de eficiência (*COE*) e a porcentagem de bias (*PBIAS*).

Eficiência da calibração	<i>COE</i>	<i>PBIAS</i> (%)	
		Água	Sedimento
Muito boa	$0,75 < COE \leq 1$	$PBIAS < \pm 10$	$PBIAS < \pm 15$
Boa	$0,65 < COE \leq 0,75$	$\pm 10 \leq PBIAS < \pm 15$	$\pm 15 \leq PBIAS < \pm 30$
Satisfatória	$0,50 < COE \leq 0,65$	$\pm 15 \leq PBIAS < \pm 25$	$\pm 30 \leq PBIAS < \pm 55$
Insatisfatória	$COE \leq 0,50$	$PBIAS \geq \pm 25$	$PBIAS \geq \pm 55$

Fonte: Adaptado Moriasi et al., (2007).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A estratégia de apresentação dos resultados obtidos foi, num primeiro momento, descrever o comportamento dos parâmetros de calibração, indicando a sensibilidade do modelo a sua alteração, bem como a sua importância na descrição dos processos operantes, o que possibilita compreender a influência do manejo na formação do escoamento superficial. Após, são apresentados os resultados da eficiência do modelo em reproduzir as variáveis de interesse.

4.1 RESULTADOS DA CALIBRAÇÃO POR ENCOSTA

Os resultados da calibração são apresentados por unidade de monitoramento (macroparcels e bacia) com todos os eventos testados na expectativa de expor a eficiência do modelo nas diferentes condições de clima, uso, manejo de planta, manejo de solo e de relevo.

4.1.1 Bacia de ordem zero

Os resultados das calibrações do modelo, para os eventos da bacia de ordem zero, estão representados na Tabela 6, mostrando os valores de vazão máxima ($Q_{\text{máx}}$ em $L s^{-1}$) observada (obs) e simulada (sim), volume total (V_{total} em m^3) de água perdido observado e simulado, o coeficiente de eficiência (COE) e o percentual de BIAS (PBIAS) para cada evento.

Tabela 6 - Comparação das variáveis observadas e simuladas para bacia sem terraço.

Evento	$Q_{\text{máx}}$ (obs)	$Q_{\text{máx}}$ (sim)	V_{total} (obs)	V_{total} (sim)	COE	--- PBIAS --- $Q_{\text{máx}}$	V_{total}
08/07/2015	4,89	4,93	40,72	18,12	0,48	-0,01	55,49
14/07/2015	13,95	14,61	56,02	37,61	0,87	-0,05	32,86
08/10/2015	353,55	377,39	1722,84	1701,43	0,87	-0,07	2,27
23/12/2015	283,69	274,26	1245,09	1362,89	0,93	0,03	-9,46
24/12/2015	146,43	136,11	1089,31	1091,04	0,84	0,07	-0,16

Fonte: Autor

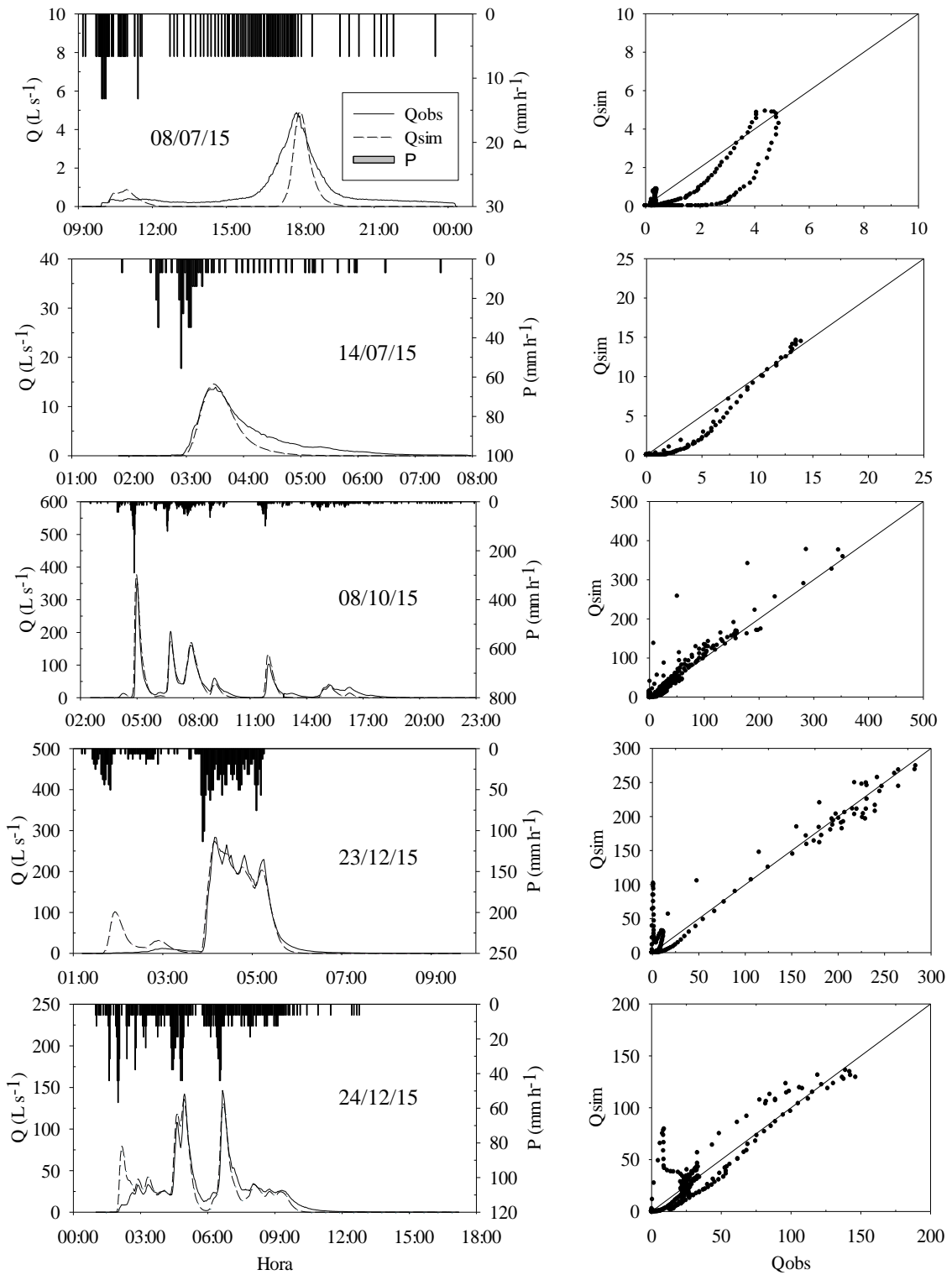
Para o evento do dia 08 de julho podemos notar que os valores de COE e PBIAS foram insatisfatórios, porém as vazões de pico ($Q_{\text{máx}}$) ficaram muito próximas, sendo que o LISEM superestimou em $0,04 L s^{-1}$. No entanto, no volume total escoado ele subestimou em $22,6 m^3$. Em termos de lâmina de água perdida, a diferença foi de $0,93 mm$.

O evento do dia 14 de julho apresentou valores de COE muito bons, porém o PBIAS foi insatisfatório, novamente superestimando a vazão de pico ($0,66 \text{ L s}^{-1}$) e subestimando a perda total de água (0,75 mm). Para os eventos 08 de outubro, 23 e 24 de dezembro, o COE e o PBIAS tiveram resultados muito bons, sendo que para o dia 08 de outubro o modelo subestimou os resultados em 0,87 mm, enquanto que para os eventos do mês de dezembro ele superestimou em 4,83 e 0,07 mm respectivamente.

Desse modo, embora o PBIAS tenha obtido um valor positivo estatisticamente, no evento do dia 23 de dezembro, analisando o hidrograma da Figura 6, podemos notar que a precipitação teve no início uma alta intensidade, gerando um pico de escoamento identificado pelo modelo como excesso de precipitação.

A Figura 6 representa os hidrogramas medidos e simulados para cada evento e a sua relação em gráfico 1:1, para a bacia de ordem zero com aporte de fitomassa de 2 a 4 Mg ha^{-1} .

Figura 6 - Hidrograma observado (Qobs) e simulado (Qsim) e o gráfico 1:1 da vazão observada e simulada para a bacia de ordem zero (B0).



Fonte: Autor

Nos eventos dos dias 14 de julho, 08 de outubro, 23 e 24 de dezembro, o modelo representou adequadamente os padrões de resposta às intensidades de precipitação, mesmo em padrões de alta complexidade temporal do hietograma e hidrograma (08 de outubro).

No evento ocorrido no dia 08 de julho, embora o modelo tenha representado bem a vazão de pico, ele não foi capaz de representar o volume total e a forma do hidrograma, possivelmente devido à menor magnitude e ao padrão bem distribuído da chuva. Em trabalhos utilizando o modelo LISEM em bacia hidrográfica, Barros, (2016), Barros et al., (2014b) e Hessel et al., (2003) observaram que em condições de chuvas de intensidade baixa, o modelo não foi capaz de representar resultados positivos.

4.1.2 Macroparcela 1

Na tabela 7 estão representados os resultados das calibrações por evento da macroparcela 1, valores de vazão de pico, volume total e o seus respectivos percentuais de BIAS e o coeficiente de eficiência.

Tabela 7 - Comparação das variáveis observadas e simuladas para a macroparcela 1.

Parcela	Qmáx (obs)	Qmáx (sim)	Vtotal (obs)	Vtotal (sim)	COE	--- PBIAS ---	
						Qmáx	Vtotal
08/07/2015	0,93	1,00	4,31	3,86	0,17	-0,08	30,18
14/07/2015	2,99	2,98	7,93	6,08	-0,40	0,00	24,11
08/10/2015	92,52	92,63	320,54	329,37	-0,11	-0,00	-2,66
23/12/2015	70,42	65,10	290,82	310,01	0,84	0,08	-6,60
24/12/2015	47,79	36,65	288,19	268,21	0,67	0,23	6,93

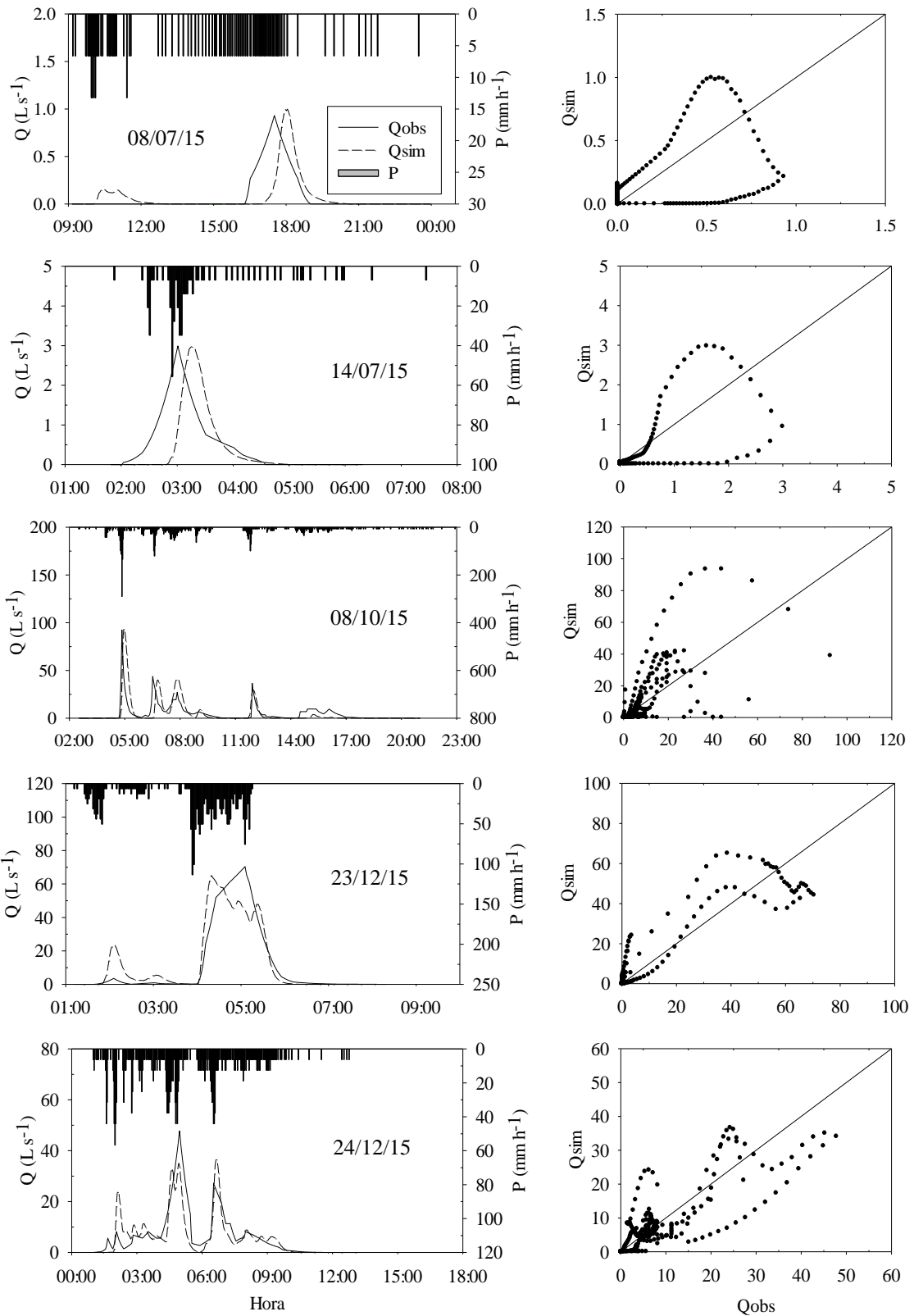
Fonte: Autor

A vazão de pico para os cinco eventos calibrados apresentou valores de PBIAS muito bons, tendo uma maior diferença comparado aos outros no evento de chuva do dia 24 de dezembro, que apresentou uma diferença de $11,14 \text{ L s}^{-1}$. Devido ao atraso na simulação da onda de cheia (translação do hidrograma), representado pelo coeficiente de ajuste (COE), apresentou valores insatisfatórios para os eventos 08, 14 de julho e 08 de outubro. Para o evento do dia 23 de dezembro o ajuste de acordo com COE foi muito bom, no entanto pode se notar novamente no gráfico um pico de vazão gerado pelo modelo. Para o dia 24 de dezembro o resultado obtido pela análise do COE foi boa.

Nos eventos do dia 08 e 14 de julho o PBIAS para a perda total de água (V_{total}) foi insatisfatório e satisfatório, respectivamente, sendo que o modelo subestimou nos dois casos, em uma lâmina de 0,08 e 0,31 mm, respectivamente. No dia 08 de outubro, 23 e 24 de dezembro os resultados de PBIAS foram muito bons, sendo que superestimou em uma lâmina de 1,48 e 3,02 mm e subestimou em 3,34 mm, respectivamente.

Na Figura 7 estão representados os gráficos dos hidrogramas e os seus respectivos gráficos 1:1 da macroparcela 1 com manejo escarificado e 2 a 4 $Mg\ ha^{-1}$ de fitomassa.

Figura 7 - Hidrograma observado (Eobs) e simulado (Esim) e o gráfico 1:1 da vazão observada e simulada para a macroparcela 1.



Fonte: Autor

Nos eventos onde ocorreu atraso na onda de cheia, afetando negativamente os índices, a magnitude e a forma do hidrograma estão adequados, indicando que algo relacionado ao início do processo não foi representado pelo modelo.

4.1.3 Macroparcela 2

A macroparcela 2 difere da 1 por não ser escarificada. Na Tabela 8, estão as variáveis vazão de pico e volume total perdido e seus respectivos coeficientes de eficiência e o PBIAS.

Tabela 8 - Comparação das variáveis observadas e simuladas para a macroparcela 2.

Parcela	Q _{máx} (obs)	Q _{máx} (sim)	V _{total} (obs)	V _{total} (sim)	COE	--- PBIAS ---	
						Q _{máx}	V _{total}
08/07/2015	1,14	1,11	4,64	5,56	-0,41	0,03	-13,70
14/07/2015	3,16	3,08	8,25	8,97	-0,64	0,03	-7,06
08/10/2015	92,52	100,30	388,27	380,90	0,39	-0,08	2,82
23/12/2015	70,42	70,80	313,41	317,62	0,85	-0,01	-1,35
24/12/2015	51,89	37,57	308,26	298,22	0,68	0,27	3,26

Fonte: Autor

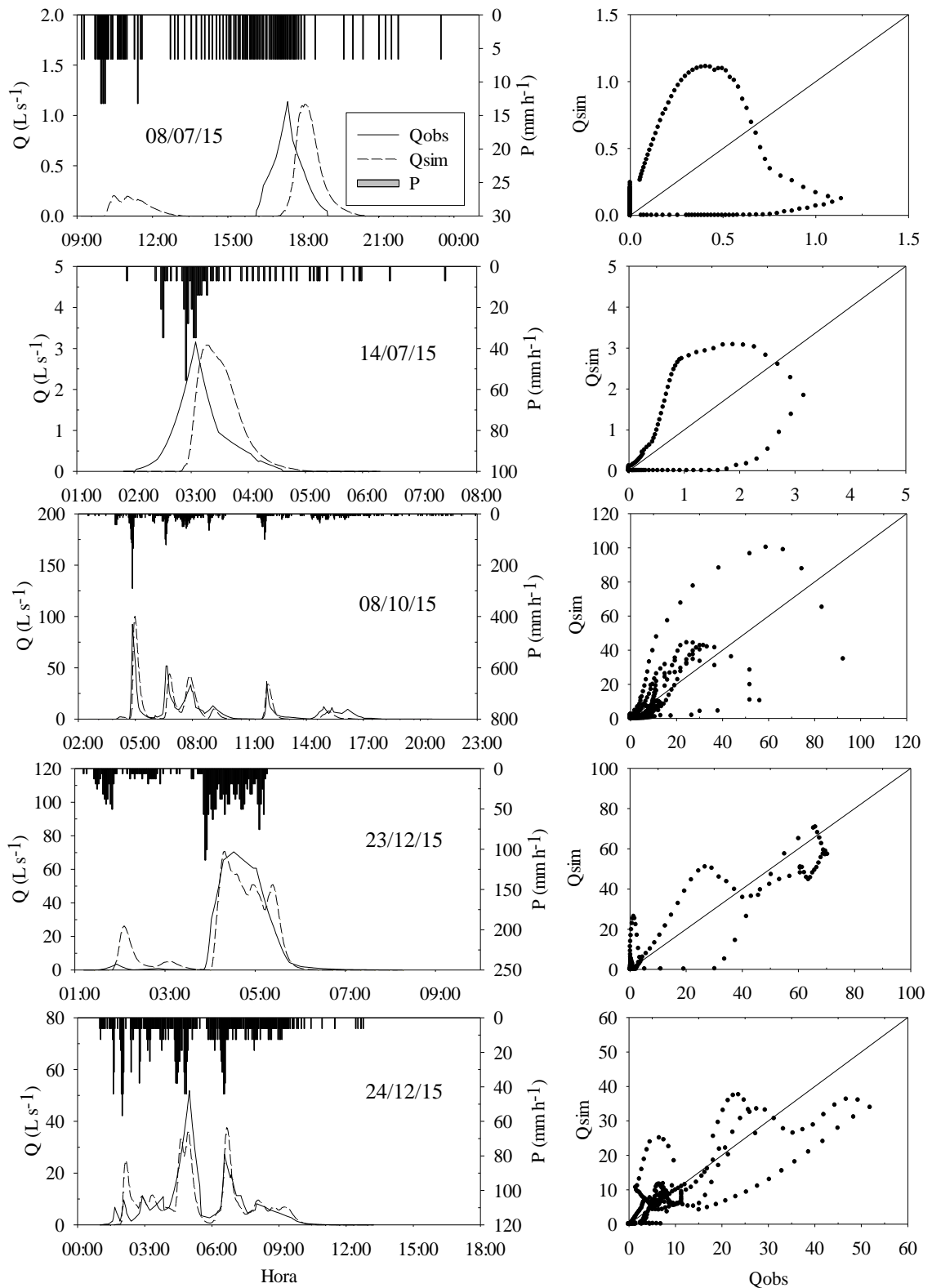
Podemos notar um comportamento semelhante ao da macroparcela 1, sendo que a vazão de pico teve resultados de PBIAS muito bons. A maior diferença ocorreu no evento do dia 24 de dezembro, em que o modelo subestimou em $14,32 \text{ L s}^{-1}$ o observado.

Os resultados obtidos por PBIAS nos eventos 14 de julho, 08 de outubro, 23 e 24 de dezembro foram muito bons, e o evento do dia 08 de julho teve resultado bom, sendo que os eventos que tiveram valores superestimados pelo modelo foram respectivamente: 08, 14 de julho e 23 de dezembro, em uma lâmina de 0,15; 0,12 e 0,69 mm. Os eventos 08 de outubro e 24 de dezembro tiveram seus valores subestimados em uma lâmina de 1,21 e 1,65 mm, respectivamente.

O COE teve resultado insatisfatório para os eventos de chuva dos dias 08, 14 de julho e 08 de outubro. Para o dia 23 de dezembro o resultado ficou muito bom e para o dia 24 do mesmo mês o resultado foi bom.

Na figura 8 estão representados os hidrogramas dos eventos observados e calibrados para a macroparcela 2, com seu gráfico 1:1 respectivo.

Figura 8 - Hidrograma observado (Eobs) e simulado (Esim) e o gráfico 1:1 da vazão observada e simulada para a macroparcela 2.



Fonte: Autor.

Para a macroparcela 2 o modelo não apresentou grandes diferenças, em relação a 1 (escarificada). Em relação à área de contribuição, o modelo conseguiu representar de forma satisfatória a bacia de ordem zero, embora todas as parcelas tenham resposta rápida, a bacia de ordem zero possui uma área de contribuição maior, fazendo como que o tempo de recessão do hidrograma seja um pouco mais lento, melhorando o ajuste do modelo.

4.1.4 Macroparcela 3

A macroparcela 3, que havia sido escarificada em 2014, possui uma quantidade de fitomassa, entre 8 a 12 Mg ha⁻¹ ano⁻¹. Na Tabela 9 estão representados os resultados das calibrações por evento, para a macroparcela 3, assim como os valores de vazão de pico, volume total e o seus respectivos percentuais de BIAS e o coeficiente de eficiência.

Tabela 9 - Comparação das variáveis observadas e simuladas para a macroparcela 3.

Parcela	Qmáx (obs)	Qmáx (sim)	Vtotal (obs)	Vtotal (sim)	COE	- - - PBIAS - - -	
						Qmáx	Vtotal
08/07/2015	0,75	0,81	2,94	3,09	0,01	-0,08	19,44
14/07/2015	2,04	2,19	6,58	4,58	-0,03	-0,07	30,91
08/10/2015	81,01	89,78	331,87	308,09	0,33	-0,11	7,45
23/12/2015	60,73	64,93	275,37	248,91	0,86	-0,07	9,61
24/12/2015	36,67	36,61	236,38	236,81	0,63	0,00	-0,18

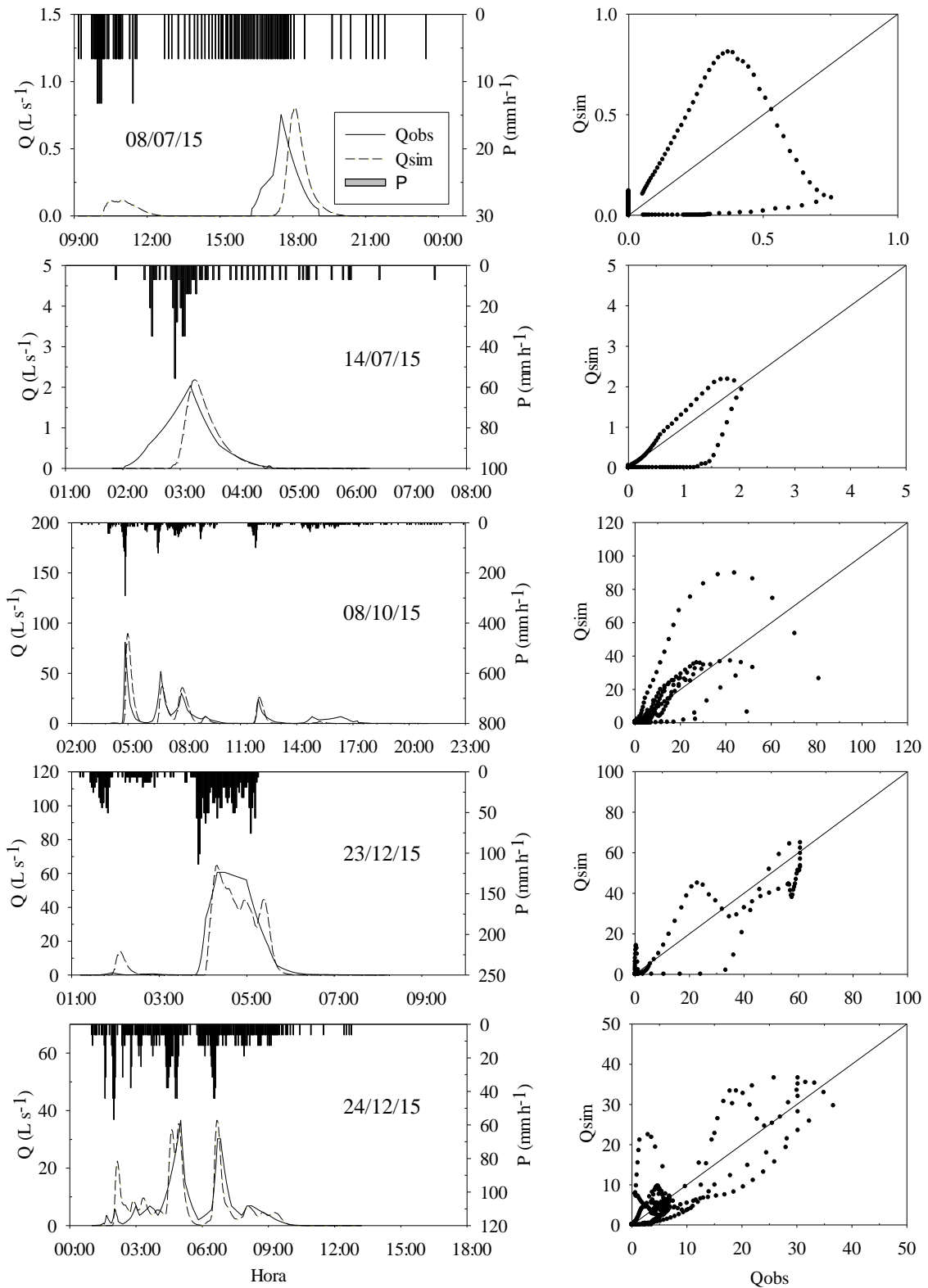
Fonte: Autor.

Os percentuais de BIAS para as vazões de pico tiveram resultados muito bons para todos os eventos. Os eventos dos dias 08 de outubro, 23 e 24 de dezembro, para o volume de água total perdido, após a calibração dos parâmetros, obtiveram resultados bons, aproximando-se dos resultados observados. O evento do dia 08 de julho, após sua calibração, resultou valores satisfatórios, diferentemente do evento do dia 14 de julho, em que, apesar de calibrado o modelo, o resultado da calibração foi insatisfatório.

A calibração do evento do 24 de dezembro superestimou os valores totais de perdas de água, em relação ao observados, em 0,07 mm, enquanto que para os demais eventos houve uma subestimação, em relação ao observado, de 0,23; 0,31; 3,71 e 4,13 mm, respectivamente, para os eventos do dia 08 e 14 de julho, 08 de outubro e 23 de dezembro.

A seguir são apresentados os gráficos dos hidrogramas medidos e simulados para cada evento e seus gráficos 1:1 (Figura 9).

Figura 9 - Hidrograma observado (Eobs) e simulado (Esim) e o gráfico 1:1 da vazão observada e simulada para a macroparcela 3.



Fonte: Autor

Para a macroparcela 3 podemos ver que o modelo conseguiu diferenciar os tratamentos, com efeito da biomassa, quando comparado com a macroparcela 1, que possui o mesmo manejo de solo.

4.1.5 Macroparcela 4

Na Tabela 10 estão as variáveis vazão de pico e volume total perdido depois da calibração dos parâmetros, para a macroparcela 4 com seus respectivos coeficientes de eficiência e o percentual de BIAS. A macroparcela 4 difere da 3 por não ser escarificada.

Tabela 10 - Comparação das variáveis observadas e simuladas para a macroparcela 4.

Parcela	Q _{máx} (obs)	Q _{máx} (sim)	V _{total} (obs)	V _{total} (sim)	COE	- - - PBIAS - - -	
						Q _{máx}	V _{total}
08/07/2015	0,75	0,74	2,95	2,43	0,28	-0,00	37,39
14/07/2015	1,91	1,97	6,39	2,96	0,16	-0,03	53,69
08/10/2015	86,65	115,55	366,14	252,32	0,47	0,75	31,09
23/12/2015	65,47	68,90	278,63	246,87	0,78	-0,05	11,40
24/12/2015	33,35	35,64	208,13	171,17	0,41	-0,07	11,35

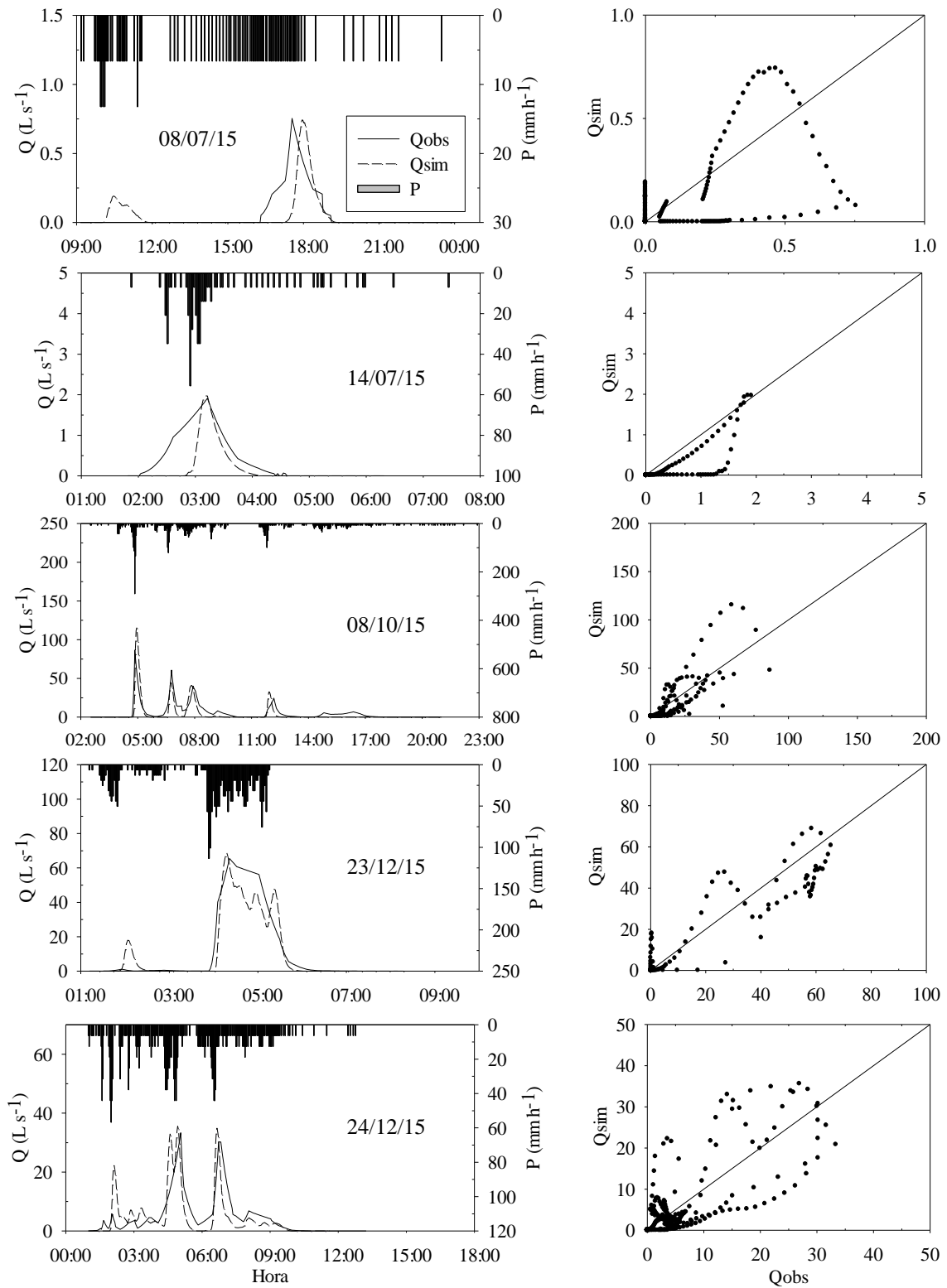
Fonte: Autor

Na macroparcela 4 o coeficiente de eficiência teve uma representatividade muito boa para o evento do dia 23 de dezembro, enquanto que os demais eventos tiveram uma representatividade menor.

Comparando os percentuais de BIAS para a vazão de pico, os resultados tiveram uma relação muito boa. Após a calibração dos parâmetros, para o evento pluviométrico do dia 08 de outubro de 2015, a vazão de pico simulada superestimou o observado em 28,9 L s⁻¹. Para a perda total de água todos os eventos, após a calibração, subestimaram o observado.

Os resultados obtidos de volume total, após a calibração dos parâmetros, foram subestimados em uma lâmina de 0,08; 0,54; 18,05; 5,04 e 5,86 mm, respectivamente, para os eventos do dia 08 e 14 julho, 08 de outubro e 23 e 24 de dezembro. A seguir estão os gráficos dos hidrogramas simulados e observados e os gráficos 1:1 para a macroparcela 4 (Figura 10).

Figura 10 - Hidrograma observado (Eobs) e simulado (Esim) e o gráfico 1:1 da vazão observada e simulada para a macroparcela 4.



Fonte: Autor

Para a macroparcela 4, quando comparamos com a macroparcela 2, percebemos que o modelo se comportou diferentemente. No entanto, comparado com a macroparcela 3, o comportamento foi muito similar. Sendo assim, o modelo apresenta muito mais sensibilidade com o tipo de manejo de planta do que com o manejo de solo.

4.1.6 Análise de eficiência do modelo

A Tabela 11 mostra um resumo do coeficiente de eficiência e do percentual de BIAS. Podemos observar que o valor da vazão máxima teve um ajuste muito bom em todas as parcelas e em todos os eventos calibrados, enquanto que o volume total em eventos de menor magnitude não teve um bom ajuste. Esse melhor ajuste nos eventos de grande magnitude mostra a sensibilidade do modelo à intensidade da chuva (DE ROO; JETTEN, 1999). A dificuldade do modelo em representar os eventos de baixa magnitude (08 e 14 de julho) também foi relatada em trabalhos de bacias hidrográficas, principalmente devido à não simulação do escoamento subsuperficial, que gera uma dificuldade maior em representar a geração e propagação de menor massa de água (RENÉE BROOKS et al., 2010). Aparentemente, o modelo se mostrou mais eficiente em representar os eventos de maior intensidade pluviométrica, mesmo aqueles de elevada complexidade temporal, corroborando com estudo desenvolvido em bacias hidrográficas onde também observaram que eventos de maior magnitude e intensidade eram mais bem representados pelo modelo (BARROS, 2016; BARROS et al., 2014b; DALBIANCO, 2013; GOMES et al., 2008).

A translação do hidrograma, representada pelo COE, foi muito boa para a bacia de ordem zero, exceto para o evento do dia 08 de julho, por apresentar uma chuva constante de baixo volume e intensidade. Para as macroparcelas o COE foi, em geral, insatisfatório. Entretanto, a forma e a magnitude dos eventos simulados estão adequadas, indicando uma boa capacidade do modelo representar as condições impostas no estudo (relevo e área, manejo do solo e manejo das plantas), exceto nos eventos de baixa magnitude. Do ponto de vista da modelagem da erosão, essa observação é favorável, já que é nos eventos de maior magnitude que as perdas são expressivas. As práticas conservacionistas são projetadas para eventos de extrema magnitude, pois é nestas condições que os maiores problemas de degradação ocorrem, como as perdas de água, solo e nutrientes, além de causar outros problemas fora do local, como inundações, assoreamento e poluição dos corpos hídricos (MINELLA et al., 2015).

Tabela 11 - Resultado dos Coeficientes de ajuste (COE) e Percentual de BIAS (PBIAS) para Vazão de pico (Q_{máx}) e Volume total (V_{total}).

Evento	Parcelas				
	B0	M1	M2	M3	M4
----- COE -----					
08/07/2015	Is	Is	Is	Is	Is
14/07/2015	MB	Is	Is	Is	Is
08/10/2015	MB	Is	Is	Is	Is
23/12/2015	MB	MB	MB	MB	MB
24/12/2015	MB	B	B	S	Is
----- PBIAS Q _{máx} -----					
08/07/2015	MB	MB	MB	MB	MB
14/07/2015	MB	MB	MB	MB	MB
08/10/2015	MB	MB	MB	MB	MB
23/12/2015	MB	MB	MB	MB	MB
24/12/2015	MB	MB	MB	MB	MB
----- PBIAS V _{total} -----					
08/07/2015	Is	Is	B	S	Is
14/07/2015	Is	Is	MB	Is	Is
08/10/2015	MB	MB	MB	MB	Is
23/12/2015	MB	MB	MB	MB	B
24/12/2015	MB	MB	MB	MB	B

Fonte: Autor.

Onde Is: Insatisfatório; S: Satisfatório; B: Bom; MB: Muito Bom.

4.2 AVALIAÇÃO DOS PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO

A otimização da eficiência do modelo para as diferentes áreas e para os diferentes eventos pluviométricos ocorreu pelo ajuste dos parâmetros de calibração. A calibração foi alcançada com o ajuste manual feito pelo modelador a fim de encontrar maior similaridade com os valores observados de vazão de pico (Q_{máx}) e descarga total (V_{total}). A análise dessas variáveis foi baseada no coeficiente de eficiência (COE) e percentual de bias (PBIAS) para cada evento e parcela. Os valores encontrados para cada um dos parâmetros de calibração do modelo (condutividade hidráulica saturada do solo, porosidade total, potencial matricial, umidade antecedente do solo, coeficiente de Manning, cobertura vegetal, altura de planta, índice de área foliar e rugosidade aleatória do solo) estão apresentados na Tabela 12.

Os parâmetros de entrada do modelo que não sofreram alteração durante a calibração foram: cobertura do solo, altura de planta e índice de área foliar, pois apresentaram pouca influência na magnitude e translação do hidrograma, no volume e vazão de pico. Para cada evento pluviométrico, os principais parâmetros ajustados foram a condutividade hidráulica

saturada do solo, o coeficiente de Manning, a umidade antecedente e seu referido potencial matricial e a rugosidade aleatória da superfície. Isso indica claramente a importância das propriedades físico-hídricas no controle do processo. A porosidade total foi obtida através da curva de retenção de água no solo.

Tabela 12 - Parâmetros calibrados de entrada do modelo para cada evento e parcela.

Parcela	Ksat	PT	ψ	θ_i	η	Cover	Crop height	LAI	RR
----- Evento 08-07-2015 -----									
BST	2,60	0,43	40	0,39	0,50	0,00	0,00	0,00	1,10
Macro 1	2,60	0,43	40	0,39	0,60	0,00	0,00	0,00	1,10
Macro 2	2,60	0,43	40	0,39	0,57	0,00	0,00	0,00	1,10
Macro 3	2,75	0,43	40	0,39	0,56	0,00	0,00	0,00	1,10
Macro 4	2,85	0,43	40	0,39	0,60	0,00	0,00	0,00	1,10
----- Evento 14-07-2015 -----									
BST	8,00	0,43	120	0,35	0,70	0,2	0,15	0,2	1,10
Macro 1	13,00	0,43	120	0,35	0,70	0,2	0,15	0,2	1,10
Macro 2	13,50	0,43	120	0,35	0,70	0,2	0,15	0,2	1,10
Macro 3	16,00	0,43	120	0,35	0,70	0,2	0,15	0,2	1,10
Macro 4	18,00	0,43	120	0,35	0,80	0,2	0,15	0,2	1,10
----- Evento 08-10-2015 -----									
BST	7,50	0,43	40	0,39	0,31	1,00	0,50	4,00	3,00
Macro 1	9,00	0,43	40	0,39	0,35	1,00	0,50	4,00	3,00
Macro 2	9,00	0,43	40	0,39	0,35	1,00	0,50	4,00	3,00
Macro 3	12,00	0,43	40	0,39	0,40	1,00	0,50	4,00	3,00
Macro 4	13,00	0,43	40	0,39	0,40	1,00	0,50	4,00	3,00
----- Evento 23-12-2015 -----									
BST	4,00	0,43	100	0,36	0,30	0,19	0,20	0,20	3,00
Macro 1	5,00	0,43	100	0,36	0,30	0,19	0,20	0,20	3,00
Macro 2	5,00	0,43	100	0,36	0,30	0,19	0,20	0,20	3,00
Macro 3	10,00	0,43	100	0,36	0,30	0,19	0,20	0,20	3,00
Macro 4	10,00	0,43	100	0,36	0,32	0,19	0,20	0,20	3,00
----- Evento 24-12-2015 -----									
BST	4,00	0,43	10	0,42	0,30	0,19	0,20	0,20	3,00
Macro 1	4,00	0,43	10	0,42	0,30	0,19	0,20	0,20	3,00
Macro 2	3,50	0,43	10	0,42	0,30	0,19	0,20	0,20	3,00
Macro 3	5,00	0,43	10	0,42	0,30	0,19	0,20	0,20	3,00
Macro 4	6,00	0,43	10	0,42	0,32	0,19	0,20	0,20	3,00

Fonte: Autor

Em que PT é a porosidade total do solo (cm cm^{-3}); ψ é o potencial matricial do solo (cm); θ_i umidade inicial do solo (cm cm^{-3}); η é o coeficiente de Manning ($\text{s m}^{-1/3}$); Cover é a cobertura vegetada; Crop height é a altura de planta (m); LAI é o índice de área foliar (m m^2); RR é a rugosidade aleatória da superfície do solo (cm).

4.2.1 Condutividade hidráulica saturada do solo (Ksat)

A condutividade hidráulica do solo apresentou elevada variabilidade espacial e temporal, constatadas pelos elevados valores de CV das amostras coletadas a campo (Tabela 13). Isso é justificado pela influência dos microrganismos do solo, na decomposição do material

orgânico, pelo crescimento e desenvolvimento radicular das plantas e da parte aérea, das condições de uso e manejo (AHN; CHOI; KIM, 2016; PLA et al., 2017).

Tabela 13 - Dados de condutividade hidráulica saturada do solo (Ksat) obtidos das amostras coletadas no campo e seu correspondente desvio padrão e coeficiente de variação.

Parcela	Ksat (mm h ⁻¹)	Desvio padrão (mm h ⁻¹)	CV (%)
BST	7,12	14,79	208
M1	35,56	37,86	106
M2	21,05	24,43	116
M3	26,35	29,66	113
M4	47,49	52,24	110

Fonte: Autor.

A alta dispersão dos valores de Ksat, representa a dificuldade da utilização desse parâmetro na modelagem da infiltração de água no solo utilizada em diversos modelos. Mesmo sendo um parâmetro que pode ser medido, sua variabilidade espacial e temporal gera muita incerteza para a representação de seu valor na paisagem. Além disso, a determinação do fluxo em um pequeno anel de poucos centímetros não reflete o processo em escalas maiores (m², ha ou mesmo km²). Ou seja, o parâmetro Ksat assume uma importância na modelagem do processo que vai além do seu significado físico. Talvez por essa razão os valores ajustados depois da calibração sejam muito distintos daqueles medidos. No modelo LISEM, é o parâmetro mais sensível (DE ROO; OFFERMANS; CREMERS, 1996), sendo que, de modo geral, é necessária uma redução de 80 % em seu valor (NEARING et al., 2005).

Os valores de Ksat utilizados para a calibração estão representados na tabela 9. De modo geral, foi necessária uma redução nos valores para a realização da calibragem do modelo, corroborando com estudos desenvolvidos por outros pesquisadores (BARROS, 2012; BARROS et al., 2014b; DALBIANCO, 2013; DE ROO; JETTEN, 1999; HESSEL; VAN DEN BOSCH; VIGIAK, 2006; KVÆRNØ; STOLTE, 2012; MORO, 2010). Apenas na bacia de ordem zero, correspondente aos dias 14 de julho e 08 de outubro, a calibração superou a média estimada a partir das amostras coletadas a campo.

Durante as simulações notou-se que a Ksat foi responsável por determinar a amplitude da variação do hidrograma, ou seja, quanto maior o seu valor, menor será a diferença entre a vazão máxima e mínima, resultando em menor volume escoado. Dessa forma, buscou-se, com o ajuste deste parâmetro, aproximar-se da vazão máxima observada.

O aumento dos valores da condutividade hidráulica ajustada nas macroparcelas 3 e 4, em relação as parcelas 1 e 2, pode ser justificado pelo maior aporte de massa seca que existe entre estas parcelas, sendo assim, possibilita maior acúmulo de matéria orgânica e aumenta a atividade biológica (AHN; CHOI; KIM, 2016). A escarificação não apresentou efeito sobre a perda de água. Esse fato pode ser devido à capacidade de resiliência do solo em se recuperar de uma perturbação, principalmente quando ocorre nas camadas mais superficiais, pois com o passar do tempo e dos cultivos, o solo se reorganiza até atingir a sua estabilização. Em anos com maiores volumes de chuva a recuperação é mais acelerada (DRESCHER et al., 2011, 2016; NICOLOSO et al., 2008; NUNES et al., 2014; SILVA et al., 2012).

A mudança da Ksat para os meses de julho, outubro e dezembro foi ajustada levando em consideração o crescimento e desenvolvimento das plantas, principalmente pelo crescimento radicular, que leva material orgânico em profundidade e melhora a estrutura do solo, e fornece caminhos preferencias de fluxo da água (GYSSELS; POESEN, 2003).

Tabela 14 - Valores calibrados de condutividade hidráulica saturada do solo para cada evento e parcela.

Evento	----- Parcelas -----				
	BST	M1	M2	M3	M4
----- Ksat (mm h ⁻¹) -----					
08/07/2015	2,60	2,60	2,60	2,75	2,85
14/07/2015	8,00	13,00	13,50	16,00	18,00
08/10/2015	7,50	9,00	9,00	12,00	13,00
23/12/2015	4,00	5,00	5,00	10,00	10,00
24/12/2015	4,00	4,00	3,50	5,00	6,00

Fonte: Autor.

A variação temporal da Ksat é influenciada na escala de meses, porém entre os eventos 08 e 14 de julho tiveram que sofrer uma forte alteração nos valores de Ksat, que em curtos períodos de tempo não deveriam ser tão pronunciadas (RENSCHLER; HARBOR, 2002). Durante o evento pluviométrico do dia 08 de julho, a precipitação foi praticamente constante, em torno de 6,5 mm h⁻¹, gerando um pequeno escoamento, notado pelo modelo devido a redução da Ksat em uma taxa menor do que a taxa de precipitação. Essa redução se deve pelo fato que o LISEM estima a infiltração de modo hortoniano (HORTON, 1933, 1945), sendo assim, obrigatoriamente, a taxa mínima de infiltração de água no solo, nesse caso representada pela Ksat, deve ser menor do que a taxa de precipitação para que ocorra a formação do escoamento superficial.

O evento de chuva do dia 14 de julho teve uma intensidade máxima de precipitação aproximada de 50 mm h^{-1} . Dessa forma, foi necessário aumentar a Ksat e deixá-la mais próxima do valor amostrado, fazendo com que a vazão de pico da simulada e observada fossem mais próximas. O mesmo ocorreu para o evento do dia 08 de outubro, que teve vários picos de alta intensidade. Os eventos de chuva do dia 23 e 24 de dezembro apresentaram elevadas taxas de precipitação e volume precipitado, ocasionando altos valores de perda de água, gerando menores valores de Ksat.

4.2.2 Umidade antecedente

A umidade antecedente do solo tem reflexo imediato sobre o escoamento superficial. Quanto mais úmido estiver o solo, mais rápida a taxa de infiltração de água se aproxima da taxa de infiltração básica do solo (TIB) (CAIQIONG; JUN, 2016). O aumento da umidade, naturalmente, antecipará o início do escoamento superficial. Sendo assim, o aumento da umidade desloca o início do hidrograma para a esquerda, assim como a diminuição desloca-o para a direita, baseado nisso a calibração do modelo resultou na Tabela 15.

Tabela 15 - Valores de umidade antecedente utilizados na calibração.

Evento	----- Parcelas -----				
	BST	M1	M2	M3	M4
	----- $\theta_i \text{ (cm}^3 \text{ cm}^{-3}\text{)}$ -----				
08/07/2015	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39
14/07/2015	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35
08/10/2015	0,39	0,39	0,39	0,39	0,39
23/12/2015	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36
24/12/2015	0,42	0,42	0,42	0,42	0,42

Fonte: Autor.

Para o ajuste das umidades foi levada em consideração a precipitação acumulada dos últimos cinco dias (P_5) (Tabela 16).

Tabela 16 - Distribuição pluviométrica anterior ao evento.

Evento	Dias anteriores ao evento						P ₅
	5	4	3	2	1	0	
	----- P (mm) -----						
08/07/2015	-	-	-	5	23	24	28
14/07/2015	-	-	-	7	25	22	32
08/10/2015	-	-	-	-	35	165	35
23/12/2015	28	-	-	19	10	90*	57
24/12/2015	-	-	19	10	114	85	143

Fonte: Autor.

*Aconteceram dois eventos de chuva no dia 23 de dezembro, com total precipitado 114 mm, mas apenas o primeiro evento (P = 90 mm) foi acompanhado durante a madrugada, o segundo (P = 24 mm) ocorreu próximo ao meio dia e não foi acompanhado, contabilizado apenas para a umidade do evento posterior.

O modelo, baseado na infiltração hortoniana, responde muito aos picos de precipitação, como mencionado no item anterior. Nos eventos dos dias 08 de julho, 23 e 24 de dezembro, a chuva começou com intensidade alta, porém o escoamento superficial teve início após o pico de intensidade da chuva. Essa resposta do modelo aos picos de chuva ocorre devido ao modo como o Lisem simula a infiltração. Portanto, à medida que a precipitação de chuva for maior do que a taxa de infiltração de água no solo, e superior às abstrações iniciais, o modelo interpreta como sendo escoamento superficial. No hidrograma observado, o escoamento superficial teve início a partir do segundo pico de intensidade. Dessa forma, para a calibração dos parâmetros foi necessário diminuir o valor da umidade antecedente.

O modelo Green-Ampt necessita de um valor de umidade inicial para iniciar o processo de modelagem da infiltração, que foi obtido através da curva número (USDA), para que, posteriormente, esses valores fossem ajustados para melhorar a forma do hidrograma. De acordo com a curva número, baseado na precipitação antecedente, a condição do solo era seca para os dias 08 e 14 de julho e 08 de outubro, porém essa condição não foi encontrada a campo, pois o solo estava úmido devido à precipitação ocorrida no dia anterior ao evento de chuva (Tabela 11). Sendo assim, a umidade foi ajustada próxima à capacidade de campo (10 kPa) (KLEIN; REICHERT; REINERT, 2006).

Para o evento do dia 23 de dezembro, de acordo com a curva número, o solo se encontrava saturado. No entanto, o volume de chuva maior foi observado no quinto dia antes do evento, sendo assim, já havia sido drenada grande quantidade de água, aproximando, desta maneira, a capacidade de campo. No dia 24 de dezembro a umidade do solo estava muito elevada, devido ao alto volume de chuva ocorrido no dia 23 de dezembro. Dessa maneira, utilizou o valor de umidade para a calibração próximo ao ponto de saturação do solo (1 kPa).

4.2.3 Coeficiente de Manning

O coeficiente de Manning é responsável por determinar a velocidade do escoamento superficial, Na Tabela 17 estão representados os valores de n de Manning obtidos através do ajuste do hidrograma, durante a calibração. O comportamento do aumento ou diminuição desse parâmetro no modelo afetará a velocidade de propagação do escoamento e, conseqüentemente, a forma do hidrograma. A rugosidade refletirá a taxa de subida (ascensão) e descida (recessão) do hidrograma, ou seja, quanto maior o coeficiente de Manning, maior é o tempo necessário para que a água se propague pela superfície do solo, sofrendo influência direta do manejo (solo e gleba), densidade e tipo de plantas, quantidade de resíduos na superfície e as características de relevo (ENGMAN, 1986; NEARING et al., 2005; SMITH; COX; BRACKEN, 2011). Esse parâmetro é fortemente associado à capacidade do escoamento em causar erosão (potência do escoamento).

Tabela 17 - Valores do n de Manning utilizados na calibração.

Evento	----- Parcelas -----				
	BST	M1	M2	M3	M4
----- Coeficiente de Manning ($s\ m^{-1/3}$) -----					
08/07/2015	0,50	0,60	0,57	0,56	0,60
14/07/2015	0,70	0,70	0,70	0,70	0,80
08/10/2015	0,31	0,35	0,35	0,40	0,40
23/12/2015	0,30	0,30	0,30	0,30	0,32
24/12/2015	0,30	0,30	0,30	0,30	0,32

Fonte: Autor.

Em sistemas de alta densidade de plantas, o valor do n de Manning chega até $0,6\ s\ m^{-1/3}$ (cordões vegetados, *buffer strips* e canais vegetados) enquanto que em cultivos mínimos ou plantio direto com pouca cobertura (abaixo de $0,5\ Mg\ ha^{-1}$), não ultrapassa $0,1\ s\ m^{-1/3}$ (ENGMAN, 1986).

Os dias 08 e 14 de julho geraram pouco volume escoado e baixas vazões. Dessa forma, para ajustar ao hidrograma foi necessário aumentar o valor de Manning, pois em velocidades baixas a lâmina do escoamento superficial também é baixa, sendo assim, a menor quantidade de água perdida faz com que o valor de Manning aumente (RAI; UPADHYAY; SINGH, 2010).

O aumento da quantidade de palha e a densidade de plantas formam micro barreiras para o escoamento superficial, ocorrendo um gasto de energia ao passar por estas barreiras, essa

dissipação da energia diminui a concentração e o tamanho de lâmina que escoam sobre a superfície, reduzindo as perdas de água, pela maior permanência sobre o solo, e as perdas de solo, devido à menor energia (CASSOL et al., 2004; RAI; UPADHYAY; SINGH, 2010).

A bacia de ordem zero possui maior declividade e maior área de contribuição, quando comparada com as macroparcelas. Dessa forma, favorece maior velocidade da lâmina escoada, resultando em menores valores de Manning. As macroparcelas em geral possuem uma área de contribuição equivalente, alterando apenas a quantidade de palha sobre a superfície do solo. Dessa forma, apresentaram valores mais próximos, diferindo apenas no evento do dia 08 de outubro, onde as parcelas 3 e 4 apresentaram menor valor, devido ao menor volume perdido.

4.2.4 Rugosidade aleatória do solo (RR)

A rugosidade aleatória da superfície do solo representa o volume de água capaz de ser armazenado nas microdepressões da superfície do solo, sendo que o aumento desta rugosidade provoca um retardamento do início do seu escoamento (CASTRO; COGO; VOLK, 2006), que ocorre depois da superação da capacidade de armazenamento. Na Tabela 18 estão os valores referentes a RR, após a calibração do modelo.

Tabela 18 - Valores de rugosidade aleatória (RR) utilizados na calibração.

Evento	----- Parcelas -----				
	BST	M1	M2	M3	M4
	----- RR -----				
08/07/2015	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10
14/07/2015	1,10	1,10	1,10	1,10	1,10
08/10/2015	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
23/12/2015	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
24/12/2015	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00

Fonte: Autor

As parcelas 1 e 3, escarificadas, não tiveram resultados de RR diferentes das demais cultivadas com plantio direto sem escarificação. Essa semelhança ocorre com o passar do tempo, devido às precipitações pluviométricas, principalmente em maiores volumes e intensidades, os ciclos de umedecimento e secagem e os manejos realizados na área, além da própria resiliência do solo, que em anos chuvosos pode ser menor do que seis meses (BRAMORSKI et al., 2012; NICOLOSO et al., 2008; NUNES et al., 2014; SILVA et al., 2012).

Para a calibração dos dias 08 e 14 de julho foram utilizados os valores obtidos a campo. Em geral, é esperado que a RR diminua depois dos períodos de manejo do solo, até a ocorrência de um novo manejo ou a estabilização do solo (BRAMORSKI et al., 2012), porém foi necessário, para o dia 08 de outubro, aumentar a RR sem a ocorrência de interferência humana, a fim de retardar o escoamento superficial.

O plantio direto causa pouca perturbação no solo, diminuindo, assim, a capacidade de armazenamento de água em sua superfície (BERTOL; COGO; LEVIEN, 1997; GYSSELS; POESEN, 2003; RÖMKENS; HELMING; PRASAD, 2002; VOLK; COGO, 2009). No entanto, a semeadura da soja realizada no dia 11 de dezembro, em condições de solo úmido, favoreceu a formação de sulcos causado pelas linhas de semeadura, que serviram como microdepressões que armazenaram determinada quantidade de água que pode retardar o início do escoamento superficial. Sendo assim, para os eventos dos dias 23 e 24 de dezembro, a RR também foi aumentada até o valor de 0,03 m, e este valor foi considerado apropriado, pois os eventos aconteceram próximo à data de semeadura da soja.

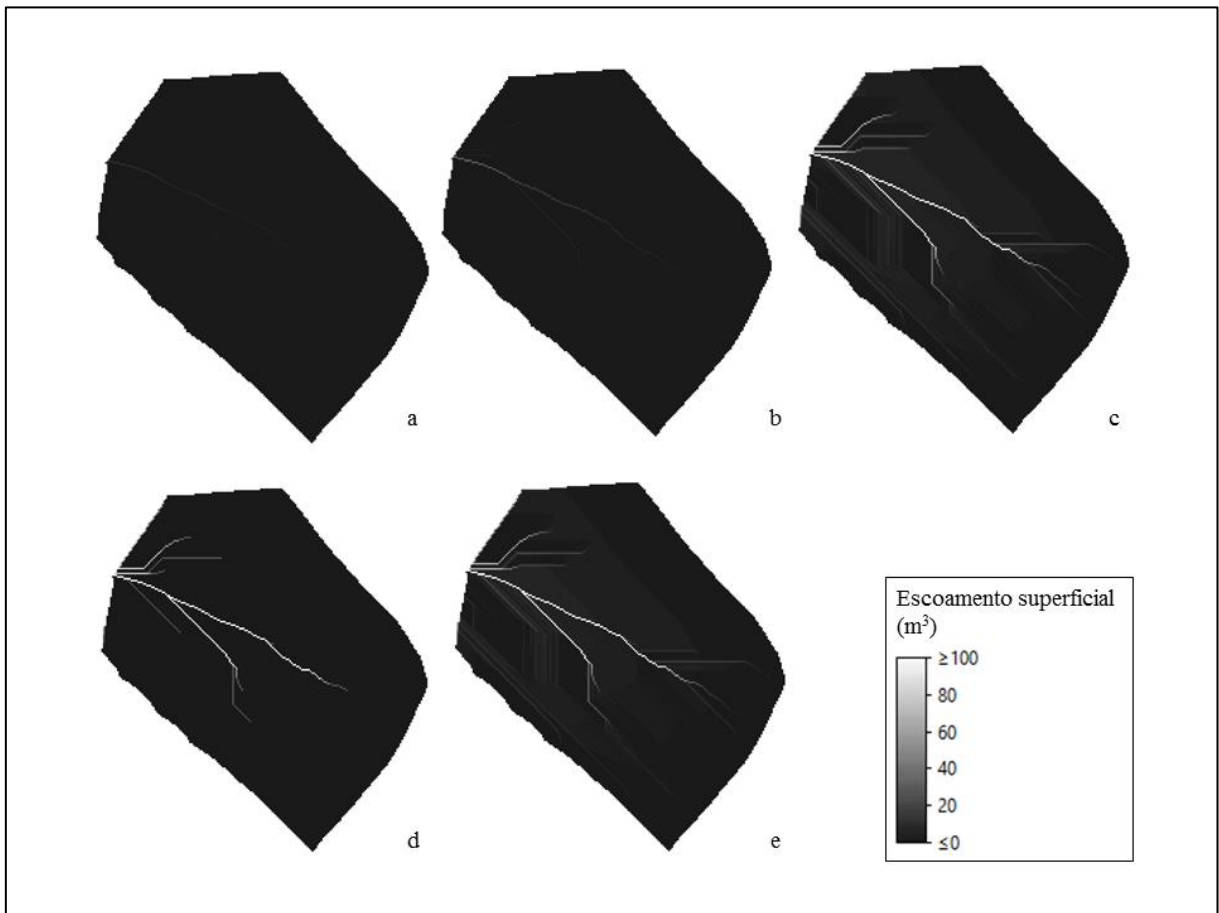
4.3 SIMULAÇÃO DO PADRÃO ESPACIAL DO ESCOAMENTO

Os modelos espacialmente distribuídos executam os cálculos em unidades homogêneas, seja em malhas regulares ou irregulares. Esse modo operante permite ao modelador representar a variabilidade espacial dos fatores controladores e, também, obter os resultados espacialmente distribuídos. Do ponto de vista do manejo e conservação do solo e da água, esse tipo de informação fornece uma grande vantagem, já que é possível identificar o local na paisagem onde os problemas acontecem. Com isso, o técnico pode propor e até mesmo simular diferentes práticas conservacionistas para o disciplinamento do escoamento superficial e o controle dos seus processos associados.

Ao longo da simulação da geração e propagação do escoamento superficial no modelo LISEM, a cada intervalo de simulação (*time step*), tem-se os mapas da evolução espacial do escoamento superficial acumulado, que podem ser utilizados para estabelecer as medidas de controle e práticas de disciplina do excesso de água. Nas figuras abaixo, são apresentados os mapas de escoamento superficial para cada parcela e para cada evento calibrado.

Na Figura 11 podemos notar o comportamento da bacia de ordem zero, simulado pelo modelo, durante os cinco eventos ocorridos.

Figura 11 - Mapas de escoamento superficial para cada evento pluviométrico calibrado na bacia de ordem zero.



Fonte: Autor.

Sendo que as letras indicam a data do evento pluviométrico, a corresponde ao dia 08/07/2015; b corresponde ao dia 14/07/2015; c corresponde ao dia 08/10/2015; d corresponde ao dia 23/12/2015; e corresponde ao dia 24/12/2015.

Podemos observar que na bacia de ordem zero o comportamento, independentemente da precipitação, sempre ocorre da mesma forma, apenas em maiores intensidades e volumes de chuva o comportamento se amplia, tendo o relevo como maior influenciador do processo de escoamento superficial, visto que o acúmulo de maior quantidade de água ocorre no talvegue.

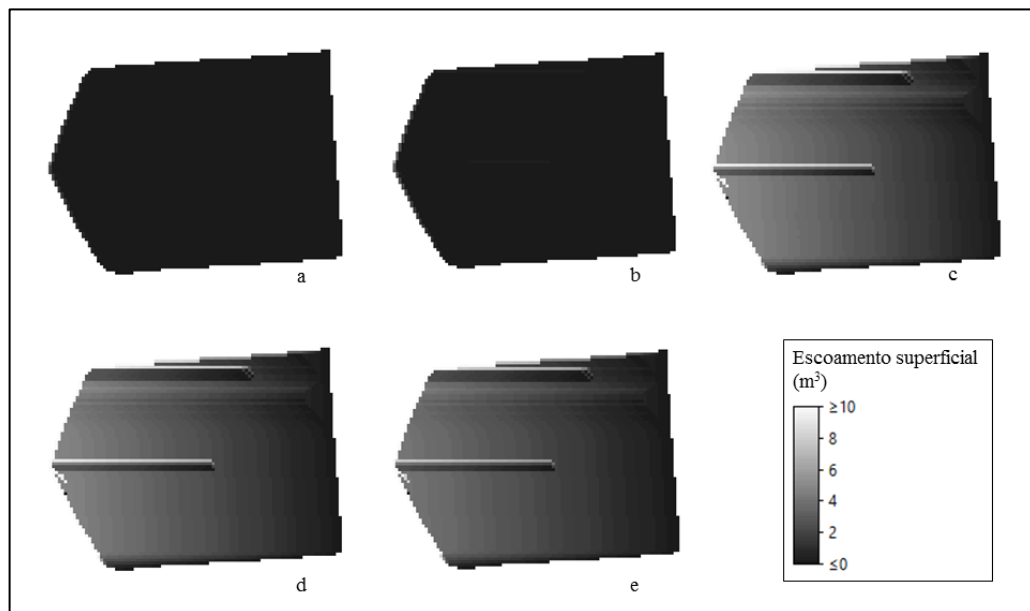
Nos eventos de maior intensidade e maior umidade antecedente (Figura 11 c, e) ocorre um acúmulo de volume de água próximo à área do talvegue. No campo foi observada a mesma dinâmica, sendo que em áreas mais próximas ao talvegue a contribuição de água era maior, amplificando-se com o tempo e a intensidade de chuva.

Com o aumento da vazão tem-se um incremento da velocidade, que quanto maior, mais energia de desagregação possui (CASSOL et al., 2004; RAI; UPADHYAY; SINGH, 2010).

Dessa forma, podemos ver que o talvegue apresenta um fluxo maior de água, representando maior risco de causar erosão.

Nas encostas retilíneas, macroparcelas, o comportamento acontece de forma semelhante, no entanto, não apresentam talvegue. Na Figura 12 estão representados os mapas de vazão total simulado pelo modelo na macroparcela 1, durante os 5 eventos monitorados.

Figura 12 - Mapas de escoamento superficial para cada evento pluviométrico calibrado na macroparcela 1.



Fonte: Autor.

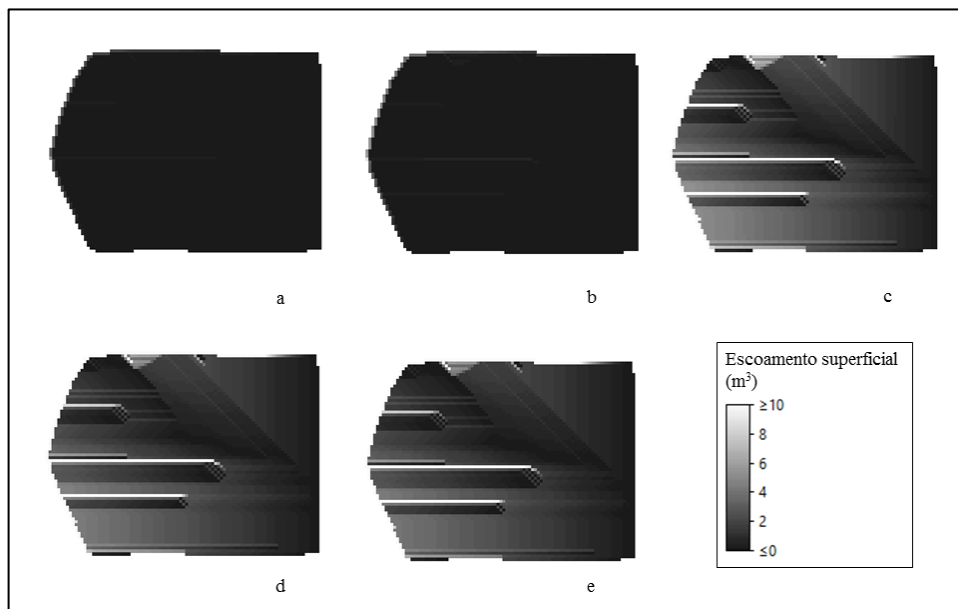
Sendo que as letras indicam a data do evento pluviométrico, a corresponde ao dia 08/07/2015; b corresponde ao dia 14/07/2015; c corresponde ao dia 08/10/2015; d corresponde ao dia 23/12/2015; e corresponde ao dia 24/12/2015.

A macroparcela 1 apresentou comportamento semelhante ao da bacia de ordem zero, porém sem a presença de talvegue, possibilitando uma descarga mais homogênea pela parcela. Nesse caso pode-se notar que o relevo possui grande influência na distribuição do excesso de água. Na bacia sem terraço, o escoamento superficial converge para o talvegue, mas na parcela 1 o movimento é mais retilíneo. Nos eventos de maior intensidade podemos notar uma ampliação do escoamento, sendo que a partir dos 30 m de comprimento de rampa o acúmulo de água passa a ser um importante fator de causa da erosão. O conhecimento da magnitude do escoamento se torna uma importante ferramenta para determinar as melhores práticas de controle e conservação do solo e da água. Em um estudo realizado em Argissolo Vermelho com diferentes quantidades de palha sobre a superfície a fim de estudar a falha de resíduo causada

pelo escoamento superficial os autores encontraram valores que variam entre os 29 e 164 m de acordo com o tipo de resíduo, quantidade, e se são incorporados ou não, sendo que em quantidades baixas de resíduo de soja (4 Mg ha^{-1}) apresentou menores valores de comprimento de rampa crítico (MORAIS; COGO, 2001). Em estudo semelhante, analisando o comprimento de rampa para a utilização do terraço sob diferentes manejos de solo e cobertura, observaram que quanto maior a quantidade de palha, maior a distância entre os terraços baseada na capacidade de armazenamento (BERTOL; COGO; CASSOL, 2000).

A macroparcela 2 (Figura 13) também apresenta formato de rampa retilíneo. Podemos observar que o padrão também não se alterou, apenas sofreu uma expansão durante os eventos de chuva.

Figura 13 - Mapas de escoamento superficial para cada evento pluviométrico calibrado na macroparcela 2.



Fonte: Autor.

Sendo que as letras indicam a data do evento pluviométrico, a corresponde ao dia 08/07/2015; b corresponde ao dia 14/07/2015; c corresponde ao dia 08/10/2015; d corresponde ao dia 23/12/2015; e corresponde ao dia 24/12/2015.

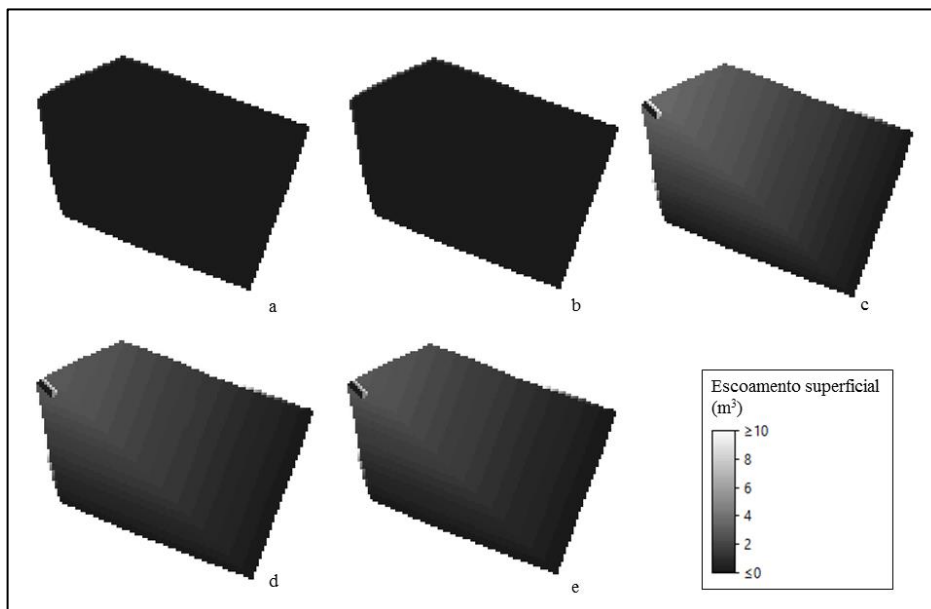
Os resultados do modelo não demonstraram diferença entre a escarificação nos eventos de grande magnitude, no entanto, para os eventos de baixa magnitude (Figura 13 a, b) pode ser notado uma pequena diferença. Do mesmo modo, a campo, essa diferença também é percebida apenas em eventos de pequena intensidade, sendo uma diferença muito baixa. Porém, em

chuvas mais intensas, as duas parcelas apresentam comportamentos muito semelhantes, tanto observadas a campo quanto simuladas pelo modelo.

Ao compararmos com a bacia de ordem zero, pode-se notar grande influência do relevo e da área de contribuição, que possibilita maior acúmulo de água, o efeito escala entre as parcelas foi detectado pelo modelo de forma satisfatória, mostrando a habilidade do modelo em modelar o escoamento superficial em diferentes tamanhos de parcelas. A forma do relevo influencia na dinâmica do escoamento, podendo intensificar os processos a ele associados, pois é um dos principais condicionantes do escoamento (MINELLA; MERTEN, 2012).

Na Figura 14 estão representados os mapas de escoamento superficial acumulado da macroparcela 3 para os diferentes eventos monitorados.

Figura 14 - Mapas de escoamento superficial para cada evento pluviométrico calibrado na macroparcela 3.



Fonte: Autor.

Sendo que as letras indicam a data do evento pluviométrico, a corresponde ao dia 08/07/2015; b corresponde ao dia 14/07/2015; c corresponde ao dia 08/10/2015; d corresponde ao dia 23/12/2015; e corresponde ao dia 24/12/2015.

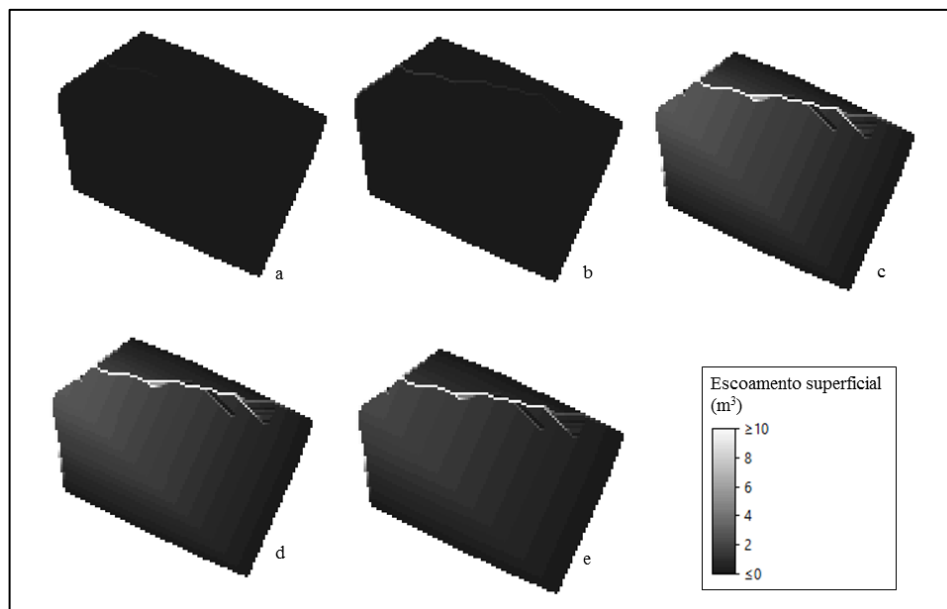
Na macroparcela 3, embora a cobertura tenha sido a mesma para todas as parcelas durante os eventos monitorados, no ano anterior, havia sido cultivado com outras espécies, aumentando, dessa forma, a biomassa da parcela. Sendo assim, quando comparamos a macroparcela 3 com a 1, vemos que o modelo apresentou diferenças, principalmente relacionadas com o volume perdido, ou seja, o comprimento de rampa necessário para atingir

o mesmo volume de água é em torno de 40% maior, mostrando que o modelo conseguiu capturar a diferença obtida pela adição de biomassa de forma indireta, pela melhoria das condições físico-hídricas do solo. Sendo estas características também observadas com estudos envolvendo a perda de água, em que a quantidade de biomassa afeta a estrutura e a quantidade de perda de água (BERTOL; COGO; LEVIEN, 1997; MORAIS; COGO, 2001)

O comportamento entre os eventos na macroparcela 3 também sofreu apenas ampliação conforme o aumento do volume e intensidade da chuva.

A Figura 15 apresenta os eventos ocorridos na macroparcela 4, e embora a parcela não apresente um canal efêmero como na bacia de ordem zero, ela apresenta uma pequena convergência no plano, fazendo com que o excesso de água do escoamento superficial se concentre em um ponto, o comportamento entre os eventos é o mesmo ocorrido nas demais, com ampliação e redução dependente da intensidade e volume da precipitação.

Figura 15 - Mapas de escoamento superficial para cada evento pluviométrico calibrado na macroparcela 4.



Fonte: Autor. Sendo que as letras indicam a data do evento pluviométrico, a corresponde ao dia 08/07/2015; b corresponde ao dia 14/07/2015; c corresponde ao dia 08/10/2015; d corresponde ao dia 23/12/2015; e corresponde ao dia 24/12/2015.

Pelos mapas podemos analisar a capacidade do modelo em representar o escoamento superficial de forma espacializada. A maior cobertura vegetal do evento do dia 08 de outubro não alterou a forma espacializada do movimento da água na superfície do solo, para todas as

parcelas, mesmo com outra cultura (eventos do dia 23 e 24 de dezembro) foi o relevo que conduziu o excesso de água.

A intensidade e o volume de chuva aliado às características físicas do solo determinam a quantidade de volume que excede a capacidade de infiltração, aliado à forma e às características do relevo vão acondicionar o maior ou menor volume de água, sendo que quanto maior for a altura da lâmina do escoamento, maior será a energia erosiva do escoamento superficial (CASSOL et al., 2004). Sendo assim, o modelo pode ser utilizado para analisar o comportamento de encostas, pois é capaz de simular a dinâmica de encostas de diferentes tamanhos e formas, indicando locais mais propícios à ocorrência da erosão, devido ao maior acúmulo de água.

Entendendo a dinâmica do escoamento na superfície do solo e os parâmetros hidráulicos envolvidos, é possível estabelecer algumas medidas de controle que devem ser baseadas nas chuvas de maior intensidade e volume escoado, pois são estas que possuem maior efeito erosivo causando as maiores perdas de solo e água (MINELLA et al., 2015). Essas medidas podem ser realizadas para diminuir a velocidade do escoamento, conduzir o escoamento para áreas adaptadas ou armazenar o excesso de água na encosta.

Nas macroparcelas 1, 2 e 3, cujo movimento do excesso de água acontece de forma homogênea em toda a parcela, práticas que diminuem a velocidade, como plantio em nível e em faixas (QUINTON; CATT, 2004) e cordões vegetados, podem não ser suficientes para controlar todo o excesso de água da superfície. Os cordões vegetados são faixas de plantas adensadas em nível, são utilizadas como barreiras para contenção dos sedimentos carregados e redução da velocidade do escoamento, porém não impede a propagação do escoamento (VAN DIJK; KWAAD; KLAPWIJK, 1996)

Nas parcelas que acumulam o escoamento em partes convergentes (B0 e M4), os cordões vegetados e o plantio em nível não são suficientes para controlar o excesso de água, devido à maior concentração nesses locais. Dessa forma, uma das práticas que diminuem a velocidade do escoamento e favorecem à infiltração seriam os canais vegetados (VAN DIJK; KWAAD; KLAPWIJK, 1996). Os canais vegetados são construídos com espécies de plantas de alta densidade em regiões de maior fluxo de água, a fim de evitar a erosão e aumentar a infiltração de água no solo. Em estudos com cordões vegetados houve uma redução de 8,6 % do escoamento superficial, além de evitar as perdas de sedimentos que ficam retidas devido à capacidade de retenção da vegetação densa (VEUM et al., 2009).

A prática mais eficiente no controle de escoamento são os terraços, que devem ser projetados para cada classe de solo. Os terraços podem ser de drenagem ou de retenção. Os

terraços de drenagem têm a função de conduzir o excesso da água de forma lenta até um local apropriado, geralmente estão associados a canais vegetados, essencialmente utilizados em solos rasos ou com elevado gradiente textural (MINELLA et al., 2015).

O terraço de infiltração tem função de armazenar o excesso de água e é recomendado para solos profundos, sem gradiente textural, neste caso os terraços são a melhor forma de controlar o escoamento superficial. No entanto, possuem um alto valor de implantação, fazendo com que se torne pouco usado (HILL; PEART, 1998; STEVENS et al., 2009).

A capacidade de armazenamento de água dos terraços é finita, dessa forma, em precipitações intensas e volumosas pode ocorrer o transbordamento, e caso ocorra é importante o uso de “filtros verdes” (*Buffer strips*) a montante das encostas, além da presença da mata ciliar, que filtram essa água e aumentam a infiltração nesses locais, impedindo que a água carregue consigo solo e nutrientes para os recursos hídricos.

5 CONCLUSÃO

A modelagem matemática dos processos associados com o escoamento superficial de água no solo através de modelos de base física, como o LISEM, mostrou-se uma ferramenta capaz de reproduzir a dinâmica do escoamento superficial em diferentes escalas de monitoramento, sob diferentes condições de manejo de solo e cobertura.

O modelo se mostrou muito sensível aos parâmetros de condutividade hidráulica saturada do solo, coeficiente de Manning, conteúdo inicial de água no solo e seu correspondente potencial matricial.

O modelo também se mostrou muito eficiente em modelar eventos de extrema magnitude, que são de fundamental importância ambiental, pois apresentam maior energia de desagregação.

O acompanhamento a campo durante os eventos de chuva é muito importante, pois ajuda a interpretar e calibrar o modelo a partir das condições observadas.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A utilização do LISEM mostrou-se eficiente para representar o escoamento superficial em encostas cultivadas sob plantio direto. A partir dos resultados do modelo, pode-se obter valores de vazão por unidade de área, informações importantes para a recomendação e o desenvolvimento de práticas conservacionistas capazes de controlar o escoamento superficial e melhorar a qualidade da água e do solo.

Neste trabalho, os dados coletados para cada parcela foram obtidos através de média simples de cada variável, devido à homogeneidade das parcelas. Nesses trabalhos que interpolem as variáveis podem vir a ser mais representativos e, quem sabe, não necessitem de calibração, desde que os dados sejam obtidos de forma muito precisa. Por outro lado, quando utilizado o modelo em bacias hidrográficas maiores, a alta descrição espacial das variáveis acaba tornando-se inviável. No entanto, em áreas menores, a variabilidade espacial pode ser melhor compreendida.

Trabalhos futuros com a utilização da modelagem matemática, nessas áreas, podem ser elaborados para descrever melhor a propagação do escoamento superficial e, dessa forma, fazer simulações com diferentes práticas de controle do escoamento, a fim de diminuir ao máximo a perda de água e nutrientes.

A melhor compreensão desse fenômeno possibilita criar alternativas mais viáveis aos produtores e evidencia a utilização de práticas conservacionistas, a fim de evitar a erosão do solo e a contaminação do ambiente.

7 REFERÊNCIAS

- ABROL, V. et al. Biochar effects on soil water infiltration and erosion under seal formation conditions: rainfall simulation experiment. **Journal of Soils and Sediments**, v. 16, n. 12, p. 2709–2719, 25 dez. 2016.
- AHN, S. R.; CHOI, J. D.; KIM, S. J. Hydrologic Evaluation of River Basin Scale Tillage Effects on Non-Point Source Loads from Upland Crop Areas †. **Irrigation and Drainage**, v. 65, p. 200–208, dez. 2016.
- ASTON, A. R. Rainfall interception by eight small trees. **Journal of Hydrology**, v. 42, n. 3–4, p. 383–396, 1979.
- BAARTMAN, J. E. M. et al. Exploring effects of rainfall intensity and duration on soil erosion at the catchment scale using openLISEM: Prado catchment, SE Spain. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 7, p. 1034–1049, 30 mar. 2012.
- BAARTMAN, J. E. M. et al. Exploring the role of rainfall variability and extreme events in long-term landscape development. **CATENA**, v. 109, p. 25–38, out. 2013.
- BARCELOS, A. A.; CASSOL, E. A.; DENARDIN, J. E. Infiltração de água em um Latossolo vermelho-escuro sob condições de chuva intensa em diferentes sistemas de manejo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, n. 1, p. 35–43, mar. 1999.
- BARROS, C. A. P. DE. **Comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica rural utilizando técnicas de monitoramento e modelagem**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria - UFSM, 2012.
- BARROS, C. A. P. DE et al. Estimativa da infiltração de água no solo na escala de bacia hidrográfica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 38, n. 2, p. 557–564, abr. 2014a.
- BARROS, C. A. P. DE et al. 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, 9 jul. 2014b.
- BARROS, C. A. P. DE. **Dinâmica dos escoamentos na modelagem da produção de sedimentos em uma pequena bacia rural**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria - UFSM, 2016.
- BERTOL, I.; BERTOL, C.; BARBOSA, F. T. Simulador de chuva tipo empuxo com braços movidos hidráulicamente: fabricação e calibração. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, n. 6, p. 1905–1910, dez. 2012.
- BERTOL, I.; COGO, N. P.; CASSOL, E. A. Distância entre terraços usando o comprimento crítico de rampa em dois preparos conservacionistas de solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 24, n. 2, p. 417–425, jun. 2000.
- BERTOL, I.; COGO, N. P.; LEVIEN, R. Erosão hídrica em diferentes preparos do solo logo após as colheitas de milho e trigo, na presença e na ausência dos resíduos culturais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 21, n. 3, p. 409–418, set. 1997.

BIDDOCCU, M.; OPSI, F.; CAVALLO, E. Relationship between runoff and soil losses with rainfall characteristics and long-term soil management practices in a hilly vineyard (Piedmont, NW Italy). **Soil Science and Plant Nutrition**, v. 60, n. 1, p. 92–99, 2 jan. 2014.

BRACKEN, L. J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. **Hydrological Processes**, v. 21, n. 13, p. 1749–1763, 30 jun. 2007.

BRAMORSKI, J. et al. Relations between soil surface roughness, tortuosity, tillage treatments, rainfall intensity and soil and water losses from a red yellow latosol. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, n. 4, p. 1291–1298, ago. 2012.

CAIQIONG, Y.; JUN, F. Application of HYDRUS-1D model to provide antecedent soil water contents for analysis of runoff and soil erosion from a slope on the Loess Plateau. **CATENA**, v. 139, p. 1–8, abr. 2016.

CARLESSO, R. et al. Runoff estimation in southern Brazil based on Smith's modified model and the Curve Number method. **Agricultural Water Management**, v. 98, n. 6, p. 1020–1026, 2011.

CASSOL, E. A. et al. Escoamento superficial e desagregação do solo em entressulcos em solo franco-argilo-arenoso com resíduos vegetais. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 39, n. 7, p. 685–690, jul. 2004.

CASTRO, L. G.; COGO, N. P.; VOLK, L. B. DA S. Alterações na rugosidade superficial do solo pelo preparo e pela chuva e sua relação com a erosão hídrica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 30, n. 2, p. 339–352, abr. 2006.

CECÍLIO, R. A. et al. Modelagem da infiltração de água no solo sob condições de estratificação utilizando-se a equação de Green-Ampt. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 7, n. 3, p. 415–422, dez. 2003.

CHANDA, S. V.; SINGH, Y. D. Estimation of Leaf Area in Wheat Using Linear Measurements. **Plant Breeding and Seed Science**, v. 46, n. 2, p. 5, 2002.

CHENG, X. et al. Improving risk estimates of runoff producing areas: Formulating variable source areas as a bivariate process. **Journal of Environmental Management**, v. 137, p. 146–156, maio 2014.

DALBIANCO, L. **Simulação hidrossedimentológica com o Modelo LISEM em uma pequena bacia hidrográfica rural**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria - UFSM, 2013.

DE JONG, S. M.; JETTEN, V. G. Estimating spatial patterns of rainfall interception from remotely sensed vegetation indices and spectral mixture analysis. **International Journal of Geographical Information Science**, v. 21, n. 5, p. 529–545, maio 2007.

DE ROO, A. P. J.; JETTEN, V. G. Calibrating and validating the LISEM model for two data sets from the Netherlands and South Africa. **Catena**, v. 37, n. 3–4, p. 477–493, 1999.

DE ROO, A. P. J.; OFFERMANS, R. J. E.; CREMERS, N. H. D. T. LISEM: a single-event, physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. II: sensitivity analysis, validation and application. **Hydrological Processes**, v. 10, n. 8, p. 1119–1126, ago.

1996.

DEUSCHLE, D. **Controle do escoamento superficial e das perdas de solo em sistema plantio direto na escala de lavoura**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria - UFSM, 2016.

DEXTER, A R. Soil physical quality Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. **Geoderma**, v. 120, p. 201–214, 2004.

DRESCHER, M. S. et al. Persistência do efeito de intervenções mecânicas para a descompactação de solos sob plantio direto. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 5, p. 1713–1722, out. 2011.

DRESCHER, M. S. et al. Duração das alterações em propriedades físico-hídricas de Latossolo argiloso decorrentes da escarificação mecânica. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 51, n. 2, p. 159–168, fev. 2016.

DUNNE, T. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. **Journal of Hydrology**, v. 65, n. 1–3, p. 25–48, ago. 1983.

DUNNE, T.; MOORE, T. R.; TAYLOR, C. H. Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. **Hydrological Sciences Bulletin**, v. 20, n. 3, p. 305–327, 1975.

ENGMAN, E. T. Roughness Coefficients for Routing Surface Runoff. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 112, n. 1, p. 39–53, fev. 1986.

FIORIN, T. T. **Estimativa da infiltração de água no solo a partir de pedofunções**. [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria, 2008.

GILLES, L. et al. Perdas de água, solo, matéria orgânica e nutriente por erosão hídrica na cultura do milho implantada em área de campo nativo, influenciadas por métodos de preparo do solo e tipos de adubação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, n. 5, p. 1427–1440, out. 2009.

GOMES, N. M. et al. Aplicabilidade do LISEM (Limberg Soil Erosion) para simulação hidrológica tropical. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 32, n. 1, p. 2483–2492, 2008.

GYSSSELS, G.; POESEN, J. The importance of plant root characteristics in controlling concentrated flow erosion rates. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 28, n. 4, p. 371–384, 2003.

HELLMERS, S.; FRÖHLE, P. Integrating Local Scale Drainage Measures in Meso Scale Catchment Modelling. **Water**, v. 9, n. 2, p. 71, 25 jan. 2017.

HESSEL, R. et al. Calibration of the LISEM model for a small Loess Plateau catchment. **CATENA**, v. 54, n. 1–2, p. 235–254, nov. 2003.

HESSEL, R.; VAN ASCH, T. Modelling gully erosion for a small catchment on the Chinese Loess Plateau. **CATENA**, v. 54, n. 1–2, p. 131–146, nov. 2003.

HESSEL, R.; VAN DEN BOSCH, R.; VIGIAK, O. Evaluation of the LISEM soil erosion model in two catchments in the East African Highlands. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 31, n. 4, p. 469–486, 15 abr. 2006.

HILL, R. D.; PEART, M. R. Land use, runoff, erosion and their control: a review for southern China. **Hydrological Processes**, v. 12, n. 13–14, p. 2029–2042, 30 out. 1998.

HOBBS, P. R.; SAYRE, K.; GUPTA, R. The role of conservation agriculture in sustainable agriculture. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 363, n. 1491, p. 543–555, 12 fev. 2008.

HORTON, R. E. The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. **Transactions, American Geophysical Union**, v. 14, n. 1, p. 446, 1933.

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, n. 3, p. 275, 1945.

KAMPHORST, E. C. et al. Predicting Depressional Storage from Soil Surface Roughness. **Soil Sci Soc Am J**, v. 64, p. 1749–1758, 2000.

KHAN, M. et al. Effect of Slope, Rainfall Intensity and Mulch on Erosion and Infiltration under Simulated Rain on Purple Soil of South-Western Sichuan Province, China. **Water**, v. 8, n. 11, p. 528, 12 nov. 2016.

KLEIN, V. A.; REICHERT, J. M.; REINERT, D. J. Água disponível em um Latossolo Vermelho argiloso e murcha fisiológica de culturas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 10, n. 3, p. 646–650, set. 2006.

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, out. 2012.

LAL, R. Soil structure and sustainability. **Journal of Sustainable Agriculture**, v. 1, n. 4, p. 67–92, 1991.

LAL, R. A system approach to conservation agriculture. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 70, n. 4, p. 82A–88A, 1 jul. 2015.

LANGHANS, C. et al. Dependence of effective hydraulic conductivity on rainfall intensity: loamy agricultural soils. **Hydrological Processes**, v. 24, n. 16, p. 2257–2268, 29 jun. 2010.

LANGHANS, C. et al. Experimental rainfall–runoff data: Reconsidering the concept of infiltration capacity. **Journal of Hydrology**, v. 399, n. 3–4, p. 255–262, mar. 2011.

LEYS, A. et al. Scale effects on runoff and erosion losses from arable land under conservation and conventional tillage: The role of residue cover. **Journal of Hydrology**, v. 390, n. 3–4, p. 143–154, 2010.

LI, Y. X. et al. Functional relationships between soil water infiltration and wheeling and rainfall energy. **Soil and Tillage Research**, v. 104, n. 1, p. 156–163, jun. 2009.

LIPIEC, J. et al. Soil porosity and water infiltration as influenced by tillage methods. **Soil and Tillage Research**, v. 89, n. 2, p. 210–220, 2006.

LONDERO, A. L. **Perdas de água e sedimento de bacias pareadas de ordem zero sob plantio direto com e sem terraço.** [s.l.] Universidade Federal de Santa Maria - UFSM, 2015.

- MENDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M. Escalas hidrológicas II: Diversidade de processos na bacia vertente. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, n. 1, p. 81–100, 1997.
- MERRITT, W. S.; LETCHER, R. A.; JAKEMAN, A. J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling & Software**, v. 18, n. 8–9, p. 761–799, out. 2003.
- MERTEN, G. H. et al. No-till surface runoff and soil losses in southern Brazil. **Soil and Tillage Research**, v. 152, p. 85–93, set. 2015.
- MERTEN, G. H.; MINELLA, J. P. G. The expansion of Brazilian agriculture: Soil erosion scenarios. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 1, n. 3, p. 37–48, dez. 2013.
- MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H. Índices topográficos aplicados à modelagem agrícola e ambiental. **Ciência Rural**, v. 42, n. 9, p. 1575–1582, set. 2012.
- MINELLA, J. P. G.; WALLING, D. E.; MERTEN, G. H. Establishing a sediment budget for a small agricultural catchment in southern Brazil, to support the development of effective sediment management strategies. **Journal of Hydrology**, v. 519, n. PB, p. 2189–2201, nov. 2014.
- MITCHELL, J. P. et al. Cover cropping and no-tillage improve soil health in an arid irrigated cropping system in California's San Joaquin Valley, USA. **Soil and Tillage Research**, v. 165, p. 325–335, jan. 2017.
- MORAIS, L. F. B.; COGO, N. P. Comprimentos críticos de rampa para diferentes manejos de resíduos culturais em sistema de semeadura direta em um Argissolo Vermelho da depressão central (RS). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 25, n. 4, p. 1041–1051, dez. 2001.
- MORIASI, D. N. et al. 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**. [s.l.] Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS, 2010.
- NAWAZ, A.; FAROOQ, M. Weed management in resource conservation production systems in Pakistan. **Crop Protection**, v. 85, p. 89–103, jul. 2016.
- NEARING, M. A. et al. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. **Catena**, v. 61, n. 2–3 SPEC. ISS., p. 131–154, 2005.
- NICOLOSO, R. DA S. et al. Eficiência da escarificação mecânica e biológica na melhoria dos atributos físicos de um latossolo muito argiloso e no incremento do rendimento de soja. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 32, n. 4, p. 1723–1734, ago. 2008.
- NU-FANG, F. et al. Rainfall, runoff, and suspended sediment delivery relationships in a small agricultural watershed of the Three Gorges area, China. **Geomorphology**, v. 135, n. 1–2, p. 158–166, dez. 2011.
- NUNES, M. R. et al. Persistência dos efeitos da escarificação sobre a compactação de Nitossolo sob plantio direto em região subtropical úmida. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 49, n.

7, p. 531–539, jul. 2014.

PARCHAMI-ARAGHI, F. et al. Point estimation of soil water infiltration process using Artificial Neural Networks for some calcareous soils. **Journal of Hydrology**, v. 481, p. 35–47, fev. 2013.

PLA, C. et al. Role of soil pore structure in water infiltration and CO₂ exchange between the atmosphere and underground air in the vadose zone: A combined laboratory and field approach. **CATENA**, v. 149, p. 402–416, fev. 2017.

PORTELA, J. C. et al. Hidrogramas e sedimentogramas associados à erosão hídrica em solo cultivado com diferentes sequências culturais, com diferentes condições físicas na superfície. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 1, p. 225–240, fev. 2011.

QUINTON, J. N. Reducing predictive uncertainty in model simulations: a comparison of two methods using the European Soil Erosion Model (EUROSEM). **CATENA**, v. 30, n. 2–3, p. 101–117, ago. 1997.

QUINTON, J. N.; CATT, J. A. The effects of minimal tillage and contour cultivation on surface runoff, soil loss and crop yield in the long-term Woburn Erosion Reference Experiment on sandy soil at Woburn, England. **Soil Use and Management**, v. 20, n. 3, p. 343–349, 2004.

RAI, R. K.; UPADHYAY, A.; SINGH, V. P. Effect of variable roughness on runoff. **Journal of Hydrology**, v. 382, n. 1–4, p. 115–127, mar. 2010.

REICOSKY, D. C. Conservation tillage is not conservation agriculture. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 70, n. 5, p. 103A–108A, 1 set. 2015.

RENÉE BROOKS, J. et al. Ecohydrologic separation of water between trees and streams in a Mediterranean climate. **Nature Geoscience**, v. 3, n. 2, p. 100–104, 20 fev. 2010.

RENSCHLER, C. S.; HARBOR, J. Soil erosion assessment tools from point to regional scales—the role of geomorphologists in land management research and implementation. **Geomorphology**, v. 47, n. 2–4, p. 189–209, out. 2002.

RICHTER, G. L. et al. Estimativa da área de folhas de cultivares antigas e modernas de soja por método não destrutivo. **Bragantia**, v. 73, n. 4, p. 416–425, dez. 2014.

RÖMKENS, M. J. .; HELMING, K.; PRASAD, S. . Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. **CATENA**, v. 46, n. 2–3, p. 103–123, jan. 2002.

SANCHEZ-MORENO, J. F. et al. Selecting best mapping strategies for storm runoff modeling in a mountainous semi-arid area. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 8, p. 1030–1048, 30 jun. 2014.

SEIBERT, J. et al. Water storage in a till catchment. I: Distributed modelling and relationship to runoff. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 25, p. 3937–3949, 15 dez. 2011.

SILVA, S. G. C. et al. Temporary effect of chiseling on the compaction of a Rhodic Hapludox under no-tillage. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 36, n. 2, p. 547–555, abr. 2012.

SMITH, M. W.; COX, N. J.; BRACKEN, L. J. Terrestrial laser scanning soil surfaces: a field methodology to examine soil surface roughness and overland flow hydraulics. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 6, p. 842–860, 15 mar. 2011.

STEVENS, C. J. et al. The effects of minimal tillage, contour cultivation and in-field vegetative barriers on soil erosion and phosphorus loss. **Soil and Tillage Research**, v. 106, n. 1, p. 145–151, 2009.

STOLTE, J. et al. Modelling water flow and sediment processes in a small gully system on the Loess Plateau in China. **CATENA**, v. 54, n. 1–2, p. 117–130, nov. 2003.

TAKKEN, I. et al. The influence of both process descriptions and runoff patterns on predictions from a spatially distributed soil erosion model. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 2, p. 213–229, fev. 2005.

TISDALL, J. M.; OADES, J. M. Organic matter and water-stable aggregates in soils. **Journal of Soil Science**, v. 33, n. 2, p. 141–163, 1982.

VAN DE GIESEN, N. et al. Scale effects in Hortonian surface runoff on agricultural slopes in West Africa: Field data and models. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, v. 142, n. 1–2, p. 95–101, jul. 2011.

VAN DE GIESEN, N. C.; STOMPH, T. J.; DE RIDDER, N. Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall-runoff dynamics in a West African catena landscape. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 1, p. 165–175, jan. 2000.

VAN DIJK, P. M.; KWAAD, F. J. P. M.; KLAPWIJK, M. RETENTION OF WATER AND SEDIMENT BY GRASS STRIPS. **Hydrological Processes**, v. 10, n. 8, p. 1069–1080, ago. 1996.

VESTENA, L. R. **Análise da relação entre a dinâmica de áreas saturadas e o transporte de sedimentos em uma bacia hidrográfica por meio de monitoramento e modelagem.** [s.l.] Universidade Federal de Santa Catarina - UFSC, 2008.

VEUM, K. S. et al. Runoff and dissolved organic carbon loss from a paired-watershed study of three adjacent agricultural Watersheds. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 130, n. 3–4, p. 115–122, 2009.

VOLK, L. B. DA S.; COGO, N. P. Relações entre tamanho de sedimentos erodidos, velocidade da enxurrada, rugosidade superficial criada pelo preparo e tamanho de agregados em solo submetido a diferentes manejos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 33, n. 5, p. 1459–1471, out. 2009.

ZWIRTES, A. L. et al. Utilização do infiltrômetro de cornell e dos anéis concêntricos para determinação da infiltração de água em um Latossolo Vermelho. **Semina: Ciências Agrárias**, v. 34, n. 6Supl1, p. 3489, 6 dez. 2013.