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

**Propriedades de retenção e condução da água no solo
determinadas sob condições de campo**

Fernando Henrique Setti Gimenes

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

**Piracicaba
2016**

Fernando Henrique Setti Gimenes
Engenheiro Agrônomo

Propriedades de retenção e condução da água no solo
determinadas sob condições de campo

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

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

Piracicaba
2016

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

Gimenes, Fernando Henrique Setti

Propriedades de retenção e condução da água no solo determinadas sob condições de campo / Fernando Henrique Setti Gimenes. - - Piracicaba, 2016.

119 p.

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

1. condutividade hidráulica 2. curva de retenção 3. tensiômetro 4. método do perfil instantâneo I. Título

*Dedico este trabalho aos meus pais,
José Antonio Gimenes e Silvia Helena Setti Gimenes.*

*Ofereço ao meu irmão
Matheus Setti Gimenes,
e também às minhas avós
Thereza Bonetti Setti e Deize Pupo Gimenes.*

AGRADECIMENTOS

À Deus, pela oportunidade de desenvolver esse trabalho, me iluminando para superar as dificuldades, mostrando o caminho a ser seguido e nunca me desamparando.

À minha família, por estar sempre ao meu lado, me apoiando nos momentos difíceis da caminhada acadêmica e familiar, principalmente aos meus pais, que por sua dedicação e amor possibilitaram a oportunidade de realizar essa conquista. Também ao meu irmão, avós, tios, primos e demais familiares que me apoiaram e motivaram.

À Unesp pela estrutura fornecida durante a graduação e, especialmente, ao professor Reginaldo Barbosa da Silva pela amizade e por ter me acolhido como seu orientado de iniciação científica, me apresentando à Física do Solo.

Ao professor Paulo Leonel Libardi pela orientação, disposição e amizade, fazendo questão de apoiar e estar presente em todos os momentos, mostrar o caminho da ciência e ensinando muito mais que teoria.

À Esalq e ao corpo docente do departamento de Solos e Nutrição de Plantas, por abrir as portas da instituição para a realização dessa pesquisa. Ressalta-se os professores Dr. Álvaro Pires da Silva e Dr. Miguel Cooper por permitirem o uso de seus laboratórios. Aos funcionários da Seção de Transportes e da Seção de Parques e Jardins da Esalq/USP pela ajuda na condução do experimento em campo, em especial ao Sr. Paulo.

À Universidade de Kentucky, KY, EUA, ao Prof. Dr. Ole Wendroth e ao seu grupo de estudo pela estrutura apresentada, por me receberem tão bem e ajudarem na discussão dos dados dessa pesquisa. Ao Robson André Armino pelas conversas e incentivo.

Ao CNPq e à FAPESP, pelas bolsas de estudos, incluindo o doutorado sanduíche, e pelo fomento dessa pesquisa.

Ao Cezar Augusto Medeiros Rebouças, Ismael Meurer e Edison Aparecido Mome Filho, amigos que foram fundamentais na realização dessa pesquisa, e aos demais amigos da Engenharia de Biossistemas e do Solos por sempre estarem dispostos a comemorar nos momentos de alegria e a ajudar nas dificuldades, entre eles: Prof. Sérgio, Prof. Jarbas, Prof. Quirijn, Verena, Laiane, Camila, Francisco, Luciano, Fernando, Helon, Renata, Roque, André, Marcos, Neilo, Mônica, Cristhiane, Marcelo, Angélica, Osvaldo, Sueli, Sâmala, Raul e Selene.

Aos amigos não citados, que direta ou indiretamente contribuíram com a realização desse trabalho, sendo importantes no meu desenvolvimento pessoal e como pesquisador.

*“A alegria que se tem
em pensar e aprender
faz-nos pensar e
aprender ainda mais.”*

– Aristóteles

SUMÁRIO

RESUMO	8
ABSTRACT	9
LISTA DE FIGURAS	10
LISTA DE TABELAS	12
1 INTRODUÇÃO	15
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	17
2.1 Recursos Naturais: Água e Solo	17
2.2 Movimento da Água no Solo	18
2.3 Curva de Retenção da Água no Solo	19
2.4 Condutividade Hidráulica do Solo	21
2.5 Método do Perfil Instantâneo	22
2.6 Difusividade Hidráulica no Solo	23
2.7 Espaço Poroso do Solo	23
2.8 Latossolos e Nitossolos	25
3 MATERIAL E MÉTODOS	27
3.1 Descrição das áreas experimentais	27
3.2 Delineamento experimental	29
3.2.1 Curva de Retenção da Água no Solo	31
3.2.1.1 Curva de Retenção da Água no campo	31
3.2.1.2 Curva de Retenção da Água no laboratório	33
3.2.1.3 Ajuste dos dados de Curva de Retenção da Água	34
3.2.1.4 Distribuições de Frequência de Volume de Poros do Solo	36
3.2.2 Condutividade Hidráulica do Solo Saturado	36
3.2.3 Condutividade Hidráulica do Solo Não Saturado	37
3.2.3.1 Método Indireto no Laboratório	37
3.2.3.2 Método Direto no Campo	38
3.2.3.2.1 Método do Perfil Instantâneo	40
3.2.4 Difusividade Hidráulica no Solo	42
3.2.5 Outras Avaliações	42
3.2.6 Análise Micromorfológica	44
3.2.7 Análise dos resultados	46
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	49

5 CONCLUSÕES	101
REFERÊNCIAS	102
ANEXOS	113

RESUMO

Propriedades de retenção e condução da água no solo determinadas sob condições de campo

As propriedades hidráulicas do solo de interesse são a curva de retenção da água no solo, a condutividade hidráulica e difusividade hidráulica, ambas em função do conteúdo de água no solo. Estas propriedades dependem do tamanho, forma, distribuição e grau de interconexões dos poros. O método do perfil instantâneo é um dos métodos mais utilizados na determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado pela sua simplicidade experimental e matemática. Assim, este projeto visa avaliar a) a condutividade hidráulica em função do conteúdo de água em dois solos bem distintos estruturalmente pelo método do perfil instantâneo, com e sem a remoção de horizontes sobrejacentes, estimando o conteúdo de água via curvas de retenção determinadas em laboratório e em campo, e b) o sistema poroso do solo por meio de técnicas de análise de imagens e correlacionar os resultados à condutividade hidráulica do solo não saturado obtido pelo método do perfil instantâneo. O experimento foi conduzido em quatro horizontes de um Latossolo e de um Nitossolo. A *CRA* em campo foi elaborada utilizando-se tensiômetros com manômetro de mercúrio, enquanto que a *CRA* em laboratório foi determinada com amostras de solo com estrutura indeformada em funis de placa porosa e em câmara de pressão com placa porosa. A condutividade hidráulica não saturada foi determinada pelo método indireto em laboratório e em campo, seguindo a metodologia do método do perfil instantâneo, sem e com a remoção dos horizontes sobrejacentes. De acordo com os resultados obtidos, pode-se concluir que: (a) os valores do conteúdo de água médio à base de volume para cada tensão em campo foram menores que os obtidos em laboratório em praticamente todas as tensões; (b) a eficiência da equação de ajuste da curva de retenção da água foi maior para o método de laboratório; (c) as análises micromorfométricas tenderam a subestimar os valores de área de poro para todas as classes de tamanho de poros e horizontes; (d) a análise micromorfométrica fornece uma estimativa do grau de interconexões do sistema poroso; (e) pequenas mudanças no conteúdo de água no solo afetam o valor de difusividade hidráulica em um grau muito menor que a condutividade hidráulica; e (f) é necessário ter cautela ao utilizar dados de laboratório para representar as condições de campo, visto que os valores de $K(\theta)$ foram superestimados pela *CRA* obtida em laboratório, em relação ao método de campo, ocorrendo de forma mais pronunciada nas menores tensões da água no solo.

Palavras-chave: condutividade hidráulica; curva de retenção; tensiômetro; método do perfil instantâneo

ABSTRACT

Water retention and conduction properties assessed in field conditions

The soil hydraulic properties of interest are the soil water retention curve, hydraulic conductivity and hydraulic diffusivity, both as a function of the soil water content. These properties depend on the size, shape, distribution and degree of pore interconnections. The instantaneous profile method is one of the most used methods to determine the unsaturated hydraulic conductivity due to its experimental and mathematical simplicity. Thus, this project aims to evaluate a) hydraulic conductivity as a function of water content in two distinct structured soils by the instant profile method, without/with removal of overlying horizons, estimating the soil water content through retention curves determined in the laboratory and in the field, and b) the soil porous system using image analysis techniques and correlation the results to the unsaturated hydraulic conductivity obtained by the instant profile method. The experiment was conducted on four horizons of a Ferralsols and a Nitisol. The SWRC was made with tensiometers with mercury manometers, while a SWRC in the laboratory was made with undisturbed soil samples in porous plate funnels and in porous plate pressure chamber. The unsaturated hydraulic conductivity was determined by the indirect method in the laboratory and using the instant profile method in the field, without/with removal of the overlying horizons. The conclusions are: (a) the water content for each tension in the field are smaller than those obtained in the laboratory at practically all tensions; (b) the efficiency of the water retention curve fitting equation was greater for the laboratory method; (c) the micromorphometric analysis tended to underestimate pore area values for all pore size classes and horizons; (d) the micromorphometric analysis provides an estimation of the porous system interconnections degree; (e) small changes in soil water content affect the hydraulic diffusion values to a much lower degree than the hydraulic conductivity; and (f) it is necessary to take care in using laboratory data to represent field conditions, since the values of $K(\theta)$ were overrated by the laboratory SWRC, compared to the field, more pronounced in smaller water tensions.

Keywords: hydraulic conductivity; retention curve; tensiometer; instantaneous profile method

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Localização das áreas experimentais: Latossolo e Nitossolo	27
Figura 2 -	Perfis de solo amostrados. (a) Latossolo e (b) Nitossolo	28
Figura 3 -	Duas estruturas de chapa galvanizada com dimensões (comprimento, largura e profundidade) de 3 x 3 x 1,3 m e 1,5 x 1,5 x 1,3 m	30
Figura 4 -	a) Uso do trado holandês para chegar na profundidade de coleta desejada; b) Uso do trado de rosca para coletar a amostra de solo com estrutura deformada na profundidade desejada; c e d) Retirada do solo do trado e armazenagem em lata de alumínio; e) Embalagem da lata de alumínio com plástico filme para evitar a perda de água durante o transporte ao laboratório; f) Preenchimento do furo do trado com um cabo de madeira para evitar uma nova coleta no local e a perda de água da camada a ser amostrada futuramente	32
Figura 5 -	a) Amostras coletadas para análise da <i>CRA</i> , sendo as da esquerda, do Latossolo e, as da direita, do Nitossolo; b) Amostras nos funis de Haines; c) Amostras na câmara de Richards	35
Figura 6 -	a) Solo contido dentro da parcela coberto por uma manta de bidim; b) Saturação do perfil de solo; c) Cobertura do solo com uma capa plástica; d) Cobertura do solo com uma lona	39
Figura 7 -	a) Solo contido dentro da parcela coberto por uma manta de bidim; b) Saturação do perfil de solo; c) Cobertura do solo com uma capa plástica; d) Cobertura do solo com uma lona	39
Figura 8 -	Curva de retenção da água nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo, obtida em campo e em laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com os dois critérios de parametrização: C1 - ajuste sem restrição; C2 - ajuste com a restrição $m=1-1/n$	61
Figura 9 -	Curva de retenção da água nos horizontes Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, obtida em campo e em laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com os dois critérios de parametrização: C1 - ajuste sem restrição; C2 - ajuste com a restrição $m=1-1/n$	63

Figura 10 -	Curvas de distribuição de frequência (linha tracejada) e de frequência acumulada (linha sólida) do volume de poros dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo, obtida pelo método de laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com Critério 1 de parametrização	72
Figura 11 -	Curvas de distribuição de frequência (linha tracejada) e de frequência acumulada (linha sólida) do volume de poros dos horizontes Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, obtida pelo método de laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com Critério 1 de parametrização	74
Figura 12 -	Correlações entre os valores relativos acumulados de área e de volume de poros, obtidos pela análise micromorfométrica e pelas curvas de distribuições de frequência de volume de poros dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo	80
Figura 13 -	Linha 1:1 dos dados da função $K(\theta)$ obtida a partir do método do perfil instantâneo clássico (M1) utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório (eixo das abscissas) e de campo (eixo das ordenadas), para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes	93
Figura 14 -	Linha 1:1 dos dados da função $K(\theta)$ obtida a partir do método do perfil instantâneo clássico (M1) utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório (eixo das abscissas) e de campo (eixo das ordenadas), para os horizontes Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes	94
Figura 15 -	Funções $K(\theta)$ e $D(\theta)$ nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando as curvas de retenção da água em laboratório	99
Figura 16 -	Funções $K(\theta)$ e $D(\theta)$ nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando as curvas de retenção da água em campo	100

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Descrição morfológica dos solos em estudo	29
Tabela 2 -	Classificação de poros de acordo com seu formato e tamanho	46
Tabela 3 -	Estatística descritiva da distribuição granulométrica dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo	49
Tabela 4 -	Estatística descritiva do fracionamento da fração areia em areia muito grossa (2,0 a 1,0 mm), areia grossa (1,0 a 0,5 mm), areia média (0,5 a 0,25 mm), areia fina (0,25 a 0,106 mm) e areia muito fina (0,106 a 0,053 mm) dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo	51
Tabela 5 -	Estatística descritiva do teor de carbono orgânico (g kg^{-1}), densidade das partículas (kg m^{-3}), densidade do solo (kg m^{-3}), porosidade total ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) e condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1}) dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo	54
Tabela 6 -	Conteúdo de água médio a base de volume (θ) correspondentes as tensões (hPa) encontradas nos tensiômetros em campo, nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo	58
Tabela 7 -	Conteúdo de água médio a base de volume nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, para cada uma das tensões aplicadas em laboratório, no funil de placa porosa (5 a 98 hPa) e na câmara de pressão com placa porosa (330 a 15000 hPa)	59
Tabela 8 -	Parâmetros de ajuste das curvas de retenção de água obtidas pelos métodos de campo e de laboratório, para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e os índices que indicam sua eficiência, considerando os dois critérios de parametrização	67
Tabela 9 -	Parâmetros de ajuste das curvas de retenção de água obtidas pelos métodos de campo e de laboratório, para os horizontes Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, e os índices que indicam sua eficiência, considerando os dois critérios de parametrização	68
Tabela 10 -	Macro, meso e microporosidade ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) e da porcentagem de macro, meso e microporos para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo	76

Tabela 11 -	Área de poros distribuída por classes de raio equivalente e formato de poros para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo	78
Tabela 12 -	Coeficientes lineares, angulares e de determinação das correlações entre os valores relativos acumulados de área e de volume de poros, obtidos pela análise micromorfométrica e pelas curvas de distribuições de frequência de volume de poros dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo	82
Tabela 13 -	Distribuições de números de poros por formato e tamanho nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo	84
Tabela 14 -	A área e o número de poros foram agrupados nos grupos de tamanho pequeno, médio e grandes nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo	85
Tabela 15 -	Parâmetros da função $K(\theta)$ (mm h^{-1}) utilizando 5 métodos (M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório) para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de campo e de laboratório	87
Tabela 16 -	Parâmetros da função $K(\theta)$ (mm h^{-1}) utilizando 5 métodos (M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório) para os horizontes Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de campo e laboratório	89
Tabela 17 -	Índice de concordância (D) para os métodos da Equação 11 (M2), conteúdo de água (M3), fluxo (M4) e indireto no laboratório (M5) comparados ao método do perfil instantâneo clássico (M1) nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo	96
Tabela 18 -	Estatística descritiva do gradiente hidráulico ($d\phi/dz$) nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes	98

1 INTRODUÇÃO

A água e o solo são os recursos naturais mais importantes do nosso planeta, devendo ser permanente a preocupação com a conservação de ambos. Assim, a adoção de uma agricultura mais sustentável implica no uso eficiente e responsável destes recursos, sendo fundamental a compreensão do movimento da água no interior do perfil de solo.

A água no solo apresenta um ciclo dinâmico, movimentando-se do local de maior potencial total para o de menor, devido a uma força motriz denominada gradiente de potencial total. Neste contexto, as propriedades hidráulicas do solo de interesse são a curva de retenção da água no solo, a condutividade hidráulica em função do conteúdo de água ou do potencial mátrico da água no solo e a difusividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo. Estas propriedades dependem do tamanho, forma, distribuição e grau de interconexões dos poros.

A curva de retenção da água no solo representa a relação entre o potencial mátrico, definido como a energia potencial específica da água no solo dependente da ação de retenção por forças de capilaridade e adsorção na matriz do solo, e o conteúdo de água, que é a quantidade de água retida pelos poros, e reflete a ação dos atributos do solo que influenciam na retenção da água. Como o sistema poroso é heterogêneo, não há uma expressão matemática teórica que possa descrever a curva de retenção da água no solo, de maneira que vários modelos matemáticos empíricos foram desenvolvidos e têm sido utilizados.

A condutividade hidráulica do solo é a capacidade do solo em transmitir água e diminui consideravelmente com a redução do conteúdo de água no solo, uma vez que menos espaço poroso é preenchido com água, os caminhos de escoamento tornam-se cada vez mais tortuosos e aumentam as forças de atrito entre o fluido e a fase sólida, sendo assim, seu valor máximo ocorre na saturação.

Atualmente, ainda há dificuldade em se quantificar com precisão o fluxo e as propriedades hidráulicas dos solos, especialmente em condições não saturadas. As medições em campo são demoradas e laboriosas, além da alta variabilidade espacial e temporal, porém representam melhor as condições reais. Por outro lado, as medições em laboratório oferecem maior flexibilidade para as condições iniciais e de contorno.

O método do perfil instantâneo é um dos métodos mais utilizados na determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado pela sua simplicidade experimental e matemática, procurando uma solução para a equação de Richards na direção vertical, durante o processo de redistribuição da água após a saturação e prevenção do fluxo de água através de

sua superfície. Alguns métodos têm sido apresentados, assumindo diferentes pressupostos, simplificações e procedimentos experimentais, que podem modificar a condutividade hidráulica obtida em função da variação do conteúdo de água (Hillel et al., 1972; Libardi et al., 1980).

Um dos pressupostos empregado por alguns métodos de campo é o gradiente hidráulico unitário, no qual se assume o domínio da gravidade e torna a condutividade hidráulica numericamente igual à densidade de fluxo. Porém, sua validade é frequentemente questionada, especialmente em perfis de solos não homogêneos.

Embasando o objetivo deste trabalho, dois pontos revestem-se de importância indiscutível sobre o método do perfil instantâneo. O primeiro diz respeito à utilização da curva de retenção para a estimativa do conteúdo de água e à existência de perfis de solo com camadas adensadas. Neste aspecto, a) a utilização da curva de retenção para obtenção do conteúdo de água θ a partir de leituras tensiométricas no campo e então a estimativa da condutividade hidráulica K em função de θ , pelo método do perfil instantâneo, pode levar a superestimativas do valor de K : entende-se que a utilização da curva de retenção para este fim seja melhor determinada no campo utilizando tensiômetros e medidas diretas de θ e b) no caso da existência de camada adensada próxima à superfície do solo, uma situação comum em muitos solos, e se o interesse for a determinação da função $K(\theta)$ em camadas mais profundas para a estimativa da drenagem interna, pode-se pensar, como uma alternativa, na remoção da camada adensada para a aplicação do método. O segundo ponto diz respeito à avaliação do sistema poroso do solo através do estudo da curva de retenção da água no solo e por técnicas de análise de imagens.

Diante do exposto, este trabalho visa avaliar a) a condutividade hidráulica em função do conteúdo de água em dois solos bem distintos estruturalmente pelo método do perfil instantâneo, com e sem a remoção de camadas/horizontes sobrejacentes, estimando o conteúdo de água via curvas de retenção determinadas em laboratório e em campo, e b) o sistema poroso do solo por meio de técnicas de análise de imagens e correlacionar os resultados à condutividade hidráulica do solo não saturado obtido pelo método do perfil instantâneo. Mais especificamente, o projeto visa também (a) avaliar comparativamente as curvas de retenção da água no solo obtidas em laboratório e em campo, (b) comparar os dados sobre os poros do solo obtidos pela técnica de análise de imagens e pela curva de retenção da água, e (c) avaliar a difusividade hidráulica no solo utilizando a curva de retenção obtidas em laboratório e em campo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Recursos Naturais: Água e Solo

A água é essencial para manter um fornecimento adequado de alimentos e um ambiente produtivo para a população humana e para animais, plantas e microrganismos em todo o mundo (Pimentel et al., 2004).

O desenvolvimento das plantas depende de água devido a sua função em todos os processos fisiológicos e de crescimento e por causa da grande quantidade requerida. Na escala celular, a água é o principal meio de transporte de metabólitos através das células e, na escala de uma planta inteira, a água é o meio que transporta carboidratos, nutrientes e fitohormônios. Como consequência da fotossíntese, as plantas apresentam um aproveitamento ineficiente da água, retendo em sua biomassa menos de 1 % da água absorvida, sendo o restante perdido por evaporação (Lambers et al., 2008).

Os números globais sobre disponibilidade de água fornecem uma falsa sensação de segurança, porque a água é abundante no mundo, mas escassa localmente, havendo apenas 3 % de água doce, sendo 75 % geleiras e icebergs, o restante encontra-se armazenada como água na zona vadosa e subterrânea (97,6 %) ou em lagos e rios (2,4 %) (Rosegrant, 1997).

Na escala mundial, a irrigação abrange uma área superior a 270 milhões de hectares e é responsável por 40 % da produção das culturas, utilizando aproximadamente 70 % da água retirada dos sistemas fluviais globais, sendo o restante destinado ao uso municipal e industrial, representando 11 e 19 %, respectivamente. No Brasil, em 2006, aproximadamente 5,3 milhões de hectares já estavam sendo irrigados, restando cerca de 23,7 milhões passíveis de serem irrigados (Olson et al., 1993; Schultz e Wrachien, 2002; FAO, 2014).

De acordo com Varol e Sen (2009), a qualidade da água é afetada por uma combinação de fatores que podem limitar sua disponibilidade, podendo ser de origem natural, como a taxa de precipitação, os processos de intemperismo e transporte de sedimentos, ou antrópica, incluindo o desenvolvimento e expansão urbana, e as práticas industriais e agrícolas. A agricultura intensiva aumenta a erosão e a carga de sedimentos, além de nutrientes e agrotóxicos lixiviados para as águas subterrâneas, córregos e rios (Foley et al., 2005).

Outro importante recurso natural de nosso planeta é o solo, tanto para as necessidades humanas, como para a conservação dos ecossistemas, sustentando campos, cerrados e florestas, integrando a biodiversidade e acolhendo a água das chuvas que depois emergem nas nascentes e mananciais (Lepsch, 2010). No entanto, conforme informa Oldeman (1994), os solos com capacidade produtiva apresentam degradação induzida pelo homem em 38 % das

terras agrícolas do mundo, como resultado da erosão hídrica e eólica, degradação química e física, cultivo e pastoreio excessivo, desmatamento, salinização e desertificação.

Para Hamilton et al. (2014), o uso sustentável dos recursos naturais tornou-se um tema de fundamental importância para os seres humanos, com implicações para a sociedade, a saúde, o desenvolvimento econômico, a função e os serviços dos ecossistemas e outros aspectos do ambiente humano. Assim, a adoção de uma agricultura mais sustentável implica no uso eficiente e responsável da água e do solo, visando a proteção ambiental e o desenvolvimento econômico e social, representando um grande desafio para a ciência neste século (Matson et al., 1997; Quental et al., 2011).

2.2 Movimento da Água no Solo

A compreensão do movimento da água no interior do perfil de solo, segundo Hillel et al. (1972), é essencial para a solução dos problemas que envolvem irrigação, drenagem, conservação da água, recarga e poluição das águas subterrâneas, e controle da infiltração e do escoamento superficial.

A água no solo apresenta um ciclo dinâmico, movimentando-se, normalmente, em condições saturada e não saturada, em regime estacionário ou transiente, devido a uma força motriz denominada gradiente de potencial total, descrito como um vetor que representa a distribuição de energia da água dentro do solo (Radcliffe e Rasmussen, 2002). Assim, no solo, o movimento da água ocorre, principalmente, no estado líquido em resposta a uma diferença de potencial total, com a água se movimentando do local de maior potencial total o de menor.

O potencial total da água no solo representa o somatório das energias potenciais específicas da água no solo em relação à energia potencial específica da água padrão. Tais energias são oriundas de diversos campos de força que atuam simultaneamente na água, gerando os potenciais componentes da água no solo. Os potenciais da água no solo podem ser expressos em unidade de energia por massa, J kg^{-1} ; em unidade de energia por volume, J m^{-3} ou unidade de pressão (Pa); e em unidade de energia por peso, J N^{-1} ou unidade de comprimento (m) (Hillel, 1982; Libardi, 2012).

Em 1856, Darcy iniciou o estudo de dinâmica da água em meios porosos após realizar uma série de experimentos sobre fluxo descendente de água através de filtros de areia, permitindo quantificar a taxa de fluxo de água num meio poroso saturado. A equação foi determinada de modo empírico e estabelece que a quantidade de água que passa por unidade

de tempo e de área através de um meio poroso é igual ao produto da diferença de potencial total e da condutividade hidráulica dividido pela altura da coluna de areia (Hubbert, 1957).

Em 1907, Buckingham utilizou seus conhecimentos de físico para investigar o movimento da água em condições de não saturação, elaborando uma equação semelhante à de Darcy, introduzindo os conceitos de potencial mátrico e condutividade hidráulica em solo não saturado. Devido aos seus reconhecidos esforços, foi proposto que a equação combinando fluxos em meios porosos saturados e não saturados fosse denominada equação de Darcy-Buckingham (Narasimhan, 2005).

A equação de Darcy-Buckingham é utilizada em condições de regime estacionário, isto é, sem variação das características do fluxo com o tempo. Porém, a maioria dos processos que envolvem interações entre água e solo no campo, em condições não saturadas, ocorre com mudanças no potencial mátrico e conteúdo de água durante o fluxo (Hillel, 2003). Assim, Richards combinou esta equação com a equação da continuidade, obtendo uma equação diferencial parcial não linear aplicável a condições de regime transiente (Matei et al., 2009).

Neste contexto, as propriedades hidráulicas do solo de interesse são a curva de retenção da água no solo, $\theta(h)$, e a curva da condutividade hidráulica em função do conteúdo ou potencial mátrico da água no solo, $K(\theta)$ ou $K(h)$ (Green et al., 2003).

2.3 Curva de Retenção da Água no Solo

A curva de retenção da água no solo, expressando a relação entre o potencial mátrico e o conteúdo de água a base de massa ou volume (Childs, 1940), reflete a ação dos atributos do solo que influenciam na retenção da água (Tormena et al., 1998). Pela curva de retenção da água no solo é possível calcular o teor de água atual, a porosidade de aeração e a quantidade de água disponível para as plantas, e avaliar a distribuição do tamanho de poros (Hillel, 1982).

O potencial mátrico é resultado dos fenômenos de adsorção e capilaridade entre a água e a matriz do solo, o qual pode ser interpretado como uma medida do trabalho realizado por um agente externo para tornar livre a unidade de volume de água retida num solo não saturado. O potencial mátrico, a não ser no caso particular de uma interface água-ar plana, é sempre um valor negativo, sendo comum o uso do termo tensão da água no solo para eliminar o sinal negativo (Libardi, 2012).

A retenção da água no solo, como acima mencionado, é explicada pelos fenômenos de capilaridade e adsorção, sendo que, em altos conteúdos de água, a capilaridade atua na retenção da água nos poros capilares, a qual está sempre associada a uma interface curva

água-ar, e em menores conteúdos de água, a adsorção ocorre nas superfícies dos sólidos do solo como filme, predominando esta forma de retenção à medida que os poros se esvaziam (Reichardt e Timm, 2004). O fenômeno de capilaridade depende, principalmente, da densidade e porosidade do solo, enquanto o fenômeno de adsorção depende, basicamente, da espessura do filme de água que recobre as partículas, a qual varia de acordo com sua superfície específica (Hillel, 1970). Assim, textura e matéria orgânica interferem diretamente na capacidade de retenção da água pelo solo (Centurion e Andrioli, 2000).

Em trabalho sobre introdução ao estudo de retenção da água no solo, Dane e Hopmans (2002) relembram que a maneira tradicional de determinar a curva de retenção da água no solo envolve o estabelecimento de uma série de equilíbrios entre a água na amostra de solo e um corpo de água para um potencial conhecido, esperando até que o equilíbrio estático seja atingido, compreendendo os métodos baseados na teoria da capilaridade de suspensão de coluna de água (funil de placa porosa), extrator de pressão (câmara de pressão com placa porosa) e mesa de tensão. Porém, os aparelhos com placa porosa apresentam a desvantagem da demora na obtenção dos pontos necessários para a elaboração da curva e problemas de contato hidráulico entre a amostra e a placa porosa com paralisação da drenagem (Costa et al., 2008).

O funil de placa porosa, ou funil de Haines, é um equipamento utilizado para aplicar uma tensão na amostra em contato hidráulico com a placa porosa, sendo determinada pela distância entre a superfície da placa porosa e o nível de água mantido constante na extremidade da haste do funil, porém, o desnível máximo que se consegue é em torno de 8,5 metros, devido ao fenômeno da cavitação (Libardi, 2012).

Para tensões maiores, utiliza-se a câmara de pressão com placa porosa, ou câmara de Richards, em que se aplica uma determinada tensão correspondente a pressão de ar na câmara com a amostra de solo saturada, retirando a água retida no solo com energia por unidade de volume de água menor do que a pressão de ar aplicada (Klar, 1984).

No ajuste da curva de retenção, é previsível que, quanto maior o número de pontos, mais representativa será a curva de retenção; no entanto, mais oneroso será sua determinação (Silva et al., 2006a). Como uma expressão matemática teórica ainda não foi desenvolvida para um ajuste preciso da curva de retenção da água (Kastanek e Nielsen, 2001), utilizam-se alguns modelos matemáticos e empíricos (Brooks e Corey, 1964; van Genuchten, 1980) para sua descrição a partir de um determinado número de pontos medidos.

2.4 Condutividade Hidráulica do Solo

A condutividade de um meio poroso para um fluido é um coeficiente que expressa a facilidade com que o fluido é transportado através do meio, dependendo, portanto, das propriedades do meio e do fluido, como configuração do espaço poroso do meio e viscosidade do fluido (Netto e Fernandes, 2005).

A condutividade hidráulica do solo, portanto, é a capacidade do solo em transmitir água e diminui consideravelmente com a redução do conteúdo de água no solo, uma vez que menos espaço poroso é preenchido com água, os caminhos de escoamento tornam-se cada vez mais tortuosos e aumentam as forças de atrito entre o fluido e a fase sólida, sendo assim, seu valor máximo ocorre na saturação (van Genuchten e Pachepsky, 2011). Desse modo, alterações da ordem de 1 a 2 % no teor de água podem gerar coeficientes de variação superiores a 170 % na condutividade hidráulica do solo não saturado (van Lier e Libardi, 1999).

Atualmente, ainda há dificuldade em se quantificar com precisão o fluxo e as propriedades hidráulicas dos solos, especialmente em condições não saturadas, devido às medições em campo serem demoradas e laboriosas, além de os resultados poderem ser comprometidos devido a falhas experimentais e à alta variabilidade espacial e temporal. As medições em laboratório oferecem maior flexibilidade para as condições iniciais e de contorno, porém podem produzir valores que não são representativos das condições de campo. Ainda assim, como salientam Wesselek et al. (1994), estes dados são úteis para complementar ou substituir dados de campo, uma vez que medições em campo geralmente não estão disponíveis em conteúdos relativamente baixos de água e não permitem a mesma resolução espacial e temporal que as medidas de laboratório.

Inúmeros métodos para a determinação destas propriedades estão disponíveis na literatura, porém, ainda não foi desenvolvido um método único que apresente bom desempenho em uma ampla gama de circunstâncias e para todos os tipos de solo (Dirksen, 1991). Klute e Dirksen (1986) já chamavam a atenção de que a escolha do método depende de fatores como equipamento disponível, natureza do solo, tipo de amostras disponíveis, habilidades e conhecimento do experimentador, faixa de tensão de água no solo desejada e finalidade para a qual as medições estão sendo feitas.

A determinação da condutividade hidráulica pode ser realizada por métodos diretos, em laboratório, sob condições de regime estacionário, tanto em colunas grandes como pequenas (Klute e Dirksen, 1986). Com o objetivo de tornar as medições mais rápidas, foram desenvolvidos métodos alternativos em regime quase estacionário e transiente, incluindo os

métodos de ar quente (Tyner et al., 2006), sorvidade (Dirksen, 1979) e evaporação (Wind, 1969). Os métodos de campo mais utilizados são: infiltração por aspersão, perfil instantâneo, e movimento de vapor (Hillel, 2003).

Entre as alternativas para a medição direta, estão o uso de métodos indiretos, que predizem a condutividade hidráulica a partir de dados de retenção da água no solo medidos mais facilmente, sendo geralmente baseados em modelos estatísticos de distribuição de tamanho de poros, ou de propriedades do solo, como textura, densidade e teor de matéria orgânica (van Genuchten et al., 1991).

2.5 Método do Perfil Instantâneo

O método do perfil instantâneo é um dos métodos mais utilizados na determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado pela sua simplicidade experimental e matemática (Costa e Libardi, 1999), tendo sido desenvolvido por Watson (1966), aperfeiçoado por Hillel et al. (1972) e simplificado por Libardi et al. (1980).

Este método procura uma solução para a equação de Richards na direção vertical, durante o processo de redistribuição da água após a saturação e prevenção do fluxo de água através de sua superfície, respeitando as condições de contorno, as quais pressupõem o ar sob pressão atmosférica, ausência de lençol freático raso, solo não expansivo e sistema isotérmico (Lacerda et al., 2005).

Suas vantagens são a medição direta no campo, sem a necessidade de aguardar o estabelecimento de um equilíbrio dinâmico, e a boa consistência dos resultados comparado à outros métodos, porém requer um alto investimento de tempo e mão-de-obra, especialmente em solos com camadas adensadas ou compactadas, nos quais o processo de drenagem é muito lento (van Lier e Libardi, 1999; Hurtado et al., 2005).

Alguns métodos têm sido apresentados, assumindo diferentes pressupostos, simplificações e procedimentos experimentais, que podem modificar a condutividade hidráulica obtida em função da variação do conteúdo de água (Hillel et al., 1972; Libardi et al., 1980; Katul et al., 1993). Assim, na ausência de um método padrão, os diversos modelos fornecem resultados que devem ser comparados para se conhecer o comportamento de cada método na estimativa da função $K(\theta)$.

Os métodos de Libardi et al. (1980), do fluxo e do conteúdo de água à base de volume, este último sendo chamado simplesmente de método θ , assumem o gradiente hidráulico unitário e necessitam apenas de observações de conteúdo de água, enquanto que, no método

clássico (Hillel et al., 1972), também é exigido observações de potencial mátrico. A principal desvantagem desses métodos é a necessidade de uma relação suave decrescente entre o conteúdo de água e o tempo, o que não ocorre no modelo proposto por Katul et al. (1993), que emprega uma técnica de ajuste não linear.

O termo gradiente hidráulico unitário foi introduzida por Davidson et al. (1969), no processo de drenagem em um perfil homogêneo e foi empregado em diversos métodos de campo (Libardi et al., 1980; Chong et al., 1981), assumindo o domínio da gravidade e devido aos esforços extras para se medir a variação de potencial total no perfil do solo (Reichardt, 1993).

A validade do termo gradiente hidráulico unitário é frequentemente questionada, especialmente em perfis de solos não homogêneos. De acordo com Ahuja et al. (1988), os valores foram muito influenciados pela natureza e complexidade do perfil do solo e variaram com o tempo e a profundidade, sendo que em algumas condições, os gradientes foram 2 a 5 vezes menores ou maiores que a unidade.

2.6 Difusividade Hidráulica no Solo

Outra propriedade hidráulica frequentemente utilizada é a difusividade hidráulica no solo, $D(\theta)$ ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$), a qual pode ser determinada pelo produto da condutividade hidráulica, K (m s^{-1}), pela inclinação da curva de retenção da água no solo, $dh/d\theta$ (m), para cada conteúdo volumétrico de água do solo, θ (Deery et al., 2012).

O uso da difusividade hidráulica é adequado em condições de solos homogêneos, sem efeito de histerese, e gradientes de temperatura e de potencial gravitacional, apresentando vantagens em relação a condutividade hidráulica por apresentar menor intervalo de variação e menor variação na mesma faixa de conteúdo de água, dessa forma, pequenas mudanças no conteúdo de água do solo afetam o valor de difusividade hidráulica em um grau muito menor que a condutividade hidráulica, implicando em menores erros no cálculo do fluxo ao utilizar valores aproximados (Hillel, 2003).

2.7 Espaço Poroso do Solo

As propriedades hidráulicas do solo dependem de fatores como distribuição do tamanho, tortuosidade, forma, rugosidade e grau de interconexões dos poros (van Genuchten e Pachepsky, 2011).

A porosidade do solo, fração do volume do solo ocupada com ar e/ou água, é o espaço em que ocorrem os processos dinâmicos do ar e solução no solo (Hillel, 1970), sendo influenciada pela estrutura do solo (Kutílek, 2004).

De acordo com Nimmo (1997), o espaço poroso pode ser dividido em componentes relacionados à textura e estrutura, sendo o componente textural relacionado aos poros intra-agregados, poros de menor tamanho (microporos), enquanto o componente estrutural, aos espaços entre os agregados do solo e bioporos, formando poros de maior tamanho (macroporos).

A compactação reduz a porosidade e aumenta a densidade do solo, ao mesmo tempo que reduz a proporção dos poros maiores, os quais desempenham um papel importante no transporte de água e de solutos e na aeração (Alaoui et al., 2011),

Na literatura há diversas propostas de classes de poros. Kiehl (1979) classifica em macroporos os poros com raio maior do que 30 μm , e em microporos, os poros com raio menor, enquanto Richards (1965) e USDA (1972) utilizam o raio do poro de 25 μm como limite entre microporos e macroporos. A proposta de Koorevaar et al. (1983) inclui os mesoporos e classifica os poros em: a) macroporos, poros que possuem raio maior do que 50 μm , cuja função é a aeração do solo e a condução de solução durante o processo de infiltração e drenagem; b) mesoporos, aqueles com raio entre 15 e 50 μm , com a função de conduzir a solução durante o processo de redistribuição; e c) microporos, poros com raio menor do que 15 μm , que atuam, principalmente, na armazenagem da solução no solo.

Existem algumas maneiras de avaliar quantitativamente a distribuição de poros do solo, desde o estudo da curva de retenção da água no solo (Dexter, 2004; Libardi, 2012) e porosimetria de mercúrio (Tognon, 1991; Lugato et al., 2009), até técnicas de análise de imagens geradas em blocos impregnados com resina poliéster (Murphy, 1986) e imagens 3D geradas por atenuação de raios X ou raios gama (Elliot e Heck, 2007).

As técnicas que utilizam intrusão de líquido não fornecem uma estimativa da distribuição espacial, forma e orientação dos poros, e a porosidade é calculada como a soma dos poros acessíveis, de modo que os poros oclusos não são detectados (Dal Ferro et al., 2012). Além disso, a distribuição do tamanho de poros pode apresentar erros, uma vez que o líquido revela o diâmetro da entrada, e não o diâmetro real do poro (Cnudde et al., 2009).

2.8 Latossolos e Nitossolos

Os Latossolos e os Nitossolos constituem duas das treze ordens de solo de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013). Os Latossolos correlacionam-se com Ferralsols (FAO, 2006) e Oxisols (Soil Survey Staff, 2010); já os Nitossolos, com os Nitisols (FAO, 2006) e o grupo kandic dos Ultisols e Alfisols (Soil Survey Staff, 2010).

No mundo, os Latossolos e os Nitossolos totalizam, aproximadamente, 7,5 trilhões e 2 trilhões de metros quadrados, respectivamente. Os Latossolos ocupam os escudos continentais nos trópicos úmidos da América do Sul e África, ou regiões com rochas básicas facilmente intemperizáveis e clima úmido e quente, como no Sudeste Asiático, enquanto que os Nitossolos ocupam as regiões elevadas da África tropical e altitudes mais baixas em outros lugares, como na Ásia tropical, América do Sul e Central, e Austrália (FAO, 2003).

No Brasil, os Latossolos e os Nitossolos totalizam áreas de cerca de 2681,59 mil e de 96,5 mil quilômetros quadrados, respectivamente, correspondendo a, aproximadamente, 31,49% e 1,13% do território brasileiro (EMBRAPA, 2013).

Os Latossolos caracterizam-se por serem solos muito intemperizados, profundos e de boa drenagem, apresentando horizonte B latossólico, estrutura forte muito pequena a pequena granular ou fraca ou moderada blocos subangulares, grande homogeneidade de características ao longo do perfil, mineralogia da fração argila predominantemente caulinítica ou caulinítica-oxídica, refletindo em valores de relação relações moleculares sílica e alumínio baixos, inferiores a 2,2, e praticamente ausência de minerais primários de fácil intemperização, ocorrendo em praticamente todas as regiões do país, diferenciando-se entre si principalmente pela coloração e teores de óxidos de ferro, enquanto os Nitossolos caracterizam-se pela presença de um horizonte B nítico com composição caulinítica-oxídica, textura argilosa ou muito argilosa e diferença textural inexpressiva, com desenvolvimento estrutural do tipo blocos subangulares, angulares ou prismática e superfície dos agregados reluzentes, relacionadas a cerosidade ou superfícies de compressão, no mínimo comum e moderada (IBGE, 2007).

De acordo com a FAO (2003), o principal processo pedogenético responsável pela formação dos Latossolos é a ferralitização, acompanhada de uma intensa atividade de termitas, já os Nitossolos, são formados pela ação de três processos pedogenéticos, sendo ferralitização, nitidização e homogeneização. A ferralitização resulta da intensa hidrólise de minerais intemperizáveis combinados com a lixiviação de sílica e bases e acúmulo relativo de

caulinita e sesquióxidos; a nitidização é resultado de processos alternados de contração e expansão, formando agregados bem definidos com superfícies reluzentes; e a homogeneização ou pedoturbação biológica é realizada pela fauna do solo, resultando em transição entre horizontes gradual ou difusa.

De acordo com Cooper e Vidal-Torrado (2005), nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, principalmente onde o basalto e outras rochas eruptivas associadas à formação Serra Geral são o material de origem dos solos, é frequente a associação de Latossolos e Nitossolos, com importante ocorrência de solos intermediários entre essas duas ordens.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Descrição das áreas experimentais

O presente trabalho foi realizado em dois solos localizados nas dependências do campus da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” ESALQ-USP, em Piracicaba, São Paulo (Figura 1). O município encontra-se na latitude de 22°43'31" sul, longitude 47°38'57" oeste e altitude de 547 metros. Seu clima é tropical de altitude com temperatura média de 22°C e precipitação anual média de 1327 mm, apresentando verões quentes e úmidos e invernos com temperaturas amenas e menor incidência de chuvas (Posto Meteorológico, Departamento de Ciências Exatas, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz).

Figura 1 - Localização das áreas experimentais: Latossolo e Nitossolo.

Neste município ocorre grande diversidade de solos, de modo que os Latossolos e Nitossolos apresentam grande abrangência e importância na região, assim como no restante do mundo. Assim, foram selecionadas duas áreas experimentais contendo os solos classificados como LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico (Figura 2a) e NITOSSOLO VERMELHO Eutroférico latossólico (Figura 2b), conforme o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013), sendo ambos os perfis não homogêneos devido ao adensamento pela atividade antrópica, no primeiro, e ao horizonte

com acúmulo de argila iluviada (B textural), no segundo. As áreas experimentais foram preparadas para ficarem relativamente planas e sem vegetação.

Figura 2 - Perfis de solo amostrados. (a) Latossolo e (b) Nitossolo.

Os ensaios e coleta das amostras com estrutura deformada e indeformada para a caracterização físico-hídrica em laboratório ocorreram nas profundidades dos horizontes observadas durante a classificação morfológica dos solos (Tabela 1).

As amostras de solo com estrutura indeformada foram coletadas utilizando-se um amostrador de solo tipo castelo, conhecido popularmente por “castelo” ou “castelinho”, com capacidade para um anel cilíndrico com dimensões de 5 cm de diâmetro por 5 cm de altura e um volume interno aproximado de 100 cm^3 , e um amostrador de solo tipo Uhland, com capacidade para um anel cilíndrico com dimensões de 7 cm de diâmetro por 7,5 cm de altura e um volume interno aproximado de 280 cm^3 . De acordo com Souza et al. (2014), estes amostradores são mais adequados por apresentarem menor interferência nos valores de densidade e porosidade do solo, e maior eficiência, já que permitem minimizar os erros provenientes do operador na amostragem de campo.

Tabela 1 - Descrição morfológica dos solos em estudo.

Horizonte	Profundidade (m)	Descrição morfológica
LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico		
Ap	0,00-0,25	Bruno-escuro (7,5YR 3/4, úmida) e bruno (7,5YR 4/4, seca); franco-arenosa; estrutura fraca pequena blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição plana e difusa. Raízes comuns muito finas.
AB	0,25-0,52	Bruno-forte (7,5YR 4/6, úmida, e 7,5YR 5/6, seca); franco-argilo-arenosa; estrutura maciça; muito dura, firme, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição plana e difusa. Raízes raras muito finas.
Bw1	0,52-0,95	Vermelho-amarelado (5YR 5/6, úmida e seca); 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. Raízes poucas muito finas.
Bw2	0,95-1,50+	Vermelho-amarelado (5YR 5/6, úmida e seca); franco-argilo-arenosa; estrutura fraca pequena a média blocos subangulares que se desfaz em moderada pequena a média granular; ligeiramente dura, muito friável, plástica e ligeiramente pegajosa. Raízes poucas muito finas.
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).		
NITOSSOLO VERMELHO Eutroférico latossólico		
Ap	0,00-0,26	Bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, úmida, e 2,5YR 2,5/4, seca); argilosa; estrutura forte média a grandes blocos subangulares; cerosidade abundante e forte; extremamente dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa. Raízes poucas finas e comuns muito finas.
Bt1	0,26-0,68	Bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4, úmida) e vermelho-escuro (2,5YR 3/6, seca); muito argilosa; estrutura forte pequena a média blocos subangulares; cerosidade abundante e forte; muito dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa. Raízes comuns muito finas.
Bt2	0,68-1,14	Vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmida) e vermelho (2,5YR 4/6, seca); muito argilosa; estrutura moderada média a grande blocos subangulares; cerosidade comum e moderada; extremamente dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa. Raízes poucas muito finas.
Bw	1,14-1,50+	Vermelho-escuro (2,5YR 3/6, úmida e seca); argilosa; estrutura fraca pequena a média blocos subangulares que se desfaz em forte pequena granular; cerosidade pouca e fraca; ligeiramente dura, muito friável, muito plástica e pegajosa. Raízes raras muito finas.
Observações - atividade biológica evidente com formação de canais; carvão muito pouco pequeno (1%); atração magnética forte.		

3.2 Delineamento experimental

O delineamento experimental adotado em cada solo foi o inteiramente casualizado devido à homogeneidade apresentada nos horizontes e à pequena área experimental, sendo o método do perfil instantâneo sem a remoção de horizontes subjacentes um tratamento e o com a remoção, outro tratamento.

Numa área de 10 x 10 m (100 m²) em cada solo, foram instaladas duas estruturas de chapa galvanizada até a profundidade de 1,3 m para evitar fluxo de água lateral durante a inundação e redistribuição de água, assegurar apenas fluxo de água na direção vertical no interior da parcela e uniformizar o conteúdo de água nos horizontes após sua saturação. Uma das estruturas, com dimensões de 3 x 3 m (comprimento e largura, respectivamente), foi destinada a aplicação do método do perfil instantâneo sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, e a outra, com dimensões de 1,5 x 1,5 m (comprimento e largura, respectivamente), para a determinação da curva de retenção da água em campo (Figura 3).

Antes da confecção dos tensiômetros, as cápsulas porosas utilizadas para sua confecção foram testadas para verificar a condutância, pressão e uniformidade de borbulhamento, selecionando as mais uniformes e com valores de condutância superiores ao padrão de 0,003 mm² s⁻¹, recomendado por Cassel e Klute (1986).

Figura 3 - Duas estruturas de chapa galvanizada com dimensões (comprimento, largura e profundidade) de 3 x 3 x 1,3 m e 1,5 x 1,5 x 1,3 m.

3.2.1 Curva de Retenção da Água no Solo

Para elaboração das curvas de retenção da água no solo, *CRA*, foram conduzidos experimentos em campo e em laboratório. Para as duas situações foram coletadas amostras para quantificação do conteúdo de água à base de volume nos solos, θ , e o ajuste dos dados foi feito pela equação utilizada por van Genuchten (1980).

3.2.1.1 Curva de Retenção da Água no campo

Os tensiômetros com manômetro de mercúrio em formato de “L” foram instalados horizontalmente para que não houvesse fluxo preferencial da água pelas paredes destes equipamentos, de forma que as cápsulas porosas ficassem localizadas na região central da estrutura galvanizada e no centro de cada horizonte dos solos. Assim, os tensiômetros foram instalados nas profundidades de 13, 39, 74 e 113 cm, no solo classificado como Latossolo, e nas profundidades de 13, 47, 91 e 122 cm, no solo classificado como Nitossolo.

Para elaboração da *CRA* em campo, foram coletadas amostras de solo com estrutura deformada e medidos os conteúdos de água que correspondiam aos potenciais mátricos, ϕ_m , desejados. Os valores do ϕ_m para construção da curva foram: -20; -40; -60; -80; -100; -200; -300; -400; e -500 hPa. Por facilidade, os valores do ϕ_m foram expressos em tensão, τ , para que ficassem positivos.

Como as leituras eram feitas com manômetros de mercúrio, *Hg*, foi necessário, inicialmente identificar a altura de *Hg* no manômetro (feita a partir da superfície do *Hg* na cuba), *H*, correspondente à τ desejada a partir da Equação 1.

$$H = \frac{h_c + Z + 0,01\tau}{12,6} \rightarrow [m \text{ de } Hg] \quad (1)$$

em que, h_c é a distância vertical do nível de *Hg* na cubeta em relação à superfície do solo no momento da leitura, m; Z é a profundidade de instalação do centro da cápsula porosa do tensiômetro, m; e τ é a tensão da água no solo, hPa. Os valores da τ foram multiplicados por 0,01 para que seu valor em hPa (energia/volume) fossem expressos em metros de coluna de água, m.c.a. (energia/peso).

Depois destes cálculos deu-se início à etapa de saturação do solo e, então, deixou-se o solo secar naturalmente pela ação da gravidade e pela evaporação. A leitura nos manômetros de *Hg* foi acompanhada diariamente.

As coletas de solo foram feitas assim que os valores das tensões esperadas fossem atingidos. Utilizando um trado holandês e um trado de rosca, coletaram-se três amostras de solo deformadas para cada tensão nos quatro horizontes de cada solo (Figura 4). As amostras foram retiradas o mais próximo possível das cápsulas porosas com cuidado para não as danificar.

Figura 4 - a) Uso do trado holandês para chegar na profundidade de coleta desejada; b) Uso do trado de rosca para coletar a amostra de solo com estrutura deformada na profundidade desejada; c e d) Retirada do solo do trado e armazenagem em lata de alumínio; e) Embalagem da lata de alumínio com plástico filme para evitar a perda de água durante o transporte ao laboratório; f) Preenchimento do furo do trado com um cabo de madeira para evitar uma nova coleta no local e a perda de água da camada a ser amostrada futuramente.

Após a coleta, as amostras de solo foram imediatamente acondicionadas em latas de alumínio hermeticamente fechadas com filme PVC e levadas ao Laboratório de Física do Solo, onde foram pesadas e em seguida colocadas em estufa a 105 °C durante 48 h para secagem completa. Por fim, as amostras foram novamente pesadas para obter-se massa de sólidos, e calculou-se o conteúdo de água no solo à base de massa para cada tensão.

Adjacente à estrutura foram coletadas também amostras de solo com estrutura indeformada e com dimensões de 5 cm de diâmetro por 5 cm de altura para determinação da densidade do solo que foi utilizada para transformar os dados de conteúdo de água à base de massa em conteúdo de água à base de volume (Equação 2) que também foram utilizadas para elaboração da curva de retenção da água no laboratório.

$$\theta = \left(\frac{m_a}{m_s} \right) \left(\frac{\rho}{\rho_a} \right) \rightarrow [m^3 m^{-3}] \quad (2)$$

em que, m_a é a massa de água, kg; m_s é a massa de sólidos do solo, kg; ρ é a densidade do solo, kg m⁻³; e ρ_a é a densidade da água, kg m⁻³. Note que a expressão m_a/m_s desta equação é referente ao conteúdo de água à base de massa, U .

3.2.1.2 Curva de Retenção da Água no laboratório

Para determinação da *CRA* em laboratório foram coletadas amostras de solo com estrutura indeformada (Figura 5a) utilizando um amostrador de solo tipo castelo e anéis de aço inoxidável com dimensões de 5 cm de diâmetro por 5 cm de altura e um volume interno aproximado de 100 cm³, sendo uma das bordas cortantes para diminuir a resistência durante a penetração do anel no solo.

As amostras com estrutura indeformada foram coletadas nas mesmas profundidades que estão os tensiômetros utilizados para a elaboração da *CRA* no campo, sendo as profundidades de 13, 39, 74 e 113 cm no solo classificado como Latossolo, e as profundidades de 13, 47, 91 e 122 cm no solo classificado como Nitossolo.

Após a coleta, as amostras de solo foram recobertas com filme PVC para evitar a desestruturação do solo, e levadas ao Laboratório de Física do Solo, onde foram preparadas e divididas em 14 grupos de três replicatas para cada profundidade nos dois solos, totalizando 336 amostras, sendo 42 para cada profundidade. Posteriormente, as amostras foram saturadas

lentamente de baixo para cima com água destilada e deaerada e, em seguida, submetidas às tensões.

Durante a sua avaliação, cada amostra foi submetida a apenas uma tensão para obtenção dos valores de conteúdo de água à base de volume no solo que, correlacionados aos diferentes potenciais mátricos, resultaram na *CRA*, evitando ciclos de umedecimento e secagem que podem causar mudanças na estrutura do solo, especialmente na distribuição de tamanho dos poros, e eventual migração de elementos químicos que podem influenciar a retenção de água, principalmente na zona de menor tensão (Pires et al., 2011).

Assim que os conteúdos de água nas amostras entraram em equilíbrio com as tensões aplicadas nas placas porosas, as mesmas foram retiradas, pesadas e colocadas em estufa a 105 °C durante 48 h para secagem. Por fim, as amostras foram novamente pesadas para obter-se a massa de sólidos, e calculou-se o conteúdo de água no solo à base de volume para cada tensão.

Diferente do ensaio em campo, para a *CRA* feita em laboratório, as amostras foram submetidas às tensões desejadas empregando duas técnicas: funil de placa porosa e câmara de pressão com placa porosa (Figura 5b e 5c). Os pontos obtidos com o funil correspondem às tensões de 5, 20, 39, 59, 78 e 98 hPa, e os com a câmara de pressão às tensões de 330, 500, 1000, 3000, 6000, 9000, 12000 e 15000 hPa (Klute, 1986).

3.2.1.3 Ajuste dos dados de Curva de Retenção da Água

Com a finalização das atividades em campo e em laboratório, foram obtidos os pares de valores (θ , τ), que serviram como dados de entrada na Equação 3, utilizada por van Genuchten (1980), empregando a técnica da minimização da soma dos quadrados dos desvios, conforme Santra e Das (2008).

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

em que, θ é a umidade volumétrica do solo, $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$; θ_s e θ_r são os conteúdos de água à base de volume na saturação e residual, $\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$, respectivamente; ϕ_m é o potencial mátrico, hPa; α , n e m são parâmetros empíricos relacionados ao solo e que definem o formato da curva, sendo que o primeiro representa o inverso do potencial de entrada de ar, hPa^{-1} , e os outros, a distribuição do tamanho de poros.

Figura 5 - a) Amostras coletadas para análise da CRA, sendo as da esquerda, do Latossolo e, as da direita, do Nitossolo; b) Amostras nos funis de Haines; c) Amostras na câmara de Richards.

Foram utilizados dois critérios de parametrização da equação utilizada por van Genuchten (1980), sendo: Critério 1 (C1) - ajuste com os parâmetros θ_s , θ_r , α , n e m simultaneamente sem restrição; e Critério 2 (C2) - ajuste com os parâmetros θ_s , θ_r , α e n , utilizando a restrição de Mualem (1976) para o parâmetro m ($m = 1 - 1/n$). O Critério 1 será utilizado nas situações em que é necessário maior exatidão e precisão nos ajustes da CRA, como na conversão entre tensões e conteúdo de água à base de volume no solo, e na frequência de volume de poros do solo; enquanto o Critério 2 será utilizado para a determinação indireta da função $K(\theta)$ através do modelo desenvolvido por van Genuchten (1980), sendo um método fundamentado nos modelos de Burdine (1953) e Mualem (1976).

Os parâmetros da Equação 3, nas duas situações, foram ajustados pela função Solver do programa de planilha Microsoft Excel. Para avaliar a eficiência de ajuste dos parâmetros da Equação 3 na predição da curva de retenção da água, utilizou-se o coeficiente de determinação (Equação 4), R^2 , o coeficiente de correlação de Pearson (Equação 5), r , e a raiz quadrada do erro quadrático médio (Equação 6), $RMSE$.

$$R^2 = \frac{[n \sum \theta_o \theta_e - (\sum \theta_o)(\sum \theta_e)]^2}{[n \sum \theta_o^2 - (\sum \theta_o)^2][n \sum \theta_e^2 - (\sum \theta_e)^2]} \quad (4)$$

$$r = \sqrt{R^2} \quad (5)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\theta_e - \theta_o)^2} \quad (6)$$

em que, θ_e e θ_o correspondem aos conteúdos de água à base de volume estimados e observados, respectivamente; e n é o número de observações.

De acordo com Alves e Vecchia (2001), R^2 descreve a proporção da variância total nos dados observados que podem ser explicadas pelo modelo, assumindo números positivos entre zero e um, e quanto maior for o R^2 , melhor será o poder de explicação da reta de regressão; r mede o grau da correlação e a direção dessa correlação, assumindo valores entre -1 e 1; e $RMSE$ representa a medida da magnitude média dos erros estimados, assumindo valores positivos e quanto mais próximos de zero, maior a qualidade dos valores medidos ou estimados.

3.2.1.4 Distribuições de Frequência de Volume de Poros do Solo

A partir das curvas de retenção obtidas em laboratório foram avaliadas as distribuições de frequência de volume de poros do solo (Libardi, 2012), substituindo inicialmente, no eixo das ordenadas θ pela razão θ/α , representando a razão entre o conteúdo volumétrico de água e a porosidade, a qual corresponde à fração do volume de poros ocupado pela água. Elaborando-se a curva diferencial da curva de frequência acumulada do tamanho de poros tem-se a curva de distribuição da frequência do volume de poros. Os poros foram classificados de acordo com Koorevaar et al. (1983).

3.2.2 Condutividade Hidráulica do Solo Saturado

Para o estudo da condutividade hidráulica do solo saturado (K_θ) foram utilizadas amostras com estrutura indeformada, sendo coletadas 24 amostras orientadas em relação à superfície do solo, sendo três repetições em cada horizonte pedológico. Para isso, utilizou-se um amostrador de solo tipo Uhland, com anéis volumétricos de 7 cm de diâmetro por 7,5 cm de altura e um volume interno aproximado de 280 cm³.

Após a coleta, as amostras foram preparadas e saturadas lentamente de baixo para cima com água destilada e deaerada e, então, submetidas ao método do permeâmetro de carga constante (EMBRAPA, 1997).

O método consistiu basicamente em manter uma carga hidráulica constante de 1,25 cm, utilizando-se um frasco de Mariotte, medindo o volume da solução drenado em 0,5 hora, isto é, a vazão (Q), sendo considerada a vazão constante após três medidas consecutivas apresentarem valores próximos, atingindo um regime estacionário e obtendo-se a medida quantitativa da condutividade hidráulica através da aplicação da equação de Darcy-Buckingham (Equação 7).

$$K_0 = \frac{V_a L 10}{A t (h + L)} \quad (7)$$

em que, K_0 é a condutividade hidráulica do solo saturado, mm h⁻¹; V_a é o volume de água percolado, cm³; L é altura da amostra, cm; A é a área da secção transversal da amostra, cm²; h é a carga hidráulica sobre a amostra, cm; t é o tempo correspondente ao volume de água percolado.

3.2.3 Condutividade Hidráulica do Solo Não Saturado

A função $K(\theta)$ foi obtida indiretamente, a partir das curvas de retenção obtidas em campo e em laboratório (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980); e diretamente, aplicando-se métodos de campo, como o método do perfil instantâneo clássico (Hillel et al., 1972), métodos do conteúdo de água θ e do fluxo (Libardi et al., 1980), e o método baseado na solução da Equação 11.

3.2.3.1 Método Indireto no Laboratório

A condutividade hidráulica relativa, K_r , foi calculada a partir da condutividade hidráulica do solo saturado e da curva de retenção utilizando o Critério 2 de parametrização da equação utilizada por van Genuchten (1980).

Assim, a função $K(\theta)$ foi calculada aplicando-se a Equação 8 apresentada por van Genuchten (1980).

$$K_r = \frac{K(\theta)}{K_0} = \omega^l [1 - (1 - \omega^{1/m})^m]^2 \quad (8)$$

em que, ω é a saturação relativa; l é um parâmetro empírico estimado em 0,5 por Mualem (1976) para a maioria dos solos.

Os gráficos de $\ln K(\theta)$ em função de θ para os horizontes utilizaram o produto dos valores de K_r obtidos pela Equação 8 pelos valores de K_θ obtidos na Equação 11.

3.2.3.2 Método Direto no Campo

A condutividade hidráulica do solo não saturado foi determinada em campo pelo método do perfil instantâneo.

Tensiômetros com manômetro de mercúrio em formato de “L” foram instalados horizontalmente para que não houvesse fluxo preferencial da água pela sua parede. Foram instalados três equipamentos por profundidade, nas profundidades de 5, 13, 20, 30, 39, 47, 57, 74, 90, 100, 113 e 125 cm no solo classificado como Latossolo, e nas profundidades de 5, 13, 21, 31, 47, 63, 73, 91, 109, 119 e 125 cm no solo classificado como Nitossolo, sendo a distância entre suas cápsulas porosas a menor possível ao longo do perfil e fazendo com que no centro de cada horizonte pedológico tivesse uma cápsula porosa.

A saturação do perfil do solo foi iniciada colocando-se água sobre o solo contido dentro da parcela que estava coberto por uma manta composta por poliéster, conhecida por bidim, que evita a formação de buracos pela ação da água e atua como isolante térmico (Figuras 6a e 6b). Essa etapa terminou após umedecer o máximo possível a camada de 0 a 1,3 m do solo, o que foi verificado pela constância da leitura dos tensiômetros quando, então, se interrompeu o fornecimento de água e cobriu-se a superfície do solo com uma capa de plástico e uma lona para evitar qualquer fluxo de água através da superfície (Figuras 6c e 6d).

As leituras dos tensiômetros foram iniciadas considerando como tempo zero de redistribuição aquele em que todos os tensiômetros indicaram apenas potencial mátrico, ou seja, ausência do potencial de pressão.

Durante o processo de redistribuição da água no solo, as leituras foram feitas com frequência diminuindo com o tempo, ou seja, leituras a cada meia hora durante 3 horas, leituras a cada hora durante 9 horas, leituras a cada 3 horas durante 12 horas, leituras a cada 6 horas durante 48 horas, leituras a cada 12 horas durante 72 horas e leituras a cada 24 horas até a sua estabilização. As leituras realizadas a cada 24 horas foram realizadas no período da manhã, quando os instrumentos são submetidos às condições térmicas mais estáveis do período noturno (Brito et al., 2009).

Figura 6 - a) Solo contido dentro da parcela coberto por uma manta de bidim; b) Saturação do perfil de solo; c) Cobertura do solo com uma capa plástica; d) Cobertura do solo com uma lona.

Figura 7 - a) Solo contido dentro da parcela coberto por uma manta de bidim; b) Saturação do perfil de solo; c) Cobertura do solo com uma capa plástica; d) Cobertura do solo com uma lona.

A drenagem interna foi observada por meio das leituras dos tensiômetros por aproximadamente 21 dias, quando foram suspensas devido às pequenas variações. O conteúdo de água foi obtido com base nas curvas de retenção da água no solo, em laboratório e em campo. Posteriormente, procedeu-se a inundação e redistribuição da água, seguindo a mesma metodologia, após a remoção dos horizontes sobrejacentes (Figura 7).

3.2.3.2.1 Método do Perfil Instantâneo

Pelo método do perfil instantâneo, determina-se a condutividade hidráulica solucionando a equação de Richards na direção vertical (Equação 9), sujeita às condições iniciais e de contorno (Equação 10).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right) \quad (9)$$

$$\begin{aligned} t = 0, \quad z > 0, \quad \theta_0 &= \theta_0(z) \\ t > 0, \quad z \rightarrow \infty, \quad \theta &= \theta_i \\ t > 0, \quad z = 0, \quad q_z &= 0 \end{aligned} \quad (10)$$

Este problema de valor de contorno advém do experimento do método, segundo o qual, procura-se saturar o perfil de solo até a profundidade de interesse e, em seguida, previne-se o fluxo de água através da superfície do solo ($z = 0$) cobrindo a superfície com uma capa plástica.

Assim, nas Equações 9 e 10, θ é o conteúdo de água no solo, função da coordenada de posição z e do tempo de redistribuição da água t ; θ_0 é o conteúdo de água em $t = 0$ (colocação da capa plástica); ϕ_t é o potencial total da água; e $q_z = K(\theta) d\phi_t/dz$ (equação de Darcy-Buckingham na vertical) a densidade de fluxo da água no solo. O eixo de z está sendo considerado positivo para baixo com a origem na superfície do solo.

Integrando a Equação 9 com relação a z entre 0 e z obtém-se a Equação 11.

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \Big|_z = q_z$$

ou

$$K(\theta)|_z = \int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz \left/ \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right|_z = - \frac{\partial h_z}{\partial t} \left/ \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right|_z \quad (11)$$

em que, h_z é a armazenagem de água no solo entre a superfície ($z = 0$) e a profundidade z .

A condutividade hidráulica, função $K(\theta)$, pode ser obtida, assim, pela relação entre a variação de armazenagem com o tempo e o gradiente de potencial total ao longo da profundidade, determinados por medidas simultâneas de conteúdo de água e de potencial total ao longo do perfil de solo durante a redistribuição da água.

A armazenagem de água no solo foi calculada multiplicando-se o conteúdo de água médio da camada $0 - z$ m de profundidade por z e o gradiente de potencial total calculado pela razão entre a diferença de potencial total obtido a partir das leituras dos tensiômetros logo acima e logo abaixo de z e a distância vertical entre os centros da cápsula porosa destes tensiômetros.

Normalmente, a condutividade hidráulica K varia exponencialmente com θ (Equação 12), conforme Libardi et al. (1980), utilizando-se os métodos do perfil instantâneo clássico (Hillel et al., 1972), o do θ e do fluxo (Libardi et al., 1980).

$$K(\theta) = K_0 e^{\gamma(\theta - \theta_0)} \quad (12)$$

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

No método do conteúdo de água θ (Libardi et al., 1980), considerando a Equação 12 e que o gradiente hidráulico é unitário, chega-se à Equação 13, que expressa o θ em z como uma função linear de $\ln t$.

$$\theta_0 - \theta = \frac{1}{\gamma} \ln t + \frac{1}{\gamma} \ln \frac{\gamma K_0}{az} \quad (13)$$

Para se chegar a Equação 13, Libardi et al. (1980) consideraram ainda que o conteúdo de água médio (θ^*) na camada $0 - z$ e o conteúdo de água em z podem estar relacionadas pela Equação 14.

$$\theta_z(z, t) = a(z)\theta^*(z, t) + b(z) \quad (14)$$

No método do fluxo (Libardi et al., 1980), as mesmas condições foram consideradas, obtendo-se a Equação 15, sendo o logaritmo da densidade de fluxo de água uma função linear de θ .

$$\ln \left| z \frac{d\bar{\theta}}{dt} \right| = \ln K_0 - \gamma(\theta_0 - \theta) \quad (15)$$

3.2.4 Difusividade Hidráulica no Solo

A difusividade hidráulica foi determinada utilizando os valores da função $K(\theta)$ e as curvas de retenção da água em campo e em laboratório através da Equação 16.

$$D(\theta) = K(\theta) \left(\frac{dh}{d\theta} \right) \quad (16)$$

em que, $D(\theta)$ ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) é a difusividade hidráulica no solo, $K(\theta)$ (m s^{-1}) é a função da condutividade hidráulica do solo não saturado obtido pelo método do perfil instantâneo clássico, e $(dh/d\theta)$ é a tangente à curva de retenção da água no solo para cada conteúdo de água à base de volume do solo, θ .

3.2.5 Outras Avaliações

Os dois solos em estudo foram caracterizados utilizando amostras de solo com estruturas deformada e indeformada. As amostras de solo com estrutura deformada foram passadas em peneira com abertura de malha de 2 mm e secas em estufa a 105 °C, até que o peso se mantivesse constante, para posterior análises de distribuição granulométrica, conteúdo de carbono orgânico e densidade das partículas, enquanto que as amostras de solo com estrutura indeformada que foram coletadas para determinação da *CRA* em laboratório e da densidade do solo.

Distribuição granulométrica: a fração argila foi determinada pelo método da pipeta usando hidróxido de sódio e hexametáfosfato de sódio como dispersante (EMBRAPA, 1997), com três repetições por horizonte.

A fração areia foi determinada pela passagem em peneira de 0,053 mm antes da determinação da argila. Depois de seca em estufa por 48 horas, utilizou-se peneiras de latão para realizar o tamizamento mecânico e obter 5 frações de areia, segundo a escala do Soil Survey Staff (1993), areia muito grossa (2,0 a 1,0 mm), areia grossa (1,0 a 0,5 mm), areia média (0,5 a 0,25 mm), areia fina (0,25 a 0,106 mm) e areia muito fina (0,106 a 0,053 mm). A fração silte foi calculada pela diferença.

Conteúdo de carbono orgânico (C_{org}): um dos principais agentes de formação e estabilização dos agregados do solo, com influência direta em sua porosidade, foi determinado pelo método Walkey-Black, como descrito em Anderson e Ingram (1992).

O método é baseado na oxidação do carbono orgânico do solo com solução de dicromato de potássio em presença de ácido sulfúrico, utilizando como catalisador da oxirredução o calor desprendido na diluição do ácido sulfúrico, sendo realizada titulação do excesso de dicromato com sulfato ferroso amoniacal.

Para o cálculo de C_{org} é utilizada a Equação 16.

$$C_{org} = 39,9798 \left[\left(1 - \frac{V_a}{V_b} \right) \frac{1}{m} \right] \rightarrow [g \text{ kg}^{-1}] \quad (17)$$

em que, V_a é o volume da solução de sulfato ferroso amoniacal consumido na titulação da amostra, mL; V_b é o volume da solução de sulfato ferroso amoniacal consumido na titulação do teste em branco, mL; m é a massa de solo, g.

Densidade das Partículas (ρ_s): foi obtida pelo método do deslocamento de gás através de um picnômetro de gás hélio (ACCUPYC 1330, Micromeritics Instrument Corporation®), no qual as amostras de solo foram pesadas em alíquotas de aproximadamente 6 g de solo seco em uma cápsula de metal, para posterior realização das leituras no aparelho.

Densidade do solo (ρ): foi determinada pelo método do anel volumétrico de acordo com EMBRAPA (1997), a partir da razão entre a massa da amostra de solo seco a 105 °C durante 48 horas e o volume interno do anel por ela ocupado (Equação 17). A altura e o diâmetro dos

anéis foram previamente medidos, em três repetições, utilizando um paquímetro digital, apresentando, em média, 5 cm de diâmetro por 5 cm de e um volume interno de 100 cm³.

$$\rho = \frac{m_s}{V} \rightarrow [kg\ m^{-3}] \quad (18)$$

em que, m_s é a massa de sólidos do solo, kg; e V é o volume total de solo, m³.

Porosidade do solo (α): foi calculada a partir da densidade do solo (ρ) e da densidade das partículas (ρ_s) pela Equação 18, indicando o valor relativo de espaços vazios do solo. Foram utilizados os valores médios da ρ_s .

$$\alpha = 1 - \left(\frac{\rho}{\rho_s} \right) \rightarrow [m^3 m^{-3}] \quad (19)$$

3.2.6 Análise Micromorfológica

As amostras de solo com estrutura indeformada, orientadas à superfície e retiradas em caixas de papel cartão (0,12 x 0,07 x 0,04 m), foram impregnadas utilizando uma resina de poliéster (Murphy, 1986), um monómero de estireno (Castro et al., 2003), um catalisador (Rinigrose-Voase, 1991) e um pigmento fluorescente (Murphy et al., 1977). O procedimento de impregnação e aquisição de imagem foi feito como descrito por Castro et al. (2003).

No laboratório, as amostras foram secas ao ar durante 10 dias e, então, secas em estufa a 40 °C com circulação de ar forçada durante 48 horas. Posteriormente, as amostras foram dispostas em recipientes plásticos e colocadas num dessecador conectado a uma bomba de vácuo, o que ajuda a solução a penetrar nos poros. A impregnação foi mantida por uma solução de resina de poliéster e monômero de estireno (1 / 1), com um catalisador para controle do endurecimento da amostra, um soluto endurecedor (Butanox M50) na proporção de 10 gotas L⁻¹ de solução e um corante fluorescente (Tinopal OB, Ciba-Geigy®) na proporção de 5 g L⁻¹ de solução. Após a secagem, as amostras foram cortadas em blocos, que foram desbastados e polidos.

Cada bloco foi dividido em três camadas (0 a 10 mm, 20 a 30 mm e 40 a 50 mm), paralelas à superfície, e foram tiradas cinco imagens de cada camada. A aquisição de imagens (1024 x 768 pixels) utilizou uma câmara digital em cores (Sony DFWX700), em sistema de

dispositivo de par carregado (CCD), conectada a uma lupa com polarizador (Zeiss) que permitiu uma ampliação de 10 x ($156,25 \mu\text{m}^2 \text{pixel}^{-1}$).

Depois de tirar as imagens, as análises de imagens, usando o software ImageJ, seguiram as seguintes etapas: a) cada imagem RGB (24 bits) foi convertida em 8 bits (256 níveis de cinza); b) uma vez que a maioria das imagens mostrou artefatos relacionados à iluminação, com pixels centrais apresentando valores superiores aos da borda, um filtro foi aplicado ao redor da imagem para suavizar os valores ao redor do centro da imagem; c) após essa correção, foi utilizado o plugin "CTofsoil" para selecionar áreas de baixa variância na tentativa de suavizar o histograma e facilitar o processo de segmentação; d) um histograma médio foi calculado para todos os blocos e usado para escolher o limiar entre poros e sólidos; e) após a segmentação, os poros com raio equivalente a menos de $25 \mu\text{m}$ (≤ 13 pixels) foram excluídos antes de quaisquer cálculos.

A área total de poros (%) foi estimada pela razão entre o número de pixels representando o sistema de poros e o número total de pixels da imagem (Moran et al., 1988). A classificação dos poros pela forma e tamanho foi executada usando o software Soil Pore Image Analysis - SPIA (Cooper et al., 2016).

Ao analisar blocos impregnados de solo, os poros podem ser divididos por tamanho e por formato. O tamanho do poro pode ser classificado de acordo com seu raio ou a área que ele ocupa. A sua área (μm^2) é calculada com base na soma dos pixels que o compõe, multiplicada pela área unitária do pixel. Por meio da área é possível calcular um raio equivalente utilizando a Equação 20.

$$R_{eq} = \sqrt{\frac{A}{\pi}} \quad (20)$$

em que, R_{eq} é o raio equivalente e A é a área que o poro ocupa. Desta maneira os poros podem ser ordenados em classes de tamanhos de raio (10 a $25 \mu\text{m}$; 25 a $50 \mu\text{m}$; 50 a $100 \mu\text{m}$; 100 a $150 \mu\text{m}$; 150 a $200 \mu\text{m}$; 200 a $250 \mu\text{m}$; 250 a $500 \mu\text{m}$ e maiores que $500 \mu\text{m}$) ou em grupos de tamanho de área, como mostrado na Tabela 2.

Quanto ao formato é possível distinguir três grupos de poros: arredondados, alongados e complexos. Para determinar o grupo a qual cada poro corresponde são utilizados dois índices de forma. O primeiro (I_1) (Equação 21) separa poros arredondados dos restantes.

$$I_1 = \frac{P^2}{4 \pi r} \quad (21)$$

em que, P é o perímetro segundo o cálculo de Crofton e A é a área que o poro ocupa. Quando tal índice se iguala a 1 o objeto (poro) possui formato perfeitamente circular e, quando maior que 1, sua forma desvia da circularidade. O segundo índice (I_2) é calculado pela Equação 22.

$$I_2 = \frac{\frac{1}{m} \sum_i (N_I)_i}{\frac{1}{n} \sum_j (D_F)_j} \quad (22)$$

em que, N_I é o número de retas que interceptam o objeto em i direções ($i = 0^\circ, 45^\circ, 90^\circ$ e 134°), D_F é seu diâmetro de Ferret nas direções j ($j = 0^\circ$ e 90°), m é o número de i direções e n o número de j direções. I_2 ajuda na separação de poros alongados e complexos. A Tabela 1 apresenta os limites dos grupos de acordo com os índices I_1 e I_2 .

Tabela 2 - Classificação de poros de acordo com seu formato e tamanho.

Poros	Índice de Forma		
	I_1	I_2	
Arredondados	$I_1 \leq 5$	-	
Alongados	$5 < I_1 \leq 25$	≤ 2.2	
Complexos	$5 < I_1$	> 2.2	
Limites entre grupos (μm^2)	Grupos de Tamanho		
	Arredondados	Alongados	Complexos
$A \leq 1.000$	Pequenos		
$1.000 < A \leq 10.000$	Médios		
$A > 10.000$	Grandes		

3.2.7 Análise dos resultados

Para fins de comparação, foram adotados os limites de coeficiente de variação (CV) propostos por Warrick e Nielsen (1980), para a classificação da variabilidade dos atributos analisados, sendo o coeficiente de variação inferior a 12, entre 12 e 62, e superior a 62 %, considerados de baixa, média e alta variabilidade, respectivamente.

A análise de variância considerando um delineamento inteiramente aleatorizado foi aplicado as variáveis e diferenças significativas ($p < 0,05$) foram consideradas para a comparação de médias.

Antes de comparar as médias, a homogeneidade das variâncias entre os tratamentos foi verificada usando o teste de Levene. Em caso de homocedasticidade, as médias foram comparadas pelo teste de Tukey a 5 % de significância, porém, em caso de heterocedasticidade, utilizou-se o teste DTK modificado por Dunnett.

A eficiência dos modelos de ajuste da função $K(\theta)$ foi verificada através do Índice de Concordância (D), utilizando como referência o método do perfil instantâneo clássico (Hillel et al., 1972), em que a exatidão está relacionada ao afastamento dos valores estimados em relação aos observados (Willmott et al., 1985), cujos valores variam entre zero e um, representando nenhuma concordância e concordância perfeita, respectivamente. O índice é dado pela Equação 23.

$$D = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \right] \quad (23)$$

em que, P_i é o valor estimado, O_i é o valor observado e $\bar{O}$ é a média dos valores observados.

O critério de interpretação da análise do índice de concordância foi o mesmo adotado por Levin (1987) em coeficientes de correlação, sendo considerada uma concordância positiva alta, moderada ou fraca quando for maior que 0,95, variar entre 0,95 e 0,50 e menor que 0,50, respectivamente.

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Com base no resultado da distribuição granulométrica de cada solo apresentado na Tabela 2, foi determinada a classificação textural de acordo com os critérios da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo. Assim, no Latossolo, os horizontes Ap, Bw1 e Bw2 foram enquadrados na classe textural franco-arenosa, enquanto o horizonte AB, na classe textural franco-argilo-arenosa; já no Nitossolo, os horizontes Ap, Bt1, Bt2 e Bw foram enquadrados na classe textural argilosa.

Tabela 3 - Estatística descritiva da distribuição granulométrica dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO									NITOSSOLO VERMELHO							
Distrófico típico									Eutroférico latossólico							
Ap		AB		Bw1		Bw2			Ap		Bt1		Bt2		Bw	
g kg ⁻¹																
Areia																
Média	796,67	A _a	725,22	C _c	742,17	B _b	739,82	B _b	322,50	A _d	251,64	C _f	244,86	D _g	261,74	B _e
Máx	799,50		726,47		742,75		740,75		324,75		252,48		246,90		262,46	
Mín	793,19		724,18		741,14		739,20		319,25		250,72		241,22		261,01	
Dp	3,21		1,16		0,89		0,82		2,88		0,88		3,16		0,72	
CV %	0,40		0,16		0,12		0,11		0,89		0,35		1,29		0,28	
Silte																
Média	57,33	A _c	59,78	A _c	59,67	A _c	61,85	A _c	215,33	A _a	178,19	B _b	188,14	B _b	203,43	A _a
Máx	59,31		61,32		65,36		64,30		219,25		179,78		190,03		214,04	
Mín	56,17		57,53		54,25		59,25		210,00		175,52		185,60		197,27	
Dp	1,73		2,00		5,56		2,53		4,78		2,33		2,28		9,23	
CV %	3,02		3,34		9,32		4,09		2,22		1,31		1,21		4,54	
Argila																
Média	146,00	C _f	215,00	A _d	198,17	B _e	198,33	B _e	462,17	C _c	570,17	A _a	567,00	A _a	534,83	B _b
Máx	147,50		216,00		203,00		200,00		466,50		572,00		570,00		541,00	
Mín	144,00		214,50		193,50		196,50		458,50		568,50		563,50		523,50	
Dp	1,80		0,87		4,75		1,76		4,04		1,76		3,28		9,83	
CV %	1,23		0,40		2,40		0,89		0,87		0,31		0,58		1,84	

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula, para o tipo de solo, e minúscula, para todos os horizontes, não diferem entre si pelo teste de Tukey, a 5 % de probabilidade.

A textura praticamente não sofre alteração com o tempo e interfere em diversas características do solo, como retenção da água, velocidade de decomposição da matéria orgânica, capacidade de lixiviação, susceptibilidade a erosão hídrica e eólica, susceptibilidade

à compactação, capacidade de troca catiônica (CTC) e grau de agregação de suas partículas, além de influenciar atributos físicos como porosidade e densidade do solo (Brady e Weil, 2010).

De acordo com a classificação proposta por Warrick e Nielsen (1980), os teores de areia, silte e argila apresentaram baixa variabilidade nos quatro horizontes de cada solo. O coeficiente de variação do teor de silte apresentou, em geral, os maiores valores, assim como observado por Simões et al. (2006), que atribuiu esses resultados a sua maior mobilidade no solo, e ao seu processo de determinação, que pode ter incorporado parte da variabilidade existente nos atributos areia e argila, podendo ter contribuído para essa maior variabilidade.

Considerando os dois solos, houve diferenças significativas nas frações granulométricas, sendo que o Latossolo apresentou o teor de areia superior ao dobro e o teor de argila inferior a metade do Nitossolo. Além disso, o teor de silte nos dois solos foi sempre menor que os teores de areia e argila, indicando a ação da ferralitização e indicando o grau de evolução desses solos, porque a fração silte é muito sensível à atuação das forças bioclimáticas, sendo destruída para novas sínteses ou tem o seu tamanho reduzido por quebra com o avanço do intemperismo (Moreau e Ker, 2007).

Observando os horizontes do Latossolo, nota-se uma distribuição homogênea no teor de silte, enquanto que ocorre redução no teor de argila no horizonte Ap e incremento no horizonte AB; já nos horizontes do Nitossolo, nota-se redução no teor de argila no horizonte Ap e incremento nos horizontes Bt1 e Bt2, estes com maior teor de argila, influenciando diretamente a retenção da água, devido a área de contato entre a água e as partículas sólidas, visto que as frações granulométricas mais finas do solo são as que apresentam maior superfície específica (Beutler al., 2002).

A Tabela 3 apresenta os valores do fracionamento da fração areia em areia muito grossa (2,0 a 1,0 mm), areia grossa (1,0 a 0,5 mm), areia média (0,5 a 0,25 mm), areia fina (0,25 a 0,106 mm) e areia muito fina (0,106 a 0,053 mm) dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

De acordo com a classificação proposta por Warrick e Nielsen (1980), os teores de areia média, areia fina e areia muito fina apresentaram baixa variabilidade nos quatro horizontes de cada solo, os teores de areia grossa também apresentaram baixa variabilidade, com exceção do horizonte Bt2 do Nitossolo; já os teores de areia muito grossa apresentaram, em geral, média variabilidade.

Tabela 4 - Estatística descritiva do fracionamento da fração areia em areia muito grossa (2,0 a 1,0 mm), areia grossa (1,0 a 0,5 mm), areia média (0,5 a 0,25 mm), areia fina (0,25 a 0,106 mm) e areia muito fina (0,106 a 0,053 mm) dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO								NITOSSOLO VERMELHO								
Distrófico típico								Eutroférico latossólico								
Ap		AB		Bw1		Bw2		Ap		Bt1		Bt2		Bw		
g kg ⁻¹																
Areia Muito Grossa																
Média	1,68	A b	1,51	A b	1,59	A b	2,26	A b	4,76	A a	2,68	B b	1,93	B b	1,68	B b
Máx	1,76		1,76		2,00		2,51		5,02		3,51		2,78		2,01	
Mín	1,51		1,26		1,26		2,00		4,26		2,01		1,26		1,51	
Dp	0,15		0,25		0,38		0,25		0,43		0,76		0,78		0,29	
CV %	8,68		16,62		23,88		11,17		9,12		28,44		40,24		17,20	
Areia Grossa																
Média	17,52	A a	15,15	B bc	17,01	AB ab	17,66	A a	14,21	A c	9,65	B d	6,46	C e	7,04	C e
Máx	19,36		15,85		17,54		18,61		15,55		10,10		7,08		7,30	
Mín	16,10		14,31		16,35		16,79		13,27		9,05		5,53		6,78	
Dp	1,67		0,78		0,61		0,92		1,19		0,54		0,82		0,26	
CV %	9,54		5,15		3,57		5,18		8,37		5,57		12,69		3,66	
Areia Média																
Média	106,88	A a	90,08	B b	92,07	B b	92,21	B b	39,54	A c	30,87	AB cd	24,49	B d	26,32	B d
Máx	116,66		92,32		93,96		96,84		40,63		31,81		25,52		26,93	
Mín	101,35		85,60		88,78		89,08		38,93		30,18		23,12		25,93	
Dp	8,49		3,88		2,86		4,09		0,94		0,85		1,24		0,53	
CV %	7,95		4,31		3,11		4,44		2,38		2,74		5,06		2,01	
Areia Fina																
Média	461,88	A a	399,32	C c	411,67	B b	409,07	B b	146,87	A d	117,93	B e	113,71	B e	121,56	B e
Máx	468,59		400,13		416,72		411,79		149,48		118,95		114,73		122,08	
Mín	455,19		398,20		409,09		403,96		144,93		117,15		111,81		121,07	
Dp	6,70		1,00		4,37		4,43		2,35		0,92		1,64		0,50	
CV %	1,45		0,25		1,06		1,08		1,60		0,78		1,45		0,41	
Areia Muito Fina																
Média	208,73	A a	219,16	A a	219,83	A a	218,62	A a	117,11	A b	90,51	BC cd	98,28	C d	105,13	AB bc
Máx	218,79		223,40		220,92		226,03		117,93		92,29		99,50		105,46	
Mín	200,13		215,49		218,04		211,54		116,55		89,13		96,79		104,74	
Dp	9,42		3,99		1,56		7,26		0,73		1,62		1,38		0,36	
CV %	4,51		1,82		0,71		3,32		0,62		1,79		1,40		0,34	

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula, para o tipo de solo, e minúscula, para todos os horizontes, não diferem entre si pelo teste de Tukey, a 5 % de probabilidade.

Considerando os dois solos, houve predomínio das frações areia fina e areia muito fina nos quatro horizontes, somando entre 84 e 86% do peso total da fração areia do horizonte, nos quatro horizontes do Latossolo, enquanto no Nitossolo, somou entre 81 e 83 % nos horizontes Ap e Bt1 e entre 86 e 87 % nos horizontes Bt2 e Bw. O restante da fração areia foi constituída, basicamente, pela fração areia média. Esta alta percentagem de areia fina e muito fina, apesar de tender a obstruir os poros do solo e a aumentar sua densidade, facilitada pelo arranjo mais compacto das partículas e pela facilidade de compactação, pode elevar a capacidade de retenção de água (Caetano, 2006).

A Tabela 4 apresenta os valores do teor de carbono orgânico (g kg^{-1}), densidade das partículas (kg m^{-3}), densidade do solo (kg m^{-3}), porosidade total ($\text{m}^3 \text{ m}^{-3}$) e condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1}) dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

Devido à baixa atividade da fase mineral e às condições químicas restritivas comumente encontradas nos solos de regiões tropicais úmidas, o carbono orgânico do solo desempenha um papel importante em praticamente todos os processos edafológicos e de dinâmica da água, como promoção da agregação, porosidade, capacidade de retenção de água e resistência à erosão (Silva e Mielniczuk, 1998; Zinn et al., 2002).

De acordo com a classificação proposta por Warrick e Nielsen (1980), o teor de carbono orgânico apresentou baixa variabilidade nos quatro horizontes de cada solo, provavelmente, devido ao pequeno espaço amostral.

O teor de carbono orgânico do solo depende de diversos fatores, como quantidade de biomassa depositada acima e abaixo do solo, regimes de umidade e temperatura que afetam sua taxa de decomposição, atividade microbiana, facilidade de decomposição dos resíduos vegetais devido a relação C:N e ao teor de lignina, perturbações induzidas pelo manejo, agregação do solo que realiza uma proteção física e erosão (Lal, 2005).

As características climáticas apresentam correlação significativa com os teores de carbono orgânico, sendo que a temperatura apresenta correlação indireta, em razão da elevação da taxa de decomposição em locais mais quentes, e o regime de umidade, direta, em função da maior disponibilidade de água implicar em maior produção de biomassa (Moraes et al., 2013). Dessa forma, é importante citar que os solos amostrados estão em uma mesma área climática e em altitudes próximas.

Os horizontes Ap do Latossolo e do Nitossolo apresentaram maiores teores de carbono orgânico, diminuindo nos horizontes subsuperficiais, devido ao maior acúmulo de material vegetal na superfície do solo e baixa incorporação de restos culturais. Moraes et al. (2013), em

seu estudo com modelagem do teor de carbono orgânico em solos de fragmentos de Cerrado em Minas Gerais, também verificou que ocorre uma redução nos teores de carbono orgânico à medida que se aprofunda nos perfis de solos, sendo essa amplitude peculiar para cada solo, não é linear e apresenta distribuição que se ajusta mais a modelos matemáticos logarítmicos e exponenciais.

Os maiores teores de carbono orgânico foram observados nos horizontes Ap e Bt1 do Nitossolo. Além disso, comparativamente, os horizontes mais profundos (Bt2 e Bw) do Nitossolo apresentaram maiores teores de carbono orgânico que o Latossolo (Bw1 e Bw2), devido ao maior teor de argila que interage com o carbono orgânico, proporcionando sua proteção física auxiliada por micro e macroagregados, além de proporcionar um maior regime de umidade devido a maior retenção de água, contribuindo para uma maior estabilidade da fração orgânica à decomposição pelos microrganismos (Hassink e Whitmore, 1997; Bayer e Mielniczuk, 1999). Alguns trabalhos também apresentam resultados com alta significância para o coeficiente de correlação entre carbono orgânico e argila ou argila e silte (Lepsch et al., 1982; Galvão et al., 2005).

De acordo com Lepsch et al. (1982), que tentou introduzir uma classificação para os solos paulistas bem drenados, profundos e com argila de atividade baixa, em locais de clima Cwa, quanto a teores de carbono orgânico tendo como base as suas texturas, os horizontes Ap do Latossolo e do Nitossolo apresentaram o teor de carbono orgânico entre os limites de 5,8 a 10,5 g kg⁻¹ e de 8,7 a 16,3 g kg⁻¹ para os solos de texturas média (franco-arenosa e franco-argilo-arenosa) e argilosa, respectivamente. Os demais horizontes apresentaram seus valores abaixo do limite inferior.

A densidade das partículas, sendo basicamente, o mesmo que massa específica de uma substância sólida, é uma característica inerente à formação do solo, pouco influenciada por fatores induzidos pelo manejo e determinada pela composição química e constituição mineralógica das partículas (Brady e Weil, 2010). Dessa forma, os quatro horizontes de cada solo apresentaram baixíssimos coeficientes de variação, inferiores a 0,5 % (Warrick e Nielsen, 1980).

Os valores de densidade das partículas dos horizontes do Latossolo ficaram próximos a 2650 kg m⁻³, considerado um valor médio frequentemente citado na literatura (Reichardt e Timm, 2004), sendo a faixa de densidade dos minerais predominantes no solo, como quartzo, feldspato, mica e colóides silicatados. Os horizontes do Nitossolo apresentaram valores de densidade das partículas acima de 2890 kg m⁻³ devido a maior quantidade de minerais de alta

Tabela 5 - Estatística descritiva do teor de carbono orgânico (g kg^{-1}), densidade das partículas (kg m^{-3}), densidade do solo (kg m^{-3}), porosidade total ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) e condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1}) dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e, Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO									NITOSSOLO VERMELHO							
Distrófico típico									Eutroférico latossólico							
	Ap	AB	Bw1	Bw2					Ap	Bt1	Bt2	Bw				
Carbono Orgânico (g kg^{-1})																
Média	6,82	A b	3,41	B b	2,35	C e	1,81	C e	11,83	A a	7,46	B b	4,80	C c	3,62	D d
Máx	7,04		3,52		2,56		1,92		12,15		7,68		5,12		3,84	
Mín	6,72		3,20		2,24		1,60		11,19		7,04		4,48		3,52	
Dp	0,18		0,18		0,18		0,18		0,55		0,37		0,32		0,18	
CV %	2,71		5,41		7,87		10,19		4,68		4,95		6,67		5,09	
Densidade das Partículas (kg m^{-3})																
Média	2650,7	B d	2670,8	A c	2674,3	A c	2675,5	A c	2890,9	B b	2899,0	B b	2919,1	A a	2925,1	A a
Máx	2651,9		2671,9		2675,5		2676,4		2897,7		2905,4		2927,9		2929,1	
Mín	2649,5		2669,2		2673,3		2674,5		2886,0		2894,0		2911,3		2918,6	
Dp	1,2		1,4		1,1		1,0		6,1		5,8		8,3		5,7	
CV %	0,1		0,1		0,0		0,0		0,2		0,2		0,3		0,2	
Densidade do Solo (kg m^{-3})																
Média	1774,1	A a	1684,0	B b	1516,3	C c	1465,9	D d	1481,2	A d	1404,2	B e	1264,7	C f	1171,2	D g
Máx	1804,9		1719,8		1544,1		1514,6		1542,5		1462,4		1314,5		1202,5	
Mín	1730,7		1645,8		1466,4		1437,8		1425,8		1335,3		1225,9		1125,1	
Dp	21,8		16,7		22,4		21,5		46,4		39,2		30,8		25,4	
CV %	1,2		1,0		1,5		1,5		3,1		2,8		2,4		2,2	
Porosidade Total ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$)																
Média	0,3307	D h	0,3695	C g	0,4330	B f	0,4521	A e	0,4876	D d	0,5156	C c	0,5667	B b	0,5996	A a
Máx	0,3471		0,3838		0,4517		0,4626		0,5068		0,5394		0,5800		0,6153	
Mín	0,3191		0,3561		0,4226		0,4339		0,4664		0,4956		0,5497		0,5889	
Dp	0,0082		0,0063		0,0084		0,0080		0,0160		0,0135		0,0106		0,0087	
CV %	2,48		1,69		1,93		1,78		3,29		2,62		1,86		1,45	
Condutividade Hidráulica Saturada (mm h^{-1})																
Média	54,6	B e	62,5	B e	242,9	A d	264,8	A d	1565,3	A a	346,7	D d	1334,6	B b	1056,1	C c
Máx	56,1		71,8		261,6		271,0		1617,0		398,9		1358,5		1120,6	
Mín	52,3		44,1		211,7		252,4		1485,6		278,0		1295,6		944,7	
Dp	2,0		15,9		27,3		10,7		70,1		62,1		34,1		96,9	
CV %	3,64		25,49		11,22		4,05		4,48		17,91		2,55		9,17	

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula, para o tipo de solo, e minúscula, para todos os horizontes, não diferem entre si pelo teste de Tukey, a 5 % de probabilidade.

densidade, como os óxidos de ferro (hematita e magnetita), observados pela coloração vermelha e forte atração magnética ao longo do perfil.

Os horizontes Ap do Latossolo e Ap e Bt1 do Nitossolo apresentaram valores de densidade das partículas menores que seus horizontes mais profundos, devido aos maiores teores de carbono orgânico observados, cuja densidade das partículas variam de apenas 900 a 1400 kg m⁻³ (Brady e Weil, 2010). Pedroso Neto e Lopes (2009) também observaram o aumento dos valores de densidade das partículas com a profundidade.

A densidade do solo é um dos atributos físicos mais influenciados pela degradação estrutural do solo, influenciando propriedades físico-hídricas importantes, como porosidade total, distribuição dos tamanhos dos poros, porosidade de aeração, infiltração, condutividade hidráulica, retenção da água no solo, disponibilidade de água às plantas e resistência do solo à penetração (Tormena et al., 1998; Klein e Libardi, 2002).

Os quatro horizontes de cada solo apresentaram valores baixos de coeficiente de variação, inferiores a 3,2 %, concordando com Warrick e Nielsen (1980), que a densidade do solo é um atributo que apresenta baixa variabilidade.

O comportamento da densidade do solo foi semelhante entre o Latossolo e o Nitossolo, com valores mais baixos nos horizontes mais profundos. As duas áreas estavam em pousio, com vegetação espontânea e sem nenhuma prática de preparo de solo, dessa forma, a variação da densidade do solo no perfil pode dar ideia da compactação sofrida por um período longo, já que o sistema radicular das plantas não altera significativamente a densidade do solo (Cubilla et al., 2002).

De acordo com Libardi (2012), a densidade do solo é influenciada pela sua textura, uma vez que os solos arenosos apresentam densidades superiores aos solos argilosos, especialmente em decorrência da agregação das partículas de argila, que acarretam uma porosidade intra-agregados (Klein, 2005).

Os horizontes Ap e AB do Latossolo e Ap e Bt1 do Nitossolo apresentaram valores de densidade do solo superiores aos valores críticos para solos de textura franca e argilosa, que são de 1600 e 1400 kg m⁻³, respectivamente (Reynolds et al., 2002). O menor teor de carbono orgânico no Latossolo também pode ter contribuído para esse comportamento da densidade do solo (Marun, 1996).

Nos horizontes Ap, esses valores evidenciam um processo de compactação devido ao tráfego de máquinas e animais, assim como no horizonte AB do Latossolo, onde o uso da grade levou a formação de camada mais compactada abaixo da profundidade de atuação do implemento (Stone e Silveira, 2001), porém, no horizonte Bt1, o aumento do valor de

densidade do solo pode estar relacionado ao processo de iluviação de argila (Santos et al., 2002).

A porosidade total está relacionada à razão entre a densidade do solo e a densidade das partículas, e, como estes atributos apresentaram baixa variabilidade nos quatro horizontes de cada solo, também se obteve uma baixa variabilidade para este atributo (Warrick e Nielsen, 1980).

Todos os horizontes do Latossolo apresentaram valores de porosidade total abaixo da faixa estabelecida para solos de textura franca, enquanto apenas os horizontes Bt2 e Bw do Nitossolo apresentaram valores adequados para solos argilosos, sendo, as faixas entre 0,47 e 0,52 e entre 0,52 e 0,61 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, respectivamente (Libardi, 2012).

A porosidade total apresentou valores mais altos nos horizontes mais profundos, relacionando-se inversamente com a densidade do solo, mostrando que estes atributos são dependentes, uma vez que o aumento da densidade, diminuirá o volume do espaço poroso, refletindo principalmente na redução do volume de macroporos e aumentando a microporosidade (Silva et al., 2000; Imhoff et al., 2001; Silva et al., 2006b). Colaborando com esses resultados, Caetano (2006) apresentou uma relação linear inversa e significativa entre porosidade total e densidade do solo para a camada entre 0 e 10 cm de um Neossolo localizado no Cerrado sob diferentes tempos de cultivo de soja e milho, em quatro profundidades de amostragem.

A condutividade hidráulica saturada do solo é determinada pela geometria e continuidade dos poros preenchidos com água, tornando-se dependente, portanto, da forma, quantidade, distribuição e continuidade dos poros e, devido a sua importância em informar sobre a capacidade de transporte de água, solutos e substâncias químicas no solo deve ser bem caracterizada, pois, de um modo geral, seu valor é usado nos cálculos de fluxos no solo (Mesquita e Moraes, 2003). De acordo com Libardi (2012), os permeâmetros de carga constante são recomendados para solos que apresentam altos valores de condutividade hidráulica saturada, enquanto que os de carga decrescente são indicados para solos com menores valores.

Em geral, os quatro horizontes de cada solo apresentaram baixa a média variabilidade, apresentando valores de coeficiente de variação inferiores a 26 %, discordando da maior variabilidade encontrada por Warrick & Nielsen (1980). Marques et al. (2008) também não apresentaram elevados coeficientes de variação para esse atributo utilizando os permeâmetros de carga constante e de carga decrescente numa topossequência com diferentes coberturas vegetais no Baixo Amazonas.

Segundo a classificação da Soil Survey Staff (1993), as condutividades hidráulicas saturadas variaram entre muito alta e alta, com valores maiores que 360 mm h^{-1} e entre 36 e 360 mm h^{-1} , no horizonte Bt1 do Nitossolo e nos quatro horizontes do Latossolo (Tabela 4).

A condutividade hidráulica saturada apresentou valores mais altos nos horizontes mais profundos, com exceção do horizonte Ap do Nitossolo, relacionando-se inversamente com a densidade do solo e diretamente com a porosidade total. Confirmando esses resultados, Silva et al. (2006b) e Pereira et al. (2008) destacaram correlações significativas entre a condutividade hidráulica saturada e atributos afetados pela compactação, densidade do solo, porosidade total e macroporosidade. O provável motivo dos maiores valores encontrados no horizonte Ap do Nitossolo pode ser o fluxo preferencial de água que pode ocorrer em solos argilosos bem estruturados devido à presença de rachaduras de contração e/ou bioporos (Beven e Germann, 1982).

Os horizontes do Latossolo apresentaram valores mais baixos de condutividade hidráulica saturada, relacionado aos maiores valores de densidade do solo, por possuir textura mais arenosa e menor teor de matéria orgânica, refletindo em menor agregação e aproximação das partículas; já os horizontes do Nitossolo apresentaram valores maiores, e observando seus horizontes Bt2 e Bw, nota-se a influência do tipo de estrutura, sendo que a estrutura em blocos proporciona maiores valores de condutividade hidráulica saturada devido a maior porosidade interagregados (macroporosidade). Estes resultados discordam dos observados por Paiva et al. (2000), estudando as propriedades físico-hídricas de solos de uma topossequência de tabuleiro do Estado da Bahia, que verificou correlação significativa direta entre condutividade hidráulica saturada e teor de areia total, e inversa com o teor de argila.

Os conteúdos de água médios a base de volume correspondentes às tensões encontradas nos tensiômetros em campo e às tensões aplicadas em laboratório, no funil de placa porosa (5 a 98 hPa) e na câmara de pressão com placa porosa (330 a 15000 hPa), nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, estão apresentados nas Tabelas 5 e 6, respectivamente.

Os pares de valores (θ , τ) obtidos pelos métodos de campo e de laboratório serviram como dados de entrada na equação utilizada por van Genuchten (1980), utilizando dois critérios de parametrização: Critério 1 (C1) - ajuste com os parâmetros θ_s , θ_r , α , n e m simultaneamente sem restrição; e Critério 2 (C2) - ajuste com os parâmetros θ_s , θ_r , α e n , utilizando a restrição de Mualem (1976) para o parâmetro m ($m = 1 - 1/n$).

Assim, as Figuras 8 e 9 apresentam as curvas de retenção da água, *CRA*, obtidas pelos métodos de campo e de laboratório, dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, ajustadas pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com os dois critérios de parametrização, e as Tabelas 7 e 8, apresentam seus parâmetros de ajuste e os índices que indicam sua eficiência (coeficiente de determinação, R^2 ; coeficiente de correlação de Pearson, r ; e a raiz quadrada do erro quadrático médio, *RMSE*).

Tabela 6 - Conteúdos de água médio a base de volume (θ) correspondentes às tensões (hPa) encontradas nos tensiômetros em campo, nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO							
Distrófico típico							
Ap		AB		Bw1		Bw2	
Tensão (hPa)	θ (m ³ m ⁻³)	Tensão (hPa)	θ (m ³ m ⁻³)	Tensão (hPa)	θ (m ³ m ⁻³)	Tensão (hPa)	θ (m ³ m ⁻³)
15	0,2617	29	0,2417	23	0,2447	16	0,2413
43	0,2449	53	0,2344	35	0,2338	33	0,2271
57	0,2385	60	0,2255	50	0,2049	48	0,2064
78	0,2097	74	0,2185	80	0,1810	79	0,1733
79	0,2055	97	0,1972	96	0,1733	92	0,1700
93	0,1926	188	0,1855	193	0,1456	250	0,1296
184	0,1791	285	0,1762	299	0,1304	365	0,1255
302	0,1633	381	0,1677			376	0,1234
398	0,1549	508	0,1586			438	0,1150
474	0,1453						
NITOSSOLO VERMELHO							
Eutroférico latossólico							
Ap		Bt1		Bt2		Bw	
Tensão (hPa)	θ (m ³ m ⁻³)	Tensão (hPa)	θ (m ³ m ⁻³)	Tensão (hPa)	θ (m ³ m ⁻³)	Tensão (hPa)	θ (m ³ m ⁻³)
11	0,3883	20	0,3946	19	0,4099	23	0,3708
19	0,3810	39	0,3898	35	0,3865	49	0,3542
41	0,3692	51	0,3785	57	0,3630	57	0,3469
73	0,3508	71	0,3684	78	0,3522	76	0,3382
84	0,3473	93	0,3646	96	0,3440	110	0,3181
99	0,3450	199	0,3571	193	0,3148	193	0,2861
203	0,3366	311	0,3541	292	0,3088	293	0,2698
371	0,3249	376	0,3492	422	0,3033	414	0,2652
436	0,3221	500	0,3388	463	0,2922	503	0,2459
447	0,3192						
483	0,3179						

Tabela 7 - Conteúdos de água médio à base de volume nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, para cada uma das tensões aplicadas em laboratório, no funil de placa porosa (5 a 98 hPa) e na câmara de pressão com placa porosa (330 a 15000 hPa).

Tensão (hPa)	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO								NITOSSOLO VERMELHO							
	Distrófico típico								Eutroférico latossólico							
	Ap	AB	Bw1	Bw2	Ap	Bt1	Bt2	Bw	Ap	Bt1	Bt2	Bw	Ap	Bt1	Bt2	Bw
Conteúdo de Água a Base de Volume (θ)																
$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$																
Funil de Placa Porosa																
5	0,2958	C f	0,3305	B e	0,3783	A d	0,3805	A d	0,4687	C c	0,4994	B b	0,5385	A a	0,5248	A a
20	0,2622	C e	0,3045	B d	0,3402	A c	0,3480	A c	0,4203	B b	0,4376	B b	0,4663	A a	0,4731	A a
39	0,2449	B e	0,2672	A d	0,2636	A d	0,2656	A d	0,3889	C c	0,4126	B b	0,4333	A a	0,4168	B b
59	0,2243	B e	0,2393	A d	0,2281	AB de	0,2314	AB de	0,3658	C c	0,3849	B b	0,4001	A a	0,3926	AB ab
78	0,2134	A c	0,2227	A c	0,2130	A c	0,2153	A c	0,3507	B b	0,3683	A a	0,3754	A a	0,3759	A a
98	0,2032	AB cd	0,2089	A c	0,1972	B d	0,1983	B d	0,3416	B b	0,3567	A a	0,3656	A a	0,3639	A a
Câmara de Pressão com Placa Porosa																
330	0,1734	A c	0,1684	AB cd	0,1568	B d	0,1571	B d	0,3229	B b	0,3320	AB ab	0,3404	A a	0,3319	AB ab
500	0,1614	A c	0,1557	A c	0,1439	B d	0,1442	B d	0,3056	B b	0,3230	A a	0,3269	A a	0,3202	A a
1000	0,1498	A c	0,1450	A c	0,1329	A c	0,1310	A c	0,2844	B b	0,3124	A a	0,3113	A a	0,3006	AB ab
3000	0,1206	A c	0,1203	A c	0,1208	A c	0,1211	A c	0,2603	B b	0,2966	A a	0,2937	A a	0,2596	B b
6000	0,1051	A c	0,1042	A c	0,1090	A c	0,1087	A c	0,2456	B b	0,2881	A a	0,2791	A a	0,2396	B b
9000	0,0971	A e	0,0948	A e	0,0991	A e	0,0992	A e	0,2381	C c	0,2828	A a	0,2684	B b	0,2282	D d
12000	0,0920	A e	0,0929	A e	0,0950	A e	0,0947	A e	0,2353	C c	0,2784	A a	0,2614	B b	0,2239	D d
15000	0,0905	A d	0,0916	A d	0,0939	A d	0,0914	A d	0,2277	C c	0,2731	A a	0,2541	B b	0,2227	C c

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula, para o tipo de solo, e minúscula, para todos os horizontes, não diferem entre si pelo teste de Tukey, a 5 % de probabilidade.

De acordo com a classificação proposta por Warrick e Nielsen (1980), os conteúdos de água médio a base de volume para cada tensão apresentaram baixa variabilidade nos quatro horizontes de cada solo, em decorrência da uniformidade do solo pelo pequeno espaço amostral e a qualidade das amostras que mantiveram sua estrutura indeformada para serem analisadas no laboratório. Brito et al. (2011) também verificaram esse comportamento para um Latossolo semelhante ao estudado durante a estimativa da capacidade de campo pela curva de retenção da água e pela densidade de fluxo da água. No entanto, os valores de coeficiente de variação observados no método de campo foram ligeiramente maiores que no método de laboratório, provavelmente devido ao controle das condições de contorno serem mais difíceis.

Os conteúdos de água nas tensões observadas apresentaram diferenças significativas nos tanto no Latossolo como no Nitossolo, evidenciando a influência dos atributos dos solos na retenção da água no que se refere à classe de solo, e do método empregado para coletar os pares de valores (θ , τ), métodos de campo e laboratório.

Em elevados conteúdos de água no solo, a quantidade de água armazenada satura a macro e a microporosidade do solo, dominando os mecanismos de armazenagem capilar que dependem das dimensões e características do sistema poroso, influenciada pela estrutura do solo, tornando-se uma função da densidade e da porosidade do solo. Por outro lado, para baixos conteúdos de água no solo, em tensões maiores que 10000 hPa, a influência da porosidade é insignificante, indicando uma região dominada por fenômenos de adsorção, os quais são mais influenciados pela textura e pela superfície específica das partículas (Romero et al., 1999).

Os menores conteúdos de água observados nos horizontes do Latossolo, em campo e em laboratório, e em todas as tensões, são devido ao seu maior teor de areia e densidade. Urach (2007), em seu estudo de estimativa da retenção de água nos solos, observou que, em solos com estrutura indeformada, a microporosidade e densidade apresentam os maiores coeficiente de correlação com a água retida em tensões mais baixas, de até -1000 hPa, demonstrando o efeito da estrutura do solo, porém, em tensões superiores a -5000 hPa, onde as forças de adsorção passam a dominar a retenção de água, os teores de argila e areia apresentam melhor correlação, sendo que a argila apresenta uma correlação direta e a areia, inversa, devido ao efeito da área superficial específica das partículas.

Figura 8 - a) Curva de retenção da água no horizonte Ap do Latossolo, obtida em campo e em laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com os dois critérios de parametrização: C1 - ajuste sem restrição; C2 - ajuste com a restrição $m=1-1/n$.

Figura 8 - b) Curva de retenção da água no horizonte AB do Latossolo, obtida em campo e em laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com os dois critérios de parametrização: C1 - ajuste sem restrição; C2 - ajuste com a restrição $m=1-1/n$.

Figura 8 - c) Curva de retenção da água no horizonte Bw1 do Latossolo, obtida em campo e em laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com os dois critérios de parametrização: C1 - ajuste sem restrição; C2 - ajuste com a restrição $m=1-1/n$.

Figura 8 - d) Curva de retenção da água no horizonte Bw2 do Latossolo, obtida em campo e em laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com os dois critérios de parametrização: C1 - ajuste sem restrição; C2 - ajuste com a restrição $m=1-1/n$.

Figura 9 - a) Curva de retenção da água no horizonte Ap do Nitossolo, obtida em campo e em laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com os dois critérios de parametrização: C1 - ajuste sem restrição; C2 - ajuste com a restrição $m=1-1/n$.

Figura 9 - b) Curva de retenção da água no horizonte Bt1 do Nitossolo, obtida em campo e em laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com os dois critérios de parametrização: C1 - ajuste sem restrição; C2 - ajuste com a restrição $m=1-1/n$.

Figura 9 - c) Curva de retenção da água no horizonte Bt2 do Nitossolo, obtida em campo e em laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com os dois critérios de parametrização: C1 - ajuste sem restrição; C2 - ajuste com a restrição $m=1-1/n$.

Figura 9 - d) Curva de retenção da água no horizonte Bw do Nitossolo, obtida em campo e em laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com os dois critérios de parametrização: C1 - ajuste sem restrição; C2 - ajuste com a restrição $m=1-1/n$.

Também, pode-se observar um decréscimo menos gradual do conteúdo de água com o aumento da tensão, devido a menor e menos uniforme distribuição dos poros por tamanho, resultando em uma maior declividade na sua curva em comparação ao Nitossolo, sendo o mesmo comportamento observado por Beutler et al. (2002) e Reichardt e Timm (2004), que verificaram que os solos de textura arenosa e franca, com partículas maiores, apresentam menor distribuição dos poros por tamanho e mais desuniforme, proporcionando a adsorção de menor conteúdo de água e decréscimo mais acentuado do conteúdo de água com o aumento da tensão.

Considerando o método de laboratório, o perfil do Latossolo não apresentou comportamento homogêneo, sendo que nas tensões até 78 hPa os horizontes Bw1 e Bw2 retiveram um maior conteúdo de água, entre as tensões de 98 a 500 hPa, os horizontes Ap e AB retiveram mais e, a partir dessa tensão não houve diferença entre os horizontes, sendo que este comportamento pode ser devido ao maior teor de carbono orgânico na superfície, que retêm a água em tensões próximas a 330 hPa, e os efeitos são mais evidentes nos solos arenosos (Rawls et al., 2003). Do mesmo modo, o perfil do Nitossolo não apresentou comportamento homogêneo, sendo que até a tensão de 1000 hPa, os horizontes Bt2 e Bw retiveram um maior conteúdo de água, devido a maior porosidade total e menor densidade do solo, porém, a partir da tensão de 9000 hPa o horizonte Bt1 reteve mais e os horizontes Bt2 e Bw, menos, podendo ser devido ao maior teor de argila e a densidade desse horizonte, com uma grande quantidade de microporos, retendo água em tensões maiores.

Os valores dos conteúdo de água médio a base de volume para cada tensão determinados pelo método de campo foram menores que os obtidos pelo método de laboratório em praticamente todas as tensões, especialmente nas tensões mais baixas e no Nitossolo.

Nos dados de campo, apesar das tensões mais baixas terem sido obtidas quando o solo se encontrava numa condição próxima à saturação, é muito provável que não se consiga uma saturação como acontece no laboratório, com uma pequena amostra com estrutura indeformada, porém, esse conteúdo de água é o máximo que se pode obter em condições naturais, sendo, portanto, uma condição semelhante àquela que pode acontecer em eventos chuvosos intensos e prolongados (Brito et al., 2011).

Além disso, outros autores que observaram o mesmo comportamento entre os métodos (Otto e Alcaide, 2001; Meurer, 2014), atribuíram essa diferença à forma de saturação do solo, que no campo, ocorre no sentido descendente, provocando o aprisionamento de ar, ou ainda, à influência do aumento da temperatura no campo que, segundo Klute (1986), diminui a tensão

superficial levando a uma redução no teor de água a um dado potencial. Dessa forma, estes autores advertem sobre o uso de dados de laboratório para representar as condições de campo, de modo que as estimativas de algumas propriedades hidráulicas do solo podem ser superestimadas/subestimadas.

Outra razão, é a não uniformidade das leituras no início da infiltração, devido ao tempo de resposta dos tensiômetros e à velocidade do processo de drenagem interna (Ghiberto e Moraes, 2011).

De acordo com Pachepsky et al. (2001), essa diferença foi mais pronunciada em solos com maiores teores de argila e também devido a outras causas, como a superestimação do potencial mátrico da água no solo em leituras de tensiômetro e os efeitos de escala relacionados com o tamanho da amostra.

A equação utilizada por van Genuchten (1980) é relativamente simples, permitindo derivações das expressões analíticas para estimar a condutividade hidráulica, e apresenta continuidade na declividade da função de retenção, sendo um dos modelos de ajuste mais utilizados (van Genuchten e Nielsen, 1985). Os valores dos parâmetros de ajuste das curvas de retenção de água obtidas pelos métodos de campo e de laboratório para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, estão apresentados nas Tabelas 7 e 8, respectivamente.

Os parâmetros conteúdos de água à base de volume na saturação e residual, θ_s e θ_r , respectivamente, estão diretamente relacionados a amplitude da curva de retenção da água no solo. De acordo com Mello et al. (2005), o parâmetro θ_r tem correlação significativa com os teores de areia e carbono orgânico.

Dos três parâmetros restantes, α é aproximadamente igual ao inverso do potencial de entrada de ar para pequenos valores de m/n , enquanto que para grandes valores, grosseiramente se iguala ao inverso do potencial mátrico no ponto de inflexão, assim, o produto mn determina a inclinação da curva em grandes valores de potencial mátrico e, portanto, pode ser visto como um parâmetro afetado principalmente pela textura do solo, já que os efeitos estruturais do solo geralmente aparecem mais próximo a saturação (van Genuchten e Nielsen, 1985). De acordo com Mello et al. (2005), o parâmetro α tem correlação significativa com os teores de areia, carbono orgânico e densidade do solo, enquanto que o parâmetro n , com os teores de areia, argila e carbono orgânico.

Estes parâmetros são bastante diferentes para as curvas de retenção da água elaboradas no campo e no laboratório, pelo fato, principalmente, das condições de contorno serem

diferentes nos dois métodos de construção da curva de retenção da água no solo (Brito et al., 2011).

Tabela 8 - Parâmetros de ajuste das curvas de retenção de água obtidas pelos métodos de campo e de laboratório, para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e os índices que indicam sua eficiência, considerando os dois critérios de parametrização.

Horizonte	θ_s m ³ m ⁻³	θ_r	α hPa ⁻¹	n	m	R^2	r	RMSE
CRITÉRIO 1: sem restrição								
Campo								
Ap	0,2613	0,1305	0,0248	6,7190	0,1117	0,9729	0,9863	0,0063
AB	0,2417	0,1356	0,0220	43,1119	0,0133	0,9759	0,9879	0,0045
Bw1	0,2448	0,0786	0,0332	23,6655	0,0211	0,9914	0,9957	0,0037
Bw2	0,2418	0,0862	0,0320	5,0608	0,1177	0,9900	0,9950	0,0045
Laboratório								
Ap	0,3145	0,0000	0,1120	1,1328	0,1473	0,9953	0,9976	0,0045
AB	0,3305	0,0486	0,0729	8,6335	0,0309	0,9960	0,9980	0,0049
Bw1	0,3783	0,0910	0,0708	34,8468	0,0141	0,9941	0,9970	0,0068
Bw2	0,3805	0,0908	0,0674	40,3159	0,0124	0,9951	0,9975	0,0063
CRITÉRIO 2: $m = 1 - 1/n$								
Campo								
Ap	0,2662	0,1476	0,0164	2,4840	0,5974	0,9659	0,9828	0,0070
AB	0,2552	0,1472	0,0167	1,9163	0,4782	0,9678	0,9837	0,0052
Bw1	0,2680	0,1093	0,0253	1,9542	0,4883	0,9873	0,9937	0,0045
Bw2	0,2477	0,1102	0,0200	2,2221	0,5500	0,9890	0,9945	0,0048
Laboratório								
Ap	0,3134	0,0000	0,1110	1,1665	0,1428	0,9953	0,9976	0,0045
AB	0,3468	0,0640	0,0599	1,3325	0,2495	0,9937	0,9968	0,0062
Bw1	0,3973	0,0966	0,0562	1,5920	0,3718	0,9887	0,9943	0,0094
Bw2	0,3992	0,0967	0,0524	1,6119	0,3796	0,9885	0,9943	0,0097

Os valores do parâmetro θ_s variaram entre 0,2417 e 0,3992 no Latossolo, e entre 0,3762 e 0,6068 no Nitossolo; e os valores do parâmetro θ_r variaram entre 0,0000 e 0,1476 no Latossolo, e entre 0,0959 e 0,3309 no Nitossolo. No Nitossolo, os valores dos parâmetros θ_s e θ_r foram sempre maiores, devido ao seu maior teor de argila e menor densidade.

Os valores do parâmetro α variaram entre 0,0164 e 0,1120 hPa⁻¹ no Latossolo, ficando próximo ao valor obtido por Carsel e Parrish (1988), para solos de textura franca (0,0353 hPa⁻¹), porém, o valor referenciado para solos argilosos com menos de 600 g kg⁻¹ de argila é de 0,0078 hPa⁻¹, bem distante dos valores encontrados no Nitossolo, que variaram entre 0,0131 e

0,5114 hPa⁻¹. Em todos os horizontes dos dois solos, o parâmetro α apresentou maiores valores no método de laboratório.

Tabela 9 - Parâmetros de ajuste das curvas de retenção de água obtidas pelos métodos de campo e de laboratório, para os horizontes Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, e os índices que indicam sua eficiência, considerando os dois critérios de parametrização.

Horizonte	θ_s m ³ m ⁻³	θ_r	α hPa ⁻¹	n	m	R^2	r	RMSE
CRITÉRIO 1: sem restrição								
Campo								
Ap	0,3906	0,2714	0,0545	2,7575	0,1000	0,9866	0,9933	0,0028
Bt1	0,3947	0,3309	0,0324	16,8843	0,0320	0,9294	0,9641	0,0048
Bt2	0,4431	0,2626	0,0387	1,4270	0,4025	0,9845	0,9922	0,0047
Bw	0,3762	0,1842	0,0176	2,1822	0,2217	0,9871	0,9935	0,0048
Laboratório								
Ap	0,4691	0,1337	0,1531	9,5770	0,0167	0,9917	0,9958	0,0066
Bt1	0,5046	0,2569	0,1312	3,2564	0,0989	0,9925	0,9963	0,0057
Bt2	0,5387	0,2241	0,1384	10,0445	0,0272	0,9899	0,9949	0,0082
Bw	0,5249	0,1128	0,1378	12,0015	0,0144	0,9912	0,9956	0,0087
CRITÉRIO 2: $m = 1 - 1/n$								
Campo								
Ap	0,3985	0,2896	0,0451	1,4141	0,2928	0,9860	0,9930	0,0028
Bt1	0,4197	0,3073	0,0748	1,3104	0,2369	0,9218	0,9601	0,0050
Bt2	0,4401	0,2601	0,0408	1,5412	0,3512	0,9845	0,9922	0,0047
Bw	0,3792	0,2106	0,0131	1,7442	0,4267	0,9870	0,9935	0,0049
Laboratório								
Ap	0,5383	0,1270	0,5114	1,1544	0,1337	0,9913	0,9957	0,0068
Bt1	0,5357	0,2599	0,1597	1,3445	0,2562	0,9922	0,9961	0,0058
Bt2	0,6044	0,2243	0,2606	1,2759	0,2162	0,9893	0,9946	0,0085
Bw	0,6068	0,0959	0,4359	1,1594	0,1375	0,9904	0,9952	0,0091

Para o parâmetro n , os valores variaram entre 1,1328 e 43,1119 no Latossolo e entre 1,1544 e 16,8843 no Nitossolo, sendo importante verificar sua relação com o parâmetro m , podendo-se utilizar a restrição $m = 1 - 1/n$ (Critério 2). Nesse caso, os valores do parâmetro n variaram entre 1,1665 e 2,4840 no Latossolo e entre 1,1544 e 2,1822 no Nitossolo. Esse parâmetro também apresenta influência da textura do solo, ocorrendo aumento dos seus valores com a redução na porcentagem de argila, sendo que Tavares et al. (2007), em seus estudos na região de Pelotas, Rio Grande do Sul, encontraram valores de n entre 1,129 e 1,468, enquanto, Pereira e Ribeiro (2008), observaram valores para o parâmetro n de 1,053, 1,369 e 1,429, correspondendo aos solos de textura, argilosa, franca e arenosa,

respectivamente. Carsel e Parrish (1988) encontraram valores médios de 1,56 e 1,09 para solos de textura franca e argilosa, respectivamente.

Os valores dos parâmetros α e n no Nitossolo tenderam a ser maiores que os valores encontrados na literatura, podendo ser devido a mineralogia oxídica da fração argila, característica que favorece a agregação do solo, diferindo da gênese de solos temperados que compõe a maioria dos bancos de dados.

Ao analisar os resultados descritos nas Tabelas 7 e 8, nota-se uma maior discrepância nos valores do parâmetro n quando se utilizou o Critério 1 de parametrização, devido ao grau de liberdade imposto a esses parâmetros na regressão não linear por mínimos quadrados, destacando que o critério de ajuste deve ser avaliado de acordo com seu propósito, a fim de se obter o menor erro sistemático. Porém, quando se utiliza o Critério 2 de parametrização, observam-se maiores valores dos parâmetros θ_s e θ_r e menores do parâmetro α .

As curvas de retenção da água utilizando a equação utilizada por van Genuchten (1980), de modo geral, coincidiram com os dados observados, mostrando assim, uma alta eficiência de ajuste, confirmada pelos valores superiores a 0,90 e 0,96, e inferiores a 0,0097, para os coeficientes de determinação, R^2 , e de correlação de Pearson, r , e a raiz quadrada do erro quadrático médio, $RMSE$, respectivamente. Isso significa que as variáveis dependentes conseguem ser explicadas pelo modelo de ajuste, caracterizando de forma adequada a relação entre o conteúdo volumétrico de água no solo, θ , dentro do intervalo das tensões avaliadas. Diversos trabalhos na literatura mostram tendência semelhante (Smettem e Gregory, 1996; Otto e Alcaide, 2001; Costa et al., 2008).

Como esperado, o Critério 1 de parametrização, com os parâmetros determinados simultaneamente e sem restrição (variáveis m e n), apresentou os maiores valores de R^2 e r , e os menores de $RMSE$. O mesmo comportamento foi observado por van Genuchten e Nielsen (1985), concluindo que nessas condições, sempre se produz um ajuste próximo a perfeição dos dados de retenção medidos. Além disso, estes autores também concluíram que nenhum dos casos de restrição produziu o melhor ajuste para todos os conjuntos de dados estudados, embora o caso de restrição utilizado no Critério 2 de parametrização ($m = 1 - 1/n$) apresentou a melhor eficiência.

A eficiência da equação de ajuste da curva de retenção da água foi maior para o método de laboratório, devido a maior flexibilidade para as condições iniciais e de contorno e menor variabilidade espacial e temporal. No entanto, assim como Otto e Alcaide (2001), os valores dos índices de eficiência para os dados coletados pelo método de campo são muito bons, indicando a adequação do método.

As curvas de distribuição de frequência (curvas diferenciais das curvas de retenção) e de frequência do volume de poros dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, ajustadas pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com o Critério 1 de parametrização, estão apresentadas nas Figuras 10 e 11, respectivamente. Para a análise da distribuição de poros do solo, não serão utilizadas as curvas de retenção da água obtidas pelo método de campo, por se tratar mais de uma curva de calibração para encontrar o conteúdo de água a partir das leituras tensiométricas.

Pelos gráficos, observa-se que a cada tensão aplicada existe um poro com raio equivalente, e todos os poros com raio maior que ele, são esvaziados na referida tensão aplicada e assim, utilizando a frequência acumulada, pode-se determinar a porcentagem de macro, meso e microporos.

Outra observação é a influência dos macro e microporos nas regiões de baixa e alta tensão, respectivamente. Os pesquisadores Sharma e Uehara (1968) estudando o efeito dos macro e microagregados na curva de retenção da água em dois Latossolos, observaram que a retenção da água no solo foi altamente influenciada por macroporos em tensões até 30 hPa, enquanto o efeito dos microporos foi mais significativo em potenciais mais baixos.

O vale da curva diferencial representa o raio dos poros mais frequentes no solo, sendo encontrados raios próximos a 75 μm em praticamente todos os horizontes do Latossolo e do Nitossolo, com exceção do horizonte Ap do Latossolo, onde o raio dos poros mais frequentes apresentava 750 μm . Estes valores estão de acordo com as observações de Tognon (1991), que detectou uma distribuição bimodal de poros em seu estudo empregando a técnica de porosimetria de mercúrio, com o primeiro intervalo de raios entre 2,5 e 2000 μm , correspondendo aos poros interagregados, e o segundo entre 0,01 a 0,1 μm , correspondendo aos poros intra-agregados.

De acordo com Koorevaar et al. (1983), a distribuição do tamanho de poros em macro, meso e microporos, relativo ao raio da esfera inscrita no interior do poro, corresponde aos intervalos de poros com raios maiores que 50, entre 15 e 50, e menores que 15 μm , respectivamente. Os dados relativos aos poros para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo são apresentados na Tabela 9.

A porosidade dos solos é um atributo muito importante a ser considerado no estudo das propriedades físico-hídricas, já que a distribuição do diâmetro dos poros, sua geometria e grau de interconectividade controlam o fluxo e a distribuição das fases fluídas (Klein e Libardi, 2002), sendo relacionada, entre outros atributos, com a estrutura e a textura do solo.

As curvas de distribuição de frequência (curvas diferenciais das curvas de retenção) e de frequência do volume de poros dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, ajustadas pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com o Critério 1 de parametrização, estão apresentadas nas Figuras 10 e 11, respectivamente. Para a análise da distribuição de poros do solo, não serão utilizadas as curvas de retenção da água obtidas pelo método de campo, por se tratar mais de uma curva de calibração para encontrar o conteúdo de água a partir das leituras tensiométricas.

Pelos gráficos, observa-se que a cada tensão aplicada existe um poro com raio equivalente, e todos os poros com raio maior que ele, são esvaziados na referida tensão aplicada e assim, utilizando a frequência acumulada, pode-se determinar a porcentagem de macro, meso e microporos.

Outra observação é a influência dos macro e microporos nas regiões de baixa e alta tensão, respectivamente. Os pesquisadores Sharma e Uehara (1968) estudando o efeito dos macro e microagregados na curva de retenção da água em dois Latossolos, observaram que a retenção da água no solo foi altamente influenciada por macroporos em tensões até 30 hPa, enquanto o efeito dos microporos foi mais significativo em potenciais mais baixos.

O vale da curva diferencial representa o raio dos poros mais frequentes no solo, sendo encontrados raios próximos a 75 μm em praticamente todos os horizontes do Latossolo e do Nitossolo, com exceção do horizonte Ap do Latossolo, onde o raio dos poros mais frequentes apresentava 750 μm . Estes valores estão de acordo com as observações de Tognon (1991), que detectou uma distribuição bimodal de poros em seu estudo empregando a técnica de porosimetria de mercúrio, com o primeiro intervalo de raios entre 2,5 e 2000 μm , correspondendo aos poros interagregados, e o segundo entre 0,01 a 0,1 μm , correspondendo aos poros intra-agregados.

De acordo com Koorevaar et al. (1983), a distribuição do tamanho de poros em macro, meso e microporos, relativo ao raio da esfera inscrita no interior do poro, corresponde aos intervalos de poros com raios maiores que 50, entre 15 e 50, e menores que 15 μm , respectivamente. Os dados relativos aos poros para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo são apresentados na Tabela 9.

A porosidade dos solos é um atributo muito importante a ser considerado no estudo das propriedades físico-hídricas, já que a distribuição do diâmetro dos poros, sua geometria e grau de interconectividade controlam o fluxo e a distribuição das fases fluídas (Klein e Libardi, 2002), sendo relacionada, entre outros atributos, com a estrutura e a textura do solo.

Figura 10 - a) Curvas de distribuição de frequência (linha tracejada) e de frequência acumulada (linha sólida) do volume de poros do horizonte Ap do Latossolo, obtida no laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com Critério 1 de parametrização.

Figura 10 - b) Curvas de distribuição de frequência (linha tracejada) e de frequência acumulada (linha sólida) do volume de poros do horizonte AB do Latossolo, obtida pelo método de laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com Critério 1 de parametrização.

Figura 10 - c) Curvas de distribuição de frequência (linha tracejada) e de frequência acumulada (linha sólida) do volume de poros do horizonte Bw1 do Latossolo, obtida pelo método de laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com Critério 1 de parametrização.

Figura 10 - d) Curvas de distribuição de frequência (linha tracejada) e de frequência acumulada (linha sólida) do volume de poros do horizonte Bw2 do Latossolo, obtida pelo método de laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com Critério 1 de parametrização.

Figura 11 - a) Curvas de distribuição de frequência (linha tracejada) e de frequência acumulada (linha sólida) do volume de poros do horizonte Ap do Nitossolo, obtida pelo método de laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com Critério 1 de parametrização.

Figura 11 - b) Curvas de distribuição de frequência (linha tracejada) e de frequência acumulada (linha sólida) do volume de poros do horizonte Bt1 do Nitossolo, obtida pelo método de laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com Critério 1 de parametrização.

Figura 11 - c) Curvas de distribuição de frequência (linha tracejada) e de frequência acumulada (linha sólida) do volume de poros do horizonte Bt2 do Nitossolo, obtida pelo método de laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com Critério 1 de parametrização.

Figura 11 - d) Curvas de distribuição de frequência (linha tracejada) e de frequência acumulada (linha sólida) do volume de poros do horizonte Bw do Nitossolo, obtida pelo método de laboratório, ajustada pela equação utilizada por van Genuchten (1980) com Critério 1 de parametrização.

Segundo Kiehl (1979), o solo ideal para a produção agrícola deve apresentar 34 % de macroporos e 66 % de microporos, considerando o raio do poro de 30 μm como limite entre microporos e macroporos. Os horizontes do Latossolo e do Nitossolo apresentaram uma menor quantidade de macroporos, e consequentemente, maior de microporos, especialmente nos horizontes superficiais.

O Latossolo, em geral, apresentou as maiores porcentagens de macroporos, do mesmo modo que Perecin e Campos (1978), devido a sua relação com o teor de argila. Porém a macroporosidade do Nitossolo se mostrou superior, devido a sua maior porosidade total.

Os horizontes Ap e AB do Latossolo, e Ap e Bt1 do Nitossolo, apresentaram menores macroporosidades, devido às maiores densidades desses horizontes, evidenciando uma relação inversa entre esses dois atributos, devido a maior influência das forças de compressão na camada superficial do solo, pelo tráfego de animais, máquinas e implementos.

Tabela 10 - Macro, meso e microporosidade ($\text{m}^3 \text{m}^{-3}$) e da porcentagem de macro, meso e microporos para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO				NITOSSOLO VERMELHO			
	Distrófico típico				Eutroférico latossólico			
	Ap	AB	Bw1	Bw2	Ap	Bt1	Bt2	Bw
Poros com raio maior que 50 μm								
Macroporosidade $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	0,0680	0,0567	0,0970	0,0972	0,0737	0,0883	0,1040	0,0999
% de Macroporos	20,55	15,34	22,41	21,49	15,12	17,13	18,35	16,66
Poros com raio entre 15 e 50 μm								
Mesoporosidade $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	0,0424	0,0711	0,1034	0,1119	0,0482	0,0528	0,0636	0,0697
% de Mesoporos	12,82	19,24	23,89	24,75	9,89	10,24	11,21	11,63
Poros com raio menor que 50 μm								
Microporosidade $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$	0,2204	0,2417	0,2325	0,2431	0,3657	0,3745	0,3992	0,4300
% de Microporos	66,63	65,43	53,70	53,76	75,00	72,63	70,44	71,71

Os horizontes apresentaram valores de macroporosidade inferiores ao limite crítico, com exceção do horizonte Bt2 do Nitossolo, com 0,1040 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, sugerindo que esse horizonte é o único que pode apresentar condições satisfatórias de aeração para o desenvolvimento das plantas. De acordo com Vomocil e Flocker (1966), o limite de macroporosidade considerado crítico é de 0,1000 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, ou seja, valores inferiores indicam degradação da qualidade estrutural, comprometendo o desenvolvimento do sistema radicular das plantas e a função de drenagem do solo, além de reduzir a permeabilidade do solo, tornando-o suscetível à erosão.

Michelson (2005) propõe limites críticos de macroporosidade mais baixos, em função do teor de argila dos solos, sendo que, em solos com teores de argila entre 0 e 300, 300 e 500, e superior a 500 g kg⁻¹, a macroporosidade considerada crítica foi de 0,1000, 0,0800, e 0,0600 m³ m⁻³, respectivamente. Sendo que nessa classificação, apenas os horizontes Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo estariam acima do valor crítico. Porém, existem plantas que são tolerantes a níveis baixos de aeração do solo (Ribeiro et al., 2007).

Uma outra maneira de avaliar quantitativamente a distribuição de poros do solo é através de técnicas de análise de imagens geradas em blocos impregnados com resina poliéster.

A Tabela 11 apresenta os resultados da área de poros distribuída por classes de raio equivalente e formato de poros para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo. O Latossolo apresenta, em geral, uma maior área total de poros quando comparado ao Nitossolo, e praticamente não difere entre seus horizontes, com exceção do horizonte AB, que apresentou uma diminuição significativa. Esse fato pode estar relacionado à compactação da camada onde este horizonte se situa, conhecido popularmente como ‘pé de arado’, que ocorre devido à utilização de implementos agrícolas os quais, ao revolver a camada superior, compactam a camada inferior.

O Nitossolo apresenta um aumento na área porosa da superfície à camada mais profunda, de modo que os horizontes Ap e Bt1 diferem significativamente dos horizontes subjacentes, desse modo, a porosidade do horizonte Ap é baixa devido ao tráfego de máquinas e animais na superfície, e do horizonte Bt1, devido a iluviação da argila e seu acúmulo nos poros, reduzindo sua porosidade. Este processo ocorre até a transição Bt2/Bw1, onde ocorre o aumento na área porosa média do horizonte Bw.

Considerando os oito horizontes de ambos os solos, o Latossolo se sobressai ao Nitossolo em todos os horizontes, sendo o contrário do observado na porosidade total pela Equação 19 e na Tabela 10. Esse comportamento, provavelmente se deve a não contabilização dos microporos devido a resolução de captura das imagens, e desse modo, o Nitossolo com maior microporosidade, deixa de contabilizar uma porcentagem significativa de poros.

Ao analisar a área de poros distribuída por forma e classe de tamanhos, percebe-se que a área total de poros do Latossolo é, em todos os horizontes, dominada por poros complexos, enquanto que, todos os horizontes do Nitossolo apresentam prevalência de poros arredondados. Isso pode contribuir para uma maior condutividade hidráulica do Latossolo, pois poros complexos contribuem para uma melhor conexão dentro do sistema poroso, ao invés de poros arredondados, que normalmente representam poros individualizados na matriz.

Tabela 11 - Área de poros distribuída por classes de raio equivalente e formato de poros para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

		LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO								NITOSSOLO VERMELHO							
		Distrófico típico								Eutroférico latossólico							
		Ap	AB	Bw1	Bw2	Ap	Bt1	Bt2	Bw	Ap	Bt1	Bt2	Bw	Ap	Bt1	Bt2	Bw
Formato de Poro	Raio equivalente μm	Área de Poros do Solo %															
Arredondados	25 - 50	2,15	B a	3,15	A a	2,35	B a	2,09	B a	1,71	C a	2,26	B a	3,58	A a	2,32	AB a
	50 - 100	2,00	B a	3,98	A a	3,25	B a	2,63	AB a	1,90	D a	1,95	C a	3,56	B a	3,49	A a
	100 - 150	0,64	C c	1,38	A b	1,04	BC c	1,12	AB b	1,00	C c	1,30	B ab	1,24	B b	2,28	A a
	150 - 200	0,00	A d	0,14	A cd	0,58	A d	0,50	A d	0,43	C cd	0,52	AB ab	0,69	BC bc	0,63	A a
	200 - 250	0,10	A cd	0,11	A d	0,00	A d	0,11	A cd	0,00	A abcd	0,52	A b	0,23	A ab	0,51	A abc
	250 - 500	0,00	A c	0,00	A bc	0,00	A bc	0,00	A bc	0,18	A abc	1,74	A a	0,95	A ab	0,19	A a
Alongados	10 - 25	1,88	AB ab	1,93	A a	1,59	AB ab	1,25	B b	0,46	A c	0,44	A c	1,12	A ab	0,71	A c
	25 - 50	0,51	C d	2,46	A ab	1,28	BC bcd	1,33	AB abc	0,77	C cd	1,66	BC bcd	2,03	B bc	2,82	A a
	50 - 100	0,00	A c	0,00	A c	0,12	A c	0,00	A bc	0,50	A ab	0,13	A a	0,35	A ab	0,44	A a
	100 - 150	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a
	150 - 200	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a
Complexos	50 - 100	0,08	A a	0,06	A ab	0,00	AB ab	0,00	B bc	0,04	A abc	0,00	AB bc	0,02	AB bc	0,00	B c
	100 - 150	1,00	A a	1,01	A a	0,65	AB ab	0,45	B b	0,39	A cd	0,10	A d	0,16	A c	0,05	A d
	150 - 200	1,11	A a	2,24	A a	1,75	A a	1,68	A a	0,47	BC c	0,09	C cd	0,99	A b	0,52	AB bc
	200 - 250	1,34	A b	2,22	A a	3,68	A a	2,28	A ab	0,37	B c	0,00	B c	0,41	A b	1,09	A b
	250 - 500	4,46	B bc	7,35	AB ab	11,73	A a	8,84	A ab	1,09	B d	2,55	B d	3,20	A c	5,71	A c
	> 500	23,73	A ab	4,61	A abc	7,30	A ab	17,69	A a	1,14	A c	3,96	A c	0,76	A bc	6,59	A c
Total		39,02	AB a	30,64	B a	35,34	A a	39,96	A a	10,43	B c	17,22	B c	19,29	A b	27,35	A b

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula, para o tipo de solo, e minúscula, para todos os horizontes, não diferem entre si a 5 % de probabilidade.

A maior parte do sistema poroso do Latossolo é formada por poros complexos com raio equivalente maior que 500 μm , não ocorrendo diferenças significativas de proporções entre horizontes. No geral ocorre um aumento de porosidade complexa com o aumento da profundidade, sendo isso melhor verificado para poros complexos entre 250 e 500 μm . Os poros complexos menores que 100 μm são praticamente inexistentes, ao passo que são nessas classes de tamanhos onde ocorrem todos os poros alongados, que são mais representativos no horizonte AB. Os poros alongados em micromorfologia são associados a canais de minhocas ou a fissuras presentes entre os agregados, sendo importantes do ponto de vista agrônomo pois são tipicamente poros de transmissão (Pagliai et al., 1983). O aumento de poros dessa classe no horizonte AB pode estar associado à diminuição da porosidade complexa nessa camada, gerada pela maior aproximação e compactação de agregados com o aumento da profundidade, o que diminui a porosidade intra-agregados e aumenta a taxa de fissuras. Esse fato também favorece o aumento de poros arredondados no horizonte AB com tamanhos entre 25 e 150 μm .

No Nitossolo a distribuição por formatos de poros ocorre de maneira distinta. Há quase uma divisão ideal da área de poros entre poros arredondados e complexos, de modo que para o grupo dos alongados apenas os entre 25 e 50 μm apresentam valores mais relevantes, aumentando significativamente entre horizontes com o aumento da profundidade. Os poros arredondados entre 25 e 200 μm dominam metade da área porosa de todos os horizontes deste solo, também aumentando em expressividade com o aumento da profundidade. Diferentemente do Latossolo, a porosidade complexa do Nitossolo, nos horizontes Bt1 e Bt2 é representada pelas fissuras interconectadas entre agregados, devido a isso apresenta uma menor contribuição dessa classe de poros, ocorrendo aumento da porosidade complexa no horizonte Bw, sendo esse mais expressivo para os poros entre 150 e 500 μm .

Ao correlacionar todos os horizontes de ambos os solos, o Latossolo apresentou maior porosidade complexa com raio acima de 50 μm e porosidade alongada com raio menor que 25 μm em quase todos os horizontes. Já o Nitossolo apresentou maior porosidade arredondada entre 100 a 500 μm e alongada entre 25 e 100 μm . Semelhanças em distribuições ocorreram entre os horizontes AB do Latossolo e Ap, Bt1 e Bt2 do Nitossolo, assim como para os horizontes Ap, Bw1, Bw2 do primeiro e Bw do segundo.

Esses resultados foram comparados aos obtidos pelas curvas de distribuições de frequência de volume de poros do solo (Figura 12 e Tabela 12). A Figura 12 apresenta os gráficos das correlações entre os valores de área e de volume de poros, obtidos pela análise

micromorfométrica e pelas curvas de distribuição de frequência e de frequência acumulada do volume de poros, sendo apresentados na forma de valores relativos acumulados.

Figura 12 - Correlações entre os valores relativos acumulados de área e de volume de poros, obtidos pela análise micromorfométrica e pelas curvas de distribuições de frequência de volume de poros dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

Para as correlações, foram considerados somente os poros com raio equivalente maior que 25 μm , os quais tiveram sua proporção relativizada a valores entre 0 e 1 e foram apresentados de modo cumulativo. Desta forma, para o primeiro par (x, y) verificou-se os valores das proporções relativas acumuladas de poros com raios entre 25 e 50 μm , no par seguinte estão os valores desta classe somados aos de poros com raios entre 50 e 100 μm , e assim sucessivamente.

Através da Figura 12, pode-se verificar que as análises micromorfométricas tenderam a subestimar os valores para todas as classes de tamanho e horizontes, pelo fato das retas de regressão se afastarem da reta 1:1, e que a correlação decresce em linearidade com o aumento da profundidade, com destaque para os horizontes Bw1 e Bw2 do Latossolo. Esse comportamento é evidenciado pelos coeficientes das regressões (Tabela 12), onde se verifica que, embora os coeficientes lineares não sejam diferentes de zero, os coeficientes angulares decrescem em profundidade, assim como os coeficientes de determinação. Apenas o horizonte Ap do Latossolo apresentou um coeficiente angular diferente de zero.

Em uma correlação linear positiva e simétrica, o coeficiente angular é igual a 1, o que é representado pelo valor da tangente do ângulo de 45° formado entre a reta 1:1 e o eixo das abscissas. O Latossolo apresentou um coeficiente próximo a 0,40, o que indica que a porosidade nas imagens é subestimada em quase 50 % quando comparada a valores apresentados pelas curvas de distribuições de frequência de volume de poros do solo, porque a tangente do ângulo de 22,5° é 0,41. O horizonte Ap do Nitossolo apresentou valor mais próximo a 1, embora os coeficientes angulares tenham decrescido para os horizontes deste solo com o aumento da profundidade.

Os principais fatores, que se interconectam e interferem nessas correlações são a resolução das imagens usadas na medição micromorfométrica, a separação entre poros e sólidos durante a limiarização das imagens, a dimensão avaliada por cada método e a organização estrutural de cada solo.

Primeiramente, vale ressaltar que o tamanho do pixel interfere no tamanho dos poros avaliados, o que é controlado diretamente pela resolução da imagem a ser analisada e diminui o intervalo de classes de poros que podem ser correlacionadas. Durante a limiarização o valor de cada pixel interfere na imagem binária resultante, de modo que pixels próximos às interfaces poro-matriz podem ajudar a subestimar ou superestimar a área de poros. Devido a este fato poros muito pequenos, na forma de pixels unitários, podem ser considerados como artefatos e devem ser desconsiderados durante as avaliações, o que contribui para diminuir ainda mais a área total de poros das imagens.

Tabela 12 - Coeficientes lineares, angulares e de determinação das correlações entre os valores relativos acumulados de área e de volume de poros, obtidos pela análise micromorfométrica e pelas curvas de distribuições de frequência de volume de poros dos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico				NITOSSOLO VERMELHO Eutroférico latossólico			
	Ap	AB	Bw1	Bw2	Ap	Bt1	Bt2	Bw
Coeficientes Lineares								
Estimativa	-0,08	-0,12	-0,12	-0,06	0,02	0,04	0,11	0,00
Erro Padrão	0,05	0,32	0,38	0,27	0,06	0,12	0,13	0,14
<i>p</i> valor	0,24	0,72	0,78	0,82	0,71	0,76	0,44	0,98
Coeficientes Angulares								
Estimativa	0,44 a	0,68	0,52	0,36	0,79 b	0,58 ab	0,69 ab	0,58 ab
Erro Padrão	0,08	0,35	0,42	0,29	0,07	0,16	0,15	0,17
<i>p</i> valor	0,01	0,12	0,28	0,28	0,00	0,02	0,01	0,03
Coeficientes de Determinação								
R ²	0,87	0,49	0,28	0,28	0,97	0,77	0,83	0,75
R ² ajustado	0,84	0,36	0,11	0,10	0,96	0,71	0,79	0,69

As médias seguidas por uma mesma letra minúscula, para todos os horizontes, não diferem entre si a 5 % de probabilidade.

Os horizontes Bw1 e Bw2 do Latossolo apresentam uma estrutura secundária em blocos subangulares, que se desfazem em uma estrutura primária granular, podendo supor que dentro dos maiores grânulos existam ainda poros da classe dos meso e macroporos, porém, os horizontes Bt do Nitossolo, devido a contribuição da argila iluviada, possuem estrutura em blocos subangulares, os quais possuem internamente, em grande parte, poros das classes dos meso e microporos.

Devemos somar ao exposto acima o fato de as análises micromorfométricas serem realizadas em um plano bidimensional de uma amostra de solo. Deste modo, no horizonte Ap do Latossolo, devido a compactação gerada pelo manejo superficial deste solo, é esperada uma aproximação maior entre agregados, o que contribui para uma diminuição da macroporosidade e uma melhor correlação entre dados micromorfométricos com os estimados pela curva de retenção. Com o aumento da profundidade há uma mudança estrutural, de modo que a ausência de compactação permita aos grânulos ficarem mais espaçados. Desta maneira, a contribuição dos poros intra-agregados aumenta a estimativa da curva de distribuição de frequência de volume de poros. Porém, a análise micromorfométrica atua no plano bidimensional, sendo impossível estimar a quantidade de poros que estão dentro de agregados, os quais aparecem como objetos opacos nas imagens.

O Nitossolo apresenta, assim como o Latossolo, compactação da superfície devido ao manejo. Porém, a estrutura desse solo contribui para que os macroporos, situados principalmente entre agregados, como fissuras e câmaras entre blocos angulares, sejam facilmente contabilizados pelo método micromorfométrico. Esse comportamento ocorre nos horizontes com iluviação de argila, e mudando no horizonte latossólico.

Embora haja tal discordância entre tais métodos, a análise micromorfométrica tem como complemento a medição da distribuição do número de poros, sendo essa, uma informação importante ao considerar o comportamento hidráulico do solo. Embora a curva de distribuição de frequência de volume de poros apresente um detalhamento maior no conteúdo real de poros de um solo, ela não fornece uma informação precisa sobre a conectividade do sistema poroso, fato que ainda dificulta seu uso numa modelagem mais precisa da condutividade hidráulica do solo.

A distribuição do número de poros fornece uma estimativa do grau de interconexões do sistema poroso. Dessa forma, um solo com grande área de poros deverá apresentar também um grande volume de poros, que pode ser verificado na sua curva de distribuição de frequência de volume de poros, porém se o número de poros arredondados desse solo for muito maior que o de poros complexos, imagina-se uma menor conectividade, o que poderia concordar com uma menor condutividade apresentada por esse solo mesmo que ele apresente uma alta porosidade total. O contrário também pode ser verificado, ou seja, um solo com pequena área porosa, mas grande número de poros complexos, que se relacionam a uma alta conectividade.

A Tabela 13 apresenta as distribuições de números de poros por formato e tamanho nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo. Considerando números totais por horizonte, não ocorreram diferenças significativas, embora as médias dos horizontes AB do Latossolo e Bt2 do Nitossolo tenham sido as mais altas. No Latossolo, há um aumento no número de poros complexos entre 250 e 500 μm com aumento da profundidade. Há uma grande quantidade de poros alongados entre 10 e 25 μm , porém sabendo-se que esses ocupam uma pequena área, a diminuição no número de poros desta categoria com a profundidade não deve afetar muito o comportamento hídrico desse solo. Os poros arredondados apresentaram maiores números médios no horizonte AB, embora a diferença para com outros horizontes não seja significativa, mas somada à informação de que este mesmo horizonte apresenta incremento significativo em área de poros arredondados, pode indicar uma menor conectividade deste horizonte quando comparado aos outros do mesmo solo.

Tabela 13 - Distribuições de números de poros por formato e tamanho nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

		LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO								NITOSSOLO VERMELHO							
		Distrófico típico								Eutroférico latossólico							
		Ap		AB		Bw1		Bw2		Ap		Bt1		Bt2		Bw	
Formato	Raio	Número de Poros do Solo															
de Poro	equivalente																
	µm																
Arredondados	25 - 50	691	A	1005	A	722	A	640	A	547	B	751	A	1129	A	717	A
			a		a		a		a		a		a		a		a
	50 - 100	179	A	355	A	273	A	223	A	161	C	155	D	318	A	291	B
			a		a		a		a		a		a		a		a
	100 - 150	18	C	39	A	29	BC	32	AB	27	C	34	B	34	B	64	A
			e		ab		cdef		abc		cde		ab		bf		a
	150 - 200	0	A	2	A	8	A	7	A	6	C	7	AB	9	BC	8	A
			d		cd		d		d		cd		ab		bc		a
Alongados	200 - 250	1	A	1	A	0	A	1	A	0	A	4	A	2	A	4	A
			de		e		e		de		abcde		b		bc		abd
	250 - 500	0	A	0	A	0	A	0	A	1	A	6	A	3	A	1	A
			d		cd		cd		cd		abcd		ab		bc		b
	10 - 25	104	A	83	A	65	AB	57	B	23	A	29	A	54	A	32	A
			a		a		ab		bc		d		cd		ab		d
	25 - 50	11	C	41	A	24	BC	22	AB	14	C	16	BC	32	B	43	A
			d		ab		bcd		abc		d		cd		abcd		a
Complexos	50 - 100	0	A	0	A	1	A	0	A	2	A	1	A	2	A	2	A
			c		c		c		bc		abc		a		ab		a
	10 - 25	4	A	3	ab	0	BC	0	C	2	A	0	AB	1	AB	0	B
			a		a		a		b		ab		b		b		b
	100 - 150	24	A	23	A	15	AB	9	B	9	A	3	A	4	A	1	A
			a		a		ab		b		cd		d		bc		d
	150 - 200	14	A	28	A	22	A	21	A	6	BC	1	C	13	A	7	AB
			a		a		a		a		c		d		b		bc
Total	200 - 250	10	A	17	A	28	A	18	A	3	B	0	B	3	A	9	A
			b		a		a		ab		c		c		b		b
	250 - 500	15	B	27	A	39	A	29	A	3	B	8	B	10	A	20	A
			bc		ab		ab		a		d		d		c		c
> 500		9	A	5	A	5	A	8	A	1	A	3	A	1	A	5	A
			ab		abcd		bc		ab		d		d		cd		d
Total		1080	A	1629	A	1231	A	1067	A	805	C	1018	B	1615	A	1204	AB
			a		a		a		a		a		a		a		a

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula, para o tipo de solo, e minúscula, para todos os horizontes, não diferem entre si a 5 % de probabilidade.

No Nitossolo o acréscimo em área de poros complexos em profundidade é acompanhado pelo aumento no número de poros com tamanho entre 150 e 500 μm , ocorrendo o mesmo para poros arredondados de 50 a 100 μm . Porém, como esse solo apresenta uma maior proporção de poros arredondados se comparados aos alongados e complexos, o

aumento no número de poros dessa classe pode indicar uma diminuição na sua conectividade, o que diminuiria sua capacidade de conduzir água.

Embora a análise por classes de raio equivalente seja rotineira na avaliação da curva de retenção da água no solo, é sabido que os poros não são exatamente circulares. Considerando isso, numa análise mais direta, a micromorfometria nos permite separar os poros de acordo com a área ocupada por cada poro. Na Tabelas 14, a área e o número de poros foram agrupados nas categorias: pequenos, médios e grandes; de acordo com a área ocupada por cada por, facilitando para visualizar o panorama geral de cada classe de formato de poros.

No Latossolo, predominam poros complexos grandes e médios nos horizontes Ap, Bw1 e Bw2, semelhante aos valores que ocorrem no horizonte Bw do Nitossolo. Por outro lado, os horizontes AB e Ap, Bt1 e Bt2 no Latossolo e Nitossolo, respectivamente, a classe dos poros arredondados pequenos e médios é dominante.

Tabela 14 - A área e o número de poros foram agrupados nos grupos de tamanho pequeno, médio e grandes nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo.

		LA TOSSOLO VERMELHO-AMARELO								NITOSSOLO VERMELHO							
		Distrófico típico								Eutrófico latossólico							
		Ap		AB		Bw1		Bw2		Ap		Bt1		Bt2		Bw	
Formato de Poro	Grupos de Tamanho	Área de Poros do Solo %															
Arredondados	pequenos	3,30	A a	5,31	A a	3,94	A a	3,39	A a	2,68	C a	3,15	B a	5,54	A a	4,00	A a
	médios	1,60	C d	3,45	A b	3,29	BC cd	3,05	AB bc	2,36	C cd	2,99	B b	3,77	B b	4,83	A a
	grandes	0,00	A c	0,00	A c	0,00	A c	0,00	A c	0,18	A bc	2,15	A ab	0,95	A ab	0,60	A a
Alongados	pequenos	0,31	A a	0,14	B ab	0,06	C bc	0,11	C c	0,07	A cd	0,14	A bc	0,09	A bc	0,07	A d
	médios	2,08	A a	3,98	A a	2,93	A a	2,30	A a	1,16	B a	1,17	B a	2,93	A a	3,33	A a
	grandes	0,00	A cd	0,27	A bc	0,00	A d	0,18	A bcd	0,50	A ab	0,93	A a	0,49	A ab	0,58	A a
Complexos	pequenos	0,00	A a	0,01	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a	0,00	A a
	médios	2,65	A a	4,00	A a	3,64	A a	3,29	A a	1,13	BC c	0,19	C d	1,27	A b	1,11	AB bc
	grandes	29,08	A a	13,48	A ab	21,47	A a	27,66	A a	2,36	B cd	6,50	B d	4,26	A bc	12,84	AB bcd
Total		39,02	AB a	30,64	B a	35,34	A a	39,96	A a	10,43	B c	17,22	B c	19,29	A b	27,35	A b

As médias seguidas por uma mesma letra maiúscula, para o tipo de solo, e minúscula, para todos os horizontes, não diferem entre si a 5 % de probabilidade.

Os resultados micromorfométricos mostram que os horizontes Ap, Bw1 e Bw2 do Latossolo e o horizonte Bw do Nitossolo têm semelhanças e que possivelmente isso pode interferir nos seus comportamentos quanto a condutividade hidráulica, agrupando-os em classes de condutividade semelhantes e mais elevadas se considerarmos os horizontes AB e Ap, e Bt1 e Bt2 do Latossolo e do Nitossolo, respectivamente.

O movimento da água no perfil do solo é um importante componente de problemas agrícolas e ambientais, como irrigação, contribuições de drenagem subsuperficial para o lençol freático, crescimento de infiltrações salinas e eliminação de resíduos, dessa forma, as propriedades hidráulicas do solo, em especial a condutividade hidráulica não saturada, devem ser determinadas com precisão para descrever o transporte de água e contaminantes e potenciais impactos ambientais, propiciando uma gestão adequada e eficaz do solo e da água (Jones e Wagenet, 1984; Marion et al., 1994).

Os valores dos parâmetros de ajuste da função $K(\theta)$ (Equação 12) (mm h^{-1}) dos métodos do perfil instantâneo clássico (Hillel et al., 1972) (M1), solução da Equação 11 (M2), conteúdo de água e fluxo (Libardi et al., 1980) (M3 e M4, respectivamente), e indireto no laboratório (M5) para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo, são apresentados nas Tabelas 15 e 16. Também pode-se visualizar graficamente a função $\ln K(\theta)$ nos Anexos A e B.

Valores substancialmente mais elevados de condutividade hidráulica em solo não saturado no tempo inicial de redistribuição (K_0) foram obtidos nos horizontes Bw1 e Bw2 do Latossolo, e Bt2 e Bw do Nitossolo, relacionando-se diretamente com a porosidade total e, principalmente, com a macroporosidade, e inversamente com a densidade do solo. O Latossolo, em geral, apresentou maiores valores de K_0 que o Nitossolo, assim como observado por Jones e Wagenet (1984), que encontraram relação com o teor de areia do solo.

O parâmetro de ajuste adimensional γ possui grande sensibilidade na estimativa das relações $K(\theta)$, por ser expoente da Equação 12, e neste estudo apresentou valores entre 34 e 125, estando, em diversas situações, abaixo dos valores encontrados por Falleiros et al. (1998), da ordem de 50 a 200, porém esses valores podem chegar a 500.

Porém, estes resultados ficaram mais próximos aos encontrados por Libardi et al. (1980) e Libardi e Melo Filho (2006), onde uma grande porcentagem dos valores do parâmetro γ foram menores que 60.

Tabela 15 - a) Parâmetros da função $K(\theta)$ (mm h^{-1}) utilizando 5 métodos (M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório) para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo, sem e com remoção dos horizontes subjacentes, utilizando a curva de retenção obtida pelo método de laboratório.

LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico													
Sem remoção de horizontes - CRA pelo método de laboratório													
	Ap			AB			Bw1			Bw2			
	$\theta_0 = 0,3145 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,3305 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,3635 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,3538 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			
	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	
M1	50,71	92,82	0,9962	21,88	61,25	0,9918	5608,41	67,12	0,9988	4729,89	60,31	0,9971	
M2	36,46	93,16	0,9958	7,16	61,16	0,9931	1229,17	66,45	0,9990	842,58	60,15	0,9980	
M3	33,83	84,03	0,9990	43,07	61,35	0,9997	228,67	67,57	0,9995	920,70	66,23	0,9996	
M4	13,70	80,67	0,9908	7,67	55,74	0,9906	3239,76	65,68	0,9924	3735,57	61,02	0,9926	
M5	2,29	65,48	0,9998	0,71	48,86	0,9992	343,64	41,26	0,9876	181,01	41,92	0,9864	
Remoção do horizonte Ap - CRA pelo método de laboratório													
	AB			Bw1			Bw2						
	$\theta_0 = 0,3305 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,3783 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,3805 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$						
	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	
M1				10,03	61,41	0,9957	10390,27	65,53	0,9947	11104,25	58,34	0,9984	
M2				6,75	60,74	0,9953	1695,17	62,63	0,9927	2627,66	58,03	0,9985	
M3				15,11	63,29	0,9991	321,12	68,97	0,9988	1480,62	62,50	0,9988	
M4				7,24	60,64	0,9908	3323,44	66,57	0,9910	2726,72	59,72	0,9910	
M5				0,69	49,43	0,9989	815,01	41,03	0,9872	1434,62	40,92	0,9856	
Remoção dos horizontes Ap e AB - CRA pelo método de laboratório													
				Bw1			Bw2						
				$\theta_0 = 0,3783 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,3805 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$						
				K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	
M1							1076,44	58,29	0,9902	7966,37	57,94	0,9789	
M2							845,96	58,38	0,9911	2706,37	57,94	0,9797	
M3							8286,75	68,03	0,9978	12921,69	64,52	0,9976	
M4							1447,01	64,75	0,9846	2946,45	61,08	0,9839	
M5							435,47	41,73	0,9852	1506,97	41,21	0,9840	
Remoção dos horizontes Ap, AB e Bw1 - CRA pelo método de laboratório													
										Bw2			
										$\theta_0 = 0,3805 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			
										K_0	γ	R^2	
M1											1903,38	59,13	0,9670
M2											1835,40	59,11	0,9681
M3											8574,92	64,94	0,9971
M4											1780,69	61,22	0,9918
M5											1322,58	43,57	0,9779

Tabela 15 - b) Parâmetros da função $K(\theta)$ (mm h^{-1}) utilizando 5 métodos (M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório) para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando a curva de retenção obtida pelo método de campo.

LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico												
Sem remoção de horizontes - CRA pelo método de campo												
	Ap			AB			Bw1			Bw2		
	$\theta_0 = 0,2613 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,2417 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,2448 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,2407 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$		
	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2
M1	0,12	49,46	0,9715	0,37	81,07	0,9925	9,66	58,72	0,9743	61,04	63,32	0,9953
M2	0,06	41,09	0,9041	0,09	62,77	0,9133	1,12	44,55	0,9143	5,78	52,15	0,9768
M3	0,10	47,17	0,9959	0,24	64,10	0,9940	0,83	80,00	0,9976	2,53	79,37	0,9986
M4	0,06	34,07	0,9903	0,13	50,70	0,9980	1,27	44,31	0,9383	5,21	53,45	0,9853
M5	0,04	56,46	0,9985	0,02	73,99	0,9994	0,27	56,28	0,9936	4,16	59,71	0,9909
Remoção do horizonte Ap - CRA pelo método de campo												
	AB			Bw1			Bw2					
	$\theta_0 = 0,2417 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,2448 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,2418 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$					
	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2			
M1				0,13	77,34	0,9929	9,55	69,06	0,9808	101,27	68,91	0,9909
M2				0,08	71,70	0,9745	1,78	57,29	0,9397	8,20	60,42	0,9819
M3				0,09	65,79	0,9963	1,14	81,97	0,9971	4,72	75,19	0,9977
M4				0,06	61,31	0,9744	2,19	59,05	0,9539	7,68	62,63	0,9827
M5				0,02	75,51	0,9989	0,43	56,82	0,9928	5,76	59,71	0,9905
Remoção dos horizontes Ap e AB - CRA pelo método de campo												
				Bw1			Bw2					
				$\theta_0 = 0,2448 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,2418 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$					
				K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2			
M1							6,35	72,61	0,9912	64,80	74,00	0,9795
M2							4,22	70,22	0,9881	29,14	74,71	0,9828
M3							10,08	80,65	0,9977	24,30	78,13	0,9973
M4							3,75	76,23	0,9835	14,40	73,97	0,9853
M5							1,06	58,31	0,9905	17,05	60,73	0,9885
Remoção dos horizontes Ap, AB e Bw1 - CRA pelo método de campo												
										Bw2		
										$\theta_0 = 0,2418 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$		
										K_0	γ	R^2
M1										11,33	72,64	0,9582
M2										11,59	73,30	0,9629
M3										22,28	80,00	0,9961
M4										8,12	73,71	0,9889
M5										10,45	66,16	0,9795

Tabela 16 - a) Parâmetros da função $K(\theta)$ (mm h^{-1}) utilizando 5 métodos (M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório) para os horizontes Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando a curva de retenção obtida pelo método de laboratório.

NITOSSOLO VERMELHO Eutroférico latossólico													
Sem remoção de horizontes - CRA pelo método de laboratório													
	Ap			Bt1			Bt2			Bw			
	$\theta_0 = 0,4691 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,5046 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,5387 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,5249 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			
	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	
M1	0,52	43,34	0,9932	5,67	41,65	0,9841	304,53	50,66	0,9711	18576,24	72,32	0,9868	
M2	0,35	42,76	0,9895	2,35	42,35	0,9878	148,20	55,17	0,9830	5867,24	74,80	0,9845	
M3	0,51	44,25	0,9994	2,34	41,49	0,9989	9,97	54,64	0,9987	31,39	71,43	0,9988	
M4	0,26	37,70	0,9528	1,65	35,23	0,9639	84,03	45,02	0,9632	2580,54	64,50	0,9761	
M5	0,00	54,73	0,9992	0,12	50,46	0,9979	2,58	47,32	0,9931	17,23	48,11	0,9960	
Remoção do horizonte Ap - CRA pelo método de laboratório													
	Bt1			Bt2			Bw						
	$\theta_0 = 0,5046 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,5387 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,5249 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$						
	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	
M1				1,18	36,67	0,9855	109,25	49,01	0,9780	5131,26	67,60	0,9926	
M2				0,91	36,73	0,9898	39,06	48,68	0,9746	1224,63	66,28	0,9877	
M3				17,15	36,23	0,9972	8,67	47,17	0,9972	33,44	62,50	0,9975	
M4				0,81	35,54	0,9935	41,39	42,97	0,9822	1111,93	61,52	0,9914	
M5				0,05	50,65	0,9978	0,63	46,67	0,9933	3,48	47,81	0,9964	
Remoção dos horizontes Ap e Bt1 - CRA pelo método de laboratório													
				Bt2			Bw						
				$\theta_0 = 0,5387 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,5161 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$						
				K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	
M1							76,64	57,85	0,9856	2991,12	75,00	0,9994	
M2							50,21	57,31	0,9859	1308,71	75,46	0,9996	
M3							176,48	52,36	0,9986	792,77	66,23	0,9990	
M4							40,49	50,02	0,9780	1674,98	68,64	0,9772	
M5							0,95	48,34	0,9916	5,16	45,10	0,9900	
Remoção dos horizontes Ap, Bt1 e Bt2 - CRA pelo método de laboratório													
										Bw			
										$\theta_0 = 0,5189 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			
										K_0	γ	R^2	
M1											972,94	76,96	0,9891
M2											935,53	76,63	0,9890
M3											592,77	71,43	0,9997
M4											435,83	68,08	0,9912
M5											4,06	50,25	0,9936

Tabela 16 - b) Parâmetros da função $K(\theta)$ (mm h^{-1}) utilizando 5 métodos (M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório) para os horizontes Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando a curva de retenção obtida pelo método de campo.

NITOSSOLO VERMELHO Eutroférico latossólico												
Sem remoção de horizontes - CRA pelo método de campo												
	Ap			Bt1			Bt2			Bw		
	$\theta_0 = 0,3906 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,3947 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,4431 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,3762 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$		
	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2
M1	0,05	76,41	0,9981	0,11	98,61	0,9988	12,90	54,62	0,9956	11,85	71,20	0,9947
M2	0,02	54,43	0,9610	0,03	54,12	0,9102	1,51	46,81	0,9926	1,62	66,23	0,9844
M3	0,05	95,24	0,9898	0,12	80,65	0,9579	0,89	59,88	0,9823	2,50	64,94	0,9900
M4	0,02	49,55	0,9363	0,03	34,46	0,9999	1,45	36,96	0,9872	1,47	52,05	0,9675
M5	0,00	108,83	0,9998	0,00	124,18	0,9999	0,80	60,82	0,9977	0,75	52,70	0,9992
Remoção do horizonte Ap - CRA pelo método de campo												
	Bt1			Bt2			Bw					
	$\theta_0 = 0,3947 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,4431 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,3762 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$					
	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2
M1				0,03	84,99	0,9911	6,53	54,39	0,9962	5,65	65,77	0,9950
M2				0,02	76,07	0,9742	1,15	47,75	0,9862	1,09	62,22	0,9798
M3				0,02	68,97	0,9932	0,81	53,19	0,9717	2,44	59,88	0,9865
M4				0,01	34,06	0,9990	1,10	37,44	0,9798	1,45	54,04	0,9715
M5				0,00	124,84	0,9998	0,60	60,64	0,9981	0,51	52,76	0,9991
Remoção dos horizontes Ap e Bt1 - CRA pelo método de campo												
				Bt2			Bw					
				$\theta_0 = 0,4431 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$			$\theta_0 = 0,3756 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$					
				K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2	K_0	γ	R^2
M1							6,61	69,50	0,9960	3,85	73,10	0,9868
M2							4,38	68,90	0,9976	1,56	73,61	0,9883
M3							7,29	57,14	0,9997	38,47	60,24	0,9999
M4							2,79	53,92	0,9755	1,77	64,20	0,9598
M5							2,50	62,39	0,9964	0,74	50,44	0,9980
Remoção dos horizontes Ap, Bt1 e Bt2 - CRA pelo método de campo												
										Bw		
										$\theta_0 = 0,3756 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$		
										K_0	γ	R^2
M1										3000,07	60,75	0,9917
M2										0,53	64,38	0,9835
M3										0,46	59,52	0,9999
M4										0,35	55,56	0,9919
M5										0,26	55,35	0,9975

De modo geral, o Latossolo apresentou maiores valores de condutividade hidráulica próximo a saturação que o Nitossolo, concordando com os resultados encontrados na análise micromorfométrica, encontrando maior quantidade de poros complexos e de maior tamanho.

Os valores de conteúdo de água no tempo inicial de redistribuição (θ_0) foram muito semelhantes para todos os tratamentos, porém houve uma grande variabilidade em K_0 e γ ao comparar o mesmo horizonte após a remoção dos horizontes subjacentes, devido as variações de θ em função do tempo. Falleiros et al. (1998) verificaram comportamento semelhante em ensaios realizados em laboratório, onde a diferença de θ entre repetições foram, na verdade, muito pequenas, da ordem de $0,01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, porém, estas diferenças muito pequenas nos perfis de θ causaram grandes variações em K_0 e γ , com coeficientes de variação de até 170 %, indicando a sensibilidade das medidas de θ e do formato da curva $\theta(t)$ na estimativa das relações $K(\theta)$, sendo explicado ao observar que θ é parte do expoente da Equação 12.

As variações de umidade volumétrica foram menores com o decorrer do tempo, sendo pequenas ao fim do período de redistribuição de água, sendo o mesmo comportamento observado por Ghiberto e Moraes (2011). Do mesmo modo, o potencial mátrico apresentou pequenas variações no fim desse período, variando entre -85 e -175 hPa no Latossolo e entre -50 e -225 hPa no Nitossolo, confirmando as observações de Dirksen (1991), que é difícil atingir valores de potencial mátrico inferiores a -200 hPa com o método da drenagem interna, ficando o solo num conteúdo de água que não é próximo a θ_r .

Libardi & Melo Filho (2006) realizando a análise exploratória e variabilidade do conteúdo de água, observaram pequenas diferenças durante o tempo de secagem e redistribuição, mas que foram suficientes para causar variações significativas nos valores dos parâmetros da função $K(\theta)$, indicando elevada sensibilidade das medidas de θ no cálculo das relações. Também observaram que apesar dos coeficientes de variação serem baixos, indicaram uma tendência de aumento com o tempo no processo de secagem. Porém, Pacheco et al. (1994) encontraram maiores coeficientes de variação quando o solo estava próximo à saturação, indicando a instalação de mais tensiômetros para manter o mesmo nível de precisão, sendo exatamente nessas condições de solo úmido, quando os fluxos de água assumem os maiores valores, que são necessárias estimativas mais corretas.

Nesse sentido, as medições do potencial mátrico são relativamente difíceis e podem ser imprecisas, considerando que os manômetros de mercúrio têm precisão limitada a $\pm 2,5 \text{ cm}$ (Dirksen, 1991).

Os valores ajustados pelos modelos ficaram próximos aos valores calculados, mostrando assim, uma alta eficiência de ajuste, confirmada pelos valores superiores a 0,90 para os coeficientes de determinação, R^2 , indicando que as variáveis dependentes conseguem ser explicadas pelo modelo de ajuste, caracterizando de forma adequada a função $K(\theta)$.

De modo geral, a eficiência dos ajustes dos modelos para obter a função $K(\theta)$ foi maior nas situações em que se utilizou curvas de retenção da água pelo método de laboratório, devido a metodologia utilizada que depende da medida do conteúdo de água baseada nas leituras tensiométricas transformadas em valores de conteúdo de água utilizando as curvas de retenção da água, assim, sua variabilidade também desempenha um papel importante no estabelecimento da função $K(\theta)$ (Falleiros et al., 1998).

As Figuras 13 e 14, com as linhas 1:1 dos dados das funções $K(\theta)$ obtidas a partir do método do perfil instantâneo clássico (M1), colaboram com as observações acima, onde, com exceção do horizonte Bw do Nitossolo após remover os horizontes Ap, Bt1 e Bt2, as linhas apresentaram a mesma tendência de se localizarem abaixo da linha 1:1, entendendo-se que $K(\theta)$ está sendo superestimada pela CRA obtida pelo método de laboratório, em relação ao método de campo, ocorrendo de forma mais pronunciada nas menores tensões da água no solo, ou seja, quando está mais próximo à saturação. Além disso, no Latossolo, após a remoção do horizonte Ap, há uma maior convergência das linhas sobre a linha 1:1.

Assim como observado por Ghiberto e Moraes (2011), entre o tempo zero e o final da redistribuição no método do perfil instantâneo, a faixa de umidade na qual foram feitas as medições foi menor que a amplitude representada pelos parâmetros θ_s e θ_r obtidos pelo ajuste da curva de retenção da água no solo. No campo, é possível que o solo não atinja a saturação devido as limitações discutidas na determinação da CRA pelo método de campo e, portanto, a taxa de infiltração não pode ser aproximada a K_{sat} .

Os valores de θ_0 estiveram entre 84 e 95 % da porosidade total no Latossolo utilizando as CRA obtidas pelo método de laboratório e entre 53 e 79 % as obtidas pelo método de campo, já no Nitossolo, os valores variaram entre 87 e 96 % e entre 62 e 80 % da porosidade total utilizando as CRA obtidas pelo método de laboratório e campo, respectivamente. Em geral, os valores encontrados no Nitossolo foram superiores aos do Latossolo, e algumas vezes, superiores aos 90 % encontrados por Dirksen (1991) e ao intervalo entre 79 e 91% encontrado por Jackson (1963) em solos siltosos.

Nas Tabelas 19 e 20 são apresentados os índices de concordância (D), obtidos através da comparações dos valores de $K(\theta)$ obtidos através de três métodos de campo, sendo os métodos da Equação 11 (M2), conteúdo de água (M3) e fluxo (M4), e um método indireto no

laboratório (M5) com os valores obtidos pelo método do perfil instantâneo clássico (M1), nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo. O método do perfil instantâneo clássico (M1) foi tomado como referência por ter sido considerado como tendo a maior validade (Marion et al., 1994).

Figura 13 - Linha 1:1 dos dados da função $K(\theta)$ obtida a partir do método do perfil instantâneo clássico (M1) utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório (eixo das abscissas) e de campo (eixo das ordenadas), para os horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes.

Constatou-se, a partir dos valores de observados e preditos, gerados em cada método, que a maior discordância foi registrada no início do processo de redistribuição da água,

portanto, para valores de θ próximos da saturação, influenciando de forma importante a estimativa de $K(\theta)$.

Segundo o critério de Levin (1987), as classes de concordância podem ser alta (entre 0,95 e 0,99), moderada (entre 0,50 e 0,95) e fraca (entre 0,10 e 0,50). O método M2 apresentou classe moderada a alta de concordância, sendo mais eficiente que o método M4, com classe de concordância similar. Enquanto que o método M5 foi o que apresentou mais vezes a classe fraca de concordância, seguido pelo método M3.

Figura 14 - Linha 1:1 dos dados da função $K(\theta)$ obtida a partir do método do perfil instantâneo clássico (M1) utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório (eixo das abscissas) e de campo (eixo das ordenadas), para os horizontes Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes.

O método M5, onde a condutividade hidráulica é obtida da curva de retenção da água teve como desvantagem uma concordância, em geral, entre moderada e fraca, subestimando os valores de $K(\theta)$, mas a vantagem de possibilitar a obtenção de resultados em uma maior faixa de potencial e poder ser utilizado na caracterização de grandes áreas, ajudando na comparação de diferentes solos (Marion, 1994; Ghiberto e Moraes, 2011).

De acordo com Mermoud e Xu (2006), os valores da condutividade hidráulica do solo obtidos a partir de métodos de campo são geralmente maiores em cerca de uma ordem de magnitude do que os preditos pelo método M5 devido as diferenças no volume de medição envolvido nas duas abordagens e a uma possível influência de macroporos na transmissão.

Possivelmente, a menor concordância deste método deve-se ao fato de que o desempenho depende do K_{sat} escolhido, valor que se utiliza para estimar a função $K(\theta)$ completa, o que também constitui uma grande simplificação (Ghiberto e Moraes, 2011).

Os métodos M3 e M4 assumem o uso do gradiente hidráulico unitário, e o método M4 apresentou um desempenho superior ao método M3, porém, quando se compara métodos, as diferenças nos valores de $K(\theta)$ não se devem apenas a estimativas de gradiente hidráulico, e avaliação das limitações do pressuposto do gradiente unitário torna-se difícil (Bacchi e Reichardt, 1993). Mas, em geral, os dois métodos apresentaram melhor concordância após a remoção dos horizontes sobrejacentes e nos horizontes mais profundos, sendo a partir do Bw1 e do Bt2 no Latossolo e Nitossolo, respectivamente. Marion et al. (1994), observaram que os métodos M3 e M4 para determinar as relações $K(\theta)$ era mais preciso em profundidades profundas.

A suposição do gradiente hidráulico unitário torna a condutividade hidráulica numericamente igual à densidade de fluxo, e durante a drenagem interna, as densidades de fluxo de água do solo variam várias ordens de magnitude em períodos curtos de tempo, enquanto que os gradientes hidráulicos variam muito pouco ao longo de longos períodos de tempo, dessa forma, as limitações dessa suposição não são, na prática, tão sérias, em solos homogêneos e próximos a saturação (Bacchi e Reichardt, 1993).

O principal argumento contra a utilização do gradiente hidráulico unitário são, de acordo com Reichardt (1993), que apesar de gradientes próximos à unidade serem frequentemente observados durante a drenagem interna, não são teoricamente possíveis de ocorrer, mesmo para um perfil de solo homogêneo, pois, ao assumir o potencial total como a soma dos potenciais mátrico e gravitacional, a condição de gradiente hidráulico unitário implica em um gradiente de potencial mátrico igual a zero, e como consequência, o potencial mátrico seria constante em profundidade, em todos os tempos; assim, o gradiente de potencial

mátrico não pode ser zero e deve realmente diminuir com o tempo de drenagem até que o equilíbrio seja atingido, com gradiente hidráulico igual a zero, e o fluxo seja interrompido.

Os valores do gradiente hidráulico ($d\phi/dz$) nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, estão apresentados na Tabela 21.

Tabela 17 - a) Índice de concordância (D) para os métodos da Equação 11 (M2), conteúdo de água (M3), fluxo (M4) e indireto no laboratório (M5) comparados ao método do perfil instantâneo clássico (M1) nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo.

LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico									
Índice de Concordância (D)									
Sem remoção de horizontes									
	Laboratório				Campo				
	Ap	AB	Bw1	Bw2	Ap	AB	Bw1	Bw2	
M2	0,9932	0,9335	0,9033	0,8532	0,9887	0,9831	0,9696	0,9286	
M3	0,9941	0,9747	0,6749	0,7746	0,9994	0,9617	0,4878	0,5215	
M4	0,9843	0,9714	0,9927	0,9938	0,9408	0,8951	0,9766	0,9007	
M5	0,8919	0,7020	0,9266	0,8882	0,6941	0,8302	0,6163	0,7827	
Remoção do horizonte Ap									
	Laboratório			Campo					
	AB	Bw1	Bw2	AB	Bw1	Bw2			
M2	0,9935	0,9209	0,9185	0,9682	0,8862	0,7496			
M3	0,9961	0,6458	0,7816	0,9907	0,6796	0,6017			
M4	0,9961	0,9360	0,8980	0,9461	0,9101	0,7271			
M5	0,8267	0,8982	0,9545	0,6783	0,6527	0,6993			
Remoção dos horizontes Ap e AB									
	Laboratório			Campo					
	Bw1	Bw2		Bw1	Bw2				
M2	0,9969	0,9511		0,9941	0,9587				
M3	0,9782	0,9877		0,9970	0,9206				
M4	0,9795	0,9180		0,9688	0,8790				
M5	0,8530	0,9344		0,9040	0,9648				
Remoção dos horizontes Ap, AB e Bw1									
	Laboratório			Campo					
	Bw2				Bw2				
M2	1,0000				1,0000				
M3	0,9864				0,9957				
M4	0,9938				0,9912				
M5	0,8151				0,9910				

De acordo com a classificação proposta por Warrick e Nielsen (1980), os valores de gradiente hidráulico apresentaram média a baixa variabilidade nos quatro horizontes de cada solo, principalmente devido a heterogeneidade observada nesses perfis de solo através dos valores de $K(\theta)$, das diferenças nos atributos do solo e das distintas curvas de retenção da água no solo de cada camada (Ghiberto e Moraes, 2011).

Tabela 17 - b) Índice de concordância (D) para os métodos da Equação 11 (M2), conteúdo de água (M3), fluxo (M4) e indireto no laboratório (M5) comparados ao método do perfil instantâneo clássico (M1) nos horizontes Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo.

NITOSSOLO VERMELHO Eutroférico latossólico								
Índice de Concordância (D)								
Sem remoção de horizontes								
	Laboratório				Campo			
	Ap	Bt1	Bt2	Bw	Ap	Bt1	Bt2	Bw
M2	0,9849	0,9298	0,9304	0,9178	0,8694	0,5006	0,7715	0,7570
M3	0,9995	0,9354	0,6119	0,4590	0,9810	0,9649	0,5960	0,8432
M4	0,9710	0,9238	0,9724	0,9537	0,8115	0,4969	0,8390	0,7960
M5	0,3126	0,4981	0,5423	0,5774	0,3971	0,1495	0,5780	0,6822
Remoção do horizonte Ap								
	Laboratório				Campo			
		Bt1	Bt2	Bw		Bt1	Bt2	Bw
M2		0,9925	0,9529	0,9324		0,8833	0,8411	0,7906
M3		0,6245	0,7892	0,5773		0,9122	0,7374	0,9501
M4		0,9887	0,9898	0,9691		0,6181	0,8991	0,8819
M5		0,5109	0,5175	0,5074		0,1697	0,6434	0,6919
Remoção dos horizontes Ap e AB								
	Laboratório				Campo			
		Bt2	Bw			Bt2	Bw	
M2		0,9951	0,9682			0,9926	0,9317	
M3		0,9150	0,9928			0,9368	0,6210	
M4		0,9912	0,9964			0,9812	0,9775	
M5		0,6983	0,6761			0,9832	0,9001	
Remoção dos horizontes Ap, AB e Bw1								
	Laboratório				Campo			
			Bw				Bw	
M2			1,0000				0,2822	
M3			0,9954				0,2831	
M4			0,9880				0,2790	
M5			0,8255				0,2712	

A homogeneidade dos horizontes, responsável pela manutenção do gradiente de potencial mátrico em zero e, assim, o gradiente hidráulico ser unitário, ocorreu nos horizontes Ap do Latossolo e Nitossolo, sem remoção de horizontes; AB e Bw1 do Latossolo, com remoção do horizonte Ap; Bt1 do Nitossolo, com remoção do horizonte Ap; e Bw do Nitossolo, com remoção dos horizontes Ap, Bt1 e Bt2.

Tabela 21 - Estatística descritiva do gradiente hidráulico ($d\phi/dz$) nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes sobrejacentes.

LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO					NITOSSOLO VERMELHO			
Distrófico típico					Eutroférico latossólico			
Gradiente Hidráulico - $d\phi/dz$								
Sem remoção de horizontes								
	Ap	AB	Bw1	Bw2	Ap	Bt1	Bt2	Bw
Média	1,02	1,58	1,12	0,81	1,00	1,17	1,95	1,71
Máx	1,37	2,04	1,21	1,01	1,03	1,42	2,55	2,33
Mín	0,87	1,00	1,03	0,66	0,98	1,00	1,00	1,00
Dp	0,16	0,28	0,05	0,09	0,01	0,13	0,40	0,37
CV %	15,41	17,41	4,31	11,11	1,11	10,94	20,65	21,39
Remoção do horizonte Ap								
	AB	Bw1	Bw2		Bt1	Bt2	Bw	
Média	1,05	1,05	0,77		0,95	1,93	1,61	
Máx	1,08	1,23	0,83		1,00	2,68	1,99	
Mín	1,00	0,99	0,46		0,93	1,00	1,00	
Dp	0,02	0,05	0,07		0,02	0,45	0,25	
CV %	1,83	4,99	8,79		1,68	23,19	15,57	
Remoção dos horizontes Ap e AB				Remoção dos horizontes Ap e Bt1				
		Bw1	Bw2			Bt2	Bw	
Média		0,63	0,63			1,97	1,66	
Máx		1,00	1,00			3,43	1,95	
Mín		0,52	0,57			0,98	1,00	
Dp		0,09	0,07			0,77	0,23	
CV %		14,64	11,36			39,08	13,64	
Remoção dos horizontes Ap, AB e Bw1				Remoção dos horizontes Ap, Bt1 e Bt2				
			Bw2				Bw	
Média			0,64				1,08	
Máx			1,00				1,32	
Mín			0,52				0,20	
Dp			0,13				0,24	
CV %			19,98				22,59	

Em geral, os maiores valores do gradiente foram encontrados nos horizontes Bt2 e Bw do Nitossolo, já os menores valores, abaixo da unidade, estavam nos horizontes Bw1 e Bw2 após a remoção do horizonte Ap.

Assim como as observações de Ahuja et al. (1988), os resultados indicam que os gradientes hidráulicos foram muito influenciados pela natureza e complexidade do perfil do solo e variaram com o tempo e a profundidade, sendo que em algumas situações, os gradientes foram 2 a 5 vezes menores ou maiores que a unidade.

Outra propriedade hidráulica utilizada é a difusividade hidráulica no solo, sendo seu uso adequado em condições de solos homogêneos, sem efeito de histerese, e gradientes de temperatura e de potencial gravitacional (Hillel, 2003).

As Figuras 15 e 16 apresentam as funções $\ln K(\theta)$, m s^{-1} , e $\ln D(\theta)$, $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$, nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando as curvas de retenção da água em campo e em laboratório. Para a determinação da função $K(\theta)$ foi utilizado o modelo do perfil instantâneo clássico (M1).

Figura 15 - Funções $K(\theta)$ e $D(\theta)$ nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem remoção dos horizontes sobrejacentes, utilizando as curvas de retenção da água em laboratório.

Figura 16 - Funções $K(\theta)$ e $D(\theta)$ nos horizontes Ap, AB, Bw1 e Bw2 do Latossolo e Ap, Bt1, Bt2 e Bw do Nitossolo, sem remoção dos horizontes subjacentes, utilizando as curvas de retenção da água em campo.

As observar as funções $K(\theta)$ e $D(\theta)$ no gráfico, percebe-se que as funções $K(\theta)$ apresentam maior inclinação que a função $D(\theta)$, dessa forma pequenas variações no conteúdo de água são suficientes para causar variações significativas nos valores dos parâmetros da função $K(\theta)$. Já a função $D(\theta)$ apresenta menor inclinação que a função $K(\theta)$, evidenciada por menores valores de coeficiente angular, apresentando menor sensibilidade às medidas de θ no cálculo dessa função.

Portanto, a grande vantagem do uso da difusividade hidráulica em relação a condutividade hidráulica é que ela apresenta menor intervalo de variação e menor variação na mesma faixa de conteúdo de água, dessa forma, pequenas mudanças no conteúdo de água no solo afetam o valor de difusividade hidráulica em um grau muito menor que a condutividade hidráulica, implicando em menores erros no cálculo do fluxo ao utilizar valores aproximados de θ (Hillel, 2003).

De modo geral, a diferença entre os coeficientes angulares das curvas de $D(\theta)$ e $K(\theta)$ foram maiores no Nitossolo que no Latossolo, principalmente devido a estrutura mais desenvolvida e maior teor de argila no Nitossolo.

5 CONCLUSÕES

Os valores do conteúdo de água médio à base de volume para cada tensão em campo foram menores que os obtidos em laboratório em praticamente todas as tensões, especialmente nas tensões mais baixas e no Nitossolo.

A eficiência da equação de ajuste da curva de retenção da água foi maior para o método de laboratório, devido a maior flexibilidade experimental e menor variabilidade espacial e temporal.

As análises micromorfométricas tenderam a subestimar os valores de área de poro para todas as classes de tamanho de poros e horizontes. A curva de distribuição de frequência de volume de poros apresenta um detalhamento maior no conteúdo real de poros de um solo, porém não fornece uma informação precisa sobre a conectividade do sistema poroso. Nesse sentido, os dois métodos podem atuar como ferramentas complementares, uma vez que a análise micromorfométrica tem como complemento a medição da distribuição do número de poros, fornecendo uma estimativa do grau de interconexões do sistema poroso.

A grande vantagem do uso da difusividade hidráulica em relação a condutividade hidráulica pelo fato de ela apresentar menor inclinação e, conseqüentemente, maior faixa de conteúdo de água para uma mesma faixa de difusividade, dessa forma, pequenas mudanças no conteúdo de água no solo afetam o valor de difusividade hidráulica em um grau muito menor que a condutividade hidráulica, implicando em menores erros no cálculo do fluxo ao utilizar valores aproximados de θ .

De modo geral, a eficiência dos ajustes dos modelos para obter a função $K(\theta)$ foi maior nas situações em que se utilizou curvas de retenção da água pelo método de laboratório, devido a metodologia utilizada que depende da medida do conteúdo de água baseada nas leituras tensiométricas transformadas em valores de conteúdo de água utilizando as curvas de retenção da água.

É necessário ter cautela ao utilizar dados de laboratório para representar as condições de campo, visto que os valores de $K(\theta)$ foram superestimados pela *CRA* obtida em laboratório, em relação ao método de campo, ocorrendo de forma mais pronunciada nas menores tensões da água no solo, ou seja, quando está mais próximo à saturação. Além disso, no Latossolo, após a remoção do horizonte Ap, houve uma maior convergência das linhas sobre a linha 1:1.

REFERÊNCIAS

- AHUJA, R.L.; BARNES, B.B.; CASSEL, D.K.; BRUCE, R.R. & NOFZIGER, D.L. Effect of assumed unit gradient during drainage on the determination on unsaturated hydraulic conductivity and infiltration parameters. **Soil Science**, Baltimore, v. 145, p. 235-243, 1988.
- 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**, Amsterdam, v. 115, p. 1-15, 2011.
- ALVES, E.D.L.; VECCHIA, F.A.S. Análise de Diferentes Métodos de Interpolação para a Precipitação Pluvial no Estado de Goiás. **Acta Scientiarum Human and Social Sciences**, Maringá, v. 33, p. 193-197, 2011.
- ANDERSON, J.M.; INGRAM, J.S.I. **Tropical soil biology and fertility: a handbook of methods**. Wallingford: CAB International, 1992. 171 p.
- BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. On simple methods for unsaturated soil hydraulic conductivity determination. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 50, p. 326-328, 1993.
- BAYER, C.; MIELNICZUK, J. Dinâmica e função da matéria orgânica. In: SANTOS, G.A.; CAMARGO, F.A.O. **Fundamentos da matéria orgânica do solo: ecossistemas tropicais e subtropicais**. Porto Alegre: Gênese, 1999. 654 p.
- BEUTLER, A.N.; CENTURION, J.F.; SOUZA, Z.M.; ANDRIOLI, I.; ROQUE, C.G. Retenção de água em dois tipos de Latossolo sob diferentes usos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, p. 829-834, 2002.
- BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 18, p. 1311-1325, 1982.
- BRADY, N.C.; WEIL, R.R. **Elements of the nature and properties of soils**. Bergen County: Prentice Hall, 2010. 614 p.
- BRITO, A.S.; LIBARDI, P.L.; MOTA, J.C.A.; MORAES, S.O. Desempenho do tensiômetro com diferentes sistemas de leitura. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 33, p. 17-24, 2009.
- BRITO, A.S.; LIBARDI, P.L.; MOTA, J.C.A.; MORAES, S.O. Estimativa da capacidade de campo pela curva de retenção e pela densidade de fluxo da água. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 35, p. 1939-1948, 2011.
- BROOKS, R.H.; COREY, A.T. Hydraulic properties of porous media and their relation to drainage design. **Transactions of the ASAE**, Saint Joseph, p. 26-28, 1964.
- BURDINE, N.T. Relative permeability calculations from pore-size distribution data. **Journal of Petroleum Technology**, Richardson, v. 5, p. 71-78, 1953.
- CAETANO, J.O. **Caracterização de atributos químicos e físicos de um Neossolo Quartzarênico sob diferentes tempos de cultivo com soja e milho**. Dissertação de Mestrado, Universidade de Rio Verde, Rio Verde, 2006. 159 p.

CARSEL, R.F.; PARRISH, R.S. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 24, p. 755-769, 1988.

CASSEL, D.K.; KLUTE, A. Water potential: tensiometry. In: KLUTE, A. Methods of soil analysis. Madison: American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, 1986. 1188 p.

CASTRO, S.S.; COOPER, M.; SANTOS, M.C.; VIDAL-TORRADO, P. Soil micromorphology: concepts and applications. **Topics in Soil Science**, Viçosa, v. 3, p. 107-164, 2003.

CENTURION, J.F.; ANDRIOLI, I. Regime hídrico de alguns solos de Jaboticabal. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 24, p. 701-709, 2000.

CHILDS, E.C. The use of soil moisture characteristics in soil studies. **Soil Science**, Baltimore, v. 50, p. 239-252, 1940.

CHONG, S.K.; GREEN, R.E. & AHUJA, L.R. Simple in situ determination of hydraulic conductivity by power function descriptions of drainage. **Water Resources Research**, Washington, v. 17, p. 1109-1114, 1981.

CNUUDE, V.; CWIRZEN A.; MASSCHAELE B.; JACOBS, P.J.S. Porosity and microstructure characterization of building stones and concretes. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 103, p. 76-83, 2009.

COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P. Caracterização morfológica, micromorfológica e físico-hídrica de solos com horizonte B nítico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, p. 581-595, 2005.

COOPER, M.; BOSCHI, R.S.; SILVA, V.B.; SILVA, L.F.S. Software for micromorphometric characterization of pores obtained from 2d image analysis. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 73, p. 388-393, 2016.

COSTA, A.C.S.; LIBARDI, P.L. Caracterização físico-hídrica de um perfil de terra roxa estruturada latossólica pelo método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, p. 663-677, 1999.

COSTA, W.A.; OLIVEIRA, C.A.S.; KATO, E. Modelos de ajuste e métodos para a determinação da curva de retenção de água de um Latossolo Vermelho-Amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, p. 515-523, 2008.

CUBILLA, M.; REINERT, D.; REICHERT, J.M. Plantas de cobertura do solo: uma alternativa para aliviar a compactação em sistema plantio direto. In: **IV Reunião Sul-brasileira de ciência do solo**. Porto Alegre, 2002.

DAL FERRO, N.; DELMAS, P.; DUWIG, C.; SIMONETTI, G.; MORARI, F. Coupling X-ray microtomography and mercury intrusion porosimetry to quantify aggregate structures of a cambisol under different fertilisation treatments. **Soil Tillage Research**, Amsterdam, v. 119, p. 13-21, 2012.

DANE, J.H.; HOPMANS, J.W. Soil Water Retention and Storage: Introduction. In: DANE, J.H.; TOPP, G.C. **Methods of soil analysis: part 4 physical methods**. Madison: Soil Science Society of America, 2002. 1692 p.

DAVIDSON, J.M.; STONE, L.R.; NIELSEN, D.R.; LARUE, M.E. Field measurement and use of soil-water properties. **Water Resources Research**, Washington, v. 5, p. 1312-1321, 1969.

DEERY, D.; PASSIOURA, J.; CONDON, J.; KATUPITIYA, A. Uptake of water from a Kandosol subsoil: I. determination of soil water diffusivity. **Plant and Soil**, Dordrecht, v. 368, p. 483-492, 2012.

DEXTER, A.R. Soil physical quality part I: theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. **Geoderma**, Amsterdam, v. 120, p. 201-214, 2004.

DIRKSEN, C.H. Flux-controlled sorptivity measurements to determine soil hydraulic property functions. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 43, p. 827-834, 1979.

DIRKSEN, C.H. Unsaturated hydraulic conductivity. In: SMITH, K.A.; MULLINS, C.E. **Soil analysis: physical methods**. New York, Dekker, p. 209-269, 1991.

ELLIOT, T.R.; HECK, R.J. A comparison of 2D vs. 3D thresholding of X-ray CT imagery. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 87, p. 405-412, 2007.

EMBRAPA. **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: EMBRAPA, CNPS, 1997. 212 p.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: EMBRAPA, CNPS, 2013. 353 p.

FALLEIROS, M.C.; PORTEZAN, O.; OLIVEIRA, J.C.M.; BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. Spatial and temporal variability of soil hydraulic conductivity in relation to soil water distribution, using an exponential model. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 45, p. 279-285, 1998.

FAO. **Aquastat**: FAO's Information System on Water and Agriculture. Roma. 2014.

FAO. **Lecture notes on the major soils of the world: mineral soils conditioned by a wet (sub)tropical climate**. Rome, 2003. 32 p.

FAO. **World reference base for soil resources**. Rome, 2006. 145 p.

FOLEY, J.A.; DEFRIES, R.; ASNER, G.P.; BARFORD, C.; BONAN, G.; CARPENTER, S.R.; CHAPIN, F.S.; COE, M.T.; DAILY, G.C.; GIBBS, H.K.; HELKOWSKI, J.H.; HOLLOWAY, T.; HOWARD, E.A.; KUCHARIK, C.J.; MONFREDA, C.; PATZ, J.A.; PRENTICE, I.C.; RAMANKUTTY, N.; SNYDER, P.K. Global consequences of land use. **Science**, New York, v. 309, p. 570-574, 2005.

GALVÃO, S.R.S.; SALCEDO, I.H.; SANTOS, A.C. Frações de carbono e nitrogênio em função da textura, do relevo e do uso do solo na microbacia do Agreste em Vaca Brava (PB). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 29, p. 955-962, 2005.

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

GREEN, T.R.; AHUJA, L.R.; BENJAMIN, J.G. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. **Geoderma**, Amsterdam, v. 116, p. 3-27, 2003.

HASSINK, J.; WHITMORE, A.P. A model of the physical protection of organic matter in soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, p. 131-139, 1997.

HAMILTON, M.C.; GOLDSMITH, W.; HARMON, R.; LEWIS, D.; SRDJEVIC, B.; GOODSITE, M.; LAMBERT, J.H.; MACDONELL, M. Sustainable water resources management: challenges and methods In: LINKOV, I. **Sustainable Cities and Military Installations**. Dordrecht: Springer Netherlands, 2014. 427 p.

HILLEL, D. **Solo e água: fenômenos e princípios físicos**. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1970. 231 p.

HILLEL, D. **Introduction to soil physics**. New York: Academic Press, 1982. 364p.

HILLEL, D. **Introduction to Environmental Soil Physics**. Amsterdam: Elsevier Academic Press, 2003. 494 p.

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

HUBBERT, M. K. Darcy's Law and the field equations of the flow of underground fluids. **Transactions AIME**, New York, v. 207, p. 222-239, 1956.

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

IBGE. **Manual técnico de pedologia**. Rio de Janeiro: Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 2007. 320 p.

IMHOFF, S.; SILVA, A.P.; DIAS JUNIOR, M.S.; TORMENA, C.A. Quantificação de pressões críticas para o crescimento das plantas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, p. 11-18, 2001.

JACKSON, R.D. Porosity and soil-water diffusivity relations. **Proceedings/Soil Science Society of America**, Ann Arbor, v. 27, p. 123-126, 1963.

JONES, A. J.; WAGENET, R.J. In situ estimation of hydraulic conductivity using simplified methods. **Water Resources Research**, Amsterdam, v. 20, p. 1620-1626, 1984.

KASTANEK, F.J.; NIELSEN, D.R. Description of soil water characteristics using cubic spline interpolation. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, p. 279-283, 2001.

KATUL, G.G.; WENDROTH, O.; PARLANGE, M.B.; PUENTE, C.E.; NIELSEN, D.R. Estimation of in situ hydraulic conductivity function from nonlinear filtering theory. **Water Resources Research**, Washington, v. 29, p. 1063-1070, 1993.

KIEHL, E.J. **Manual de edafologia**: relações solo-planta. São Paulo: Ceres, 1979. 262 p.

KLAR, A.E. **Água no sistema solo-planta-atmosfera**. São Paulo: Nobel, 1984. 408 p.

KLEIN, V. A. **Propriedades do solo e manejo da água em ambientes protegidos com cultivo de morangueiro e figueira**. Passo Fundo: UPF, 2005. 61 p.

KLEIN, V.A.; LIBARDI, P.L. Densidade e distribuição do diâmetro dos poros de um latossolo vermelho, sob diferentes sistemas de uso e manejo **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, p. 857-867, 2002.

KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: KLUTE, A. **Methods of soil analysis**: part 1. Madison: American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, 1986. 1188 p.

KOOREVAAR, P.; MENELIK, G.; DIRKSEN, C. Elements of soil physics. Amsterdam: **Elsevier**, v. 13, 1983. 228 p.

KUTÍLEK, M. Soil hydraulic properties as related to soil structure. **Soil Tillage Research**, Amsterdam, v. 79, p. 175-184, 2004.

LACERDA, R.D.; GUERRA, H.O.C.; BARROS JÚNIOR, G.; CAVALCANTI, M.L.F.; BARROS, A.D. Determinação da condutividade hidráulica de um solo argiloso pelo método do perfil instantâneo. **Revista de Biologia e Ciências da Terra**, São Cristóvão, v. 5, p. 1-7, 2005.

LAL, R. Forest soils and carbon sequestration. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 220, p. 242-258, 2005.

LAMBERS, H.; CHAPIN, F.S.; PONS, T.L. **Plant physiological ecology**. New York: Springer-Verlag, 2008. 605 p.

LEPSCH, I.F. **Formação e conservação dos solos**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. 216 p.

LEPSCH, I.F.; SILVA, N.M.; ESPIRONELO, A. Relação entre matéria orgânica e textura de solos sob cultivo de algodão e cana-de-açúcar, no estado de São Paulo. **Bragantia**, Campinas, v. 41, p. 231-236, 1982.

LEVIN, J. **Estatística aplicada a ciências humanas**. São Paulo: Harbra, 1987. 392p.

LIBARDI, P.L. **Dinâmica da Água no Solo**. São Paulo: EDUSP, 2012. 346 p.

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

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

LUGATO, E.; MORARI, F.; NARDI, S.; BERTI, A.; GIARDINI, L. Relationship between aggregate pore size distribution and organic-humic carbon in contrasting soils. **Soil Tillage Research**, Amsterdam, v. 103, p. 153-157, 2009.

MARION, J.M.; OR, D.; ROLSTON, D.E.; KAVVAS, M.L.; BIGGAR, J.W. Evaluation of methods for determining soil-water retention and unsaturated hydraulic conductivity. **Soil Science**, Baltimore, v. 158, p. 1-13, 1994.

MARQUES, J.D.O.; TEIXEIRA, W.G.; REIS, A.M.; CRUZ JUNIOR, O.F.; MARTINS, G.C. Avaliação da condutividade hidráulica do solo saturada utilizando dois métodos de laboratório numa topossequência com diferentes coberturas vegetais no Baixo Amazonas. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 38, P. 193-206, 2008.

MARUN, F. Propriedades físicas e biológicas de um Latossolo Vermelho-Escuro do arenito Caiuá sob pastagens e culturas anuais. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 31, p. 593-597, 1996.

MATEI, F.; DIRJA, M.; POP, I.; BUDIU, V.; MICULA, M. Mathematical Models and the Soil Hydraulic Properties. **Bulletin of University of Agricultural Sciences and Veterinary Medicine Cluj-Napoca - Horticulture**, Cluj-Napoca, v. 66, p. 706-710, 2009.

MATSON, P.A.; PARTON, W.J.; POWER, A.G.; SWIFT, M.J. Agricultural intensification and ecosystem properties. **Science**, New York, v. 277, p. 504-509, 1997.

MELLO, C.R.; OLIVEIRA, G.C.; FERREIRA, D.F.; LIMA, J.M.; LOPES, D. Modelos para determinação dos parâmetros da equação de van Genuchten para um Cambissolo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 9, p. 23-29, 2005.

MERMOUD, A.; XU, D. Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. **Soil Tillage Res.**, 87:89-10, 2006.

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

MEURER, I. **Estudo de diferentes métodos na estimativa da curva de retenção da água no solo**. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2014. 57 p.

MICHELON, C.J. **Qualidade física dos solos irrigados do Rio Grande do Sul e do Brasil central**. Dissertação de Mestrado, Universidade de Santa Maria, Santa Maria, 2005. 92 p.

MORAIS, V.A.; SILVA, C.A.; SCOLFORO, J.R.S.; MELLO, J.M.; ARAÚJO, E.J.G.; ASSIS, E.A. Modelagem do teor de carbono orgânico em solos de fragmentos de Cerrado de Januária e Bonito de Minas, Minas Gerais. **Pesquisa Florestal Brasileira**, Colombo, v. 33, p. 343-354, 2013.

MOREAU, A.M.S.S.; KER, J.C. Métodos de avaliação quantitativa da formação de solos como ferramenta para o ensino da ciência do solo. **Caminhos da Geografia**, Uberlândia, v. 8, p. 184-194, 2007.

MUALEM, Y. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. **Water Resources Research**, Washington, v. 12, p. 513-522, 1976.

MURPHY, C.P. **Thin section preparation of soils and sediments**. Berkhamsted: AB Academic Publishers, 1986. 149 p.

MURPHY, C.P.; BULLOCK, P.; TURNER, R.H. The measurement and characterization of voids in soil thin sections by image analysis: part 1 - principles and techniques. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 98, p.498-508, 1977.

NARASIMHAN, T.N. Buckingham, 1907: an appreciation. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 4, p. 434-441, 2005.

NETTO, A.A.; FERNANDES, E.J. Condutividade hidráulica de um Latossolo Vermelho em pousio e cultivo intensivo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 40, p. 797-802, 2005.

NIMMO, J.R. Modeling structural influences on soil water retention. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 61, p. 712-719, 1997.

OLDEMAN, L.R. The global extent of soil degradation. In: GREENLAND, D. J.; SZABOLCS, I. **Soil Resilience and Sustainable Land Use**. Wallingford: CABI, 1994. 576 p.

OLSON, D.C.; CLAY, D.E.; KYSAR, L.N. **Planejamento geral de projetos de irrigação**. Brasília: Secretaria de Irrigação, 1993. 474 p.

OTTO, S.L.; ALCAIDE, M. Utilização do método TDR-tensiômetro na obtenção da curva de retenção de água no solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 5, p. 265-269, 2001

PACHECO, F.B.P.; REICHARDT, K.; TUON, R.L.; BACCHI, O.O.S.; VILLAGRA, M.M. Spatial and temporal variability of soil water matrix potential in a dark red latosol. Piracicaba, **Scientia Agrícola**, v. 51, p. 158-240, 1994.

PACHEPSKY, Y.; RAWLS, W.J.; GIMÉNEZ, D. Comparison of soil water retention at field and laboratory scales. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, p. 460-462, 2001.

PAGLIAI, M.; LA MARCA, M.; LUCAMONTE, G. Micromorphometric and micromorphological investigations of a clay loam soil in viticulture under zero and conventional tillage. **Journal of Soil Science**, Oxford, v. 34, p. 391-403, 1983.

PAIVA, A.Q.; SOUZA, L.S.; RIBEIRO, A.C.; COSTA, L.M. Propriedades físico-hídricas de solos de uma topossequência de tabuleiro do estado da Bahia. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 35, p. 2295-2302, 2000.

PEDROSO NETO, J.C.; LOPES, E.W. Caracterização física do Latossolo Vermelho distrófico da fazenda escola da Fazu. **FAZU em Revista**, Uberaba, n. 6, p. 11-52, 2009.

PERECIN, D.; CAMPOS, D.A.F. Porosidade de solos: microestereometria. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 2, p. 139-143, 1978.

PEREIRA, D.R.; RIBEIRO, D.P. Influência da textura do solo sobre os parâmetros dos modelos de van Genuchten e Brooks e Corey. **X Encontro Latino Americano de Pós-Graduação**, Vale do Paraíba, 2008.

PEREIRA, T.I.; UHDE, L.T.; GUBIANI, P.I.; REICHERT, J.M.; REINERT, D.J.; VOGELMANN, E.S. Condutividade hidráulica saturada e propriedades físicas do solo em área de pastagem degradada em Argissolo na depressão central do RS. In: **VII Reunião Sul-brasileira de Ciência do Solo**. Santa Maria, 2008.

PIMENTEL, D.; BERGER, B.; FILIBERTO, D.; NEWTON, M.; WOLFE, B.; KARABINAKIS, B. Water resources: agricultural and environmental issues. **Bioscience**, Uberlândia, v. 54, p. 909-918, 2004.

PIRES, L.F.; VILLANUEVA, F.C.A.; DIAS, N.M.P.; BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. Soil chemical migration during soil water retention curve evaluation. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 83, p. 1097-1107, 2011.

QUENTAL, N.; LOURENÇO, J.M.; SILVA, F.N. Sustainable development policy: goals, targets and political cycles. **Sustainable Development**, Chichester, v. 19, p. 15-29, 2011.

RADCLIFFE, D.E.; RASMUSSEN, T.C. Soil water movement. In: Warrick, A.W. **Soil Physics Companion**. Boca Raton: CRC Press, 2002. 400 p.

RAWLS, W.J.; PACHEPSKY, Y.A.; RITCHIE, J.C.; SOBECKI, T.M.; BLOODWORTH, H. Effect of soil organic carbon on soil water retention. **Geoderma**, Amsterdam, v. 116, p. 61-76, 2003.

REICHARDT, K. Unit gradient in internal drainage experiments for the determination of soil hydraulic conductivity. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 50, p. 151-153, 1993.

REICHARDT, K.; TIMM, L.C. **Solo, Planta e Atmosfera: conceitos, processos e aplicações**. São Paulo: Editora Manole, 2004. 478 p.

REYNOLDS, W.D.; BOWMAN, B.T.; DRURY, C.F.; TAN, C.S.; LU, X. Indicators of good soil physical quality: density and storage parameters. **Geoderma**, Amsterdam, v. 110, p. 131-146, 2002.

RIBEIRO, K.D.; MENEZES, S.M.; MESQUITA, M.G.B.F.; SAMPAIO, F.M.T. Propriedades físicas do solo, influenciadas pela distribuição de poros, de seis classes de solos da região de Lavras-MG. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 31, p. 1167-1175, 2007.

RICHARDS, L.A. Physical conditions of water in soil. In: BLACK, C.A. **Methods of soil analysis: part 1**. Madison: American Society for Testing and Materials, 1965. 770 p.

RINGROSE-VOASE, A.J. Micromorphology of soil structure: description, quantification, application. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 29, p. 777-813, 1991.

ROMERO, E.; GENS, A.; LLORET, A. Water permeability, water retention and microstructure of unsaturated boom clay. **Engeneeringg Geology**, Amsterdam, v. 54, p. 117-127, 1999.

ROSEGRANT, M.W. **Water resources in the 21st century**: challenges and implications for action. Washington: IFPRI, 1997. 27 p.

SANTOS, M.C.; SILVA, M.S.L.; ALMEIDA, B.G.; KLAMT, E.; CAVALCANTI, A.C. Caracterização micromorfológica e considerações sobre a gênese de solos de tabuleiro do semi-árido do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 26, p. 1031-1046, 2002.

SANTRA, P.; DAS, B.S. Pedotransfer functions for soil hydraulic properties developed from a hilly watershed of Eastern India. **Geoderma**, Amsterdam, v. 146, p. 439-448, 2008.

SCHULTZ, B.; WRACHIEN, D. Irrigation and drainage systems research and development in the 21st century. **Irrigation and drainage**, Los Angeles, v. 51, n. 4, p. 311-327, 2002.

SHARMA, M.L.; UEHARA, G. Influence of soil structure on water relation in low humic latosols. I - water retention. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 32, p. 765-770, 1968.

SILVA, E.M.; LIMA, J.E.F.W.; AZEVEDO, J.A.; RODRIGUES, L.N. Valores de tensão na determinação da curva de retenção de água de solos do Cerrado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 41, p. 323-330, 2006a.

SILVA, I.F.; MIELNICZUK, J. Sistemas de cultivo e características do solo afetando a estabilidade de agregados. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 22, p. 311-317, 1998.

SILVA, M.L.N.; CURTI, N.; BLANCANEUX, P. Sistemas de manejo e qualidade estrutural de latossolo roxo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 35, p. 2485-2492, 2000.

SILVA, S.R.; BARROS, N.F.; COSTA, L.M. Atributos físicos de dois Latossolos afetados pela compactação do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 10, p. 842-847, 2006b.

SIMÕES, W.L.; SILVA, E.L.; LIMA, D.M.; OLIVEIRA, M.S. Variabilidade espacial de atributos físicos de um latossolo vermelho distroférico, submetido a diferentes manejos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, p. 1061-1068, 2006.

SMETTEM, K.R.J.; GREGORY, P.J. The relation between soil water retention and particle size distribution parameters for some predominantly sandy Western Australian soils. **Australian Journal of Soil Research**, Melbourne, v. 34, p. 695-708, 1996.

SOIL SURVEY STAFF. **Soil Survey Manual**. Washington: U.S. Government Printing Office, 1993.

SOIL SURVEY STAFF. **Keys to soil taxonomy**. Washington: U.S. Government Printing Office, 2010. 338 p.

SOUZA, B.R.F.; JUNIOR, C.A.S.; CARVALHO, L.A.; PELLIN, D.M.P.; CORRÊA, A.R. SOUSA, R.A.C. Desempenho de amostradores de solo sob diferentes coberturas vegetais na região de Aquidauana-MS. **Agrarian Academy**, Goiânia, v. 1, p. 146-158, 2014.

STONE, L.F.; SILVEIRA, P.M. Efeitos do sistema de prepare e da rotação de culturas na porosidade e densidade do solo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 25, p. 395-401, 2001.

TAVARES, L.C.; TIMM, L.C.; TAVARES, V.E.Q.; REISSER JUNIOR, C.; MANKE, G.; LEMOS, F.D.; LISBOA, H.; PRESTES, R.B., PAULETTO, E.A.; CUNHA, N.G. Capacidade de retenção de água e parâmetros de ajuste do modelo de van Genuchten (1980) em quatro solos representativos da região produtora de pêssego, Pelotas-RS. In: **IX Encontro de Pós-Graduação**. Pelotas, 2007.

TOGNON, A.A. **Propriedades físico-hídricas do Latossolo Roxo da região de Guaíra-SP sob diferentes sistemas de cultivo**. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 1991. 85 p.

TORMENA, C.A.; ROLOFF, G.; SÁ, J.C.M. Propriedades físicas do solo sob plantio direto influenciadas por calagem, preparo inicial e tráfego. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 22, p. 301-309, 1998.

TYNER, J.S.; ARYA, L.M.; WRIGHT, W.C. The dual gravimetric hot-air method for measuring soil water diffusivity. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 5, p. 1281-1286, 2006.

URACH, F.L. **Estimativa da retenção de água em solos para fins de irrigação**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2007. 81 p.

USDA. Soil survey of Pinellas County, Florida. Washington: United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service, 1972. 189 p.

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

VAN GENUCHTEN, M.T.; NIELSEN, D.R. On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. **Annales Geophysicae**, Montrouge, v. 3, p. 615-628, 1985.

VAN GENUCHTEN, M.T.; LEIJ, F.J.; YATES, S.R. **The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils**. Oklahoma: U.S. Environmental Protection Agency, 1991. 83 p.

VAN GENUCHTEN, M.T.; PACHEPSKY, Y.A. Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. In: GLINSKI, J.; HORABIK, J.; LIPIEC, J. **Encyclopedia of Agrophysics**. Dordrecht: Springer, 2011. 1028 p.

VAROL, M.; SEN, B. Assessment of surface water quality using multivariate statistical techniques: a case study of Behrimaz Stream, Turkey. **Environmental Monitoring and Assessment**, Dordrecht, v. 159, p. 543-553, 2009.

VAN LIER, Q.J.; LIBARDI, P.L. Variabilidade dos parâmetros da equação que relaciona a condutividade hidráulica com a umidade do solo no método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 23, p. 1005-1014, 1999.

VOMOCIL, J.A.; FLOCKER, W.J. Effect of soil compaction on storage and movement of soil, air and water. **Transactions of the American Society of Agricultural Engineers**, Michigan, v. 4, p. 242-246, 1966.

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

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

WESSELEK, G.; PLAGGE, R.; LEIJ, F.J.; VAN GENUCHTEN, M.T. Analysis of problems in describing field and laboratory measured soil hydraulic properties. **Geoderma**, Amsterdam, v. 64, p. 93-110, 1994.

WILLMOTT, C.J.; ACKLESON, S.G.; DAVIS, R.E.; FEDDEMA, J.J.; KLINK, K.M.; LEGATES, D.R.; O'DONNELL, J.; ROWE, C.M. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, Ottawa, v. 90, p. 8995-9005, 1985.

WIND, G.P. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: RIJTEMA, P.E.; WASSINK, H. **Water in the unsaturated zone**. Louvain: International Association of Scientific Hydrology and Unesco, 1969. 995 p.

ZINN, Y.L., RESCK, D.V.S.; SILVA, J.E. Soil organic carbon as affected by afforestation with Eucalyptus and Pinus in the Cerrado region of Brazil. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 166, p. 285-294, 2002.

ANEXOS

Anexo A - a) Função $\ln K(\theta)$ (mm h^{-1}) estimada pelos métodos: M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório, para o horizonte Ap do Latossolo, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo.

Anexo A - b) Função $\ln K(\theta)$ (mm h^{-1}) estimada pelos métodos: M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório, para o horizonte AB do Latossolo, sem e com remoção do horizonte Ap, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo.

Anexo A - c) Função $\ln K(\theta)$ (mm h^{-1}) estimada pelos métodos: M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório, para o horizonte Bw1 do Latossolo, sem e com remoção dos horizontes Ap e AB, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo.

Anexo A - d) Função $\ln K(\theta)$ (mm h^{-1}) estimada pelos métodos: M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório, para o horizonte Bw2 do Latossolo, sem e com remoção dos horizontes Ap, AB e Bw1, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo.

Anexo B - a) Função $\ln K(\theta)$ (mm h^{-1}) estimada pelos métodos: M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório, para o horizonte Ap do Nitossolo, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo.

Anexo B - b) Função $\ln K(\theta)$ (mm h^{-1}) estimada pelos métodos: M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório, para o horizonte Bt1 do Nitossolo, sem e com remoção do horizonte Ap, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo.

Anexo B - c) Função $\ln K(\theta)$ (mm h^{-1}) estimada pelos métodos: M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório, para o horizonte Bt2 do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes Ap e Bt1, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo.

Anexo B - d) Função $\ln K(\theta)$ (mm h^{-1}) estimada pelos métodos: M1 - perfil instantâneo clássico; M2 - Equação 11; M3 - conteúdo de água; M4 - fluxo; M5 - indireto no laboratório, para o horizonte Bw do Nitossolo, sem e com remoção dos horizontes Ap, Bt1 e Bt2, utilizando as curvas de retenção obtidas pelos métodos de laboratório e de campo.