



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS AGRÁRIAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DO SOLO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO

CARLOS EDUARDO LINHARES FEITOSA

**ANÁLISE DE SENSIBILIDADE NO PROCESSAMENTO DE DADOS DE PERFIL
INSTANTÂNEO EM CLASSES TEXTURAIS DE SOLOS**

FORTALEZA

2017

CARLOS EDUARDO LINHARES FEITOSA

ANÁLISE DE SENSIBILIDADE NO PROCESSAMENTO DE DADOS DE PERFIL
INSTANTÂNEO EM CLASSES TEXTURAIS DE SOLOS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Ciência do Solo. Área de Concentração: Manejo do Solo e da Água.

Orientador: Prof. Dr. Jaedson Cláudio Anunciato Mota.

FORTALEZA

2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

- F336a Feitosa, Carlos Eduardo Linhares.
Análise de sensibilidade no processamento de dados de perfil instantâneo em classes texturais de solos /
Carlos Eduardo Linhares Feitosa. – 2017.
58 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências Agrárias, Programa de
Pós-Graduação em Agronomia (Solos e Nutrição de Plantas), Fortaleza, 2017.
Orientação: Prof. Dr. Carlos Eduardo Linhares Feitosa.
1. Textura do solo. 2. Condutividade hidráulica. 3. Modelagem. I. Título.

CDD 631.4

CARLOS EDUARDO LINHARES FEITOSA

ANÁLISE DE SENSIBILIDADE NO PROCESSAMENTO DE DADOS DE PERFIL
INSTANTÂNEO EM CLASSES TEXTURAIS DE SOLOS

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Ciência do Solo. Área de Concentração: Manejo do Solo e da Água.

Aprovada em: 21/07/2017.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Jaedson Cláudio Anunciato Mota (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Raimundo Nonato de Assis Júnior
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Raimundo Nonato Távora Costa
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Dedico este trabalho à minha família

AGRADECIMENTOS

Meus agradecimentos irão principalmente a DEUS por ter me dado saúde, disposição, base e todo o tempo necessário para a realização deste trabalho.

À minha família: Valgênia Silva Linhares (Mãe), Joaquim Alves Feitosa Neto (Pai), Pricila Linhares Feitosa (Irmã), Joaquim Alves Feitosa Júnior (Irmão), Helena Nascimento (Irmã de coração), Gabriel Ferreira (Irmão de coração) que foram as pessoas que me acolheram e que me deram todo o amor e apoio necessário para realização desse trabalho. Aos amigos de longa data: David Garcia, Nara Ferreira, Luanna Oliveira, Francisca Chaves, Natália Steffane, Eigla Mayna, Suzy Viana, Raí Rebouças.

Ao meu orientador, professor Jaedson Cláudio Anunciato Mota, de quem tive a honra de ser orientado, pois o mesmo com paciência e dedicação direcionou este trabalho da melhor forma possível.

A meus companheiros de Grupo: Mirla Maria, Ícaro Nascimento, Alexandre Santos, Cillas Pollicarto, Thiago Leite, Alcione Freire, Ademir Menezes, Godofrêdo Maciel e Alessa Milenapela companhia, amizade e dúvidas tiradas.

Aos meus amigos que fiz em Fortaleza, que vou levar para sempre comigo: dona Helena, João Filho, Léa Moraes, Clarissa Pereira, Edcarla Nicolau, Raquel da Hora, Ronney Vieira, Maxwell Maia, Fábio Oliveira, Fabiana Oliveira, Katia Michelli, Júnior Figueirêdo, Adriano Miguel, Leila Gonçalves, Clice Mendonça, Jordânia Gabriel, Hellen Araújo, Francieli Silva, Davi Ribeiro, Samuel Nicolau, João Paulo Buzgaib, Jardel da Silva, Leticia Romana, Suelton Ribeiro, Sylvania Oliveira, João Alves, Simon Rekceb.

Aos colegas do Departamento de Ciências do Solo: Wilson Santos, Lucas Oliveira, Saialy Medeiros, Ricardo Pereira, Ricardo Miranda, Rafaela Batista, Carla Danielle, Gleicianeda Silva, Juarez Cassiano, Vicente Thiago, Iúna Carmo, Isabel Cristina, Carlos Levi, Alfredo Mendonça, José Israel, Edilaine da Silva, e Joaquim Emanuel.

A minha orientadora de graduação Maryzélia Furtado de Farias, pela confiança posta em minha pessoa.

E principalmente a Ulisses Costa de Oliveira, que aguentou meus dramas nestes tempos de mestrado, e se tornou um companheiro para toda a vida.

À Universidade Federal do Ceará, pela oportunidade de pós-graduação. Ao CNPq, pelo apoio financeiro com o oferecimento da bolsa de estudos.

*Quem, de três milênios,
Não é capaz de se dar conta
Vive na ignorância, na sombra,
À mercê dos dias, do tempo.*

Johann Wolfgang von Goeth

RESUMO

O conhecimento sobre a quantidade de leituras de potencial mátrico e umidade do solo no tempo, quando da execução do experimento tipo perfil instantâneo, é importante para produzir resultados que representem a dinâmica da água no solo da melhor forma possível. O presente trabalho propõe a hipótese de que para cada classe textural há um padrão de sensibilidade na análise de atributos hídricos do solo, o que possibilita a definição da rotina da coleta de dados em experimentos de perfil instantâneo. Desse modo, objetivou-se realizar em cinco classes texturais de solo a análise de sensibilidade de atributos hídricos do solo a partir de experimentos de perfil instantâneo, para, então, estabelecer protocolo de tomada de dados em campo quando da definição da condutividade hidráulica em solo saturado e do coeficiente γ da equação $K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta-\theta_0)}$. O experimento foi realizado nos moldes para a determinação da condutividade hidráulica pelo método do perfil hidráulico instantâneo. Para a avaliação da sensibilidade dos parâmetros foram aplicados 11 tratamentos com cinco repetições. Foram considerados os tratamentos: testemunha (conjunto original dos dados) e alterações no conjunto original de dados, a saber: retirando uma leitura completa do conjunto de dados (1ª leitura, 2ª leitura, 3ª leitura, 6ª leitura, 9ª leitura, 12ª leitura, 15ª leitura e última leitura), retirando leituras finais (três últimas leituras) e considerando o gradiente de potencial total como unitário. Quando da análise de sensibilidade, os valores dos parâmetros obtidos com os dados alterados [$\ln(K)$ e γ] foram comparados com os obtidos com o conjunto original de dados [$\ln(K_0)$ e γ_0] por meio dos quocientes γ/γ_0 e $\ln(K)/\ln(K_0)$, respectivamente. A análise estatística para ambos os parâmetros foi realizada em delineamento inteiramente casualizado. Para a comparação das médias de gama (γ) e $\ln(K)$ relativo aplicou-se o teste de Dunnett a 5% de significância, considerando o conjunto integral de dados como a referência. Também foi realizada a análise de paralelismo e intercepto na avaliação das retas geradas por cada tratamento nas relações θ versus tempo e $\ln(K)$ versus θ . Concluiu-se que na função $K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta-\theta_0)}$ o γ é tão sensível quanto $\ln[K(\theta)]$ à exclusão da primeira leitura. No entanto, $\ln(K)$ é mais sensível quando se considera o gradiente de potencial total unitário nas classes texturais argilosas. Para texturas areia-franca, franco-argilo-arenosa e argilo-arenosa na faixa de umidade entre 0,159-0,187, 0,226-0,237 e 0,261-0,266 $m^3.m^{-3}$, respectivamente, e para franco-argilosa e argila na faixa de umidade entre 0,227-0,247 e 0,297-0,303, respectivamente, a retirada individual de uma leitura do conjunto original de dados pouco interferiu nas relações dos parâmetros que definem a condutividade hidráulica do solo. A primeira leitura (tempo zero) tem

maior importância para a definição da redistribuição de água e da condutividade hidráulica quanto mais arenoso for o solo.

Palavras-chave: Textura do solo. Condutividade hidráulica. Modelagem.

ABSTRACT

Knowledge about the number of matric potential readings and moisture from soil in time, when performing the instant profile experiment, is important to produce results that represent the soil water dynamics in the best possible way. The present paper proposes the hypothesis that there is a sensitivity standard, for each textural class, in the analysis of soil water attributes, which allows to define data collection routine in experiments of instantaneous profile. The objective of this study was to perform sensitivity analysis of hydric attributes of soil in five soil texture classes from instantaneous profile experiments, in five soil texture classes, to establish a field data acquisition protocol when defining the hydraulic conductivity in saturated soil and the coefficient γ of the equation $K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta-\theta_0)}$. The experiment was carried out in the molds to determine the hydraulic conductivity by the instantaneous hydraulic profile method. For the evaluation of the parameters sensitivity were applied 11 treatments with five replicates. The treatments were: control (original set of data) and changes in the original set of data, taking a complete reading of the data set (1st reading, 2nd reading, 3rd reading, 6th reading, 9th reading, 15th reading and last reading), taking final readings (last three readings) and considering the total potential gradient as unitary. In the sensitivity analysis, the values of the parameters obtained with the altered data [$\ln(K)$ and γ] were compared with those values obtained with the original set of data [$\ln(K_0)$ and γ_0] by the quotients γ/γ_0 and $\ln(K)/\ln(K_0)$, respectively. Statistical analysis for both parameters was performed in a completely randomized design. For the comparison of the gamma (γ) and $\ln(K)$ averages, the Dunnett test was applied at 5% significance, considering the integral data set as the reference. Parallelism and intercept analysis were also performed in the evaluation of the lines generated by each treatment in the relations: θ versus time and $\ln(K)$ versus θ . We conclude that in the function $K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta-\theta_0)}$ and γ is as sensitive as $\ln[K(\theta)]$ to the exclusion of the first reading. However, $\ln(K)$ is more sensitive when considering the gradient of total unit potential in the clayey textured classes. For sandy-loam, sandy loam-clay and sandy loam textures in the moisture range between 0.159-0.187, 0.226-0.237 and 0.261-0.266 $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$, respectively, and to loamy clay and clay in the range of 0.227-0.247 and 0.297-0.303, respectively, the individual withdrawal of a reading from the original dataset did little to interfere in the relationships of the parameters that define the hydraulic conductivity of the soil. The first reading is of greater importance for the definition of water redistribution and hydraulic conductivity, the more sandy is the soil.

Keywords: Soil texture. Hydraulic conductivity. Modeling.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Cenário do experimento tipo perfil instantâneo no Argissolo Amarelo.....	27
---	----

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico1 -Valores de γ relativo (γ/γ_0) e $\ln(K)$ relativo [$\ln(K)/\ln(K_0)$] para as texturas areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D), argila (E).....	37
Gráfico 2 -Gráfico 2. Relação condutividade hidráulica versus conteúdo de água no solo (θ) nas classes texturais Areia-Franca (A), Franco-Argilo-Arenosa (B), Argilo-Arenosa (C), Franco-Argilosa (D) e Argila (E).	38
Gráfico 3-Relação conteúdo de água no solo (θ) versus tempo e $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo (θ) com exclusão de leituras na classe textural areia-franca.	41
Gráfico 4-Relação conteúdo de água no solo (θ) versus tempo e $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo (θ) com exclusão de leituras na classe textural franco-argilo-arenosa.	43
Gráfico 5 - Relação conteúdo de água no solo (θ) versus tempo e $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo (θ) com exclusão de leituras na classe textural argilo-arenosa.....	44
Gráfico 6-Relação conteúdo de água no solo (θ) versus tempo e $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo (θ) com exclusão de leituras na classe textural franco-argilosa.	45
Gráfico 7 - Relação conteúdo de água no solo (θ) versus tempo e $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo (θ) com exclusão de leituras na classe textural argila.	47

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Granulometria, classe textural, densidade do solo e teor de carbono orgânico nas profundidades em que se determinou a condutividade hidráulica do solo saturado..	26
Tabela 2 -Valores médios de gama relativo (γ/γ_0) em classes texturais de solo comparados pelo teste de Tukey a 5% de significância.	33
Tabela3 -Valores médios de ln(K) relativo $[(\ln(K)/\ln(K_0))]$ em classes texturais de solo comparados pelo teste de Tukey a 5% de significância.....	34
Tabela 4 -Valores de $d(K)/d(\theta)$ para classes texturais de solo estudadas	38

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	15
2	REVISÃO DE LITERATURA	17
2.1	Atributos físicos e dinâmica da água no solo.....	17
2.2	O método do perfil instantâneo	20
2.3	Análise de sensibilidade de dados.....	22
3	MATERIAL E MÉTODOS	26
3.1	Trabalhos de campo.....	26
3.2	Trabalhos de laboratório.....	28
3.3	Testes de sensibilidade.....	30
3.4	Análise dos dados	31
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	33
5	CONCLUSÕES.....	48
	REFERÊNCIAS.....	50

1 INTRODUÇÃO

O solo é um corpo que possui composição diversa e propriedades químicas, físicas e biológicas que lhe permitem inúmeras possibilidades de processos, dentre eles a redistribuição de água no solo, que é dependente da condutividade hidráulica. Alguns atributos físicos como textura, estrutura e porosidade são indicados a serem estudados para o entendimento da dinâmica da água no solo, uma vez que influenciam significativamente nos processos hídricos.

No tocante à condutividade hidráulica, que é definida como a permissividade que o solo oferece à água ao se mover por meio de seus poros, um dos métodos utilizados para determinação em campo é o perfil instantâneo, que consiste em sucessivas leituras de umidade e de potencial mátrico da água no solo no tempo, sem a necessidade de atingir um equilíbrio dinâmico do movimento da água. As leituras partem da situação do solo com poros totalmente cheios de água, ou seja, em estado saturado, e são feitas deste ponto até o momento em que a redistribuição de água atinge um estado desprezível de movimento no solo. O método do perfil instantâneo é tido como o mais eficiente para o estudo da dinâmica de água no solo, porém apresenta a desvantagem de intensiva mão de obra na instalação do experimento e da necessidade de vários dias ou até semanas de trabalho em campo.

A busca por dados mais confiáveis para que se obtenha o verdadeiro valor da função $K(\theta)$ no campo leva à necessidade da realização de leituras de umidade e de potencial mátrico ao longo do tempo, tendo de se fazer mais leituras nas primeiras horas de redistribuição da água no solo. Com o tempo, as leituras devem ser mais espaçadas independentemente da textura do solo em que está se aplicando o método.

Estudos tornam evidentes as incertezas nos parâmetros de entrada de um determinado modelo, o que reflete na incerteza do resultado final. Além disso, a probabilidade de erros durante a medição, ou até mesmo a elevada variabilidade espacial de alguns atributos físicos do solo, faz com que os dados adquiridos sempre se tornem motivo de preocupação quando são aplicados a um modelo de predição de comportamento hidrodinâmico no solo.

A análise de sensibilidade tem constantemente sido considerada como uma ferramenta satisfatória para identificar os erros na aquisição de dados, identificar parâmetros mais sensíveis a alterações e, conseqüentemente, auxiliar na diminuição das incertezas provenientes dos dados de entrada. Esta análise tem sido utilizada como um avaliador de modelos, isto é, da capacidade de uma rotina computacional em atender a expectativa de representar um fenômeno, além de identificar erros que provocam alterações significativas na

predição de resultados, considerando que as incertezas no produto final do modelo são atribuídas às incertezas nos valores dos dados coletados em campo, ou seja, nos parâmetros de entrada. Essa técnica de análise se baseia em realizar alterações propositalmente nos parâmetros de entrada e então é feita a análise do efeito destas alterações no parâmetro de saída, gerando assim valores ou coeficientes de sensibilidade referentes às alterações.

Diante do exposto, propôs-se a hipótese de que para cada classe textural há um padrão de sensibilidade na análise de atributos hídricos do solo, o que possibilita a definição da rotina da coleta de dados em experimentos de perfil instantâneo. Desse modo, objetivou-se com esta pesquisa realizar em cinco classes texturais de solo a análise de sensibilidade de atributos hídricos do solo a partir de experimentos de perfil instantâneo, para, então, estabelecer protocolo de tomada de dados em campo quando da definição da condutividade hidráulica em solo saturado e do coeficiente γ da equação $K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta-\theta_0)}$.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Atributos físicos e dinâmica da água no solo

O movimento da água no solo ocorre pela influência dos potenciais gravitacional (Ψ_g), matricial (Ψ_m), osmótico (Ψ_o) além do de pressão (Ψ_p), dependentes do conteúdo de água no solo. É um dos assuntos mais intensivamente estudados na física do solo, principalmente devido à sua importância relacionada ao transporte de solutos no solo e à disponibilidade de água para as plantas (RAMOS et al., 2013).

Durante os processos de infiltração, drenagem e redistribuição de água no solo, as principais forças que alteram o movimento da água são a da gravidade e a da capilaridade. O excesso de água refere-se ao volume de água que ocupa a macroporosidade e que é redistribuído no perfil do solo pela força da gravidade (BRITO et al., 2011). Um atributo do solo importante para definir parte da dinâmica da água no solo é a condutividade hidráulica (K), que reflete a permissividade do solo à água circular através de seu meio poroso (CARVALHO et al., 2013).

Segundo Reichardt e Timm (2012), a redistribuição de água no solo se dá quando é iniciada a aplicação de água por meio de precipitação ou irrigação na superfície do solo. É devida principalmente ao potencial gravitacional, que faz com que a água se mova inicialmente no sentido vertical para camadas mais profundas do solo. Essa redistribuição é considerada desprezível quando o movimento é muito lento, pois a velocidade de redistribuição diminui com o tempo, configurando a chegada à capacidade de campo, devido a fatores envolvendo gradiente de potencial matricial e condutividade hidráulica. O processo de redistribuição é um processo contínuo, sem grandes interrupções, porém dependentes de fatores como densidade do solo e aporte de material orgânico, e seu equilíbrio se estabelece após um grande período de tempo. Além de ser um atributo dependente do tempo, há também a variação relativa referente a textura do solo (REICHARDT; TIMM, 2012).

A condutividade hidráulica pode ser medida tanto em meio saturado como em não saturado. Em meados de 1865 houve a publicação por Darcy da equação que possibilitou a determinação do movimento de água no solo saturado, quantificando o volume de água que passa em determinada área por unidade de tempo (K_0). A quantificação do movimento da água em solo não saturado só veio a ser publicada em 1907 a partir das modificações realizadas por Buckingham na equação de Darcy. Com base na teoria dos fluxos, Buckingham desenvolveu uma equação que avalia o fluxo de água em material poroso com umidade abaixo do ponto de saturação, finalizando em uma equação muito semelhante à de Darcy,

considerando a relação entre condutividade hidráulica e umidade e, ao mesmo tempo, entre o potencial mátrico e conteúdo de água no solo, ficando a equação conhecida como de Darcy-Buckingham (GONÇALVES; LIBARDI, 2013).

De acordo com Biasussi (2001), durante o fluxo em solo saturado a condutividade hidráulica (K) depende da permeabilidade intrínseca do solo que está relacionada com sua geometria porosa e com a viscosidade do fluido que escoar. Geralmente, o escoamento em meios porosos ocorre em condições de não-saturação, sendo os potenciais mátrico e gravitacional relevantes para este fluxo. Neste caso, a condutividade hidráulica se torna função do teor de água do solo (θ) ou do potencial matricial (Ψ_m), sendo dependente de espaços porosos ocupados por água, variando significativamente com pequenas variações na umidade do solo.

Segundo Reichardt e Timm (2012), o fluxo de água em condição de solo não saturado, que ocorre em qualquer condição de umidade abaixo do valor de saturação, difere do fluxo em solo saturado pela umidade que varia no tempo (t) e profundidade (z). Isso fez com que fosse desenvolvida a equação anunciada por Richards em 1931, produto de uma combinação da equação de Darcy-Buckingham com a da continuidade resultando na equação diferencial geral na direção vertical.

Dentre os vários fatores que influenciam a condutividade hidráulica se destaca o conteúdo de água do solo (LIBARDI; MELO FILHO, 2006). A relação entre a condutividade e umidade apresenta elevada sensibilidade às alterações no teor de água no solo, de tal modo que apenas uma variação de 1 a 2% no conteúdo de água pode afetar o coeficiente de variação da condutividade em valores superiores a 170% (ANDRADE; STONE, 2009).

Para Hillel (1980) e Biasussi (2001) as razões para a redução na capacidade de transmissão de água no solo durante o seu processo de drenagem se deve à obstrução que ocorre no percurso original da água, quando o espaço que anteriormente continha água começa a ser ocupado por gases. Convém citar que o preenchimento dos poros com ar aumenta a quantidade de água que fica isolada e descontínua em diversos poros do solo, dificultando ainda mais o fluxo da água.

A condutividade hidráulica apresenta dificuldade de sua avaliação em campo, e tem-se investigado sua correlação com a textura e outros atributos físicos dos solos (MONTENEGRO; MONTENEGRO, 2006). Há muita evidência de que as propriedades hidráulicas do solo estão sujeitas a mudanças temporais particularmente na faixa próxima à saturação, em que a estrutura do solo influencia essencialmente os parâmetros do fluxo de água (DARAGHMEH et al., 2008; ESTRADA et al., 2009). Particularmente, a estrutura nas

camadas superiores do solo é sujeita a variações durante o tempo, provocadas por ciclos de umedecimento/secagem, atividade biológica e operações agrícolas (LEIJ et al., 2002; MUBARAK et al., 2009).

De acordo com Reichardt e Timm (2012), a condutividade hidráulica do solo saturado depende da fluidez da água, que é proporcional à sua viscosidade e densidade, e da macroporosidade do solo que, por sua vez, é função da textura e da estrutura. A condutividade hidráulica do solo saturado resulta da funcionalidade de seu sistema poroso, englobando propriedades relacionadas com a sua porosidade, como quantidade, tamanho, morfologia, continuidade e orientação dos poros (GONÇALVES; LIBARDI, 2013). Portanto, qualquer fator que exerça influência sobre o tamanho e a configuração dos poros do solo, exerce também influência sobre a condutividade hidráulica, sendo os macroporos responsáveis pela maior parte da movimentação da água no solo (BRADY, 1983).

A estrutura do solo determina, em parte, o transporte de água e solutos através das zonas não saturadas do perfil do solo e tem influência sobre o estado de umidade do solo, além da dinâmica de nutrientes, impactando significativamente a germinação e crescimento das plantas (TAGAR et al., 2016). A condutividade hidráulica na condição saturada é mais dependente, portanto, da estrutura do que da textura do solo e, desse modo, ao elevar o grau de agregação de um solo, o valor dela aumenta. De acordo com a equação de Darcy-Buckingham, a condutividade hidráulica é o principal atributo do solo que pode provocar a redução da densidade de fluxo da água no solo e tem seu valor nulo apenas quando o conteúdo de água no solo for zero o que é praticamente impossível (REICHARDT, 1988; BRITO et al., 2011).

A influência da estrutura no fluxo de água, e em especial por parte dos macroporos (diâmetro maior do que 50 μm), possibilita que um solo argiloso exiba valores de condutividade hidráulica em situação de saturação do solo (K_0) similares ao arenoso (GONÇALVES; LIBARDI, 2013). Pelo fato de a condutividade hidráulica na condição saturada depender em grande parte da forma e continuidade do sistema poroso, esta varia fortemente de um local a outro, apresentando valores extremos em determinados locais e podendo diferir também nas distintas orientações do solo, chamada de variabilidade da condutividade hidráulica no solo (GONÇALVES; LIBARDI, 2013). Apesar de bem correlacionadas, realizar a descrição da porosidade do solo a partir da condutividade hidráulica do solo saturado sem levar em consideração outros atributos do solo pode levar a erros provenientes de causas sem conhecimentos definidos (MESQUITA; MORAES, 2004).

Devido à grande variabilidade da condutividade hidráulica e heterogeneidade do solo, a ocorrência de dados discrepantes constitui-se em empecilho na aplicação de análise de sensibilidade e utilização dos dados; o principal problema é na determinação do fluxo estacionário, que é muito dependente da condutividade hidráulica do solo saturado e é um dos parâmetros de equações que determinam a condutividade hidráulica como a função $K(\theta)$ (MESQUITA; MORAES, 2004). Para Klein e Libardi (2002), todas essas propriedades do espaço poroso que influenciam a condutividade do solo podem ser reunidas no termo único “geometria porosa dos solos”. Além da estrutura e porosidade, outros fatores influenciam a disponibilidade de água no solo: a textura, o tipo e quantidade de argila e o teor de matéria orgânica (KLEIN; LIBARDI, 2000).

A textura do solo, principalmente a quantidade de argila, define em boa parte a distribuição do diâmetro dos poros do solo, determinando assim a área de contato entre as partículas sólidas e a água, sendo por isso responsável pela força de retenção, principalmente em baixos potenciais mátricos, como o do ponto de murcha permanente (REICHARDT, 1987; KLEIN et al., 2010).

2.2 O método do perfil instantâneo

Vários métodos são descritos para a determinação da condutividade hidráulica do solo, em função de sua umidade, em laboratório ou diretamente no campo. Dentre os métodos, o mais estudado em condição de campo é o do perfil instantâneo (CARVALHO, 2002), além de ser o considerado o mais exato, pois permite a quantificação de cada parâmetro da equação de Richards diretamente no campo.

O método do perfil instantâneo é utilizado para determinação da condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água θ . Inicialmente desenvolvido por Watson (1966), aperfeiçoado por Hillel et al. (1972) e simplificado por Libardi et al. (1980) considerando o potencial hidráulico como unitário, procura-se uma solução para a equação de Richards, que é a combinação da equação da continuidade com a equação de Darcy-Buckingham (GONÇALVES; LIBARDI, 2013). Por esse método são feitas observações da umidade do solo e do potencial matricial da água nele contida ao longo do tempo para poder se chegar a uma estimativa dos parâmetros empíricos da função $K(\theta)$ em solo não saturado (VAN LIER, 2002).

Segundo Paige e Hillel (1993) e Hurtado et al. (2005), a drenagem interna pode ser influenciada pela presença da água subterrânea quando esta se encontra próxima à superfície; em perfis de solos heterogêneos, não há uma redistribuição de água uniforme, pois a presença

de camadas menos permeáveis impede o fluxo vertical de água, favorecendo o fluxo lateral; além disso, solos com inclinação não permitem uma inundação e uma drenagem vertical homogênea.

Segundo van Lier (2002) e Gonçalves e Libardi (2013), a maior vantagem do método está no fato de basear-se em medições diretas no campo, sem necessidade de aguardar o estabelecimento de um equilíbrio dinâmico (“steady state”), permitindo a análise de uma faixa grande de umidade e de valores mais precisos de condutividade hidráulica, em relação àqueles que são adquiridos em laboratório. Sua desvantagem está na alta demanda de tempo e investimento em mão-de-obra e, por essa razão, existem poucos resultados experimentais para determinações da função $K(\theta)$ pelo método do perfil instantâneo com grande número de repetições (LIBARDI; MELO FILHO, 2006). Considerando que a condutividade hidráulica é uma propriedade do solo que apresenta variabilidade espacial muito alta, segundo van Lier (2002) há dificuldade de com poucas repetições, se obter informações representativas com os dados do perfil instantâneo no solo.

As determinações no campo podem ser mais difíceis de execução, mas têm a vantagem de estimar as propriedades hidráulicas *in situ*, o que é de considerável valor no uso da informação hidráulica (MUBARAK et al., 2010). Nesse sentido, o método do perfil instantâneo permite o cálculo da função $K(\theta)$ no campo, a partir da evolução temporal da umidade, em um processo de drenagem interna no qual o fluxo na superfície do solo é zero (GHIBERTO; MORAES, 2011). Assume-se, portanto, fluxo unidimensional com coordenada vertical positiva para baixo, condições isotérmicas e isobáricas, ausência de histerese e da influência do lençol freático (GHIBERTO; MORAES, 2011; LIBARDI, 2012)

Segundo Gonçalves e Libardi (2013), uma alternativa que pode ser utilizada no método do perfil instantâneo é assumir o gradiente de potencial total como unitário. Assumindo essa condição, somente a aquisição da umidade em base volume durante a redistribuição de água no solo possibilitaria a aquisição da condutividade hidráulica. No entanto, há controvérsias sobre a utilização do gradiente de potencial total unitário, pois, com a complexidade do solo o gradiente é inevitavelmente alterado devido sua variação no tempo e profundidade e, assim, não permanece unitário (GHIBERTO; MORAES, 2011). Libardi et al. (1980) simplificaram o procedimento para determinar a função $K(\theta)$ com medidas apenas do conteúdo de água, presumindo uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica e a umidade, conseguindo uma equação que relaciona o conteúdo de água com o tempo de redistribuição de água no perfil, e a partir dessa, a função $K(\theta)$.

Para a determinação da umidade volumétrica ao longo do tempo e do perfil em estudo, podem ser utilizados equipamentos como sonda de nêutrons, TDR, ou obter os valores de umidade por meio de curvas de retenção da água obtidas em laboratório (CARVALHO, 2002). A coleta de dados é efetuada inúmeras vezes, a partir do início da drenagem interna, realizando um monitoramento constante durante todo o processo de drenagem até o momento em que o processo de drenagem evolui lentamente que se torna inútil a contínua coleta de dados (GÓMEZ et al. 2009).

Bacchi e Reichardt (1988) analisaram quatro métodos de aquisição da condutividade hidráulica em solo e verificaram que o do perfil instantâneo se destacou pela maior coerência de resultados com a teoria a respeito da dinâmica da água no solo.

2.3 Análise de sensibilidade de dados

Análise de sensibilidade é um passo importante no processo de construção de modelos. Uma das técnicas de análise de sensibilidade mais comum, denominada de método de efeito elementar, desenvolvida por Morris (1991), indica a importância da análise de variável individual sobre um indicador de desempenho. A sensibilidade elementar é definida como a capacidade do modelo reagir quando alimentado com parâmetros de entrada alterados intencionalmente a partir dos dados coletados em campo (SALEM et al., 2016).

A análise de sensibilidade é amplamente aceita como parte necessária na prática da modelagem de recursos hídricos, do ambiente e de sistemas biológicos, pois consiste tipicamente de um grande número de componentes interagindo e envolve processos operacionais por meio de avaliações em uma gama de escalas espaciais, temporais e biológicas (RAVALICO et al., 2009; SUMNER et al., 2012; BUTLER et al., 2014; NORTON, 2015).

Segundo Sumner et al. (2012), um dos maiores desafios ao construir modelos matemáticos ou computacionais de sistemas biológicos é a estimativa precisa dos valores dos parâmetros de entrada, uma vez estimados a partir de medições experimentais feitos *in vitro* (ambientes controlados) ou por ajuste aos dados experimentais em modelos de simulações; conseqüentemente, as estimativas dos parâmetros são frequentemente associadas com a incerteza. As incertezas relacionadas com a sensibilidade dos parâmetros de saída, produtos resultantes dos modelos, são atribuídas aos parâmetros de entrada (MA et al., 2015).

Existem vários trabalhos utilizando análise de sensibilidade no estudo da dinâmica de água no solo (VAN LIER, 2002; MAO et al., 2008; BROGIONI et al., 2010). A variabilidade

estrutural do solo, pode ser utilizada como auxílio na avaliação da aplicabilidade de modelos simulatórios, sendo uma importante ferramenta para o planejamento experimental (CICHOTA et al., 2006). O conhecimento sobre os modelos que simulam o movimento de água e de solutos dissolvidos na solução do solo é importante como parte do entendimento sobre os impactos de diferentes sistemas de manejo e uso no solo, bem como para análises de incertezas e riscos de prováveis erros que um modelo pode apresentar, além de avaliar a sua funcionalidade relacionada à forma de como esses modelos podem reagir levando em consideração as possíveis variações que sofre o dado de saída, em estudos que avaliam esse dado em diferentes tempos e/ou espaços (FEYEN et al., 1998; CICHOTA et al., 2006).

Segundo Estrade et al. (2009), os modelos são uma valiosa ferramenta para otimizar o gerenciamento de recursos hídrico. Como por exemplo, análises de sensibilidade voltadas ao estudo de modelos que se ajustam a características de movimento de água no solo, modelos de condutividade hidráulica realizada por van Lier (2002) e curva de retenção de água no solo por Bossarino (2012). Tal modelagem de água do solo exige uma descrição precisa das propriedades hidráulicas do solo, por exemplo, a curva de retenção de água do solo e a função $K(\theta)$ (SCHWEN et al., 2011). Aliás, se percebe que um passo crucial para o processo de otimização da aquisição de dados de redistribuição de água no solo, para ser bem-sucedido, deverá ser realizada a escolha adequada dos tempos de realização de coleta de dados (GÓMEZ et al. 2009).

A análise de sensibilidade, em que a incerteza nos resultados de saída é atribuída à incerteza dos parâmetros de entrada de um modelo, é um elemento de verificação para garantir que a resposta de uma rotina computacional atende à expectativa de expressar corretamente um fenômeno avaliado (VAN LIER, 2002). Resultados desses estudos fornecem informações sobre o comportamento do modelo e, também, sobre falhas na metodologia utilizada no desenvolvimento do modelo e na sua aplicabilidade a diferentes cenários e escalas (GOWDA et al., 1999).

Segundo Evangelista e Ferreira (2005), para modelos simples é possível obter expressões das saídas em função dos dados de entrada, expressando a sensibilidade do modelo como funções explícitas. No entanto, à medida que os modelos se tornam mais complexos, a sensibilidade é expressa mais facilmente na forma de mudanças relativas, gráficos e tabelas, em vez de funções (VAN LIER, 2002). Goldenfum et al. (1991) afirmam que essa análise auxilia o usuário a determinar quais parâmetros devem ser estimados com precisão e quais não requerem grande precisão em suas estimativas.

A induzida alteração nos parâmetros do modelo resulta em coeficientes de sensibilidade e, como a alteração é individual nos parâmetros, possibilita-se a análise do efeito da variação individualmente no produto de saída. Ou seja, o procedimento baseia-se na suposição de que não há relação entre os diferentes parâmetros do algoritmo (DRECHSLER, 1998; VAN LIER, 2002).

Há que se ressaltar a importância da confiabilidade nos resultados de uma pesquisa. No caso da avaliação de um modelo de simulação, Kolahchi e Jalali (2006) comentam que embora a resposta dele possa ser visualmente quantificada, algumas ferramentas devem ser utilizadas para análise de desempenho. De acordo com Legates e McCabe Jr. (1999) e Pinho (2009), as avaliações de desempenho de modelos usam uma quantidade de estatísticas e técnicas e, geralmente, a qualidade do ajuste das medidas de erro para avaliar a capacidade de um modelo em simular a realidade é incluída nestas ferramentas, cujos índices que variam de zero a unidade são os coeficientes de correlação (r) e de determinação (r^2).

Diferentes abordagens podem ser seguidas para testar a sensibilidade de um modelo (CACUCI e IONESCO-BUJOR, 2004; SALTELLI et al., 2005; CAMPOLONGO et al., 2007). Métodos de sensibilidade vão desde aqueles à base de variância quantitativos, definidos a partir da decomposição da variância de saída entre as contribuições dos fatores de entrada, às outras formas de sensibilidade global com propriedades regionais (PAPPENBERGER et al., 2006; CAMPOLONGO et al., 2007).

A análise de sensibilidade pode ser utilizada em duas áreas principais: a quantificação da variação nos modelos de saídas na análise de incerteza, proporcionando assim uma medida de confiança na capacidade de previsão do modelo, e identificação dos parâmetros que mais contribuem para a variação nos resultados do modelo, o que permite gerar hipóteses sobre os mecanismos biológicos que conduzem o comportamento do sistema que pode ser testado experimentalmente (SUMNER et al., 2012).

Segundo Sumner et al. (2012), a aplicação da análise de sensibilidade para saídas do modelo dependentes do tempo é bem estabelecida e os índices de sensibilidade são calculados em cada ponto de tempo para produzir um conjunto de índices de sensibilidade variando em cada tempo. Então, estes índices fornecem informações sobre quais parâmetros são influentes em determinados momentos e podem ser integrados ao longo do tempo para identificar os parâmetros que são mais importantes em termos de toda a produção do modelo (SUMNER et al., 2012). Segundo Gao et al. (2016), o conhecimento dos fatores influentes ajuda a priorizar a coleta de dados, identificar os parâmetros do modelo não-influente, isolar principais fontes de incerteza paramétrica, compreender a estrutura do modelo e verificar erros de modelo.

Os principais objetivos da técnica de análise de sensibilidade em modelagem ambiental incluem: (i) fator de priorização para identificar as variáveis mais sensíveis para efeitos de priorização na coleta de dados adicionais (GANJI, 2016); (ii) validação do modelo (RAVALICO et al, 2010, ROSERO et al, 2010); e (iii) para identificar fatores não influentes às incertezas de saída (PIANOSI e WAGENER, 2015; PUNZO et al., 2015). Após a avaliação da sensibilidade e incerteza, obtêm-se informações sobre os parâmetros que têm mais influência no modelo e, então, em novos experimentos ganha-se com a redução do tempo de coleta dos dados e do custo da estimativa dos parâmetros, pois a estratégia experimental pode ser redefinida para uma forma mais prática e objetiva, a fim de permitir a estimação eficiente dos parâmetros mais importantes do modelo, com um produto de saída semelhante ao original.

Modeladores de diversas áreas do conhecimento (SAISANA et al., 2005; KENNEDY, 2007; PILKEY; PILKEY-JARVIS, 2007; SALTELLI et al., 2008) compartilham a crença de que a análise de sensibilidade é um ingrediente-chave da qualidade de um estudo baseado em modelo. No campo da modelagem a análise de sensibilidade é cada vez mais utilizada para analisar regiões críticas de parâmetros de entrada e quantificar o impacto de incerteza destes, estabelecer prioridades na pesquisa e simplificar modelos, além de geralmente ser considerada no mínimo um componente necessário de um relatório de avaliação dos riscos de qualidade (SALTELLI et al., 2008; SALTELLI e ANNONI, 2010). Tem se notado um expressivo aumento da execução de simulações de propriedades ambientais relacionadas com a variabilidade espacial ou temporal visando melhorar a funcionalidade de modelos (OLIVER, 2004; CICHOTA et al., 2006).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Trabalhos de campo

Os experimentos tipo perfil instantâneo foram realizados na Universidade Federal do Ceará (UFC – Campus do Pici), em Fortaleza-CE, e na Unidade de Pesquisa e Extensão-UEPE, uma das unidades físicas do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia (IFCE - Campus Limoeiro do Norte), em Limoeiro do Norte-CE. Os locais foram selecionados para abranger as classes texturais do solo apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1. Granulometria, classe textural, densidade do solo e teor de carbono orgânico nas profundidades em que se determinou a condutividade hidráulica do solo saturado.

Solos	Profundidade de determinação de K_0^* m	Granulometria			Classe textural
		Areia	Silte	Argila	
		----- g kg ⁻¹ -----			
Argissolo Amarelo	0,25	843	75	82	Areia-franca
Cambissolo Háplico	0,10	558	173	269	Franco-argilo-arenosa
Cambissolo Háplico	0,10	492	139	369	Argilo-arenosa
Cambissolo Háplico	0,25	377	225	398	Franco-argilosa
Cambissolo Háplico	0,25	254	167	579	Argila

* K_0 - condutividade hidráulica do solo saturado em campo.

Perfil instantâneo

Os experimentos de perfil instantâneo foram realizados, cada um, em parcela circular com diâmetro de 4 m. O volume de solo foi delimitado lateralmente e superficialmente por lona plástica para evitar fluxos laterais subsuperficiais (Figura 1). Assim, garantiu-se que o fluxo de água no centro da parcela ocorresse apenas na direção vertical (HILLEL et al., 1972)..

O Argissolo Amarelo (EMBRAPA, 2013) está localizado na UFC – campus Pici Professor Prisco Bezerra, com a classe textural areia-franca. Neste solo foram instalados e distribuídos no entorno do centro da parcela cinco tensiômetros na profundidade de 0,25 m (para possibilitar o cálculo do gradiente de potencial total foram instalados tensiômetros nas profundidades de 0,15 e 0,35 m).

Os Cambissolos Háplicos (EMBRAPA, 2013) estão localizados no IFCE - Campus Limoeiro do Norte e correspondem às classes texturais franco-argilo-arenosa, franco-argilosa, argilo-arenosa e argila. De igual modo, cinco tensiômetros foram instalados na profundidade de 0,10 (com tensiômetros nas profundidades de 0,05 e 0,15 m para o cálculo do gradiente de

potencial total) para texturas franco-argilo-arenosa e argilo-arenosa e 0,25 m (com tensiômetros nas profundidades de 0,15 e 0,35 m para o cálculo do gradiente de potencial total) para as classes texturais argila e franco-argilosa, respectivamente.

Figura 1 - Cenário do experimento tipo perfil instantâneo no Argissolo Amarelo.



Fonte: Alcione Guimarães Freire

Em cada uma das parcelas experimentais foram coletadas, com cinco repetições, amostras de solo com estrutura não preservada, para conhecimento do conteúdo de água no solo pelo método termogravimétrico, e preservada (estas em anéis com dimensões de 0,05 m de altura e diâmetro) para aquisição da densidade e da curva característica de água no solo.

Os tensiômetros utilizados foram de tubo PVC rígido, com cápsulas porosas de cerâmica e uma tubulação de “nylon”, com diâmetro interno de 0,002m utilizada para confecção do manômetro de mercúrio. A opção por tensiômetros com manômetros de mercúrio se deu por sua maior sensibilidade às variações de potencial mátrico da água no solo.

Após o procedimento de instalação dos tensiômetros, cada parcela foi umedecida de modo a garantir a saturação do solo. Posteriormente foi colocada uma lona plástica para evitar fluxo de água pela superfície, seja por evaporação ou infiltração. O tempo zero ($t=0$) de redistribuição de água no perfil foi considerado no momento em que a lona plástica foi colocada sobre a parcela, isto é, quando a lâmina de água drenou da superfície do solo, a delimitação lateral e superficial que direcionam o fluxo.

Após as leituras dos tensiômetros em $t=0$, para a classe textural areia franca as leituras foram feitas nos tempos de 2, 4, 6, 8, 32, 56, 80, 104, 128, 152, 176, 186, 210, 234, 258, 282, 306 e 330 horas, totalizando 19 leituras ao longo do experimento. Para as classes texturais franco-argilo-arenosa e franco-argilosa as leituras foram feitas nos tempos de 2, 4, 6, 19, 43, 68, 92, 116, 140, 164, 188, 212, 236, 260, 284, 308, 332 e 356 horas, com 19 leituras ao longo do ensaio experimental. Finalmente, para as classes texturais argilo-arenosa e argila nos tempos de 2, 4, 6, 19, 43, 67, 91, 115, 139, 163, 187, 211, 235, 259, 283, e 307 horas, perfazendo um total de 17 leituras no tempo.

Em todos os casos a última leitura foi realizada quando a drenagem praticamente cessou, isto é, quando a taxa de variação da umidade com a variação de tempo, $d\theta/dt$, foi menor ou igual a $0,001 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ dia}^{-1}$. As leituras dos tensiômetros foram convertidas em potencial mátrico com a equação 1,

$$\phi_m = -12,6h_{Hg} + h_c + z, \quad (1)$$

em que h_{Hg} é a altura de Hg (m), h_c a altura do nível de Hg na cubeta em relação à superfície do solo (m), e z a profundidade de instalação do tensiômetro (m).

3.2 Trabalhos de laboratório

Granulometria

A quantificação da fração argila se deu pelo método da pipeta, a fração areia por tamisamento, e silte pela diferença entre o total da amostra de terra fina seca em estufa e o somatório de areia e argila (GEE; BAUDER, 1986). O hidróxido de sódio (NaOH) 1 N foi utilizado para a dispersão química das partículas.

Densidade do solo

Determinada a partir de amostras com estrutura preservada, coletadas em cilindros de volume de 100 cm^3 , e secas a 105°C até massa constante (BLAKE; HARTGE, 1986b).

Densidade das partículas

Determinada pelo método do balão volumétrico, cujo princípio é determinar o volume de álcool utilizado para completar um balão volumétrico de 50 mL que contenha 20 g de terra fina seca em estufa (BLAKE; HARTGE, 1986a).

Porosidade

Obtida a partir da densidade do solo e de partículas, de acordo com a equação 2,

$$\alpha = \left(1 - \frac{\rho_s}{\rho_p} \right), \quad (2)$$

sendo α a porosidade ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), ρ_p e ρ_s as densidades de partículas e do solo (kg m^{-3}), respectivamente (DANIELSON; SUTHERLAND, 1986).

Curva característica de água no solo

Determinada nas amostras com estrutura preservada. No procedimento, o conteúdo de água na saturação foi considerado igual à porosidade do solo; para os pontos de baixa tensões (2, 4, 6, 8 e 10 kPa) o funil de Haines foi utilizado para estabelecer o equilíbrio entre a tensão aplicada e o conteúdo de água no solo; para os demais pontos (33, 100, 700 e 1500 kPa), o equilíbrio foi obtido em extrator de placa porosa de Richards (KLUTE, 1986). Obtidos os valores de umidade do solo em todos os pontos de tensão se fez o ajuste dos dados de acordo com o modelo estatístico de van Genuchten (1980), equação 3,

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha |\psi_m|)^n \right]^m}, \quad (3)$$

em que θ corresponde ao conteúdo de água ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), θ_r e θ_s são, respectivamente, os teores de água residual e de saturação ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$), ψ_m o potencial mátrico da água no solo (kPa), α um escalonador do ψ_m , m e n são parâmetros de ajuste do modelo relacionados ao formato da curva. Os dados foram ajustados utilizando o programa SWRC (Soil Water Retention Curve), sendo as variáveis θ_s e θ_r fixadas com valores, respectivamente, de conteúdo de água no solo

correspondente à saturação e tensão de 1500 kPa, ambos mensurados em laboratório. O ajuste dos parâmetros, m e n seguiu o método iterativo de Newton-Raphson, com dependência do parâmetro m com o n (DOURADO NETO et al., 2001).

3.3 Testes de sensibilidade

Para cada classe textural de solo, em cada profundidade, para cada valor de potencial mátrico foi obtida a respectiva umidade do solo a partir da curva característica de água no solo. Em cada profundidade, os valores da umidade do solo em função do tempo (t , h) foram ajustados à equação 4,

$$\theta = b_z t^a, \quad (4)$$

em que b_z e a são coeficientes de ajuste da equação.

A partir do método do perfil instantâneo buscou-se a solução para a equação de Richards, relacionando a equação de Richards, com a profundidade z , entre os limites $z = 0$ e $z = z$, considerando as condições de contorno $z = 0; t > 0; q = 0$ e $z = z; t > 0; q = q_z$; em que z é a profundidade, t o tempo, q a densidade de fluxo, $\theta = \theta_0(z)$ conteúdo de água no tempo zero da redistribuição na profundidade de interesse. Considerando o fluxo de água nulo na superfície do solo e umidade inicial $\theta = \theta_i$ a uma profundidade razoavelmente grande (Reichardt & Timm, 2004), tem-se a equação 5,

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = K(\theta) \left. \frac{\partial \varphi_t}{\partial z} \right|_z = q_z, \quad (5)$$

ou, rearranjando, a equação 6,

$$K(\theta) \Big|_z = \frac{\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\left. \frac{\partial \varphi_t}{\partial z} \right|_z} = \frac{\frac{\partial h_z}{\partial t}}{\left. \frac{\partial \varphi_t}{\partial z} \right|_z}, \quad (6)$$

em que h_z ($m^3 m^{-3}$) é a armazenagem de água desde a superfície do solo ($z = 0$) e a profundidade z . Considerando os dados simultâneos de umidade e de potencial total ao longo do perfil de solo considerado durante a redistribuição de água, são determinados a variação de armazenagem h_z com o tempo t e o gradiente de potencial total (ψ_t) ao longo de z que constam na equação 6 e, então, o valor da condutividade hidráulica $K(\theta)$ para aquela umidade.

Como na maioria dos casos os valores de K apresentam relação exponencial com θ em alguma faixa de umidade do solo, a função $K(\theta)$ pode ser expressa pela equação 7,

$$K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}, \quad (7)$$

em que K_0 é a condutividade hidráulica do solo saturado (intercepto), no tempo zero de redistribuição da água, γ é uma constante adimensional (coeficiente angular), θ é a umidade do solo em um dado tempo t , e θ_0 é a umidade do solo no tempo zero de redistribuição.

Foi analisada a sensibilidade do resultado para os parâmetros condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) e gama (γ) da equação 7 com variações nos valores de entrada para os experimentos de perfil instantâneo nas classes texturais de solo. Os dados de umidade, potencial mátrico e gradiente de potencial foram considerados como os parâmetros de entrada para a realização da análise de sensibilidade. Semelhantemente ao que propôs van Lier (2002), foi avaliado o efeito das seguintes alterações no conjunto original de dados: 1) retirando uma leitura completa do conjunto de dados obtidos em campo (1ª, 2ª, 3ª, 6ª, 9ª, 12ª, 15ª e última); 2) retirando leituras finais (três últimas leituras); e 3) considerando o gradiente de potencial total como sendo unitário. Os parâmetros de saída são: a relação conteúdo de água (θ) versus tempo (t), K versus θ (equação exponencial) e $\ln(K)$ vs θ (equação linear).

3.4. Análise dos dados

Os valores dos parâmetros obtidos com os dados alterados [$\ln(K)$ e γ] foram comparados com os obtidos com o conjunto original de dados [$\ln(K_0)$ e γ_0] por meio dos quocientes γ/γ_0 e $\ln(K)/\ln(K_0)$, respectivamente. Nesta avaliação, quanto mais próximo da unidade for o quociente mais semelhante são os resultados (VAN LIER, 2002).

A análise estatística para os parâmetros condutividade hidráulica do solo saturado e coeficiente angular da equação que descreve a função $K(\theta)$ foi realizada em delineamento inteiramente casualizado, com 11 tratamentos e com cinco repetições. Foram considerados os tratamentos testemunha (conjunto original dos dados obtidos em campo) e alterações no conjunto original de dados: a) retirando leituras completa do conjunto de dados ou seja, retirando uma leitura de conteúdo de água no solo e potencial mátrico em determinado momento (1ª leitura, 2ª leitura, 3ª leitura, 6ª leitura, 9ª leitura, 12ª leitura, 15ª leitura e última leitura), b) retirando leituras finais (três últimas leituras), e c) considerando o gradiente de potencial total como unitário. Para comparação das médias de gama (γ) e $\ln(K)$ relativo aplicou-se o teste de Dunnett a 5% de significância, considerando o conjunto integral de dados como a referência. Foi realizada a análise da relação exponencial de K versus θ , e de paralelismo e intercepto (NUNES, 1998) na avaliação das retas geradas por cada tratamento nas relações θ versus tempo e $\ln(K)$ versus θ .

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os dados estatísticos para o gama relativo (γ/γ_0) referentes a cada textura do solo avaliada estão apresentados na Tabela 2. Para a avaliação estatística optou-se pela utilização do teste de Dunnett, considerando o conjunto integral de dados como a referência.

Constatou-se que para todas as classes texturais estudadas a sensibilidade do gama (γ) na equação $K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta-\theta_0)}$ é por vezes significativa dependendo das alterações intencionais ao conjunto original de dados. Ou seja, ficou evidente que o método de cálculo, em geral, é muito sensível à exclusão da primeira do conjunto original dos dados, particularmente nos solos de textura mais arenosa, ou quando se considera o gradiente hidráulico com valor unitário e classes de textura média. Pela equação 7 a relação entre K_0 e γ é estritamente exponencial, em que alterações mesmo que discretas em γ causam grandes modificações em K_0 (BIASSUSI, 2001).

Tabela 2. Valores médios de gama relativo (γ/γ_0) em classes texturais de solo comparados pelo teste de Tukey a 5% de significância.

Tratamentos	Classes texturais de solo				
	Areia-franca	Franco-Argilo-Arenosa	Argilo-Arenosa	Franco-Argilosa	Argila
Conjunto original de dados	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Retirando a 1ª leitura	1,56	1,57	1,37	0,96	1,27
Retirando a 2ª leitura	0,93	0,88	0,97	1,02	1,06
Retirando a 3ª leitura	1,00	0,94	0,91	0,97	1,09
Retirando a 6ª leitura	1,04	1,01	1,00	1,00	0,94
Retirando a 9ª leitura	1,02	1,00	0,99	1,00	1,01
Retirando a 12ª leitura	1,02	1,01	1,01	1,00	0,95
Retirando a 15ª leitura	0,97	1,00	1,00	1,00	0,97
Retirando a última leitura	1,07	1,00	1,01	1,00	1,01
Retirando as últimas leituras	1,10	0,98	1,01	0,99	0,87
Gradiente unitário	0,96	0,87	0,86	0,79	1,15
Diferença mínima significativa	0,19	0,16	0,13	0,07	0,28
Coeficiente de variação (%)	9,77	8,70	7,11	4,28	15,21

Médias acompanhadas pela barra alinhada na coluna não deferem pelo teste de Dunnett a 5% de significância.
Fonte: O autor.

Para a avaliação do $\ln(K)$ relativo (Tabela 3), a partir da razão $\ln(K)/\ln(K_0)$, de modo semelhante ao observado para o parâmetro gama relativo, constatou-se que, genericamente, o modelo utilizado para calcular a condutividade hidráulica em função da umidade do solo é sensível à exclusão de uma ou mais das leituras do conjunto original dos dados ou quando se assume o gradiente hidráulico como sendo unitário.

Tabela 3. Valores médios de $\ln(K)$ relativo $[(\ln(K)/\ln(K_0))]$ em classes texturais de solocomparados pelo teste de Tukey a 5% de significância.

Tratamentos	Classes texturais de solo				
	Areia-Franca	Franco-Argilo-Arenosa	Argilo-Arenosa	Franco-Argilosa	Argila
Conjunto original de dados	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Retirando a 1ª leitura	1,11	0,81	0,82	1,05	0,94
Retirando a 2ª leitura	1,02	1,02	1,08	0,95	1,07
Retirando a 3ª leitura	1,07	1,05	0,96	0,98	1,15
Retirando a 6ª leitura	1,02	1,01	1,01	1,02	0,98
Retirando a 9ª leitura	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00
Retirando a 12ª leitura	0,99	0,99	1,00	1,00	0,94
Retirando a 15ª leitura	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00
Retirando a última leitura	1,03	1,02	1,02	1,00	0,93
Retirando as três últimas leituras	1,09	1,01	1,13	1,02	0,99
Gradiente unitário	0,74	0,91	0,84	0,83	0,75
Diferença mínima significativa	0,13	0,12	0,11	0,06	0,22
Coefficiente de variação (%)	7,12	6,52	6,17	3,33	12,24

Médias acompanhadas pela barra alinhada na coluna não deferem pelo teste de Dunnett a 5% de significância.

*Fonte: Autor

Analisando conjuntamente os comportamentos de gama e $\ln(K)$ relativos que foram apresentados nas Tabelas 2 e 3, e a seguir no Gráfico 1, constata-se o efeito dos tratamentos para as texturas de solo avaliadas. Verificou-se para a classe textural areia-franca que a não realização de leitura de potencial mátrico (e , conseqüentemente, de umidade) na primeira hora de drenagem da água no solo provoca alteração significativa do coeficiente angular da função linear que descreve a relação da condutividade hidráulica $[\ln(K)]$ com a umidade do solo (θ), isto é, $\ln(K) = a + b\theta$, em que b corresponde ao valor de gama (γ).

Pelo Gráfico 1A, o valor da razão γ/γ_0 nos tratamentos com a exclusão de leituras foi muito próximo de 1 (com desvios não excedendo 10% para mais ou para menos), exceto quando da retirada da 1ª leitura – correspondente ao tempo zero de redistribuição de água no solo – cujo desvio de γ para além de γ_0 foi de quase 60%.

Para a condição em que se considerou o gradiente hidráulico unitário o valor de gama relativo foi próximo à unidade, evidenciando haver homogeneidade de atributos associados à dinâmica da água naquela classe textural. Quando da concepção de se assumir o gradiente unitário para a estimativa de fluxo de água em solos (Libardi et al., 1980) leva-se em consideração que horizontes ou camadas de solo apresentam matriz homogênea e, assim, o potencial gravitacional torna-se o diferencial a influir no deslocamento de água. Posteriormente, Gonçalves e Libardi (2013) avaliaram que o gradiente de potencial total

tem influência, por vezes pequena, no valor dos parâmetros γ e K_0 , indicando a relevância de se mensurar o gradiente de potencial total da água no solo em vez de assumi-lo com valor unitário.

Concernente ao $\ln(K)$ relativo constatou-se que assumir o gradiente hidráulico com valor unitário, fez com que a condutividade hidráulica do solo na saturação apresentasse diferença significativa em relação àquela obtida com o conjunto original de dados, com subestimativa do parâmetro $\ln(K_0)$ de cerca de 26%.

Mesmo em solo de textura arenosa, em que a homogeneidade de atributos pode ser assumida com maior probabilidade de ser verdadeira, Martins (2009) observou que o uso do gradiente unitário levou a que os valores de condutividade hidráulica ajustados por uma função exponencial fossem subestimados em cerca de 75%. Na classe textural em discussão, areia-franca, a subestimativa no valor da condutividade hidráulica quando se assumiu o gradiente unitário foi de 26%, evidenciando a dificuldade da ocorrência da homogeneidade no tocante a atributos físicos do solo que determinam a dinâmica da água.

Em relação à classe textural franco-argilo-arenosa, Gráfico 1B, a retirada da 1ª leitura, isto é, deixar de observar os valores de umidade na primeira hora de redistribuição da água no solo, faz com que o valor de gama seja alterado significativamente em relação àquele obtido com o conjunto inalterado de dados. O valor do quociente γ/γ_0 nos tratamentos com a exclusão de algumas leituras foi muito próximo de 1 (também com desvios não excedendo 13% para menos 11% para mais), exceto quando da retirada da 1ª leitura, cujo desvio de γ em relação à γ_0 foi de aproximadamente +60%. Para o parâmetro $\ln(K)$ relativo, constatou-se que ele apresentou a mesma sensibilidade do gama, uma vez que com o conjunto completo dos dados em apenas uma situação – quando da exclusão da primeira leitura após o início da coleta de dados.

A exclusão da leitura em $t = 0$ para a classe de textura argilo-arenosa fez com que o parâmetro γ (Gráfico 1C) diferisse estatisticamente daquele obtido a partir do conjunto integral de dados, com variação em torno de +40%. Nos demais casos a retirada de leituras resultou em valores muito próximos de 1, evidenciando que nesta classe de textura, assim como nos casos anteriores, o parâmetro γ não é sensível quando são aplicadas as demais exclusões de leituras nos tempos considerados. Constatou-se também que quando se assume o gradiente unitário também se altera significativamente o valor do coeficiente angular da função matemática que descreve a relação da condutividade hidráulica $[\ln(K)]$ com a umidade do solo (θ), subestimando γ em cerca de 15% em relação ao conjunto completo de dados.

Analisando $\ln(K)$, nota-se que a condutividade hidráulica é estatisticamente alterada quando se faz a retirada da 1ª e três últimas leituras do conjunto integral dos dados coletados no campo $\ln(K)/\ln(K_0)$, provocando subestimativa e superestimativa de 18% e 13%, respectivamente, da condutividade hidráulica em relação àquela obtida com o conjunto original de dados. Para a condição em que se considerou o gradiente hidráulico unitário, que também subestimou significativamente o valor da condutividade hidráulica na saturação, Reichardt et al. (1993) já havia indicado que os gradientes unitários não podem ocorrer sistematicamente, visto que levam a erros na estimativa de fluxos de drenagem.

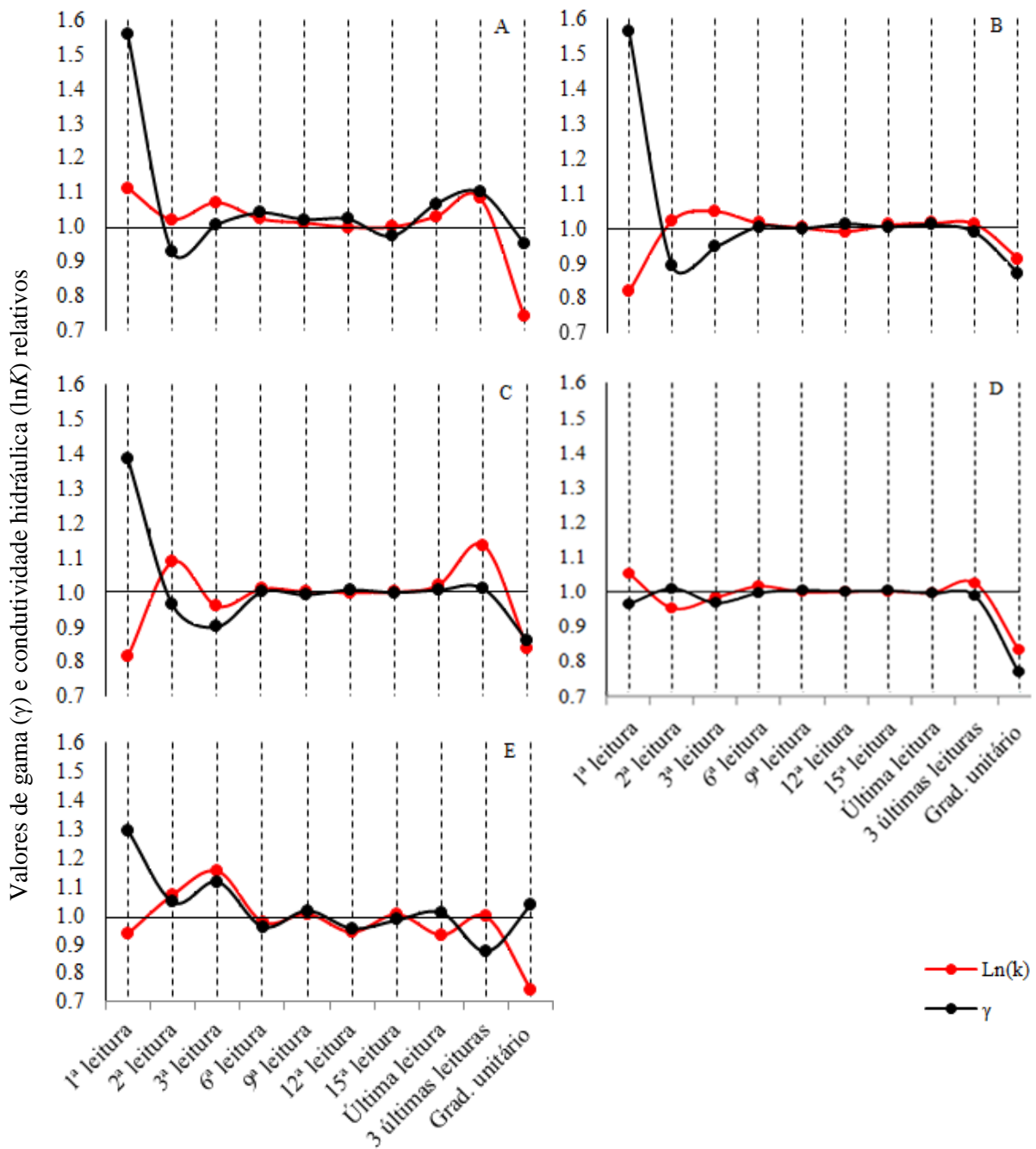
Quanto à classe textural franco-argilosa (Gráfico 1D), nota-se que apenas a utilização do gradiente unitário provocou mudança significativa do gama e de $\ln(K)$, com subestimativa de ambos os parâmetros em aproximadamente 20%.

Constatou-se para a classe textural argila, Gráfico 1E, que o valor de gama relativo não foi alterado significativamente por nenhum dos tratamentos. Na análise de $\ln(K)$ relativo, o parâmetro apresentou sensibilidade apenas ao se assumir a hipótese do gradiente unitário, com variação de aproximadamente 25% em relação ao obtido com o conjunto integral dos dados.

Em geral, ficou evidente que para os solos de textura mais arenosa é imprescindível a obtenção da leitura na primeira hora do processo de redistribuição de água no solo após a sua saturação. Assim como constatado por van Lier (2002), o método do perfil instantâneo apresenta sensibilidade elevada às leituras iniciais que é refletida no resultado final, seja no valor de γ ou do logaritmo neperiano da condutividade hidráulica em solo saturado. De acordo com o autor, essa sensibilidade se torna cada vez mais aumentada com pequenas alterações no conjunto original de dados à medida que a relação entre a condutividade hidráulica e umidade vai deixando de ser estritamente exponencial.

Para textura argilo-arenosa, os dados foram estatisticamente diferentes quando o conjunto completo de dados foi submetido à retirada das três últimas leituras, ou seja, na faixa de umidade e potencial mátrico final de redistribuição de água. Segundo van Lier (2002), avaliando a sensibilidade em solo de textura média, com a retirada destas leituras ocorreu o aumento do peso sobre os primeiros pontos para representar a distribuição, implicando alteração significativa no resultado final.

Gráfico 1. Valores de γ relativo (γ/γ_0) e $\ln(K)$ relativo [$(\ln(K)/\ln(K_0))$] para as texturas areia-franca (A), franco-argilo-arenosa (B), argilo-arenosa (C), franco-argilosa (D), argila (E).

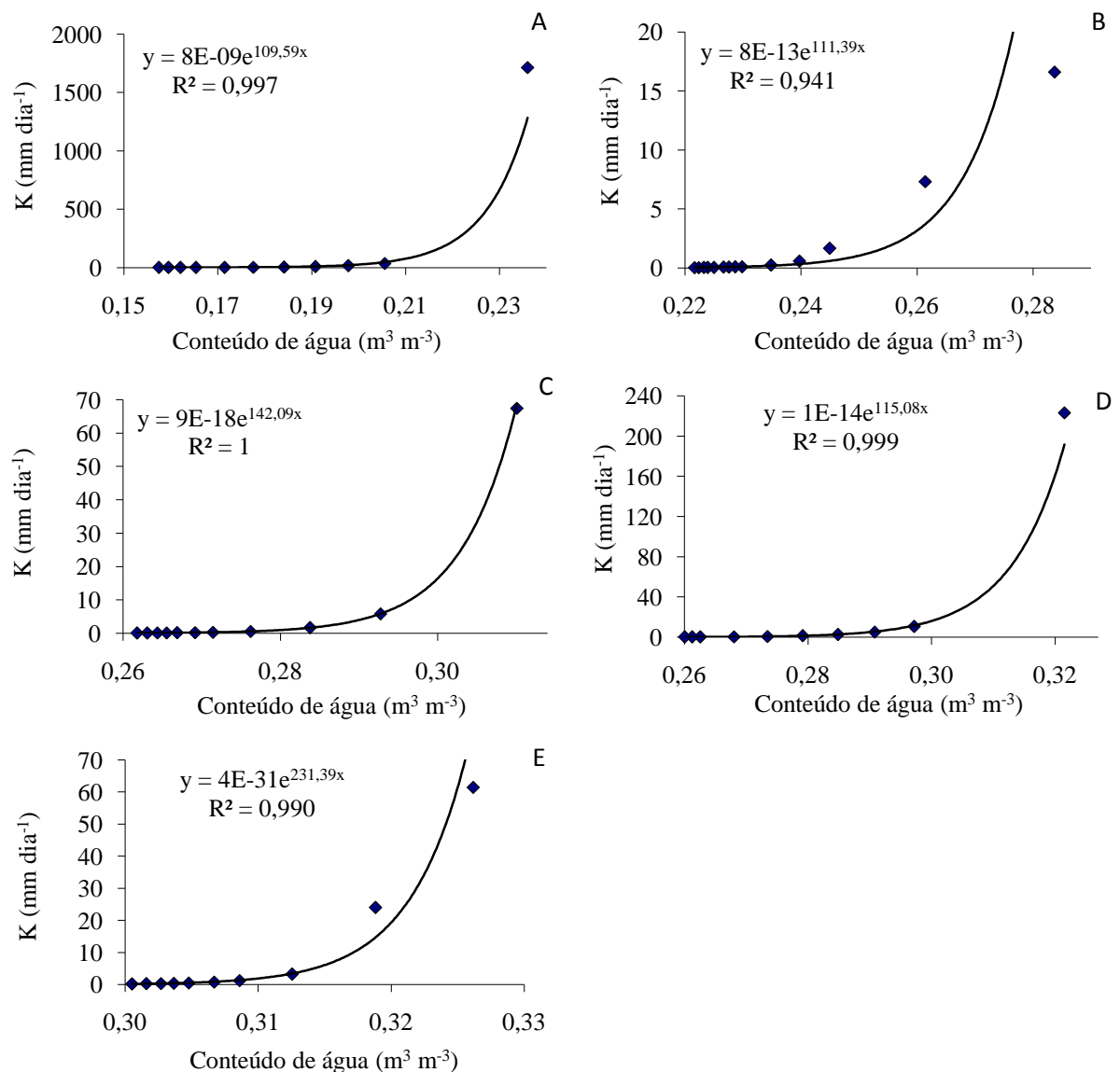


Quanto ao fato de se considerar o gradiente hidráulico como unitário, em geral também houve alteração expressiva nos parâmetros γ e $\ln(K)$, ocasionando valores distintos daqueles obtidos a partir do conjunto integral de dados. Prevedello et al. (1994), estudando a dinâmica da água em solo argiloso, constataram que com o aumento do tempo da redistribuição de água o potencial total da água no solo torna-se cada vez mais importante, o que não é contabilizado quando se assume o gradiente unitário. Segundo Bacchi e Reichardt (1993), os

erros mais importantes quando se considera o gradiente unitário estão associados à faixa mais seca do solo e, neste caso, um desvio de 0,2 em torno do gradiente unitário chega a provocar erro de até 20% na estimativa da condutividade hidráulica. Para as classes texturais avaliadas, ainda quando o solo úmido, visto que o experimento foi conduzido até a capacidade de campo, os tratamentos com retirada sequencial de leituras e gradiente unitário apresentaram desvios elevados na maioria dos casos evidenciando heterogeneidade do solo.

A relação exponencial entre condutividade hidráulica versus conteúdo de água no solo (θ), com a análise de regressão para relação entre as variáveis, é apresentada no Gráfico 2.

Gráfico 2 Relação condutividade hidráulica versus conteúdo de água no solo (θ) nas classes texturais Areia-Franca (A), Franco-Argilo-Arenosa (B), Argilo-Arenosa (C), Franco-Argilosa (D) e Argila (E).



Para todas as texturas, a relação exponencial foi semelhante, evidenciando comportamento universal para a relação entre as variáveis no campo (HILLEL et al. 1972; LIBARDI et al., 1980). Para a textura areia-franca, Gráfico 2A, há maior permissividade do solo à passagem de água que nas demais texturas estudadas, configurando uma rápida redistribuição de água devido à maior quantidade de areia. O momento de maior umidade é também o de maior condutividade hidráulica, evidenciando que pequenas alterações na umidade neste instante acarretam alterações significativas na condutividade hidráulica. Gonçalves et al. (2011), avaliando a condutividade hidráulica com perfil instantâneo em solos arenosos, também encontraram acentuada queda da condutividade hidráulica devido à variação da umidade do solo.

Nas texturas franco-argilo-arenosa (Gráfico 2B) e argilo-arenosa (Gráfico 2C), evidenciou-se comportamento exponencial entre as variáveis semelhante à observada na areia-franca, confirmando a importância da aquisição da umidade do solo nos primeiros momentos de redistribuição de água, configurando a importância destes pontos quanto mais arenoso for o solo. Para solos de argilo arenosa (Gráfico 2D) e argila (Gráfico 2E), a relação da condutividade hidráulica e conteúdo de água também se mostrou exponencial.

Na Tabela 4 é ilustrada a inclinação da reta tangente (relação entre as variáveis condutividade hidráulica e conteúdo de água no solo), cuja representação matemática foi apresentada no Gráfico 2, desde o ponto de saturação à capacidade de campo.

Tabela 4. Valores de $d(K)/d(\theta)$ para classes texturais de solo estudadas.

θ (m ³ m ⁻³)	Argila	Franco-Argilosa	Argilo-Arenosa	Franco-Argilo-Arenosa	Areia-Franca
0,340	5,26E+49	-	-	-	-
0,320	4,95E+49	2,95E+26	-	-	-
0,300	4,64E+49	2,77E+26	4,15E+32	-	-
0,280	-	2,58E+26	3,88E+32	1,13E+27	-
0,260	-	2,40E+26	3,60E+32	1,05E+27	-
0,240	-	-	-	9,69E+26	2,35E+30
0,220	-	-	-	8,88E+26	2,15E+30
0,200	-	-	-	-	1,96E+30
0,180	-	-	-	-	1,76E+30
0,160	-	-	-	-	1,57E+30

θ - Conteúdo de água no solo em base volume.

Para todas as texturas avaliadas, nota-se que quando o solo se encontra com os poros preenchidos com água, a inclinação da reta tangente é maior e vai decrescendo na medida em que a umidade do solo reduz. Nesta relação para texturas franco-argilosa e argila, por

apresentarem redistribuição de água menos dinâmica e, conseqüentemente, menor condutividade hidráulica, o valor da inclinação da reta tangente não decresce notavelmente, indicando a resistência dos parâmetros de saída a não apresentarem sensibilidade à retirada das primeiras leituras do conjunto original de dados, visto que não afetou significativamente os dados de condutividade hidráulica.

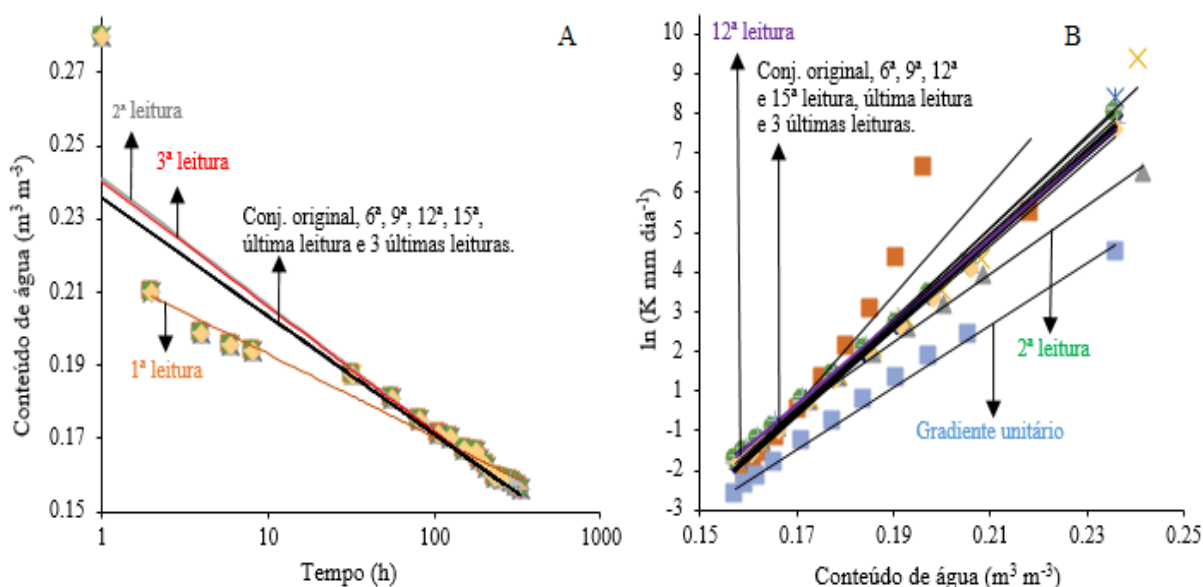
Para texturas mais grosseiras como areia-franca, franco-argilo-arenosa e argilo-arenosa, observaram-se alterações mais acentuadas na inclinação das retas tangentes ao longo da faixa de umidade, obtendo redução acentuada nos valores de inclinação após o primeiro valor de umidade, provavelmente devido a rápida distribuição de água no solo nos primeiros momentos após a saturação, característica da própria textura.

Com relação à avaliação de efeitos dos tratamentos na função matemática que descreve a relação conteúdo de água no solo versus tempo ($\theta = a \ln t + b$) e $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo [$\ln(K) = a + b\theta$], foi realizada a análise de regressão para cada par de variáveis e de intercepto e paralelismo de retas (Gráficos 2, 3, 4, 5, 6 e 7).

Para a textura areia-franca Gráfico 3A, observou-se que somente as retas referentes aos tratamentos de retirada individual da 1ª, 2ª e 3ª leitura apresentaram inclinação diferente da oriunda do conjunto original de dados, evidenciando que a exclusão das primeiras leituras altera significativamente a relação entre as variáveis θ e t . Nos demais casos, inclusive para o intercepto, não foram detectadas diferenças estatísticas. Para a relação $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo (Gráfico 3B) os tratamentos que induziram à alteração, seja da inclinação ou de intercepto, foram a retirada individual da 2ª e 12ª leitura e quando se considerou o gradiente unitário, indicando que não é possível a utilização das equações resultantes desses tratamentos para representar a verdadeira relação encontrada no campo para as duas variáveis analisadas.

Com relação ao gradiente unitário, a subestimativa de $\ln(K)$ em função da umidade nesta classe textural foi também observada por Martins (2009) para solo de textura arenosa em Piracicaba-SP. De acordo com Prevedello et al. (1994) pode ocorrer de a condutividade hidráulica ser subestimada em até 73% quando da utilização de gradiente unitário. Como o fato de assumir o gradiente unitário levou a alteração da condutividade hidráulica ao longo da faixa de umidade em relação àquela obtida com os gradientes medidos no campo, pode-se inferir que a curva de retenção de água, a função $K(\theta)$ e a redistribuição de água não é uniforme na camada considerada para o cálculo do gradiente (de 0,15 a 0,35 m).

Gráfico 3. Relação conteúdo de água no solo (θ) versus tempo e $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo (θ) com exclusão de leituras na classe textural areia-franca.



Tratamentos	θ vs tempo (t)	Valor t Calculado		$\ln(K)$ vs θ	Valor t calculado	
		a^1	b^1		a^1	b^1
Conjunto original de dados	$\theta = -0,014\ln(t) + 0,24$ $R^2 = 0,81$	-	-	$\ln(K) = 109,59(\theta) - 18,71$ $R^2 = 0,99$	-	-
Conj. original vs retirada da 1ª leitura	$\theta = -0,011\ln(t) + 0,22$ $R^2 = 0,97$	-141,8	0,04	$\ln(K) = 138,28(\theta) - 23,37$ $R^2 = 0,86$	-1,53	1,17
Conj. original vs retirada da 2ª leitura	$\theta = -0,015\ln(t) + 0,24$ $R^2 = 0,82$	25,5	-0,02	$\ln(K) = 86,216(\theta) - 14,66$ $R^2 = 0,99$	9,87	-1,21
Conj. original vs retirada da 3ª leitura	$\theta = -0,015\ln(t) + 0,24$ $R^2 = 0,83$	25,6	-0,01	$\ln(K) = 116,42(\theta) - 19,84$ $R^2 = 0,99$	-1,35	0,34
Conj. original vs retirada da 6ª leitura	$\theta = -0,014\ln(t) + 0,24$ $R^2 = 0,80$	0,0	0,0	$\ln(K) = 113,92(\theta) - 19,35$ $R^2 = 0,99$	-1,26	0,18
Conj. original vs retirada da 9ª leitura	$\theta = -0,014\ln(t) + 0,24$ $R^2 = 0,80$	0,0	0,0	$\ln(K) = 109,34(\theta) - 18,52$ $R^2 = 0,99$	0,09	-0,05
Conj. original vs retirada da 12ª leitura	$\theta = -0,014\ln(t) + 0,24$ $R^2 = 0,80$	0,0	0,0	$\ln(K) = 104,78(\theta) - 17,64$ $R^2 = 0,99$	2,15	-0,31
Conj. original vs retirada da 15ª leitura	$\theta = -0,014\ln(t) + 0,24$ $R^2 = 0,80$	0,0	0,0	$\ln(K) = 107,92(\theta) - 18,39$ $R^2 = 0,99$	0,68	-0,09
Conj. original vs retirada da última leitura	$\theta = -0,014\ln(t) + 0,24$ $R^2 = 0,80$	0,0	0,0	$\ln(K) = 111,89(\theta) - 19,04$ $R^2 = 0,99$	-0,95	0,10
Conj. original vs retirada das 3 últimas leituras	$\theta = -0,014\ln(t) + 0,24$ $R^2 = 0,78$	0,0	0,0	$\ln(K) = 106,25(\theta) - 18,13$ $R^2 = 0,99$	1,46	-0,17
Conj. original vs Gradiente unitário	-	-	-	$\ln(K) = 78,406(\theta) - 14,30$ $R^2 = 0,99$	11,83	1,40

*Para a relação θ vs tempo o valor de t tabelado foi definido como segue: 1,6892 para avaliação do conjunto original de dados vs a retirada de uma das leituras (36 graus de liberdade), e 1,6918 para avaliação com a retirada das 3 últimas leituras, (34 graus de liberdade). Para a relação $\ln(K)$ vs θ o valor de t tabelado foi definido como sendo 1,7250 (21 graus de liberdade),

* a^1 – inclinação; b^1 – intercepto.

*Fonte: Autor

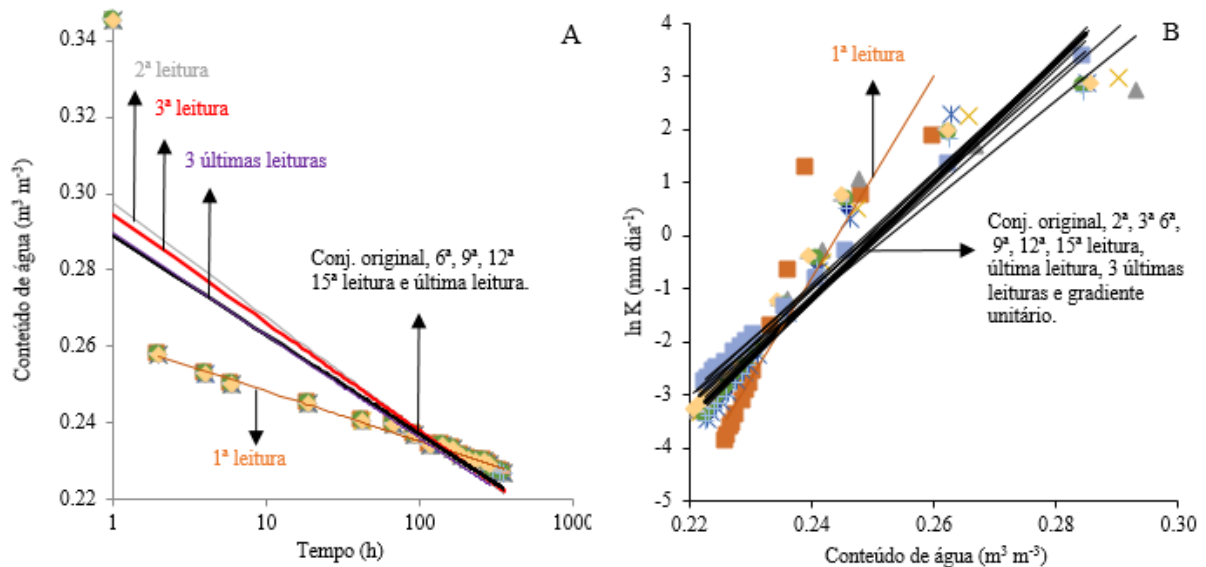
A partir dos dados para a textura franco-argilo-arenosa nota seno Gráfico 4A que não houve paralelismo de retas com aquela obtida a partir do conjunto integral dos dados quando se fez a retirada da 1ª, 2ª, 3ª leitura e três últimas leituras, evidenciando alteração significativa da relação do conteúdo de água versus tempo. Os ajustes da relação $\ln(K)$ versus umidade para os tratamentos aplicados constam no Gráfico 4B. Ficou evidenciada a acentuada sensibilidade tanto para o gama quanto para o intercepto quando se aplica intencionalmente a remoção da leitura no tempo zero de redistribuição da água no solo.

Para a classe textural argilo-arenosa, Gráfico 5A, constatou-se que o tratamento da retirada da 1ª leitura resulta em alteração significativa na função matemática que descreve o comportamento da umidade do solo no tempo. Analisando o Gráfico 5B, percebe-se que as variações significativas da condutividade hidráulica ocorrerem com a retirada das primeiras leituras e quando se assume o gradiente unitário. Como dito anteriormente, ao se assumir o gradiente unitário deixa-se de levar em conta a natureza complexa do solo – principalmente no que concerne às forças que atuam na interface solo-água-ar– e, assim, é presumível que haja aumento dos erros na condutividade hidráulica quando se assume o gradiente unitário (GHIBERTO; MORAES, (2011); BACCHI; REICHARDT (1993); DIRKSEN (1991); AHUJA et al., (1988). Ghiberto e Moraes (2011), em solo de textura argilo-arenosa e considerando gradiente unitário, encontraram valores de condutividade hidráulica errôneos e extrapolados principalmente devido à falta de homogeneidade no solo.

Para o caso da textura franco-argilosa (Gráfico 6A), o comportamento notado para a relação conteúdo de água versus tempo foi que apenas a retirada da segunda leitura provocou variação acentuada na inclinação, com comportamento estatístico diferente para o coeficiente angular em comparação com a equação a partir do conjunto original de dados. No Gráfico 6B, constatou-se que a retirada individual das três primeiras leituras, última leitura e três últimas leituras provocaram elevada variação no parâmetro $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo.

Nesta classe textural o gradiente de potencial total da água no solo foi próximo da unidade e, por isso, as retas foram estatisticamente iguais, o que torna possível usar qualquer uma das funções matemáticas de ambos os tratamentos para se obter a condutividade hidráulica. Carvalho et al (2007) obtiveram resultados semelhantes em solo de textura média.

Gráfico 4. Relação conteúdo de água no solo (θ) versus tempo e $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo (θ) com exclusão de leituras na classe textural franco-argilo-arenosa.



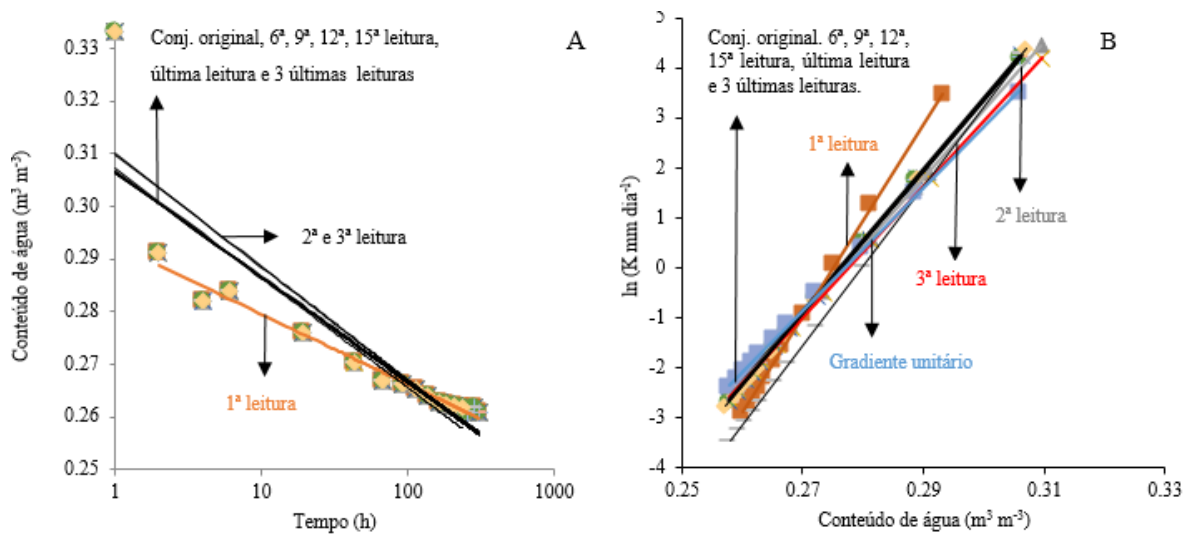
Tratamentos	θ vs tempo (t)	Valor t Calculado		$\ln(K)$ vs θ	Valor t calculado	
		a^1	b^1		a^1	b^1
Conjunto original de dados	$\theta = -0,011\ln(t) + 0,29$ $R^2 = 0,63$	-	-	$\ln(K) = 111,39(\theta) - 27,81$ $R^2 = 0,94$	-	-
Conj. original vs retirada da 1ª leitura	$\theta = -0,006\ln(t) + 0,26$ $R^2 = 0,99$	-154,04	0,05	$\ln(K) = 189,31(\theta) - 46,05$ $R^2 = 0,85$	-3,21	2,41
Conj. original vs retirada da 2ª leitura	$\theta = -0,013\ln(t) + 0,29$ $R^2 = 0,67$	44,07	-0,02	$\ln(K) = 93,009(\theta) - 23,41$ $R^2 = 0,91$	1,57	-1,19
Conj. original vs retirada da 3ª leitura	$\theta = -0,012\ln(t) + 0,29$ $R^2 = 0,66$	21,81	-0,01	$\ln(K) = 102,38(\theta) - 25,65$ $R^2 = 0,94$	0,83	-0,43
Conj. original vs retirada da 6ª leitura	$\theta = -0,011\ln(t) + 0,29$ $R^2 = 0,63$	0,0	0,0	$\ln(K) = 114,2(\theta) - 28,53$ $R^2 = 0,93$	-0,25	0,14
Conj. original vs retirada da 9ª leitura	$\theta = -0,011\ln(t) + 0,29$ $R^2 = 0,62$	0,0	0,0	$\ln(K) = 109,91(\theta) - 27,40$ $R^2 = 0,93$	0,13	-0,08
Conj. original vs retirada da 12ª leitura	$\theta = -0,011\ln(t) + 0,29$ $R^2 = 0,62$	0,0	0,0	$\ln(K) = 110,39(\theta) - 27,64$ $R^2 = 0,94$	0,09	-0,03
Conj. original vs retirada da 15ª leitura	$\theta = -0,011\ln(t) + 0,29$ $R^2 = 0,62$	0,0	0,0	$\ln(K) = 107,74(\theta) - 26,74$ $R^2 = 0,93$	0,32	-0,21
Conj. original vs retirada da última leitura	$\theta = -0,011\ln(t) + 0,29$ $R^2 = 0,62$	0,0	0,0	$\ln(K) = 108,28(\theta) - 26,91$ $R^2 = 0,94$	0,27	-0,18
Conj. original vs retirada das 3 últimas leituras	$\theta = -0,012\ln(t) + 0,29$ $R^2 = 0,61$	18,13	0,0	$\ln(K) = 105,25(\theta) - 26,07$ $R^2 = 0,94$	0,54	-0,34
Conj. original vs Gradiente unitário	-	-	-	$\ln(K) = 99,628(\theta) - 24,80$ $R^2 = 0,99$	0,29	-0,81

*Para a relação θ vs tempo o valor de t tabelado foi definido como segue: 1,6892 para avaliação do conjunto original de dados vs a retirada de uma das leituras (36 graus de liberdade), e 1,6918 para avaliação com a retirada das 3 últimas leituras, (34 graus de liberdade). Para a relação $\ln(K)$ vs θ o valor de t tabelado foi definido como sendo 1,7140 (23 graus de liberdade),

* a^1 – inclinação; b^1 – intercepto,

*Fonte: Autor

Gráfico 5. Relação conteúdo de água no solo (θ) versus tempo e $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo (θ) com exclusão de leituras na classe textural argilo-arenosa.



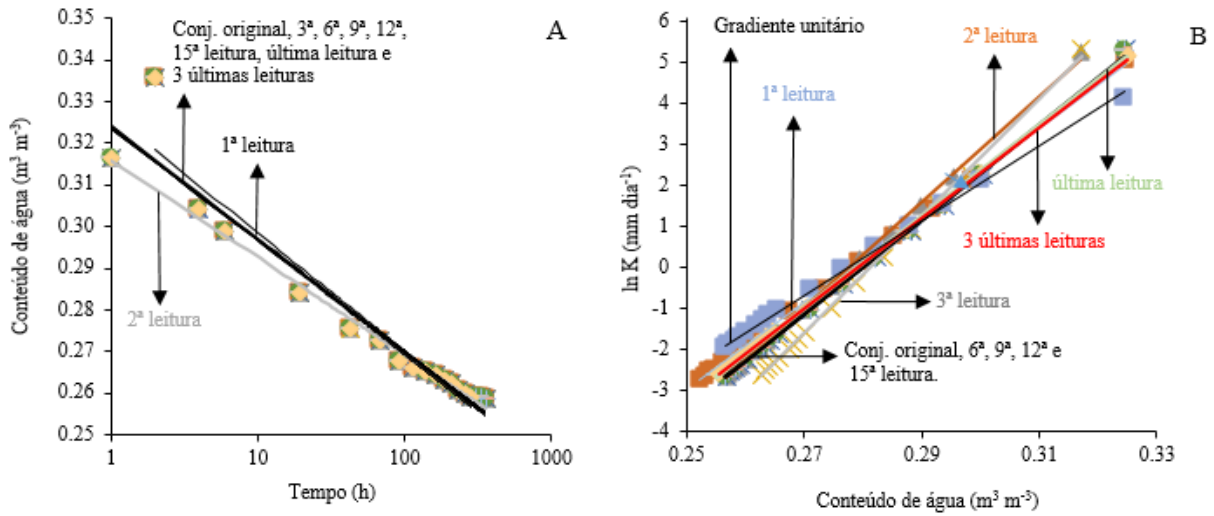
Tratamentos	θ vs tempo (t)	Valor t		$\ln(K)$ vs θ	Valor t	
		Calculado			calculado	
		a^1	b^1		a^1	b^1
Conjunto original de dados	$\theta = -0,009 \ln(t) + 0,31$ $R^2 = 0,79$	-	-	$\ln(K) = 142,09(\theta) - 39,26$ $R^2 = 1,00$	-	-
Conj. original vs retirada da 1ª leitura	$\theta = -0,006 \ln(t) + 0,29$ $R^2 = 0,98$	142,32	0,02	$\ln(K) = 191,58(\theta) - 52,70$ $R^2 = 0,99$	-61,37	1,34
Conj. original vs retirada da 2ª leitura	$\theta = -0,009 \ln(t) + 0,31$ $R^2 = 0,80$	0,0	-0,01	$\ln(K) = 135,88(\theta) - 37,61$ $R^2 = 1,00$	17,70	-0,29
Conj. original vs retirada da 3ª leitura	$\theta = -0,009 \ln(t) + 0,31$ $R^2 = 0,82$	0,0	-0,01	$\ln(K) = 130,74(\theta) - 36,28$ $R^2 = 0,99$	19,76	-0,38
Conj. original vs retirada da 6ª leitura	$\theta = -0,009 \ln(t) + 0,31$ $R^2 = 0,79$	0,0	0,0	$\ln(K) = 142,52(\theta) - 39,38$ $R^2 = 1,00$	-1,07	0,01
Conj. original vs retirada da 9ª leitura	$\theta = -0,009 \ln(t) + 0,31$ $R^2 = 0,79$	0,0	0,0	$\ln(K) = 142,04(\theta) - 39,26$ $R^2 = 1,00$	0,12	0,0
Conj. original vs retirada da 12ª leitura	$\theta = -0,009 \ln(t) + 0,31$ $R^2 = 0,78$	0,0	0,0	$\ln(K) = 142,02(\theta) - 39,25$ $R^2 = 1,00$	0,16	0,0
Conj. original vs retirada da 15ª leitura	$\theta = -0,009 \ln(t) + 0,31$ $R^2 = 0,78$	0,0	0,0	$\ln(K) = 141,97(\theta) - 39,25$ $R^2 = 1,00$	0,28	0,0
Conj. original vs retirada da última leitura	$\theta = -0,009 \ln(t) + 0,31$ $R^2 = 0,78$	0,0	0,0	$\ln(K) = 159,75(\theta) - 44,69$ $R^2 = 1,00$	-1,25	0,67
Conj. original vs retirada das 3 últimas leituras	$\theta = -0,009 \ln(t) + 0,31$ $R^2 = 0,78$	0,0	0,0	$\ln(K) = 142,77(\theta) - 39,44$ $R^2 = 1,00$	-1,15	0,02
Conj. original vs Gradiente unitário	-	-	-	$\ln(K) = 122,67(\theta) - 33,97$ $R^2 = 0,99$	18,52	-0,66

*Para a relação θ vs tempo o valor de t tabelado foi definido como segue: 1,6944 para avaliação do conjunto original de dados vs a retirada de uma das leituras (32 graus de liberdade), e 1,697 para avaliação com a retirada das 3 últimas leituras, (30 graus de liberdade). Para a relação $\ln(K)$ vs θ o valor de t tabelado foi definido como sendo 1,721 (21 graus de liberdade).

* a^1 – inclinação; b^1 – intercepto,

*Fonte: Autor

Gráfico 6. Relação conteúdo de água no solo (θ) versus tempo e $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo (θ) com exclusão de leituras na classe textural franco-argilosa.



Tratamentos	θ vs tempo (t)	Valor t		$\ln(K)$ vs θ	Valor t	
		Calculado			calculado	
		a^1	b^1		a^1	b^1
Conjunto original de dados	$\theta = -0,012\ln(t) + 0,32$ $R^2 = 0,94$	-	-	$\ln(K) = 115,08(\theta) - 32,09$ $R^2 = 0,99$	-	-
Conj. original vs retirada da 1ª leitura	$\theta = -0,012\ln(t) + 0,33$ $R^2 = 0,93$	0	-0,21	$\ln(K) = 106,28(\theta) - 29,45$ $R^2 = 0,99$	9,26	-0,53
Conj. original vs retirada da 2ª leitura	$\theta = -0,01\ln(t) + 0,32$ $R^2 = 0,99$	-163,05	-0,28	$\ln(K) = 128,97(\theta) - 35,69$ $R^2 = 0,99$	132,45	-8,78
Conj. original vs retirada da 3ª leitura	$\theta = -0,012\ln(t) + 0,32$ $R^2 = 0,93$	0,0	-0,21	$\ln(K) = 143,43(\theta) - 40,24$ $R^2 = 0,99$	-18,84	1,38
Conj. original vs retirada da 6ª leitura	$\theta = -0,012\ln(t) + 0,32$ $R^2 = 0,94$	0,0	-0,21	$\ln(K) = 115,18(\theta) - 32,14$ $R^2 = 0,99$	-0,08	0,01
Conj. original vs retirada da 9ª leitura	$\theta = -0,012\ln(t) + 0,32$ $R^2 = 0,94$	0,0	-0,21	$\ln(K) = 115,11(\theta) - 32,09$ $R^2 = 0,99$	-0,03	0,0
Conj. original vs retirada da 12ª leitura	$\theta = -0,012\ln(t) + 0,32$ $R^2 = 0,94$	0,0	-0,21	$\ln(K) = 115,08(\theta) - 32,09$ $R^2 = 0,99$	0,0	0,0
Conj. original vs retirada da 15ª leitura	$\theta = -0,012\ln(t) + 0,32$ $R^2 = 0,93$	0,0	-0,21	$\ln(K) = 115,42(\theta) - 32,19$ $R^2 = 0,99$	-0,28	0,02
Conj. original vs retirada da última leitura	$\theta = -0,012\ln(t) + 0,32$ $R^2 = 0,94$	0,0	-0,21	$\ln(K) = 112,5(\theta) - 31,27$ $R^2 = 0,99$	2,30	-0,16
Conj. original vs retirada das 3 últimas leituras	$\theta = -0,012\ln(t) + 0,32$ $R^2 = 0,93$	0,0	-0,21	$\ln(K) = 110,3(\theta) - 30,66$ $R^2 = 0,99$	5,06	-0,28
Conj. original vs Gradiente unitário	-	-	-	$\ln(K) = 90,945(\theta) - 25,11$ $R^2 = 0,99$	0,38	-1,34

*Para a relação θ vs tempo o valor de t tabelado foi definido como segue: 1,6892 para avaliação do conjunto original de dados vs a retirada de uma das leituras (36 graus de liberdade), e 1,6918 para avaliação com a retirada das 3 últimas leituras, (34 graus de liberdade).

Para a relação $\ln(K)$ vs θ o valor de t tabelado foi definido como sendo 1,6957 (31 graus de liberdade).

* a^1 – inclinação; b^1 – intercepto,

*Fonte: Autor

Constata-se no Gráfico 7A, a partir das equações que predizem o comportamento da umidade do solo no tempo, que para a classe textural argila houve alteração significativa na

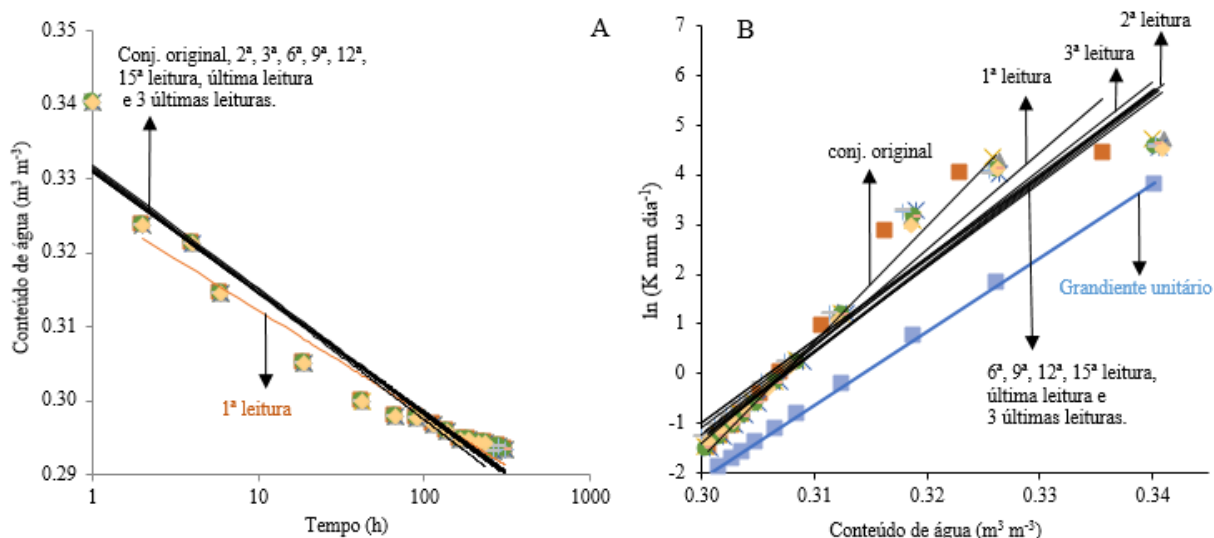
inclinação quando se fez a exclusão da segunda leitura. No Gráfico 7B, a relação $\ln(K)$ foi alterada em relação ao conjunto original de dados somente quando se assumiu o gradiente unitário, evidenciando que a hipótese do gradiente de potencial total unitário não se mostrou válida para esta classe de textura do solo. Prevedello et al. (1994) já informavam que para a textura argila, na contínua redistribuição de água no solo com o tempo, ocorre o aumento da diferença de potencial de água no solo entre os pontos, ou seja, o gradiente de potencial mátrico cresce em importância, e quando se utiliza o gradiente unitário isto não é levado em consideração. Carvalho et al. (2007) relataram a tendência de o gradiente unitário ter influência tanto no intercepto quanto na inclinação, como ocorreu para esta textura.

Nota-se que para as texturas areia franca, franco-argilo-arenosa e argilo arenosa, em que predomina a fração areia, não é indicada a retirada das três primeiras leituras, visto que ocorre alteração significativa na relação θ versus t como visto anteriormente, fato decorrente de nas horas iniciais a redistribuição da água no solo ocorrer com maior intensidade principalmente nestas texturas de solo.

Para corroborar a explicação apresentada, Biassusi (2001) utilizando o método de perfil instantâneo verificou que houve decréscimo mais acentuado nos valores do teor de água nas primeiras 70 horas do processo de redistribuição. De acordo com o autor, a natureza destas texturas proporciona a característica hidráulica de rápida drenagem, o que acarreta elevadas reduções no teor de água no primeiro dia de redistribuição. Este fenômeno também foi observado por Yu e P'odorico (2014) que, estudando a redistribuição de água o solo, concluíram que solos de textura mais grosseira favorecem elevada condutividade hidráulica, aumentando a taxa de drenagem nos primeiros momentos e a rápida redistribuição da água superficial para camada inferior do solo por drenagem gravitacional.

Em geral, observou-se que a retirada da primeira leitura, em $t = 0$ (que em escala logarítmica é 0,01 h), leva a que o ajuste da equação $\theta = a \ln t + b$ seja estatisticamente diferente, por alterar significativamente o intercepto da relação, ou seja, reduz o valor do ponto de saturação da textura estudada. Segundo van Lier (2002), essa diferença decorre do fato de essa leitura em $t = 0$ ter peso grande na regressão por ficar distante dos demais pontos na escala logarítmica. Isso leva a que a derivada $d\theta/dt$ seja diferente e, conseqüentemente, faz com que os parâmetros γ_0 e $\ln(K_0)$ da equação 7 sejam também alterados como visto nas Tabelas 2 e 3.

Gráfico 7. Relação conteúdo de água no solo (θ) versus tempo e $\ln(K)$ versus conteúdo de água no solo (θ) com exclusão de leituras na classe textural argila.



Tratamentos	θ vs tempo (t)	Valor t Calculado		$\ln(K)$ vs θ	Valor t calculado	
		a^1	b^1		a^1	b^1
Conjunto original de dado	$\theta = -0,007\ln(t) + 0,34$ $R^2 = 0,94$	-	-	$\ln(K) = 231,39(\theta) - 69,93$ $R^2 = 0,99$	-	-
Conj. original vs retirada da 1ª leitura	$\theta = -0,006\ln(t) + 0,33$ $R^2 = 0,96$	-101,59	0,01	$\ln(K) = 257,65(\theta) - 77,74$ $R^2 = 0,99$	-0,67	0,67
Conj. original vs retirada da 2ª leitura	$\theta = -0,007\ln(t) + 0,34$ $R^2 = 0,99$	0,0	0,0	$\ln(K) = 223,11(\theta) - 67,21$ $R^2 = 0,99$	0,23	-0,35
Conj. original vs retirada da 3ª leitura	$\theta = -0,007\ln(t) + 0,33$ $R^2 = 0,93$	0,0	0,0	$\ln(K) = 234,73(\theta) - 70,84$ $R^2 = 0,99$	-0,09	0,08
Conj. original vs retirada da 6ª leitura	$\theta = -0,007\ln(t) + 0,33$ $R^2 = 0,94$	0,0	0,0	$\ln(K) = 229,78(\theta) - 69,48$ $R^2 = 0,98$	0,04	-0,04
Conj. original vs retirada da 9ª leitura	$\theta = -0,007\ln(t) + 0,34$ $R^2 = 0,94$	0,0	0,0	$\ln(K) = 231,3(\theta) - 69,90$ $R^2 = 0,99$	0,00	0,00
Conj. original vs retirada da 12ª leitura	$\theta = -0,007\ln(t) + 0,34$ $R^2 = 0,93$	0,0	0,0	$\ln(K) = 231,3(\theta) - 69,92$ $R^2 = 0,99$	0,00	0,00
Conj. original vs retirada da 15ª leitura	$\theta = -0,007\ln(t) + 0,34$ $R^2 = 0,94$	0,0	0,0	$\ln(K) = 221,63(\theta) - 66,66$ $R^2 = 0,99$	0,27	-0,30
Conj. original vs retirada da última leitura	$\theta = -0,007\ln(t) + 0,34$ $R^2 = 0,94$	0,0	0,0	$\ln(K) = 220,8(\theta) - 66,44$ $R^2 = 0,99$	0,29	-0,32
Conj. original vs retirada das 3 últimas leituras	$\theta = -0,007\ln(t) + 0,34$ $R^2 = 0,94$	0,0	0,0	$\ln(K) = 223,34(\theta) - 67,43$ $R^2 = 0,99$	0,22	-0,23
Conj. original vs Gradiente unitário	-	-	-	$\ln(K) = 150,97(\theta) - 46,67$ $R^2 = 0,99$	3,05	-2,10

*Para a relação θ vs tempo o valor de t tabelado foi definido como segue: 1,6944 para avaliação do conjunto original de dados vs a retirada de uma das leituras (32 graus de liberdade), e 1,697 para avaliação com a retirada das 3 últimas leituras, (30 graus de liberdade). Para a relação $\ln(K)$ vs θ o valor de t tabelado foi definido como sendo 1,7290 (19 graus de liberdade)

* a^1 – inclinação; b^1 – intercepto,

*Fonte: Autor

Entretanto, a exclusão da primeira leitura provoca alteração significativa na inclinação da reta tanto quanto mais arenoso for o solo. Analisando os Gráficos 2 a 7, verifica-se que ao se aumentar a quantidade de argila, mais próximas do paralelismo vão se tornando as retas dos tratamentos com a exclusão da 1ª leitura e do conjunto integral dos dados. A explicação é que em solos mais arenosos há maior quantidade de poros de maior tamanho, o que faz com que na primeira hora de redistribuição $d\theta/dt$ seja alta e, então, a retirada dessa primeira leitura causa mudança significativa na equação que descreve o comportamento entre ambos os pares de variáveis. Em solos mais argilosos, como na primeira hora de redistribuição $d\theta/dt$ é menor, a exclusão da 1ª leitura tem menor peso em alterar as funções $\theta = a \ln t + b$ e $\ln(K) = a\theta + b$.

Com relação à possibilidade de se assumir o gradiente hidráulico unitário, restou comprovado que, embora possa simplificar sobremaneira o trabalho em campo – por excluir a necessidade de instalar tensiômetros para medir o gradiente hidráulico –, considerar o gradiente unitário leva a que o γ e $\ln(K)$ sejam alterados significativamente, contudo nota-se também na diminuição ao valor do intercepto da relação $\ln(K)$ versus (θ) , indicando a redução dos valores de condutividade hidráulica em relação aos valores obtidos em campo em algumas classes texturais de solo.

6 CONCLUSÕES

Na função $K(\theta) = K_0 e^{\lambda(\theta - \theta_0)}$ é tão sensível quanto $\ln[K(\theta)]$ à exclusão da primeira leitura. No entanto, $\ln(K)$ é mais sensível quando se considera o gradiente de potencial total unitário nas classes texturais argilosas.

Para texturas areia-franca, franco-argilo-arenosa e argilo-arenosa na faixa de umidade entre 0,159-0,187, 0,226-0,237 e 0,261-0,266 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$, respectivamente, e para franco-argilosa e argila na faixa de umidade entre 0,227-0,247 e 0,297-0,303, respectivamente, a retirada individual de uma leitura do conjunto original de dados pouco interferiu nas relações dos parâmetros que definem a condutividade hidráulica do solo.

A primeira leitura (tempo zero) tem maior importância para a definição da redistribuição de água e da condutividade hidráulica quanto mais arenoso for o solo.

REFERÊNCIAS

- ANDRADE, R.S.; STONE, L.F. Uso do índice S na determinação da condutividade hidráulica não-saturada de solos do cerrado brasileiro. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola Ambiental**, v.13, n.4, p. 376-381, 2009.
- AHUJA, R.L.; BARNES, B.B.; CASSEL, D.K.; BRUCE, R.R. & NOFZIGER, D.L. Effect of assumed unit gradient during drainage on the determination on unsaturated hydraulic conductivity and infiltration parameters. **Soil Science**, v. 145, n. 4, p.235-243, 1988.
- BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. On simple methods for unsaturated soil hydraulic conductivity determination. **Science Agriculture**,v. 50, n. 2, p. 326-328, 1993.
- BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. Escalonamento de propriedades hídricas na avaliação de métodos de determinação de condutividade hidráulica de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 12, n. 3, p. 217-223, 1988.
- BIASSUSI, M. **Simulação do movimento da água no solo utilizando modelo numérico**. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Faculdade de Agronomia. Porto Alegre, 2001.
- BLAKE, G.R.; HARTGE, K.H. Bulk density. In: KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, pt. 1, p. 363-375, 1986a. (Agronomy Monography, 9).
- BLAKE, G.R.; HARTGE, K.H. Particle density. In: KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, pt. 1, p. 377-382, 1986b. (Agronomy Monography, 9).
- BOSSARINO, D. **Calibração de modelos matemáticos de curvas de retenção de água no solo**. 2012, 184 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil). Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2012.
- BUTLER, M.P.; REED, P.M.; FISHER-VANDEN, K.; KELLER, K.; WAGENER, T. Identifying parametric controls and dependencies in integrated assessment models using global sensitivity analysis. **Environmental Modelling Software**, v. 59, p. 10-12, 2014.
- BRADY, N.C. **Natureza e propriedades do solo**. 6.ed. Rio de Janeiro: Freitas, 1983. 647 p.
- BRITO, A.S.; LIBARDI, P.L.; MOTA, J.C.A.; MORAES,S.O. Estimativa da capacidade de campo pela curva de retenção e pela densidade de fluxo da água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n. 6, p. 1939-1948,2011.
- BROGIONI, M.; PETTINATO, S.; MACELLONI, G.; PALOSCIA, S.; PAMPALONI, P.; PIERDICCA, N.; TICCONI, F. Sensitivity of bistatic scattering to soil moisture and surface roughness of bare soils. **International Journal of Remote Sensing**, v. 31, n. 15, p. 4227-4255, 2010.

- CACUCI, D.G.; IONESCO-BUJOR, M.A comparative review of sensitivity and uncertainty analysis of large-scale systems-II: statistical methods. **Nuclear Science and Engineering**, v. 147, n. 3, p. 204-217, 2004.
- CAMPOLONGO, F.; CARIBONI, J.; SALTELLI, A. An effective screening design for sensitivity analysis of large models. **Environmental Modelling Software**, v.22, n. 10, p. 1509-1518, 2007.
- CARVALHO, A.M.; FREITAS, L.G.; BARBOSA, A.M.; FILHO, J.L.A.; MONDELLI, G. Determinação da condutividade hidráulica de uma área contaminada no município de Santo André utilizando-se método slug test. **Águas Subterrâneas**, v. 27, n.3, p. 71-87, 2013.
- CARVALHO, L.A. **Condutividade Hidráulica do solo no campo: as simplificações do método do perfil instantâneo**. 2002. 98 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2002.
- CARVALHO, L.A.C.; LIBARDI, P.L.; ROCHA, G.C.; CRUZ, A.C.R. Caracterização hidráulica de um Latossolo vermelho associada à caracterização pedológica do perfil. **Ciência Rural**, v. 37, n. 4, p. 1008-1013, 2007.
- CICHOTA, R.; HURTADO, A.L.B.; VAN LIER, Q.J. Spatio-temporal variability of soil water tension in a tropical soil in Brazil. **Geoderma**, v. 133, n 3, p. 231-243, 2006.
- DANIELSON, R.E.; SUTHERLAND, P.L. Porosity. In: KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 1986. pt. 1, p. 443-461, 1986. (Agronomy Monography, 9).
- DARAGHMEH, O.A.; JENSEN, J.R.; PETERSEN, C.T. Near-saturated hydraulic properties in the surface layer of a sandy loam soil under conventional and reduced tillage. **Soil Science Society American Journal**, v. 72, n. 6 p. 1728-1737, 2008.
- DOURADO NETO, D.; NIELSEN, D.R.; HOPMANS, J.W.; REICHARDT, K.; BACCHI, O.O.S.; LOPES, P.P. **Programa para confecção da curva de retenção de água no solo, modelo van Genuchten Soil Water Retention Curve, SWRC (version 3.0 beta)**. Piracicaba: Universidade de São Paulo, 2001.
- DIRKSEN, C.H. Unsaturated hydraulic conductivity. In: SMITH, K.A. & MULLINS C.E.(Eds.) **Soil analysis: Physical methods**. New York, Dekker, p.209-269,1991.
- DRECHSLER, M. Sensitivity analysis of complex models. **Biology Conservation**,v. 86, n. 3, p. 401-412, 1998.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 3.ed. Brasília,2013. 353p.
- ESTRADE, R.J.; RICHARD, G.; DEXTER, A.R.; BOIZARD, H.; TOURDONNET, S.; BERTRAND, M.; CANEILL, J. Integration of soil structure variations with time and space into models for crop management. **Agronomy for Sustainable Development**, Thiverval-Grignon, v. 29, n. 1, p. 135-142, 2009.

EVANGELISTA, A.W.P.; FERREIRA, P.A. Análise de sensibilidade do sistema de drenagem agrícola- SDA mediante variação dos parâmetros de entrada. **Ciência Agrotecnologia**, v. 30, n. 1, p. 133-139, 2006.

FEYEN, J.; JACQUES, D.; TIMMERMAN, A.; VANDERBORGHT, J. Modelling water flow and solute transport in heterogeneous soils: a review of recent approaches. **Journal of Agricultural Engineering Research**, v. 70, n. 3, p. 231–256, 1998.

GANJI, A.; MAIER, H.R.; DANDY, G.C. A modified Sobol' sensitivity analysis method for decision-making in environmental problems. **Environmental Modelling & Software**, v. 75, n.2. p. 15-27, 2016.

GAO, L.B.; BRETT, A.; NOLAN, M.; CONNOR, J.D.; XIAODONG, S.; ZHAO, G. Robust global sensitivity analysis under deep uncertainty via scenario analysis. **Environmental Modelling & Software**, v. 76, n. 7, p. 154-166, 2016.

GEE, G.W.; BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, pt. 1, p.383-411, 1986. (Agronomy Monography, 9).

GÓMEZ, S.; SEVERINO, G.; RANDAZZO, L.; TORALDO, G.; OTERO, J.M. Identification of the hydraulic conductivity using a global optimization method. **Agricultural Water Management**, v. 96, n. 3, p. 504-510, 2009.

GONÇALVES, A.D.M.A. **Uma análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo**. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo. Piracicaba, 2011.

GHIBERTO, P.J. **Lixiviação de nutrientes em um Latossolo cultivado com cana-de-açúcar**. 2009. 158 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, 2009.

GHIBERTO, P.J.; MORAES, S.O. Comparação de métodos de determinação da condutividade hidráulica em um Latossolo Vermelho-amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, n.4, p. 1177-1188, 2011.

GOLDENFUM, J.A.; SEMMELMANN, F.R.; REICHERT, G. **Produção de sedimentos em bacias rurais: análise de sensibilidade dos modelos answers, creams e mulsed**. In: SIMPÓSIO LUSO-BRASILEIRO DE HIDRÁULICA E RECURSOS HÍDRICOS, v. 5, n. 9, Rio de Janeiro. Anais, 1991.

GONÇALVES, A.D.M.A.; LIBARDI, P.L. Análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, p. 1174-1184, 2013.

GOWDA, P.; WARD, A.; WHITE, J.L.; DESMOND, E. The sensitivity of ADAPT model predictions of stream flows to parameters used to define hydrologic response units. **Transactions of the ASAE**, Saint Joseph, v. 42, n. 2, p. 381-389, 1999.

HILLEL, D. **Fundamentals of Soil Physics**. New York, **Academic Press**, p. 413. 1980

HILLEL, D.; KRENTOS, V.D.; STILIANOV, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, v. 114, p.395-400, 1972.

HURTADO, A.L.B.; CICHOTA, R.;VAN LIER, Q.J. Parametrização do método do perfil instantâneo para a determinação da condutividade hidráulica do solo em experimentos com evaporação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 29, n. 2, p. 301-307, 2005.

KENNEDY, P. A Guide to Econometrics. fifth ed. **Blackwell Publishing**, 2007.

KLEIN, V.A.; BASEGGIO, M.; MADALOSSO, T.; MARCOLIN, C.D. Textura do solo e a estimativa do teor de água no ponto de murcha permanente com psicrômetro. **Ciência Rural**, v.40, n.7, p. 1550-1556, 2010.

KLEIN, V.A.; LIBARDI, P.L. A faixa de umidade menos limitante ao crescimento vegetal e a sua relação com a densidade do solo ao longo de um perfil de um Latossolo roxo. **Ciência Rural**, v.30, n.6, p. 959-964, 2000.

KLEIN, V.A.; LIBARDI, P.L. Condutividade hidráulica de um Latossolo Roxo, não-saturado, sob diferentes sistemas de uso e manejo. **Ciência Rural**, v. 32, n. 6, p. 945-953, 2002.

KLUTE, A. Water retention: laboratory methods. In: KLUTE, A. (ed.) **Methods of soil analysis**. 2. ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 1986. pt. 1, p. 635-662. (Agronomy Monography, 9).

KOLAHCHI, Z.; JALALIM, M. Simulating leaching of potassium in a sandy soil using simple and complex models. **Agricultural Water Management**, v. 85, n. 1-2, p. 85-94, 2006.

LEGATES, D.R.; McCABE JR., G.J. Evaluating the use of “godness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. **Water Resources Research**, Washington, v. 35, n. 1, p. 233-241, 1999.

LEIJ, F.J.; GHEZZEHEI, T.A.; OR, D. Modeling the dynamics of the pore-size distribution. **Soil Tillage Research**, v. 64, n. 1-2, p. 61-78, 2002.

LIBARDI, P.L.; MELO FILHO, J.F. Análise exploratória e variabilidade dos parâmetros da equação da condutividade hidráulica, em um experimento de perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.30, n. 2, p.197-206, 2006.

LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating soil hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, v. 44, p. 3-7, 1980.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da água no solo**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2012, 346 p.

MA, C.; LI, X.; WANG, S. A global sensitivity analysis of soil parameters associated with backscattering using the advanced integral equation model. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 53, n. 10, p. 5613-5623, 2015.

MAO, K.B.; TANG, H.J.; ZHANG, L.X.; LI, M.C.; GUO, Y.; ZHAO, D.Z. A method for retrieving soil moisture in Tibet region by utilizing microwave index from TRMM/TMI data. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 29, n 10, p. 2903-2923, 2008.

MARTINS, M.V. **Influência da distância de instalação de tensiômetros no campo para o cálculo do gradiente de potencial total no método do perfil instantâneo**. Piracicaba: ESALQ. 2009. 77 p. (Dissertação de Mestrado).

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

MONTENEGRO, A.A.A.; MONTENEGRO, S.M.G.L. Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície aluvial. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.10, n. 1, p.30-37, 2006.

MORRIS, M.D. Factorial sampling plans for preliminary computational experiments, **Technometrics**, v. 33, n. 2, p. 161-174, 1991.

MUBARAK, I.; ANGULO-JARMILLO, R.; MAILHOL, J.C.; RUELLE, P.; KHALEDIAN, M.; VAUCLIN, M. Spatial analysis of soil surface hydraulic properties: Is infiltration method dependent? **Agricultural Water Management**, v. 97, n. 10, p.1517-1526, 2010.

MUBARAK, J.C.; MAILHOL, R.; ANGULO-JARAMILLO, P.; RUELLE, P.; PIERRE, B.; KHALEDIAN, M.R. Temporal variability in soil hydraulic properties under drip irrigation. **Geoderma**, v. 150, n, 1-2, p. 158-165, 2009.

NORTON, J. An introduction to sensitivity assessment of simulation models. **Environment Modelling Software**, v. 69, n. C, p. 166-174, 2015.

NUNES, R.P. **Métodos para a pesquisa agrônômica**. Fortaleza: UFC/Centro de Ciências Agrárias, p. 564, 1998.

OLIVER, M.A. Practical geostatistics: modelling and spatial analysis. **International Journal of Geographical Information Science**, v. 18, n. 1, p. 102-U3, 2004.

PAIGE, G.B.; HILLEL, D. Comparison of three methods for assessing soil hydraulic properties. **Soil Science**, v. 155, p.175-189, 1993.

PAPPENBERGER, F.; IORGULESSCU, I.; BEVEN, K.J. Sensitivity analysis based on regional splits and regression trees (SARS-RT). **Environmental Modelling and Software**, v. 21, n.7, p. 976-990, 2006.

PIANOSI, F.; WAGENER, T. A simple and efficient method for global sensitivity analysis based on cumulative distribution functions. **Environmental Modelling and Software**, v. 67, n. 4, p. 1-11, 2015.

PILKEY, O.; PILKEY-JARVIS, L. Useless Arithmetic. **Why Environmental Scientists Can't Predict the Future**. Columbia University Press, New York, p. 230, 2007.

PINHO, R.E.C. **Teores de água e solutos no solo: desempenho e sensibilidade do modelo Hydrus- 1D**. 2009. 83 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

PUNZO, V.; MARCELLO, M.; BIAGIO, C. Do we really need to calibrate all the parameters? Variance-based sensitivity analysis to simplify microscopic traffic flow models. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 16, n.1, p. 184-193, 2015.

PREVEDELLO, C.L.; REICHARD, K.R.; CORDEIRO, D.G.; MELO, E. F. R. Q.; SCHEFFER, M. Gradiente unitário do potencial hidráulico como fonte de erro na obtenção da condutividade hidráulica em solo não-saturado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v.29, n. 2, p. 275-280,1994.

RAMOS, B.Z.; PAIS, P.S.A.M.; FREITAS, W.A.; JUNIOR, M.S.D.; Avaliação dos atributos físico-hídricos em um Latossolo Vermelho distroférico sob diferentes sistemas de manejo- Lavras/Minas Gerais/Brasil. **Revista de Ciências Agrárias**, v. 36, n. 3, p. 440-446, 2013.

RAVALICO, J.K.; DANDY, G.C.; MAIER, H.R. Management Option Rank Equivalence (MORE)—A new method of sensitivity analysis for decision-making. **Environmental Modelling and Software**, v. 25, n. 2, p. 171–181, 2010.

RAVALICO, J.K.; MAIER, H.R.; DANDY, G.C. Sensitivity analysis for decision-making using the MORE method - A Pareto approach. **Reliability Engineering & System Safety**, v. 94, n. 4, p. 1229-1237, 2009.

REICHARDT, K. A água em sistemas agrícolas. São Paulo: **Manole**, 188p, 1987.

REICHARDT, K. Capacidade de campo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 12, p. 221-216, 1988.

REICHARDT, K.; BACCHI, O.O.S.; VILLAGRA, M.M. Estimativa de fluxos de água em solos não saturados. *Bragantia*, Campinas, v.52, n.1, p.83-87, 1993.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. Redistribuição da água no solo. In: REICHARDT, K. & TIMM, L.C., eds. Solo, planta e atmosfera: Conceitos, processos e aplicações. Barueri, Manole, 2004. p.269-291.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. Solo, planta e atmosfera: Conceitos, processos e aplicações. 2.ed. Barueri: **Manole**, p. 500, 2012.

ROSETO, E.; YANG, Z.L.; WAGENER, T.; GULDEN, L.E.; YATHEENDRADAS, S.; NIU, G.Y. Quantifying parameter sensitivity, interaction, and transferability in hydrologically enhanced versions of the Noah land surface model over transition zones during the warm season. **Journal of Geophysical Research**, v.115, n. 3, p. 1-21, 2010.

SAISANA, M.; SALTELLI, A.; TARANTOLA, S. Uncertainty and sensitivity analysis techniques as tools for the quality assessment of composite indicators. **Journal of the Royal Statistical Society**, v. 168, n.2, p. 307-323, 2005.

SALLEM, A.; PEREIRAB, P.;FINO, M.H.; FAKHFAKH, M.A hybrid approach for the sensitivity analysis of integrated inductors. **Integration the VLSI Journal**, v. 52, n. C, p. 237-242, 2016.

SALTELLI, A.; ANNONI, P. How to avoid a perfunctory sensitivity analysis. **Environmental Modelling & Software**, v. 25, n. 7, p. 1508-1517, 2010.

SALTELLI, A.; RATTO, M.; ANDRES, T.; CAMPOLONGO, F.; CARIBONI, J.; GATELLI, D.; SAISANA, M.; TARANTOLA, S. **Global Sensitivity Analysis**. The Primer. John Wiley and Sons, 2008.

SALTELLI, A.; RATTO, M.; TARANTOLA, S.; CAMPOLONGO, F. Sensitivity analysis for chemical models. **Chemical Review**, v. 105, n. 7, p. 2811-2828, 2005.

SCHWENA,A.; BODNERB,G.; LOISKANDLA, W. Time-variable soil hydraulic properties in near-surface soil water simulations for different tillage methods. **Agricultural Water Management**, v. 99, n. 1, p. 42-50, 2011.

SUMNER, T.; SHEPHARD, E.; BOGLE, I.D.L.A methodology for global-sensitivity analysis of time dependent outputs in systems biology modelling. **Journal of the Royal Society Interface**, v. 74, n. 9, p. 2156-2166, 2012.

TAGAR, A.A.; CHANGYINGA, J.; QISHUOA, D.;ADAMOWSKIC, J.; MALARDC, J.; ELTOUM, F.A. Implications of variability in soil structures and physio-mechanical properties of soil after different failure patterns. **Geoderma**, v. 261, n. 1, p. 124-132, 2016.

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

VAN LIER, Q.J. Análise de sensibilidade no processamento de dados de experimentos de perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 26, n.4, p. 869-883, 2002.

VILLAGRA, M.M.; MATSUMOTO, O.M.; BACCHI, O.O.S.; MORAES, S.O.; LIBARDI, P.L. & REICHARDT, K. Tensiometria e variabilidade espacial em terra roxa estruturada. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v. 12, n. 3, p. 205-210, 1988.

WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. **Water Resources Research**, v. 2, n. 4, p. 709-715, 1966.

YU, K.; D'ODORICO, P. Climate, vegetation, and soil controls on hydraulic redistribution in shallow tree roots. **Advances in Water Resources**. V. 66, p.p 70-80, 2014.