**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Condutividade hidráulica do solo a partir da curva de retenção
determinada com amostras indeformadas de diferentes alturas**

Maria Laiane do Nascimento Silva

Tese apresentada para obtenção do título de Doutora em
Ciências. Área de concentração: Solo e Nutrição de
Plantas

**Piracicaba
2020**

Maria Laiane do Nascimento Silva
Engenheira Agrônoma

**Condutividade hidráulica do solo a partir da curva de retenção determinada com
amostras indeformadas de diferentes alturas**

Orientador:
Prof. Dr. **PAULO LEONEL LIBARDI**

Tese apresentada para obtenção do título de Doutora em
Ciências. Área de concentração: Solos e Nutrição de
Plantas

Piracicaba
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA – DIBD/ESALQ/USP

Silva, Maria Laiane do Nascimento

Condutividade hidráulica do solo a partir de curvas de retenção determinadas com amostras indeformadas de diferentes alturas/ Maria Laiane do Nascimento Silva. - - Piracicaba, 2020.

89 p.

Tese (Doutorado) - - USP / Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”.

1. Modelo Mualem – van Genuchten 2. Interação textura - estrutura 3. Condutividade hidráulica do solo saturado 4. Perfil instantâneo I. Título

DEDICATÓRIA

Gostaria de dedicar este trabalho a todos os professores que de alguma forma contribuíram com minha trajetória até aqui. Em especial, ao professor Paulo Leonel Libardi, que com sua humildade e sabedoria nos instrui a ser pessoas e profissionais melhores e mais críticos à nossa realidade. À Jeane Cruz Portela, por acreditar no nosso potencial e por nos contagiar com o seu amor por essa profissão. E a Francisco de Assis Oliveira, por ter sido professor e orientador nos momentos que mais precisei, por todo incentivo e amizade.

Espero poder contribuir de alguma forma para que sejam respeitados e valorizados por esse trabalho tão essencial à humanidade.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Deus por todas as oportunidades e pessoas colocadas em minha vida que possibilitaram a conclusão deste curso.

Aos meus pais, Francisco Lopes da Silva e Raimunda do Nascimento Silva, e aos meus irmãos: Arlan do Nascimento Silva, Francisco do Nascimento Silva, Maria do Nascimento Silva, Francisca do Nascimento Silva e Raimundo do Nascimento Silva. Vocês são minha inspiração e fonte de energia. Cada passo dado por mim é uma vitória nossa.

Ao Professor Paulo Leonel Libardi, pela orientação em todos os momentos, no seu significado mais amplo. Espero conseguir levar a diante seus ensinamentos e colocá-los em prática.

À Universidade de São Paulo e à Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiróz, por ter me acolhido e permitido o desenvolvimento deste trabalho.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa de estudos, sem a qual não seria possível a realização desse curso.

Aos amigos, pelas relações de afeto criadas, atuando muitas vezes como família, em especial: Verena Benício de Oliveira, Ismael Meurer, Camila Cassante de Lima, Flávia Rogério, Pedro Ramualyson Fernandes Sampaio, José Leôncio de Almeida Silva, Tamires Teles de Souza, Gabriela Hellmeister, Aline Martinelle, Thais Nascimento Pessoa, Beatriz Luna Figueiredo e tantos outros que mesmo distantes se fizeram presentes, muito obrigada!

Aos Professores do Departamento de Ciência do Solo, pelas aulas, conhecimentos adquiridos e contribuições durante o curso. E aos Professores e funcionários do departamento de Engenharia de Biosistemas, em especial aos professores Jarbas Honório de Miranda e Sérgio Moraes, e ao funcionário Francisco Bernado Dias, pelas contribuições e convivência diária.

EPIÍGRAFE

*“Debaixo do barro do chão da pista onde se dança
Suspira uma sustança sustentada por um sopro divino
Que sobe pelos pés da gente e de repente se lança
Pela sanfona afora até o coração do menino*

*Debaixo do barro do chão da pista onde se dança
É como se Deus irradiasse uma forte energia
Que sobe pelo chão
E se transforma em ondas de baião, xaxado e xote
Que balança a trança do cabelo da menina, e quanta alegria!”*

...

Gilberto Gil

SUMÁRIO

RESUMO	7
ABSTRACT	8
LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABELAS	11
1. INTRODUÇÃO	13
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	17
2.1. Curva de retenção.....	17
2.1. A condutividade hidráulica do solo	20
2.2. Condutividade hidráulica do solo a partir de modelos baseados na curva de retenção	23
3. MATERIAL E MÉTODOS	29
3.1. Solos estudados	29
3.2. Amostragem e caracterização física.....	31
3.3. Curvas de retenção e distribuição de poros.....	33
3.4. Condutividade hidráulica do solo saturado	37
3.5. Condutividade hidráulica do solo a partir da curva de retenção	39
3.6. Condutividade hidráulica do solo medida no campo (Perfil Instantâneo).....	40
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	45
4.1. Curvas de retenção da água no solo e distribuição do tamanho dos poros	45
4.2. Condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) determinada em laboratório para amostras de alturas diferentes	47
4.3. Condutividade hidráulica do solo não saturado a partir de curvas de retenção determinadas com amostras de alturas diferentes	52
4.4. Condutividade hidráulica do solo não saturado determinada no campo pelo método do perfil instantâneo.....	61
4.5. Condutividade hidráulica do solo não saturado determinada pelo modelo e no campo	65
5. CONCLUSÕES	77
REFERÊNCIAS	79
ANEXO.....	89

RESUMO

Condutividade hidráulica do solo a partir da curva de retenção determinada com amostras indeformadas de diferentes alturas

Erros na estimativa da condutividade hidráulica do solo, K em função do conteúdo de água θ , a partir da curva de retenção podem surgir de duas formas principais: por falhas no modelo matemático ou na descrição da curva de retenção. O estudo de como esses fatores podem interferir na predição da função $K(\theta)$ é muito importante, visto que, determinações diretas são trabalhosas, caras e podem levar muito tempo. Neste trabalho, atentou-se principalmente para a segunda fonte de erros, com o objetivo de analisar a influência na função $K(\theta)$ estimada pelo modelo Mualem – van Genuchten, devido à altura de amostras indeformadas utilizadas para determinar a curva de retenção e à condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) em laboratório. Para isso, foram utilizadas amostras de três alturas (S1 – 0,075 m; S2 – 0,05 m; S3 – 0,025 m) coletadas nos horizontes diagnósticos de um Latossolo e de um Nitossolo. As curvas de retenção foram determinadas utilizando o funil de placa porosa para as tensões mais baixas (0,5, 1, 4, 6 e 10 kPa) e as câmaras de pressão com placa porosa para as tensões mais elevadas (33, 100 e 500 kPa). O K_0 foi determinado em laboratório pelo método permeâmetro de carga constante para as amostras estudadas. Para efeito de comparação entre dados preditos e observados, desenvolveu-se em campo o método do perfil instantâneo, como medida direta. A amostra de menor altura (S3) promoveu maior retenção de água na faixa mais úmida da curva de retenção, até 10 kPa, evidenciada no nitossolo devido sua textura mais argilosa e maior desenvolvimento estrutural. O K_0 determinado com as amostras S3 em laboratório mostrou-se desvantajoso, devido a maior facilidade de ocorrência de canais contínuos do topo à base da amostra, elevando as médias. Quando o K_0 foi utilizado no modelo matemático como uma medida de referência, a função $K(\theta)$ não mostrou modificação por causa da altura das amostras. As curvas de $K(\theta)$ obtidas a partir da curva de retenção determinada com as amostras S3 apresentaram maior proximidade com os dados medidos em campo. Verificou-se também que no latossolo houve boa concordância dos resultados, possivelmente em razão da sua textura mais arenosa e estrutura mais homogênea. Porém, no Nitossolo, os dados estimados e medidos tiveram concordância fraca, na sua maioria. Concluiu-se, então, que enquanto amostras de menor altura são mais indicadas para determinar a curva de retenção, para determinar K_0 recomenda-se utilizar amostras mais altas (S1). Além disso, a curva de retenção determinada com as amostras S3 quando utilizada no modelo para predição de $K(\theta)$ resultaram em dados mais próximos dos medidos em campo, significando uma melhoria na estimativa.

Palavras-chave: Modelo Mualem – van Genuchten, Interação textura – estrutura, Condutividade hidráulica do solo saturado, Perfil instantâneo

ABSTRACT

Soil hydraulic conductivity from retention curve determined using undisturbed soil sample of different heights

Errors in estimating soil hydraulic conductivity, K as function of soil water content θ , from the retention curve, can arise in two main ways: failures in the mathematical model or in retention curve description. The study of how these factors influence the prediction of $K(\theta)$ function is very important, since direct determinations are laborious, expensive and time consuming. In this work we focused mainly on the second source of errors, aiming to analyze the influence of the height of undisturbed samples used to determine the retention curve and saturated soil hydraulic conductivity (K_0) in laboratory on $K(\theta)$ function estimated using the Mualem - van Genuchten model. For this, samples of three heights were used (S1 – 0,075 m; S2 – 0,05 m; S3 – 0,025 m) collected in the diagnostic horizons of a latosol and a nitosol. The retention curves were determined using the porous plate funnel for the lowest tensions (0,5, 1, 4, 6 and 10 kPa) and porous plate pressure chambers for the higher tensions (33, 100 and 500 kPa). The K_0 of the samples was determined in the laboratory by the constant charge permeameter method. For comparison between predicted and observed data, the instantaneous profile method was developed in the field as a direct measure. The smallest sample height (S3) promoted greater water retention in the wetter range of the retention curve, up to 10 kPa, evidenced in the nitosol due to its clayey texture and greater structural development. The K_0 determined with the S3 samples in the laboratory was disadvantageous due to the occurrence of continuous channels from the top to the base of the sample, increasing the means. When K_0 was used in the mathematical model as a reference measure, $K(\theta)$ showed no change due to the height of the samples. The $K(\theta)$ curves obtained from the retention curve determined with samples S3 were closer to the field data than S1 and S2. Besides that, it was found that in the latosol, there was a good agreement of the estimated results, possibly due to its sandy texture and homogeneous structure. However, in the nitosol, the estimated and measured data had poor agreement. It was concluded that while samples of smaller height are better indicated to determine the retention curve, K_0 is recommended higher samples (S1) be used. In addition, the retention curve determined with samples S3 when used in the $K(\theta)$ prediction model, resulted in data closer to those measured in the field, meaning an improvement in the estimate.

Keywords: Mualem - van Genuchten model, Texture-structure interaction, Soil saturated hydraulic conductivity, Instantaneous profile method

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Aneis volumétrico utilizados na coleta das amostras de solo para determinação das curvas de retenção (S1 – 0,075 m; S2 – 0,05 m; S3 – 0,025 m) e aneis extras.....	31
Figura 2 - a) amostrador de Uhland; b) momento da amostragem; c) amostra constituída de anéis extras e o principal (S2).....	32
Figura 3 - a) amostras no processo de saturação; b) amostra em contato com a placa porosa no funil.....	34
Figura 4 - a) adição do anel extra na amostra; b) amostras sendo saturadas para determinação do K_θ	37
Figura 5 - a) Permeâmetro de carga constante; b) Detalhe da manutenção da carga hidráulica constante.	38
Figura 6 - a) Área delimitada para colocar a chapa de ferro galvanizado; b) Tensiômetros instalados no centro da área; c) Inundação da área; d) Área coberta com plástico após a inundação.....	42
Figura 7 - Curvas de retenção obtidas com as amostras S1 (0,075 m de altura), S2 (0,05 m de altura) e S3 (0,025 m de altura) – Latossolo (a) e Nitossolo (b).....	46
Figura 8 - Médias de condutividade hidráulica do solo saturado do Latossolo (a) e Nitossolo (b) determinada com as amostras S1 (0,075 m), S2 (0,05 m) e S3 (0,025 m).	48
Figura 9 - Condutividade hidráulica do solo não saturado pelo modelo Mualem – van Genuchten, para as amostras S1, S2 e S3, e com K_θ determinado com amostras de mesma altura que a da respectiva curva de retenção- Latossolo.	53
Figura 10 - Curvas da função $K(\theta)$ obtidos por modelo matemático a partir de curvas de retenção e K_θ determinados com amostras de alturas diferentes no Latossolo (S1 – vermelha; S2 – verde; S3 - azul). a) $K(\theta)(CRS1 K_\theta(S1, S2, S3))$; b) $K(\theta)(CRS2 K_\theta(S1, S2, S3))$; c) $K(\theta)(CRS3 K_\theta(S1, S2, S3))$	55
Figura 11 - Condutividade hidráulica do solo não saturado obtida por modelo matemático, para as amostras S1 (vermelha), S2 (verde) e S3 (azul), com K_θ determinado com amostra de mesma altura - Nitossolo.	57
Figura 12 - Curvas de $K(\theta)$ obtido por modelo matemático a partir de curvas de retenção e K_θ determinados com amostras de alturas diferentes no Nitossolo (S1 – vermelha; S2 – verde; S3 - azul). a) $K(\theta)(CRS1 K_\theta(S1, S2, S3))$; b) $K(\theta)(CRS2 K_\theta(S1, S2, S3))$; c) $K(\theta)(CRS3 K_\theta(S1, S2, S3))$	60
Figura 13 - Condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo, nas profundidades: 0 – 0,15 m- $K(15)$; 0,15- 0,30 m- $K(30)$; 0,30 – 0,45 m- $K(45)$; 0,45 – 0,50 m - $K(50)$, Latossolo.	62

Figura 14 - Condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo, nas profundidades: 0 – 0,15 m - $K(15)$; 0,15- 0,25 m - $K(25)$; 0,25 – 0,30 m - $K(30)$ m. Nitossolo.	63
Figura 15 - Condutividade hidráulica do solo não saturado determinada em laboratório e em campo - Latossolo.	66
Figura 16: a) Condutividade hidráulica do solo relativa obtida pelo modelo comparada à determinada em campo; b) Gráfico 1:1 da condutividade hidráulica relativa no campo e pelo modelo matemático - Latossolo.	67
Figura 17 - Condutividade hidráulica do solo não saturado determinada em laboratório e em campo - Nitossolo.	71
Figura 18 - a) Condutividade hidráulica do solo relativa obtida pelo modelo comparada à determinada em campo; b) gráfico 1:1 da condutividade hidráulica relativa no campo e pelo modelo matemático - Nitossolo.	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Descrição morfológica dos solos estudados.....	30
Tabela 2 - Atributos físicos e carbono orgânico dos solos estudados.	33
Tabela 3: Distribuição do tamanho dos poros do latossolo e do nitossolo.....	47
Tabela 4 - Condutividade hidráulica do solo saturado - latossolo e nitossolo	50
Tabela 5 - Parâmetros da função $K(\theta)$ obtida pelo método do perfil instantâneo.	64
Tabela 6 - Índice de concordância (D) e erro máximo absoluto (ME) das funções $K(\theta)$ e K_r – Latossolo.....	69
Tabela 7 - Índice de concordância (D) e erro máximo absoluto (ME) das funções $K(\theta)$ e K_r - Nitossolo.....	74

1. INTRODUÇÃO

A determinação do fluxo da água no solo sob condições não saturadas requer o conhecimento das propriedades físico-hídricas, como a curva de retenção e a condutividade hidráulica, ambas dependentes do conteúdo de água no solo. O estudo dessas propriedades é essencial para o entendimento dos fenômenos que ocorrem no solo e para a tomada de decisão sobre as práticas de manejo e conservação do solo e da água.

A curva de retenção relaciona a energia que mantém a água retida à matriz do solo com o conteúdo de água no solo e a condutividade hidráulica descreve a facilidade com que a água se movimenta nesse meio, influenciando diversos processos físicos, químicos e biológicos nos quais o fluxo da água está envolvido. Muitos estudos relacionados ao movimento da água no solo utilizam modelos de predição da condutividade hidráulica baseados na curva de retenção, pois medidas diretas são mais trabalhosas, caras e levam mais tempo para serem obtidas. Porém, ao utilizar esses modelos, pouco se atenta ao fato de que os diversos problemas envolvidos na determinação da curva de retenção também podem interferir nas propriedades preditas a partir dela, podendo causar e/ou acumular mais erros.

O modelo mais utilizado para predição da condutividade hidráulica do solo é o desenvolvido por Mualem (1976). Esse modelo descreve o sistema poroso do solo por meio de uma função de distribuição de poros e exige uma equação que relacione a dependência do potencial mátrico com o conteúdo de água no solo (curva de retenção) que possibilite uma solução analítica. van Genuchten (1980) propôs uma equação que descreve a curva de retenção e que permite a resolução da equação de Mualem, para obtenção de uma equação que correlacione a condutividade hidráulica relativa do solo com o conteúdo de água no solo. A condutividade relativa é a razão entre a condutividade hidráulica do solo não saturado e a do solo saturado.

O aprimoramento da determinação da curva de retenção, que depois é utilizada para a predição da condutividade hidráulica do solo, é essencial para que os resultados desta estimativa sejam cada vez mais próximos das condições reais e possam contribuir de maneira mais efetiva para a resolução de situações como, por exemplo, o cálculo do balanço hídrico, a quantificação da perda de nutrientes por lixiviação da zona radicular e seu potencial de poluição.

Os erros na predição da condutividade hidráulica do solo podem surgir de duas formas: (1) advindos das metodologias de determinação da curva de retenção e (2) dos modelos preditivos da condutividade hidráulica do solo. Neste trabalho será dado enfoque

principalmente na primeira fonte de erros acima citada, com a hipótese de que os fatores que afetam a determinação da curva influenciam também a condutividade hidráulica predita a partir dela. Mais especificamente, acredita-se que a altura da amostra utilizada na determinação da curva de retenção pode também interferir na condutividade hidráulica predita pelo modelo matemático Mualem – van Genuchten.

Para determinar a curva de retenção utilizam-se, na maioria das vezes, amostras de solo com estrutura preservada que são submetidas a uma sucção, no caso dos funis de Haines, e/ou a uma pressão de ar, no caso das Câmaras. Estes instrumentos são constituídos de uma placa porosa onde deve ocorrer o contato hidráulico com a amostra. Como o potencial mátrico medido é correspondente à tensão da água na placa porosa, considera-se que a água na amostra de solo está em equilíbrio com a água na placa e, portanto, sob mesma tensão. Nesse sentido, a altura da amostra torna-se algo importante que deve ser considerado, uma vez que não é possível ter certeza da real tensão da água dentro da amostra, além disso, o potencial gravitacional poderá influenciar na drenagem da água à medida que o topo da amostra se distancia da placa. Ou seja, a altura da amostra pode influenciar a curva de retenção determinada com estas metodologias e, por consequência, a condutividade hidráulica predita a partir de modelos que tem como base a curva de retenção. Estas alterações podem variar em função das características de cada solo como a textura e a estrutura.

Outro aspecto importante com relação à utilização de modelos matemáticos para predição da condutividade hidráulica é a determinação em laboratório ou em campo da condutividade hidráulica do solo saturado (K_0). Vários aspectos a respeito das metodologias de obtenção desta propriedade têm sido estudados e é provado que os resultados obtidos pelas diversas metodologias de campo ou de laboratório levam a valores muito diferentes, acentuando-se ainda mais quando as determinações são feitas diretamente no perfil de solo devido à variabilidade espacial e à heterogeneidade do meio.

Ao predizer a condutividade hidráulica do solo por modelo matemático, a curva de retenção é utilizada como parâmetro de entrada e a condutividade hidráulica do solo saturado é tida como uma medida de referência para o modelo, isto é, essas propriedades podem influenciar diretamente a estimativa da condutividade hidráulica do solo. Dessa forma, o estudo da influência da altura das amostras nessas determinações pode significar importante melhoria dos dados preditos pelo modelo matemático. Portanto, o objetivo deste trabalho foi verificar o quanto a altura da amostra indeformada utilizada para determinar a curva de retenção e a condutividade hidráulica do solo saturado, determinadas em laboratório,

influenciam a condutividade hidráulica estimada pelo modelo matemático Mualem – van Genuchten.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Curva de retenção

Nos espaços intra-agregados do solo formam-se interfaces água-ar resultantes do processo de retenção da água pela matriz do solo. Duas forças comandam esse processo: a capilaridade, que atua na retenção da água nos solos quando os poros se apresentam razoavelmente cheios de água e, à medida que o solo seca, os poros vão se esvaziando e filmes de água recobrem as partículas sólidas, quando as forças de adsorção passam a dominar a retenção da água (LIBARDI, 2018). A combinação dessas forças dá origem ao potencial mátrico, que representa o trabalho necessário para separar as moléculas de água retidas nas partículas sólidas (matriz do solo), tornando-as livres. O potencial mátrico não pode ser medido analiticamente, o que se sabe é que, quando o solo encontra-se totalmente saturado, não há influência da matriz sobre as moléculas de água (a água encontra-se em estado livre), mas à medida que ar começa a ocupar os espaços porosos, as forças capilares e de adsorção passam atuar.

Noções teóricas sobre potencial mátrico, curva de retenção e a dependência da condutividade hidráulica com o potencial mátrico foram introduzidos na ciência por Buckingham(1907), que reconheceu que a curva de retenção e a condutividade hidráulica são ambas funções do potencial mátrico (NARASIMHAN, 2007).

Modelos conceituais para a retenção da água se baseiam na representação do espaço poroso como um “feixe de capilares cilíndricos” (FCC) (MILLINGTON; QUIRK, 1961). Essa representação postula que a um determinado potencial mátrico, uma porção de poros cilíndricos interconectados está preenchida com água, enquanto os poros maiores estão vazios. Essa idealização do espaço poroso permitiu vincular a distribuição do diâmetro dos poros e a retenção da água baseado na equação da capilaridade de Laplace, em que a ascensão da água no solo é diretamente proporcional à tensão superficial do líquido e ao cosseno do ângulo formado entre a reta tangente ao ponto de contato ar-líquido-sólido e a parede do tubo e inversamente proporcional à densidade do líquido, à aceleração da gravidade e ao raio do tubo. Assim, a curva de retenção da água no solo ou simplesmente curva de retenção descreve a relação funcional entre o conteúdo de água no solo e o potencial mátrico em condições de equilíbrio. É uma propriedade do solo muito importante, pois se relaciona diretamente com a geometria do espaço poroso do solo (“raios”) tornando-se necessária para o entendimento dos fluxos de água no solo. Neste sentido, a curva de retenção constitui-se na base para o

entendimento, quantificação ou predição de propriedades físico-hídricas do solo, consequentemente, influencia na dinâmica da água e dos solutos no solo (CARNERO; GUZMAN, 2018; POLLACCO *et al.*, 2017; IDEN *et al.*, 2015; OH *et al.*, 2015; BAYAT *et al.*, 2015; LU *et al.*, 2014).

Diversos estudos com curva de retenção vêm sendo realizados com o objetivo de relacionar e quantificar os efeitos do manejo do solo e suas implicações práticas nos sistemas agrícolas, uma vez que a curva é fortemente afetada pela textura, estrutura e matéria orgânica do solo (MAGALHAES *et al.*, 2018; SANDIN *et al.*, 2017; KARGAS; LONDRA, 2015; BRITO *et al.*, 2011). Um aspecto muito importante é que a curva de retenção possibilita a visualização do sistema poroso do solo, que por sua vez é diretamente afetado pelas práticas de manejo adotadas. Klein e Libardi (2002) utilizaram a curva de retenção para identificar as alterações que o manejo do solo, para fins agrícolas, provoca nas propriedades físicas do solo e verificaram que para um Latossolo Vermelho o manejo alterou a densidade do solo e, como consequência, a distribuição do diâmetro dos poros e a porosidade de aeração, com comprometimento da aeração do sistema radicular das plantas por um período superior a 24 horas.

A determinação da curva de retenção muitas vezes é cara e trabalhosa, necessitando um intervalo de tempo relativamente longo para sua determinação. Assim, tentativas de predizê-la por meio de outras propriedades do solo, de mais fácil determinação, principalmente a partir da distribuição das frações granulométricas, da densidade e da porosidade do solo, surgiram com as chamadas funções de pedotransferência (CHANG *et al.*, 2019; TIAN *et al.*, 2018) que, embora muitas vezes representem uma forma mais fácil e menos onerosa, tem recebido críticas por não representar a complexidade estrutural do solo (PUHLMANN; VON WILPERT, 2012; SCHEUERMANN; BIEBERSTEIN, 2007; VANDENBERG *et al.*, 1997).

É importante destacar os avanços e questionamentos sobre os métodos e equipamentos utilizados na determinação da curva de retenção e apontamentos de possíveis fontes de erros que podem gerar dados não condizentes com a situação estudada (SILVA *et al.*, 2018; ASSOULINE; SELKER, 2017; GHANBARIAN *et al.*, 2015; ABBASI *et al.*, 2012; SOLONE *et al.*, 2012; REIS *et al.*, 2011; BITTELLI; FLURY, 2009; CRESSWELL *et al.*, 2008). Problemas relacionados ao equilíbrio hidrostático entre a amostra de solo e a placa porosa, principalmente nas tensões mais altas ainda são muito comuns (VAN LIER *et al.*, 2019), assim como problemas relacionados aos próprios instrumentos com placa porosa (CRESSWELL *et al.*, 2008; BITTELLI; FLURY, 2009; SOLONE *et al.*, 2012). A

ressaturação de amostras para essa determinação também pode ser fonte de erros, pois quando submetidas a ciclos de umidecimento e secagem partículas de argila podem ser translocadas dentro da amostra obstruindo poros e gerando erros que podem se propagar para condutividade hidráulica predita a partir da curva de retenção (DO NASCIMENTO *et al.*, 2018). O fenômeno da histerese também é um importante fator que influencia a curva de retenção, quando esta é determinada por secagem e por molhamento, e é frequentemente ignorado para que seja mantida a simplicidade dos modelos matemáticos, no entanto, o entendimento de como isso afeta o fluxo de água no solo ainda precisa ser melhor estudado (ABBASI *et al.*, 2012; ASSOULINE; OR, 2013).

Os métodos de determinação em laboratório da curva de retenção via secagem da amostra são os mais usados e os aparelhos tradicionalmente utilizados, dependendo da tensão a qual se deseja alcançar, são o funil de placa porosa (HAINES, 1930) e a câmara de pressão com placa porosa (RICHARDS, 1949). Nestes casos, o equilíbrio da água na amostra de solo, depois da tensão aplicada, é atingido quando o fluxo de saída de água cessa ou torna-se mínimo, dependendo da natureza do solo, do tamanho da amostra e da tensão aplicada (KLUTE, 1986).

Ao determinar o potencial mátrico da água no solo de uma amostra indeformada em laboratório, utilizando o funil de Haines ou a câmara de Richards, a sucção ou a pressão de ar é aplicada diretamente na placa porosa, sendo transmitida à amostra de solo. Porém, erros importantes como por exemplo, o estabelecimento de um ponto central na amostra para medida da tensão continuam sendo cometidos, quando na verdade, a distribuição do conteúdo de água na amostra é muito irregular podendo levar a erros sistemáticos que podem ser transmitidos para outras propriedades preditas a partir da curva (PETERS; DURNER, 2006). Neste sentido, principalmente, quando os funis de placa porosa são utilizados, o estabelecimento do ponto a partir do qual a medida da sucção é feita, deve ser fixado na placa porosa, pois em qualquer outro ponto na amostra não há como ter certeza de que os poros estão sob mesma tensão. Dessa forma, o uso de uma amostra com altura mínima, de modo que o topo desta se aproxime do ponto ao qual se faz a medida da tensão, é o mais indicado para estas determinações (LIBARDI, 2018; SILVA *et al.*, 2018).

Não é possível obter uma equação teórica para o potencial mátrico ou tensão da água no solo, entretanto, a curva de retenção representa uma relação qualitativa entre a tensão da água no solo e o conteúdo de água naquele momento (LIBARDI, 2018). Em vista da importância da curva de retenção, tanto para modelos de predição das propriedades físico-hídricas do solo como para o entendimento da sua geometria porosa, várias funções

matemáticas têm sido propostas para equacionar essa relação, dentre as principais estão a de Brooks e Corey (1964), a de King (1965), a de Laliberte (1969), a de Farrell e Larson (1972), a de van Genuchten (1980), a de Kosugi (1994), a de Assouline *et al.*, (1998), a de Groenevelt e Grant (2004) e a de Kuang e Jiao (2014).

As equações para curva de retenção mais conhecidas foram as propostas por Brooks e Corey (1964) e van Genuchten (1980). Apesar desses modelos serem bastante difundidos, eles apresentam limitações (VALIANTZAS, 2011). A curva de retenção apresentada por Brooks e Corey (1964) não inclui um ponto de inflexão e estabelece um valor de entrada de ar que separa a curva em duas zonas distintas, uma parte saturada e outra não saturada. Essa equação apresenta um bom ajuste para solos de textura mais arenosa, com um valor de entrada de ar bem definido, tendo forma de “J”. No entanto, o modelo não descreve com precisão os dados observados de retenção do solo, especialmente perto da saturação para solos com textura fina (VANGENUCHTEN; NIELSEN, 1985).

A equação apresentada por van Genuchten (1980) vem sendo largamente utilizada nos estudos de curvas de retenção e propriedades hidráulicas do solo. Esta equação é muito utilizada por ser contínua e diferenciável em toda sua extensão, usada na resolução analítica do modelo proposto por Mualem (1976) da condutividade hidráulica relativa do solo. Diferentemente da equação de Brooks e Corey (1964), a equação não apresenta um valor de entrada de ar, mas o parâmetro “ α ” representa o inverso desse valor. Não há a separação de duas regiões e inclui um ponto de inflexão, que permite um melhor ajuste aos dados experimentais, e a curva possui forma de “S”. Para a versão mais geral do modelo de van Genuchten (1980), as variáveis m e n são assumidas como mutuamente independentes. Infelizmente, para essa forma do modelo de van Genuchten (1980), não há uma solução analítica simples para prever a função da condutividade hidráulica relativa. Assim, o modelo generalizado geralmente não é utilizado em aplicações práticas (VALIANTZAS, 2011).

2.1. A condutividade hidráulica do solo

Em 1856, o engenheiro hidráulico Henry Darcy realizou uma experiência em colunas de areia homogênea sob condição de equilíbrio dinâmico e concluiu que o volume de líquido que atravessava a coluna por unidade de tempo era proporcional à área da secção transversal da coluna, à diferença de carga hidráulica entre suas extremidades e inversamente proporcional ao seu comprimento. Para tornar esta relação uma igualdade, havia necessidade de uma constante de proporcionalidade que foi chamada de condutividade hidráulica,

representada pela letra K . Assim, estabeleceu-se que a condutividade hidráulica é a propriedade do solo que representa a rapidez com que o líquido (solução no solo) passa por esse meio (LIBARDI, 2018).

A condutividade hidráulica do solo (K) é determinada pela geometria e continuidade dos poros preenchidos com água, tornando-se dependente da forma, quantidade, distribuição e continuidade dos poros do solo. Os maiores valores de K são encontrados juntamente com as maiores proporções de macroporos. Em condições de altos valores de potencial mátrico (maior conteúdo de água), a condutividade hidráulica é superior em solos de textura mais arenosa do que naqueles mais argilosos, porém, o oposto é verdadeiro quando o potencial mátrico se torna muito baixo (menor conteúdo de água), porque solos de textura mais fina possuem mais microporos, que ainda estão cheios de água. É importante também atentar ao fato de que pequenos poros podem conduzir mais quando são poros contínuos, enquanto poros maiores em uma dada seção podem não contribuir para o fluxo quando apresentam descontinuidade no solo todo, ou seja, a classificação por tamanho não reflete o importante padrão de continuidade dos poros no solo. Além disso, a condutividade hidráulica do solo saturado depende da forma dos grãos e da rugosidade da superfície (BOUMA, 1982; ZIEBA, 2017).

Para determinação da condutividade hidráulica do solo existe uma grande variedade de métodos, com diferentes níveis de precisão, alguns deles aplicáveis a determinadas condições e objetivos e podem ser agrupados em métodos diretos e indiretos. Os métodos diretos são aqueles em que a condutividade hidráulica é determinada em laboratório ou *in situ*. Os métodos *in situ* são aqueles em que a determinação é realizada diretamente no local em que se está estudando. Os métodos de laboratório mais conhecidos para determinar a condutividade hidráulica do solo saturado (K_θ) são o do permeâmetro de carga constante e o de carga variável, mas a validade dos dados obtidos em laboratório está sujeito a um adequado esquema de amostragem e ao rigor das determinações realizadas no laboratório. Esses métodos, infelizmente, produzem frequentemente diferentes valores de K_θ , uma vez que este é extremamente influenciado pela coleta e tamanho das amostras, organização estrutural do solo na amostra e demais atributos do solo (LIBARDI, 2018).

A condutividade hidráulica do solo não saturado ($K(\theta)$) pode ser determinada em laboratório sob condição de regime estacionário ou transiente. Para a condição de regime em que o fluxo é constante (estacionário), basta desenvolver a experiência de Darcy para diversas condições de não-saturação, aplicando-se potenciais totais constantes nas extremidades das colunas. Dentre os métodos de campo de determinação da condutividade hidráulica do solo

não saturado, destaca-se o método do perfil instantâneo, em que se busca uma solução para a equação de Richards (1931), na qual o movimento deve ocorrer apenas na direção vertical, durante a redistribuição da água no solo após a saturação e prevenção do fluxo de água através da superfície. Um roteiro simples para a determinação da função $K(\theta)$ foi apresentado por HILLEL *et al.*, (1972), com base na elaboração de duas tabelas, a primeira para determinação da densidade de fluxo da água no solo nas diversas profundidades e para diversos tempos e a segunda para o cálculo da condutividade hidráulica para diferentes conteúdos de água. Libardi *et al.*, (1980) a partir da suposição do gradiente de potencial unitário, propuseram uma relação exponencial da condutividade hidráulica com o conteúdo de água no solo e desenvolveram uma equação que expressa o conteúdo de água em função do tempo de redistribuição, a partir da qual, obtiveram os parâmetros da equação representativa da função $K(\theta)$. A determinação direta da condutividade hidráulica é vantajosa pela obtenção de medidas no local de estudo, apresentando uma maior precisão dos valores de condutividade hidráulica quando comparados com os obtidos a partir da curva de retenção, porém, é bastante trabalhosa, com consumo elevado de tempo e mão-de-obra (VAN LIER; LIBARDI, 1999).

Na prática, muitas medidas de condutividade hidráulica são requeridas para caracterizar um solo devido à grande variabilidade espacial desta propriedade. Quando se compara o coeficiente de variação da densidade do solo, densidade de partículas, porosidade, macroporosidade, microporosidade e $K(\theta)$ verifica-se que esta última é muito maior, o que permite concluir que o número de amostras para contemplar a variabilidade desta variável deverá ser maior que o das demais. Quando $K(\theta)$ é utilizado para avaliar modificações na estrutura do solo ao longo do tempo faz-se necessário um número muito grande de amostras que não limite a capacidade de quantificar variações temporais no espaço poroso estrutural do solo (SANDIN *et al.*, 2017). No entanto, métodos para medição da condutividade hidráulica não são facilmente utilizados repetidamente, ou por serem caros, consumirem tempo, ou por serem complicados tecnicamente. Isto faz com que haja a necessidade do desenvolvimento de métodos alternativos para a determinação da condutividade hidráulica (MESQUITA; MORAES, 2004).

Métodos indiretos para obtenção de condutividade hidráulica podem assumir algumas relações matemáticas e correlações entre K_0 , θ e outras variáveis não hidráulicas do solo, tais como densidade do solo, porosidade, macro e microporosidade, as quais influenciam a distribuição dos poros e, por consequência, a permeabilidade dos solos (MESQUITA; MORAES, 2004).

Com relação a tamanho da amostra utilizada para a determinação da condutividade hidráulica do solo saturado, (JAFARI *et al.*, 2017) analisaram colunas de solo com 20 *cm* de altura, variando o seu diâmetro (2, 3, 4, 5 e 6 polegadas) pelo método do permeâmetro de carga constante e recomendaram a utilização da amostra de 6 polegadas (15,24 *cm*) para a realização da análise. De acordo com esses autores, as modificações estruturais ocorridas na ocasião da amostragem é mais atenuada quando se utiliza amostras de maior diâmetro, refletidas pelos resultados da análise dos dados de densidade do solo que mostraram que os anéis menores resultam na obstrução dos macroporos do solo, que por sua vez afetam a densidade do solo e o K_θ , ou seja, para os autores, quanto maior o diâmetro do anel, mais preservada a estrutura do solo e isto implica em K_θ menos afetado. Porém, o aumento do diâmetro da amostra é aceitável até certo ponto devido a restrições técnicas e financeiras.

Outros autores também estudaram aspectos relacionados à condutividade hidráulica do solo saturado, incluindo a seção transversal das amostras para determinação do K_θ (ANDERSON; BOUMA, 1973; BOUMA *et al.*, 1979; ZOBECK *et al.*, 1985; LAUREN *et al.*, 1988). Para algumas amostras, observam-se valores extremamente altos de K_θ , o que pode ser devido à altura da amostra, pelo curto espaço para a passagem da água na amostra e maior facilidade da ocorrência de macroporos contínuos (MESQUITA; MORAES, 2004). Para o método clássico de Youngs (1991), diferenças nos resultados podem ser devido à alteração do solo durante a coleta, ao pequeno ou inadequado tamanho da amostra, ao pequeno caminho do fluxo através dos macroporos, ao fluxo devido à presença de canais da macrofauna ou raízes (REYNOLDS *et al.*, 2000). Com relação às amostras para essa análise é necessário ter o máximo de cuidado na extração e manuseio para evitar alteração da estrutura. Além disso, ao interpretar os resultados, é imprescindível considerar a camada de solo estudada e entender que o resultado não reflete a continuidade vertical dos poros.

2.2. Condutividade hidráulica do solo a partir de modelos baseados na curva de retenção

Quando o movimento da água no solo ocorre sob condição saturada, ou seja, quando todos os poros estão preenchidos por água, a propriedade que mede a facilidade com que a água atravessa esse meio é chamada de condutividade hidráulica do solo saturado (K_θ). À medida que o solo vai secando, a matriz do solo passa a influenciar mais o movimento, e então, passamos a chamá-la de condutividade hidráulica do solo não saturado (K). A condutividade K , portanto, apresenta dependência com o conteúdo da água no solo (θ) e/ou

do potencial mátrico da água no solo (ϕ_m), isto é, $K_0 = K(\theta_0)$, para o solo saturado e $K = K(\theta)$, para o solo não saturado.

A relação da condutividade hidráulica (K) com o conteúdo de água (θ) é requerida para a solução de problemas de fluxo da água no solo. Esta propriedade pode ser determinada no campo, mas é trabalhosa, necessita de muito tempo e apresenta grande variabilidade espacial. Por causa disso, alguns modelos matemáticos têm sido utilizados para obter esta propriedade hidráulica do solo. Mualem (1986) revisou os principais tipos de modelos que descrevem a condutividade hidráulica do solo, classificados em três tipos: modelos empíricos, macroscópicos e estatísticos.

A abordagem empírica consiste em obter o melhor ajuste matemático simples, a partir de fórmulas matemáticas disponíveis para a função $K(\theta)$. Este tipo de modelo propõe uma solução analítica para o fluxo não saturado, apresenta uma simplificação do procedimento computacional da solução numérica, com economia de tempo e melhoria na precisão e minimização das medidas necessárias para representação estatística da distribuição da condutividade hidráulica em campo. No entanto, este tipo de modelo deve ser utilizado com algumas restrições, pois não há uma única relação que seja válida para todos os tipos de solo, além disso, as equações que relacionam $K(\phi_m)$ não são indicadas devido a problemas de histerese, pois estas equações só descrevem o processo ou de umedecimento ou de secagem. Neste sentido é preferível $K(\theta)$ ao invés de $K(\phi_m)$.

O objetivo da abordagem macroscópica é derivar uma fórmula analítica para a relação da condutividade hidráulica relativa ($K_r = K(\theta)/K_0$) em função da saturação efetiva ($S_e = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$) baseada em considerações físicas. O modelo mais conhecido baseado nessa abordagem é o de Brooks e Corey (1964). Estes autores introduziram uma equação que leva em consideração o valor de entrada de ar na curva de retenção que está associado com o poro de maior raio pela equação de Laplace, assim, o solo com valores de conteúdo de água acima do valor de entrada de ar é considerado saturado. É vantajosa em relação aos modelos empíricos, pois possuem uma base teórica e são convenientes para uso prático, pois possuem uma pequena quantidade de dados para calibração. No entanto, estes modelos são criticados por desprezar o efeito da distribuição de poros na condutividade hidráulica.

Os modelos estatísticos buscam computar K_r a partir da curva de retenção da água no solo. É baseado nas seguintes suposições: o meio poroso é considerado como um conjunto de poros interconectados e aleatoriamente distribuídos em uma amostra; a condutividade é estimada a partir de um único poro elementar (abordagem microscópica) e a condutividade hidráulica total é determinada pela integração da contribuição de todos os poros cheios de

água; e a curva de retenção é considerada análoga a função de distribuição dos raios dos poros, onde pela lei da capilaridade, cada raio de poro está relacionado com um potencial mátrico, na qual o poro é preenchido e drenado.

Houve importantes contribuições e tentativas de desenvolvimento desse tipo de modelo para prever a condutividade hidráulica a partir da curva de retenção. Estudos teóricos básicos foram desenvolvidos por Purcell (1949), Childs e Collisgeorge (1950), Burdine (1953), Marshall (1958) e Millington e Quirk (1961 e 1959).

O modelo que descreve K_r mais conhecido e utilizado é o proposto por Mualem (1976), a partir de Burdine (1953). Baseia-se na condição de que o solo é constituído por um conjunto de poros interconectados distribuídos aleatoriamente em uma amostra. Os poros são caracterizados por seus raios r e descritos por meio de uma função de distribuição de poros $f(r)$, similar em qualquer seção da amostra. O menor raio é o r_{min} e o maior é o r_{max} . E a curva de retenção é considerada análoga à função de distribuição dos raios dos poros. Por meio da lei da capilaridade, r é relacionado com ϕ_m , na qual o poro é preenchido e drenado. Assim, a contribuição dos poros cheios de água para o conteúdo de água no solo é $d\theta(r) = f(r)dr$. Considerando uma placa porosa de espessura Δx ($x \rightarrow x + \Delta x$), ao longo da linha de fluxo, considera-se a probabilidade $a(r, \rho)$ de conexão de um poro r a um poro ρ , que é dado por:

$$a(r, \rho) = G(R, r, \rho) f(r) f(\rho) dr d\rho, \quad (1)$$

sendo que G é o parâmetro de correlação parcial entre os poros r e ρ a um dado conteúdo de água $\theta(R)$. A contribuição da configuração do fluxo atual nos poros (r e ρ) para a condutividade hidráulica é obtida por meio das seguintes simplificações: i) não há desvio entre os poros na placa porosa e ii) a configuração do poro pode ser trocada por um par de elementos capilares, cujo comprimentos são proporcionais aos seus raios ($l_1/l_2 = r/\rho$). Além disso, $f(r)dr$ representa a razão entre a área do poro de raio r (com poros cheios de água de um raio r_{min} a r , condição não saturada) e a área total (de um poro de raio r_{min} a um r_{max} , condição em que os poros estão completamente cheios de água). Também era necessário levar em consideração a configuração do caminho pelo qual o fluxo atravessa e, então, foi aplicado também o fator $T(R, r, \rho)$, que é o fator de tortuosidade. Como não existe uma forma de calcular separadamente G e T , ambos os fatores foram assumidos como função do conteúdo de água (θ). Assim, a função de K_r (θ) resultou na seguinte forma:

$$Kr(\theta) = T(\theta)G(\theta) \left[\frac{\int_{r_{min}}^r rf(r)dr}{\int_{r_{min}}^{r_{max}} rf(r)dr} \right]^2. \quad (2)$$

A potência 2 surge do fato de a configuração do poro poder ser trocada por um par de tubos capilares e que seus comprimentos são proporcionais aos seus raios r e ρ , em que a condutividade hidráulica quando os dois poros se tornam contínuos é proporcional $r_e^2 = r\rho$. Mualem sugeriu a substituição dos fatores T e G por um fator único Se^l . O valor de l depende das propriedades específicas do solo e do líquido e pode variar consideravelmente para diferentes tipos de solo. A partir de dados de condutividade de 45 solos, Mualem encontrou que um valor ótimo de l que minimizava de modo geral os erros entre os dados preditos e medidos de K_r , era $l=0,5$. Além disso, sendo que $f(r)dr = \theta$ (função da distribuição da água nos poros do solo), e os raios dos poros podem ser relacionados com potencial mátrico da água no solo por meio da lei da capilaridade, a equação (2) pode ser apresentada da seguinte forma:

$$Kr(\theta) = Se^{0,5} \left[\frac{\int_0^\theta \frac{d\theta}{\phi_m}}{\int_0^{\theta_0} \frac{d\theta}{\phi_m}} \right]^2. \quad (3)$$

É importante deixar claro que não há um único modelo que se ajuste a todos os tipos de solo, mas de modo geral, o modelo proposto por Mualem tem tido melhor concordância quando comparado a dados medidos e a outros modelos.

O trabalho de Mualem é apresentado aqui com um pouco mais de detalhe por que mostra toda a explicação teórica, com embasamento físico da predição de K_r , no entanto, ele não encontrou uma solução analítica para o modelo, pois necessitava de uma equação que descrevesse a variação do conteúdo de água no solo com o potencial mátrico. Nesse sentido, van Genuchten (1980) utilizou uma equação que possibilitou a solução analítica da expressão da condutividade hidráulica relativa desenvolvida por Mualem (1976). van Genuchten e Nielsen (1985) realizaram um estudo analisando diversas funções que descrevem a relação entre o conteúdo de água e o potencial mátrico e concluíram que o melhor ajuste para a curva de retenção é o proposto por van Genuchten (1980). Porém, estudos já demonstraram que este modelo (Mualem - van Genuchten) tende a subestimar a condutividade hidráulica relativa, especialmente para solos de textura fina (VAN GENUCHTEN; NIELSEN, 1985; VOGEL *et*

al., 2000; IPPISCH *et al.*, 2006). Vogel e Cislerova (1988) afirmam que a adequação teórica dos pressupostos ao qual o modelo da teoria da capilaridade é construído não garante a aplicação prática deste modelo. Ippisch *et al.*, (2006) demonstraram que o modelo clássico Mualem - van Genuchten para predição da condutividade hidráulica relativa pode produzir curvas irreais, devendo-se usar um valor de entrada de ar para descrever melhor a curva próximo à saturação.

Uma série de pesquisas tem sido desenvolvida utilizando o modelo de Mualem – van Genuchten (CLAUSNITZER *et al.*, 1992; KHALEEL *et al.*, 1995; BOHNE *et al.*, 2000; LONDRA *et al.*, 2012; LU; KAYA, 2013; LU *et al.*, 2014; LOZANO *et al.*, 2014; LU *et al.*, 2015; IDEN *et al.*, 2015). Abrisqueta *et al.*, (2006) utilizaram a equação descrita por van Genuchten para prever a condutividade hidráulica do solo e a difusividade hidráulica no solo não saturado. Além disso, estudo de condutividade hidráulica do solo não saturado a partir deste modelo que utilizam funções de pedotransferência tem sido desenvolvido usando propriedades do solo de mais fácil determinação do que a curva de retenção, por meio de métodos como regressão e redes neurais artificiais (RAWLS *et al.*, 1998; BOHNE *et al.*, 2000; SCHEUERMANN; BIEBERSTEIN, 2007; PUHLMANN; VON WILPERT, 2012; BAYAT *et al.*, 2015).

Pesquisadores também tentaram propor outros modelos de predição das propriedades hidráulicas do solo a partir do modelo Mualem - van Genuchten. Assouline *et al.*, (1998) assumiram que a estrutura do solo evolui de um processo de fragmentação aleatório e uniforme para propor um modelo conceitual para a curva de retenção utilizando a teoria fractal. A partir disso Assouline (2001) obteve um modelo de condutividade hidráulica relativa como função de potência do conteúdo de água, tentando detalhar as influências dos fatores T e G do modelo de Mualem.

Bohner *et al.*, (2000) testaram métodos de predição da condutividade hidráulica do solo não saturado a partir da curva de retenção, enquanto Iden *et al.*, (2015) apresentaram uma nova parametrização das propriedades hidráulicas do solo que utilizam um raio de poro máximo em vez de um valor de entrada de ar. Este modelo manteve a suavidade e diferenciabilidade contínua do modelo de retenção e eliminou a queda acentuada da condutividade próxima à saturação. Kuang e Jiao (2014) consideraram o valor de entrada de ar, ao propor um novo modelo para a curva de retenção e condutividade hidráulica relativa.

Um modelo baseado nas curvas de retenção clássica de van Genuchten (1980) e Brooks-Corey (1964) combinadas com um fator de ponderação w , foi proposto por Valiantzas (2011) que descreve uma função diferenciável e substitui a equação da retenção no modelo de

condutividade hidráulica conceitual de Mualem (1976). Obteve-se uma fórmula algébrica de condutividade hidráulica simples que inclui o parâmetro de peso adicional w , baseado na combinação linear dos modelos de Mualem (1976) e Burdine (1953). Webb (2000) desenvolveu um modelo de condutividade hidráulica de base teórica para descrever a condutividade hidráulica em função do teor de água. Este modelo foi usado para comparar sete funções de retenção de água do solo comumente utilizadas para prever a condutividade hidráulica do solo quando este se encontra com baixo conteúdo de água, importante principalmente em regiões de clima semiárido e árido (LIAO *et al.*, 2018).

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Solos estudados

Os solos escolhidos para o estudo estão situados em duas áreas experimentais da Escola Superior de Agricultura Luiz Queiroz (Esalq/USP), município de Piracicaba, São Paulo. O Latossolo está localizado próximo ao aeroporto da cidade (22°43'7.19"S e 47°36'55.97"W), e o Nitossolo próximo ao posto agrometeorológico da ESALQ (22°42'15.23"S e 47°37'20.90"W), ambos situados em um local de relevo plano, com boa drenagem e com predominância de gramíneas.

Os solos foram classificados, de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), como Latossolo Vermelho Amarelo distrófico típico e Nitossolo Vermelho Eutrófico latossólico (SANTOS *et al.*, 2018). O Latossolo teve sua origem a partir do produto da alteração de depósitos arenosos (Cenozoico) que cobriram os sedimentos da formação Irati (Permiano), enquanto o Nitossolo originou-se de alterações de depósitos argilosos (Cenozoico) que cobriram o diabásio da formação Serra-Geral (Triássico-Cretáceo) (COOPER *et al.*, 2002). A descrição morfológica dos perfis dos solos estudados está apresentado na tabela 1, de acordo com Gimenes (2016).

Tabela 1 - Descrição morfológica dos solos estudados.

Descrição morfológica		
Horizonte	Profundidade (m)	Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico típico
Ap	0,0 – 0,25	Bruno-escuro (7,5YR 3/4, amostra úmida) e bruno (7,5YR 4/4, amostra seca); textura franco-arenosa; estrutura em blocos subangulares, fraca e pequena; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.
B	0,25 – 0,52	Bruno-forte (7,5YR 4/6, amostra úmida e 7,5YR 5/6, amostra seca); textura franco-argilo-arenosa; estrutura maciça; muito dura, firme, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.
Bw1	0,52 – 0,95	Vermelho-amarelado (5YR 5/6, amostra úmida e seca); textura franco-argilo-arenosa; estrutura fraca, pequena a média, blocos subangulares que se desfaz em moderada pequena a média granular; dura, friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e difusa.
Bw2	0,95 – 1,50 +	Vermelho-amarelado (5YR 5/6, úmida e seca); textura franco-argilo-arenosa; estrutura em blocos subangulares que se desfaz em moderada e pequena a média granular; ligeiramente dura, muito friável, plástica e ligeiramente pegajosa.

Observações: atividade biológica evidente em todo o perfil (formigas e cupins); carvão muito pouco pequeno (1% no horizonte AB, 2% no horizonte Bw1 e 4% no horizonte Bw2); Raízes - comuns e muito finas no horizonte Ap; raras e muito finas no horizonte AB; poucas muito finas nos horizontes Bw1 e Bw2.

Nitossolo Vermelho Eutroférico latossólico		
Ap	0,0 – 0,26	Bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, amostra úmida e 2,5YR 2,5/4, amostra seca); textura argilosa; estrutura blocos subangulares, forte média a grande; cerosidade abundante e forte; extremamente dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
Bt1	0,26 – 0,68	Bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, amostra úmida) e vermelho-escuro (2,5YR 3/6, amostra seca); textura muito argilosa; estrutura em blocos subangulares, forte pequena a média; cerosidade abundante e forte; muito dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
Bt2	0,68 – 1,14	Vermelho-escuro (2,5YR 3/6, amostra úmida) e vermelho (2,5YR 4/6, amostra seca); textura muito argilosa; estrutura em blocos subangulares, moderada média a grande; cerosidade de comum a moderada; extremamente dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
Bw	1,14 – 1,50 +	Vermelho-escuro (2,5YR 3/6, amostra úmida e seca); textura argilosa; estrutura em blocos subangulares que se desfaz em forte pequena granular; cerosidade pouca e fraca; ligeiramente dura, muito friável, muito plástica e pegajosa.

Observações: atividade biológica evidente com formação de canais; carvão muito pouco pequeno (1%); atração magnética forte; Raízes - poucas finas e comuns muito finas no horizonte Ap; comuns muito finas no horizonte Bt1; poucas muito finas no horizonte Bt2; raras muito finas no horizonte Bw.

Estes solos foram escolhidos por serem representativos dos solos da região de Piracicaba e pela sua constituição textural distinta. O Latossolo apresenta textura mais arenosa e é pouco estruturado, o Nitossolo é mais argiloso e bem estruturado. Isso foi importante para um melhor entendimento dos processos físico-hídricos, com ênfase na interação textura - estrutura.

3.2. Amostragem e caracterização física

Com o objetivo de selecionar a seção do solo com características mais homogêneas e que possibilitasse medidas representativas de cada classe de solo, as amostragens foram realizadas nas profundidades correspondentes aos horizontes diagnósticos de cada solo. No Latossolo, foi no Bw, a partir de 0,50 *m* e no Nitossolo no Bt, a partir de 0,30 *m*.

Amostras indeformadas foram coletadas para determinação das curvas de retenção e condutividade hidráulica do solo saturado. Para isso, utilizaram-se anéis volumétricos de mesmo diâmetro, mas alturas diferentes: S1 – 0,075 *m*; S2 – 0,05 *m*; S3 – 0,025 *m*. Como as amostras S2 e S3 eram menores que a altura do copo do extrator utilizado (tipo Uhland), foi necessário adicionar anéis extras no momento da amostragem para preencher todo o volume do copo do extrator (Figura 1). Isso foi importante também para proteção dessas amostras contra possível compactação devido aos impactos no momento da coleta, além de facilitar a toalete em laboratório.

Figura 1 - Anéis volumétrico utilizados na coleta das amostras de solo para determinação das curvas de retenção (S1 – 0,075 *m*; S2 – 0,05 *m*; S3 – 0,025 *m*) e anéis extras.

A coleta das amostras foi realizada com o amostrador tipo Uhland, o qual é constituído de um “copo” com diâmetro interno de 0,07 m, e altura de 0,075 m, onde os anéis são encaixados para serem fincados no solo por meio do impacto de um cilindro de 4,5 kg que caía de uma altura de aproximadamente de 0,5 m, tendo uma aste de guia (Figura 2). No total, foram coletadas 135 amostras em cada solo, sendo 45 anéis S1, 45 S2 e 45 S3.

No campo as amostras foram envoltas a um filme plástico ainda com excesso de solo. Em seguida foram levadas ao laboratório onde foram armazenadas em geladeira até o momento da realização da toaleta. Este procedimento consiste na retirada do excesso de solo e, nesse caso, na retirada dos anéis extras das amostras S2 e S3, de modo que o solo ocupasse exatamente o volume do anel. Em seguida foi prendido um tecido na parte inferior para evitar a perda de material com o manuseio durante as análises.

Figura 2 - a) amostrador de Uhland; b) momento da amostragem; c) amostra constituída de anéis extras e o principal (S2).

Para a caracterização física dos solos (Tabela 2) foram realizadas análises de granulometria pelo método do densímetro (GROSSMAN; REINSH, 2002) a partir da terra fina seca ao ar. O fracionamento da fração areia foi feito de acordo com a classificação americana (Soil Survey Manual, 1951), e a classificação textural de acordo com o manual de análises físicas da Embrapa (CLAESSEN *et al.*, 1997). A densidade do solo (ρ) foi determinada pelo método do anel volumétrico, para isso foram utilizadas as mesmas amostras das curvas de retenção, a densidade das partículas (ρ_s), pelo método do picnômetro de gás

hélio e porosidade calculada (α) a partir da relação entre densidade do solo e densidade das partículas. Além disso, foi determinado o teor de carbono orgânico (CO) pelo método Walkey-Black (ANDERSON; INGRAM, 1992).

Tabela 2 - Atributos físicos e carbono orgânico dos solos estudados.

	Latossolo	Nitossolo
Frações granulométricas	(g kg ⁻¹)	
AMG	1,59	2,68
AG	17,01	9,65
AM	92,07	30,87
AF	411,67	117,93
AMF	219,83	90,51
AT	742,17	251,64
Silte	42,18	144,11
Argila	215,66	604,26
Classificação textural	Franco argilo-arenosa	Muito argilosa
ρ (kg m ⁻³)	1514,13	1333,93
ρ_s (kg m ⁻³)	2674,27	2899,03
α (m ³ m ⁻³)	0,43	0,54
CO (g kg ⁻¹)	2,35	7,46

AMG – areia muito grossa; AG – areia grossa; AM – areia média; AF – areia fina; AMF – areia muito fina; AT – areia total; ρ – densidade do solo; ρ_s – densidade das partículas; α – porosidade total calculada; CO – carbono orgânico.

3.3. Curvas de retenção e distribuição de poros

As curvas de retenção foram determinadas em laboratório, por secagem, utilizando funis de placa porosa para as tensões 0,5, 1, 4, 6 e 10 kPa e câmaras de pressão para as tensões de 33, 100 e 500 kPa. As amostras não foram reutilizadas (ressaturadas), sendo que para cada tensão novas amostras eram saturadas e cada ponto repetido cinco vezes. Optou-se por determinar a curva até 500 kPa e detalhar mais os pontos iniciais (obtidos nos funis) por que certamente a altura da amostra influencia mais a curva de retenção na parte inicial, onde a estrutura é mais importante para a retenção da água no solo.

As amostras foram saturadas de baixo para cima com água destilada e deaerada por 24 horas. A altura da coluna de água foi elevada lentamente até se aproximar do topo da amostra (Figura 3a); além disso, as placas porosas dos funis e das câmaras também permaneceram saturadas pelo mesmo período de tempo. Em seguida as amostras foram

colocadas nos funis (Figura 3b), com a coluna de água dentro do instrumento ainda sendo mantida elevada para evitar uma possível dessaturação no momento em que as amostras eram levadas da bandeja até o funil e também para estabelecer um melhor contato hidráulico entre amostra e placa porosa. Para as câmaras de pressão, as amostras também foram levadas até a placa e, de uma forma delicada, aplicada uma pequena pressão sobre elas com a mão para também garantir o contato hidráulico entre placa e amostra. Uma vez feita a sucção (funil) ou aplicada a pressão de ar desejada (câmara), a água da amostra começava a drenar e, no momento que o fluxo de água parava, as amostras eram retiradas dos equipamentos e pesadas para obtenção da massa de solo úmido e, em seguida, colocadas na estufa por 48 horas a 105°C; após esse período, eram pesadas novamente e obtida a massa de solo seco.

Figura 3 - a) amostras no processo de saturação; b) amostra em contato com a placa porosa no funil.

Uma vez obtida as massas de solo úmido (M_u) e a massa de solo seco (M_s), pode-se calcular a massa de água que ainda permanecia na amostra após aplicadas as tensões quando alcançado o equilíbrio e calcular a o conteúdo de água gravimétrico (U) e o volumétrico (θ). Estes cálculos foram realizados pelas seguintes relações:

$$U = \frac{M_u - M_s}{M_s} (KgKg^{-1}) \quad (4)$$

$$\theta = \frac{U\rho}{1000} (m^3 m^{-3}), \quad (5)$$

em que ρ é a densidade do solo e 1000 a densidade da água em $kg m^{-3}$.

As curvas de retenção foram obtidas por meio da relação entre o conteúdo de água volumétrica ($m^3 m^{-3}$) e a tensão da água no solo (kPa). Elas foram ajustadas à equação utilizada por van Genuchten (1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha |\phi_m|)^n]^m}, \quad (6)$$

sendo θ_r e θ_s ($m^3 m^{-3}$) os conteúdos de água residual e de saturação, respectivamente, ϕ_m o potencial mátrico (tensão) da água no solo, α , n e m são parâmetros da equação, com $m = 1 - 1/n$.

As interfaces solução-ar nos poros do solo são caracterizadas por seus raios de curvatura R . Dessa forma, pela equação de Laplace, pode-se relacionar o potencial mátrico da água no solo com o raio equivalente do poro r , visto que $R = r/\cos \alpha$:

$$\phi_m = h = \frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho_{sol} g r} (\text{energia/peso} \equiv m) \quad (7)$$

e

$$\phi_m = P = \frac{2\sigma \cos \alpha}{r} (\text{energia/volume de solução} \equiv Pa), \quad (8)$$

sendo ϕ_m o potencial mátrico, h a altura fixada no funil, P a pressão de ar fixada na câmara de pressão, σ ($0,07275 N m^{-1}$) a tensão superficial da solução a $25^\circ C$, α o ângulo formado entre a reta tangente ao ponto de contato triplo (poro - ar - água) e a parede do poro, g a aceleração da gravidade e ρ_{sol} a densidade da solução.

Por meio dessas relações, obteve-se a distribuição do tamanho dos poros do solo, tendo como base a classificação proposta por Koorevaar *et al.*, (1983), segundo a qual: raios menores que $15 \mu m$ (equivalente a $3 kPa$) são microporos, aqueles com raio entre 15 e $50 \mu m$ (entre 3 e $10 kPa$) são mesoporos e maiores de $50 \mu m$ são macroporos.

A partir da diferenciação da curva de retenção de cada amostra e solo estudado, elaborou-se a curva da função frequência de raios por intervalo de logaritmo do raio. Para isso, a equação (6) foi rearranjada de modo que a função se tornasse $\theta(r)$ (Equação 9, com $R = r$ ou $\cos \alpha = 1$) e em seguida foi diferenciada (Equação 11), de acordo Silva *et al* (2018):

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + \left(\frac{A}{r}\right)^n\right]^m}, \quad (9)$$

$$A = 2 \sigma \alpha 10^3, \quad (10)$$

$$\frac{d\theta}{d \log r} = (\theta_s - \theta_r) m n A^n r^{-n} [1 + A^n r^{-n}]^{-m-1} \quad (11)$$

O ajuste dos dados à equação (6), foi feito com auxílio do programa Table Curve 2D EXE. Para avaliar a eficiência do ajuste dos parâmetros desta equação, utilizou-se o coeficiente de determinação R^2 :

$$R^2 = \frac{[N \sum \theta_o \theta_e - (\sum \theta_o)(\sum \theta_e)]^2}{[N \sum \theta_o^2 - (\sum \theta_o)^2][n \sum \theta_e^2 - (\sum \theta_e)^2]}, \quad (12)$$

em que θ_e e θ_o são os conteúdos de água estimados e observados, respectivamente e N o número de observações.

Para verificar se houve ou não diferenciação entre as curvas de retenção devido a altura das amostras utilizadas para determinar a curva de retenção nos solos estudados, foram traçados intervalos de confiança, com 95% de significância, sendo que, nos intervalos em que as faixas das curvas se sobrepõem, considera-se que não houve diferença entre as curvas, e naqueles em que não há sobreposição, elas são consideradas diferentes.

3.4. Condutividade hidráulica do solo saturado

A condutividade hidráulica do solo saturado (K_θ) também foi determinada com amostras de altura diferente, as mesmas utilizadas para determinar as curvas de retenção (S1 - 0,075 m; S2 - 0,050 m; S3 - 0,025 m), cada uma repetida sete vezes, para cada solo. O método empregado foi o do permeâmetro de carga constante (YOUNGS, 1991).

Após a toalete destas amostras, foi fixado na extremidade superior do anel com solo outro anel de 0,025m com fita adesiva silvertape, para a manutenção de uma carga hidráulica na parte superior da amostra de modo que não houvesse vazamento de água entre as partes dos anéis colados (Figura 4a). Em seguida, as amostras eram saturadas lentamente de baixo para cima com água destilada e deaerada (Figura 4b).

Figura 4 - a) adição do anel extra na amostra; b) amostras sendo saturadas para determinação do K_θ .

Uma vez saturadas, as amostras eram levadas até o permeâmetro (Figura 5a) e colocadas em um suporte com uma tela no centro que sustentava a amostra e ao mesmo tempo permitia a passagem da água. Foi utilizada uma bureta de Mariotte para manter a carga hidráulica de 2 cm constante sobre a amostra (Figura 5b). Inicialmente se permitia a passagem de água pela amostra para garantir que esta estivesse totalmente saturada e em seguida media-se o volume de água que atravessava a amostra em intervalos de tempo de 15 minutos.

Figura 5 - a) Permeômetro de carga constante; b) Detalhe da manutenção da carga hidráulica constante.

Quando se obtiveram três medidas constantes de volume de água, foi considerado que a amostra tinha atingido a condição de regime estacionário (o fluxo não se alterava mais com o tempo) e, então, aplicava-se a equação de Darcy-Buckingham, explicitando o K_0 , equação (13) (LIBARDI, 2018):

$$K_0 = \frac{V_A L}{At(h + L)} \quad (13)$$

em que:

V_A = Volume de água obtido durante o tempo t ;

A = Área da secção transversal da amostra;

L = Comprimento da amostra;

h = Potencial de pressão (carga hidráulica) no topo da amostra.

A partir dos valores médios de condutividade hidráulica do solo saturado, obtida para as amostras S1, S2 e S3, foram verificadas as diferenças entre os valores médios obtidos com cada amostra fazendo uma comparação de médias (Tukey a 5%).

3.5. Condutividade hidráulica do solo a partir da curva de retenção

A condutividade hidráulica do solo não saturado ($K(\theta)$) foi obtida a partir da curva de retenção pelo modelo matemático de Mualem-van Genuchten. O modelo proposto por Mualem (1976) é o seguinte:

$$K_r = S_e^l \left[\frac{\int_0^{S_e} \frac{dx}{h(x)}}{\int_0^1 \frac{dx}{h(x)}} \right]^2, \quad (14)$$

$$S_e = \frac{\theta(\phi_m) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (15)$$

e

$$K_r = \frac{K(\theta)}{K_0} \quad (16)$$

em que, θ é o conteúdo de água volumétrico a um potencial mátrico $\phi_m(m)$; θ_r e θ_s são os conteúdos de água residual e de saturação, respectivamente ($m^{-3} m^{-3}$); l é um parâmetro empírico relacionado à conectividade dos poros fixado por Mualem (1976) como 0,5.

van Genuchten (1980) utilizou a equação (6) para o ajuste da curva de retenção e com ela obteve-se a solução analítica da expressão da condutividade hidráulica relativa (Equação 14) desenvolvida por Mualem (1976) considerando a dependência $m = 1 - 1/n$ entre os parâmetros de ajustes n e m da equação.

A equação resultante da combinação das equações (6), condicionada à dependência entre os parâmetros m e n , origina o modelo Mualem – van Genuchten, para predição da condutividade hidráulica relativa (equação 17):

$$K_r = S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2. \quad (17)$$

A condutividade hidráulica do solo não saturado, $K(\theta)$, foi obtida multiplicando a equação (17) pela condutividade hidráulica do solo saturado, K_0 , determinado em laboratório com as amostras S1, S2 e S3, com 0,075, 0,05 e 0,025 metros de altura, respectivamente, visto que, $K_r = K(\theta)/K_0$:

$$K(\theta) = K_0 S_e^{0,5} \left[1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2. \quad (18)$$

Foram determinados valores de $K(\theta)$ combinando os parâmetros das curvas de retenção (CR) e K_θ obtidos com as amostras S1, S2 e S3, da seguinte forma: CR(S1) K_θ (S1); CR(S2) K_θ (S2); CR(S3) K_θ (S3).

Para verificar se houve ou não diferenciação entre as curvas de condutividade hidráulica devido à altura das amostras utilizadas para determinar a curva de retenção e condutividade hidráulica do solo saturado em laboratório, foram traçados também intervalos de confiança, com 95% de significância, para cada curva, sendo que, as curvas foram consideradas diferentes nos intervalos em que as faixas das curvas não se sobrepuseram, e semelhantes quando houve sobreposição entre os intervalos.

3.6. Condutividade hidráulica do solo medida no campo (Perfil Instantâneo)

O método do perfil instantâneo propõe uma resolução para a equação de Richards na direção vertical:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d}{dz} \left[K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right], \quad (19)$$

sujeito às condições iniciais e de contorno abaixo:

$$t = 0 \quad z < 0 \text{ ou } Z > 0 \quad \theta_0 = \theta_0(Z) \quad (20)$$

$$t > 0 \quad z = -\infty \text{ ou } Z = \infty \quad \theta = \theta_i \quad (21)$$

$$t > 0 \quad z = 0 \text{ ou } Z = 0 \quad K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} = 0. \quad (22)$$

Estas condições advêm do experimento, segundo o qual a camada de solo limitada pela superfície do solo e a profundidade máxima de interesse para a determinação da função $K(\theta)$ é saturada, em seguida prevenção do fluxo de água através da superfície e medição de θ e ϕ_t com o tempo de redistribuição da água até quando o movimento praticamente cessa. Assim, nas equações (20) a (22), θ é o conteúdo de água no solo à base de volume, t é o tempo de redistribuição, z é a coordenada vertical de posição com origem do eixo na

superfície do solo, θ_0 é o conteúdo de água no solo no tempo zero de redistribuição, θ_i é o conteúdo inicial de água no solo, K é a condutividade hidráulica do solo, função de θ , ϕ_t é o potencial total da água no solo e Z é a profundidade do solo.

Integrando a equação (19) em relação à profundidade (Z) e reorganizando-a, a função condutividade hidráulica pode ser expressa como:

$$K(\theta)|_Z = \frac{\int_0^Z \frac{\partial \theta}{\partial t} dZ}{\left. \frac{\partial \phi_t}{\partial Z} \right|_Z} \quad (23)$$

Dessa forma, com medidas simultâneas do conteúdo de água e do potencial total da água ao longo do perfil de solo, durante o período de redistribuição da água, determina-se respectivamente para cada tempo a integral da equação (23), que corresponde a densidade de fluxo de água na profundidade Z , e o gradiente de potencial total nessa mesma profundidade.

Neste trabalho foi empregado para a obtenção da função $K(\theta)$ o Método do Conteúdo de Água desenvolvido por Libardi *et al.*, (1980), considerando o gradiente de potencial total unitário, que implica dizer que a condutividade hidráulica é numericamente igual à densidade de fluxo com medidas apenas de conteúdo de água e presumindo uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de água:

$$K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)}, \quad (24)$$

em que, γ é o coeficiente angular da reta de regressão linear de $\ln K$ em função de θ , sendo K_0 e θ_0 a condutividade hidráulica e o conteúdo de água no solo no tempo zero de redistribuição, respectivamente.

Para empregar o método descrito acima, delimitou-se uma parcela em cada área experimental e instalou-se uma estrutura de ferro galvanizado a 0,6 m de profundidade no Latossolo e 0,4 m de profundidade no Nitossolo, e diâmetro de 2,5 metros cada. Esta área era suficientemente grande para que os processos no centro da área não fossem afetados pelos seus limites (Figura 6a). No centro de cada estrutura foram instalados dois tensiômetros, um a 0,45 e outro a 0,55 m de profundidade no Latossolo e um a 0,25 e outro a 0,35 m no Nitossolo (Figura 6b).

As parcelas de solo delimitadas pelas chapas (0 – 0,60 m de profundidade no Latossolo e 0 – 0,40 m no Nitossolo) foram saturadas (Figura 6c) como auxílio de um

caminhão-pipa. Adicionou-se água na parcela até o momento em que as leituras dos tensiômetros não variaram mais, com leituras de ascensão do mercúrio próximo de zero, indicando que solo, na profundidade de interesse, estava saturado ou próximo a saturação. Este momento foi considerado como tempo zero de medida, quando então foi interrompido o fornecimento de água e coberta a superfície do solo com uma lona plástica para evitar a evaporação e a entrada de água pela superfície (Figura 6d).

Enquanto a água nos perfis se redistribuia pelo processo de drenagem interna, eram coletadas amostras para medida do conteúdo de água no solo (θ), por gravimetria nas profundidades 0,15, 0,30, 0,45 e 0,50 m no Latossolo e nas profundidades 0,15, 0,25 e 0,30 m no Nitossolo. As coletas, com trado holandês e trado de rosca, iniciaram após 24 horas da saturação das parcelas e repetidas a cada 48 horas por aproximadamente 20 dias.

Figura 6 - a) Área delimitada para colocar a chapa de ferro galvanizado; b) Tensiômetros instalados no centro da área; c) Inundação da área; d) Área coberta com plástico após a inundação.

Uma vez obtidos os dados de conteúdo de água nas profundidades definidas, elaborou-se, conforme o método do conteúdo de água de Libardi *et al.*, (1980) o gráfico de

$\theta_0 - \theta$ em função de $\ln t$ de cada profundidade para $t > 24$ horas. O gráfico possibilitou verificar como o conteúdo de água no solo varia com o tempo para cada profundidade, de acordo com a equação (25), (LIBARDI *et al.*, 1980):

$$\theta_0 - \theta = \frac{1}{\gamma} \ln t + \frac{1}{\gamma} \ln \frac{\gamma K_0}{aZ} \quad (25)$$

Em seguida, de acordo com o método, montou-se o gráfico da diferença do conteúdo de água médio no tempo zero e o conteúdo de água médio nos demais tempos de redistribuição ($\bar{\theta}_0 - \bar{\theta}$) também em função de $\ln t$ também para $t > 24$ horas:

$$\bar{\theta}_0 - \bar{\theta} = \frac{1}{\bar{\gamma}} \ln t + \frac{1}{\bar{\gamma}} \ln \frac{\bar{\gamma} K_0}{Z} \quad (26)$$

Uma vez obtido o coeficiente angular e linear da equação (26), pode-se calcular K_0 e com o valor do coeficiente angular ($1/\gamma$) da equação (25) calcula-se γ . Conhecidos, assim, os valores de θ_0 , γ e K_0 de cada profundidade pode-se calcular a função $K(\theta)$ automaticamente pela equação (24).

Os valores de $K(\theta)$ obtidos pelo perfil instantâneo, por meio do método do conteúdo de água, foram empregados como valores observados. Estes dados foram utilizados para a comparação dos dados observados e os estimados pelo modelo. Como índices estatísticos de comparação foram utilizados o índice de concordância (D) (equação 27) (WILLMOTT *et al.*, 1985) e o erro máximo absoluto (ME) (equação 28) (ZACHARIAS *et al.*, 1996), que são apresentados a seguir:

$$D = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (|P_i - O_i|)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \tilde{O}| + |O_i - \tilde{O}|)^2} \right] \quad (27)$$

e

$$ME = \max(|O_i - P_i|)_{i=1}^n, \quad (28)$$

em que, P_i são os valores estimados de $K(\theta)$ pelo modelo, O_i são os valores observados, $\tilde{O}$ é a medida de tendência central dos valores de $K(\theta)$ observados, como a função $K(\theta)$ não possui uma distribuição normal dos valores, foi utilizado a mediana ao invés da média.

Os valores do índice de concordância (D) são adimensionais e variam entre 0 e 1, sendo que, quanto mais próximo de 1, melhor a concordância dos dados preditos com os observados, e pior quanto mais próximo de 0 e o erro máximo absoluto (ME) leva a mesma unidade que a variável analisada. Para análise do D , foi adotado como uma concordância positiva moderada quando variou entre 0,5 e 0,95 e fraca quando variou entre 0,1 e 0,5.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. Curvas de retenção da água no solo e distribuição do tamanho dos poros

As curvas de retenção determinadas com amostras de alturas diferentes (Figura 7 a e b) e distribuição do tamanho dos poros (Tabela 4) do latossolo e do nitossolo estão detalhadamente discutidas em Silva *et al.*, (2018). Mas estão sendo reapresentados aqui pela importância desses resultados para a discussão do efeito da altura da amostra na condutividade hidráulica do solo predita a partir da curva de retenção.

Na figura (7), a curva vermelha representa a curva de retenção obtida com as amostras S1 (0,075 m de altura), a verde com as amostras S2 (0,05 m de altura) e a azul com as amostras S3 (0,025 m de altura). As faixas ao entorno das curvas, com mesma tonalidade, representam os intervalos de confiança, pelos quais é possível diferenciá-las ou não. Os parâmetros de ajuste das curvas à equação (6) estão no anexo (A). Observa-se por meio da sobreposição dos intervalos de confiança, que as curvas de retenção determinadas com amostras de alturas distintas do latossolo não apresentaram diferenças na maior parte da sua extensão, exceto nas tensões mais elevadas da curva vermelha. No nitossolo, a curva S3 apresentou-se diferente das outras, com retenção de água superior até a tensão de 10 kPa, que são, geralmente, as medidas de potencial mátrico determinadas no funil de placa porosa. Por meio deste trabalho, concluiu-se que para determinação da curva de retenção utilizando instrumentos com placa porosa, principalmente o funil, é recomendado utilizar amostras com menor altura possível, neste caso, a amostra indicada foi a de 0,025 m de altura.

A percentagem de macro, meso e microporos, obtidos pela curva de retenção para cada solo e amostras estudadas (Tabela 4), foi feito de acordo com a classificação de Koorevaar *et al.*, (1983). Estes dados são importantes por que afetam diretamente o movimento da água no solo, seja sob condições saturadas ou não. Os macroporos são importantes para a infiltração, para a drenagem da água e para a aeração do solo, os mesoporos contribuem para redistribuição e os microporos para o armazenamento da água no solo (LIBARDI, 2018).

Figura 7 - Curvas de retenção obtidas com as amostras S1 (0,075 m de altura), S2 (0,05 m de altura) e S3 (0,025 m de altura) – Latossolo (a) e Nitossolo (b).

Tabela 3: Distribuição do tamanho dos poros do latossolo e do nitossolo.

Distribuição do tamanho dos poros (%)						
Amostras	Latossolo			Nitossolo		
	Macro	Meso	Micro	Macro	Meso	Micro
S1	25	27	48	22	3	75
S2	34	23	43	14	7	79
S3	30	32	38	22	11	67

S1, S2 e S3 – amostras utilizadas para determinar as curvas de retenção (0,075, 0,05 e 0,025 *m*, respectivamente); Macro – macroporos; Meso – mesoporos; Micro – microporos.

4.2. Condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) determinada em laboratório para amostras de alturas diferentes

Os valores médios de condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) obtidos com as amostras S1 (0,075 *m*), S2 (0,05 *m*) e S3 (0,025 *m*) para o latossolo e o nitossolo apresentaram tendências opostas (Figura 8): enquanto no latossolo, com a redução da altura da amostra, houve aumento dos valores de K_0 , no nitossolo, os maiores valores foram obtidos para as amostras mais altas. Esse comportamento do K_0 pode estar relacionado com a textura e a estrutura desses solos. O latossolo, por apresentar textura mais arenosa, possui estrutura e rede de poros mais homogênea (Tabela 1) com predominância de macroporos (Tabela 3), o que torna o movimento da água mais uniforme. O nitossolo possui uma estrutura muito complexa, devido sua textura muito argilosa e a predominância de blocos subangulares (Tabelas 1 e 2). Além disso, é importante destacar a atuação da fauna do solo e das raízes das plantas na construção da sua estrutura. Durante a amostragem e nas próprias amostras foi possível observar a presença de bioporos, que constituem caminhos para fluxos preferenciais da água dentro do solo e nas amostras.

De acordo com Dane e Hopmans (2002), geralmente, os valores de K_0 tendem a ser maiores em solos de textura arenosa, mas solos argilosos bem estruturados podem também apresentar essa característica, por exemplo, devido a intensa atuação da fauna do solo, com presença de poros grandes ou mesmo canais que servem como condutores para a água dentro do solo, do que em solos de textura fina e/ou com estrutura pouco desenvolvida. Assim, por meio da interação textura-estrutura, é possível que um solo muito argiloso, mas bem estruturado, tenha altos valores de K_0 , como no caso do nitossolo estudado aqui.

O fluxo da água em solos bem estruturados pode ser dominado por macroporos contínuos, que geralmente ocupam uma fração muito pequena da porosidade do solo, mas

podem afetar bastante o movimento da água. Os macroporos nesses solos podem ser devido a fissuras estruturais do solo, atividade de raízes e da fauna do solo, como observado por Bouma (1982). Além disso, estudos medindo o fluxo preferencial de água em solos concordam que há tendência de aumento do fluxo quanto mais argiloso e estruturado for o solo devido ao aumento da ocorrência de macroporos e canais em consequência da atividade biológica (GLAESNER *et al.*, 2011; GRANT *et al.*, 2019).

Ao analisar as diferenças dos valores médios de K_0 entre as amostras no latossolo (Figura 8 a), verifica-se que a amostra S3 apresentou valor superior às amostras S1 e S2. Ao realizar as determinações em laboratório, foi notório que com a utilização da amostra de menor altura e, portanto, menor volume de solo, o fluxo da água foi facilitado entre o solo e a parede do cilindro, o que provavelmente foi responsável por essa média superior de K_0 para as amostras S3. De fato, para a determinação do K_0 em laboratório, amostras de maior volume são melhores por representar todas as possíveis variações encontradas nos solos (ZOBECK *et al.*, 1985; LAUREN *et al.*, 1988), mas também, pela maior facilidade de manuseio, custo e tempo de execução das análises.

Figura 8 - Médias de condutividade hidráulica do solo saturado do Latossolo (a) e Nitossolo (b) determinada com as amostras S1 (0,075 m), S2 (0,05 m) e S3 (0,025 m).

As médias de K_0 do nitossolo (Figura 8 b) não apresentaram diferença estatística, apesar do valor da amostra S1 ter se mostrado superior. O nitossolo possui organização estrutural bastante complexa, com presença expressiva de bioporos. Nas amostras S1, por possuírem maior volume de solo, a possibilidade de no momento da amostragem ter sido selecionado esse tipo de poro é grande, o que explica os valores mais elevados de K_0 , uma vez que, a textura muito argilosa desse solo dificultaria a passagem da água, quando na verdade, o que foi observado é que ela foi favorecida. A limitação metodológica observada para as amostras S3 no latossolo, com criação de fluxo preferencial próximo a parede do cilindro, também foi percebida para as amostras do nitossolo, com média de K_0 em S3 superior ao dobro encontrada para as amostras S2 (Tabela 4), por exemplo, porém, sem diferença estatística entre as médias devido a grande variabilidade dessas medidas nesse solo.

A determinação de K_0 pelo método do permeâmetro de carga constante em laboratório foi mais difícil com as amostras S3 tanto para aquelas do latossolo como para as do nitossolo. Embora no momento da amostragem e da toaleta elas se mostrassem vantajosas, evitando possível compactação pelo uso do extrator e também por ter um volume de solo extra (anéis extras, Figura 1) “que pode ser perdido” sem afetar a amostra principal, no momento da análise, a manutenção da carga hidráulica sobre a amostra e a necessidade de se alcançar o fluxo constante, facilitou a criação de canais contínuos do topo à base da amostra entre o solo e a parede do anel, ocasionando fluxo preferencial e aumentando o tempo necessário para que o fluxo entrasse em equilíbrio, momento a partir do qual o volume de água que atravessava a amostra não variava mais com o tempo. As amostras S3 foram as que se mostraram mais problemáticas, com intervalos de tempo maior para serem concluídas, comparadas às amostras S1 e S2. Zobeck *et al.*, (1985) e Anderson e Bouma (1973), chegaram a conclusão de que valores de K_0 obtidos com pequenas amostras são altamente variáveis porque podem incluir características estruturais quase exclusivamente responsáveis por condições extremas de fluxo, por exemplo, torrões compactados ou macroporos contínuos, recomendando amostras de dimensões maiores para essa análise.

Zobeck *et al.* (1985) estudaram o efeito da área da amostra na condutividade hidráulica do solo saturado em dois solos argilosos estruturados e descobriram que em solos argilosos sem macroporos, todos os tamanhos de amostra estudadas produziam valores médios de K_0 semelhantes, mas para aquele rico em argila, com estrutura bem desenvolvida e numerosos macroporos recomendaram grandes blocos de solo para essa determinação.

Na tabela (4) são apresentados alguns parâmetros que descrevem a variabilidade das medidas de K_0 obtido com amostras de alturas diferentes para os solos estudados. Pelos

valores do desvio padrão, verifica-se que a variabilidade dos dados aumentou no latossolo com a redução da altura da amostra, principalmente quando S3 (0,025 m de altura) foi utilizada. No nitossolo, obteve-se valores altos de desvio padrão, principalmente para as amostras S1 e S2, com redução desse valor para a amostra S3. Com relação ao coeficiente de variação, no latossolo os valores foram parecidos para todas as amostras estudadas, permanecendo em valores moderados, de acordo com Warrick e Nielsen (1980). Já no nitossolo, o coeficiente de variação foi alto para K_0 obtido com S1 e S2, e moderada para S3. A variabilidade maior de K_0 para amostra S3 no latossolo, possivelmente está relacionada ao problema metodológico observado com essas amostras, uma vez que, a textura mais arenosa e estrutura mais homogênea desse solo, favoreceu menor variação quando utilizadas as amostras mais altas. No nitossolo, a variabilidade dos dados pode estar relacionada à estrutura mais desenvolvida e complexa desse solo, com presença de bioporos. Assim, quando utilizada uma amostra que comporta maior volume de solo, a possibilidade de coletar esse tipo de poro é maior, por isso, as amostras S1 e S2 devem ter apresentado maior variabilidade dos dados em relação à S3. Zobeck et al. (1985) ao estudar o efeito da área da seção transversal de amostras para determinação do K_0 , assumiram que com a diminuição do tamanho da amostra, a chance de interceptação de macroporos contínuos verticalmente diminui, o que contribui também para a hipótese de que, no caso do nitossolo, o maior volume de solo amostrado pode ter possibilitado maior variabilidade dos valores de K_0 devido sua estrutura.

Tabela 4 - Condutividade hidráulica do solo saturado - latossolo e nitossolo

Estatística	Latossolo			Nitossolo		
	S1	S2	S3	S1	S2	S3
K_0 médio ($mm\ h^{-1}$)	108,31	115,52	214,26	589,35	207,35	464,62
Desvio Padrão ($mm\ h^{-1}$)	34,99	33,81	65,56	397,36	331,57	89,80
Coeficiente de Variação (%)	30,80	28,12	29,27	56,99	85,27	18,93
Nº necessário de amostras	9	8	9	32	73	4

K_0 – condutividade hidráulica do solo saturado; S1, S2 e S3 – amostras utilizadas nas determinações (0,075, 0,05 e 0,025 metros de altura)

O coeficiente de variação foi utilizado também para obter uma estimativa do número de amostras necessárias para compor a média de K_0 , com um grau específico de variação (20%). A técnica foi descrita por Wildinge Schafer, (1964) e utilizada por Zobeck *et al.*, (1985) para quantificar o número de amostras necessárias para determinação do K_0 devido o

tipo de amostra empregada. Essa informação está na última linha da tabela (4), onde observa-se que, no latossolo, independente da amostra utilizada, 9 amostras seriam suficientes para a determinação do K_0 médio dentro dessa faixa de variação, uma vez que esse solo apresenta características estruturais mais homogêneas, como estrutura maciça, na camada até 0,52 m, e distribuição de poros com predominância funcional dos macroporos. Já para o nitossolo, o número de amostras estimadas para se obter maior precisão na média de K_0 foram 32 para amostras S1 e 73 para S2, o que em termos de execução, tanto na amostragem, como na análise em laboratório, significaria uma quantidade muito grande de trabalho, necessitando de mão de obra e tempo extra. Como o coeficiente de variação da amostra S3 é bem mais reduzido em relação às outras amostras, estimou-se apenas 4 amostras como necessárias para a determinação de K_0 . Esses resultados se devem, provavelmente, à estrutura presente no nitossolo que se mostrou mais variável à medida que um maior volume de solo era amostrado.

A alta variabilidade exibida em medidas de condutividade hidráulica do solo saturado deve estar relacionada à heterogeneidade das propriedades do solo, sendo que a presença e continuidade dos macroporos apresenta-se como fator determinante desta variabilidade. Anderson e Bouma (1973) mostraram que os desvios médios e padrão das medidas de K_0 diminuiriam com o aumento do comprimento da amostra. Eles atribuíram esse efeito à uma diminuição da conectividade dos poros maiores, ou seja, a probabilidade de os poros permanecerem conectados ao longo do comprimento de uma amostra aumenta com a diminuição do seu comprimento. Por outro lado, mudanças no diâmetro dos poros são mais evidentes quando as propriedades do solo são ateradas, por exemplo, quando há transição de um horizonte para o outro, assim, em regiões do perfil onde o solo é menos sujeito a mudanças, as propriedades do solo são mais homogêneas e possivelmente o K_0 é menos variável (GIMENEZ *et al.*, 1999).

Provavelmente, as amostras S3 do nitossolo apresentaram menor variação de K_0 por que devem estar associadas a camadas de solo mais homogêneas dentro do horizonte estudado, isto é, mesmo com uma heterogeneidade muito grande no perfil como um todo, essas amostras selecionaram pequenas seções do solo onde a estrutura se mostrou mais uniforme. Isto pode ser explicado por uma questão da escala na qual se faz o estudo, isto é, medidas de K_0 com amostras maiores possuem menor variabilidade porque se trata de uma média para grandes áreas e um aumento no tamanho da amostra seria equivalente a uma medida de K_0 em uma resolução diminuída, mas mais representativa dessa área. Porém, quando observadas por outra escala de medida, podem fornecer resultados diferentes, principalmente quando se

compara medidas feitas em escalas de perfil ou pedons passando para medidas inferiores a 1 metro (GIMENEZ *et al.*, 1999).

Pelos resultados de K_0 obtido para cada solo e amostra estudada, verifica-se que a estrutura do solo desempenha papel fundamental nos resultados, mostrando-se, às vezes, mais importante que a textura, visto que, um solo de textura muito argilosa, como o nitossolo, apresentou valores de K_0 superiores aos obtidos para um solo de textura média, como o latossolo. Verifica-se que a presença de poros grandes, como os originados pela atuação da fauna do solo e pelas raízes das plantas, foram determinantes, para que, no nitossolo, os valores de K_0 fossem tão elevados. Por fim, parece que, para a determinação do K_0 , antes de qualquer decisão a ser tomada a respeito da altura da amostra a ser utilizada, deve-se conhecer os solos estudados, sua textura e principalmente sua estrutura, como base principal para se optar por qual tipo e altura da amostra a ser utilizada na amostragem. Com relação à utilização desse dado em modelos matemáticos, será verificado a seguir qual é a melhor alternativa.

4.3 Condutividade hidráulica do solo não saturado a partir de curvas de retenção determinadas com amostras de alturas diferentes

A condutividade hidráulica do solo não saturado como uma função do conteúdo de água no solo, $K(\theta)$, foi obtida de forma indireta, a partir da curva de retenção e da condutividade hidráulica do solo saturado (K_0). Utilizou-se o modelo de Mualem (1976), com a resolução proposta por van Genuchten (1980), equação (18).

A figura (9) apresenta as curva da função $K(\theta)$ do latossolo, obtida a partir das curvas de retenção (CR) determinadas com as amostras S1 (curva vermelha), S2 (curva verde) e S3 (curva azul) e com K_0 determinado com amostras de mesmas dimensões, isto é: $CR(S1)K_0(S1)$; $CR(S2)K_0(S2)$; $CR(S3)K_0(S3)$. As faixas de cores da mesma tonalidade que as curvas de $K(\theta)$ são os intervalos de confiança, a partir das quais as curvas foram diferenciadas uma da outra. Verificou-se, de modo geral, que os intervalos de confiança das curvas se sobrepuseram em quase toda sua extensão, exceto na parte mais seca em que a curva S1 se diferenciou das outras curvas.

Cada curva da função $K(\theta)$ apresentou comportamento semelhante ao da curva de retenção correspondente, isto é, diferenças entre as curvas ocorreram na mesma faixa de conteúdo de água em que as curvas de retenção também diferiram umas das outras, no caso do latossolo, quando o movimento se tornou mais lento, ou seja, para os menores conteúdos de

água. Na condição de solo mais úmido, as curvas de $K(\theta)$ apresentaram-se semelhantes, não diferindo com o tamanho da amostra utilizada para determinar a curva de retenção. Isto pode ser explicado pela certa homogeneidade que o latossolo apresenta, tanto em termos de granulometria como de estrutura. Além disso, o K_0 determinado para as amostras de altura correspondente às utilizadas para determinar a curva de retenção parece não ter influenciado o comportamento das curvas, embora o K_0 determinado com as amostras S3 ter se mostrado diferente estatisticamente dos determinados com as amostras S1 e S2.

Figura 9 - Condutividade hidráulica do solo não saturado pelo modelo Mualem – van Genuchten, para as amostras S1, S2 e S3, e com K_0 determinado com amostras de mesma altura que a da respectiva curva de retenção- Latossolo.

Portanto, no caso do latossolo estudado aqui, por sua estrutura ser mais homogênea e sua textura mais arenosa, não houve diferenças entre as curvas $K(\theta)$ quando utilizadas amostras de alturas diferentes para determinar a curva de retenção e o K_0 , a não ser na parte mais seca onde, pela curva S1, o solo apresentou conteúdo de água maior para o mesmo $K(\theta)$ (Figura 9, curva vermelha). Porém, devido aos problemas metodológicos durante a realização da análise, as amostras S3 não são muito recomendadas para análise de K_0 , pelo consumo maior de tempo e fragilidade dessas amostras para os procedimentos laboratoriais.

Os modelos estatísticos podem ser utilizados para estimar valores absolutos de condutividade, mas, na prática, são usados para derivar a forma da função de condutividade a partir da forma da curva de retenção, ou seja, a forma da curva de retenção é diretamente refletida na forma da função $K(\theta)$ (DURNER, 1994). Assim, erros na estimativa da condutividade hidráulica podem surgir de duas formas: devido à descrição inapropriada da curva de retenção ou por falhas no modelo preditivo. No caso deste trabalho, optou-se por desconsiderar as possíveis falhas do modelo preditivo, o que é importante e deve ser estudado. Mas, aqui, a intenção é dar enfoque ao fato de que os erros e problemas relacionados à determinação da curva de retenção têm importante influência quando utilizados em modelos preditivos de $K(\theta)$. Ao que parece, para solos de constituição mais arenosa ou de textura média, como o latossolo estudado aqui, o modelo de predição de $K(\theta)$ se mostra confiável (DURNER, 1994).

Para obter valores absolutos de condutividade hidráulica estimados por um modelo matemático, há necessidade de pelo menos um valor de condutividade medido, um valor de referência, segundo van Genuchten e Nielsen (1985) e Luckner *et al.*, (1989), que na grande maioria dos casos, é utilizado a condutividade hidráulica do solo saturado (K_0). A equação do modelo matemático estudado nesse trabalho traz o K_0 como o valor medido de referência (Equação 18), no entanto, este valor é frequentemente mal definido ou tem sua medida muito dificultada, como discutido no item anterior.

Neste sentido, testou-se também a influência da altura da amostra utilizada para determinar o K_0 no modelo matemático de $K(\theta)$ (Figura 10 a, b e c). A figura mostra como se comportou a curva $K(\theta)$ quando se utilizou os K_0 determinados com amostras de alturas diferentes (S1, S2 e S3). Assim, foram plotadas as curvas de $K(\theta)$ estimadas usando os parâmetros de cada curva de retenção, variando apenas os valores de K_0 . Isto é: CR1 K_0 (S1), CR1 K_0 (S2) e CR1 K_0 (S3) – figura (10 a); CR2 K_0 (S1), CR2 K_0 (S2) e CR K_0 (S3) – figura (10 b); CR3 K_0 (S1), CR3 K_0 (S2) e CR3 K_0 (S3) – figura (10 c).

Figura 10 - Curvas da função $K(\theta)$ obtidos por modelo matemático a partir de curvas de retenção e K_θ determinados com amostras de alturas diferentes no Latossolo (S1 – vermelha; S2 – verde; S3 - azul). a) $K(\theta)$ (CRS1 K_θ (S1, S2,S3); b) $K(\theta)$ (CRS2 K_θ (S1, S2,S3); c) $K(\theta)$ (CRS3 K_θ (S1, S2, S3).

As curvas de $K(\theta)$ (S1, vermelha; S2, verde; S3, azul) mostraram-se semelhantes quando as amostras de alturas diferentes foram utilizadas para determinar K_0 em laboratório. Apenas a curva azul (CR3) mostrou-se ligeiramente superior às outras, mas não suficiente para promover alterações significativas na curva de $K(\theta)$. Isso aconteceu devido aos valores de K_0 determinados com estas amostras serem superiores aos determinados com as amostras S1 e S2. No entanto, provavelmente essa diferenciação pode ter sido causada por erros metodológicos no momento da realização da análise e que não foi possível ser corrigido. Neste sentido, para o latossolo, devido a sua constituição granulométrica mais arenosa e com estrutura maciça, nas camadas estudadas, as amostras S1 e S2 se mostraram mais adequadas para a determinação do K_0 para ser utilizado como parâmetro de entrada no modelo matemático, não importando qual amostra utilizada na determinação da curva de retenção. Portanto, a homogeneidade do solo na camada analisada, devido às características próprias de textura e estrutura do latossolo, contribuiu para não diferenciação do $K(\theta)$ quando amostras de alturas diferentes foram utilizadas para determinar o K_0 .

Como discutido por van Genuchten e Nielsen (1985), a utilização do K_0 no modelo matemático de predição de $K(\theta)$ tem como função ser um valor de referência, no entanto, eles recomendaram a utilização de um outro valor $K(\theta)$ em um conteúdo de água próximo a saturação que seja possível uma medida mais confiável, já que, frequentemente, as medidas de K_0 são metodologicamente complicadas. A utilização do K_0 se consagrou como essa medida de referência por manter um limite finito da curva próximo à saturação. Isso tem uma série de implicações e muitas vezes até mascaramento do comportamento da distribuição dos poros e, portanto, retenção e movimento da água nessa faixa próximo à saturação (GENUCHTEN; NIELSEN, 1985; DURNER, 1994; PETERS; DURNER, 2006).

É muito importante que se saiba a importância e as diferenças das unidades amostrais na determinação da curva de retenção e do K_0 , quando ambos são utilizados para predição da função $K(\theta)$ por modelo matemático. O fato é que as amostras para determinação da curva de retenção devem ser adequadas aos pressupostos de funcionamento dos instrumentos utilizados, no caso do funil de placa porosa, a teoria da capilaridade e a teoria dos potenciais, devendo-se aproximar a amostra o máximo possível do ponto ao qual a tensão é medida, que é na placa porosa do instrumento, por outro lado, a amostra para determinação do K_0 em laboratório pelo método do permeâmetro de carga constante, funciona como se fosse uma experiência do tipo da realizada por Darcy, com a diferença, que neste caso, estamos utilizando uma amostra com estrutura preservada, assim, uma amostra de maior altura parece ser mais adequada para essa determinação, pois permite que o movimento ocorra sem que o

fluxo promova desagregação de partículas ou pequenos agregados, criando canais que podem ser contínuos, do topo à base da amostra, dificultando a realização da análise e levando a valores irreais de K_0 (LAUREN *et al.*, 1988).

As curvas da condutividade hidráulica do solo não saturado ($K(\theta)$) estimadas pelo modelo matemático para o nitossolo, a partir das curvas de retenção determinadas com as amostras S1 (0,075 m), S2 (0,05 m) e S3 (0,025 m) e condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) determinada com as mesmas amostras, estão apresentadas na figura (11). A curva vermelha representa a função $K(\theta)$ calculada a partir da curva de retenção e K_0 determinadas com as amostras S1, a verde com S2 e a azul com S3. As faixas de mesma tonalidade que as curvas principais representam os intervalos de confiança.

Figura 11 - Condutividade hidráulica do solo não saturado obtida por modelo matemático, para as amostras S1 (vermelha), S2 (verde) e S3 (azul), com K_0 determinado com amostra de mesma altura - Nitossolo.

Nota-se a partir da figura (11) que a curva de $K(\theta)$ azul se diferenciou da curva vermelha, mas não da curva verde. A curva azul foi estimada por um intervalo de conteúdo de água superior às outras, pois o θ_s da curva S3 foi superior aos das curvas S1 e S2 (Anexo A).

Isto está relacionado à curva de retenção determinada com a amostra S3 ter se diferenciado das outras exatamente nessa faixa de maior conteúdo de água, até aproximadamente à tensão de 10 *kPa*. Neste caso, verificou-se que quanto maior a altura da amostra, mais facilitada é a drenagem da água no solo devido a um acréscimo de potencial gravitacional. Ou seja, quando amostras de alturas distintas são utilizadas para determinar a curva de retenção, na parte mais úmida da curva, utilizando o funil de placa porosa, principalmente, há modificação do intervalo entre os conteúdos de água residual (θ_r) e saturado (θ_s) que são utilizados para o cálculo da saturação efetiva ($S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$), que entra no modelo de predição de $K(\theta)$ (Equação 18), afetando diretamente os resultados. Assim, o que se verificou de alteração nas curvas $K(\theta)$ estimada por modelo matemático quando amostras de alturas diferentes foram usadas para determinar a curva de retenção e o K_0 é que, quando usada a amostra S3, estimou-se $K(\theta)$ para um intervalo maior de conteúdo de água, quando comparado às amostras S1 e S2.

Como já discutido anteriormente, a função $K(\theta)$ predita a partir de modelos baseados na curva de retenção reflete diretamente a sua forma, com os possíveis erros inclusive. Isso também foi percebido por outros autores, como Peters e Durner (2006) que verificaram que negligenciar a não linearidade da distribuição do teor de água com altura da coluna de solo pode levar a erros importantes na estimativa da curva de retenção e que esses erros se propagam para as propriedades preditas a partir desta. Outros autores chamam atenção para os erros encontrados principalmente na faixa mais úmida da curva de retenção, que são também observados no $K(\theta)$, em que a grande maioria utiliza modelos unimodais para descrição da curva de retenção, quando na verdade uma curva multimodal explicaria melhor a distribuição dos poros nessa faixa, com esvaziamento primeiro dos poros entre agregados para em seguida, os intra-agregados, explicando melhor a retenção e o movimento de água nessa faixa de conteúdo de água, principalmente em solos mais heterogêneos e com estrutura mais desenvolvida (DURNER, 1994; COPPOLA, 2000; KUTILEK, 2004; ASSOULINE; OR, 2013; IDEN, 2015).

Também não foi percebido alteração nas curvas de $K(\theta)$ devido a modificação da altura da amostra usada para determinar K_0 no nitossolo. As médias obtidas nessa análise para as três amostras distintas não apresentaram diferença estatística, o que pode estar relacionado a grande variabilidade dos dados devido o tipo e grau de desenvolvimento estrutural desse solo. As amostras S3 se mostraram menos variáveis para determinação do K_0 , provavelmente pelo seu menor volume, dificultando a amostragem de bioporos, muito comum no nitossolo estudado. Porém, devido aos problemas metodológicos surgidos durante a

execução das análises em laboratório, as amostras S3 não se mostraram favoráveis para serem utilizadas nessas determinações. Uma solução seria aumentar o número das repetições das amostras S1 ou S2, tentando ser o mais representativo da área estudada, adequando-se às limitações técnicas e financeiras de cada local.

A influência da altura da amostra utilizada para determinar o K_0 utilizado no cálculo de $K(\theta)$ pelo modelo matemático para o nitossolo está mostrado na figura 12(a, b e c). Cada gráfico de $K(\theta)$ foi obtido mantendo-se a curva de retenção e variando apenas o K_0 , ou seja, na figura (12a) estão apresentadas as curvas de $K(\theta)$ obtido com a CR1 e variando os valores de K_0 obtido para S1, S2 e S3 e da mesma forma para 12(b e c).

Figura 12 - Curvas de $K(\theta)$ obtido por modelo matemático a partir de curvas de retenção e K_θ determinados com amostras de alturas diferentes no Nitossolo (S1 – vermelha; S2 – verde; S3 – azul). a) $K(\theta)$ (CRS1 K_θ (S1, S2,S3); b) $K(\theta)$ (CRS2 K_θ (S1, S2,S3); c) $K(\theta)$ (CRS3 K_θ (S1, S2, S3).

Da mesma forma como aconteceu no latossolo, no nitossolo as curvas não se diferenciaram em função do K_0 obtido com as amostras de alturas distintas. A curva verde (S2) está ligeiramente a baixo das curvas azul e vermelha, mas isso não permite afirmar que há uma diferença significativa entre elas. Os dados obtidos das determinações de K_0 para o nitossolo mostraram-se muito variáveis, por isso a não diferenciação entre as médias (figura 8 e tabela 4). Nesse sentido, embora a amostra S3 apresente menor variação entre as estudadas para K_0 , o $K(\theta)$ calculado pelo modelo parece não ser afetado devido à amostra utilizada para esta variável. De fato, como já demonstrado aqui, o K_0 apenas influenciará no formato da curva, determinando um limite máximo (VAN GENUCHTEN; NIELSEN, 1985). Há necessidade de se quantificar os erros devido à utilização desse limite e se é possível melhorar as metodologias de determinação dessa propriedade. Porém, na forma como se têm utilizado o modelo Mualem – van Genuchten para predição de $K(\theta)$, a melhor alternativa é utilizar amostras que representem melhor a interação textura – estrutura do solo e que sejam tecnicamente possíveis de serem trabalhadas em laboratório.

4.4 Condutividade hidráulica do solo não saturado determinada no campo pelo método do perfil instantâneo

Com o objetivo de comparar os resultados de $K(\theta)$ estimado pelo modelo matemático a partir da curva de retenção com dados medidos em campo, foi realizado nas duas áreas estudadas, no latossolo e no nitossolo, o experimento de determinação da função $K(\theta)$ pelo método do perfil instantâneo. Coletaram-se amostras de solo para determinar o conteúdo de água em camadas espaçadas de 0,15 m, até alcançar a profundidade em que foram amostrados os anéis para determinar as curvas de retenção. No latossolo (Figura 13) as profundidades de coleta das amostras foram até de 0,5 m, então, mediu-se $K(\theta)$ de 0 – 0,15 m ($K(15)$) curva azul, de 0,15 – 0,3 m ($K(30)$), curva preta, de 0,3 – 0,45 m ($K(45)$), curva verde e de 0,45 – 0,5 m ($K(50)$), curva vermelha, e no nitossolo (Figura 14), as amostras foram coletadas até a profundidade de 0,3 m, portanto, mediu-se $K(\theta)$ de 0 – 0,15 m ($K(15)$), curva vermelha, de 0,15 – 0,25 m ($K(25)$), curva verde e de 0,25 – 0,3 m ($K(30)$), curva azul.

Devido a ocorrência de alguns problemas durante a execução do experimento, as medidas de potencial mátrico feitas pelos tensiômetros não puderam ser utilizadas para calcular o $K(\theta)$, e então, utilizou-se o método do conteúdo de água de Libardi *et al.* (1980), em que é possível obter da função $K(\theta)$ apenas com os conteúdos de água medidos durante o tempo de redistribuição da água nas camadas de solo estudadas.

Figura 13 - Condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo, nas profundidades: 0 – 0,15 m- $K(15)$; 0,15- 0,30 m- $K(30)$; 0,30 – 0,45 m- $K(45)$; 0,45 – 0,50 m - $K(50)$, Latossolo.

A figura (13) mostra as curvas de $K(\theta)$ obtidas para cada camada estudada no latossolo. Com exceção da camada superficial (0 – 0,15 m, curva vermelha), as curvas de $K(\theta)$ estão bastante próximas, o que corrobora a informação anterior sobre a homogeneidade estrutural desse latossolo. A curva de $K(\theta)$ da camada até 0,15 m (curva vermelha) está descrita para um intervalo de conteúdo de água um pouco acima das demais, o que deve estar relacionado à possível degradação desse solo próximo em superfície, como por exemplo, compactação, que reduz o tamanho dos poros do solo e favorece a retenção de água. Além disso, a estrutura em blocos subangulares nessa primeira camada (Tabela 1) pode ter proporcionado maior complexidade da rede porosa, dificultando a movimentação da água. A estrutura maciça entre 0,20 a 0,50 m de profundidade, aproximadamente, explica a proximidade das demais curvas de $K(\theta)$.

Carvalho (2002) ao estudar a condutividade hidráulica medida no campo pelo método do perfil instantâneo, nesse mesmo latossolo, verificou que os horizontes pedológicos

coincidiram com a delimitação das camadas no perfil pela característica de condução da água no solo. Assim, devido à uniformidade desse solo, é comum que na maioria das camadas essas características de movimento de água sejam parecidas, a não ser que aconteça alguma intervenção externa ou em função da diferenciação entre os horizontes.

A função $K(\theta)$ obtida em campo pelo método do perfil instantâneo no nitossolo (Figura 14) foi determinada para as profundidades de 0 – 0,15 m (curva vermelha), de 0,15 – 0,25 m (curva verde) e de 0,25 – 0,30 m (curva azul). Verificou-se que as curvas apresentaram distantes entre si, o que possivelmente se deve à complexidade estrutural do solo. A função $K(\theta)$ foi determinada entre 0,35 a 0,5 $m^3 m^{-3}$ de conteúdo de água, diferente da faixa de conteúdo observado no latossolo (de 0,16 a 0,24 $m^3 m^{-3}$), isso pode ser explicado pelo grau de desenvolvimento avançado do solo e também da sua textura muito argilosa, que atuam em conjunto para maior retenção de água.

Figura 14 - Condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo, nas profundidades: 0 – 0,15 m - $K(15)$; 0,15- 0,25 m - $K(25)$; 0,25 – 0,30 m - $K(30)$ m. Nitossolo.

O fato é que, no nitossolo, há atuação considerável de organismos (fauna do solo principalmente) que criam canais ou bioporos e podem gerar fluxos preferenciais da água dentro do solo. Assim, é provável que as diferenças das funções $K(\theta)$ obtidas para as camadas

estudadas no nitossolo estejam relacionadas com a estrutura desse solo, com presença marcante de bioporos, gerando assim grande variabilidade entre os resultados obtidos.

Gimennes (2016), em estudo desenvolvido neste mesmo solo, quantificou a distribuição dos poros do solo por meio de técnicas de imagem geradas em blocos impregnados com resina de poliéster e verificou a predominância de poros arredondados e alongados, os quais são associados a canais originados por minhocas ou fissuras entre os agregados. Além disso, Souza (2014) também neste mesmo solo, em estudo sobre fluxo preferencial, confirmou a existência desse tipo de fluxo quando eventos chuvosos aconteceram.

Na tabela (5) encontra-se o conteúdo de água no tempo zero de redistribuição ($t=0$; $\theta = \theta_0$), o K para esses respectivos conteúdos de água ($K = K_0$) e a constante Υ para os dois solos estudados.

Tabela 5 - Parâmetros da função $K(\theta)$ obtida pelo método do perfil instantâneo.

Profundidade (m)	$\theta_0(m^3 m^{-3})$	$K_0(mm h^{-1})$	Υ
Latossolo			
0 – 0,15	0,262	3,811	83,333
0,15 – 0,30	0,226	3,020	111,111
0,30 – 0,45	0,218	3,020	125,000
0,45 – 0,50	0,225	1,820	111,111
Nitossolo			
0 – 0,15	0,497	0,419	31,250
0,15 – 0,25	0,563	1,104	35,714
0,25 – 0,30	0,671	5,439	43,478

De acordo com as condições de contorno para aplicação do método do perfil instantâneo, o tempo zero de redistribuição é quando a lona é colocada sobre a área delimitada. De fato, em condições campo é praticamente impossível alcançar a condição de saturação e isso é nítido quando se observa o conteúdo de água medido no latossolo nesse momento, o valor do qual, em todas as camadas, não passou de $0,262 m^3 m^{-3}$ de água. Isso é comum acontecer em experimentos de perfil instantâneo entre o tempo zero e o final da redistribuição, em que a faixa de conteúdo de água no qual são feitas as medições apresentem uma amplitude menor que a apresentada pelos parâmetros de ajuste da curva de retenção θ_r e θ_s (GHIBERTO; MORAES, 2011; GONCALVES; LIBARDI, 2013).

Diferentemente, no nitossolo os valores de conteúdo de água medidos no tempo zero foram próximos ou superiores ao conteúdo de água saturado (θ_s) estimado pela curva de retenção. Estes dados divergem dos encontrados por Gimennes (2016) que observou valores de K_0 superiores para o latossolo em relação ao nitossolo, o que provavelmente está relacionado ao instante $t = 0$ considerado, quando o solo foi coberto pela lona. Esse comportamento diferenciado dos θ_s pode implicar em não concordância com os dados preditos pelo modelo matemático, já que, no nitossolo o conteúdo máximo de água foi superior ao utilizado na equação matemática. Os valores de K_0 variaram menos entre as camadas no latossolo do que no nitossolo, o que, possivelmente, tem sua explicação no desenvolvimento estrutural de cada solo.

4.5 Condutividade hidráulica do solo não saturado determinada pelo modelo e no campo

Com o objetivo de comparar o quanto os resultados da condutividade hidráulica do solo não saturado, $K(\theta)$, determinados pelo modelo matemático se aproximaram dos dados medidos no campo pelo método do perfil instantâneo, foi estimado, para os conteúdos de água medidos a partir de 24 horas, o $K(\theta)$ utilizando os parâmetros das curvas de retenção e condutividade hidráulica saturada determinados em laboratório com as amostras S1, S2 e S3.

Embora pelo método do perfil instantâneo (Figuras 13 e 14), a função $K(\theta)$ tenha sido determinada para diferentes camadas, para efeito de comparação entre os dados medidos e preditos pelo modelo, utilizou-se apenas a função $K(\theta)$ determinada na profundidade de 0,5 m no latossolo ou $K(50)$ e para o nitossolo na profundidade de 0,3 m ou $K(30)$, pois as amostras coletadas para a curva de retenção e K_0 foram retiradas nestas respectivas profundidades.

Dentre as curvas de $K(\theta)$ obtidas do latossolo (Figura 15), pelo modelo matemático a partir das curvas de retenção verifica-se que a curva que mais se aproximou dos dados medidos em campo (curva preta), foi a curva de $K(S2)$, verde, seguida pela de $K(S3)$, vermelha.

Figura 15 - Condutividade hidráulica do solo não saturado determinada em laboratório e em campo - Latossolo.

Quando comparados os resultados da função $K(\theta)$ em valores relativos (Figura 16 a), ou seja, sem considerar o efeito do K_θ determinado com cada amostra, visualiza-se que os resultados que mais se aproximaram da curva $Kr(50)$ foram os obtidos com as amostras S3, seguido pela S2 e S1, esta última, com tendência diferente das demais. Por meio do gráfico 1:1 (Figura 16 b), comparando o K_r obtido no campo e pelo modelo, verifica-se que, em todos os casos, o modelo subestimou os dados.

Figura 16: a) Condutividade hidráulica do solo relativa obtida pelo modelo comparada à determinada em campo; b) Gráfico 1:1 da condutividade hidráulica relativa no campo e pelo modelo matemático - Latossolo.

A comparação entre os dados obtidos pelo modelo matemático e os determinados em campo é dependente das limitações dos métodos de medida direta e também da simplicidade dos modelos matemáticos. Primeiramente, o conteúdo de água no tempo zero de redistribuição, θ_0 , geralmente é menor do que o θ_0 determinado no laboratório, isso quer dizer

que a condutividade determinada no instante $t = 0$ não pode ter a mesma interpretação física da condutividade hidráulica saturada. Isso acontece porque ar pode ficar aprisionado no solo, e também por mais que o tempo inicial nesse experimento seja considerado, o instante em que se cobre a área com a lona, esse momento ainda é incerto devido ao tempo de resposta do tensiômetro à velocidade do processo, quando se usa esse equipamento (GONÇALVES; LIBARDI, 2013). Além disso, a função $K(\theta)$ tem grande sensibilidade a variação do θ em função tempo: pequenas variações no conteúdo de água, pode significar grandes variações na estimativa dos parâmetros de $K(\theta)$ (LIBARDI; DE MELO, 2006). Em segundo lugar, o modelo matemático trata de uma simplificação da geometria porosa do solo, com os artifícios matemáticos que são possíveis de serem empregados para descrever o movimento da água nesse meio (GHANBARIAN; HUNT, 2017; HUNT *et al.*, 2013). Assim, quanto mais complexa for a organização estrutural do solo, mais difícil é a descrição da interconectividade dos poros e do caminho por onde a água passa, dificultando a aproximação entre os dados medidos e preditos por modelos matemáticos. No caso do latossolo, é possível identificar que houve maior proximidade da curva $K_r(S3)$ com os resultados medidos em campo, o que provavelmente tem haver com a interação textura-estrutura desse solo que é menos complexa do que em solos mais argilosos.

Com relação ao K_r (Figura 16 a), é importante lembrar que, no caso do método do perfil instantâneo, é praticamente impossível afirmar que houve saturação total das camadas de solo analisadas, assim, utiliza-se a medida de $K(\theta)$ feita no tempo zero de redistribuição como K_0 , neste caso, o $K_0(50)$ medido foi $1,82 \text{ mm h}^{-1}$, enquanto os determinados em laboratório foram $108,31$, $115,52$ e $214,26 \text{ mm h}^{-1}$, para as amostras S1, S2 e S3, respectivamente. Isso pode significar uma alteração importante quando se faz o quociente entre $K(\theta)$ e K_0 para obtenção do K_r . Além disso, o K_0 determinado em laboratório principalmente com as amostras S3, apresentou valores mais altos que os das outras amostras, isso pode explicar a mudança de posição da curva de $K(S3)$ na figura (15 a) quando comparado com a posição de $K_r(S3)$ na figura (16 a).

O índice de concordância (D), equação (27), e o erro máximo absoluto (ME), equação (28), na tabela (6), foram utilizados para quantificar o que foi observado nas figuras (15) e (16), no latossolo. O $K(\theta)$ determinado pelo método do perfil instantâneo e método do conteúdo de água de Libardi *et al.*, (1980) foi tido como referência (dados observados) para comparação com dados preditos (obtidos pelo modelo matemático).

Tabela 6 - Índice de concordância (D) e erro máximo absoluto (ME) das funções $K(\theta)$ e K_r – Latossolo.

CR	Índice de Concordância (D)					
	$K(\theta)$			K_r		
	$K_\theta(S1)$	$K_\theta(S2)$	$K_\theta(S3)$	$K_\theta(S1)$	$K_\theta(S2)$	$K_\theta(S3)$
CR (S1)	0,851	0,875	0,986	0,034	0,034	0,034
CR (S2)	0,863	0,888	0,991	0,033	0,033	0,033
CR (S3)	0,758	0,733	0,493	0,034	0,034	0,034
CR	Erro Máximo Absoluto (ME)					
	$K(\theta) (mm h^{-1})$			K_r		
	$K_\theta(S1)$	$K_\theta(S2)$	$K_\theta(S3)$	$K_\theta(S1)$	$K_\theta(S2)$	$K_\theta(S3)$
CR (S1)	0,015	0,014	0,004	0,018	0,018	0,018
CR (S2)	0,017	0,016	0,003	0,018	0,018	0,018
CR (S3)	0,037	0,041	0,105	0,017	0,017	0,017

CR – curva de retenção; S1 (0,075m), S2 (0,05 m) e S3 (0,025 m) – amostras estudadas; $K(\theta)$ – função condutividade hidráulica do solo não saturado; K_r – condutividade hidráulica do solo relativa; K_θ – condutividade hidráulica do solo não saturado.

De modo geral, para os resultados de $K(\theta)$ houve concordância moderada a alta em todas as situações no latossolo. Os melhores índices de concordância foram observados quando se utilizou no modelo as curvas de retenção determinadas com as amostras S1 e S2 (CR(S1) e CR(S2)), e com o K_θ obtido com amostras S3 ($K_\theta(S3)$), quando os valores de D foram próximos a 1, que seria quando os dados observados e medidos são exatamente iguais. Além disso, quando as mesmas amostras foram utilizadas para determinar a curva de retenção e K_θ houve uma boa concordância do modelo com os dados medidos. No entanto, quando a curva CR(S3) e $K_\theta(S3)$ foram utilizados para prever o $K(\theta)$, a concordância não foi boa, sendo classificada como fraca.

Neste trabalho, considerou-se como valores de $K(\theta)$ padrão aqueles obtidos pelo método de Libardi *et al.*, (1980), que considera o gradiente de potencial total unitário. Esta simplificação tem sido verificada por alguns trabalhos, alguns apontam como um aspecto desvantajoso principalmente quando o solo em estudo apresenta características e atributos mais heterogêneos, outros mostraram boa concordância do método com o de Hillel *et al.*, (1972), significando que pode ser uma boa alternativa a ser utilizada para a determinação do $K(\theta)$ principalmente pela simplicidade de manipulação dos dados (MEURER, 2018; GIBERTO; MORAES, 2011). No caso do latossolo, a boa concordância observada

entre os dados medidos e preditos está relacionado à sua textura média e estrutura homogênea. Para esse tipo de organização estrutural do solo, o modelo matemático estudado tem mostrado bons resultados (VAN GENUCHTEN; NIELSEN, 1985; DURNER, 1994; ALAOUI *et al.*, 2011).

O índice de concordância calculado para a função K_r apresentou valores diferentes apenas devido às curvas de retenção a partir das amostras com alturas de distintas (CR(S1), CR(S2) e CR(S3)), já que, neste caso, o K_θ foi retirado do modelo. De qualquer forma, verifica-se que houve uma redução expressiva do D quando a função foi expressa em termos relativos.

O erro máximo absoluto (ME), expresso na mesma unidade que a variável estudada, foi maior quando a curva de retenção CR(S3) foi utilizada para estimar o $K(\theta)$, principalmente quando $K_\theta(S3)$ foi usado em conjunto. Da mesma forma que para o D , o ME calculado quando o K_r foi utilizado foi diferente apenas devido à curva de retenção. Percebe-se também que os maiores ME , em todos os casos, foram calculados na faixa de conteúdo de água próximo à saturação. Diversos trabalhos tem atentado para a dificuldade de descrição da função $K(\theta)$ na faixa mais úmida, principalmente a influência da macroporosidade, que muitas vezes acumula erros advindos da curva de retenção utilizada no modelo, somado a isso, as metodologias de determinação do K_θ muitas vezes também produzem resultados irreais, devido às diversas dificuldades que envolvem essa determinação (VAN GENUCHTEN; NIELSEN, 1985; DURNER, 1994; KUTÍLEK 2004; GHIBERTO; MORAES, 2011).

As curvas de $K(\theta)$ e K_r , obtidas pelo modelo matemático a partir das curvas de retenção e K_θ com as diferentes amostras (S1, S2 e S3) do nitossolo, foram comparadas com o $K(\theta)$ determinado a 0,30 m de profundidade ($K(30)$) na figura (17), e em seguida, as curvas de K_r e o gráfico 1:1, comparando o K_r em campo e pelo modelo matemático (Figura 18 a e b).

Figura 17 - Condutividade hidráulica do solo não saturado determinada em laboratório e em campo - Nitossolo.

Figura 18 - a) Condutividade hidráulica do solo relativa obtida pelo modelo comparada à determinada em campo; b) gráfico 1:1 da condutividade hidráulica relativa no campo e pelo modelo matemático - Nitossolo.

Observa-se, de modo geral, que quanto menor a altura da amostra utilizada na determinação da curva de retenção, mais próximos os dados estimados se tornam dos medidos (Figura 18). Tanto na curva de $K(\theta)$ como na de K_r , as curvas que mais se aproximaram dos dados medidos, no nitossolo, foi a curva obtida a partir da curva de retenção CR3 (Figura 17 e

18 a). Verifica-se, por meio da curva 1:1, que compara o K_r obtido em campo e pelo modelo (Figura 18 b), que em todos os casos há superestimativa da função K_r pelo modelo, mas quando o conteúdo de água diminui, o modelo passa a subestimar os valores.

A maior proximidade das curvas $K(S3)$ e $K_r(S3)$ da curva $K(30)$ não significa que o resultado obtido com as amostras S3 promoveu uma boa concordância com os dados medidos, na verdade, há uma diferença considerável entre estes, significando que o modelo não funcionou muito bem para o nitossolo, independente da amostra utilizada. Essa não concordância dos $K(\theta)$ estimados e medidos, possivelmente está relacionada a grande heterogeneidade da estrutura desse solo, que por ser bastante desenvolvida e com textura muito argilosa não se adequou muito bem ao modelo matemático estudado para predição de $K(\theta)$.

O modelo desenvolvido por Mualem (1976) leva em consideração uma série de simplificações e considerações físicas na tentativa a de descrever o espaço poroso do solo, como por exemplo a simplificação adotada para o coeficiente de tortuosidade. Por isso, em solos mais arenosos, com espaço poroso menos complexo, como no latossolo estudado aqui, o modelo funciona melhor para prever a função $K(\theta)$, porém, solos de textura mais argilosa e com estrutura mais desenvolvida, como no caso do nitossolo, o modelo não consegue levar em consideração todas as complexidades devido a rede porosa muito diversa.

A estrutura dos solos neste estudo tem se mostrado essencial para explicar os resultados obtidos, tanto pelo modelo, como no campo. Assim, além de melhorar as metodologias, em campo e laboratório, para obtenção da condutividade hidráulica do solo, há necessidade de melhorias no modelos matemáticos que levem em consideração a estrutura do solo como maior especificidade. Estudos que tentaram levar em consideração a heterogeneidade do meio poroso na equação da curva de retenção e de que forma isso afeta a predição da condutividade hidráulica do solo não saturado obtiveram melhorias na sua predição (DURNER, 1994; COPPOLA, 2000; KUTILEK 2004; ALAOU *et al.*, 2011). Esses autores apontam que a faixa onde há maior discordância entre os dados medidos e preditos de $K(\theta)$ é onde o conteúdo água é maior, assim como observado nos dois solos estudados aqui.

No modelo de Mualem (1967), os fatores G (correlação parcial entre os poros r e ρ) e T (fator de tortuosidade) foram assumidos como uma função do conteúdo de água, sendo substituídos por um fator único, Se^l , em que o l é dependente das propriedades específicas de cada solo. Dentro do conjunto de dados que Mualem possuía, o valor de 0,5 reduzia os principais erros, e então ele utilizou $l = 0,5$. No entanto, a grande maioria dos que utilizam o esse modelo para predição de $K(\theta)$ continuam usando esse valor (0,5) para todas as situações,

como se fosse uma constante. Assouline (2001 e 2004) proporam modelos baseados na curva de retenção que tentaram descrever melhor a tortuosidade do meio, além disso, Assouline (2013) em uma revisão aponta os principais avanços em relação às propriedades hidráulicas e os principais modelos preditivos, ressaltando como principal desafio o entendimento da influência da estrutura do solo nos modelos matemáticos (ASSOULINE; SELKER, 2017).

A tabela (7) apresenta os índices estatísticos de comparação, o índice de concordância (D) e o erro máximo absoluto (ME), que relaciona os dados estimados pelo modelo e os medidos, é uma forma de quantificar o que já foi apresentado na figura (17) e (18). Verifica-se, de modo geral, que o D para todas as situações é muito baixo, próximo de zero, ou seja, quando não há concordância entre os dados estimados e observados. Houve uma ligeira melhora desses valores quando as amostras S3 foram utilizadas para determinar as curvas de retenção e para o K_θ . Houve também um aumento dos valores de D quando comparado aos K_r , porém, ainda são valores muito baixos, longe de uma concordância moderada ou alta.

Tabela 7 - Índice de concordância (D) e erro máximo absoluto (ME) das funções $K(\theta)$ e K_r - Nitossolo.

CR	Índice de Concordância (D)					
	$K(\theta)$			K_r		
	$K_\theta(S1)$	$K_\theta(S2)$	$K_\theta(S3)$	$K_\theta(S1)$	$K_\theta(S2)$	$K_\theta(S3)$
CR (S1)	1,16E-05	3,31E-05	1,48E-05	1,26E-03	1,26E-03	1,26E-03
CR (S2)	1,18E-04	1,18E-04	5,28E-05	4,50E-03	4,50E-03	4,50E-03
CR (S3)	8,56E-04	1,92E-03	8,56E-04	7,07E-02	7,07E-02	7,07E-02
CR	Erro Máximo Absoluto (ME)					
	$K(\theta) (mm\ h^{-1})$			K_r		
	$K_\theta(S1)$	$K_\theta(S2)$	$K_\theta(S3)$	$K_\theta(S1)$	$K_\theta(S2)$	$K_\theta(S3)$
CR (S1)	34,594	12,171	27,272	5,87E-02	5,87E-02	5,87E-02
CR (S2)	9,794	3,446	7,721	1,66E-02	1,66E-02	1,66E-02
CR (S3)	0,603	0,212	0,475	1,00E-03	1,00E-03	1,00E-03

CR – curva de retenção; S1 (0,075m), S2 (0,05 m) e S3 (0,025 m) – amostras estudadas; $K(\theta)$ – função condutividade hidráulica do solo não saturado; K_r – condutividade hidráulica do solo relativa; K_θ – condutividade hidráulica do solo não saturado.

A função $K(\theta)$ estimada para as curvas de retenção e K_0 , em todas as situações, apresentaram *ME* elevados, principalmente na faixa próximo à saturação, como observado também por Durner (1994) e Coppola (2000). Dentre os índices estatístico utilizados, chama atenção os valores de *ME* maiores quando a curva de retenção foi obtida com as amostras S1 e erros menores quando as amostras S3 foram utilizadas. Isso pode ser entendido como uma melhoria da estimativa de $K(\theta)$ quando as amostras de menor altura foram utilizadas para a determinação da curva de retenção.

O *ME* do K_r mostrou-se baixo em todos os casos, o que pode ser entendido como uma melhoria dos dados estimados quando apresentados dessa forma. Isso pode estar relacionado aos valores de K_0 determinados em laboratório muito diferentes daquele medido em campo, correspondente ao conteúdo de água no tempo zero de redistribuição da água no solo ($t = 0$). Enquanto em laboratório os valores determinados de K_0 foi 589,35, 207,35 e 464,61 $mm\ h^{-1}$ para as amostras S1, S2 e S3, respectivamente, o K_r para $t = 0$ horas, foi 5,44 $mm\ h^{-1}$. Dessa forma, quando comparamos a função $K(\theta)$ predita por modelo matemático e medida em campo, o K_0 utilizado nas duas situações pode levar a grandes diferenças entre os valores, aumentando, assim, o *ME* dos dados. Mas, quando o K_0 não é levado em consideração no modelo, o *ME* é reduzido.

5. CONCLUSÕES

Para determinação do K_θ em laboratório, recomenda-se a utilização das amostras de maior altura (S1), devido a problemas metodológicos que surgiram durante a execução das análises com as amostras menores. No entanto, o K_θ , como uma medida de referência no modelo matemático, não influenciou na predição dos dados quando utilizadas amostras de alturas diferentes para essa determinação.

A função condutividade hidráulica do solo ($K(\theta)$) estimada pelo modelo matemático Mualem – van Genuchten a partir da curva de retenção determinada com as amostras de menor altura (S3) apresentou maior proximidade com os dados medidos em campo. No entanto, os resultados estimados e medidos da condutividade hidráulica do solo ainda mostraram-se distantes, significando que o modelo matemático não funcionou bem, principalmente para o nitossolo.

REFERÊNCIAS

- ABBASI, F.; JAVAUX, M.; VANCLOOSTER, M.; FEYEN, J. Estimating hysteresis in the soil water retention curve from monolith experiments. **Geoderma**, 189, p. 480-490, Nov 2012.
- ABRISQUETA, J. A.; PLANA, V.; RUIZ-CANALES, A.; RUIZ-SANCHEZ, M. C. Unsaturated hydraulic conductivity of disturbed and undisturbed loam soil. **Spanish Journal of Agricultural Research**, 4, n. 1, p. 91-96, Mar 2006.
- ALAOUI, A.; LIPIEC, J.; GERKE, H. H. A review of the changes in the soil pore system due to soil deformation: A hydrodynamic perspective. **Soil & Tillage Research**, 115, p. 1-15, Oct-Nov 2011.
- ANDERSON, J. L.; BOUMA, J. Relationships between saturated hydraulic conductivity and morphometric data of an argillic horizon. **Soil Science Society of America Journal**, 37, n. 3, p. 408-413, 1973.
- ANDERSON, J. M.; INGRAM, J. S. I. **Tropical soil biology and fertility**. In: **A handbook of methods**. Wallingford: CAB International, 1992. p. 171.
- ASSOULINE, S. A model for soil relative hydraulic conductivity based on the water retention characteristic curve. **Water Resources Research**, 37, n. 2, p. 265-271, Feb 2001.
- ASSOULINE, S. A model for soil relative hydraulic conductivity based on the water retention characteristic curve (vol 37, pg 265, 2001). **Water Resources Research**, 40, n. 2, Feb 2004.
- ASSOULINE, S.; OR, D. Conceptual and Parametric Representation of Soil Hydraulic Properties: A Review. **Vadose Zone Journal**, 12, n. 4, Nov 2013.
- ASSOULINE, S.; SELKER, J. Introduction and evaluation of a Weibull hydraulic conductivity-pressure head relationship for unsaturated soils. **Water Resources Research**, 53, n. 6, p. 4956-4964, Jun 2017.
- ASSOULINE, S.; TESSIER, D.; BRUAND, A. A conceptual model of the soil water retention curve. **Water Resources Research**, 34, n. 2, p. 223-231, Feb 1998.
- BAYAT, H.; SEDAGHAT, A.; SINEGANI, A. A. S.; GREGORY, A. S. Investigating the relationship between unsaturated hydraulic conductivity curve and confined compression curve. **Journal of Hydrology**, 522, p. 353-368, Mar 2015.
- BITTELLI, M.; FLURY, M. Errors in Water Retention Curves Determined with Pressure Plates. **Soil Science Society of America Journal**, 73, n. 5, p. 1453-1460, Sep-Oct 2009.
- BOHNE, K.; ZACHARIAS, S.; WESSOLEK, G. Testing of three methods to predict unsaturated soil hydraulic conductivity from water retention data or from texture class. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science-Zeitschrift Fur Pflanzenernahrung Und Bodenkunde**, 163, n. 1, p. 7-12, Feb 2000.

- BOUMA, J. Measuring the hydraulic conductivity of soil horizons with continuous macropores. **Soil Science Society of America Journal**, 46, n. 2, p. 438-441, 1982.
- BOUMA, J.; JONGERIUS, A.; SCHOONDERBEEK, D. Calculation of saturated hydraulic conductivity of some pedal clay soils using micromorphometric data. **Soil Science Society of America Journal**, 43, n. 2, p. 261-264, 1979.
- BRITO, A. D.; LIBARDI, P. L.; MOTA, J. C. A.; MORAES, S. O. Field capacity estimation based on retention curve and soil water flux density. **Revista Brasileira De Ciencia Do Solo**, 35, n. 6, p. 1939-1948, Nov-Dec 2011.
- BROOKS, R. H.; COREY, A. T. Hydraulic properties of porous media. Colorado State 1964.
- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. USDA 1907.
- BURDINE, N. T. RELATIVE PERMEABILITY CALCULATIONS FROM PORE SIZE DISTRIBUTION DATA. **Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers**, 198, p. 71-78, 1953.
- CARNERO, E. G. C.; GUZMAN, G. G. C. Numerical analysis of water infiltration in an unsaturated residual soil by using the water retention curve. **Revista Investigaciones Altoandinas-Journal of High Andean Research**, 20, n. 4, p. 439-449, Oct-Dec 2018.
- CARVALHO, L. A. **Condutividade hidráulica do solo no campo: as simplificações do método do perfil instantâneo**. Orientador: LIBARDI, P. L. 2002. (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade de São Paulo - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiróz, Piracicaba.
- CHANG, C. C.; CHENG, D. H.; QIAO, X. Y. Improving estimation of pore size distribution to predict the soil water retention curve from its particle size distribution. **Geoderma**, 340, p. 206-212, Apr 2019.
- CHILDS, E. C.; COLLISGEORGE, N. THE CONTROL OF SOIL WATER. **Advances in Agronomy**, 2, p. 233-272, 1950.
- CLAESSEN, E. C. M.; DE OLIVEIRA BARRETO, W.; LOPES DE PAULA, J.; NASCIMENTO DUARTE, M. **Manual de Métodos de Análise de Solo**. Rio de Janeiro: Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), 1997. 212 p. 85-85864-03-6.
- CLAUSNITZER, V.; HOPMANS, J. W.; NIELSEN, D. R. Simultaneous scaling of soil-water retention and hydraulic conductivity curves. **Water Resources Research**, 28, n. 1, p. 19-31, Jan 1992.
- COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P.; LEPSH, I. F. Stratigraphical discontinuities, tropical Landscape evolution and soil distribution relationships in a case study in SE-Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 2002.
- COPPOLA, A. Unimodal and bimodal descriptions of hydraulic properties for aggregated soils. **Soil Science Society of America Journal**, 64, n. 4, p. 1252-1262, Jul-Aug 2000.

- CRESSWELL, H. P.; GREEN, T.; MCKENZIE, N. J. The adequacy of pressure plate apparatus for determining soil water retention. **Soil Science Society of America Journal**, 72, n. 1, p. 41-49, Jan-Feb 2008.
- DANE, J. H.; HOPMANS, J. W. Water retention and storage. *In*: DANE, J. H. e TOPP, G. C. (Ed.). **Methods of soil analysis: Part 4 – physical methods**. Madison: American Society of America, 2002. p. 671 - 720.
- DO NASCIMENTO, I. V.; DE ALENCAR, T. L.; DOS SANTOS, C. L. A.; DE ASSIS, R. N. *et al.* Effect of sample re-saturation on soil-water characteristic curve. **Revista Caatinga**, 31, n. 2, p. 446-454, Apr-Jun 2018.
- DURNER, W. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. **Water Resources Research**, 30, n. 2, p. 211-223, Feb 1994.
- FARRELL, D. A.; LARSON, W. E. MODELING PORE STRUCTURE OF POROUS MEDIA. **Water Resources Research**, 8, n. 3, p. 699-&, 1972.
- GHANBARIAN, B.; HUNT, A. G. Improving unsaturated hydraulic conductivity estimation in soils via percolation theory. **Geoderma**, 303, p. 9-18, Oct 2017.
- GHANBARIAN, B.; TASLIMITEHRANI, V.; DONG, G. Z.; PACHEPSKY, Y. A. Sample dimensions effect on prediction of soil water retention curve and saturated hydraulic conductivity. **Journal of Hydrology**, 528, p. 127-137, Sep 2015.
- GHIBERTO, P. J.; MORAES, S. O. Comparison of determination methods of hydraulic conductivity in a typic hapludox. **Revista Brasileira De Ciencia Do Solo**, 35, n. 4, p. 1177-1188, Jul-Aug 2011.
- GIMENES, F. H. S. **Propriedades de retenção e condução da água no solo determinadas sob condições de campo**. Orientador: LIBARDI, P. L. 2016. 119 f. (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade de São Paulo (USP)/Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiróz (Esalq), Piracicaba-SP.
- GIMENEZ, D.; RAWLS, W. J.; LAUREN, J. G. Scaling properties of saturated hydraulic conductivity in soil. **Geoderma**, 88, n. 3-4, p. 205-220, Mar 1999.
- GLAESNER, N.; KJAERGAARD, C.; RUBAEK, G. H.; MAGID, J. Interactions between Soil Texture and Placement of Dairy Slurry Application: II. Leaching of Phosphorus Forms. **Journal of Environmental Quality**, 40, n. 2, p. 344-351, Mar 2011.
- GONCALVES, A.; LIBARDI, P. L. An analysis of soil hydraulic conductivity determination by means of the instantaneous profile method. **Revista Brasileira De Ciencia Do Solo**, 37, n. 5, p. 1174-1184, Sep-Oct 2013.
- GRANT, K. N.; MACRAE, M. L.; ALI, G. A. Differences in preferential flow with antecedent moisture conditions and soil texture: Implications for subsurface P transport. **Hydrological Processes**, 33, n. 15, p. 2068-2079, Jul 2019.

GROENEVELT, P. H.; GRANT, C. D. A new model for the soil-water retention curve that solves the problem of residual water contents. **European Journal of Soil Science**, 55, n. 3, p. 479-485, Sep 2004.

GROSSMAN, R. B.; REINSH, T. G. Bulk density and linear extensibility. In: DANE, J. H.; TOPP, *et al* (Ed.). **Methods of Soil Analysis, IV . Physical Methods**. Madison: Soil Science Society of America, 2002. p. 201-225.

HAINES, W. B. Studies in the physical properties of soil V The hysteresis effect in capillary properties, and the modes of moisture distribution associated therewith. **Journal of Agricultural Science**, 20, p. 97-116, Jan 1930.

HILLEL, D.; STYLIANO, Y.; KRENTOS, V. D. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in-situ. **Soil Science**, 114, n. 5, p. 395-&, 1972.

HUNT, A. G.; EWING, R. P.; HORTON, R. What's Wrong with Soil Physics? **Soil Science Society of America Journal**, 77, n. 6, p. 1877-1887, Nov-Dec 2013.

IDEN, S. C.; PETERS, A.; DURNER, W. Improving prediction of hydraulic conductivity by constraining capillary bundle models to a maximum pore size. **Advances in Water Resources**, 85, p. 86-92, Nov 2015.

IPPISCH, O.; VOGEL, H. J.; BASTIAN, P. Validity limits for the van Genuchten-Mualem model and implications for parameter estimation and numerical simulation. **Advances in Water Resources**, 29, n. 12, p. 1780-1789, Dec 2006.

JAFARI, R.; SHEIKH, V.; HOSSEIN-ALIZADEH, M.; REZAI-MOGHADAM, H. Effect of Soil Sample Size on Saturated Soil Hydraulic Conductivity. **Communications in Soil Science and Plant Analysis**, 48, n. 8, p. 908-919, 2017.

KARGAS, G.; LONDRA, P. A. Effect of tillage practices on the hydraulic properties of a loamy soil. **Desalination and Water Treatment**, 54, n. 8, p. 2138-2146, May 2015.

KHALEEL, R.; RELYEA, J. F.; CONCA, J. L. Evaluation of van genuchten-mualem relationships to estimate unsaturated hydraulic conductivity at low water contents. **Water Resources Research**, 31, n. 11, p. 2659-2668, Nov 1995.

KING, L. G. Description of soil characteristics for partially saturated flow. **Soil Sci. Soc. Am. Proc**, 29, p. 359-362, 1965.

KLEIN, V. A.; LIBARDI, P. L. Bulk density and pore size distribution of an oxisol under different use and management systems. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 26, n. 4, p. 857-867, 2002-12 2002.

KLUTE, A. **Water retention: Laboratory methods**. In: KLUTE, A. (Ed.). **Methods of Soil Analysis**. 2nd ed. 1986.

KOOREVAAR, P.; MENELIK, G.; KIRKSEN, C. **Elements of soil physics**. Amsterdam: Elsevier, 1983. 228 p. 85-85864-03-6.

KOSUGI, K. 3-parameter lognormal-distribution model for soil-water retention. **Water Resources Research**, 30, n. 4, p. 891-901, Apr 1994.

KUANG, X.; JIAO, J. J. A new equation for the soil water retention curve. **European Journal of Soil Science**, 65, n. 4, p. 584-593, Jul 2014.

KUTILEK, M. Soil hydraulic properties as related to soil structure. **Soil & Tillage Research**, 79, n. 2, p. 175-184, Dec 2004.

LALIBERTE, G. E. A mathematical function for describing capillary pressure-desaturation data. **HYDROLOGY, I. A. O. S.** 14: 131-149 p. 1969.

LAUREN, J. G.; WAGENET, R. J.; BOUMA, J.; WOSTEN, J. H. M. Variability of saturated hydraulic conductivity in a glossaquic hapludalf with macropores. **Soil Science**, 145, n. 1, p. 20-28, Jan 1988.

LIAO, K.; ZHOU, Z.; LI, Y.; LAI, X. *et al.* Comparison of seven water retention functions used for modelling soil hydraulic conductivity due to film flow. **Soil Use and Management**, 34, n. 3, p. 370-379, Sep 2018.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da Água no Solo**. São Paulo: Edusp, 2018. 346 p. 978-85-314-1384-1.

LIBARDI, P. L.; DE MELO, J. F. Exploratory analysis and variability of hydraulic conductivity equation parameters, in an instantaneous profile experiment. **Revista Brasileira De Ciencia Do Solo**, 30, n. 2, p. 197-206, Mar-Apr 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**, 44, n. 1, p. 3-7, 1980.

LONDRA, P. A.; PSYCHOYOU, M.; VALIANTZAS, J. D. Evaluation of Substrate Hydraulic Properties Amended by Urea-formaldehyde Resin Foam. **Hortscience**, 47, n. 9, p. 1375-1381, Sep 2012.

LOZANO, L. A.; SORACCO, C. G.; BUDA, V. S.; SARLI, G. O. *et al.* Stabilization of soil hydraulic properties under a long term no-till system. **Revista Brasileira De Ciencia Do Solo**, 38, n. 4, p. 1281-1292, Jul-Aug 2014.

LU, N.; ALSHERIF, N.; WAYLLACE, A.; GODT, J. W. Closing the Loop of the Soil Water Retention Curve. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, 141, n. 1, Jan 2015.

LU, N.; KAYA, M. A Drying Cake Method for Measuring Suction-Stress Characteristic Curve, Soil-Water-Retention Curve, and Hydraulic Conductivity Function. **Geotechnical Testing Journal**, 36, n. 1, p. 1-19, Jan 2013.

LU, N.; KAYA, M.; GODT, J. W. Interrelations among the Soil-Water Retention, Hydraulic Conductivity, and Suction-Stress Characteristic Curves. **Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering**, 140, n. 5, May 2014.

LUCKNER, L.; VANGENUCHTEN, M. T.; NIELSEN, D. R. A consistent set of parametric models for the 2-phase flow of immiscible fluids in the subsurface. **Water Resources Research**, 25, n. 10, p. 2187-2193, Oct 1989.

MAGALHAES, W. D.; FREDDI, O. D.; WRUCK, F. J.; PETTER, F. A. *et al.* Soil water retention curve and s index as soil physical quality indicators for integrated production systems. **Engenharia Agricola**, 38, n. 1, p. 64-73, Jan-Feb 2018.

MARSHALL, T. J. A relation between permeability and size distribution of pores. **Journal of Soil Science**, 9, n. 1, p. 1-8, 1958.

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

MEURER, I. **Método do perfil instantâneo em amostras de solo homogêneas e extratificadas**. Orientador: LIBARDI, P. L. 2018. (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade de São Paulo - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiróz, Piracicaba.

MILLINGTON, R.; QUIRK, J. P. Permeability of porous solids. **Transactions of the Faraday Society**, 57, n. 8, p. 1200-&, 1961.

MILLINGTON, R. J.; QUIRK, J. P. Permeability of porous media. **Nature**, 183, n. 4658, p. 387-388, 1959.

MUALEM, Y. New model for predicting hydraulic conductivity of unsaturated porous-media. **Water Resources Research**, 12, n. 3, p. 513-522, 1976.

MUALEM, Y. Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils: Prediction and Formulas. *In: Methods os Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. 2nd ed. Madison: American Society of Agronomy - Soil society of America, 1986. cap. 31, p. 677.

NARASIMHAN, T. N. Central ideas of Buckingham (1907): A century later. **Vadose Zone Journal**, 6, n. 4, p. 687-693, Nov 2007.

OH, S.; KIM, Y. K.; KIM, J. W. A Modified van Genuchten-Mualem Model of Hydraulic Conductivity in Korean Residual Soils. **Water**, 7, n. 10, p. 5487-5502, Oct 2015.

PETERS, A.; DURNER, W. Improved estimation of soil water retention characteristics from hydrostatic column experiments. **Water Resources Research**, 42, n. 11, Nov 2006.

POLLACCO, J. A. P.; WEBB, T.; MCNEILL, S.; HU, W. *et al.* Saturated hydraulic conductivity model computed from bimodal water retention curves for a range of New Zealand soils. **Hydrology and Earth System Sciences**, 21, n. 6, p. 2725-2737, Jun 2017.

PUHLMANN, H.; VON WILPERT, K. Pedotransfer functions for water retention and unsaturated hydraulic conductivity of forest soils. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, 175, n. 2, p. 221-235, Apr 2012.

PURCELL, W. R. Capillary pressures-their measurement using mercury and the calculation of permeability therefrom. **Pet. Trans. Am. Inst. Min., Metall. Pet. Eng.**, 186, p. 39-48, 1949.

RAWLS, W. J.; GIMENEZ, D.; GROSSMAN, R. Use of soil texture, bulk density, and slope of the water retention curve to predict saturated hydraulic conductivity. **Transactions of the Asae**, 41, n. 4, p. 983-988, Jul-Aug 1998.

REIS, R. M.; STERCK, W. N.; RIBEIRO, A. B.; DELL'AVANZI, E. *et al.* Determination of the Soil-Water Retention Curve and the Hydraulic Conductivity Function Using a Small Centrifuge. **Geotechnical Testing Journal**, 34, n. 5, p. 457-466, Sep 2011.

REYNOLDS, W. D.; BOWMAN, B. T.; BRUNKE, R. R.; DRURY, C. F. *et al.* Comparison of tension infiltrometer, pressure infiltrometer, and soil core estimates of saturated hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, 64, n. 2, p. 478-484, Mar-Apr 2000.

RICHARDS, L. A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. **Physics-a Journal of General and Applied Physics**, 1, n. 1, p. 318-333, Jul-Dec 1931.

RICHARDS, L. A. Methods of measuring soil moisture tension. **Soil Science**, 68, n. 1, p. 95-112, 1949.

SANDIN, M.; KOESTEL, J.; JARVIS, N.; LARSBO, M. Post-tillage evolution of structural pore space and saturated and near-saturated hydraulic conductivity in a clay loam soil. **Soil & Tillage Research**, Soil & Tillage Research 165, p. 161-168, Jan 2017.

SANTOS, H. G. D.; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. D.; OLIVEIRA, V. A. D. *et al.* **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 5 ed. Brasília - DF: Embrapa, 2018. 978-85-7035-817-2.

SCHEUERMANN, A.; BIEBERSTEIN, A. Determination of the soil water retention curve and the unsaturated hydraulic conductivity from the particle size distribution. In: SCHANZ, T. (Ed.). **Experimental Unsaturated Soil Mechanics**, 2007. v. 112, p. 421-433. (Springer Proceedings in Physics).

SILVA, M. L. D.; LIBARDI, P. L.; GIMENES, F. H. S. Soil Water Retention Curve as Affected by Sample Height. **Revista Brasileira De Ciencia Do Solo**, 42, 2018.

Soil Survey Manual. In: DANE, J. H.; TOPP, *et al* (Ed.). **AgricultureHand – book 18**. Washington: Conservation Service – Department of Agriculture 1951. p. 503.

SOLONE, R.; BITTELLI, M.; TOMEI, F.; MORARI, F. Errors in water retention curves determined with pressure plates: Effects on the soil water balance. **Journal of Hydrology**, 470, p. 65-74, Nov 2012.

SOUZA, H. H. F. **Fluxo preferencial da água no solo pela aplicação da equação de Darcy-Buckingham e do método do balanço da água no solo**. Orientador: LIBARDI, P. L. 2014. (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade de São Paulo - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiróz, Piracicaba.

TIAN, Z. C.; GAO, W. D.; KOOL, D.; REN, T. S. *et al.* Approaches for Estimating Soil Water Retention Curves at Various Bulk Densities With the Extended Van Genuchten Model. **Water Resources Research**, 54, n. 8, p. 5584-5601, Aug 2018.

VALIANTZAS, J. D. Combined Brooks-Corey/Burdine and van Genuchten/Mualem Closed-Form Model for Improving Prediction of Unsaturated Conductivity. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce**, 137, n. 4, p. 223-233, Apr 2011.

VAN LIER, J. Q.; LIBARDI, P. L. Parameter variability of the equation relating Hydraulic conductivity to soil water content using the instantaneous profile method. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**.

VAN LIER, Q. D.; PINHEIRO, E. A. R.; INFORSATO, L. Hydrostatic Equilibrium between Soil Samples and Pressure Plates Used in Soil Water Retention Determination: Consequences of a Questionable Assumption. **Revista Brasileira De Ciencia Do Solo**, 43, 2019.

VANDENBERG, M.; KLAMT, E.; VANREEUWIJK, L. P.; SOMBROEK, W. G. Pedotransfer functions for the estimation of moisture retention characteristics of Ferralsols and related soils. **Geoderma**, 78, n. 3-4, p. 161-180, Aug 1997.

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

VANGENUCHTEN, M. T.; NIELSEN, D. R. On describing and predicting the hydraulic-properties of unsaturated soils. **Annales Geophysicae**, 3, n. 5, p. 615-627, 1985.

VOGEL, T.; CISLEROVA, M. On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. **Transport in Porous Media**, 3, n. 1, p. 1-15, Feb 1988.

VOGEL, T.; VAN GENUCHTEN, M. T.; CISLEROVA, M. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. **Advances in Water Resources**, 24, n. 2, p. 133-144, Nov 2000.

WARRICK, A. W.; NIELSEN, D. R. Spatial variability of soil physical in the field. *In*: HILLEL, D. (Ed.). **Applications of soil physics**. New York: Academic Press, 1980. p. 385.

WEBB, S. W. A simple extension of two-phase characteristic curves to include the dry region. **Water Resources Research**, 36, n. 6, p. 1425-1430, Jun 2000.

WILDING, L. P.; SCHAFER, G. M. J., R. B. Morley and Blount Soils: A Statistical Summary of Certain Physical and Chemical Properties of Some Selected Profiles from Ohio. **Soil Science Society of America Journal**, 1964.

WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, R. E.; FEDDEMA, J. J. *et al.* Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research-Oceans**, 90, n. NC5, p. 8995-9005, 1985.

YOUNGS, E. G. Hydraulic conductivity of saturated soils. *In*: SMITH, K. A. e MULLINS, C. E. (Ed.). **Soil analysis: Physical Methods**. New York: Marcel Dekker, 1991. p. 161-207.

ZACHARIAS, S.; HEATWOLE, C. D.; COAKLEY, C. W. Robust quantitative techniques for validating pesticide transport models. **Transactions of the Asae**, 39, n. 1, p. 47-54, Jan-Feb 1996.

ZIEBA, Z. Influence of soil particle shape on saturated hydraulic conductivity. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, 65, n. 1, p. 80-87, Mar 2017.

ZOBECK, T. M.; FAUSEY, N. R.; ALHAMDAN, N. S. Effect of sample cross-sectional area on saturated hydraulic conductivity in 2 structured clay soils. **Transactions of the Asae**, 28, n. 3, p. 791-794, 1985.

ANEXO

Anexo A - Parâmetros de ajuste das curvas de retenção do latossolo e do nitossolo.

Latossolo					
CR	θ_s	θ_r	α (k Pa ⁻¹)	n	R^2
CR(S1)	0,39	0,16	0,39	2,53	0,95
CR(S2)	0,43	0,12	0,58	1,87	0,96
CR(S3)	0,44	0,12	0,41	2,33	0,92
Nitossolo					
CR	θ_s	θ_r	α (k Pa ⁻¹)	n	R^2
CR(S1)	0,47	0,35	1,04	2,59	0,91
CR(S2)	0,47	0,34	0,81	1,85	0,8
CR(S3)	0,59	0,35	0,7	1,94	0,95

CR – curva de retenção; S1, S2 e S3 – amostras utilizadas para determinação das curvas de retenção (0,075, 0,05 e 0,025 m, respectivamente); θ_s - conteúdo de água saturado; θ_r - conteúdo de água residual; α e n – parâmetros de ajuste da curva de retenção; R^2 – coeficiente de determinação.