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

Método do Perfil Instantâneo em amostras de solo homogêneas e estratificadas

Ismael Meurer

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

Piracicaba
2018

Ismael Meurer
Engenheiro Agrônomo

Método do Perfil Instantâneo em amostras de solo homogêneas e estratificadas

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
2018

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

Meurer, Ismael

Método do Perfil Instantâneo em amostras de solo homogêneas e estratificadas / Ismael Meurer. Piracicaba, 2018.

116 p.

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

1. Condutividade hidráulica do solo 2. Gradiente de potencial total 3. Curva de retenção 4. Radiação gama 5. Fluxo transiente I. Título

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho aos meus pais, Flávio e Bernadete, que jamais deixaram de incentivar, por menor que fosse a contribuição.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Sr. Flávio e Sra. Bernadete, por sempre primar pela minha educação e formação, me oferecendo a oportunidade de estudar.

Ao Professor Laércio Alves de Carvalho, por me incentivar a continuar os estudos após a graduação.

À Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, da Universidade de São Paulo, que proporcionou meu aprendizado.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES – Brasil, pelo apoio financeiro e, principalmente, pelo interesse no estudo.

Ao Orientador e Amigo, Paulo Leonel Libardi, pelo seu incentivo, disponibilidade e apoio, fundamentais para a elaboração desta Tese.

Ao Professor Quirijn de Jong van Lier, pela disponibilidade do Laboratório de Radiação Gama, essencial para este estudo.

Aos Professores Jarbas Honório de Miranda e Sergio Oliveira Moraes, pelos ensinamentos e experiências compartilhadas.

Aos amigos e colegas de Pós-Graduação, Cezar, Fernando, Márcio, Aline, Camila, Laiane e Thaís, pelos momentos de entusiasmo compartilhados e, em especial, Verena, pelo apoio integral na execução das análises.

Aos funcionários Antonio, Francisco Dias e Francisco de Oliveira, pelo auxílio nos dias de campo e manufatura de equipamentos.

A elaboração deste trabalho não teria sido possível sem a colaboração, estímulo e empenho de diversas pessoas. Gostaria, por este fato, de expressar toda a minha gratidão e apreço a todos aqueles que, direta ou indiretamente, contribuíram para que esta tarefa se tornasse uma realidade.

EPÍGRAFE

“Em algum lugar, algo incrível está aguardando para ser descoberto.”

Carl Sagan

SUMÁRIO

RESUMO	7
ABSTRACT	8
LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABELAS	11
1. INTRODUÇÃO	15
2. REVISÃO DE LITERATURA	17
2.1. O Solo como Meio Poroso	17
2.2. A Água no Solo	18
2.3. Equações de Fluxo da Água no Solo	19
2.4. Determinação da Função Condutividade Hidráulica do Solo	21
2.5. Radiação Gama	25
2.5.1. Coeficiente de Atenuação	25
2.5.2. Determinação do Conteúdo de Água por atenuação de fótons gama	26
2.5.3. Determinação da Densidade do Solo por atenuação de fótons gama	28
3. MATERIAL E MÉTODOS	29
3.1. Solos	29
3.2. Delineamento Experimental	30
3.3. Coleta de Amostras	32
3.4. Caracterização Físico-Hídrica	38
3.5. Método do Perfil Instantâneo em Colunas de Solo	41
3.6. Determinação da Condutividade Hidráulica do Solo não Saturado	44
3.6.1. Método de Hillel et al. (1972)	44
3.6.2. Método do Conteúdo de Água de Libardi et al. (1980)	45
3.6.3. Método de van Genuchten-Mualem (1980)	46
3.7. Análise dos Resultados	47
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO	49
5. CONCLUSÕES	91
REFERÊNCIAS	93

RESUMO

Método do Perfil Instantâneo em amostras de solo homogêneas e estratificadas

O conhecimento das propriedades hidráulicas do solo referentes ao movimento da água é essencial para a solução de problemas que envolvem a poluição de mananciais e aquíferos, a conservação da água e o controle da erosão. Neste contexto, as propriedades hidráulicas do solo de maior importância são a curva de retenção da água no solo, a condutividade hidráulica e a difusividade hidráulica em função do conteúdo de água no solo. O método do perfil instantâneo é um dos métodos mais utilizados na determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado, no entanto, a suposição do gradiente de potencial total unitário, adotado nos modelos de simplificação do método do perfil instantâneo, é ainda muito questionada em perfis de solo que não sejam estritamente homogêneos e com conteúdo de água afastado da saturação. Nesse sentido, os objetivos do projeto são: (1) obter e comparar a função condutividade hidráulica do solo pelo modelo de Hillel et al. (1972) com o modelo propostos por Libardi et al. (1980) e por van Genuchten (1980); (2) verificar a influência da adoção do gradiente de potencial total unitário no modelo de Libardi et al. (1980). O método simplificado de Libardi et al. (1980) apresenta boa concordância com o método padrão de Hillel et al. (1972) em estimar a condutividade hidráulica do solo não saturado para tempos de observação superiores a 24 horas, mesmo quando o gradiente de potencial total fica relativamente distante da unidade. Para tempos de observação inferiores a 24 horas, onde o conteúdo de água é maior, o modelo de Libardi et al. (1980) superestima o valor de condutividade hidráulica. A aplicação do método de Libardi et al. (1980), também em tempos de redistribuição inferiores a 24 horas, permite obter valores mais precisos de condutividade hidráulica do solo, expressos assim por duas funções com relação ao tempo de redistribuição observado. A presença de horizontes pedológicos ocasionou o impedimento hidráulico ao movimento da água, ou seja, reduziram a condutividade hidráulica do solo não saturado. O impedimento foi proporcional à maior proximidade dos horizontes. O aumento do valor médio e da variação do gradiente de potencial total se correlacionou exponencialmente com a redução da concordância do modelo simplificado de Libardi et al. (1980) com o modelo padrão de determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado (Hillel et al., 1972).

Palavras-chave: Condutividade hidráulica do solo; Gradiente de potencial total; Curva de retenção da água no solo; Radiação gama; Fluxo transiente

ABSTRACT

Instantaneous Profile Method in homogeneous and stratified soil samples

The knowledge of the soil hydraulic properties related to the water movement is essential for the solution of problems involving the pollution of water sources and aquifers, water conservation and erosion control. In this context, the most important hydraulic properties of the soil are the soil water retention curve, the hydraulic conductivity and the hydraulic diffusivity as a function of soil water content. The instantaneous profile method is one of the most used methods to determine the unsaturated soil hydraulic conductivity, however, the assumption of the total potential gradient, adopted in the simplification models of the instantaneous profile method, is still very questioned in soil profiles that are not strictly homogeneous and with water content far from saturation. In this sense, the objectives of the project are: (1) obtain and compare the hydraulic conductivity function of the soil by the model of Hillel et al. (1972) with the model proposed by Libardi et al. (1980) and van Genuchten (1980); (2) verify the influence of the adoption of the unit total potential gradient in the model of Libardi et al. (1980). The simplified method of Libardi et al. (1980) shows good agreement with the standard method of Hillel et al. (1972) to estimate the hydraulic conductivity of the unsaturated soil for observation times greater than 24 hours, even when the total potential gradient is relatively far from the unit. For observation times shorter than 24 hours, where the water content is higher, the method by Libardi et al. (1980) overestimates the value of hydraulic conductivity. The application of the method, also in redistribution times less than 24 hours, allows to obtain more precise values of hydraulic conductivity of the soil, thus expressed by two functions with respect to the redistribution time observed. The presence of pedological horizons caused the hydraulic impedance to the water movement, that is, has reduced the hydraulic conductivity. The impediment was proportional as greater proximity the horizons have from each other. The increase in the mean value and variation of the total potential gradient correlated exponentially with the reduction of the agreement index comparing the simplified model of Libardi et al. (1980) with the standard model for determining the hydraulic conductivity of the unsaturated soil (Hillel et al., 1972).

Keywords: Soil hydraulic conductivity; Total potential gradient; Soil water retention curve; Gamma radiation; Transient flow

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Delineamento com as configurações do experimento (cotas em cm).....	31
Figura 2. Coleta de amostras indeformadas	32
Figura 3. Montagem de amostras estratificadas em anéis volumétricos.....	33
Figura 4. Detalhe para a montagem das colunas de solo estratificadas: movimento circular (A) durante a deposição do solo (B)	34
Figura 5. Diferenciação dos horizontes do solo nas colunas estratificadas	35
Figura 6. Colunas de solo estratificado e homogêneo	35
Figura 7. Escultura de solo feita a partir do horizonte diagnóstico do Cambissolo, Latossolo e Nitossolo (da esquerda para a direita)).....	36
Figura 8. Suporte e anel encaixados na coluna.....	37
Figura 9. Amostra indeformada de solo coletada em forma de coluna	37
Figura 10. Amostras com estrutura indeformada do horizonte diagnóstico dos três solos estudados.....	39
Figura 11. Amostras de solo remodeladas em anéis volumétricos	40
Figura 12. Processo de saturação da coluna de solo até 15 cm de profundidade	42
Figura 13. Prevenção da evaporação de água na superfície da coluna.....	43
Figura 14. Curva de retenção com amostras de estrutura indeformada do Cambissolo.....	52
Figura 15. Curva de retenção com amostras de estrutura indeformada do Latossolo	52
Figura 16. Curva de retenção com amostras de estrutura indeformada do Nitossolo	53
Figura 17. Curva de retenção com amostras de estrutura deformada dos três primeiros horizontes do Cambissolo	53
Figura 18. Curva de retenção com amostras de estrutura deformada dos três primeiros horizontes do Latossolo	54
Figura 19. Curva de retenção com amostras de estrutura deformada dos dois primeiros horizontes do Nitossolo	54
Figura 20. Distribuição do tamanho de poros a partir de amostras de estrutura indeformada do horizonte diagnóstico dos três solos estudados.....	57
Figura 21. Distribuição do tamanho de poros a partir de amostras de estrutura deformada dos três horizontes do Cambissolo.....	57
Figura 22. Distribuição do tamanho de poros a partir de amostras de estrutura deformada dos três horizontes do Latossolo	58
Figura 23. Distribuição do tamanho de poros a partir de amostras de estrutura deformada dos dois horizontes do Nitossolo.....	58

Figura 24. Correlação do índice de concordância de Willmott no tempo total de redistribuição (0 - 168h) com o logaritmo natural da média do gradiente de potencial total para a Configuração 5..... 87

Figura 25. Correlação do índice de concordância de Willmott no tempo total de redistribuição (0 - 168h) com o logaritmo natural do coeficiente de variação do gradiente de potencial total para a Configuração 5 87

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Distribuição granulométrica, classe textural e matéria orgânica dos diferentes horizontes do Cambissolo, Latossolo e Nitossolo. Valores médios de três repetições	49
Tabela 2. Densidade do solo, densidade de sólidos do solo e porosidade total para os diferentes horizontes do Latossolo, Cambissolo e Nitossolo. Valores médios de três repetições	51
Tabela 3. Parâmetros de ajuste da equação utilizada por van Genuchten (1980) e duplo van Genuchten (Carducci et al., 2011)	56
Tabela 4. Condutividade hidráulica do solo saturado (K , cm.dia ⁻¹) pelo método do permeâmetro de carga constante utilizando amostras de estrutura deformada e indeformada. Valores médios de três repetições	60
Tabela 5. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m.h ⁻¹) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Cambissolo. Configuração 1 e 2	62
Tabela 6. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m.h ⁻¹) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Cambissolo. Configuração 3 e 4	63
Tabela 7. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m.h ⁻¹) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Latossolo. Configuração 1 e 2	64
Tabela 8. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m.h ⁻¹) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Latossolo. Configuração 3 e 4	66
Tabela 9. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m.h ⁻¹) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Nitossolo. Configuração 1 e 2	67
Tabela 10. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m.h ⁻¹) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Nitossolo. Configuração 3 e 4	68
Tabela 11. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m.h ⁻¹) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Configuração 5, colunas 1 e 2	70
Tabela 12. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m.h ⁻¹) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Configuração 5, colunas 3 e 4	71
Tabela 13. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m.h ⁻¹) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Configuração 5, colunas 5 e 6	72
Tabela 14. Regressões lineares entre $\theta_0 - \theta$ (conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e o logaritmo do tempo de redistribuição (ln t) para o Cambissolo. Método de Hillel et al. (1972)	73

Tabela 15. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para o Latossolo. Método de Hillel et al. (1972)	74
Tabela 16. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para o Nitossolo. Método de Hillel et al. (1972)	74
Tabela 17. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para as colunas sortidas. Método de Hillel et al. (1972)	75
Tabela 18. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (f(x) 1, conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e $\bar{\theta}_o - \bar{\theta}$ (f(x) 2, conteúdo de água médio no tempo zero – conteúdo de água médio no tempo t) para $t > 24h$ e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para o Cambissolo. Método de Libardi et al. (1980)	75
Tabela 19. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (f(x) 1, conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e $\bar{\theta}_o - \bar{\theta}$ (f(x) 2, conteúdo de água médio no tempo zero – conteúdo de água médio no tempo t) para $t > 24h$ e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para o Latossolo. Método de Libardi et al. (1980)	76
Tabela 20. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (f(x) 1, conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e $\bar{\theta}_o - \bar{\theta}$ (f(x) 2, conteúdo de água médio no tempo zero – conteúdo de água médio no tempo t) para $t > 24h$ e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para o Nitossolo. Método de Libardi et al. (1980)	76
Tabela 21. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (f(x) 1, conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e $\bar{\theta}_o - \bar{\theta}$ (f(x) 2, conteúdo de água médio no tempo zero – conteúdo de água médio no tempo t) para $t > 24h$ e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para as colunas sortidas. Método de Libardi et al. (1980)	77
Tabela 22. Comparação da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , $m.h^{-1}$) para o método de Hillel et al. (1972), Libardi et al. (1980) e van Genuchten – Mualem (van Genuchten, 1980), utilizando o valor de K para $z = 8$ cm. Configuração 1 e 2	79
Tabela 23. Comparação da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , $m.h^{-1}$) para o método de Hillel et al. (1972), Libardi et al. (1980) e van Genuchten – Mualem (van Genuchten, 1980), utilizando o valor de K para $z = 8$ cm. Configuração 3 e 4	81
Tabela 24. Comparação da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m/h^{-1}) para o método de Hillel et al. (1972), Libardi et al. (1980) e van Genuchten – Mualem (van Genuchten, 1980), utilizando o valor de K para $z = 8$ cm. Configuração 5, Colunas 1 a 6	83
Tabela 25. Gradiente de potencial total para as diversas configurações e tempos em $z = 4$ cm para a Configuração 1 de colunas indeformadas e $z = 8$ cm para as demais configurações de colunas	84
Tabela 26. Comparações das medidas estatísticas do gradiente de potencial total com o índice de concordância de Willmott, considerando o valor de $ \partial\phi/\partial z $ para $z = 8$ cm, exceto para a Configuração 1, onde o valor de $ \partial\phi/\partial z $ corresponde a $z = 4$ cm.	85

Tabela 27. Comparação da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , $m.h^{-1}$) para o método de Hillel et al. (1972), Libardi et al. (1980) e simplificado de Libardi et al. (1980) – Libardi(2), utilizando o valor de K para $z = 8$ cm. Configuração 2 e 5..... 89

1. INTRODUÇÃO

A função condutividade hidráulica do solo, isto é, a relação entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de água no solo, pode ser determinada no campo de forma direta pelo Método do Perfil Instantâneo (MPI), utilizando o processo de drenagem interna. Tal método foi desenvolvido por Richards et al. (1956) no campo e aperfeiçoado por Watson (1966) em laboratório, para determinação da condutividade hidráulica e da difusividade da água em meios não-saturados.

Para a aplicação do MPI no campo um perfil de solo com lençol freático relativamente profundo é delimitado e inundado até a saturação. Atingida a condição de saturação, o fornecimento de água é interrompido e a superfície coberta para prevenir a evaporação, dando início ao processo de redistribuição da água por drenagem interna, durante o qual são realizadas observações do conteúdo de água e do potencial mátrico no perfil de solo ao longo do tempo (Libardi, 2012).

A função condutividade hidráulica no MPI é obtida pela solução da equação de Richards (1931) na direção vertical. Um roteiro simplificado para sua solução foi desenvolvido por Hillel et al. (1972) com base na elaboração de duas tabelas: a primeira, para a determinação da densidade de fluxo da água no solo em diversos tempos e diversas profundidades e, a segunda tabela, para o cálculo da condutividade hidráulica em cada profundidade, dividindo os valores da densidade de fluxo da água pelos valores de gradiente de potencial total. Esta metodologia foi amplamente utilizada na década de 70, no entanto, a busca por uma metodologia mais simples e de baixo custo já vinha sendo investigada.

Considerando o processo de drenagem em solos com perfil uniforme, Davidson et al. (1969) introduziram a suposição do gradiente de potencial total unitário, que foi adotado nos modelos de simplificação da função condutividade hidráulica do solo propostos por Libardi et al. (1980) e Sisson et al. (1980), implicando que a condutividade hidráulica é numericamente igual à densidade de fluxo, requerendo medidas apenas do conteúdo de água no perfil de solo e presumindo uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de água.

Embora utilizado com frequência nos modelos de simplificação da função condutividade hidráulica, a suposição do gradiente unitário foi e ainda é muito questionada. De acordo com Ahuja et al. (1988), o gradiente hidráulico é influenciado pela natureza e complexidade do solo, variando com o tempo e profundidade, não permanecendo, portanto,

unitário durante o processo. Bacchi e Reichardt (1993) argumentam que o gradiente unitário pode ser assumido sem muitas limitações apenas em perfis estritamente homogêneos e com conteúdo de água próximo à saturação. Mais recentemente, Guiberto e Moraes (2011) verificaram que assumir o gradiente de potencial total como unitário resultou em erros na obtenção da função condutividade hidráulica pela ausência de homogeneidade no perfil, afirmação que, segundo os autores, pode ser válida para a maioria dos solos. Reichardt (1993) demonstrou que, teoricamente, mesmo em perfil homogêneo, o gradiente de potencial total unitário não pode ser assumido em todo o perfil durante o processo de drenagem interna, embora alguns autores tenham obtido sucesso assumindo tal condição.

Sabendo que a variabilidade das propriedades físico-hídricas do solo é muito alta, incluindo a condutividade hidráulica e a capacidade de infiltração (Warrick e Nielsen, 1980), seja pela variabilidade espacial como pelas dificuldades no controle das condições ambientais, de contorno e devido a perturbações na estrutura do solo (Vieira et al., 1981; Silva; Libardi, 2000), é essencial o estudo do comportamento dos modelos de simplificação da função condutividade hidráulica do solo, assumindo o gradiente de potencial total unitário em solos com perfil tanto homogêneo como heterogêneo, com o intuito de aperfeiçoar a precisão desses modelos uma vez que há pouca informação na literatura que relacione o seu uso em condições nas quais a homogeneidade ou heterogeneidade do solo são conhecidas. Diante do exposto, os objetivos do projeto são: (1) obter e comparar a função condutividade hidráulica do solo pelo modelo de Hillel et al. (1972) com os modelos propostos por Libardi et al. (1980) e por van Genuchten (1980); (2) verificar a influência da adoção do gradiente de potencial total unitário no modelo de Libardi et al. (1980).

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. O Solo como Meio Poroso

O solo pode ser considerado como sendo composto de uma parte sólida ou partículas do solo e de um espaço poroso ou poros do solo. Na natureza, o espaço poroso é ocupado por uma solução aquosa ou água no solo e por uma solução gasosa ou ar no solo. No caso de o espaço poroso estar todo ocupado por água, o solo é dito saturado, nos demais casos, não saturado. De acordo com Koorevaar et al. (1983), os poros do solo podem ser categorizados em macroporos, mesoporos e microporos. Os poros classificados como macroporos apresentam raio maior que 50 μm , sendo responsáveis pela drenagem do excesso de água no solo após um evento de chuva ou irrigação. Os mesoporos, com raio entre 15 e 50 μm , são importantes na redistribuição da água após a drenagem dos macroporos. Os microporos, com raio menor do que 15 μm , processam esse movimento de água de uma maneira muito mais lenta, sendo responsáveis pela água remanescente que garante a sobrevivência de muitas espécies vegetais.

A solução aquosa no solo é assim constituída pela água e sais em dissolução, como Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , também chamada apenas de solução no solo. A solução gasosa no solo ou ar no solo é composta basicamente de gás nitrogênio, oxigênio, gás carbônico, vapor de água e pequenas quantidades de outros gases.

Os sólidos do solo são, em cerca de 10%, matéria orgânica, com origem do acúmulo de resíduos vegetais e animais encontrados em diferentes estágios de decomposição e, em cerca de 90%, partículas minerais, com origem nos processos de decomposição das rochas devido a fenômenos físicos, químicos e biológicos, ao longo do tempo. As partículas do solo são distribuídas em três frações de tamanho principais: areia, silte e argila. Essa classificação pelo tamanho, também chamada de textura do solo, fornece uma ideia do tamanho das partículas mais frequentes de cada solo. A estrutura do solo, por outro lado, reflete a agregação das partículas de solo entre si e com outros componentes minerais e orgânicos, associada com o uso e manejo do solo. Os compostos orgânicos e os minerais sólidos, de várias formas, tamanhos e composições químicas, constituem o que se chama matriz do solo. Dessa forma, a composição mineralógica das partículas do solo e a geometria dos poros promovida pela estrutura controlam o potencial mátrico da água no solo (Libardi, 2012).

2.2. A Água no Solo

A avaliação da energia da água no solo, pelo modelo dos potenciais da água, é feita considerando apenas a energia potencial e restrita a situações isotérmicas. A energia potencial é a energia que um corpo possui devido a sua posição instantânea num campo de força. Como um corpo pode estar sujeito a mais de um campo de força, ele pode, portanto, possuir mais de uma energia potencial. Ao somatório das energias potenciais dá-se o nome de energia potencial total do corpo. Assim, sob condições isotérmicas, todo corpo tende a mover-se de uma posição onde sua energia potencial total é maior para uma posição onde sua energia potencial é menor. A água no solo não foge a essa tendência. No entanto, expressa-se a energia potencial total da água, no interior da matriz do solo, por unidade de massa, volume ou peso de água, em relação à energia potencial total da mesma água (também por unidade de massa, volume ou peso de água), mas livre, fora da matriz porosa do solo, denominada água padrão. A diferença desta energia entre duas águas (no solo e padrão) denomina-se potencial total da água no solo. Com esta definição do potencial total, o movimento da água entre duas posições próximas no perfil do solo sempre se dá, sob condições isotérmicas, da posição onde o potencial total é maior para a posição onde ele é menor, sem a necessidade de se conhecer o valor absoluto da energia potencial total nas duas posições, visto que a energia da água padrão é a mesma para as duas posições (Libardi, 2012).

O potencial total da água ou solução no solo (ϕ_t) pode ser expresso como:

$$\phi_t = \phi_m + \phi_p + \phi_g \quad (1)$$

sendo ϕ_m o potencial mátrico (m de água), ϕ_p o potencial de pressão (m de água) e ϕ_g o potencial gravitacional (m de água).

O potencial mátrico ϕ_m é proveniente da associação das forças de adsorção e capilaridade. No fenômeno da capilaridade a retenção ocorre nos poros de diâmetro capilar, os microporos, associada à tensão superficial da água e seu ângulo de contato com as partículas sólidas, numa interface curva água - ar, predominando em condições de maior conteúdo de água. À medida que o solo seca, o fenômeno da adsorção começa a adquirir maior importância, resultando na formação de pequenos filmes ou películas de água que recobrem as partículas (Libardi, 2012). Segundo Hillel (1970), no fenômeno da capilaridade a retenção é mais

dependente da densidade do solo e porosidade, relacionada com a estrutura, enquanto que na adsorção, a retenção depende mais da textura do solo e da superfície específica das partículas do solo.

O potencial de pressão ϕ_p ocorre quando o solo está sob uma condição de saturação e torna-se igual à pressão da coluna de água que atua sobre um ponto considerado no solo.

O potencial gravitacional ϕ_g está sempre presente, pois resulta do campo gravitacional terrestre. Em solo saturado a sua importância é significativa, no entanto, quando o solo se distância da condição de saturação esse componente vai gradativamente perdendo a importância para o potencial mátrico.

O potencial osmótico ϕ_s não é da água ou solução do solo, mas do componente água da solução do solo e ocorre porque as moléculas de água tendem a hidratar as moléculas dos solutos, sendo necessário realizar trabalho para retirá-las dessa interação com o soluto. É por isso que na ausência de membranas semi-permeáveis, o potencial osmótico não é significativo ao movimento da água no solo.

Sob condições isotérmicas, para solos não saturados e não expansivos, o potencial total da água ou solução no solo torna-se:

$$\phi_t = \phi_m + \phi_g \quad (2)$$

O potencial mátrico sempre está associado a um determinado conteúdo de água. A curva de conteúdo de água expressa graficamente em função do respectivo potencial mátrico denomina-se curva de retenção ou curva característica da água no solo. Sua determinação é feita em laboratório seguindo procedimentos de secagem ou molhamento. As curvas obtidas por um e outro procedimento não coincidem e esse fato é denominado de histerese da curva de retenção da água no solo.

2.3. Equações de Fluxo da Água no Solo

Os primeiros estudos para quantificar o movimento de água no solo foram realizados por Darcy (1856), que encontrou uma relação de proporcionalidade entre a densidade de fluxo da água, ou seja, a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área, e o gradiente

hidráulico que atua sobre a água, em laboratório, utilizando colunas de areia em estado saturado. A constante de proporcionalidade foi denominada de condutividade hidráulica do solo saturado. Para o fluxo de água em um meio poroso não saturado, Buckingham (1907), teorizou uma equação semelhante para solo em estado saturado e não saturado. Essa equação foi denominada de equação de Darcy - Buckingham,

$$\vec{q} = -K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \quad (3)$$

sendo $\vec{q}$ a densidade de fluxo da água no solo (m.s^{-1}), K é a condutividade hidráulica da amostra de solo (m.s^{-1}) em função de seu conteúdo de água θ ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) e $\partial \phi_t / \partial z$ é o gradiente de potencial total da água no solo, sendo ϕ_t (m água) o potencial total e z (m) a coordenada vertical de posição. O sinal negativo da equação é devido ao sentido do vetor densidade de fluxo de água ser oposto ao sentido do vetor gradiente de potencial total. Quando $\theta = \theta_s$ (conteúdo de água na saturação), $K = K_0$ (condutividade hidráulica do solo saturado).

A equação da continuidade (eq. 4) indica que a variação do conteúdo de água no decorrer do tempo, em um elemento de volume de solo, é igual à variação da densidade de fluxo $\vec{q}$ da água no espaço neste elemento.

$$\frac{\partial \phi_t}{\partial z} = -\text{div } \vec{q} \quad (4)$$

Richards (1931) associou a equação de Darcy - Buckingham com a equação da continuidade, obtendo a equação diferencial geral que descreve o fluxo unidimensional e isotérmico da água no solo (eq. 5).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{d}{dz} \left[K(\theta) \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \right] \quad (5)$$

A equação (5) tem sido chamada de equação de Richards.

2.4. Determinação da função Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica é uma propriedade que traduz quão rápido ou devagar a água se movimenta no solo. Assim, apresenta íntima relação com o tamanho, morfologia, quantidade, distribuição espacial, conectividade e orientação dos poros do solo, sendo interdependente da estrutura, textura e grau de agregação do solo. Essa interação permite muitas vezes que um solo argiloso assuma valores de condutividade similares a de um solo arenoso (Gonçalves e Libardi, 2013).

Um dos fatores mais importantes na relação entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de água no solo é a sua elevada sensibilidade. Falleiros et al. (1998) observaram uma redução de 170% da condutividade hidráulica para um decréscimo de apenas 1 a 2% no conteúdo de água no solo. Neste sentido, quanto mais precisas forem as avaliações do conteúdo de água, maior será a aproximação aos valores reais de condutividade hidráulica do solo. Essa precisão envolve, entretanto, o conhecimento das características do fluido, como a viscosidade, e do solo, como a distribuição do tamanho dos poros (Libardi, 2012). Os efeitos destas características no conteúdo de água de um solo podem ser obtidos facilmente com a determinação da curva de retenção, que relaciona o conteúdo e o potencial mátrico da água no solo e reflete a configuração da geometria porosa do solo (Childs, 1940).

A determinação da condutividade hidráulica pode ser realizada no campo ou no laboratório, por diversos métodos. Segundo Klute e Dirksen (1986), entre os métodos mais estudados no laboratório destacam-se o do permeâmetro de carga constante e o de carga decrescente para a condição saturada, apresentando praticidade, rapidez e menor esforço, no entanto, necessitam de muito cuidado na coleta e preparação das amostras com estrutura indeformada, evitando qualquer perturbação estrutural.

O método desenvolvido por Wind (1968) e aperfeiçoado por Schindler (1985) permite determinar de forma simples a condutividade hidráulica do solo não saturado a partir de amostras de solo com estrutura indeformada no laboratório, sob condição transiente de evaporação. Neste método, medidas simultâneas e periódicas do peso de uma amostra de solo e do potencial mátrico são realizadas por uma balança de precisão e por pequenos tensiômetros em profundidades regulares, respectivamente, durante a perda de água através da superfície da amostra por evaporação livre ou forçada. Ao término do experimento o conteúdo de água na amostra é determinado, permitindo recalcular os valores anteriores, no decurso do processo de evaporação. O método é considerado rápido e prático, no entanto, possui a limitação de não ser muito sensível em condições de quase saturação, dependendo do

tamanho da amostra, das características intrínsecas do solo e da condutância da cápsula porosa. Segundo Klute e Dirksen (1986), esses métodos fornecem resultados aproximados, devendo ser recomendados apenas quando os métodos a campo são impraticáveis.

A determinação da condutividade hidráulica sob condição não saturada no campo é realizada mais comumente pelo Método do Perfil Instantâneo (MPI). Este método foi desenvolvido inicialmente por Richards et al. (1956) no campo, onde um perfil de solo foi saturado e, em seguida, permitida a evaporação e drenagem enquanto medidas simultâneas do potencial mátrico, com o uso de tensiômetros com manômetro de mercúrio, e do conteúdo de água, por gravimetria, foram obtidas em diversas profundidades, permitindo determinar o fluxo de água e o gradiente de potencial total, buscando ao longo do perfil determinar o plano de fluxo zero, ou seja, profundidade onde o movimento de água ascendente e descendente se anulavam. O método foi aperfeiçoado por Watson (1966) em laboratório, utilizando colunas de acrílico preenchidas com areia. As colunas foram saturadas e, em seguida, permanecendo a superfície livre para a evaporação, o processo de drenagem foi iniciado, tomando medidas do potencial mátrico, por meio de tensiômetros com transdutor de pressão, e do conteúdo de água, pela técnica de radiação gama. Posteriormente, o MPI foi adaptado para o campo novamente, porém, com determinação *in situ* do conteúdo de água e prevenção da evaporação na superfície do perfil de solo, destacando o processo de drenagem interna (van Bavel et al., 1968).

Para a aplicação do MPI no campo um perfil de solo é delimitado e inundado até a saturação. Atingida essa condição de saturação o fornecimento de água é cessado e a superfície coberta para prevenir a evaporação, dando início ao processo de redistribuição por drenagem interna, durante o qual se realizam observações do conteúdo de água e do potencial mátrico no perfil ao longo do tempo. As medidas do conteúdo de água em profundidade e ao longo do tempo podem ser obtidas utilizando o método gravimétrico, sonda TDR, FDR, sonda de neutrons, radiação gama, ou ainda, a partir da curva de retenção da água no solo. O potencial mátrico é medido diretamente por meio de tensiômetros ou indiretamente via transdutores de pressão instalados em determinadas profundidades no solo, ao longo do tempo. Com as medidas de conteúdo de água e de potencial mátrico em diversas profundidades e no tempo, a condutividade hidráulica em função do conteúdo de água é determinada pela equação (6), que é a equação de Richards integrada em relação à profundidade z , entre os limites $z = 0$ e $z = z$, para um dado tempo t e as condições inicial e de contorno:

$$\begin{aligned}
z &= 0; t > 0; \theta_0 = \theta_0(z); \\
z &= \infty; t > 0; \theta = \theta_i \text{ e}; \\
z &= z; t > 0; q = K(\theta) \partial\phi_t/\partial z
\end{aligned}$$

sendo θ_i o conteúdo de água inicial, antes do umedecimento e θ_0 o conteúdo de água no tempo zero de redistribuição.

$$K(\theta)|_z = - \int_0^z \frac{\partial\theta}{\partial t} dZ / \left. \frac{\partial\phi_t}{\partial z} \right|_z \quad (6)$$

A solução do método foi aperfeiçoada por Hillel et al. (1972) por meio de um roteiro com base na elaboração de duas tabelas: a) a primeira, para a determinação da densidade de fluxo da água em diversas profundidades e diversos tempos a partir da integral da equação de Richards com relação à profundidade do solo, aproximada por um somatório e determinando a tangente à curva do conteúdo de água θ em função do tempo de redistribuição t , medida graficamente em pontos particulares no tempo e b) a segunda tabela, para o cálculo da condutividade hidráulica em cada profundidade para diferentes conteúdos de água, dividindo-se os fluxos de água da primeira tabela pelos gradientes de potencial total obtidos graficamente a partir dos perfis de potencial total para diversos tempos (Libardi, 2012). Para a execução do modelo assume-se que o processo seja isotérmico, que o perfil esteja saturado de modo uniforme, que o fluxo interno seja vertical e zero na superfície do solo, que não ocorra histerese e que o lençol freático seja relativamente profundo para não interferir no processo de redistribuição (Libardi, 2012).

Considerando o processo de drenagem interna, Davidson et al. (1969) introduziram a suposição do gradiente de potencial total unitário, baseando-se nas constatações de Gardner (1962) para perfis de solo homogêneo, visto que durante a drenagem interna a densidade de fluxo varia de muitas ordens de grandeza em curtos períodos de tempo enquanto que o gradiente hidráulico varia muito pouco durante longos períodos de tempo. A suposição de gradiente unitário foi adotada nos modelos de simplificação da função condutividade hidráulica propostos por Libardi et al. (1980) e Sisson et al. (1980), implicando que a condutividade hidráulica é numericamente igual à densidade de fluxo, com medidas apenas do conteúdo de

água, presumindo uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica e o conteúdo de água. Essa relação exponencial para a função condutividade hidráulica em função do conteúdo de água (eq. 7) parece se adaptar muito bem a maioria dos solos, como demonstram Hillel et al. (1972), Libardi et al. (1980) e também Sisson et al. (1980).

$$K(\theta) = K_o e^{\gamma(\theta - \theta_o)} \quad (7)$$

A função $K(\theta)$ ou função condutividade hidráulica é obtida pelo método de Libardi et al. (1980) a partir de uma equação que relaciona o conteúdo de água θ com o logaritmo do tempo t de redistribuição de água no perfil. No modelo de Sisson et al. (1980), a função condutividade hidráulica é obtida a partir da regressão linear entre o logaritmo de Z/t e o conteúdo de água θ .

Embora utilizado com frequência nos modelos de simplificação da função condutividade hidráulica, a suposição do gradiente unitário é muitas vezes questionada. No procedimento de Hillel et al. (1972) é possível observar que uma variação de 0,2 na unidade do gradiente de potencial total pode refletir em um erro de 20% no valor da condutividade hidráulica. De acordo com Ahuja et al. (1988), o gradiente hidráulico é influenciado pela natureza e complexidade do solo, variando com o tempo e profundidade, não permanecendo, portanto, unitário durante o processo. Bacchi e Reichardt (1993) argumentam que o gradiente unitário pode ser assumido sem muitas limitações apenas em perfis estritamente homogêneos e com conteúdo de água próximo à saturação. Em um estudo avaliando a adoção do gradiente de potencial unitário na medida da condutividade hidráulica para solo não saturado, Prevedello et al. (1994) observaram erros crescentes na obtenção da função condutividade hidráulica com o decréscimo do conteúdo de água, verificando que, para um conteúdo de água próximo da saturação ($0.67 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$), a subestimação no valor da condutividade hidráulica foi de 12%, já para um conteúdo de água inferior ($0.30 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$), a subestimação foi de 73%. Mais recentemente, Guiberto e Moraes (2011) verificaram que assumir o gradiente de potencial total como unitário resultou em erros na obtenção da função condutividade hidráulica pela ausência de homogeneidade no perfil, afirmação que, segundo os autores, pode ser válida para a maioria dos solos. Reichardt (1993) demonstrou que, teoricamente, mesmo em perfil homogêneo, o gradiente de potencial total unitário não pode ser assumido em todo o perfil

durante o processo de drenagem interna, embora alguns autores tenham obtido sucesso assumindo tal condição.

2.5. Radiação Gama

2.5.1. Coeficiente de Atenuação

A interação da radiação gama com a matéria, em termos globais, é regida pela lei de Lambert-Beer. Quando um feixe de fótons gama monoenergético atravessa um material absorvedor homogêneo de massa específica ρ , seus fótons interagem com os elétrons, núcleos e campos elétricos do material ou meio, podendo ser espalhados, absorvidos ou transmitidos e, desta forma, o número de fótons incidentes (I_0) sofre um processo de atenuação. A relação I/I_0 , ou seja, razão entre fótons emergentes (I) e fótons incidentes (I_0), é diretamente proporcional à espessura x do material atravessado pelo feixe:

$$I/I_0 = \mu^* . x \quad (8)$$

A constante de proporcionalidade μ^* é chamada de coeficiente de atenuação linear e seu valor dependente da intensidade de energia da radiação gama e da massa específica e composição química do material absorvedor (Portezan Filho, 1997). O uso do coeficiente de atenuação linear μ^* é, no entanto, limitado pelo fato de variar com a densidade do material absorvedor, mesmo que este seja sempre o mesmo material. Por esse motivo, define-se um novo coeficiente chamado de coeficiente de atenuação de massa, dado por:

$$\mu = -\mu^* / \rho \quad (9)$$

sendo ρ a densidade do material absorvedor (kg.m^{-3}). Assim, para uma determinada energia, o coeficiente de atenuação de massa não muda com o estado físico do absorvedor.

Para qualquer material considerado como absorvedor, o coeficiente de atenuação de massa corresponde à soma dos coeficientes de todos os componentes químicos que constituem este material (Portezan Filho, 1997). Assim, o coeficiente de atenuação de massa é dado por:

$$\mu = \sum_i w_i \cdot (\mu_i^* \cdot \rho_i) \quad (10)$$

onde w_i representa a fração em peso do componente i , μ_i^* é o coeficiente de atenuação linear do componente i e ρ_i é a densidade do componente i , presente no material considerado.

A integração da equação (8) entre os limites I_0 (fótons gama incidentes) e I (fótons gama emergentes) para a intensidade do feixe e, entre os limites 0 e x para a espessura do material absorvedor, resulta na lei de Lambert-Beer (Portezan Filho, 1997):

$$I = I_0 e^{-(\rho \cdot \mu) \cdot x} \quad (11)$$

2.5.2. Determinação do Conteúdo de Água por atenuação de fótons Gama

A expressão que rege a atenuação de fótons gama por uma dada espessura de solo x com conteúdo de água inicial θ_i está baseada na lei de atenuação de Lambert-Beer e se caracteriza como uma função exponencial simples, dada por:

$$I = I_0 e^{-(\mu_s \cdot \rho + \mu_a \cdot \theta_i) \cdot x} \quad (12)$$

em que I é a intensidade do feixe emergente (contagens por minuto - cpm), I_0 é a intensidade do feixe incidente (cpm), μ_s é o coeficiente de atenuação de massa para o solo seco ($\text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$), μ_a o coeficiente de atenuação de massa para a água ($\text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$) e ρ e θ_i representam, respectivamente, a densidade do solo seco ($\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}$) e o conteúdo de água inicial/residual do solo ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$).

Para a medida do coeficiente de atenuação de massa da água, basta colocar uma amostra de água interagindo com um feixe monoenergético colimado de fótons gama. A partir da lei de Lambert-Beer, é possível obter o coeficiente de atenuação de massa da água por:

$$\mu_a = \left(\frac{1}{x \cdot \rho_a} \right) \cdot \ln I_0 / I \quad (13)$$

onde I_0 é a intensidade do feixe incidente na água (cpm), I é a intensidade do feixe emergente da água (cpm) e ρ_a é a densidade da água (kg.m^{-3}).

A expressão para o coeficiente de atenuação do solo, μ_s , é obtida por:

$$\mu_s = \left(\frac{1}{x \cdot \rho_s} \right) \cdot \ln I_0 / I - x \cdot \rho_a \cdot \theta_i \quad (14)$$

Por adição de água na amostra de solo seco ao ar, a partir da equação (12), tem-se:

$$I = I_0 e^{-(\mu_s \cdot \rho + \mu_a \cdot \theta_i + \mu_a \cdot \theta) \cdot x} \quad (15)$$

Substituindo (12) em (15):

$$I_0 = I e^{-(\mu_a \cdot \theta) \cdot x}$$

$$I/I_0 = e^{(\mu_a \cdot \theta) \cdot x}$$

e, portanto:

$$\theta = \frac{\ln(I/I_0)}{\mu_a \cdot x}$$

Como o conteúdo integral de água θ' é o inicial θ_i mais o adicionado θ , resulta que:

$$\theta = \frac{\ln(I/I_0)}{\mu_a \cdot x} + \theta_i \quad (16)$$

2.5.3. Determinação da Densidade do Solo por atenuação de fótons Gama

A determinação da densidade do solo, a partir da equação (12), é obtida por:

$$\rho = \frac{\ln(I/I_0) - \mu_a \cdot \theta_i \cdot x}{\mu_s \cdot x} + \theta_i \quad (17)$$

Conhecendo os valores de I , I_0 , θ_i , μ_a , μ_s e x , calcula-se ρ em qualquer ponto de interesse do solo.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Solos

O experimento foi executado na Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” com apoio do Centro de Energia Nuclear na Agricultura, da Universidade de São Paulo em Piracicaba, São Paulo, Brasil. Os solos foram escolhidos, descritos morfologicamente e classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013).

A superfície de cada um dos solos utilizados foi limpa com a remoção do material vegetal e delimitada por um quadrado de 2 por 2 metros. Em seu interior foi aberta uma trincheira até 1,2 m de profundidade para análise do perfil e coleta de amostras.

Foram os seguintes os solos utilizados:

Solo 1: Cambissolo Háplico, de textura franco-arenosa

Horizonte A = 0 a 8 cm: cinzento-avermelhado-escuro (2,5 YR 4/1 seco), cinzento-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/1 úmido); arenoso; moderada pequenos blocos subangulares; macio, muito friável, não plástico e não pegajoso; transição clara e plana.

Horizonte AB = 8 a 35 cm: cinzento-brunado-claro (10 YR 6/2 seco), bruno-acinzentado-escuro (10 YR 4/2 úmido); arenoso; moderada médio/grande blocos subangulares; ligeiramente duro, muito friável, não plástico e não pegajoso; transição clara e plana.

Horizonte Bi = 35 a 45 cm: bruno muito claro-acinzentado (10 YR 7/4 seco), bruno-amarelado (10 YR 5/4 úmido); arenoso; moderada médio/grande blocos subangulares; ligeiramente duro, muito friável, não plástico e não pegajoso; transição clara e plana.

Solo 2: Latossolo Vermelho Amarelo distrófico, de textura franco-arenosa

Horizonte A = 0 a 25 cm: bruno-escuro (7,5YR 3/4 úmido) e bruno (7,5YR 4/4 seco); franco-arenosa; fraca pequena blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.

Horizonte AB = 25 a 52 cm: bruno-forte (7,5YR 4/6 úmido e 7,5YR 5/6 seco); franco-argilo-arenosa; maciça; muito dura, firme, ligeiramente plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.

Horizonte Bw1 = 52 a 95 cm: vermelho-amarelado (5YR 5/6, úmido e seco); franco-argilo-arenosa; 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.

Solo 3: Nitossolo Vermelho eutroférico, de textura argilosa

Horizonte A = 0 a 26 cm: bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4 úmido e 2,5YR 2,5/4 seco); argilosa; forte média a grande blocos subangulares; cerosidade abundante e forte; extremamente dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Horizonte Bt1 = 26 a 68 cm: bruno-avermelhado-escuro (2,5YR 3/4 úmido) e vermelho-escuro (2,5YR 3/6 seco); muito argilosa; forte pequena a média blocos subangulares; cerosidade abundante e forte; muito dura, firme, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

Horizonte Bt2 = 68 a 114 cm: vermelho-escuro (2,5YR 3/6 úmido) e vermelho (2,5YR 4/6 seco); muito argilosa; moderada média a grande blocos subangulares; cerosidade comum e moderada; extremamente dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e difusa.

3.2. Delineamento Experimental

O delineamento experimental consiste de 18 colunas de solo (Figura 1) onde o Método do Perfil Instantâneo foi aplicado, sendo:

Configuração 1 = três colunas de solo com estrutura indeformada dos horizontes diagnóstico dos solos 1, 2 e 3;

Configuração 2 = três colunas de solo com estrutura deformada dos horizontes diagnóstico dos solos 1, 2 e 3;

Configuração 3 = três colunas de solo com estrutura deformada dos três primeiros horizontes dos solos 1, 2 e 3, com espessura de horizontes fixa, igual a 15 cm;

Configuração 4 = três colunas de solo com estrutura deformada dos três primeiros horizontes dos solos 1, 2 e 3, com espessura de horizontes proporcional ao observado no campo;

Configuração 5 = seis colunas de solo com estrutura deformada constituídas de três horizontes com espessura fixa de 15 cm perfazendo um terço superior, médio e inferior, nesta ordem, com os horizontes diagnóstico dos solos 1, 2 e 3.

Figura 1. Delineamento com as configurações do experimento (cotas em cm).

3.3. Coleta de Amostras

Para a caracterização físico-hídrica dos três solos utilizados, foram coletadas 33 amostras com estrutura indeformada por meio de anéis volumétricos de 5 cm de diâmetro e altura, na região central de cada um dos três horizontes diagnóstico de cada solo (Figura 2), a fim de determinar a curva de retenção da água no solo, porosidade total e densidade do solo. Além das 33 amostras, foram coletadas 3 amostras indeformadas adicionais na região central dos horizontes antecedentes para caracterização da densidade do solo e porosidade total.

Figura 2. Coleta de amostras indeformadas.

Amostras indeformadas em anéis volumétricos de 7 cm de diâmetro e altura foram coletadas na região central do horizonte diagnóstico de cada solo para a determinação da condutividade hidráulica saturada. Além disso, amostras de solo com estrutura deformada foram também coletadas na região central de cada um dos três primeiros horizontes de cada solo para a determinação da granulometria, densidade de partículas, carbono orgânico, para a elaboração de amostras de solo acondicionadas em anéis volumétricos de 5 cm de altura e diâmetro, utilizadas na determinação da curva de retenção da água no solo, e para a montagem de amostras de solo estratificadas em colunas de acrílico de 50 cm de comprimento e 10 cm de diâmetro, utilizadas no experimento do Método do Perfil Instantâneo.

O acondicionamento do solo para a elaboração das amostras foi feito respeitando a densidade do solo no campo, em seu respectivo horizonte. No caso dos anéis volumétricos,

para um controle preciso da densidade pretendida um segundo anel de mesmo tamanho que o primeiro foi instalado na sua parte superior para o controle de nível da superfície do solo, no momento da compactação (Figura 3). Além disso, a massa de solo seco necessária para preencher o volume do primeiro anel com a densidade do solo no campo foi depositada dentro deste utilizando um pequeno funil, com movimentos circulares uniformes para que não ocorresse a segregação das partículas do solo.

Figura 3. Montagem de amostras estratificadas em anéis volumétricos.

A compactação do solo foi realizada com pequenas vibrações na parede dos anéis utilizando um bastão de silicone, sempre tomando o devido cuidado de distribuir as vibrações de maneira uniforme.

A acomodação do solo de estrutura deformada coletado na região central de cada um dos três primeiros horizontes de cada solo para a elaboração das colunas de solo estratificadas foi realizada ocupando o volume interno da coluna, com solo destorroado em malha de 1 mm de abertura, até a altura de 47 cm, deixando um espaço de 3 cm na extremidade superior (Coluna 1, Figura 1). A amostra de solo com estrutura deformada foi homogeneamente acomodada no interior da coluna com o auxílio de um funil de haste longa, a fim de evitar a

possível segregação das partículas no momento da deposição, obedecendo um movimento circular uniforme (Figura 4).

Figura 4. Detalhe para a montagem das colunas de solo estratificadas: movimento circular (A) durante a deposição do solo (B).

A estratificação do solo em horizontes na elaboração das colunas de diferentes configurações (Figura 5 e 6), foi realizada com base nas informações de densidade do solo investigada no campo, para os três solos e três horizontes iniciais, seguindo o delineamento experimental exposto anteriormente (Figura 1). A proporção que cada horizonte tomou no interior da coluna foi controlada por uma régua impressa na parte exterior da coluna. Com a deposição do horizonte inferior, o horizonte intermediário passou a ser depositado, seguido do horizonte superior, sempre com o devido cuidado de manter a densidade do solo idêntica ao valor observado no campo, para o respectivo horizonte.

Figura 5. Diferenciação dos horizontes do solo nas colunas estratificadas.

Figura 6. Colunas de solo estratificado e homogêneo.

Para o estudo do solo com estrutura indeformada, uma amostra de solo indeformada foi coletada do horizonte diagnóstico de cada solo utilizando a mesma coluna das com amostras estratificadas. A coleta desta coluna foi realizada, primeiramente, removendo o solo do

horizonte de estudo de tal maneira que uma escultura próxima ao formato da coluna fosse obtida (Figura 7).

Figura 7. Escultura de solo feita a partir do horizonte diagnóstico do Cambissolo, Latossolo e Nitossolo (da esquerda para a direita).

Em seguida, a coluna de solo foi inserida na extremidade superior da escultura com a ajuda de um suporte de apoio encaixado em cima da coluna para aplicar a força necessária ao aprofundamento de 47 cm (Figura 8) e um anel biselado em baixo, para o corte do solo excedente, coletando assim uma amostra indeformada única em forma de coluna (Figura 9).

Figura 8. Suporte e anel encaixados na coluna.

Figura 9. Amostra indeformada de solo coletada em forma de coluna.

3.4. Caracterização Físico-Hídrica

A caracterização físico-hídrica do solo foi realizada por meio da análise do carbono orgânico, granulometria, densidade do solo, densidade dos sólidos do solo, porosidade total, curva de retenção da água no solo, condutividade hidráulica saturada.

O carbono orgânico foi determinado pelo método de Walkey-Black, de acordo com Anderson e Ingram (1992), por meio da 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. Assim, a determinação do teor de carbono orgânico é realizada pela equação (18),

$$C_{org} = 39,9798 \left[1 - \left(\frac{V_a}{V_b} \right) \frac{1}{m} \right] \quad (18)$$

sendo V_a o volume da solução de sulfato ferroso amoniacal consumido na titulação da amostra (ml), V_b o volume da solução de sulfato ferroso amoniacal consumido na titulação do teste em branco (ml) e m a massa de solo (g).

A determinação da granulometria foi realizada em triplicata pelo método da pipeta, conforme descrito em EMBRAPA (2012), utilizando TFSA (Terra Fina Seca ao Ar) da porção de solo deformado, coletado em cada horizonte dos três solos estudados. A TFSA foi obtida passando a amostra seca ao ar em peneira com malha de 2 mm. A umidade residual, necessária para o cálculo do fator de correção TFSA, foi determinada a partir de uma subamostra da TFSA.

A densidade do solo foi determinada pelo método do anel volumétrico, ou seja, pela razão entre a massa de solo seco a 105°C durante 48 horas e o volume do anel cilíndrico por ele ocupado.

$$\rho = \frac{ms}{V} \quad (19)$$

A densidade dos sólidos do solo foi determinada pelo método do picnômetro a gás, modelo ACCUPIC 1330. A porosidade total foi obtida pela relação de vazios, determinada pela equação (20).

$$\alpha = 1 - \left(\frac{\rho_s}{\rho} \right) \quad (20)$$

sendo ρ a densidade do solo e ρ_s a densidade dos sólidos do solo.

A curva de retenção da água no solo foi determinada utilizando amostras de solo com estrutura indeformada coletadas em anéis volumétricos no horizonte diagnóstico dos três solos (Figura 10). Foram utilizadas triplicatas para cada ponto de interesse na curva, sem reutilizar a mesma amostra, totalizando 27 amostras por solo. Amostras estratificadas em anéis volumétricos dos três horizontes iniciais dos três solos foram elaboradas (Figura 11) para a determinação da curva de retenção em triplicata em cada ponto de interesse na curva, reutilizando as mesmas amostras nos pontos subsequentes, de maior tensão. Desta forma,

foram montadas 27 amostras estratificadas, correspondendo a 3 amostras por horizonte e 9 amostras por solo avaliado.

O ajuste dos dados de conteúdo de água relacionados ao potencial mátrico na representação da curva de retenção feita com amostras indeformadas e estratificadas foi realizado selecionando os pontos de avaliação nas tensões de 5, 10, 50 e 100 hPa, utilizando funil com placa porosa, e 50, 100, 300 e 500 kPa, utilizando câmara de pressão com placa porosa.

Figura 10. Amostras com estrutura indeformada do horizonte diagnóstico dos três solos estudados.

Figura 11. Amostras de solo remodeladas em anéis volumétricos.

A determinação das curvas de retenção da água no solo foi realizada iniciando com a lenta saturação da amostra de solo, utilizando água destilada e deaerada por meio de agitação

intermitente sob vácuo, elevando-se o nível da lâmina de água até o topo da amostra em 24 horas e mantendo-a neste estado por mais 24 horas para a dissolução de ar aprisionado.

No método do funil com placa porosa a saturação da amostra foi realizada diretamente sobre a placa porosa, elevando-se o nível de água inicial até uma lâmina de 0,5 cm para o posicionamento da amostra e depois prosseguindo com a completa saturação. No método da câmara de pressão com placa porosa as amostras foram saturadas em bandejas plásticas e depois posicionadas na superfície da placa porosa no interior da câmara, sobre uma lâmina de 0,5 cm de água. Após o equilíbrio, ou seja, cessamento da drenagem de água no dreno de saída dos equipamentos, as amostras foram retiradas e o conteúdo de água determinado por gravimetria. Ao término da análise do conteúdo de água nas tensões correspondentes, as amostras foram secas em estufa a 105 °C durante 48 horas, procedendo ao cálculo da densidade do solo e conteúdo de água à base de massa e volume.

Os dados obtidos com a secagem da amostras de solo em variadas tensões foram ajustados à equação utilizada por van Genuchten (1980) (equação 21) com a restrição de Mualem (1976) ($m = 1 - 1/n$) e a de duplo van Genuchten, sugerida por Carducci et al. (2011) (equação 22), também utilizando a restrição de Mualem (1976).

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 - (\alpha \cdot \phi_m)^n)^m} \quad (21)$$

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_{pmp} - \theta_r}{(1 + (\alpha_{tex} \cdot \phi_m)^{n_{tex}})^{m_{tex}}} + \frac{\theta_s - \theta_{pmp}}{(1 + (\alpha_{est} \cdot \phi_m)^{n_{est}})^{m_{est}}} \quad (22)$$

sendo θ_r o conteúdo de água residual ($m^3.m^{-3}$), θ_s o conteúdo de água de saturação ($m^3.m^{-3}$), ϕ_m o potencial mátrico da água no solo (m de água) e α , n e m parâmetros da equação.

A condutividade hidráulica saturada foi obtida pelo método do permeâmetro de carga constante, submetendo as amostras de solo de estrutura indeformadas de 7 cm de diâmetro e altura, assim como as amostras de solo estratificadas em anéis de 5 cm de diâmetro e altura, saturada por 24 horas, a uma carga hidráulica constante de 1,5 cm de coluna de água em sua superfície, mantida por um dispositivo de Mariotte. Quando atingida a condição de regime estacionário, a condutividade hidráulica saturada (K_0) foi obtida por meio da equação de Darcy-Buckingham (Libardi, 2012):

$$K_o = \frac{V_a \cdot L}{A \cdot t \cdot (h + L)} \quad (23)$$

em que V_A é o volume de saída de água coletado pela proveta durante o tempo t ; A é a área da secção transversal da amostra; L é o comprimento da amostra e h é a carga hidráulica no topo da amostra.

3.5. Método do Perfil Instantâneo em Colunas de Solo

Para a aplicação do Método do Perfil Instantâneo em colunas de solo no laboratório, o solo no interior das colunas foi saturado até a profundidade de 15 cm, com a manutenção de uma lâmina de água de 1,5 cm na superfície do solo utilizando um dispositivo regulador de vazão (Figura 12). Assim que a frente de molhamento chegou a aproximadamente 15 cm de profundidade, o fornecimento de água foi interrompido e a superfície da coluna foi coberta (Figura 13) para evitar a evaporação e seguir com o início do processo de redistribuição da água, sendo este o ponto zero de redistribuição. O volume de solo seco remanescente a partir da profundidade de 15 cm na coluna foi utilizado exclusivamente para o processo de redistribuição. A partir desse ponto, medidas do conteúdo de água foram tomadas a cada 10 minutos durante a primeira hora, 30 minutos durante as 2 horas seguintes, 1 hora durante as 4 horas seguintes, 6 horas durante as 12 horas seguintes, 12 horas durante os dois dias seguintes e 24 horas até o término do experimento, quando não foi mais detectada variação do conteúdo de água (aproximadamente 7 dias).

Buscando evitar a dispersão de argila, efeito deletério da fragmentação do solo na montagem das amostras de solo estratificadas em anéis e colunas, foi utilizada solução de sulfato de Cálcio com concentração de 0,005 M na saturação das amostras de solo indeformadas e estratificadas. De acordo com Fontes et al. (1995), a adição de CaSO_4 provoca efeito floculante.

Figura 12. Processo de saturação da coluna de solo até 15 cm de profundidade.

Figura 13. Prevenção da evaporação de água na superfície da coluna.

As determinações de conteúdo de água ao longo do eixo vertical da coluna foram feitas em intervalos de 1 cm até a profundidade de 15 cm, utilizando a técnica de atenuação da radiação gama (Davidson et al, 1963) no Laboratório de Espectrometria Gama/Divisão de Funcionamento de Ecossistemas Tropicais do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/USP). A fonte de radiação utilizada foi o Césio¹³⁷ e o sistema de detecção constituído de um espectrômetro gama acoplado a um cristal cintilador.

Durante o processo de redistribuição da água nas colunas de solo foi determinado o conteúdo de água θ ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) em cada profundidade z (1 a 15 cm), relacionado ao tempo de redistribuição t (h) por meio da equação (24):

$$\theta = \frac{\ln(I/I_0)}{\mu_a \cdot x} + \theta_i \quad (24)$$

sendo I_0 a intensidade do feixe incidente na coluna (cpm), I é a intensidade do feixe emergente (cpm), x é o diâmetro interno da coluna, θ_i o conteúdo de água inicial (residual) e μ_a é o coeficiente de atenuação da água, dado por:

$$\mu_a = \left(\frac{1}{x \cdot \rho_a} \right) \cdot \ln I_0/I \quad (25)$$

sendo x o diâmetro interno do recipiente (m) e ρ_a a densidade da água ($\text{kg}.\text{m}^{-3}$).

A critério de segurança, as profundidades 1 a 2 cm e 14 a 15 cm foram consideradas como “bordadura”, sendo ignoradas nas análises subsequentes.

Os dados de conteúdo de água obtidos em função do tempo de redistribuição para diversas profundidades foram suavizados por ajuste com as equações (26), (27) e (28) para remover o ruído proveniente do sistema de detecção de fótons gama, sensível a variações da rede elétrica e que foi transmitido aos dados de conteúdo de água.

$$\theta = \frac{(a + c(t))}{(1 + b(t))} \quad (26)$$

$$\theta = \frac{(a + c(t)^{0.5})}{(1 + b(t)^{0.5})} \quad (27)$$

$$\theta = \frac{(a + c(t)^2)}{(1 + b(t)^2)} \quad (28)$$

sendo a , b e c parâmetros do ajuste.

Após a remoção do ruído dos dados de conteúdo de água, estes foram organizados e estão tabelados no Apêndice A.

3.6. Determinação da Condutividade Hidráulica do solo não saturado

3.6.1. Método de Hillel et al. (1972)

A partir dos valores de conteúdo de água θ ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$) obtidos com a técnica de atenuação de raios gama nas profundidades de 3 a 13 cm ao longo do tempo, nas 18 colunas de solo, e do respectivo valor de potencial mátrico ϕ_m , (m) associado ao conteúdo de água obtido pelas curvas de retenção, foi possível determinar a armazenagem h_z para cada profundidade nos diversos tempos e a variação da armazenagem de água em cada profundidade em função do tempo ($\partial h_z / \partial t$), que corresponde à densidade de fluxo de água (q) em cada profundidade $q = (\partial h_z / \partial t)$.

a variação da armazenagem de água em cada profundidade em função do tempo, isto é, a tangente à curva h_z em função de t ($\partial h_z / \partial t$, $\text{m} \cdot \text{h}^{-1}$) foi obtida por diferenças finitas, utilizando-se das equações (26), (27) e (28), assim como o gradiente de potencial total, ou seja, a tangente à curva ϕ_t em função de z ($\partial \phi_t / \partial z$, $\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$).

Com a determinação da densidade de fluxo (q) e o gradiente de potencial total ($\partial \phi_t / \partial z$) em cada tempo e profundidade de interesse, a condutividade hidráulica foi calculada pela expressão:

$$K(\theta)|_z = - \frac{dh_z}{dt} \bigg/ \frac{\partial \phi_t}{\partial z} \bigg|_z \quad (29)$$

Obtida a condutividade hidráulica para diversos tempos e profundidades, esta foi relacionada com o conteúdo de água para o estudo da regressão linear do logaritmo natural de K em função de θ para cada profundidade. A função $K(\theta)$ foi então descrita pela equação (32).

3.6.2. Método do conteúdo de água de Libardi et al. (1980)

A partir da regressão linear da diferença entre o conteúdo de água no tempo zero e o conteúdo de água nos demais tempos de redistribuição ($\theta_o - \theta$), em diversas profundidades relacionados com o logaritmo natural do tempo de redistribuição ($t > 24h$), foram obtidos o coeficiente angular “ a ” ($1/\gamma$) conforme a equação (30),

$$\theta_o - \theta = \left(\frac{1}{\gamma}\right) \ln t + \left(\frac{1}{\gamma}\right) \ln t \left(\frac{\gamma K_o}{aZ}\right) \quad (30)$$

e com base na regressão linear da diferença entre o conteúdo de água médio no tempo zero e o conteúdo de água médio nos demais tempos de redistribuição ($\bar{\theta}_o - \bar{\theta}$), em diversas profundidades relacionados com o logaritmo natural do tempo de redistribuição ($t > 24h$), a condutividade hidráulica no tempo zero de redistribuição (K_o) foi determinada obtendo-se o coeficiente angular “ $\bar{a}$ ” ($1/\bar{\gamma}$) e linear “ $\bar{b}$ ” ($(1/\bar{\gamma}) \ln (\bar{\gamma} K_o/Z)$), de acordo com a equação (31):

$$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = \left(\frac{1}{\bar{\gamma}}\right) \ln t + \left(\frac{1}{\bar{\gamma}}\right) \ln t \left(\frac{\bar{\gamma} K_o}{Z}\right) \quad (31)$$

Assim, determinados os valores de γ e K_o , a condutividade hidráulica K em função do conteúdo de água θ foi escrita como:

$$K(\theta) = K_o e^{\gamma(\theta - \theta_o)} \quad (32)$$

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

3.6.3. Método de van Genuchten-Mualem (1980)

A função condutividade hidráulica do solo foi também estimada por meio da equação (30), com base no modelo de distribuição de poros de Mualem (1976), conhecida como van

Genuchten-Mualem (van Genuchten, 1980). Este método foi aplicado com base nos parâmetros de ajuste da curva de retenção obtidos com as equações (21) e (22),

$$K(S_e) = K_o S_e^L [1 - (1 - S_e^{n/(n-1)})^{1-1/n}]^2 \quad (33)$$

sendo K_o o ponto correspondente à condutividade hidráulica saturada e L um parâmetro empírico relacionado à tortuosidade e conectividade do poro, normalmente assumido como 0.5 (Mualem, 1976). S_e é a saturação efetiva, definida como:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (34)$$

3.7. Análise dos Resultados

O grau de dispersão dos dados obtidos foi estudado pelo coeficiente de variação, descrito pela equação (35).

$$CV = \frac{\sigma}{\bar{x}} \quad (35)$$

sendo σ o desvio padrão e $\bar{x}$ a média dos dados observados.

Como critério de classificação e comparação, foram adotados os limites de coeficiente de variação propostos por Warrick e Nielsen (1980), que definem como baixo, médio e alto valores de coeficiente de variação inferiores a 12, entre 12 e 62 e acima de 62%, respectivamente.

A qualidade do ajuste de regressão linear do conteúdo de água relacionado ao logaritmo natural do tempo de redistribuição na obtenção da função condutividade hidráulica, $K(\theta)$, foi verificado pelo coeficiente de determinação ajustado (r^2), obtido por:

$$r^2 = 1 - \left(\frac{n-1}{n-(p+1)} \right) \cdot (1 - R_p^2) \quad (36)$$

sendo p o número de variáveis da função e R_p^2 o coeficiente de determinação do modelo, dado por:

$$R_p^2 = 1 - \left(\frac{SQE}{SQT} \right) \quad (37)$$

onde SQE é a soma dos quadrados do resíduo e SQT é a soma de quadrados totais.

A qualidade do ajuste dos dados de conteúdo de água e potencial mátrico pela curva de retenção da água no solo utilizando as equações (21) e (22) foi verificado pelo coeficiente de determinação ajustado (r^2) e pelo erro padrão (SE), sendo este último determinado por:

$$SE = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (38)$$

onde σ é o desvio padrão e $\sqrt{n}$ é a raiz quadrada no número de observações.

Para verificar a eficiência dos modelos de ajuste da função $K(\theta)$ foi utilizado o índice de concordância (d) de Willmott et al. (1985), que determina divergência quando igual a 0 e concordância quando igual a 1, dado pela equação (39). Foi utilizada como critério de concordância a classificação adotada por Levin (1987), que determina fraca, moderada e alta concordância para índice menor ou igual a 0,5, entre 0,5 e 0,90 e acima de 0,95, respectivamente,

$$d = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (|P_i - O_i|)^2}{\sum_{i=1}^n (|P_i - \bar{O}|) + (|O_i - \bar{O}|)^2} \right] \quad (39)$$

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

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A descrição da granulometria dos solos e seus respectivos horizontes estudados está apresentada na Tabela 1. As propriedades físicas estão apresentadas na Tabela 2.

Tabela 1. Distribuição granulométrica, classe textural e matéria orgânica dos diferentes horizontes do Cambissolo, Latossolo e Nitossolo. Valores médios de três repetições.

Solo	Horizonte	Distribuição granulométrica						Silte	Argila	M.O.**	Classe textural
		Areia*					Areia Total				
		MG	G	M	F	MF					
----- g.kg ⁻¹ -----											
Cambissolo	A	0	12	67	534	84	697	160	143	25,1	Franco arenosa
	AB	0	08	50	580	77	715	155	130	12,1	
	Bi	1	13	71	505	91	681	212	107	7,3	
Latossolo	A	0	16	195	451	120	782	82	136	10,8	Franco arenosa
	AB	0	22	213	365	116	716	84	200	7,2	
	Bw	1	18	149	432	124	724	81	195	3,5	
Nitossolo	A	1	13	58	160	80	312	266	422	19,3	Argilosa
	Bt	1	08	36	103	62	210	201	589	8,2	
	Bt2	1	09	41	119	65	235	218	547	6,8	
							Areia	Silte	Argila	M.O.	
CV***											
Cambissolo	A						0,2	2,4	4,2	9,7	
	AB						0,1	1,6	1,0	8,8	
	Bi						0,0	4,0	1,1	54,9	
Latossolo	A						0,0	3,0	1,3	19,1	
	AB						0,1	0,9	3,6	5,6	
	Bw						0,1	2,1	1,7	63,9	
Nitossolo	A						0,2	1,2	1,3	3,6	
	Bt						0,9	0,6	1,4	8,5	
	Bt2						3,4	1,7	1,4	17,9	

* MG = Muito grossa (1 - 2 mm); G = Grossa (0,5 - 1 mm); M = Média (0,25 - 0,5 mm); F = Fina (0,106 - 0,25 mm); MF= Muito fina (0,053 - 0,106 mm);

** M.O. = Matéria orgânica;

*** CV = Coeficiente de variação, %;

A distribuição das frações granulométricas (Tabela 1) destacou variações expressivas nos três tipos de solo estudados. O Cambissolo apresenta teor de silte e areia intermediário e baixo teor de argila. O Latossolo apresenta teor de argila e silte intermediário e baixo, respectivamente, mas se destaca pelo teor elevado de areia. O Nitossolo, por outro lado, apresenta maior teor de silte e argila que os demais, mas teor de baixo de areia. De acordo com Moreau e Ker (2007), a fração silte do solo é muito sensível à atuação de forças bioclimáticas, sendo destruída por novas sínteses ou tem o seu tamanho reduzido por quebra com o avanço do intemperismo. Assim, o teor menor de silte, comparado ao de argila (relação silte/argila), indica a ação do intemperismo pela ferralitização e o grau de evolução do solo. Neste sentido,

O Latossolo se caracteriza como o solo mais desenvolvido, seguido do Nitossolo e, por último, menos desenvolvido, o Cambissolo.

A distribuição granulométrica resultou na classificação do Cambissolo e do Latossolo como de textura franco-arenosa e do Nitossolo como de textura argilosa. Além disso, o fracionamento da areia evidenciou o predomínio de grânulos finos, com diâmetros de tamanho entre 0,106 e 0,25 mm, para todos os solos e respectivos horizontes estudados. Segundo Souza (1996), o predomínio da fração areia fina contribui, associado a outros fatores, com a formação de camadas adensadas por propiciar a obstrução de poros, reduzindo principalmente a macroporosidade.

O conteúdo de matéria orgânica do solo apresenta um padrão de redução com a profundidade, sendo maior no Cambissolo, seguido do Nitossolo e menor no Latossolo. Segundo Santos et al. (2013), a matéria orgânica possui mecanismos de recalcitrância molecular e proteção coloidal, conferindo proteção física no interior de agregados. No entanto, em solos com elevado teor de partículas de areia a formação de agregados estáveis é dificultada, uma vez que o carbono jovem que entra no sistema é decomposto pelos microorganismos e, em um estágio mais avançado de decomposição, forma associações com partículas de silte e argila, mesmo em solos onde o percentual de argila é baixo.

A análise do coeficiente de variação demonstrou haver baixa magnitude de variação para a fração silte, areia e argila, no entanto, a matéria orgânica do solo apresentou média variação para o horizonte Bi do Cambissolo, A do Latossolo e Bt2 do Nitossolo, assim como alta variação no horizonte Bw do Latossolo.

A densidade de sólidos do solo (Tabela 2) denota uma uniformidade em todos os horizontes de cada solo, indicando que derivam de um mesmo material parental. Considerando o valor médio de $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$ (Kiehl, 1972), os solos estudados apresentaram valores de densidade de sólidos ligeiramente superiores, provavelmente pela maior proporção de óxidos de ferro.

Com relação à densidade do solo (Tabela 2), Michelin (2005) associou valores de densidade do solo e de macroporosidade estabelecidos com críticos para a indicação da ocorrência de compactação com faixas de teor de argila do solo. Considerando as faixas propostas, os valores de densidade do solo obtidos para os três horizontes do Cambissolo se encontram bem abaixo do nível crítico estabelecido para a indicação de compactação. Para os três horizontes do Latossolo, no entanto, os valores de densidade ultrapassaram os valores de

densidade do solo críticos. Para o Nitossolo, apenas a densidade do solo dos horizontes A e Bt ficou próxima aos normalmente estabelecidos como críticos para essa classe textural.

Tabela 2. Densidade do solo, densidade de sólidos do solo e porosidade total para os diferentes horizontes do Latossolo, Cambissolo e Nitossolo. Valores médios de três repetições.

Solo	Horizonte	Propriedades do solo				
		Densidade do solo	CV	Densidade de sólidos do solo	CV	Porosidade total
		g.cm ⁻³	%	g.cm ⁻³	%	%
Cambissolo	A	1,35	3,4	2,74	0,5	50,73
	AB	1,42	1,6	2,80	0,1	49,29
	Bi	1,37	2,2	2,82	0,3	51,42
Latossolo	A	1,77	0,6	2,85	0,9	37,89
	AB	1,68	1,1	2,88	0,5	41,67
	Bw	1,52	1,6	2,87	0,3	47,04
Nitossolo	A	1,48	3,5	3,08	0,4	51,95
	Bt	1,40	3,7	3,08	0,1	54,55
	Bt2	1,26	5,0	3,08	0,2	59,09

A análise do coeficiente de variação indicou baixa magnitude de variação para a densidade do solo e a densidade de sólidos do solo. A porosidade do solo situou-se na faixa estabelecida para solos de textura franca e argilosa, que varia de 47% a 53% e de 53% a 61%, respectivamente (Freire, 2006; Libardi, 2012), com excessão dos horizontes A e AB do Latossolo, que apresentam indícios de compactação.

Nas figuras 14, 15 e 16 são apresentadas as curvas de retenção determinadas com amostras de estrutura indeformada do horizonte diagnóstico do Cambissolo, Latossolo e Nitossolo, respectivamente. Nas Figuras 17, 18 e 19 são apresentadas as múltiplas curvas de retenção para os três horizontes iniciais do Cambissolo, Latossolo e Nitossolo, respectivamente. Na Tabela 3 se encontram os resultados do ajuste da curva de retenção para cada horizonte de solo estudado.

Figura 14. Curva de retenção com amostras de estrutura indeformada do Cambissolo.

Figura 15. Curva de retenção com amostras de estrutura indeformada do Latossolo.

Figura 16. Curva de retenção com amostras de estrutura indeformada do Nitossolo.

Figura 17. Curva de retenção com amostras de estrutura deformada dos três primeiros horizontes do Cambissolo.

Figura 18. Curva de retenção com amostras de estrutura deformada dos três primeiros horizontes do Latossolo.

Figura 19. Curva de retenção com amostras de estrutura deformada dos dois primeiros horizontes do Nitossolo.

O conteúdo de água médio na saturação para a curva de retenção feita com amostras de solo de estrutura indeformada do horizonte diagnóstico de cada solo variou de $0,367 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ para $0,540 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, correspondendo aos dois solos mais distintos analisados, o Latossolo e o Nitossolo, respectivamente. Considerando o conteúdo de água médio na saturação para a curva de retenção feita com amostras de solo de estrutura estratificada, este variou de $0,361 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$ para $0,565 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, correspondendo ao horizonte A do Latossolo e Horizonte A do Nitossolo, respectivamente.

As curvas de retenção de feitas com amostras de estrutura indeformada se ajustaram melhor utilizando o modelo de van Genuchten (1980), com exceção do Nitossolo, que aparentemente possui porosidade bimodal e se ajustou melhor ao modelo duplo van Genuchten (Carducci et al.; 2011). As curvas de retenção feitas com amostras de estrutura estratificada se ajustaram muito bem ao modelo duplo van Genuchten, apresentando coeficiente de determinação igual ou superior a 0,9, com exceção do horizonte AB do Cambissolo, que apresentou coeficiente de determinação igual a 0,5 e erro padrão da média igual a 3,7%.

Tabela 3. Parâmetros de ajuste da equação utilizada por van Genuchten (1980) e duplo van Genuchten (Carducci et al., 2011).

Solo	Cambissolo			Latossolo			Nitossolo	
Horizonte	A	AB	Bi	A	AB	Bw	A	Bt
Amostra	Estrutura indeformada							
Ajuste	D.v.G.	D.v.G.	D.v.G.	D.v.G.	D.v.G.	D.v.G.	D.v.G.	D.v.G.
r^2	0.898	0.503	0.961	0.988	0.958	0.997	0.984	0.987
E.P.	0.015	0.037	0.020	0.010	0.022	0.007	0.012	0.009
θ_r	0.219	0.201	0.117	0.073	0.025	0.003	0.178	0.203
θ_{pmp}	0.374	0.335	0.241	0.164	0.156	0.126	0.387	0.376
α_{tex}	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002
n_{tex}	2.228	4.095	3.443	2.588	4.192	1.399	1.929	2.153
θ_s	0.458	0.409	0.428	0.361	0.385	0.398	0.565	0.534
α_{est}	0.183	0.206	0.116	0.207	0.135	0.182	0.313	0.132
n_{est}	3.926	5.000	3.689	3.114	3.577	3.484	3.616	2.137

Solo	Cambissolo		Latossolo		Nitossolo
Horizonte	Bi		Bw		Bt
Amostra	Estrutura deformada				
Ajuste	v.G.		v.G.		D.v.G.
r^2 aj.	0.996		0.971		0.902
E.P.	0.004		0.014		0.019
θ_r	0.258		0.124		0.258
θ_{pmp}	-		-		0.356
α_{tex}	-		-		0.002
n_{tex}	-		-		3.710
θ_s	0.437		0.367		0.540
α_{est}	0.269		0.363		1.911
n_{est}	2.115		2.080		1.471

r^2 = coeficiente de determinação ajustado;

E.P. = erro padrão da média;

θ_s = conteúdo de água no solo saturado;

θ_{pmp} = conteúdo de água no ponto de murcha permanente;

θ_r = conteúdo de água residual;

α_{est} , n_{est} = parâmetros empíricos de ajuste relacionados à primeira inclinação da curva;

α_{tex} , n_{tex} = parâmetros empíricos de ajuste relacionados à segunda inclinação da curva;

D.v.G. = ajuste pelo modelo duplo van Genuchten;

v.G. = ajuste pelo modelo utilizado por van Genuchten;

A distribuição da frequência do tamanho de poros dos solos e horizontes obtidos a partir da curva de retenção da água no solo está apresentada nas Figuras 20, 21 e 22.

Figura 20. Distribuição do tamanho de poros a partir de amostras de estrutura indeformada do horizonte diagnóstico dos três solos estudados.

Figura 21. Distribuição do tamanho de poros a partir de amostras de estrutura deformada dos três horizontes do Cambissolo.

Figura 22. Distribuição do tamanho de poros a partir de amostras de estrutura deformada dos três horizontes do Latossolo.

Figura 23. Distribuição do tamanho de poros a partir de amostras de estrutura deformada dos dois horizontes do Nitossolo.

Percebe-se que, para as amostras de estrutura indeformada, o Nitossolo predomina com a maior proporção de microporos. O Latossolo, por outro lado, apresenta a maior proporção de mesoporos e macroporos. O Cambissolo apresentou proporção superior de microporos, seguido de valor intermediário de mesoporos e menor proporção de macroporos.

A segregação da estrutura dos três solos e horizontes para a montagem de amostras estratificadas em anéis e em colunas aparentemente reduziu a proporção de macroporos e favoreceu o aparecimento de mesoporos e microporos no Cambissolo, Latossolo e Nitossolo.

Comparando as amostras de estrutura indeformada do horizonte diagnóstico do Cambissolo, Latossolo e Nitossolo com as amostras estratificadas dos mesmos horizontes, montadas com a mesma densidade observada nas amostras indeformadas, é possível notar, pelo efeito da estratificação, uma redução de 89% de macroporos no Cambissolo e o aumento de 11% em mesoporos e 10% em microporos. Para o Latossolo, a redução de macroporos foi de 76%, com aumento de mesoporos em 66% e uma redução de 6% em microporos. Para o Nitossolo houve redução de 89% na proporção de macroporos e aumento de 67% e 17% em mesoporos e em microporos, respectivamente.

O parâmetro K_0 da equação (33) foi obtido com a determinação da condutividade do solo saturado utilizando o método do permeâmetro de carga constante, mantendo uma carga hidráulica na parte superior da amostra igual à mesma lâmina aplicada no solo montado em colunas, ou seja, 1,5 cm.

Os resultados de condutividade do solo saturado estão apresentados na Tabela 4. Para as amostras de estrutura indeformada, foi observado um maior valor de condutividade hidráulica do solo saturado no Latossolo, seguido do Nitossolo e por último, o Cambissolo. A facilidade do movimento de água no Latossolo já era esperado, uma vez que este solo apresenta maior proporção de areia e, consequentemente, maior macroporosidade e mesoporosidade, no entanto, o valor de condutividade para o Nitossolo não condiz muito com o esperado para solos pertencentes a essa classe, onde há o predomínio de argila e, consequentemente, de microporos, que têm como característica o movimento lento de água. Observando, no entanto, o modelo bimodal poroso deste solo, expresso pela curva de retenção (Figura 16), e sua forte estrutura, descrita no item 3.1, é possível compreender que este solo pode se comportar com um solo de textura média, como afirmado por Gonçalves e Libardi (2013).

O Cambissolo, apesar de apresentar uma maior proporção de areia na distribuição de suas partículas, desenvolveu um baixo valor de condutividade hidráulica. Parece que, por ser um solo pouco desenvolvido pedologicamente (Kämpf e Curi, 2012), a proporção razoável de silte, de alguma forma, corroborou para a formação de maior microporosidade, explicando a baixa capacidade em movimentar água. O maior conteúdo de matéria orgânica neste solo, por

e elevar a retenção de água, pode ter contribuído com a redução da condutividade hidráulica do solo saturado, principalmente no horizonte A. Por outro lado, de acordo com Reichardt e Timm (2004), a adição de matéria no solo favorece a infiltração e pode aumentar significativamente a sua condutividade hidráulica.

As amostras de estrutura estratificada apresentaram condutividade hidráulica inferior às amostras de estrutura indeformada, já que com o processo de estratificação do solo houve o aumento da mesoporosidade e microporosidade, e redução da macroporosidade. O maior valor de condutividade foi encontrado no horizonte A do Latossolo, enquanto que o menor valor de condutividade foi encontrado no Horizonte A do Cambissolo. É possível que a maior proporção de matéria orgânica presente no horizonte A do Cambissolo tenha contribuído com o baixo valor de condutividade hidráulica.

A análise do coeficiente de determinação demonstrou moderada magnitude de variação para a condutividade hidráulica do solo saturado no Cambissolo e Nitossolo, e baixa magnitude de variação para o Latossolo, utilizando amostras de estrutura indeformada. No caso das amostras estratificadas, houve baixa magnitude de variação, exceto para o horizonte A e AB do Cambissolo, que apresentou moderada magnitude de variação.

Tabela 4. Condutividade hidráulica do solo saturado (K , cm.dia^{-1}) pelo método do permeâmetro de carga constante utilizando amostras de estrutura deformada e indeformada.

Solo	Horizonte	K	C.V.
		cm.dia^{-1}	%
Estrutura indeformada			
Cambissolo	Bi	17.69	22
Latossolo	Bw	632.92	2
Nitossolo	Bt	466.91	23
Estrutura estratificada			
Cambissolo	A	20.41	33
	AB	52.72	16
	Bi	45.28	6
Latossolo	A	276.30	0
	AB	105.18	6
	Bw	212.45	12
Nitossolo	A	94.19	0
	Bt	45.53	5

A condutividade hidráulica do solo não saturado foi calculada pelo método de Hillel et al. (1972) a partir dos dados básicos de conteúdo de água obtidos no experimento com colunas

de solo nas profundidades de 3 a 13 cm e no tempo de redistribuição zero até 168 horas, relacionados com a curva de retenção para a obtenção do potencial mátrico nas mesmas profundidades e tempos de redistribuição. Os resultados de condutividade hidráulica K (m.h^{-1}) do solo não saturado para as diferentes configurações de delineamento das colunas estão apresentados nas Tabelas 5 a 13, sendo exibidos os dados das profundidades 4, 8 e 12 cm.

É possível observar que há a tendência de aumento no valor de condutividade hidráulica com o aumento da profundidade do solo. A redução da densidade do solo e aumento da porosidade em profundidade pode contribuir para o aumento da condutividade, já que a conteúdo de água à base de volume está diretamente relacionado com o meio poroso e a condutividade hidráulica. A presença de matéria orgânica em horizontes superficiais pode contribuir com a maior retenção de água e, conseqüentemente, menor condutividade hidráulica do solo nas camadas mais superficiais. Além disso, a presença de horizontes pedológicos, como é o caso das Configurações 3 e 4, pode reduzir a condutividade hidráulica do solo pela heterogeneidade textural e estrutural.

Tabela 5. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , $m.h^{-1}$) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Cambissolo. Configuração 1 e 2.

Z (m)	Tempo (h)	----- Indeformada -----				----- Deformada -----			
		$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)	$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)
0.04	1	1.9E-04	3.7	5.0E-05	0.379	5.1E-04	2.5	2.0E-04	0.339
	6	1.2E-04	1.8	7.0E-05	0.358	2.4E-04	4.7	5.2E-05	0.295
	12	8.2E-05	0.6	1.4E-04	0.341	1.3E-04	12.3	1.1E-05	0.269
	24	4.4E-05	0.4	1.2E-04	0.322	5.4E-05	627.6	8.6E-08	0.244
	48	1.9E-05	0.2	7.9E-05	0.304	1.9E-05	264.2	7.0E-08	0.225
	72	1.0E-05	0.8	1.3E-05	0.295	9.3E-06	228.7	4.1E-08	0.217
	96	6.5E-06	2.1	3.1E-06	0.290	5.5E-06	220.0	2.5E-08	0.212
	120	4.5E-06	3.4	1.3E-06	0.287	3.7E-06	216.9	1.7E-08	0.210
	144	3.3E-06	4.5	7.2E-07	0.285	2.6E-06	215.7	1.2E-08	0.208
	168	2.5E-06	5.6	4.4E-07	0.283	2.0E-06	215.2	9.1E-09	0.206
0.08	1	5.6E-04	8.5	6.5E-05	0.378	1.1E-03	0.5	2.1E-03	0.389
	6	3.2E-04	7.7	4.1E-05	0.346	5.0E-04	0.8	6.6E-04	0.345
	12	1.9E-04	5.0	3.8E-05	0.326	2.7E-04	1.5	1.7E-04	0.318
	24	9.3E-05	3.2	2.9E-05	0.308	1.1E-04	3.7	3.0E-05	0.291
	48	3.7E-05	23.6	1.5E-06	0.295	3.9E-05	10.0	3.9E-06	0.270
	72	1.9E-05	44.4	4.4E-07	0.289	1.9E-05	19.8	9.8E-07	0.261
	96	1.2E-05	64.1	1.9E-07	0.286	1.2E-05	35.0	3.3E-07	0.256
	120	8.2E-06	82.5	9.9E-08	0.284	7.7E-06	60.5	1.3E-07	0.253
	144	5.9E-06	99.5	5.9E-08	0.283	5.5E-06	112.4	4.9E-08	0.251
	168	4.5E-06	115.2	3.9E-08	0.282	4.1E-06	348.9	1.2E-08	0.249
0.12	1	7.0E-04	27.4	2.5E-05	0.341	1.4E-03	0.4	3.6E-03	0.389
	6	4.0E-04	32.4	1.2E-05	0.326	7.2E-04	2.0	3.6E-04	0.365
	12	2.5E-04	38.2	6.5E-06	0.314	4.0E-04	4.0	9.8E-05	0.345
	24	1.3E-04	48.9	2.6E-06	0.299	1.8E-04	7.8	2.3E-05	0.319
	48	5.2E-05	69.0	7.6E-07	0.284	6.3E-05	15.6	4.1E-06	0.294
	72	2.9E-05	87.9	3.3E-07	0.276	3.3E-05	24.3	1.3E-06	0.282
	96	1.8E-05	106.0	1.7E-07	0.271	2.0E-05	34.0	5.8E-07	0.274
	120	1.3E-05	123.6	1.0E-07	0.268	1.3E-05	45.1	2.9E-07	0.269
	144	9.2E-06	140.7	6.6E-08	0.266	9.5E-06	57.9	1.6E-07	0.266
	168	7.1E-06	157.5	4.5E-08	0.265	7.2E-06	73.0	9.8E-08	0.263

O valor de condutividade hidráulica do solo para a Configuração 1 e 2 no Cambissolo não apresetaram muita distinção na profundidade de 8 cm analisada, o que pode condizer com a fraca estrutura da coluna de solo de estrutura indeformada, não se diferenciando muito da coluna de estrutura deformada.

Tabela 6. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m.h^{-1}) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Cambissolo. Configuração 3 e 4.

Z (m)	Tempo (h)	----- Estratificada de camada fixa -----				--- Estratificada de camada proporcional ---			
		$q=dh_z/dt$ (m.h^{-1})	$ \partial\phi/\partial z $ (m.m^{-1})	K (m.h^{-1})	theta ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)	$q=dh_z/dt$ (m.h^{-1})	$ \partial\phi/\partial z $ (m.m^{-1})	K (m.h^{-1})	theta ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)
0.04	1	7.2E-05	1121.9	6.4E-08	0.376	4.7E-04	1048.8	4.5E-07	0.356
	6	6.3E-05	1536.4	4.1E-08	0.369	1.3E-04	1106.5	1.2E-07	0.330
	12	5.4E-05	1140.8	4.8E-08	0.362	7.4E-05	1168.5	6.3E-08	0.315
	24	4.2E-05	975.4	4.3E-08	0.349	4.0E-05	1134.8	3.5E-08	0.297
	48	2.8E-05	998.7	2.8E-08	0.328	2.1E-05	665.3	3.1E-08	0.277
	72	2.0E-05	1068.1	1.8E-08	0.313	1.4E-05	381.2	3.6E-08	0.264
	96	1.5E-05	1134.4	1.3E-08	0.301	1.0E-05	2419.5	4.3E-09	0.255
	120	1.1E-05	1191.1	9.6E-09	0.292	8.1E-06	6878.1	1.2E-09	0.248
	144	9.2E-06	1237.8	7.5E-09	0.285	6.7E-06	22201.9	3.0E-10	0.242
	168	7.6E-06	1275.7	5.9E-09	0.278	5.6E-06	13526.4	4.1E-10	0.237
0.08	1	2.3E-04	9.6	2.4E-05	0.393	7.6E-04	78.5	9.7E-06	0.354
	6	1.8E-04	380.3	4.7E-07	0.382	2.4E-04	1540.2	1.6E-07	0.331
	12	1.4E-04	1317.3	1.0E-07	0.372	1.5E-04	1611.7	9.4E-08	0.318
	24	9.0E-05	1983.5	4.6E-08	0.356	9.2E-05	1167.4	7.9E-08	0.303
	48	5.0E-05	1408.8	3.6E-08	0.338	5.5E-05	1701.4	3.2E-08	0.286
	72	3.3E-05	1310.7	2.5E-08	0.328	4.0E-05	2305.8	1.8E-08	0.275
	96	2.3E-05	1226.5	1.9E-08	0.321	3.2E-05	2965.8	1.1E-08	0.268
	120	1.7E-05	1145.0	1.5E-08	0.316	2.7E-05	3702.4	7.3E-09	0.262
	144	1.4E-05	1067.0	1.3E-08	0.313	2.3E-05	4539.1	5.1E-09	0.257
	168	1.1E-05	993.3	1.1E-08	0.310	2.1E-05	5492.5	3.8E-09	0.253
0.12	1	2.7E-04	16.6	1.7E-05	0.372	9.4E-04	11.0	8.5E-05	0.381
	6	2.2E-04	14.8	1.5E-05	0.367	3.2E-04	14.3	2.2E-05	0.367
	12	1.8E-04	5.9	3.0E-05	0.362	2.1E-04	28.6	7.2E-06	0.358
	24	1.2E-04	514.2	2.4E-07	0.353	1.3E-04	1371.3	9.7E-08	0.344
	48	7.5E-05	646.1	1.2E-07	0.337	8.6E-05	346.3	2.5E-07	0.324
	72	5.2E-05	711.8	7.3E-08	0.324	6.6E-05	157.9	4.2E-07	0.309
	96	3.8E-05	704.3	5.5E-08	0.314	5.5E-05	64.9	8.4E-07	0.296
	120	3.0E-05	627.1	4.7E-08	0.305	4.7E-05	9.0	5.3E-06	0.285
	144	2.4E-05	474.6	5.0E-08	0.298	4.2E-05	82.0	5.1E-07	0.275
	168	1.9E-05	233.7	8.3E-08	0.291	3.8E-05	163.9	2.3E-07	0.265

A Configuração 4, com solo estratificado em camadas proporcionais ao observado no campo, apresentou valores de condutividade hidráulica inferiores à Configuração 3, de camadas estratificadas em camada fixa de 15 cm, em média, com um grau de magnitude. É possível observar que a presença de horizontes pedológicos mais próximos contribuiu para um maior valor de gradiente de potencial total na Configuração 4, com relação à Configuração 3. A

presença dos horizontes pedológicos reduziu a condutividade hidráulica das colunas de Configuração 3 e 4, comparadas às de Configuração 1 e 2.

Tabela 7. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , $m.h^{-1}$) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Latossolo. Configuração 1 e 2.

----- Indeformada -----						----- Deformada -----			
Z (m)	Tempo (h)	$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)	$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)
0.04	1	1.1E-03	4.6	2.4E-04	0.327	4.5E-05	0.0	1.2E-03	0.341
	6	3.3E-04	12.5	2.6E-05	0.242	4.4E-05	0.0	3.8E-03	0.336
	12	1.4E-04	18.4	7.6E-06	0.210	4.2E-05	0.1	6.5E-04	0.330
	24	4.9E-05	25.8	1.9E-06	0.186	3.9E-05	0.2	2.3E-04	0.318
	48	1.5E-05	33.0	4.5E-07	0.172	3.5E-05	0.4	8.6E-05	0.297
	72	7.0E-06	36.6	1.9E-07	0.166	3.1E-05	0.7	4.4E-05	0.277
	96	4.1E-06	38.7	1.1E-07	0.164	2.7E-05	1.1	2.5E-05	0.260
	120	2.7E-06	40.1	6.7E-08	0.162	2.5E-05	1.6	1.5E-05	0.243
	144	1.9E-06	41.1	4.6E-08	0.161	2.2E-05	2.4	9.4E-06	0.229
	168	1.4E-06	41.9	3.3E-08	0.160	2.0E-05	3.3	6.0E-06	0.215
0.08	1	3.0E-03	1.2	2.5E-03	0.303	1.1E-04	1.6	6.9E-05	0.337
	6	6.4E-04	12.0	5.3E-05	0.213	1.0E-04	1.5	6.8E-05	0.329
	12	2.4E-04	18.9	1.3E-05	0.183	1.0E-04	1.5	6.7E-05	0.320
	24	7.7E-05	25.4	3.0E-06	0.161	9.2E-05	1.5	6.3E-05	0.303
	48	2.2E-05	27.9	8.0E-07	0.149	7.9E-05	1.5	5.3E-05	0.274
	72	1.0E-05	26.7	3.9E-07	0.144	6.8E-05	1.6	4.2E-05	0.250
	96	6.0E-06	24.8	2.4E-07	0.142	6.0E-05	1.8	3.2E-05	0.230
	120	3.9E-06	22.9	1.7E-07	0.140	5.3E-05	2.1	2.4E-05	0.213
	144	2.7E-06	21.2	1.3E-07	0.139	4.7E-05	2.6	1.8E-05	0.198
	168	2.0E-06	19.8	1.0E-07	0.138	4.2E-05	3.2	1.3E-05	0.186
0.12	1	3.3E-03	20.8	1.6E-04	0.223	1.7E-04	0.2	6.8E-04	0.338
	6	8.3E-04	27.5	3.0E-05	0.208	1.6E-04	0.4	3.6E-04	0.331
	12	3.6E-04	35.2	1.0E-05	0.194	1.6E-04	0.6	2.4E-04	0.322
	24	1.4E-04	50.8	2.7E-06	0.173	1.4E-04	0.9	1.5E-04	0.307
	48	4.7E-05	84.5	5.6E-07	0.149	1.2E-04	1.2	9.9E-05	0.281
	72	2.4E-05	123.6	2.0E-07	0.134	1.0E-04	1.2	8.5E-05	0.260
	96	1.5E-05	170.7	8.8E-08	0.125	8.8E-05	0.9	9.4E-05	0.243
	120	1.0E-05	229.3	4.4E-08	0.118	7.6E-05	0.4	2.0E-04	0.228
	144	7.4E-06	304.8	2.4E-08	0.113	6.7E-05	0.5	1.3E-04	0.216
	168	5.6E-06	406.8	1.4E-08	0.109	6.0E-05	1.9	3.2E-05	0.205

A condutividade hidráulica no Latossolo apresentou menor variação na Configuração 2, comparada à Configuração 1, provavelmente pela maior proximidade do gradiente de potencial total da unidade na segunda coluna, já que os valores de densidade de fluxo permaneceram

muito parecidos. A estratificação do solo na amostra deformada parece ter elevado o valor de condutividade pela homogeneidade dos poros na faixa de mesoporos, com redução de microporos e, principalmente, macroporos. Embora a proporção de macroporos seja maior na amostra indeformada (horizonte Bw, Figura 20), a maior proporção de mesoporos (horizonte Bw, Figura 22) parece ter contribuído mais com a condutividade hidráulica.

A Configuração 3 e 4 mostra que, para o Latossolo, ao contrário do Cambissolo, a presença de horizontes pedológicos mais próximos contribuiu para um menor valor de gradiente de potencial total na Configuração 4, com relação à Configuração 3, mais precisamente em tempos de redistribuição superiores a 48 horas. A presença dos horizontes pedológicos, no entanto, reduziu a condutividade hidráulica das colunas de Configuração 3 e 4, comparadas às de Configuração 1 e 2.

Tabela 8. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , $m.h^{-1}$) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Latossolo. Configuração 3 e 4.

Z (m)	Tempo (h)	----- Estratificada de camada fixa -----				--- Estratificada de camada proporcional ---			
		$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)	$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)
0.04	1	2.8E-04	1.5	1.9E-04	0.338	4.6E-04	1.7	2.8E-04	0.287
	6	2.1E-04	1.1	2.0E-04	0.306	2.1E-04	1.9	1.1E-04	0.248
	12	1.5E-04	1.0	1.5E-04	0.277	1.1E-04	3.0	3.6E-05	0.224
	24	9.3E-05	1.0	9.3E-05	0.240	4.4E-05	6.2	7.1E-06	0.202
	48	4.4E-05	0.1	5.6E-04	0.199	1.5E-05	14.6	1.0E-06	0.185
	72	2.6E-05	6.2	4.2E-06	0.178	7.4E-06	24.7	3.0E-07	0.178
	96	1.7E-05	72.2	2.4E-07	0.165	4.4E-06	36.2	1.2E-07	0.174
	120	1.2E-05	560.9	2.1E-08	0.156	2.9E-06	49.1	6.0E-08	0.171
	144	8.9E-06	471.2	1.9E-08	0.150	2.1E-06	63.6	3.3E-08	0.169
	168	6.9E-06	461.4	1.5E-08	0.145	1.6E-06	80.0	2.0E-08	0.168
0.08	1	6.0E-04	4.0	1.5E-04	0.341	9.4E-04	1.6	6.0E-04	0.305
	6	4.4E-04	3.6	1.2E-04	0.306	4.3E-04	2.7	1.6E-04	0.266
	12	3.3E-04	4.1	7.9E-05	0.275	2.2E-04	3.5	6.3E-05	0.242
	24	2.0E-04	5.9	3.3E-05	0.235	9.0E-05	4.4	2.0E-05	0.218
	48	9.6E-05	15.6	6.1E-06	0.193	3.0E-05	5.0	6.0E-06	0.200
	72	5.6E-05	142.8	3.9E-07	0.171	1.5E-05	4.8	3.1E-06	0.192
	96	3.7E-05	619.1	6.0E-08	0.157	9.0E-06	4.3	2.1E-06	0.187
	120	2.6E-05	421.3	6.2E-08	0.148	6.0E-06	3.5	1.7E-06	0.185
	144	1.9E-05	360.7	5.4E-08	0.142	4.3E-06	2.6	1.7E-06	0.183
	168	1.5E-05	337.8	4.5E-08	0.137	3.2E-06	1.6	2.0E-06	0.181
0.12	1	8.7E-04	4.2	2.1E-04	0.358	1.3E-03	9.8	1.4E-04	0.288
	6	7.1E-04	1.8	3.9E-04	0.319	6.2E-04	6.2	1.0E-04	0.256
	12	5.1E-04	1.0	5.0E-04	0.287	3.3E-04	1.7	2.0E-04	0.238
	24	3.0E-04	0.5	5.9E-04	0.249	1.4E-04	7.5	1.8E-05	0.220
	48	1.4E-04	6.2	2.2E-05	0.213	4.7E-05	25.1	1.9E-06	0.208
	72	8.0E-05	22.3	3.6E-06	0.195	2.3E-05	41.9	5.6E-07	0.202
	96	5.2E-05	117.5	4.4E-07	0.185	1.4E-05	58.5	2.4E-07	0.200
	120	3.7E-05	655.8	5.6E-08	0.178	9.3E-06	75.4	1.2E-07	0.198
	144	2.7E-05	896.0	3.0E-08	0.173	6.6E-06	93.2	7.1E-08	0.197
	168	2.1E-05	981.7	2.1E-08	0.169	5.0E-06	112.2	4.4E-08	0.196

Tabela 9. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , $m.h^{-1}$) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Nitossolo. Configuração 1 e 2.

----- Indeformada -----						----- Deformada -----			
Z (m)	Tempo (h)	$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)	$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)
0.04	1	1.0E-05	3.9	2.7E-06	0.496	3.7E-04	42.6	8.6E-06	0.464
	6	1.0E-05	4.0	2.6E-06	0.495	2.0E-04	104.9	1.9E-06	0.428
	12	1.0E-05	4.2	2.4E-06	0.493	1.2E-04	672.9	1.7E-07	0.405
	24	1.0E-05	4.7	2.2E-06	0.490	5.4E-05	1077.3	5.0E-08	0.381
	48	1.0E-05	5.8	1.7E-06	0.484	2.0E-05	1090.6	1.8E-08	0.362
	72	1.0E-05	7.3	1.4E-06	0.478	1.0E-05	1717.0	6.0E-09	0.353
	96	9.9E-06	9.4	1.0E-06	0.472	6.3E-06	1619.9	3.9E-09	0.349
	120	9.7E-06	12.4	7.9E-07	0.466	4.2E-06	1598.2	2.6E-09	0.346
	144	9.6E-06	16.6	5.8E-07	0.460	3.0E-06	1593.6	1.9E-09	0.343
	168	9.5E-06	22.9	4.1E-07	0.454	2.3E-06	1594.6	1.4E-09	0.342
0.08	1	3.0E-05	2145.1	1.4E-08	0.391	1.0E-03	0.8	1.2E-03	0.471
	6	2.9E-05	2261.8	1.3E-08	0.389	4.4E-04	11.7	3.8E-05	0.422
	12	2.8E-05	2386.4	1.2E-08	0.386	2.3E-04	26.1	8.8E-06	0.398
	24	2.6E-05	2602.2	1.0E-08	0.382	9.6E-05	58.2	1.6E-06	0.378
	48	2.4E-05	2955.9	8.1E-09	0.374	3.3E-05	3951.9	8.4E-09	0.364
	72	2.2E-05	3254.4	6.9E-09	0.368	1.7E-05	242.9	6.9E-08	0.359
	96	2.1E-05	3523.4	6.0E-09	0.363	1.0E-05	270.7	3.7E-08	0.356
	120	2.0E-05	3775.8	5.4E-09	0.359	6.7E-06	292.1	2.3E-08	0.354
	144	2.0E-05	4019.2	5.0E-09	0.355	4.8E-06	307.9	1.5E-08	0.353
	168	2.0E-05	4258.8	4.6E-09	0.352	3.6E-06	320.0	1.1E-08	0.352
0.12	1	6.7E-05	22.9	2.9E-06	0.462	1.4E-03	5.7	2.5E-04	0.491
	6	6.3E-05	26.1	2.4E-06	0.458	6.7E-04	11.6	5.8E-05	0.454
	12	5.8E-05	30.4	1.9E-06	0.454	3.6E-04	23.0	1.6E-05	0.428
	24	5.2E-05	41.2	1.3E-06	0.445	1.6E-04	80.4	1.9E-06	0.400
	48	4.3E-05	77.5	5.6E-07	0.431	5.5E-05	184.4	3.0E-07	0.377
	72	3.7E-05	154.8	2.4E-07	0.419	2.8E-05	388.9	7.2E-08	0.367
	96	3.3E-05	349.6	9.5E-08	0.409	1.7E-05	270.3	6.3E-08	0.361
	120	3.0E-05	1016.1	3.0E-08	0.400	1.1E-05	226.0	5.0E-08	0.357
	144	2.8E-05	5797.1	4.8E-09	0.393	8.1E-06	201.0	4.0E-08	0.355
	168	2.6E-05	855.8	3.1E-08	0.386	6.1E-06	184.5	3.3E-08	0.353

O valor de condutividade hidráulica no Nitossolo apresentou-se muito variável na Configuração 1, comparado à Configuração 2, havendo também discrepância nos valores de gradiente de potencial total, que variaram mais na Configuração 1, apresentando valores menores de condutividade hidráulica.

Analisando a Configuração 3 e 4, é possível perceber que a presença de horizontes pedológicos mais próximos reduziu os valores de condutividade hidráulica pelo aumento do

gradiente de potencial total, visto que os valores de densidade de fluxo estão muito parecidos. Comparando as Configurações 3 e 4 com as Configurações 1 e 2, verifica-se que os valores de condutividade hidráulica são superiores nas Configurações 3 e 4, com presença de horizontes pedológicos, do que nas Configurações 1 e 2, de colunas homogêneas.

Tabela 10. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , $m.h^{-1}$) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades do Nitossolo. Configuração 3 e 4.

Z (m)	Tempo (h)	----- Estratificada de camada fixa -----				--- Estratificada de camada proporcional ---			
		$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)	$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)
0.04	1	4.2E-04	4.6	9.2E-05	0.546	3.4E-04	2.4	1.4E-04	0.439
	6	2.9E-04	2.6	1.1E-04	0.503	1.1E-04	3.6	3.0E-05	0.416
	12	1.9E-04	3.3	5.9E-05	0.467	6.7E-05	6.6	1.0E-05	0.403
	24	1.1E-04	10.1	1.1E-05	0.423	4.0E-05	77.0	5.2E-07	0.387
	48	4.6E-05	390.5	1.2E-07	0.380	2.3E-05	163.7	1.4E-07	0.369
	72	2.6E-05	209.1	1.2E-07	0.359	1.6E-05	130.2	1.2E-07	0.358
	96	1.6E-05	129.6	1.3E-07	0.346	1.2E-05	123.7	1.0E-07	0.350
	120	1.1E-05	71.1	1.6E-07	0.337	1.0E-05	125.3	8.0E-08	0.343
	144	8.2E-06	23.6	3.5E-07	0.331	8.4E-06	130.7	6.4E-08	0.338
	168	6.3E-06	16.5	3.8E-07	0.327	7.2E-06	138.2	5.2E-08	0.333
0.08	1	8.7E-04	1.2	7.5E-04	0.554	8.5E-04	1.4	6.1E-04	0.442
	6	6.0E-04	0.7	9.1E-04	0.507	2.6E-04	2.2	1.2E-04	0.411
	12	4.1E-04	0.4	1.1E-03	0.469	1.5E-04	3.8	4.1E-05	0.394
	24	2.3E-04	0.5	4.1E-04	0.422	8.9E-05	39.6	2.2E-06	0.376
	48	9.9E-05	162.9	6.1E-07	0.378	4.8E-05	30.9	1.6E-06	0.356
	72	5.5E-05	58.5	9.5E-07	0.356	3.3E-05	73.4	4.5E-07	0.345
	96	3.5E-05	29.5	1.2E-06	0.343	2.5E-05	111.5	2.2E-07	0.337
	120	2.4E-05	8.3	3.0E-06	0.335	2.0E-05	147.2	1.4E-07	0.331
	144	1.8E-05	9.4	1.9E-06	0.329	1.7E-05	181.1	9.1E-08	0.326
	168	1.4E-05	24.5	5.6E-07	0.324	1.4E-05	213.5	6.6E-08	0.322
0.12	1	1.3E-03	2.0	6.4E-04	0.540	1.3E-03	11.8	1.1E-04	0.476
	6	8.9E-04	1.6	5.6E-04	0.496	3.9E-04	19.7	2.0E-05	0.456
	12	6.2E-04	1.5	4.2E-04	0.458	2.4E-04	24.5	9.7E-06	0.442
	24	3.5E-04	1.0	3.6E-04	0.412	1.4E-04	24.4	5.6E-06	0.424
	48	1.5E-04	122.0	1.3E-06	0.366	7.6E-05	611.3	1.2E-07	0.402
	72	8.6E-05	171.0	5.0E-07	0.343	5.2E-05	967.5	5.4E-08	0.386
	96	5.5E-05	223.8	2.5E-07	0.329	4.0E-05	1141.2	3.5E-08	0.373
	120	3.8E-05	271.3	1.4E-07	0.320	3.2E-05	980.2	3.3E-08	0.363
	144	2.8E-05	313.2	9.0E-08	0.314	2.7E-05	1357.1	2.0E-08	0.354
	168	2.1E-05	350.0	6.1E-08	0.309	2.3E-05	1073.7	2.1E-08	0.346

A Configuração 5 corresponde a 6 colunas de solo com variações de todas as possibilidades do horizonte diagnóstico dos 3 solos estudados. Abaixo são detalhadas as especificações de horizonte de cada coluna, da parte superior até a inferior:

1 - Bt - Bi - Bw

2 - Bt - Bw - Bi

3 - Bi - Bt - Bw

4 - Bi - Bw - Bt

5 - Bw - Bt - Bi

6 - Bw - Bi - Bt

É possível verificar que o horizonte de maior impedimento hidráulico, com base na determinação da condutividade hidráulica do solo saturado, é o horizonte Bi do Cambissolo, seguido muito próximo do horizonte Bt do Nitossolo e, por ultimo, o horizonte Bw do Latossolo.

A análise da coluna 1, comparada à coluna 2, mostra que a presença de um horizonte de solo subjacente de maior proporção de mesoporos (Bw) permite obter maior valor de condutividade hidráulica e menor gradiente de potencial total, principalmente em maiores profundidades, do que um horizonte de solo de razoável microporosidade e mesoporosidade (Bi), quando o horizonte sobrejacente possui elevada microporosidade (Bt).

Considerando a coluna 3 e 4, é observado que um horizonte de solo subjacente de maior microporosidade (Bt) permite obter um valor de condutividade hidráulica muito próximo a um horizonte de solo de maior proporção de mesoporos (Bw), quando o horizonte sobrejacente possui razoável microporosidade e mesoporosidade (Bi), com valor de gradiente de potencial total relativamente maior.

Analisando a coluna 5 e 6, percebe-se que um horizonte de solo subjacente de maior microporosidade (Bt) permite obter valor de condutividade hidráulica ligeiramente superior a um horizonte de solo de razoável microporosidade e mesoporosidade (Bi), quando o horizonte sobrejacente possui maior proporção de mesoporos. Para ambas as condições, o gradiente de potencial total é próximo da unidade.

Tabela 11. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , $m.h^{-1}$) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Configuração 5, colunas 1 e 2.

----- Coluna 1 -----						----- Coluna 2 -----			
Z (m)	Tempo (h)	$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)	$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	theta ($m^3.m^{-3}$)
0.04	1	2.4E-04	9.8	2.4E-05	0.463	6.3E-06	14.0	4.5E-07	0.480
	6	1.3E-04	0.3	4.7E-04	0.440	6.4E-06	13.7	4.7E-07	0.479
	12	7.4E-05	0.5	1.5E-04	0.425	6.5E-06	13.4	4.9E-07	0.478
	24	3.4E-05	15.0	2.3E-06	0.410	6.8E-06	12.8	5.3E-07	0.476
	48	1.3E-05	56.2	2.2E-07	0.399	7.4E-06	11.8	6.3E-07	0.472
	72	6.5E-06	97.5	6.7E-08	0.394	8.0E-06	11.1	7.3E-07	0.466
	96	4.0E-06	135.3	2.9E-08	0.391	8.8E-06	10.7	8.2E-07	0.461
	120	2.7E-06	169.3	1.6E-08	0.389	9.7E-06	10.9	8.9E-07	0.455
	144	1.9E-06	199.9	9.6E-09	0.388	1.1E-05	11.9	9.0E-07	0.448
	168	1.4E-06	227.5	6.3E-09	0.387	1.2E-05	14.1	8.4E-07	0.441
0.08	1	7.2E-04	3.9	1.8E-04	0.493	1.5E-05	0.1	1.9E-04	0.501
	6	2.9E-04	9.3	3.1E-05	0.466	1.6E-05	0.2	1.0E-04	0.500
	12	1.5E-04	14.8	9.9E-06	0.453	1.6E-05	0.4	3.6E-05	0.498
	24	5.9E-05	23.2	2.6E-06	0.442	1.7E-05	1.0	1.6E-05	0.496
	48	2.0E-05	33.8	6.0E-07	0.434	1.8E-05	2.3	7.9E-06	0.490
	72	1.0E-05	40.0	2.5E-07	0.431	2.1E-05	3.8	5.4E-06	0.483
	96	6.0E-06	44.1	1.4E-07	0.430	2.3E-05	5.5	4.2E-06	0.475
	120	4.0E-06	47.0	8.5E-08	0.429	2.7E-05	7.4	3.6E-06	0.467
	144	2.9E-06	49.2	5.8E-08	0.428	3.1E-05	9.7	3.2E-06	0.456
	168	2.1E-06	50.9	4.2E-08	0.428	3.7E-05	11.7	3.2E-06	0.444
0.12	1	9.0E-04	6.7	1.3E-04	0.491	2.7E-05	1.6	1.7E-05	0.512
	6	4.0E-04	10.8	3.7E-05	0.475	2.7E-05	1.3	2.0E-05	0.510
	12	2.1E-04	14.5	1.5E-05	0.463	2.7E-05	1.0	2.7E-05	0.507
	24	9.3E-05	20.1	4.6E-06	0.448	2.7E-05	0.4	7.1E-05	0.502
	48	3.3E-05	27.3	1.2E-06	0.435	2.8E-05	0.8	3.7E-05	0.493
	72	1.7E-05	31.8	5.3E-07	0.429	3.0E-05	1.9	1.6E-05	0.487
	96	1.0E-05	34.9	2.9E-07	0.426	3.3E-05	2.9	1.1E-05	0.481
	120	6.9E-06	37.2	1.8E-07	0.424	3.8E-05	4.0	9.4E-06	0.477
	144	4.9E-06	39.0	1.3E-07	0.422	4.4E-05	5.2	8.5E-06	0.473
	168	3.7E-06	40.3	9.2E-08	0.421	5.3E-05	6.4	8.4E-06	0.469

Tabela 12. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , $m.h^{-1}$) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Configuração 5, colunas 3 e 4.

Z (m)	Tempo (h)	----- Coluna 3 -----				----- Coluna 4 -----			
		$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	θ ($m^3.m^{-3}$)	$q=dh_z/dt$ ($m.h^{-1}$)	$ \partial\phi/\partial z $ ($m.m^{-1}$)	K ($m.h^{-1}$)	θ ($m^3.m^{-3}$)
0.04	1	8.3E-04	0.3	3.1E-03	0.336	1.3E-05	5.6	2.4E-06	0.359
	6	2.4E-04	1.4	1.7E-04	0.285	7.2E-05	4.8	1.5E-05	0.352
	12	1.4E-04	5.3	2.6E-05	0.258	1.1E-04	3.4	3.1E-05	0.335
	24	7.6E-05	59.3	1.3E-06	0.228	8.7E-05	2.3	3.9E-05	0.302
	48	3.9E-05	22.1	1.8E-06	0.196	3.1E-05	9.5	3.2E-06	0.270
	72	2.6E-05	3.2	8.2E-06	0.177	1.2E-05	24.3	4.9E-07	0.259
	96	1.9E-05	38.4	5.1E-07	0.163	5.6E-06	41.6	1.3E-07	0.255
	120	1.5E-05	90.4	1.7E-07	0.153	3.0E-06	59.0	5.1E-08	0.253
	144	1.2E-05	169.9	7.3E-08	0.145	1.8E-06	75.6	2.4E-08	0.252
	168	1.0E-05	297.2	3.5E-08	0.138	1.1E-06	91.0	1.3E-08	0.251
0.08	1	1.7E-03	6.2	2.8E-04	0.363	2.6E-05	3.1	8.2E-06	0.387
	6	4.8E-04	8.5	5.7E-05	0.314	1.4E-04	2.0	6.9E-05	0.384
	12	2.7E-04	14.7	1.9E-05	0.288	2.0E-04	0.5	3.8E-04	0.376
	24	1.5E-04	99.0	1.5E-06	0.258	1.7E-04	4.2	4.0E-05	0.353
	48	7.7E-05	491.1	1.6E-07	0.226	6.3E-05	0.0	1.3E-03	0.314
	72	5.1E-05	372.4	1.4E-07	0.208	2.5E-05	18.3	1.4E-06	0.295
	96	3.7E-05	372.0	1.0E-07	0.194	1.2E-05	74.4	1.6E-07	0.285
	120	2.9E-05	396.9	7.3E-08	0.184	6.6E-06	976.4	6.8E-09	0.280
	144	2.4E-05	434.4	5.5E-08	0.176	4.0E-06	1312.0	3.0E-09	0.277
	168	2.0E-05	481.7	4.1E-08	0.170	2.6E-06	1489.3	1.7E-09	0.275
0.12	1	2.6E-03	4.6	5.6E-04	0.371	2.7E-05	2.4	1.1E-05	0.393
	6	7.2E-04	0.7	9.6E-04	0.322	1.5E-04	2.4	6.2E-05	0.391
	12	4.1E-04	1.3	3.3E-04	0.296	2.3E-04	2.4	9.4E-05	0.386
	24	2.3E-04	5.7	3.9E-05	0.265	2.3E-04	2.6	8.8E-05	0.369
	48	1.2E-04	30.8	3.8E-06	0.233	1.4E-04	3.7	3.8E-05	0.325
	72	7.7E-05	88.4	8.7E-07	0.214	8.5E-05	5.8	1.5E-05	0.288
	96	5.7E-05	181.7	3.1E-07	0.201	5.1E-05	10.0	5.2E-06	0.263
	120	4.5E-05	290.0	1.5E-07	0.190	3.2E-05	26.4	1.2E-06	0.247
	144	3.6E-05	422.3	8.6E-08	0.182	2.1E-05	159.3	1.3E-07	0.237
	168	3.0E-05	588.5	5.2E-08	0.175	1.4E-05	6.1	2.4E-06	0.230

Tabela 13. Cálculo da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , m.h^{-1}) pelo método de Hillel et al. (1972) para os diversos tempos de redistribuição e diferentes profundidades. Configuração 5, colunas 5 e 6.

----- Coluna 5 -----						----- Coluna 6 -----			
Z (m)	Tempo (h)	$q=dh_z/dt$ (m.h^{-1})	$ \partial\phi/\partial z $ (m.m^{-1})	K (m.h^{-1})	theta ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)	$q=dh_z/dt$ (m.h^{-1})	$ \partial\phi/\partial z $ (m.m^{-1})	K (m.h^{-1})	theta ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$)
0.04	1	9.7E-04	3.5	2.7E-04	0.319	1.1E-03	0.5	2.2E-03	0.273
	6	3.4E-04	3.4	9.9E-05	0.255	1.8E-04	0.1	2.8E-03	0.225
	12	1.5E-04	4.0	3.8E-05	0.222	8.3E-05	0.0	2.0E-03	0.207
	24	5.6E-05	5.2	1.1E-05	0.194	3.6E-05	0.1	6.8E-04	0.192
	48	1.8E-05	6.9	2.6E-06	0.174	1.5E-05	0.1	1.5E-04	0.179
	72	8.5E-06	8.0	1.1E-06	0.166	8.7E-06	0.3	2.8E-05	0.173
	96	5.0E-06	8.8	5.7E-07	0.162	5.9E-06	0.5	1.1E-05	0.169
	120	3.3E-06	9.3	3.5E-07	0.159	4.4E-06	0.8	5.8E-06	0.166
	144	2.3E-06	9.8	2.4E-07	0.158	3.4E-06	1.0	3.5E-06	0.164
	168	1.7E-06	10.1	1.7E-07	0.156	2.8E-06	1.2	2.3E-06	0.162
0.08	1	2.4E-03	0.4	5.3E-03	0.320	2.2E-03	2.8	7.7E-04	0.271
	6	6.5E-04	0.3	2.0E-03	0.238	3.7E-04	3.9	9.3E-05	0.224
	12	2.7E-04	1.0	2.6E-04	0.214	1.7E-04	4.7	3.6E-05	0.206
	24	9.1E-05	2.1	4.4E-05	0.198	7.4E-05	5.8	1.3E-05	0.191
	48	2.7E-05	3.3	8.3E-06	0.189	3.1E-05	7.3	4.2E-06	0.179
	72	1.3E-05	3.9	3.3E-06	0.185	1.8E-05	8.5	2.1E-06	0.173
	96	7.6E-06	4.3	1.8E-06	0.184	1.2E-05	9.6	1.3E-06	0.169
	120	4.9E-06	4.5	1.1E-06	0.183	9.1E-06	10.5	8.7E-07	0.166
	144	3.5E-06	4.7	7.4E-07	0.182	7.1E-06	11.4	6.3E-07	0.164
	168	2.6E-06	4.8	5.4E-07	0.182	5.8E-06	12.2	4.7E-07	0.162
0.12	1	3.9E-03	1.4	2.9E-03	0.353	3.3E-03	0.2	1.5E-02	0.303
	6	9.8E-04	3.2	3.1E-04	0.262	5.9E-04	0.9	6.5E-04	0.249
	12	3.9E-04	4.3	9.1E-05	0.228	2.8E-04	1.2	2.4E-04	0.227
	24	1.3E-04	5.5	2.4E-05	0.203	1.2E-04	1.4	9.1E-05	0.206
	48	3.9E-05	6.8	5.7E-06	0.187	5.3E-05	1.4	3.7E-05	0.188
	72	1.8E-05	7.4	2.5E-06	0.182	3.1E-05	1.3	2.4E-05	0.178
	96	1.1E-05	7.8	1.4E-06	0.179	2.1E-05	1.1	1.9E-05	0.172
	120	6.9E-06	8.0	8.6E-07	0.177	1.6E-05	0.9	1.9E-05	0.167
	144	4.8E-06	8.2	5.9E-07	0.176	1.2E-05	0.6	2.2E-05	0.164
	168	3.6E-06	8.4	4.3E-07	0.175	1.0E-05	0.2	4.6E-05	0.161

Para a análise e comparação da função condutividade hidráulica do solo não saturado obtida com os três modelos testados, foi considerada a função $K(\theta)$ apenas na profundidade de 8 cm, considerando esta profundidade a mediatriz da camada de 15 cm analisada. Excepcionalmente para a Configuração 1, de colunas com solo de estrutura indeformada, foi selecionada para análise da função condutividade hidráulica do solo não a profundidade de 8

cm, mas a profundidade de 4 cm no Cambissolo, Latossolo e Nitossolo, pois, de acordo com a Tabela 9, parece haver uma discrepância na profundidade de 8 cm para a coluna do Nitossolo.

As equações representativas da função $K(\theta)$ estão apresentadas nas Tabelas 14, 15, 16 e 17 para o método de Hillel et al. (1972), obtidas pela análise da regressão linear dos dados das Tabelas 5 a 13. Para o método de Libardi et al. (1980) a função $K(\theta)$ foi obtida como descrito no item 3.6.2, sendo as equações representativas apresentadas nas Tabelas 18, 19, 20 e 21. O coeficiente de determinação obtido para o ajuste de regressão linear ficou mais próximo da unidade no segundo tempo de redistribuição, de 48 a 168 horas.

Tabela 14. Regressões lineares entre $\theta_0 - \theta$ (conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para o Cambissolo. Método de Hillel et al. (1972).

t (h)	$\ln K(\theta) = a \cdot \theta + b$	r^2	$K(\theta) = K_0 \cdot e^{a(\theta_0 - \theta)}$
Configuração 1			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 43.258 \theta - 23.309$	0.643	$K(\theta) = 1.233E-03 \cdot e^{43.258 \cdot (\theta - 0.384)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 247.67 \theta - 84.584$	0.997	$K(\theta) = 9.213E-05 \cdot e^{247.67 \cdot (\theta - 0.304)}$
Configuração 2			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 42.919 \theta - 22.545$	0.958	$K(\theta) = 5.034E-03 \cdot e^{42.919 \cdot (\theta - 0.402)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 255.84 \theta - 80.993$	0.991	$K(\theta) = 6.681E-06 \cdot e^{255.84 \cdot (\theta - 0.270)}$
Configuração 3			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 162.54 \theta - 75.636$	0.842	$K(\theta) = 1.275E-05 \cdot e^{162.54 \cdot (\theta - 0.396)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 41.475 \theta - 31.132$	0.993	$K(\theta) = 3.696E-08 \cdot e^{41.475 \cdot (\theta - 0.338)}$
Configuração 4			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 94.36 \theta - 45.76$	0.817	$K(\theta) = 2.839E-05 \cdot e^{94.36 \cdot (\theta - 0.374)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 65.978 \theta - 36.042$	0.997	$K(\theta) = 3.485E-08 \cdot e^{65.978 \cdot (\theta - 0.286)}$

Tabela 15. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e o logaritmo do tempo de redistribuição (ln t) para o Latossolo. Método de Hillel et al. (1972).

t (h)	$\ln K(\theta) = a \cdot \theta + b$	r^2	$K(\theta) = K_o \cdot e^{v(\theta_o - \theta)}$
Configuração 1			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 32.822 \theta - 18.884$	0.968	$K(\theta) = 1.145E-03 \cdot e^{32.822 \cdot (\theta - 0.369)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 214.33 \theta - 51.278$	0.974	$K(\theta) = 5.501E-07 \cdot e^{214.33 \cdot (\theta - 0.172)}$
Configuração 2			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 2.499 \theta - 10.418$	0.922	$K(\theta) = 6.973E-05 \cdot e^{2.499 \cdot (\theta - 0.339)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 15.505 \theta - 14.001$	0.971	$K(\theta) = 5.814E-05 \cdot e^{15.505 \cdot (\theta - 0.274)}$
Configuração 3			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 14.156 \theta - 13.484$	0.927	$K(\theta) = 1.948E-04 \cdot e^{14.156 \cdot (\theta - 0.349)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 88.541 \theta - 29.594$	0.908	$K(\theta) = 3.706E-06 \cdot e^{88.541 \cdot (\theta - 0.193)}$
Configuração 4			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 38.84 \theta - 19.165$	0.994	$K(\theta) = 1.016E-03 \cdot e^{38.84 \cdot (\theta - 0.316)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 68.833 \theta - 25.841$	0.915	$K(\theta) = 5.704E-06 \cdot e^{68.833 \cdot (\theta - 0.200)}$

Tabela 16. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e o logaritmo do tempo de redistribuição (ln t) para o Nitossolo. Método de Hillel et al. (1972).

t (h)	$\ln K(\theta) = a \cdot \theta + b$	r^2	$K(\theta) = K_o \cdot e^{v(\theta_o - \theta)}$
Configuração 1			
24-168	$\ln K(\theta) = 43.424 \theta - 34.313$	0.993	$K(\theta) = 2.832E-06 \cdot e^{43.424 \cdot (\theta - 0.496)}$
Configuração 2			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 69.938 \theta - 39.617$	0.998	$K(\theta) = 4.439E-03 \cdot e^{69.938 \cdot (\theta - 0.489)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 273.26 \theta - 114.5$	0.989	$K(\theta) = 2.959E-07 \cdot e^{273.26 \cdot (\theta - 0.364)}$
Configuração 3			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 5.0388 \theta - 9.8222$	1	$K(\theta) = 9.394E-04 \cdot e^{5.0388 \cdot (\theta - 0.566)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 62.412 \theta - 34.223$	0.945	$K(\theta) = 2.415E-05 \cdot e^{62.412 \cdot (\theta - 0.378)}$
Configuração 4			
24 - 168	$\ln K(\theta) = 78.986 \theta - 41.886$	0.983	$K(\theta) = 0.01 \cdot e^{78.986 \cdot (\theta - 0.472)}$

Tabela 17. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para as colunas sortidas. Método de Hillel et al. (1972).

t (h)	$\ln K(\theta) = a \cdot \theta + b$	r^2	$K(\theta) = K_o \cdot e^{v(\theta_o - \theta)}$
Coluna 1			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 80.891 \theta - 48.336$	0.980	$K(\theta) = 5.173E-04 \cdot e^{80.891 \cdot (\theta - 0.504)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 396.12 \theta - 186.23$	0.977	$K(\theta) = 6.075E-07 \cdot e^{396.12 \cdot (\theta - 0.434)}$
Coluna 2			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 495.95 \theta - 257.02$	0.948	$K(\theta) = 1.937E-04 \cdot e^{495.95 \cdot (\theta - 0.501)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 18.718 \theta - 21.134$	0.814	$K(\theta) = 6.381E-06 \cdot e^{18.718 \cdot (\theta - 0.490)}$
Coluna 3			
1 - 168	$\ln K(\theta) = 48.759 \theta - 25.618$	0.974	$K(\theta) = 3.429E-03 \cdot e^{48.759 \cdot (\theta - 0.409)}$
Coluna 4			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 35.837 \theta - 22.49$	0.241	$K(\theta) = 1.803E-04 \cdot e^{35.837 \cdot (\theta - 0.387)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 344.7 \theta - 114.88$	0.991	$K(\theta) = 1.302E-03 \cdot e^{344.7 \cdot (\theta - 0.314)}$
Coluna 5			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 34.499 \theta - 15.795$	0.764	$K(\theta) = 0.054 \cdot e^{34.499 \cdot (\theta - 0.373)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 378.39 \theta - 82.937$	0.976	$K(\theta) = 1.096E-05 \cdot e^{378.39 \cdot (\theta - 0.189)}$
Coluna 6			
1 - 24	$\ln K(\theta) = 50.42 \theta - 20.737$	0.991	$K(\theta) = 0.056 \cdot e^{50.42 \cdot (\theta - 0.354)}$
48-168	$\ln K(\theta) = 130.12 \theta - 35.573$	0.993	$K(\theta) = 4.637E-06 \cdot e^{130.12 \cdot (\theta - 0.179)}$

Tabela 18. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (f(x) 1, conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e $\bar{\theta}_o - \bar{\theta}$ (f(x) 2, conteúdo de água médio no tempo zero – conteúdo de água médio no tempo t) para $t > 24h$ e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para o Cambissolo. Método de Libardi et al. (1980).

f(x)	$\theta_o - \theta = a \cdot \ln(t) + b$	r^2	$K(\theta) = K_o \cdot e^{v(\theta_o - \theta)}$
Configuração 1			
1	$\theta_o - \theta = 0.0168 \cdot \ln(t) + 0.0161$	0.987	$K(\theta) = 2.71E-03 \cdot e^{59.524 \cdot (\theta - 0.384)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0163 \cdot \ln(t) + 0.0119$	0.988	
Configuração 2			
1	$\theta_o - \theta = 0.0165 \cdot \ln(t) + 0.0692$	0.981	$K(\theta) = 1.85E-01 \cdot e^{60.606 \cdot (\theta - 0.402)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.015 \cdot \ln(t) + 0.0756$	0.980	
Configuração 3			
1	$\theta_o - \theta = 0.0227 \cdot \ln(t) - 0.0294$	0.996	$K(\theta) = 4.71E-04 \cdot e^{44.053 \cdot (\theta - 0.396)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0277 \cdot \ln(t) - 0.0429$	0.998	
Configuração 4			
1	$\theta_o - \theta = 0.026 \cdot \ln(t) - 0.012$	1	$K(\theta) = 7.73E-04 \cdot e^{38.462 \cdot (\theta - 0.374)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0382 \cdot \ln(t) - 0.0525$	0.999	

Tabela 19. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (f(x) 1, conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e $\bar{\theta}_o - \bar{\theta}$ (f(x) 2, conteúdo de água médio no tempo zero – conteúdo de água médio no tempo t) para $t > 24h$ e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para o Latossolo. Método de Libardi et al. (1980).

f(x)	$\theta_o - \theta = a \cdot \ln(t) + b$	r^2	$K(\theta) = K_o \cdot e^{v(\theta_o - \theta)}$
Configuração 1			
1	$\theta_o - \theta = 0.0094 \cdot \ln(t) + 0.1619$	0.973	$K(\theta) = 3.62E+02 \cdot e^{106.383 \cdot (\theta - 0.369)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0108 \cdot \ln(t) + 0.1398$	0.975	
Configuração 2			
1	$\theta_o - \theta = 0.071 \cdot \ln(t) - 0.2134$	0.995	$K(\theta) = 2.45E-04 \cdot e^{14.085 \cdot (\theta - 0.339)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0688 \cdot \ln(t) - 0.2141$	0.992	
Configuração 3			
1	$\theta_o - \theta = 0.0446 \cdot \ln(t) - 0.0139$	0.991	$K(\theta) = 2.05E-03 \cdot e^{22.422 \cdot (\theta - 0.349)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0455 \cdot \ln(t) - 0.0261$	0.992	
Configuração 4			
1	$\theta_o - \theta = 0.0145 \cdot \ln(t) + 0.0616$	0.981	$K(\theta) = 3.00E-01 \cdot e^{68.966 \cdot (\theta - 0.316)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0117 \cdot \ln(t) + 0.0675$	0.979	

Tabela 20. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (f(x) 1, conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e $\bar{\theta}_o - \bar{\theta}$ (f(x) 2, conteúdo de água médio no tempo zero – conteúdo de água médio no tempo t) para $t > 24h$ e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para o Nitossolo. Método de Libardi et al. (1980).

f(x)	$\theta_o - \theta = a \cdot \ln(t) + b$	r^2	$K(\theta) = K_o \cdot e^{v(\theta_o - \theta)}$
Configuração 1			
1	$\theta_o - \theta = 0.0235 \cdot \ln(t) - 0.0806$	0.971	$K(\theta) = 6.02E-05 \cdot e^{42.553 \cdot (\theta - 0.496)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0233 \cdot \ln(t) - 0.08$	0.971	
Configuração 2			
1	$\theta_o - \theta = 0.0094 \cdot \ln(t) + 0.0897$	0.976	$K(\theta) = 2.24E-01 \cdot e^{106.383 \cdot (\theta - 0.489)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0129 \cdot \ln(t) + 0.0694$	0.980	
Configuração 3			
1	$\theta_o - \theta = 0.0428 \cdot \ln(t) + 0.0254$	0.988	$K(\theta) = 5.04E-03 \cdot e^{23.364 \cdot (\theta - 0.566)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0442 \cdot \ln(t) + 0.0157$	0.989	
Configuração 4			
1	$\theta_o - \theta = 0.0272 \cdot \ln(t) + 0.0105$	1	$K(\theta) = 1.43E-03 \cdot e^{36.765 \cdot (\theta - 0.472)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0298 \cdot \ln(t) - 0.0153$	1	

Tabela 21. Regressões lineares entre $\theta_o - \theta$ (f(x) 1, conteúdo de água no tempo zero – conteúdo de água no tempo t) e $\bar{\theta}_o - \bar{\theta}$ (f(x) 2, conteúdo de água médio no tempo zero – conteúdo de água médio no tempo t) para $t > 24$ h e o logaritmo do tempo de redistribuição ($\ln t$) para as colunas sortidas. Método de Libardi et al. (1980).

f(x)	$\theta_o - \theta = a \cdot \ln(t) + b$	r^2	$K(\theta) = K_o \cdot e^{v(\theta_o - \theta)}$
Coluna 1			
1	$\theta_o - \theta = 0.0052 \cdot \ln(t) + 0.0494$	0.976	$K(\theta) = 3.13E-01 \cdot e^{192.308 \cdot (\theta - 0.504)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0078 \cdot \ln(t) + 0.0485$	0.980	
Coluna 2			
1	$\theta_o - \theta = 0.0351 \cdot \ln(t) - 0.13$	0.919	$K(\theta) = 6.09E-05 \cdot e^{28.490 \cdot (\theta - 0.501)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0298 \cdot \ln(t) - 0.1093$	0.924	
Coluna 3			
1	$\theta_o - \theta = 0.0452 \cdot \ln(t) + 0.0077$	1	$K(\theta) = 4.76E-03 \cdot e^{22.124 \cdot (\theta - 0.409)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0447 \cdot \ln(t) + 0.0128$	1	
Coluna 4			
1	$\theta_o - \theta = 0.0311 \cdot \ln(t) - 0.0438$	0.950	$K(\theta) = 3.22E-03 \cdot e^{32.154 \cdot (\theta - 0.387)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0178 \cdot \ln(t) + 0.0145$	0.931	
Coluna 5			
1	$\theta_o - \theta = 0.0056 \cdot \ln(t) + 0.1634$	0.972	$K(\theta) = 1.48E+03 \cdot e^{178.571 \cdot (\theta - 0.373)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.01 \cdot \ln(t) + 0.1443$	0.975	
Coluna 6			
1	$\theta_o - \theta = 0.0134 \cdot \ln(t) + 0.1237$	0.996	$K(\theta) = 3.05E+00 \cdot e^{74.627 \cdot (\theta - 0.354)}$
2	$\bar{\theta}_o - \bar{\theta} = 0.0152 \cdot \ln(t) + 0.119$	0.996	

A comparação dos dados de condutividade hidráulica para o método de Hillel et al. (1972), Libardi et al. (1980) e van Genuchten-Mualem (1980), utilizando o índice de concordância de Willmott para os tempos de redistribuição de 0 a 24 horas e de 48 a 168 horas, está apresentada nas Tabelas 22 a 24.

Como se observa pelo índice de concordância (d) obtido para os diferentes intervalos de tempo de redistribuição, sendo T24 o tempo de redistribuição de 1 até 24 horas e T168 o tempo de redistribuição de 48 até 168 horas, as melhores correlações foram obtidas para o método de Hillel et al. (1972) e Libardi et al (1980), principalmente para tempos de redistribuição superiores a 48 horas.

Os ajustes com os modelos obtidos demonstraram que o modelo de Libardi et al (1980) apresentou valores de condutividade hidráulica sempre superestimados ao modelo de Hillel et al (1972), tido como padrão, mas sem muita discrepância. O modelo de van Genuchten-Mualem (1980), no entanto, apresentou superestimação da condutividade hidráulica, com discrepância maior que o modelo de Libardi et al. (1980), principalmente para conteúdos de água nos tempos de redistribuição superiores a 48 horas.

O índice de concordância de Willmott indicou, para o modelo de van Genuchten-Mualem (1980), fraca ou nenhuma concordância com o modelo de Hillel (1972) para todas as colunas avaliadas, sendo observada, em maioria, fraca concordância no intervalo de tempo de 0 a 24 horas (< 22%) e nenhuma concordância no intervalo de 48 a 168 horas.

Uma das possíveis causas dessa maior discrepância dos resultados entre o método de van Genuchten-Mualem (1980) com o método de Hillel et al. (1972) e Libardi et al. (1980) é a questionável universalidade do parâmetro L da equação (33), adotado por Mualem (1976) na concepção de parte do modelo de van Genuchten-Mualem (1980). O coeficiente de variação deste parâmetro é de 107% para a variedade de solos estudados por Mualem (1976), oscilando de 0,19 a 4,94.

Considerando a baixa performance do modelo de van Genuchten-Mualem (1980), será comparado adiante apenas o modelo simplificado de Libardi et al. (1980) com o modelo padrão considerado, de Hillel et al. (1972). Analisando o modelo de Libardi et al. (1980) para a Configuração 1, de colunas de solo com estrutura indeformada, foi observada moderada e fraca concordância para o tempo de redistribuição entre 0 e 24 horas para o Cambissolo e o Latossolo, respectivamente. Para tempos de redistribuição superiores a 48 horas houve alta concordância para a condutividade hidráulica estimada para o Cambissolo e Latossolo. O Nitossolo, no entanto, apresentou baixa concordância para o tempo de 0 a 24 horas e divergência para os tempos acima de 48 horas.

Tabela 22. Comparação da condutividade hidráulica do solo não saturado (K, m/h) para o método de Hillel et al. (1972), Libardi et al. (1980) e van Genuchten – Mualem (van Genuchten, 1980), utilizando o valor de K para $z = 8$ cm. Configuração 1 e 2.

Configuração 1									
tempo	Cambissolo			Latossolo			Nitossolo		
h	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.
0	1.2E-03	2.7E-03	5.8E-03	1.1E-03	3.7E+02	2.5E-01	2.9E-06	6.1E-05	9.7E-02
1	9.7E-04	2.0E-03	5.4E-03	2.9E-04	4.3E+00	2.1E-01	2.8E-06	6.0E-05	9.7E-02
6	3.9E-04	5.7E-04	3.8E-03	1.8E-05	5.1E-04	9.6E-02	2.7E-06	5.7E-05	9.5E-02
12	1.9E-04	2.1E-04	2.8E-03	6.1E-06	1.6E-05	5.5E-02	2.5E-06	5.3E-05	9.2E-02
24	8.4E-05	6.8E-05	1.9E-03	2.8E-06	1.3E-06	3.0E-02	2.2E-06	4.6E-05	8.8E-02
48	8.9E-05	2.3E-05	1.2E-03	2.4E-25	2.8E-07	1.6E-02	1.7E-06	3.6E-05	8.1E-02
72	1.1E-05	1.4E-05	9.8E-04	7.5E-26	1.6E-07	1.2E-02	1.3E-06	2.7E-05	7.6E-02
96	3.0E-06	1.0E-05	8.5E-04	4.1E-26	1.2E-07	1.0E-02	9.8E-07	2.1E-05	7.2E-02
120	1.3E-06	8.4E-06	7.7E-04	2.9E-26	9.7E-08	9.0E-03	7.6E-07	1.7E-05	6.8E-02
144	7.4E-07	7.3E-06	7.1E-04	2.2E-26	8.6E-08	8.2E-03	5.9E-07	1.3E-05	6.5E-02
168	4.8E-07	6.6E-06	6.7E-04	1.9E-26	7.8E-08	7.7E-03	4.6E-07	1.0E-05	6.3E-02
d*	T24	89	21		40	0		6	0
	T168	100	0		100	0		0	0
	Total	95	10		73	0		3	0

Configuração 2									
tempo	Cambissolo			Latossolo			Nitossolo		
h	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.
0	5.0E-03	1.8E-01	1.8E-02	7.0E-05	2.4E-04	8.0E-02	4.6E-03	2.3E-01	1.7E-02
1	2.8E-03	8.2E-02	1.7E-02	6.9E-05	2.4E-04	7.9E-02	1.2E-03	3.2E-02	1.6E-02
6	4.4E-04	6.0E-03	1.5E-02	6.8E-05	2.1E-04	7.8E-02	4.0E-05	1.7E-04	1.4E-02
12	1.4E-04	1.1E-03	1.3E-02	6.6E-05	1.9E-04	7.6E-02	7.4E-06	1.3E-05	1.2E-02
24	4.3E-05	2.2E-04	1.1E-02	6.4E-05	1.5E-04	7.3E-02	1.8E-06	1.6E-06	1.1E-02
48	6.4E-06	6.2E-05	9.8E-03	5.8E-05	9.8E-05	6.6E-02	3.1E-07	3.8E-07	9.8E-03
72	6.5E-07	3.6E-05	9.1E-03	4.0E-05	7.0E-05	6.0E-02	7.4E-08	2.2E-07	9.4E-03
96	1.8E-07	2.6E-05	8.8E-03	3.0E-05	5.3E-05	5.5E-02	3.4E-08	1.6E-07	9.2E-03
120	8.2E-08	2.2E-05	8.5E-03	2.3E-05	4.2E-05	5.0E-02	2.1E-08	1.3E-07	9.1E-03
144	4.7E-08	1.9E-05	8.4E-03	1.8E-05	3.4E-05	4.6E-02	1.5E-08	1.2E-07	9.0E-03
168	3.1E-08	1.7E-05	8.2E-03	1.5E-05	2.8E-05	4.3E-02	1.2E-08	1.1E-07	8.9E-03
d*	T24	23	21		41	0		63	16
	T168	100	0		50	0		100	0
	Total	65	9		46	0		83	7

* = índice (d) de concordância de Willmott, %;

Analisando a Configuração 2, de colunas de solo homogêneas, é possível observar que, no tempo de redistribuição entre 0 e 24 horas, há baixa concordância para o Cambissolo e Latossolo e moderada concordância para o Nitossolo. Para tempos de redistribuição superiores

a 48 horas foi observada alta concordância para o Cambissolo e Nitossolo e moderada concordância para o Latossolo.

A Configuração 3, de colunas de solo estratificado em camadas de 15 cm, apresentou baixa concordância para tempos de redistribuição entre 0 e 24 horas para o Cambissolo e o Latossolo e moderada concordância para o Nitossolo. Para tempos de redistribuição superiores a 48 horas, o modelo de Libardi et al. (1980) apresentou nenhuma, moderada e alta concordância para o Cambissolo, Latossolo e Nitossolo, respectivamente.

Verificando os dados da Configuração 4, de colunas de solo estratificado em camadas de espessura proporcional ao observado no campo, é possível perceber que houve baixa concordância no primeiro intervalo de tempo de redistribuição para o Cambissolo e Latossolo e moderada concordância para o Nitossolo. Houve, no segundo intervalo de tempo, nenhuma concordância para o Cambissolo e alta concordância para o Latossolo e Nitossolo.

Tabela 23. Comparação da condutividade hidráulica do solo não saturado (K, m/h) para o método de Hillel et al. (1972), Libardi et al. (1980) e van Genuchten – Mualem (van Genuchten, 1980), utilizando o valor de K para $z = 8$ cm. Configuração 3 e 4.

Configuração 3									
tempo	Cambissolo			Latossolo			Nitossolo		
h	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.
0	1.2E-05	4.7E-04	6.8E-03	2.0E-04	2.1E-03	1.1E-01	9.4E-04	5.1E-03	3.9E-02
1	8.1E-06	4.2E-04	6.7E-03	1.7E-04	1.7E-03	1.1E-01	8.8E-04	3.8E-03	3.9E-02
6	1.3E-06	2.6E-04	6.3E-03	1.1E-04	7.7E-04	1.0E-01	7.0E-04	1.3E-03	3.5E-02
12	2.4E-07	1.6E-04	5.9E-03	6.8E-05	3.9E-04	8.8E-02	5.8E-04	5.2E-04	3.2E-02
24	2.0E-08	8.2E-05	5.3E-03	3.9E-05	1.6E-04	7.0E-02	4.6E-04	1.8E-04	2.7E-02
48	3.7E-08	3.7E-05	4.5E-03	3.6E-06	6.2E-05	4.9E-02	2.4E-05	6.2E-05	2.2E-02
72	2.4E-08	2.3E-05	4.0E-03	5.2E-07	3.8E-05	3.8E-02	6.1E-06	3.7E-05	1.9E-02
96	1.8E-08	1.7E-05	3.7E-03	1.6E-07	2.8E-05	3.1E-02	2.7E-06	2.8E-05	1.7E-02
120	1.5E-08	1.4E-05	3.5E-03	7.1E-08	2.3E-05	2.7E-02	1.6E-06	2.3E-05	1.6E-02
144	1.3E-08	1.2E-05	3.4E-03	4.0E-08	2.0E-05	2.4E-02	1.1E-06	2.0E-05	1.5E-02
168	1.1E-08	1.1E-05	3.2E-03	2.6E-08	1.8E-05	2.1E-02	8.3E-07	1.8E-05	1.5E-02
d*	T24	3	0		18	0		54	4
	T168	0	0		74	0		100	0
	Total	1	0		48	0		79	2

Configuração 4									
tempo	Cambissolo			Latossolo			Nitossolo		
h	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.
0	3.0E-05	7.9E-04	6.0E-03	1.0E-03	3.1E-01	1.0E-01	9.9E-03	1.4E-03	3.2E-02
1	4.5E-06	3.6E-04	5.2E-03	6.5E-04	1.4E-01	9.9E-02	9.5E-04	4.8E-04	2.9E-02
6	5.0E-07	1.5E-04	4.2E-03	1.5E-04	9.6E-03	8.4E-02	7.9E-05	1.5E-04	2.6E-02
12	1.5E-07	9.0E-05	3.6E-03	5.7E-05	1.8E-03	7.3E-02	2.1E-05	8.2E-05	2.4E-02
24	3.4E-08	5.0E-05	2.9E-03	2.3E-05	3.5E-04	6.2E-02	5.0E-06	4.1E-05	2.1E-02
48	3.4E-08	2.6E-05	2.2E-03	5.5E-06	9.8E-05	5.2E-02	1.1E-06	2.0E-05	1.9E-02
72	1.7E-08	1.7E-05	1.7E-03	3.2E-06	5.7E-05	4.8E-02	4.3E-07	1.3E-05	1.7E-02
96	1.0E-08	1.3E-05	1.4E-03	2.4E-06	4.2E-05	4.6E-02	2.3E-07	9.9E-06	1.6E-02
120	7.1E-09	1.0E-05	1.2E-03	2.0E-06	3.5E-05	4.5E-02	1.4E-07	8.0E-06	1.6E-02
144	5.2E-09	8.6E-06	1.0E-03	1.7E-06	3.1E-05	4.4E-02	9.8E-08	6.7E-06	1.5E-02
168	4.0E-09	7.4E-06	8.7E-04	1.6E-06	2.8E-05	4.3E-02	7.2E-08	5.8E-06	1.5E-02
d*	T24	3	0		1	1		70	14
	T168	0	0		96	0		100	0
	Total	1	0		53	0		86	6

* = índice (d) de concordância de Willmott, %;

A Configuração 5 corresponde a 6 colunas de solo com variações de todas as possibilidades do horizonte diagnóstico dos 3 solos estudados, podendo ser considerada como a configuração de maior variabilidade. Para melhor compreensão, será descrito a ordem dos horizontes presentes na coluna, de cima para baixo. Observando os dados da Coluna 1 (Bt-Bi-

Bw), 2 (Bt-Bw-Bi) e 3 (Bi-Bt-Bw), foi possível perceber que o método de Libardi et al (1980) apresentou baixa concordância no tempo de redistribuição até 24 horas e alta concordância para tempos de redistribuição acima de 48 horas, em todas as três colunas.

Considerando a Coluna 4 (Bi-Bw-Bt), 5 (Bw-Bt-Bi) e 6 (Bw-Bi-Bt), verifica-se que o método de Libardi et al. (1980) apresenta, tempo de redistribuição de 0 a 24 horas, nenhuma concordância para o Cambissolo e moderada concordância para o Latossolo e Nitossolo. No segundo intervalo de redistribuição, o Cambissolo apresentou moderada concordância, enquanto que o Latossolo e o Nitossolo apresentaram alta concordância.

Analisando o gradiente de potencial total presente nas Tabelas 25 e 26, para os diversos solos, configurações experimentais e tempos de redistribuição, é possível observar que na Configuração 1, de colunas de estrutura indeformada, o Cambissolo manteve medidas de gradiente de potencial total mais próximas da unidade ($\bar{x} = 2$), seguido do Nitossolo ($\bar{x} = 9$) e do Latossolo ($\bar{x} = 29$). Com a desestruturação do solo, na Configuração 2, houve maior proximidade do gradiente unitário no Latossolo ($\bar{x} = 2$), seguido do Cambissolo ($\bar{x} = 23$) e, por último, o Nitossolo ($\bar{x} = 548$). As colunas estratificadas da Configuração 3, com camada de espessura fixa de 15 cm, apresentaram comportamento bem diversificado. O Nitossolo apresentou maior proximidade da unidade, com um valor médio de gradiente igual a 30, seguido do Latossolo, com um valor médio de 192 e do Cambissolo, com valor médio igual a 1084. Na configuração 4, com camadas de espessura proporcionais ao observado no campo, o Latossolo manteve um gradiente de potencial mais próximo da unidade ($\bar{x} = 3$), seguido do Nitossolo ($\bar{x} = 80$) e do Cambissolo ($\bar{x} = 2510$).

Associando as medidas estatísticas do gradiente de potencial total (Tabela 26) ao estudo do coeficiente de concordância feito anteriormente, é possível verificar que, mesmo com um valor de gradiente de potencial total relativamente distante da unidade, entre 50 e 100 m.m⁻¹, como é o caso do Cambissolo na Configuração 2, do Latossolo na Configuração 1 e 3 e do Nitossolo na Configuração 2, 3 e 4, foi possível obter concordância moderada a alta do modelo de Libardi et al. (1980) com o modelo padrão, de Hillel. Et al. (1972).

A discrepância no modelo de Libardi et al. (1980) com relação ao modelo padrão foi percebida quando o gradiente de potencial excedeu valores de cerca de 500 m.m⁻¹, caso da Configuração 3 a 4 do Cambissolo. A configuração 5, de camadas distribuídas aleatoriamente na coluna com base nos horizontes diagnóstico dos solos estudados, seguiu muito bem a prerrogativa afirmada anteriormente, sendo que, com gradiente de potencial total variando da

unidade até valores em cerca de 500 m.m⁻¹, com excessão de poucos pontos discrepantes, apresentou índice de concordância moderado a alto.

Tabela 24. Comparação da condutividade hidráulica do solo não saturado (K, m/h) para o método de Hillel et al. (1972), Libardi et al. (1980) e van Genuchten – Mualem (van Genuchten, 1980), utilizando o valor de K para z = 8 cm. Configuração 5, Colunas 1 a 6.

Configuração 5									
tempo	1			2			3		
h	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.
0	5.0E-04	2.8E-01	1.8E-02	1.8E-04	6.1E-05	1.8E-02	3.4E-03	4.7E-03	1.8E-02
1	2.2E-04	3.9E-02	1.8E-02	1.6E-04	6.0E-05	1.8E-02	3.7E-04	1.7E-03	1.6E-02
6	2.4E-05	2.2E-04	1.6E-02	9.8E-05	5.9E-05	1.8E-02	3.4E-05	5.8E-04	1.3E-02
12	8.2E-06	1.7E-05	1.6E-02	5.2E-05	5.6E-05	1.8E-02	9.3E-06	3.3E-04	1.1E-02
24	3.4E-06	2.0E-06	1.5E-02	1.4E-05	5.2E-05	1.8E-02	2.2E-06	1.7E-04	8.9E-03
48	6.9E-07	4.7E-07	1.4E-02	6.4E-06	4.4E-05	1.7E-02	4.7E-07	8.4E-05	6.5E-03
72	2.2E-07	2.7E-07	1.4E-02	5.6E-06	3.7E-05	1.7E-02	1.9E-07	5.5E-05	5.1E-03
96	1.2E-07	2.0E-07	1.4E-02	4.9E-06	2.9E-05	1.7E-02	9.8E-08	4.1E-05	4.1E-03
120	7.9E-08	1.7E-07	1.4E-02	4.1E-06	2.3E-05	1.6E-02	6.0E-08	3.3E-05	3.4E-03
144	6.1E-08	1.5E-07	1.4E-02	3.4E-06	1.7E-05	1.6E-02	4.1E-08	2.8E-05	2.9E-03
168	5.0E-08	1.3E-07	1.4E-02	2.7E-06	1.2E-05	1.5E-02	3.0E-08	2.4E-05	2.4E-03
d*	T24	40	2		40	1		43	10
	T168	100	0		79	0		99	0
	Total	73	1		61	1		74	5
Configuração 5									
tempo	4			5			6		
h	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.	Hillel	Libardi	v.G.
0	1.8E-04	3.2E-03	1.7E-02	5.5E-02	1.6E+03	8.5E-02	5.5E-02	3.0E+00	8.2E-02
1	1.8E-04	3.2E-03	1.7E-02	8.6E-03	1.1E-01	7.6E-02	8.5E-04	6.2E-03	6.5E-02
6	1.6E-04	2.9E-03	1.7E-02	5.1E-04	5.0E-08	5.7E-02	7.8E-05	1.8E-04	5.3E-02
12	1.2E-04	2.3E-03	1.7E-02	2.2E-04	6.4E-10	5.1E-02	3.3E-05	5.0E-05	4.9E-02
24	5.3E-05	1.1E-03	1.5E-02	1.3E-04	3.8E-11	4.6E-02	1.5E-05	1.6E-05	4.4E-02
48	1.4E-03	3.1E-04	1.3E-02	9.7E-06	7.5E-12	4.4E-02	4.5E-06	6.4E-06	4.1E-02
72	1.7E-06	1.7E-04	1.2E-02	2.8E-06	4.2E-12	4.3E-02	2.0E-06	4.0E-06	3.9E-02
96	6.1E-08	1.2E-04	1.1E-02	1.5E-06	3.1E-12	4.2E-02	1.2E-06	3.0E-06	3.8E-02
120	1.0E-08	1.0E-04	1.1E-02	1.0E-06	2.6E-12	4.2E-02	8.4E-07	2.4E-06	3.7E-02
144	3.6E-09	9.3E-05	1.0E-02	7.9E-07	2.3E-12	4.2E-02	6.4E-07	2.1E-06	3.7E-02
168	1.9E-09	8.8E-05	1.0E-02	6.5E-07	2.1E-12	4.2E-02	5.1E-07	1.8E-06	3.6E-02
d*	T24	0	0		62	22		61	19
	T168	70	5		100	0		100	0
	Total	38	3		83	10		82	9

* = índice (d) de concordância de Willmott, %;

Tabela 25. Gradiente de potencial total para as diversas configurações e tempos em $z = 4$ cm para a Configuração 1 de colunas indeformadas e $z = 8$ cm para as demais configurações de colunas.

Solo	Tempo	Configuração					
	h	1	2	3	4		
Cambissolo	1	4	0	10	79		
	6	2	1	380	1540		
	12	1	2	1317	1612		
	24	0	4	1983	1167		
	48	0	10	1409	1701		
	72	1	20	1311	2306		
	96	2	35	1227	2966		
	120	3	60	1145	3702		
	144	5	112	1067	4539		
	168	6	349	993	5492		
Latossolo	1	5	2	4	2		
	6	12	2	4	3		
	12	18	1	4	3		
	24	26	1	6	4		
	48	33	1	16	5		
	72	37	2	143	5		
	96	39	2	619	4		
	120	40	2	421	3		
	144	41	3	361	3		
	168	42	3	338	2		
Nitossolo	1	4	1	1	1		
	6	4	12	1	2		
	12	4	26	0	4		
	24	5	58	1	40		
	48	6	3952	163	31		
	72	7	243	58	73		
	96	9	271	30	112		
	120	12	292	8	147		
	144	17	308	9	181		
	168	23	320	25	213		
Sortidas		1	2	3	4	5	6
	1	4	0	6	3	0	3
	6	9	0	8	2	0	4
	12	15	0	15	1	1	5
	24	23	1	99	4	2	6
	48	34	2	491	0	3	7
	72	40	4	372	18	4	9
	96	44	5	372	74	4	10
	120	47	7	397	976	5	11
	144	49	10	434	1312	5	11
	168	51	12	482	1489	5	12

O gradiente de potencial total da água no solo obtido com a determinação da condutividade hidráulica pelo método de Hillel et al. (1972) (Tabelas 5 a 13), e o índice de concordância obtido pelo método de Libardi et al. (1980) em cada tempo de redistribuição, foram comparados para o melhor entendimento da influência do gradiente de potencial no índice de concordância calculado pelo modelo de Libardi et al. (1980). A representação do gradiente de potencial total foi dada pelos valores de média, desvio padrão da média e pelo coeficiente de variação, apresentados na Tabela 26.

Tabela 26. Comparações das medidas estatísticas do gradiente de potencial total com o índice de concordância de Willmott, considerando o valor de $|\partial\phi/\partial z|$ para $z = 8$ cm, exceto para a Configuração 1, onde o valor de $|\partial\phi/\partial z|$ corresponde a $z = 4$ cm.

Solo	Medidas estatísticas	Configuração					
		1	2	3	4	5	6
Cambissolo	(d) T24	89	23	3	3		
	(d) T48	100	100	0	0		
	(d) T	95	65	1	1		
	Média	2	59	1084	2510		
	DP	2	108	548	1660		
	CV	83	182	51	66		
Latossolo	(d) T24	40	41	18	1		
	(d) T48	100	50	74	96		
	(d) T	73	46	48	53		
	Média	29	2	191	3		
	DP	13	1	226	1		
	CV	45	31	118	37		
Nitossolo	(d) T24	6	63	54	70		
	(d) T48	0	100	100	100		
	(d) T	3	83	79	86		
	Média	9	548	30	80		
	DP	6	1203	50	79		
	CV	70	219	170	98		
Sortidas	(d) T24	40	40	43	0	62	61
	(d) T48	100	79	99	70	100	100
	(d) T	73	61	74	38	83	82
	Média	32	4	268	388	3	8
	DP	18	4	208	614	2	3
	CV	55	100	78	158	62	43

* = índice (d) de concordância de Willmott, %;

A boa concordância de resultados entre os métodos de Hillel et al. (1972) e Libardi et al. (1980) para os solos analisados é decorrente, em parte, da homogeneidade das

características físicas dos perfis de solo estratificados, validando a simplificação adotada no método de Libardi et al. (1980), de se considerar o gradiente de potencial total unitário, como pode ser observado na Tabela 25, bem como da existência de uma relação exponencial entre a condutividade hidráulica com o conteúdo de água do solo, como pode ser visto pelo bom ajuste dos dados experimentais do método de Hillel et al. (1972) à equação (32), e também como mostram as Tabelas 14 a 17. Pode-se notar, no entanto, pela Tabela 25, que a simplificação em considerar o gradiente de potencial total unitário ou próximo da unidade é válida somente para tempos de redistribuição até 24 ou 48 horas. Após esse período, o gradiente de potencial total se afasta mais rapidamente da unidade, tornando as distorções desse método com o método padrão maiores a medida que o solo seca. É interessante notar que mesmo fora do pressuposto da unidade e em intervalos de redistribuição acima de 48 horas, o modelo de Libardi et al. (1980) consegue prever as características hidráulicas do solo com notável concordância ao modelo de Hillel et al. (1972), característica essa aparentemente relacionada a menores valores do coeficiente de variação do gradiente de potencial total após o período de redistribuição de 24 ou 48 horas, mesmo que fora da consideração da unidade.

Como o modelo de Libardi determina a condutividade hidráulica baseando na relação do conteúdo de água com o logaritmo natural do tempo apenas para tempos de redistribuição superiores a 24 horas, extrapolando a condutividade para os tempos iniciais de redistribuição, é esperado que ele apresente alto índice de concordância para os tempos superiores a 48 horas.

Analisando os resultados da Configuração 5, Tabela 26, foi possível correlacionar algumas informações a cerca das medidas estatísticas do gradiente de potencial total. Como a Configuração 5 possui a mesma variabilidade de solos, apresentando como diferencial apenas a variação do posicionamento na coluna, foi possível enfatizar a interferência do gradiente de potencial total com maior facilidade no índice de concordância entre o modelo de Libardi et al. (1980) e o modelo de Hillel et al. (1972). Como apresentado na Figura 24 e 25, o índice de concordância de Willmott apresentou correlação exponencial com o valor médio do gradiente de potencial total para o tempo total de redistribuição no método do Perfil Instantâneo. Isso significa que o aumento do valor médio do gradiente de potencial total ocasiona a redução do índice de concordância do modelo de Libardi et al. (1980) com o modelo de Hillel et al. (1972). A análise do modelo de ajuste para moderada e alta concordância revela um valor médio de gradiente de potencial total de 167 e 1,51, respectivamente.

Figura 24. Correlação do índice de concordância de Willmott no tempo total de redistribuição (0 - 168h) com o logaritmo natural da média do gradiente de potencial total para a Configuração 5.

É possível notar que, considerando o coeficiente de variação do gradiente de potencial total na Configuração 5, quanto menor o coeficiente de variação, maior é o índice de concordância do modelo de Libardi et al. (1980) com o modelo de Hillel et al. (1972), como pode ser visto pelo ajuste na Figura 25.

Figura 25. Correlação do índice de concordância de Willmott no tempo total de redistribuição (0 - 168h) com o logaritmo natural do coeficiente de variação do gradiente de potencial total para a Configuração 5.

A análise do modelo de ajuste para moderada e alta concordância revela um valor de coeficiente de variação do gradiente de potencial total de 120 e 29, respectivamente.

Como o modelo de Libardi et al. (1980) determina a função condutividade hidráulica para o solo não saturado a partir dos valores médios do conteúdo de água obtidos em tempos de redistribuição superiores a 24 horas, é verificado a seguir um refinamento do método de Libardi et al. (1980), similar ao apresentado por Libardi e Reichardt (2001), que descreve as propriedades hidráulicas do solo na faixa de conteúdo de água mais próximo da saturação. O refinamento segue a mesma metodologia do modelo original, no entanto, contabiliza o conteúdo de água desde a saturação até o tempo de redistribuição de 24 horas. Para isso, será analisada e comparada a Configuração 2 de colunas homogêneas e a Configuração 5, Colunas 1, 2 e 3, por apresentarem boa concordância para tempos de redistribuição acima de 48 horas, assim como fraca concordância nos tempos inferiores a 24 horas.

Como pode ser observado na Tabela 27, o refinamento do modelo de Libardi et al. (1980) aproximou os dados de condutividade ao modelo padrão para o tempo de redistribuição inicial, até 24 horas, aumentando o índice de concordância de moderado para alto no Cambissolo e Nitossolo. O Latossolo, no entanto, não apresentou melhora na concordância para o tempo de redistribuição até 24 horas. Na Configuração 5, houve ligeira melhora da concordância para a Coluna 2 e 3, e atenuação da concordância para a Coluna 1.

Tabela 27. Comparação da condutividade hidráulica do solo não saturado (K , $m.h^{-1}$) para o método de Hillel et al. (1972), Libardi et al. (1980) e simplificado de Libardi et al. (1980) – Libardi(2), utilizando o valor de K para $z = 8$ cm. Configuração 2 e 5.

Configuração 2									
tempo	Cambissolo			Latossolo			Nitossolo		
h	Hillel	Libardi	Libardi(2)	Hillel	Libardi	Libardi(2)	Hillel	Libardi	Libardi(2)
0	5.0E-03	1.8E-01	3.5E-03	7.0E-05	2.4E-04	5.8E-04	4.6E-03	2.3E-01	3.4E-03
1	2.8E-03	8.2E-02	2.3E-03	6.9E-05	2.4E-04	5.2E-04	1.2E-03	3.2E-02	1.7E-03
6	4.4E-04	6.0E-03	5.7E-04	6.8E-05	2.1E-04	3.0E-04	4.0E-05	1.7E-04	3.1E-04
12	1.4E-04	1.1E-03	2.4E-04	6.6E-05	1.9E-04	1.7E-04	7.4E-06	1.3E-05	1.3E-04
24	4.3E-05	2.2E-04	1.0E-04	6.4E-05	1.5E-04	5.4E-05	1.8E-06	1.6E-06	6.4E-05
48	6.4E-06	6.2E-05		5.8E-05	9.8E-05		3.1E-07	3.8E-07	
72	6.5E-07	3.6E-05		4.0E-05	7.0E-05		7.4E-08	2.2E-07	
96	1.8E-07	2.6E-05		3.0E-05	5.3E-05		3.4E-08	1.6E-07	
120	8.2E-08	2.2E-05		2.3E-05	4.2E-05		2.1E-08	1.3E-07	
144	4.7E-08	1.9E-05		1.8E-05	3.4E-05		1.5E-08	1.2E-07	
168	3.1E-08	1.7E-05		1.5E-05	2.8E-05		1.2E-08	1.1E-07	
d*	T24	23	97		41	38		63	95
	T168	100	100		50	50		100	100
	Total	65	99		46	44		83	98

Configuração 5									
tempo	1			2			3		
h	Hillel	Libardi	Libardi(2)	Hillel	Libardi	Libardi(2)	Hillel	Libardi	Libardi(2)
0	5.0E-04	2.8E-01	2.3E-03	1.8E-04	6.1E-05	9.1E-05	3.4E-03	4.7E-03	8.9E-03
1	2.2E-04	3.9E-02	1.2E-03	1.6E-04	6.0E-05	8.4E-05	3.7E-04	1.7E-03	2.4E-03
6	2.4E-05	2.2E-04	2.1E-04	9.8E-05	5.9E-05	5.5E-05	3.4E-05	5.8E-04	6.1E-04
12	8.2E-06	1.7E-05	9.0E-05	5.2E-05	5.6E-05	3.3E-05	9.3E-06	3.3E-04	2.9E-04
24	3.4E-06	2.0E-06	4.4E-05	1.4E-05	5.2E-05	1.1E-05	2.2E-06	1.7E-04	1.2E-04
48	6.9E-07	4.7E-07		6.4E-06	4.4E-05		4.7E-07	8.4E-05	
72	2.2E-07	2.7E-07		5.6E-06	3.7E-05		1.9E-07	5.5E-05	
96	1.2E-07	2.0E-07		4.9E-06	2.9E-05		9.8E-08	4.1E-05	
120	7.9E-08	1.7E-07		4.1E-06	2.3E-05		6.0E-08	3.3E-05	
144	6.1E-08	1.5E-07		3.4E-06	1.7E-05		4.1E-08	2.8E-05	
168	5.0E-08	1.3E-07		2.7E-06	1.2E-05		3.0E-08	2.4E-05	
d*	T24	40	35		40	57		43	46
	T168	100	100		79	79		99	99
	Total	73	70		61	69		74	75

* = índice (d) de concordância de Willmott, %;

5. CONCLUSÕES

Com base nos resultados obtidos, pode-se concluir que, para os solos estudados:

Independentemente de se considerar ou não a simplificação do gradiente unitário, foi confirmado que a condutividade hidráulica varia exponencialmente com a o conteúdo de água do solo.

O método simplificado de Libardi et al. (1980) apresenta boa concordância com o método padrão de Hillel et al. (1972) em estimar a condutividade hidráulica do solo não saturado para tempos de observação superiores a 24 horas, mesmo quando o gradiente de potencial total fica relativamente distante da unidade. Para tempos de observação inferiores a 24 horas, onde o conteúdo de água é maior, o modelo de Libardi et al. (1980) superestima o valor de condutividade hidráulica.

A aplicação do método de Libardi et al. (1980), também em tempos de redistribuição inferiores a 24 horas, permite obter valores mais precisos de condutividade hidráulica do solo, expressos assim por duas funções com relação ao tempo de redistribuição observado.

A presença de horizontes pedológicos ocasionou o impedimento hidráulico ao movimento da água, ou seja, reduziram a condutividade hidráulica do solo não saturado. O impedimento foi proporcional à maior proximidade dos horizontes.

O aumento do valor médio e da variação do gradiente de potencial total se correlacionou exponencialmente com a redução da concordância do modelo simplificado de Libardi et al. (1980) com o modelo padrão de determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado (Hillel et al., 1972).

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**, v.145, p.235-243, 1988.
- ANDERSON, J.M.; INGRAM, J.S.I. **Tropical soil biology and fertility: a handbook of methods**. Wallingford, CAB International, 1992. 171p.
- BACCHI, O.O.S.; REICHARDT, K. On simple methods for unsaturated soil hydraulic conductivity determination. *Scientia Agricola*, 50: 326-328, 1993.
- BUCKINGHAM, E. Studies on the movement of soil moisture. Bulletin, n.38. **Bureau of Soils**, USDA, Washington, DC. 1907.
- CARDUCCI, C.E.; OLIVEIRA, G.C.; SEVERIANO, E.C.; ZEVIANI, W.M. Modelagem da curva de retenção de água de Latossolos utilizando a Equação Duplo Van Genuchten. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.35, n.1, p.77-86, 2011.
- CHILDS, E.C. The use of soil moisture characteristics in soil studies. **Soil Science**, New Brunswick, v.50, p.239-252, 1940.
- DARCY, H. **Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon**, Dalmont, Paris, 1856.
- DAVIDSON, J.M.; BIGGAR, J.W.; NIELSEN, D.R. Gamma radiation attenuation for measuring bulk density and transient water flow in porous materials. **Journal of Geophysical Research**, v.28, p.4777-4783, 1963.
- 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.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3.ed. Brasília: Embrapa Solos, 2013. 353p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Padronização de Métodos para Análise Granulométrica no Brasil**. 1.ed. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2012. 4p.
- 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 redistribution, using an exponential model. **Soil Tillage Research**, 45:279-285, 1998.
- FONTES, M.P.F.; GJORUP, G.B.; ALVARENGA, R.C.; NASCIF, P.G.S. Calcium salts and mechanical stress effects on water-dispersible clay of Oxisols. **Soil Science Society of America Journal**, v.59, p.224-227, 1995.
- FREIRE, O. **Solos das regiões tropicais**. Botucatu: Fundação de Estudos e Pesquisas Agrícolas e Florestais, 271 p. 2006.
- GARDNER, W. R., Note on the separation and solution of diffusion type equations, **Soil Science Society of America Proceedings**, v.26, p.404, 1962.
- GHIBERTO, P.J.; MORAES, S.O. Comparação de métodos de determinação da condutividade hidráulica em um latossolo vermelho-amarelo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.35, n.4, p.1177-1188, 2011.
- GONÇALVES, A.D.M.A. ; LIBARDI, P.L. Análise da determinação da condutividade hidráulica do solo pelo método do perfil instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 37, p.1174-1184, 2013.
- HILLEL, D. **Solo e água, fenômeno e princípios físicos**. Porto Alegre: UFRGS, 1970. 231p.
- HILLEL, D.; KRENTOS, V.K.; STILIANOV, Y. Procedure a test an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, 114:395-400, 1972.

- KÄMP, N.; CURI, N. Conceitos de solo e sua evolução histórica. In: KER, J.C.; CURI, N.; SCHAEFER, G.R.; MUGGLER, C.C. **Educação em solos em movimento: do discurso à prática**. Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.39, n.2, 2014. p.16-19.
- KIEHL, E. J. **Manual de edafologia: relação solo-planta**. São Paulo: Agronômica Ceres, 1979. 273p.
- KLUTE, A.; DIRKSEN, C. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: KLUTE, A. Methods of soil analysis. Madison, **Soil Science Society of America Journal**, 1986. p.697-734.
- KOOREVAAR, P.; MENELIK, G.; KIRKSEN, C. **Elements of Soil Physics**. Amsterdam, Elsevier, 1983. 228p.
- LEVIN, J. **Estatística Aplicada a Ciências Humanas**. São Paulo: Harbra, 1987. 392p.
- LIBARDI, P. L. **Dinâmica da Água no Solo**. São Paulo: EDUSP, 2012. 346p.
- LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K. Libardi's method refinement for soil hydraulic conductivity measurement. **Australian Journal of Soil Research**, 39(4):851-860, 2001.
- LIBARDI, P.L.; REICHARDT, K.; NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W. Simple field methods for estimating hydraulic conductivity. **Soil Science Society of America Journal**, v.44, p.3-7, 1980.
- MICHELON, C.J. **Qualidade física dos solos irrigados do Rio Grande do Sul e do Brasil Central**. 2005. 92p. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2005.
- 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**, v.12, p.513-522, 1976.
- PORTEZAN FILHO, O. **Análise crítica da determinação da condutividade hidráulica do solo utilizando atenuação da radiação gama monoenergética**. IPEN, São Paulo, 1997.
- PREVEDELLO, C.L.; REICHARDT, K.; CORDEIRO, D.G.; MELO, E.F.R.Q; SCHEFFER, M. Gradiente unitário do potencial hidráulico como fonte de erro na obtenção da condutividade hidráulica em solo não saturado. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v.29, n.2, p.275-280, 1994.
- REICHARDT, K. Unit gradient in internal drainage experiments for the determination of soil hydraulic conductivity. **Scientia Agricola**, v.50, p.151-153, 1993.
- REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, Planta e Atmosfera: Conceitos Processos e Aplicações**. São Paulo: MANOLE, 478p, 2004.
- RICHARDS, L. A., GARDNER, W.R.; OGATA, G. Physical Processes Determining Water Loss from Soil. **Soil Science Society of America Journal**, 20:310-314, 1956.
- RICHARDS, L.A. **Capillary conduction of liquids in a porous mediums**. Physics, v.1, p. 318-333. 1931.
- SANTOS, D.C.; FARIAS, M.O.; LIMA, C.L.R.; KUNDE, R.J.; PILLON, C.N.; FLORES, C.A. Fracionamento químico e físico da matéria orgânica de um Argissolo Vermelho sob diferentes sistemas de uso. **Ciência Rural**, v.43, p.838-844, 2013.
- SCHINDLER, U.; BOHNE, K. & SAUERBREY, R. Comparison of different measuring and calculating methods to quantify the hydraulic conductivity of unsaturated soil. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, 148:607-617, 1985.
- SILVA, E.B.; LIBARDI, P.L. Propriedades hidráulicas de um solo não saturado utilizando-se o permeâmetro a disco. **Scientia Agricola**, v.57, p.525-529, 2000.
- SISSON, J.B.; FERGUSON, A.H.; van GENUCHTEN, M.T. Simple method for predicting drainage from field plots. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v.44, p.1147-1152, 1980.

- SOUZA, L.S. Uso e manejo dos solos coesos dos tabuleiros costeiros. In: Reunião Técnica Sobre Solos Coesos dos Tabuleiros Costeiros, 1996, Cruz das Almas. Anais... Aracajú: EMBRAPA/CPATC, 1996. p.79.
- van BAVEL, C.H.M.; STIRK, G.B.; BRUST, K.J. Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots: Interpretation of water content and pressure profiles. **Soil Science Society of America Proceedings**, 32:310-317, 1968.
- 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.
- VIEIRA, S.R.; NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W. Spatial variability of field-measured infiltration rate. **Soil Science Society of America Journal**, 45: 1040-1048, 1981.
- WARRICK, A.W; NIELSEN, D.R. Spatial variability of soil physical in the field. In: HILLEL, D. (Ed.). **Applications of soil physics**. New York: Academic Press, 1980. p.319-344.
- WATSON, K.K. An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials. **Water Resources Research**, v.2, p.709-715, 1966.
- WILLMOTT, C.J.; CKLESON, S.G.; DAVIS, R.E. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, Ottawa, v.90, n.C5, p. 8995-9005, 1985.
- WIND, G.P.; Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: P.E.R; H.W. (Ed.). **Water in the unsaturated zone**. THE WAGENINGEN SYMPOSIUM, 1968. UNESCO, Gentbrugge , v.I, p.181-191.

APÊNDICES

APÊNDICE A. Dados brutos de conteúdo de água (θ , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) obtidos experimentalmente.**Tabela 1.** Conteúdo de água (θ , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) para diversas profundidades (z , cm) e tempos de redistribuição (t , h) obtido com a técnica de atenuação de fótons gama. Configuração 1.

Cambissolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.375	0.358	0.344	0.328	0.311	0.303	0.298	0.295	0.293	0.291
4	0.379	0.358	0.341	0.322	0.304	0.295	0.290	0.287	0.285	0.283
5	0.392	0.367	0.348	0.329	0.312	0.305	0.300	0.298	0.296	0.294
6	0.396	0.369	0.349	0.326	0.305	0.296	0.290	0.286	0.284	0.282
7	0.393	0.359	0.336	0.312	0.292	0.284	0.279	0.276	0.274	0.272
8	0.378	0.346	0.326	0.308	0.295	0.289	0.286	0.284	0.283	0.282
9	0.367	0.342	0.328	0.316	0.307	0.304	0.302	0.301	0.300	0.299
10	0.355	0.345	0.335	0.321	0.304	0.295	0.288	0.284	0.281	0.278
11	0.353	0.341	0.330	0.315	0.298	0.289	0.284	0.280	0.277	0.275
12	0.341	0.326	0.314	0.299	0.284	0.276	0.271	0.268	0.266	0.265
Latossolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.339	0.275	0.244	0.218	0.200	0.194	0.190	0.188	0.186	0.185
4	0.327	0.242	0.210	0.186	0.172	0.166	0.164	0.162	0.161	0.160
5	0.314	0.225	0.196	0.177	0.165	0.161	0.159	0.158	0.157	0.156
6	0.293	0.202	0.177	0.162	0.153	0.150	0.148	0.147	0.147	0.146
7	0.295	0.205	0.179	0.163	0.153	0.150	0.148	0.147	0.146	0.146
8	0.303	0.213	0.183	0.161	0.149	0.144	0.142	0.140	0.139	0.138
9	0.310	0.243	0.211	0.184	0.166	0.159	0.155	0.153	0.152	0.150
10	0.276	0.229	0.202	0.177	0.159	0.152	0.148	0.145	0.144	0.142
11	0.251	0.226	0.205	0.181	0.158	0.147	0.140	0.135	0.132	0.130
12	0.223	0.208	0.194	0.173	0.149	0.134	0.125	0.118	0.113	0.109
Nitossolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.495	0.494	0.492	0.489	0.484	0.478	0.472	0.466	0.460	0.454
4	0.496	0.495	0.493	0.490	0.484	0.478	0.472	0.466	0.460	0.454
5	0.470	0.468	0.466	0.462	0.454	0.445	0.437	0.429	0.421	0.413
6	0.453	0.452	0.450	0.446	0.438	0.429	0.420	0.411	0.401	0.391
7	0.450	0.447	0.444	0.439	0.430	0.424	0.419	0.414	0.411	0.408
8	0.391	0.389	0.386	0.382	0.374	0.368	0.363	0.359	0.355	0.352
9	0.343	0.340	0.338	0.333	0.324	0.316	0.310	0.304	0.299	0.295
10	0.366	0.360	0.353	0.343	0.330	0.321	0.315	0.311	0.308	0.305
11	0.421	0.417	0.413	0.406	0.393	0.383	0.374	0.367	0.361	0.355
12	0.462	0.458	0.454	0.445	0.431	0.419	0.409	0.400	0.393	0.386

Tabela 2. Conteúdo de água (θ , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) para diversas profundidades (z , cm) e tempos de redistribuição (t , h) obtido com a técnica de atenuação de fótons gama. Configuração 2.

Cambissolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.334	0.290	0.263	0.238	0.219	0.211	0.207	0.204	0.203	0.201
4	0.339	0.295	0.269	0.244	0.225	0.217	0.212	0.210	0.208	0.206
5	0.345	0.300	0.273	0.248	0.229	0.221	0.217	0.215	0.213	0.211
6	0.364	0.317	0.288	0.262	0.242	0.234	0.229	0.226	0.224	0.223
7	0.384	0.337	0.309	0.282	0.261	0.253	0.248	0.245	0.243	0.242
8	0.389	0.345	0.318	0.291	0.270	0.261	0.256	0.253	0.251	0.249
9	0.389	0.343	0.315	0.288	0.268	0.260	0.255	0.252	0.250	0.249
10	0.384	0.341	0.313	0.285	0.262	0.252	0.246	0.243	0.241	0.239
11	0.387	0.351	0.325	0.297	0.273	0.262	0.256	0.252	0.249	0.247
12	0.389	0.365	0.345	0.319	0.294	0.282	0.274	0.269	0.266	0.263
13	0.389	0.362	0.341	0.316	0.295	0.284	0.279	0.275	0.272	0.270
Latossolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.345	0.339	0.333	0.320	0.297	0.277	0.260	0.245	0.232	0.220
4	0.341	0.336	0.330	0.318	0.297	0.277	0.260	0.243	0.229	0.215
5	0.352	0.346	0.339	0.326	0.302	0.280	0.260	0.242	0.225	0.210
6	0.347	0.340	0.332	0.317	0.289	0.266	0.246	0.228	0.212	0.198
7	0.350	0.342	0.333	0.317	0.289	0.265	0.246	0.229	0.214	0.202
8	0.337	0.329	0.320	0.303	0.274	0.250	0.230	0.213	0.198	0.186
9	0.346	0.339	0.330	0.314	0.285	0.261	0.241	0.223	0.208	0.195
10	0.339	0.332	0.324	0.308	0.281	0.259	0.240	0.223	0.209	0.196
11	0.338	0.331	0.323	0.308	0.283	0.262	0.245	0.231	0.219	0.208
12	0.338	0.331	0.322	0.307	0.281	0.260	0.243	0.228	0.216	0.205
13	0.347	0.341	0.335	0.322	0.299	0.277	0.257	0.238	0.221	0.205
Nitossolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.436	0.403	0.381	0.357	0.337	0.328	0.324	0.320	0.318	0.317
4	0.464	0.428	0.405	0.381	0.362	0.353	0.349	0.346	0.343	0.342
5	0.485	0.447	0.423	0.399	0.380	0.372	0.368	0.365	0.363	0.361
6	0.484	0.440	0.415	0.392	0.375	0.369	0.365	0.363	0.361	0.360
7	0.481	0.432	0.408	0.389	0.376	0.371	0.369	0.367	0.366	0.365
8	0.471	0.422	0.398	0.378	0.364	0.359	0.356	0.354	0.353	0.352
9	0.482	0.441	0.416	0.393	0.375	0.367	0.363	0.360	0.359	0.357
10	0.482	0.444	0.418	0.392	0.370	0.361	0.356	0.353	0.351	0.349
11	0.483	0.446	0.421	0.395	0.373	0.364	0.358	0.355	0.352	0.351
12	0.491	0.454	0.428	0.400	0.377	0.367	0.361	0.357	0.355	0.353
13	0.494	0.459	0.434	0.406	0.382	0.371	0.365	0.361	0.358	0.356

Tabela 3. Conteúdo de água (θ , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) para diversas profundidades (z , cm) e tempos de redistribuição (t , h) obtido com a técnica de atenuação de fótons gama. Configuração 3.

Cambissolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.363	0.353	0.343	0.327	0.307	0.294	0.285	0.279	0.274	0.271
4	0.376	0.369	0.362	0.349	0.328	0.313	0.301	0.292	0.285	0.278
5	0.388	0.378	0.368	0.352	0.329	0.314	0.303	0.295	0.289	0.284
6	0.394	0.373	0.355	0.334	0.314	0.304	0.298	0.294	0.291	0.289
7	0.390	0.373	0.359	0.340	0.322	0.313	0.307	0.303	0.301	0.299
8	0.393	0.382	0.372	0.356	0.338	0.328	0.321	0.316	0.313	0.310
9	0.404	0.396	0.388	0.375	0.357	0.344	0.335	0.328	0.323	0.319
10	0.397	0.391	0.383	0.371	0.353	0.339	0.329	0.321	0.315	0.310
11	0.393	0.386	0.379	0.366	0.347	0.333	0.323	0.315	0.309	0.303
12	0.372	0.367	0.362	0.353	0.337	0.324	0.314	0.305	0.298	0.291
13	0.383	0.381	0.378	0.373	0.362	0.351	0.340	0.330	0.319	0.308
Latossolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.330	0.301	0.276	0.241	0.205	0.185	0.173	0.165	0.159	0.154
4	0.338	0.306	0.277	0.240	0.199	0.178	0.165	0.156	0.150	0.145
5	0.341	0.312	0.286	0.249	0.206	0.182	0.167	0.156	0.149	0.143
6	0.342	0.309	0.280	0.240	0.197	0.174	0.159	0.149	0.142	0.137
7	0.349	0.314	0.284	0.244	0.201	0.178	0.164	0.155	0.148	0.143
8	0.341	0.306	0.275	0.235	0.193	0.171	0.157	0.148	0.142	0.137
9	0.337	0.300	0.268	0.228	0.187	0.166	0.153	0.145	0.138	0.134
10	0.334	0.294	0.260	0.219	0.179	0.158	0.146	0.138	0.133	0.129
11	0.353	0.312	0.279	0.238	0.198	0.178	0.166	0.158	0.153	0.149
12	0.358	0.319	0.287	0.249	0.213	0.195	0.185	0.178	0.173	0.169
13	0.343	0.308	0.279	0.243	0.208	0.191	0.181	0.174	0.169	0.166
Nitossolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.526	0.482	0.447	0.404	0.364	0.344	0.332	0.325	0.319	0.315
4	0.546	0.503	0.467	0.423	0.380	0.359	0.346	0.337	0.331	0.327
5	0.559	0.513	0.475	0.426	0.377	0.352	0.337	0.327	0.320	0.315
6	0.550	0.507	0.470	0.424	0.377	0.354	0.340	0.331	0.324	0.319
7	0.556	0.510	0.472	0.425	0.380	0.357	0.344	0.335	0.328	0.324
8	0.554	0.507	0.469	0.422	0.378	0.356	0.343	0.335	0.329	0.324
9	0.555	0.513	0.477	0.430	0.383	0.359	0.345	0.335	0.328	0.323
10	0.550	0.504	0.466	0.418	0.369	0.344	0.329	0.319	0.312	0.307
11	0.545	0.501	0.464	0.416	0.368	0.343	0.328	0.318	0.311	0.306
12	0.540	0.496	0.458	0.412	0.366	0.343	0.329	0.320	0.314	0.309
13	0.538	0.496	0.460	0.416	0.372	0.350	0.337	0.328	0.321	0.317

Tabela 4. Conteúdo de água (θ , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) para diversas profundidades (z , cm) e tempos de redistribuição (t , h) obtido com a técnica de atenuação de fótons gama. Configuração 4.

Cambissolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.351	0.323	0.309	0.295	0.281	0.273	0.268	0.264	0.261	0.259
4	0.356	0.330	0.315	0.297	0.277	0.264	0.255	0.248	0.242	0.237
5	0.371	0.350	0.336	0.316	0.290	0.270	0.253	0.239	0.227	0.216
6	0.375	0.354	0.340	0.320	0.294	0.275	0.259	0.246	0.235	0.224
7	0.376	0.354	0.340	0.322	0.300	0.285	0.274	0.265	0.257	0.251
8	0.354	0.331	0.318	0.303	0.286	0.275	0.268	0.262	0.257	0.253
9	0.362	0.346	0.335	0.319	0.296	0.279	0.264	0.251	0.239	0.228
10	0.359	0.345	0.335	0.321	0.301	0.285	0.272	0.261	0.250	0.240
11	0.385	0.370	0.360	0.345	0.323	0.307	0.293	0.280	0.269	0.259
12	0.381	0.367	0.358	0.344	0.324	0.309	0.296	0.285	0.275	0.265
13	0.356	0.345	0.337	0.327	0.311	0.300	0.290	0.281	0.273	0.265
Latossolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.272	0.234	0.212	0.193	0.180	0.174	0.171	0.169	0.168	0.167
4	0.287	0.248	0.224	0.202	0.185	0.178	0.174	0.171	0.169	0.168
5	0.286	0.243	0.221	0.202	0.188	0.183	0.180	0.178	0.177	0.176
6	0.293	0.254	0.232	0.211	0.195	0.189	0.186	0.183	0.182	0.181
7	0.288	0.249	0.227	0.206	0.190	0.184	0.181	0.178	0.177	0.176
8	0.305	0.266	0.242	0.218	0.200	0.192	0.187	0.185	0.183	0.181
9	0.302	0.265	0.240	0.216	0.196	0.188	0.183	0.180	0.178	0.177
10	0.300	0.265	0.242	0.218	0.199	0.191	0.187	0.184	0.182	0.180
11	0.272	0.234	0.212	0.193	0.180	0.174	0.171	0.169	0.168	0.167
12	0.288	0.256	0.238	0.220	0.208	0.202	0.200	0.198	0.197	0.196
13	0.302	0.274	0.257	0.242	0.231	0.226	0.224	0.222	0.221	0.220
Nitossolo										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.433	0.413	0.401	0.386	0.369	0.357	0.349	0.342	0.336	0.331
4	0.439	0.416	0.403	0.387	0.369	0.358	0.350	0.343	0.338	0.333
5	0.448	0.424	0.410	0.393	0.374	0.362	0.354	0.347	0.341	0.336
6	0.440	0.412	0.396	0.378	0.359	0.346	0.338	0.331	0.326	0.321
7	0.448	0.418	0.401	0.382	0.360	0.346	0.337	0.329	0.323	0.318
8	0.442	0.411	0.394	0.376	0.356	0.345	0.337	0.331	0.326	0.322
9	0.446	0.416	0.399	0.381	0.361	0.349	0.341	0.335	0.330	0.325
10	0.437	0.406	0.390	0.371	0.352	0.341	0.333	0.327	0.322	0.318
11	0.456	0.431	0.415	0.396	0.374	0.359	0.348	0.339	0.332	0.325
12	0.476	0.456	0.442	0.424	0.402	0.386	0.373	0.363	0.354	0.346
13	0.496	0.475	0.461	0.443	0.420	0.404	0.392	0.382	0.373	0.365

Tabela 5. Conteúdo de água (θ , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) para diversas profundidades (z , cm) e tempos de redistribuição (t , h) obtido com a técnica de atenuação de fótons gama. Configuração 6(a).

Coluna 1										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.464	0.444	0.430	0.414	0.401	0.395	0.392	0.390	0.388	0.387
4	0.463	0.440	0.425	0.410	0.399	0.394	0.391	0.389	0.388	0.387
5	0.479	0.445	0.431	0.420	0.414	0.411	0.410	0.409	0.409	0.408
6	0.486	0.452	0.433	0.415	0.402	0.397	0.394	0.392	0.391	0.390
7	0.488	0.457	0.441	0.426	0.416	0.412	0.410	0.409	0.408	0.407
8	0.493	0.466	0.453	0.442	0.434	0.431	0.430	0.429	0.428	0.428
9	0.496	0.470	0.455	0.442	0.433	0.429	0.426	0.425	0.424	0.424
10	0.490	0.471	0.457	0.443	0.431	0.425	0.422	0.420	0.418	0.417
11	0.486	0.468	0.455	0.440	0.427	0.421	0.417	0.415	0.413	0.412
12	0.491	0.475	0.463	0.448	0.435	0.429	0.426	0.424	0.422	0.421
13	0.498	0.485	0.474	0.460	0.446	0.439	0.435	0.432	0.430	0.428

Coluna 2										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.467	0.466	0.465	0.463	0.459	0.455	0.451	0.446	0.440	0.434
4	0.480	0.479	0.478	0.476	0.472	0.466	0.461	0.455	0.448	0.441
5	0.489	0.488	0.486	0.483	0.476	0.470	0.464	0.458	0.452	0.446
6	0.500	0.499	0.498	0.495	0.490	0.483	0.475	0.466	0.454	0.438
7	0.499	0.498	0.496	0.494	0.488	0.482	0.475	0.466	0.455	0.441
8	0.501	0.500	0.498	0.496	0.490	0.483	0.475	0.467	0.456	0.444
9	0.500	0.500	0.499	0.497	0.494	0.490	0.484	0.477	0.467	0.453
10	0.505	0.504	0.503	0.500	0.495	0.490	0.483	0.476	0.468	0.458
11	0.514	0.513	0.511	0.508	0.501	0.494	0.487	0.480	0.473	0.465
12	0.512	0.510	0.507	0.502	0.493	0.487	0.481	0.477	0.473	0.469
13	0.513	0.512	0.511	0.509	0.504	0.499	0.494	0.488	0.482	0.475

Coluna 3										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.332	0.285	0.259	0.229	0.197	0.177	0.163	0.153	0.144	0.137
4	0.336	0.285	0.258	0.228	0.196	0.177	0.163	0.153	0.145	0.138
5	0.336	0.284	0.257	0.227	0.196	0.177	0.165	0.155	0.148	0.141
6	0.342	0.290	0.262	0.232	0.201	0.182	0.170	0.160	0.153	0.146
7	0.350	0.301	0.274	0.245	0.214	0.196	0.183	0.173	0.166	0.159
8	0.363	0.314	0.288	0.258	0.226	0.208	0.194	0.184	0.176	0.170
9	0.376	0.323	0.295	0.265	0.232	0.213	0.200	0.190	0.182	0.175
10	0.374	0.328	0.302	0.272	0.238	0.217	0.202	0.191	0.182	0.174
11	0.377	0.323	0.295	0.265	0.233	0.214	0.202	0.192	0.185	0.178
12	0.371	0.322	0.296	0.265	0.233	0.214	0.201	0.190	0.182	0.175
13	0.364	0.324	0.299	0.269	0.234	0.210	0.193	0.180	0.168	0.159

Tabela 6. Conteúdo de água (θ , $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) para diversas profundidades (z , cm) e tempos de redistribuição (t , h) obtido com a técnica de atenuação de fótons gama. Configuração 6(b).

Coluna 4										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.346	0.342	0.330	0.303	0.269	0.256	0.251	0.248	0.246	0.245
4	0.359	0.352	0.335	0.302	0.270	0.259	0.255	0.253	0.252	0.251
5	0.369	0.361	0.344	0.310	0.280	0.270	0.266	0.265	0.264	0.263
6	0.382	0.376	0.363	0.333	0.302	0.291	0.287	0.284	0.283	0.282
7	0.387	0.382	0.368	0.340	0.311	0.301	0.297	0.295	0.294	0.293
8	0.387	0.384	0.376	0.353	0.314	0.295	0.285	0.280	0.277	0.275
9	0.380	0.378	0.374	0.357	0.313	0.276	0.250	0.233	0.222	0.214
10	0.380	0.378	0.374	0.357	0.313	0.276	0.250	0.233	0.222	0.214
11	0.393	0.391	0.386	0.370	0.326	0.289	0.264	0.248	0.238	0.230
12	0.393	0.391	0.386	0.369	0.325	0.288	0.263	0.247	0.237	0.230
13	0.403	0.401	0.397	0.383	0.341	0.301	0.273	0.253	0.240	0.230
Coluna 5										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.340	0.262	0.227	0.199	0.181	0.174	0.170	0.168	0.167	0.166
4	0.319	0.255	0.222	0.194	0.174	0.166	0.162	0.159	0.158	0.156
5	0.322	0.247	0.213	0.187	0.169	0.162	0.159	0.157	0.155	0.154
6	0.324	0.244	0.214	0.192	0.179	0.174	0.171	0.170	0.169	0.168
7	0.317	0.239	0.211	0.191	0.179	0.175	0.173	0.171	0.170	0.170
8	0.320	0.238	0.214	0.198	0.189	0.185	0.184	0.183	0.182	0.182
9	0.328	0.247	0.220	0.201	0.190	0.186	0.184	0.183	0.182	0.182
10	0.342	0.257	0.228	0.208	0.196	0.192	0.189	0.188	0.187	0.186
11	0.350	0.265	0.233	0.211	0.197	0.192	0.189	0.188	0.187	0.186
12	0.353	0.262	0.228	0.203	0.187	0.182	0.179	0.177	0.176	0.175
13	0.348	0.251	0.217	0.194	0.181	0.176	0.173	0.172	0.171	0.170
Coluna 6										
$z \backslash t$	1	6	12	24	48	72	96	120	144	168
3	0.277	0.228	0.209	0.192	0.178	0.171	0.166	0.163	0.160	0.158
4	0.273	0.225	0.207	0.192	0.179	0.173	0.169	0.166	0.164	0.162
5	0.281	0.232	0.213	0.195	0.180	0.172	0.167	0.163	0.160	0.158
6	0.261	0.212	0.194	0.177	0.163	0.156	0.152	0.149	0.146	0.145
7	0.271	0.220	0.201	0.184	0.169	0.161	0.157	0.153	0.151	0.149
8	0.271	0.224	0.206	0.191	0.179	0.173	0.169	0.166	0.164	0.162
9	0.298	0.246	0.225	0.205	0.187	0.178	0.172	0.168	0.165	0.162
10	0.299	0.247	0.226	0.206	0.187	0.178	0.172	0.167	0.164	0.161
11	0.303	0.249	0.227	0.206	0.187	0.177	0.170	0.165	0.162	0.159
12	0.303	0.249	0.227	0.206	0.188	0.178	0.172	0.167	0.164	0.161
13	0.312	0.261	0.238	0.215	0.194	0.182	0.174	0.168	0.164	0.160

APÊNDICE B. Dados brutos de densidade do solo (Kg.m^{-3}) obtidos experimentalmente.

Tabela 7. Densidade do solo (ρ , Kg.m^{-3}) para diversas profundidades (z , cm) obtida com a técnica de atenuação de fótons gama. Configuração 1.

z (cm)	Cambissolo	Latossolo	Nitossolo
1	1371	1485	1384
2	1343	1475	1438
3	1369	1500	1415
4	1363	1505	1439
5	1349	1510	1453
6	1342	1515	1432
7	1349	1486	1443
8	1343	1491	1445
9	1361	1509	1159
10	1366	1520	947
11	1387	1541	1296
12	1367	1534	1452
13	1375	1553	1459
14	1371	1538	1460
15	1384	1544	1449
16	1387	1540	1397
17	1402	1554	1457
18	1365	1552	1433
19	1369	1546	1439
20	1394	1556	1460

Tabela 8. Densidade do solo (ρ , Kg.m^{-3}) para diversas profundidades (z , cm) obtida com a técnica de atenuação de fótons gama. Configuração 2.

z (cm)	Cambissolo	Latossolo	Nitossolo
1	1363	1518	1382
2	1397	1559	1425
3	1387	1550	1412
4	1382	1531	1402
5	1381	1524	1389
6	1386	1516	1376
7	1365	1547	1409
8	1357	1530	1389
9	1386	1550	1394
10	1380	1525	1383
11	1372	1514	1407
12	1360	1527	1410
13	1364	1521	1387
14	1370	1532	1402
15	1376	1528	1417
16	1348	1530	1405
17	1358	1513	1401
18	1385	1525	1400
19	1364	1517	1400
20	1372	1518	1410
21	1349	1535	1409
22	1386	1524	1399
23	1361	1510	1402
24	1361	1506	1378
25	1375	1480	1368
26	1359	1509	1399
27	1367	1530	1411
28	1382	1526	1400
29	1375	1522	1408
30	1371	1523	1417

Tabela 9. Densidade do solo (ρ , Kg.m⁻³) para diversas profundidades (z, cm) obtida com a técnica de atenuação de fótons gama. Configuração 3.

z (cm)	Cambissolo	Latossolo	Nitossolo
1	1306	1751	1411
2	1360	1771	1496
3	1366	1778	1473
4	1361	1778	1482
5	1356	1790	1485
6	1338	1775	1482
7	1338	1772	1481
8	1350	1763	1483
9	1340	1769	1494
10	1344	1770	1482
11	1378	1773	1499
12	1350	1747	1498
13	1374	1749	1482
14	1331	1771	1495
15	1364	1739	1492
16	1401	1697	1433
17	1430	1712	1421
18	1420	1692	1413
19	1407	1689	1401
20	1402	1715	1402
21	1430	1710	1415
22	1433	1691	1399
23	1434	1673	1376
24	1398	1676	1394
25	1420	1658	1393
26	1405	1679	1374
27	1432	1664	1403
28	1428	1696	1385
29	1402	1679	1372
30	1396	1634	1380

Tabela 10. Densidade do solo (ρ , Kg.m⁻³) para diversas profundidades (z, cm) obtida com a técnica de atenuação de fótons gama. Configuração 4.

z (cm)	Cambissolo	Latossolo	Nitossolo
1	1326	1758	1456
2	1333	1799	1484
3	1360	1775	1481
4	1353	1780	1482
5	1347	1767	1490
6	1347	1784	1483
7	1358	1763	1498
8	1365	1770	1478
9	1443	1763	1487
10	1415	1768	1485
11	1426	1769	1496
12	1433	1759	1417
13	1411	1667	1408
14	1420	1690	1417
15	1396	1687	1419
16	1410	1693	1412
17	1425	1677	1420
18	1408	1679	1409
19	1414	1673	1412
20	1421	1677	1420
21	1416	1677	1418
22	1408	1689	1405
23	1412	1687	1392
24	1405	1656	1361
25	1426	1672	1395
26	1399	1689	1388
27	1436	1523	1374
28	1419	1544	1379
29	1411	1521	1267
30	1417	1500	1249

Tabela 11. Densidade do solo (ρ , Kg.m^{-3}) para diversas profundidades (z , cm) obtida com a técnica de atenuação de fótons gama. Configuração 5.

z (cm)	Colunas					
	1	2	3	4	5	6
1	1366	1401	1351	1349	1493	1488
2	1398	1406	1377	1363	1519	1523
3	1423	1418	1368	1369	1528	1536
4	1412	1404	1387	1380	1543	1527
5	1418	1417	1388	1365	1536	1526
6	1409	1414	1376	1365	1521	1532
7	1418	1399	1375	1332	1506	1528
8	1409	1417	1353	1356	1514	1506
9	1406	1412	1362	1359	1503	1518
10	1408	1396	1364	1364	1513	1515
11	1419	1403	1371	1377	1520	1530
12	1410	1391	1370	1346	1517	1521
13	1399	1395	1370	1363	1520	1526
14	1386	1377	1379	1368	1525	1530
15	1384	1408	1360	1445	1507	1515
16	1371	1532	1401	1514	1399	1389
17	1369	1536	1408	1505	1415	1375
18	1393	1539	1415	1511	1395	1381
19	1368	1531	1401	1518	1418	1395
20	1368	1524	1388	1517	1411	1378
21	1361	1505	1394	1505	1400	1384
22	1358	1514	1380	1496	1389	1373
23	1383	1513	1411	1517	1388	1365
24	1390	1522	1399	1514	1407	1354
25	1379	1517	1402	1519	1387	1347
26	1355	1536	1397	1525	1388	1348
27	1352	1493	1374	1512	1389	1365
28	1347	1514	1399	1521	1386	1360
29	1355	1488	1386	1532	1382	1353
30	1360	1474	1373	1534	1375	1365

APÊNDICE C. Gráficos da função $K(\theta)$ (m/h) obtidos com o ajuste de Hillel et al. (1972) no tempo de redistribuição zero até 24 horas (H1) e de 48 a 168 horas (H2), comparado ao ajuste de Libardi et al. (1980), que determinam a sua função por meio do valor médio de θ em tempos de redistribuição superiores a 24 horas.

Figura 1. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 1, Cambissolo.

Figura 2. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 1, Latossolo.

Figura 3. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 1, Nitossolo.

Figura 4. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 2, Cambissolo.

Figura 5. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 2, Latossolo.

Figura 6. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 2, Nitossolo.

Figura 7. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 3, Cambissolo.

Figura 8. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 3, Latossolo.

Figura 9. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 3, Nitossolo.

Figura 10. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 4, Cambissolo.

Figura 11. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 4, Latossolo.

Figura 12. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 4, Nitossolo.

Figura 13. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 5, Coluna 1.

Figura 14. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 5, Coluna 2.

Figura 15. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 5, Coluna 3.

Figura 16. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 5, Coluna 4.

Figura 17. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 5, Coluna 5.

Figura 18. Comparação dos modelos de obtenção da função $k(\theta)$ para a Configuração 5, Coluna 5.