

ANÁLISE COMPARATIVA DA CARACTERIZAÇÃO FÍSICO –HÍDRICA DE UM LATOSSOLO VERMELHO DISTRÓFICO *IN SITU* E EM LABORATÓRIO

Polyanna Mara de Oliveira; Antônio Marciano da Silva; Gilberto Coelho; Ricardo Augusto da Silva

Departamento de Engenharia, Universidade Federal de Lavras, Caixa Postal 37, CEP 37200-000, Lavras, MG, polyanna.oliveira@uol.com.br

1 RESUMO

Neste trabalho estudaram-se métodos para a estimativa da umidade representativa da capacidade de campo e da condutividade hidráulica não saturada para o Latossolo Vermelho Distrófico, trabalhando com dois métodos, o de perfil instantâneo (HILLEL et al., 1972) e o método empírico de Mualem (1976). Em laboratório foram realizadas a análise granulométrica, densidade do solo, porosidade (macro e microporosidade) e a curva característica de retenção, e em campo, determinaram-se a umidade na capacidade de campo e a condutividade hidráulica. Os resultados encontrados permitem afirmar que a caracterização físico-hídrica do solo em condições de campo mostrou-se mais precisa e confiável em relação às determinações de laboratório sendo que a estimativa da condutividade hidráulica mostrou-se mais consistente com outros atributos do solo e mais representativa da realidade do que aquela baseada em análises laboratoriais. Embora a metodologia de Mualem (1976) possa ser aplicada desde a umidade de saturação até o ponto de murcha permanente, a mesma não mostrou sensibilidade para registrar a influência da macroporosidade sobre a condutividade hidráulica do solo. A estimativa da umidade na capacidade de campo “in situ” ratifica também a melhor performance do método de campo em relação ao laboratorial.

UNITERMOS: condutividade hidráulica, capacidade de campo, curva de retenção de água, drenagem interna do solo, atributos físicos do solo.

**OLIVEIRA, P. M. de; SILVA, A. M. da; COELHO, G.; SILVA, R. A.
COMPARATIVE ANALYSE OF THE PHYSICAL AND WATER
CHARACTERIZATION IN FIELD AND LABORATORY CONDITIONS OF
DISTROFIC RED LATOSSOL**

2 ABSTRACT

The aim of this work was to study methods to determine significant moisture for field capacity and non-saturated hydraulic conductivity in dystrophic latossol soil using two methods: internal drainage method (Hillel et al., 1972) and empiric method (Mualem, 1976). Granulometric analysis, soil density, porosity (macro and micro porosity) and characteristic retention curve were determined in laboratory; moisture for field capacity and hydraulic conductivity were determined in field conditions. The results showed that physical and hydraulic soil characterization in field conditions is more accurate and reliable than in lab conditions; hydraulic conductivity determination infield conditions was more consistent with other soil attributes and more realistic than the one based on laboratory conditions. Although Mualem's

method (1979) may be used for saturation moisture as well as for permanent internal drainage, it has not presented the same sensitivity to determine the influence of macro porosity on soil hydraulic conductivity. Moisture determination for field capacity under field conditions also corroborates better performance for field methods than laboratory ones.

KEYWORDS: hydraulic conductivity, field capacity, water retention curve, soil internal drainage, soil physical properties

3 INTRODUÇÃO

É de fundamental importância o conhecimento da condutividade hidráulica de um solo não saturado para subsidiar a solução de problemas ligados aos projetos e manejo da irrigação e drenagem, transporte de nutrientes, infiltração e escoamento superficial, uma vez que, todos estes processos envolvem diretamente ou indiretamente o movimento de água em solos não saturados. O conhecimento da relação entre a condutividade hidráulica não saturada e o potencial total de água no solo por meio de medições “in situ” é extremamente importante, uma vez que auxilia na caracterização da macroestrutura do solo, bem como, permite inferir sobre as práticas de manejo do solo (EGUCHI, 2001). O conhecimento do consumo de água de uma cultura (evapotranspiração), por exemplo, depende do fluxo de água na zona radicular que por sua vez, é definido pela interação entre a condutividade hidráulica e o gradiente do potencial total da água no solo.

A primeira equação para o movimento de água em meios porosos saturados foi descrita por Darcy por volta de 1856, e estabelece que a quantidade de água que passa por unidade de tempo e de área, através de um meio poroso, é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico. Posteriormente, Buckingham, em 1907, alterou a equação de Darcy para que a mesma pudesse ser aplicada em meios porosos não saturados, uma vez que esta é a situação mais comum, esta equação ficou conhecida como equação de Darcy-Buckingham. A determinação da condutividade hidráulica é uma das maiores dificuldades para aplicação da equação de Darcy-Buckingham uma vez que é altamente dependente da estrutura do solo. De acordo com Eguchi (2001), os diferentes métodos propostos para a avaliação da condutividade hidráulica não saturada podem ser reunidos em três grupos, quais sejam, aqueles baseados na solução da equação de Richards; os que se baseiam na distribuição do tamanho dos poros; e os empíricos que procuram relacionar a condutividade hidráulica com outras propriedades do solo. Determinações laboratoriais realizadas por meio de amostras deformadas não são desejáveis uma vez que não se preserva a estrutura do solo em condições de campo. O uso de amostras indeformadas, por sua vez, apresenta a dificuldade de evitar o fluxo preferencial do escoamento entre o solo e as paredes do recipiente que o contém.

Assim, os métodos “in situ” apresentam melhores consistências nos valores obtidos para condutividade hidráulica não saturada, do que os laboratoriais, porque preservam as propriedades físicas do solo (CARVALHO et al., 1996a). Klute (1972), aponta o método de drenagem interna do solo desenvolvido por Richards et al. (1956) e nomeado de perfil instantâneo por Watson (1966), como um dos mais precisos para tal determinação.

Além da condutividade hidráulica, ao se considerar o solo como um reservatório de água e mais especificamente quanto à disponibilidade de água para as plantas, aspecto de fundamental importância na resolução de problemas práticos ligados à irrigação e à drenagem, requer-se a caracterização de sua umidade na capacidade de campo (CARVALHO et al., 1996 b). As principais contribuições para sua definição são as de Veihmeyer e Hendrickson (1949), segundo eles a capacidade de campo seria definida como “a quantidade de água retida pelo solo

depois que o excesso tenha drenado e a taxa de movimento descendente tenha decrescido acentuadamente, o que geralmente ocorre 2 ou 3 dias após uma chuva ou irrigação em solos permeáveis de estrutura e textura uniformes”. Entretanto é uma definição um tanto imprecisa e de acordo com Van Lier (2000) o seu valor representa a umidade máxima do solo para qual a perda de água por drenagem é pequena, o que equivaleria a dizer que a variação da umidade (θ) com o tempo (t), é desprezível. É por esse motivo que ela é também chamada de limite superior de disponibilidade de água, pois, se o solo estiver com teores de água mais elevados, esta água, embora disponível não o é por muito tempo.

Assim, pela definição verifica-se ser impossível determinar a capacidade de campo baseado em uma amostra de uma camada de solo, pois a drenagem da amostra dependerá da inserção desta no perfil do solo. Entretanto a facilidade da determinação em laboratório em função de um potencial matricial, quando comparada com a determinação “in situ” tem levado muitos pesquisadores a utilizar, como capacidade de campo, a umidade retida a 3,3 mca, 1,0 mca ou 0,6 mca de tensão, ignorando sua definição e reduzindo a validade de sua utilização (VAN LIER, 2000; MEDINA e OLIVEIRA, 1987).

Dentro deste contexto discuti-se neste estudo a estimativa da umidade representativa da capacidade de campo e da condutividade hidráulica não saturada de um Latossolo Vermelho Distrófico Típico, a partir do método do perfil instantâneo descrito em Hillel et al. (1972) e do método empírico de Mualem (1976), visando subsidiar aos técnicos da área de irrigação.

4 MATERIAL E MÉTODOS

O experimento foi realizado na fazenda Muquém –FAEPE/Universidade Federal de Lavras, localizada em Lavras –MG a uma altitude de 910m, Latitude Sul de 21°14' e Longitude Oeste de 45°.

O solo cultivado com a cultura do cafeeiro foi classificado como Latossolo Vermelho Distrófico Típico conforme EMBRAPA (1999).

Para caracterização físico –hídrica estabeleceu-se camadas de 0-0,20, 0,20-0,40 e 0,40-0,60m para as quais foram realizadas em laboratório, com três repetições, as análises de textura, massa específica aparente, porosidade, determinação da curva característica de retenção, condutividade hidráulica saturada; e em campo determinaram-se a condutividade hidráulica não saturada e umidade na capacidade de campo.

Para determinação da textura em cada uma das camadas do solo da área experimental utilizou-se o método de Bouyocos (KLUTE, 1972).

As determinações da densidade aparente foram realizadas no Laboratório de Relação Água Solo Planta do Departamento de Engenharia da Universidade Federal de Lavras pelo método do cilindro de Uhland (Equação 1).

$$\rho = \frac{m_s}{V} \quad (1)$$

onde:

ρ = massa específica aparente, (kg m^{-3});

m_s = massa seca da amostra (kg);

V = volume da amostra de solo (m^3).

A porosidade total, a percentagem de microporos e macroporos foram determinadas pelas Equações 2, 3 e 4 que se seguem:

$$\alpha = (U_{sat} D_a) 100 \quad (2)$$

onde :

α = porosidade total (%);

U_{sat} = umidade de saturação com base em peso (kg kg^{-1});

ρ = massa específica aparente (kg m^{-3}).

$$\text{Microporos (\%)} = (U_{0,06\text{atm}} \text{ Da})100 \quad (3)$$

onde:

$U_{0,06\text{atm}}$ = umidade com base em peso da amostra submetida a tensão de 0,06atm.

$$\text{Macroporos (\%)} = \alpha - \text{Microporos} \quad (4)$$

Os dados de potencial matricial e umidade volumétrica foram ajustados pelo modelo de Van Genuchten (1980), equação 5, utilizando-se o software SWRC (DOURADO NETO et al., 1990).

$$\theta[\Psi_m] = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha \cdot \Psi_m)^n]^m} \quad (5)$$

onde:

θ_s = umidade de saturação, $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$;

θ_r = umidade residual, $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$;

Ψ_m = tensão ou potencial matricial, cmH_2O ;

α = parâmetro de ajuste, cm^{-1} ;

m e n = parâmetros de ajuste da equação, adimensionais,

sendo, m dado por (MUALEM, 1976):

$$m = 1 - \frac{1}{n}$$

A condutividade hidráulica expressa a capacidade que o meio poroso possui para conduzir um fluido, sendo, assim, altamente influenciada pelas propriedades do meio e do fluido. Dentre as propriedades mais relevantes do meio poroso, destacam-se a distribuição de tamanhos e forma de suas partículas, a porosidade, tortuosidade e superfície específica. Das propriedades do fluido, a viscosidade tem papel mais relevante.

A condutividade hidráulica saturada foi determinada em amostras indeformadas com permeâmetro de carga constante, no Laboratório de Relação Água-Solo-Planta (LIBARDI, 1999).

Pode-se conhecer a distribuição dos raios dos poros de um solo (Equação 6) a partir de sua curva característica de retenção, relacionando-os ao potencial matricial da solução do solo pela seguinte expressão:

$$\Psi_m = \frac{2\sigma \cos \alpha}{\rho_{\text{sol}} g r} \quad (6)$$

onde:

Ψ_m = potencial matricial, mca;

α = ângulo de contato entre a solução e o poro do solo;

σ = tensão superficial da solução, N m^{-1} ;

ρ_{sol} = densidade da solução, kg m^{-3} ;

g = aceleração da gravidade, m s^{-2} ;

r = raio dos poros, m.

A equação de Darcy-Buckingham utilizada para determinar o movimento de água em solo não saturado é descrita por:

$$q = -K(\theta) \frac{d\psi_T}{dx} \quad (7)$$

onde;

q = densidade de fluxo da água no solo, $L T^{-1}$;

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica do solo em função da umidade, $L T^{-1}$;

$\frac{d\psi_T}{dz}$ = gradiente de potencial total, $L L^{-1}$.

A condutividade hidráulica não saturada pode ser determinada tanto por métodos de campo quanto por empíricos. Um exemplo de método empírico é o de Mualem (1976), que considera a condutividade hidráulica saturada, parâmetros da curva de retenção do solo, os quais são mais facilmente disponíveis, e um parâmetro empírico para expressar a relação entre K e θ como a seguir.

$$K(\theta) = K_0 w^L \left[1 - \left(1 - w^{\frac{1}{m}} \right)^m \right]^2 \quad (8)$$

onde:

K_0 é a condutividade hidráulica do solo saturado, $m \text{ dia}^{-1}$;

$$w = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (8.1)$$

w é a saturação relativa; m é o parâmetro de ajuste da curva de retenção por Van Genuchten (1980). O expoente L é um parâmetro empírico proposto por Mualem (1976) dependente de propriedades específicas do solo-fluido e pode variar consideravelmente para diferentes tipos de solo. Utilizando dados de permeabilidade relativa de 45 solos, Mualem (1976) encontrou um valor ótimo como sendo igual a 0,5 o qual minimiza as discrepâncias entre os valores medidos e estimados.

Uma das metodologias de campo para determinação de $K(\theta)$ é o método do perfil instantâneo descrito em Hillel et al. (1972) o qual foi utilizado nesta pesquisa, sobre um volume de controle com área superficial de $25m^2$ ($5 \times 5m$) e profundidade de $0,80m$, subdividida em camadas de $0,20m$ de espessura. Saturou-se o volume de controle, do qual, considerou-se como área útil para monitoramento, uma superfície de $4m^2$ ($2 \times 2m$). A área externa funcionou como elemento tampão, com a finalidade de evitar o fluxo no sentido horizontal da área interna. Na área útil, seguindo a declividade natural do terreno, instalaram-se 3 baterias com 4 tensiômetros dispostos em nível, nas profundidades médias de cada camada, ou seja, $0,10$; $0,30$; $0,50$ e $0,70$ m.

Durante o processo de saturação o monitoramento do potencial matricial indicou o instante de saturação do solo para as quatro camadas analisadas. Após a saturação da área experimental, a mesma foi coberta com uma camada de casca de arroz, sobreposta por uma lâmina de polietileno, para impedir perdas de água por evaporação e a entrada de água proveniente de chuvas. Monitoraram-se a umidade e o potencial matricial da água no solo, até que a drenagem interna do perfil praticamente se estabilizou.

O fluxo médio (q) de água no intervalo de tempo, entre duas camadas de solo, foi determinado pela relação entre a variação do armazenamento de água (dA) na camada em estudo, e o intervalo de tempo considerado (dt):

$$q = \frac{dA}{dt} \quad (9)$$

O gradiente de potencial total na interface de duas camadas foi estimado pela diferença entre o potencial total (ψ_T) de uma camada com o da camada imediatamente subsequente dividido pela diferença entre as profundidades de avaliação do potencial matricial (dZ) :

$$\frac{d\psi_T}{dZ} = \frac{\psi_{T1} - \psi_{T2}}{Z_1 - Z_2} \quad (10)$$

Conhecidos os valores de (9) e (10), a condutividade hidráulica para cada camada do perfil do solo foi determinada pela equação de Darcy-Buckingham, sob a forma da equação (11):

$$K(\theta) = \frac{q}{(d\psi_T/dZ)} \quad (11)$$

A relação entre a condutividade hidráulica e a umidade do solo foi avaliada para diferentes funções, adotando-se aquela que resultou no maior valor do coeficiente de determinação, que neste caso foi o modelo exponencial representado pela Equação (12).

$$K(\theta) = ae^{b\theta} \quad (12)$$

onde:

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica do solo, $L T^{-1}$;

θ = umidade volumétrica, $L^3 L^{-3}$;

a e b = parâmetros de ajuste característicos para cada solo.

Para o estudo da umidade na capacidade de campo, após a obtenção dos valores de umidade em função do tempo no experimento de drenagem interna avaliaram-se diferentes funções para expressar tal relação, sendo a função selecionada a que apresentou melhor coeficiente de determinação, neste caso do tipo potencial, Equação (13).

$$\theta = ct^d \quad (13)$$

onde:

θ = umidade volumétrica, $L^3 L^{-3}$;

t = tempo de drenagem interna do solo, h ;

c e d = parâmetros de ajuste do modelo, característicos do solo.

Na Equação (13), o parâmetro d possui valor negativo, significando que θ varia de forma inversa com o tempo, ou seja, o seu valor decresce na medida em que o processo de redistribuição de água tem continuidade. Derivando-a em função do tempo, obtém-se:

$$\frac{d\theta}{dt} = c * dt^{d-1} \quad (14)$$

A Equação (14), que expressa a taxa variação de θ em relação à t , para intervalos infinitesimais de tempo, permite também, constatar que a mesma é decrescente, caracterizando um processo em desaceleração (aceleração negativa), o que permite considerar que a partir de um dado instante a desaceleração é praticamente insignificante e por decorrência a variação de θ . Isto permite estabelecer um valor D muito pequeno (insignificante) para $d\theta/dt$, assim,

$$\frac{d\theta}{dt} = D = c * dt^{d-1} \quad (14-1)$$

No instante de tempo em que esta situação é verificada, θ praticamente não varia mais, e, portanto, $\theta = \theta_{cc}$ e $t = t_{cc}$. Trabalhando-se algebricamente esta situação, chega-se à:

$$t_{cc} = \left(\frac{D}{cd} \right)^{\frac{1}{d-1}} \quad (15)$$

Substituindo a equação (15) na (13) obtém-se:

$$\theta_{cc} = c \left(\frac{D}{cd} \right)^{\frac{d}{d-1}} \quad (16)$$

As Equações (15) e (16) foram utilizadas neste trabalho para estimar os valores do tempo necessário para atingir a capacidade de campo e da umidade que a representa, respectivamente. Pela Equação (14.1) observa-se que D representa o valor da tangente à curva $\theta = \theta(t)$ num tempo t, assim sendo, quando se busca caracterizar uma situação em que θ praticamente não varia com t, aproxima-se de uma condição em que a função torna-se assíntota à reta $\theta = \theta_{cc}$, ou seja ângulos próximos a 180° . Neste trabalho utilizou-se ângulos de $179,982^\circ$ e $179,998^\circ$ correspondendo respectivamente a valores para D, iguais à $-0,0001$ e $-0,00001(\text{m}^3\text{m}^{-3})\text{h}^{-1}$. Estas taxas de variações de θ , integradas ao longo de um dia, em uma camada de solo de 0,20 m de espessura, correspondem a uma variação de armazenamento de água de 0,48 e 0,048mm, respectivamente.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Resultados das análises laboratoriais

5.1.1 Textura e Massa específica aparente

A Tabela 1 apresenta os valores médios da análise granulométrica e da massa específica aparente, obtidos para o solo em estudo.

Lançando-se os resultados obtidos da análise granulométrica no triângulo textural, constatou-se que o solo estudado apresentou textura argilo-arenosa para a camada de 0 – 0,20m e argilosa para as camadas 0,20 – 0,40m e 0,40 – 0,60m.

Nota-se uma redução do valor da massa específica aparente da camada superficial para as camadas mais profundas sendo este comportamento provavelmente devido ao manejo do solo, cultivado sob cultura do cafeeiro por um longo período (mais de 16 anos) o que resulta numa menor intervenção nas camadas mais profundas que são menos trabalhadas.

De maneira geral, pode-se afirmar que, quanto mais elevada for a massa específica aparente do solo, mais compactado ele estará, menor será sua estruturação, menor sua porosidade total e, conseqüentemente, maiores serão as restrições para o crescimento e desenvolvimento das plantas.

Tabela 1 –Resultado da Análise Granulométrica e da massa específica aparente (Da) para o Latossolo Vermelho Distrófico.

Camadas (m)	AREIA (%)	SILTE (%)	ARGILA (%)	ρ média (kg.m^{-3})
0 - 0,20	39,00	13,00	48,00	1148,8
0,20 – 0,40	34,00	8,00	58,00	1103,3
0,40 – 0,60	32,00	6,00	62,00	995,5

5.1.2 Porosidade

Os valores de porosidade total, determinados no presente estudo, variaram de 57,41 a 65,48%, como pode ser observado na Tabela 2, os quais são relativamente elevados. Os limites, entre os quais variam a porosidade total de um solo, são muito amplos, pois o volume de poros depende da composição granulométrica e da estruturação do mesmo. Tão importante quanto a porosidade total é a distribuição dos poros por tamanho que neste caso, pode ser verificada pelos valores de macro e microporosidade. Para o presente caso os macroporos participaram com 40,5; 43,2 e 46,4% da porosidade total respectivamente das camadas de 0-0,20; 0,20-0,40 e 0,40-0,60 m, refletindo uma influência da massa específica aparente e do manejo ao qual o solo está submetido.

Tabela 2 – Valores obtidos de porosidade (α), microporosidade e macroporosidade, para as diferentes camadas no Latossolo Vermelho Distrófico Típico.

Profundidade (m)	α (%)	Microporosidade (%)	Macroporosidade (%)
0 – 0,20	57,41	34,16	23,25
0,20 – 0,40	65,48	37,18	28,30
0,40 – 0,60	61,96	33,22	28,74

5.1.3 Curva característica e distribuição de poros

Com os dados de $\psi_m \times \theta$ obtidos em laboratório ajustaram-se as equações de Van Genuchten (1980) para as três camadas as quais encontram-se registrados na Tabela 3.

Tabela 3 – Parâmetros de ajuste da equação de Van Genuchten para o Latossolo Vermelho Distrófico Típico.

Camada (m)	Equações
0-0,20	$\theta(\psi_m) = 0,200 + \frac{0,35}{\left[1 + (0,0542\psi_m)^{1,8157}\right]^{0,4492}}$
0,20-0,40	$\theta(\psi_m) = 0,207 + \frac{0,313}{\left[1 + (0,0438\psi_m)^{2,2483}\right]^{0,5552}}$
0,40-0,60	$\theta(\psi_m) = 0,207 + \frac{0,333}{\left[1 + (0,0407\psi_m)^{2,4941}\right]^{0,5991}}$

Procedeu-se ao estudo de distribuição da frequência dos raios efetivos dos poros correspondentes a cada potencial matricial, com o auxílio da Equação (6), considerando-se $\sigma = 0,072 \text{ Nm}^{-1}$, $\alpha = 0^0$, $\rho_a = 1000 \text{ kgm}^{-3}$ e $g = 9,81 \text{ ms}^{-2}$, o qual está representado na Tabela 4.

Os resultados constantes da Tabela 4 possibilitaram traçar a Figura 1. Analisando-se a mesma, tomando-se por exemplo a camada de 0-0,20m, e lembrando-se que, para $\theta/\theta_s = 1$, todos os poros do solo estão cheios de água, percebe-se que para $\theta_1/\theta_s = 0,99$ o r_1 correspondente é aproximadamente igual a $1470\mu\text{m}$, significando ainda que 99% dos poros

Tabela 4 – Valores da umidade volumétrica e da correspondente saturação relativa relacionados ao potencial matricial e aos respectivos raios dos poros.

Ψ (mca)	r (μm)	Camadas (m)					
		0-0,20		0,20-0,40		0,40-0,60	
		θ	θ/θ_s	θ	θ/θ_s	θ	θ/θ_s
150	0,10	0,2015	0,3663	0,2071	0,3983	0,2070	0,3834
100	0,146	0,2021	0,3674	0,2072	0,3984	0,2070	0,3834
50	0,29	0,2036	0,3702	0,2074	0,3988	0,2071	0,3836
3,3	4,44	0,2332	0,4240	0,2181	0,4195	0,2139	0,3960
1	14,66	0,2864	0,5207	0,2556	0,4915	0,2472	0,4577
0,6	24,44	0,3273	0,5950	0,2953	0,5678	0,2895	0,5361
0,36	40,73	0,3805	0,6919	0,3565	0,6856	0,3618	0,6699
0,32	45,82	0,3940	0,7164	0,3729	0,7172	0,3818	0,7070
0,28	52,37	0,4096	0,7446	0,3918	0,7535	0,4048	0,7497
0,25	58,66	0,4227	0,7685	0,4077	0,7841	0,4240	0,7851
0,14	104,74	0,4829	0,8780	0,4738	0,9112	0,4989	0,9239
0,1	146,64	0,5080	0,9237	0,4958	0,9534	0,5205	0,9638
0,01	1466,40	0,5492	0,9986	0,5198	0,9997	0,5399	0,9999

estão cheios de água e que seus raios são todos menores ou iguais a $1470\mu\text{m}$. Para um $\theta_2/\theta_s = 0,92$, o r_2 correspondente é aproximadamente igual a $147\mu\text{m}$, ou seja, 92% dos poros estão cheios de água e seus raios são iguais ou menores que $147\mu\text{m}$. Portanto, a frequência de poros com raios menores ou iguais a $1470\mu\text{m}$ e maiores ou iguais a $147\mu\text{m}$ é dada pela diferença entre θ_1/θ_s e θ_2/θ_s , que, para o caso exemplificado, é igual a 0,07. Em outras palavras, a frequência de poros com raios no intervalo, de 147 a $1470\mu\text{m}$, é de 7%.

A Figura 1 permite ainda constatar que os macroporos não apresentam uma distribuição de frequência uniforme com uma predominância dos mesmos no intervalo de 104,74 a $58,66\mu\text{m}$ (Ψ_m entre 0,14 e 0,25mca) correspondendo a intervalos de frequência de 0,1095; 0,1272; e 0,1388, para as camadas de 0-0,20; 0,20-0,40; e 0,40-0,60m, respectivamente, conforme Tabela 4.

Vale ainda destacar que apesar do solo apresentar uma porosidade total superior a 50%, apresenta, por outro lado, uma parcela significativa dessa porosidade ocupada por água fortemente retida no solo ($\Psi_m = 150\text{mca}$), traduzida pelos valores de saturação relativa de 0,3663; 0,3983; 0,3834 respectivamente para as camadas de 0-0,20; 0,20-0,40; e 0,40-0,60m. Este último aspecto é explicado pela predominância da unidade textural argila que de um modo geral propicia uma elevada superfície de contato.

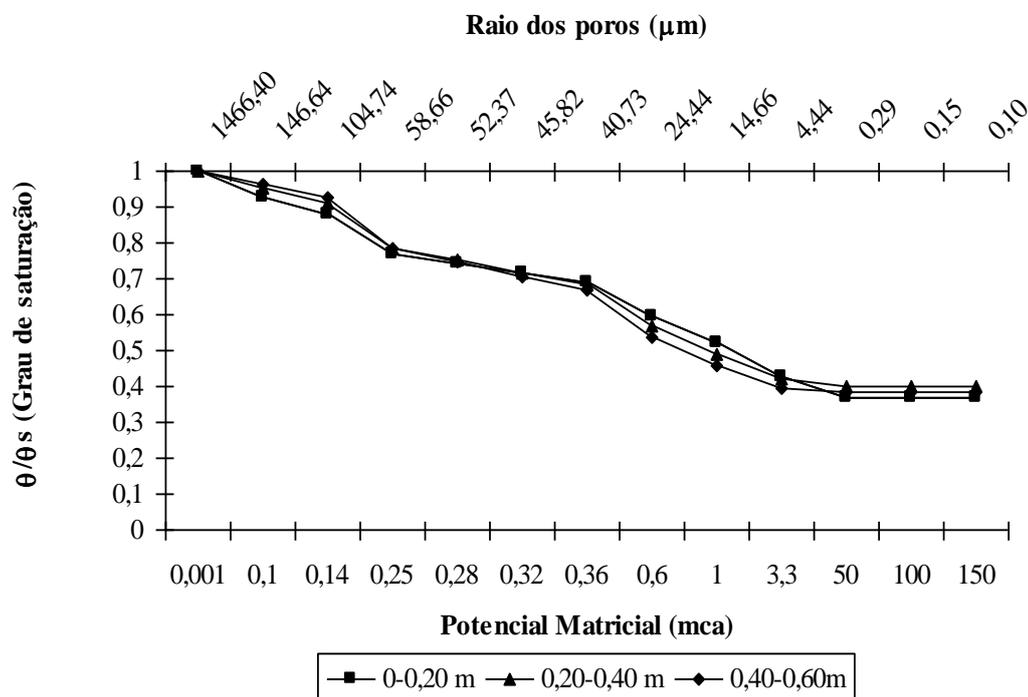


Figura 1 – Saturação relativa em função do raio dos poros e do potencial matricial para as três camadas estudadas do Latossolo Vermelho Distrófico.

Este comportamento da distribuição dos poros tem influência direta na condutividade hidráulica do solo.

1.1.4 Condutividade hidráulica

Para estimar a condutividade hidráulica não saturada pela metodologia de Mualem (1976), determinou-se a condutividade hidráulica saturada cujos valores para as três camadas estudadas estão apresentadas na Tabela 5.

Tabela 5 – Valores médios de três repetições de condutividade hidráulica saturada, para as três camadas estudadas no Latossolo Vermelho Distrófico Típico.

Camadas (m)	Ko (mdia ⁻¹)
0-0,20	0,705
0,20-0,40	5,48
0,40-0,60	2,88

Os valores apresentados são característicos de solos com alta condutividade hidráulica, que neste caso está respaldado pela alta porosidade e predominância dos macroporos, solo bem estruturado apesar da expressiva percentagem de argila presente nas suas camadas.

Outro aspecto a ressaltar é a elevada amplitude de variação dos valores que não encontra respaldo na pequena amplitude de variação dos valores da porosidade total e em especial da

macroporosidade. É sabido que a condutividade hidráulica apresenta uma elevada variabilidade espacial sendo este fato uma das possíveis explicações para os resultados.

Associando-se os valores de condutividade hidráulica com os parâmetros da equação de Van Genuchten foram geradas as equações da condutividade hidráulica não saturada as quais estão presentes na Tabela 6.

Tabela 6 – Equações de $K(\theta)$ obtidas pela metodologia de Mualem (1976).

Camadas (m)	Equação
0 - 0,20	$K(\theta) = 0,705 * w^{0,5} \left[1 - \left(1 - w^{\frac{1}{0,4492}} \right)^{0,4492} \right]^2$
0,20 - 0,40	$K(\theta) = 5,48 * w^{0,5} \left[1 - \left(1 - w^{\frac{1}{0,5552}} \right)^{0,5552} \right]^2$
0,40 - 0,60	$K(\theta) = 2,88 * w^{0,5} \left[1 - \left(1 - w^{\frac{1}{0,5991}} \right)^{0,5991} \right]^2$

$K(\theta) = \text{m dia}^{-1}$

5.2 Resultados das análises em campo

5.2.1 Condutividade hidráulica do solo não saturado

Da aplicação da metodologia do perfil instantâneo, descrita em Hillel et al. (1972), obtiveram-se os resultados do monitoramento dos potenciais matriciais de água no solo ao longo do tempo, em todas as camadas estudadas, os quais associados ao potencial gravitacional, permitiram traçar a Figura 2. Vê-se que o comportamento do potencial total da água ao longo do tempo representou de forma adequada o processo de redistribuição de água no solo, com as camadas superiores apresentando valores mais elevados que as camadas imediatamente inferiores, proporcionando naturalmente a drenagem interna para essas camadas.

Na Tabela 7, estão apresentadas as equações de condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica, com os respectivos intervalos de aplicação, obtidas a partir do método do perfil instantâneo, todas do tipo exponencial, que foi o modelo que apresentou os melhores coeficientes de determinação (r^2).

É conveniente ressaltar que as equações foram geradas dentro dos intervalos em que a umidade do solo variou durante o processo de redistribuição da água no perfil ao longo do tempo de monitoramento (1200 horas), devendo-se, portanto, restringir-se a utilização das mesmas dentro dos respectivos intervalos de umidades.

Visando obter melhor ajuste das equações optou-se por subdividir o intervalo de variação da umidade, tomando-se como indicador da qualidade de ajuste dos modelos o valor do coeficiente r^2 , o qual para todas as equações apresentou valores bem elevados. Este fato concorreu para a existência de um ponto de inflexão da função $K(\theta)$ que de certo modo apresenta coerência com a distribuição da frequência dos raios dos poros.

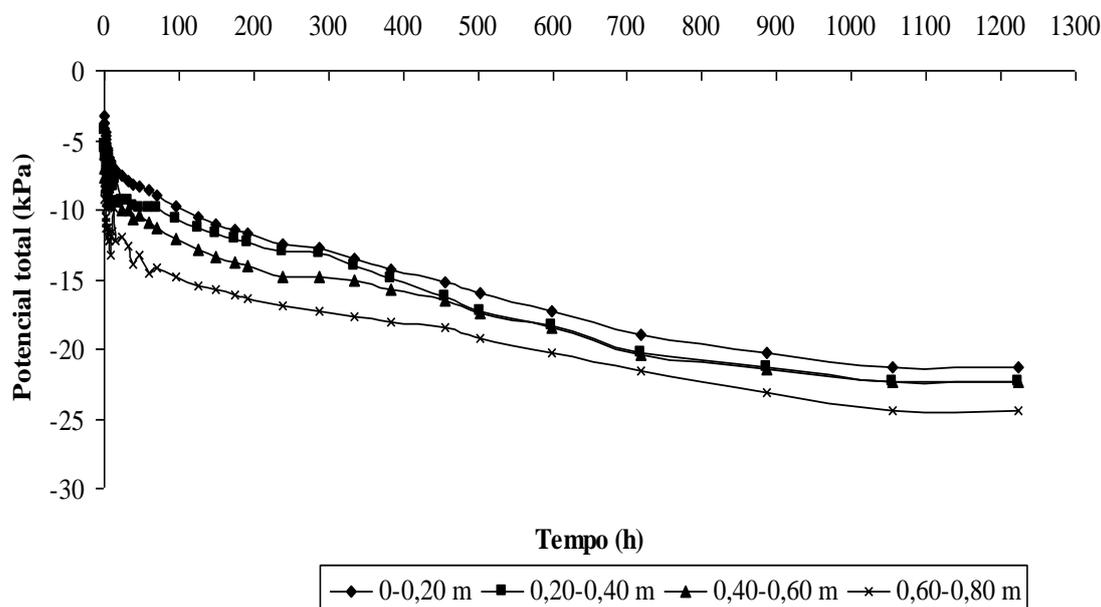


Figura 2 – Comportamento do potencial total da solução do solo com o tempo, para um Latossolo Vermelho Distrófico, para as camadas analisadas.

Tabela 7 – Equações da condutividade hidráulica em função da umidade volumétrica para as camadas estudadas no Latossolo Vermelho Distrófico Típico, com os respectivos coeficientes de determinação e intervalos de aplicação.

Camadas (m)	Equação*	Coef. Determinação-r ²	Intervalo de Aplicação
0-0,20	$K(\theta) = 6.10^{-7} e^{29,901\theta}$	0,9998	$0,481 \geq \theta \geq 0,401$
	$K(\theta) = 1.10^{-15} e^{80,451\theta}$	0,9839	$0,401 \geq \theta \geq 0,313$
0,20-0,40	$K(\theta) = 1.10^{-11} e^{60,354\theta}$	0,9799	$0,430 \geq \theta \geq 0,381$
	$K(\theta) = 8.10^{-20} e^{109\theta}$	0,9792	$0,381 \geq \theta \geq 0,335$
0,40-0,60	$K(\theta) = 8.10^{-10} e^{54,245\theta}$	0,9957	$0,385 \geq \theta \geq 0,356$
	$K(\theta) = 2.10^{-26} e^{161,42\theta}$	0,9925	$0,356 \geq \theta \geq 0,311$

* $K = \text{m dia}^{-1}$; $\theta = \text{m}^3 \text{m}^{-3}$

Vale ainda destacar que por serem funções do tipo exponencial, as taxas de variação de $K(\theta)$ em relação à θ ($dK(\theta)/d\theta$) são variáveis e decrescentes, sendo as mesmas, bem mais elevadas para os maiores valores de umidade (primeiro intervalo de umidade onde predominam os macroporos). Este comportamento se explica, pois à medida que a umidade decresce os maiores poros se esvaziam permanecendo com água somente os poros menores, os quais, apresentam maior resistência hidráulica e maior tortuosidade. Segundo Hillel (1970), de acordo com a Lei de Poiseuille, válida para escoamento em meios porosos, a vazão de água que escoou através de um capilar é proporcional à quarta potência do raio. Em outras palavras, pode-se

dizer que um poro de raio de $147\mu\text{m}$ ($\psi_m = 0,1\text{mca}$) conduzirá tanta água quanto 10 mil poros de $14,7\mu\text{m}$ de raio ($\psi_m = 1\text{mca}$).

Analisando-se o comportamento da condutividade hidráulica não saturada por camada constata-se que os maiores valores de ocorreram na camada de 0,40–0,60m, o que é explicado pelos valores da macroporosidade e da distribuição dos macroporos desta camada, ratificando, portanto, a influência da geometria porosa do solo na condutividade hidráulica.

5.2.2 Capacidade de campo

Ainda com base no método do perfil instantâneo, objetivando-se determinar o valor da umidade e respectivo potencial matricial na capacidade de campo, obtiveram-se os dados relativos ao comportamento da umidade em função do tempo, nas camadas estudadas, cuja representação gráfica se observa na Figura 3.

Nota-se que o comportamento da variação da umidade foi semelhante entre as camadas. As equações ajustadas para cada camada estão apresentadas na Tabela 8.

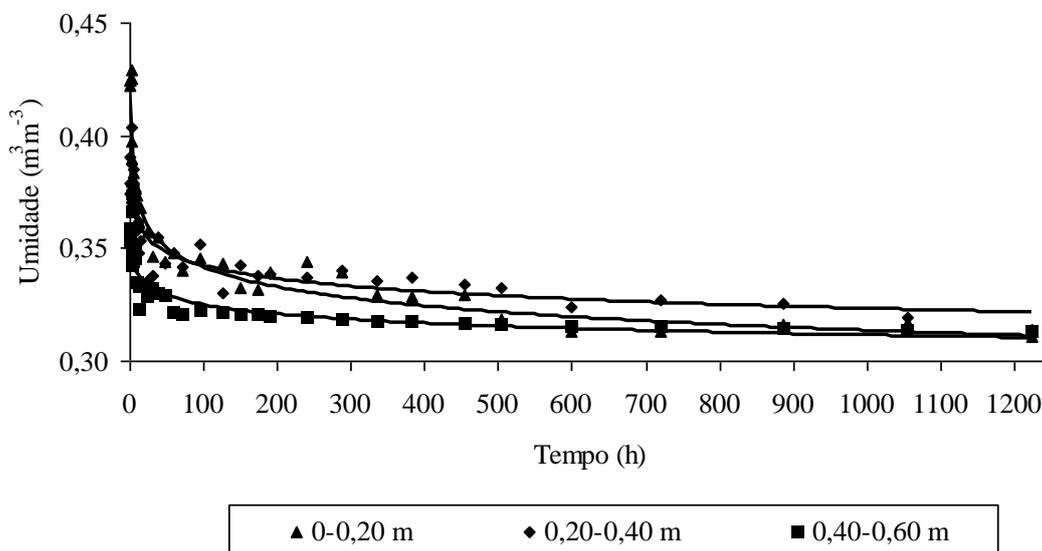


Figura 3 – Variação da umidade volumétrica com o tempo para um Latossolo Vermelho Distrófico Típico.

Tabela 8 - Equações representativas do comportamento da umidade em função do tempo, para o Latossolo Vermelho Distrófico Típico.

Camada (m)	Equação*	Coef. determinação (r^2)
0 – 0,20	$\theta = 0,4051*(t)^{-0,0371}$	0,922
0,20 – 0,40	$\theta = 0,3837*(t)^{-0,0249}$	0,854
0,40 – 0,60	$\theta = 0,3534*(t)^{-0,0184}$	0,905

* $\theta = \text{m}^3 \text{m}^{-3}$ e $t = \text{horas}$

A partir das equações ajustadas, foi possível obter as equações para a predição da umidade correspondente à capacidade de campo e do tempo necessário para alcançá-la, quando o processo de drenagem interna passa a ser considerado desprezível. Na Tabela 9 estão

apresentadas as equações e os valores estimados, para duas situações representadas por dois valores de D.

A comparação dos resultados obtidos para os dois valores de D permite constatar que os valores correspondentes do tempo de capacidade de campo (t_{cc}) variaram aproximadamente 1000%, e que a variação entre os valores da umidade na capacidade de campo (θ_{cc}) foi menor que 10%. Este comportamento se explica pelo pequeno valor do fluxo que ocorre nestas condições que requer um intervalo de tempo muito elevado para acarretar uma pequena variação de umidade. Outra abordagem complementar é o fato de se considerar o tempo final do teste (1200 horas) nas equações propostas os valores resultantes são 0,3114; 0,3216 e 0,3102 m^3m^{-3} respectivamente para as camadas de 0-0,20; 0,20-0,40 e 0,40-0,60.

Tabela 9 –Equações predictoras da umidade na capacidade de campo (θ_{cc}) e respectivos tempos para atingi-los (t_{cc}) para o Latossolo Vermelho Distrófico Típico.

Camada (m)	Equações	Valores	
		t_{cc} (h)	θ_{cc} (m^3m^{-3})
0 – 0,20	$t_{cc} = (D/-0,01503)^{-0,9642}$ $\theta_{cc} = 0,4051(t_{cc})^{-0,0371}$	125,62*	0,3386
		1156,88**	0,3118
0,20 – 0,40	$t_{cc} = (D/-0,00955)^{-0,9757}$ $\theta_{cc} = 0,3837(t_{cc})^{-0,0249}$	85,52*	0,3435
		808,70**	0,3248
0,40 – 0,60	$t_{cc} = (D/-0,006051)^{-0,9819}$ $\theta_{cc} = 0,3534(t_{cc})^{-0,0184}$	60,34*	0,3279
		578,76**	0,3145

* D = -0,0001 (m^3m^{-3})h⁻¹ ; ** D = -0,00001 (m^3m^{-3})h⁻¹

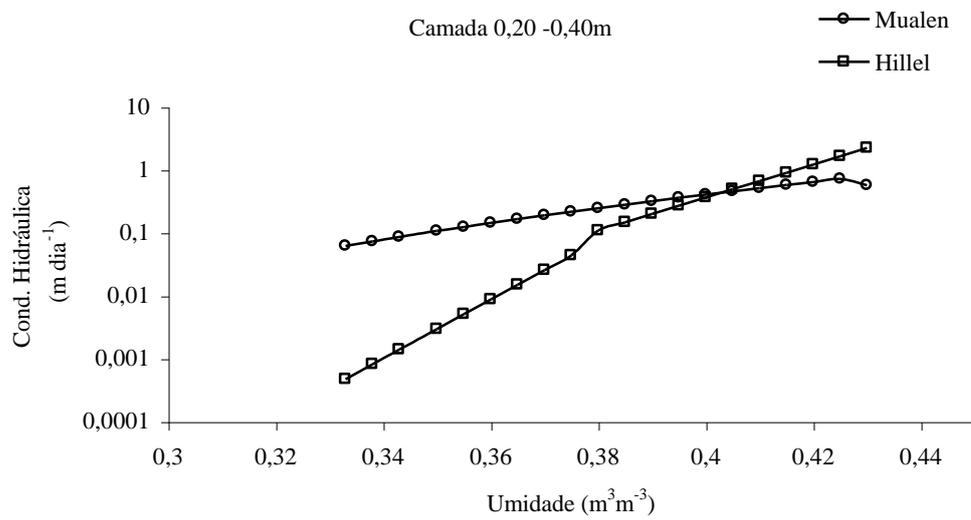
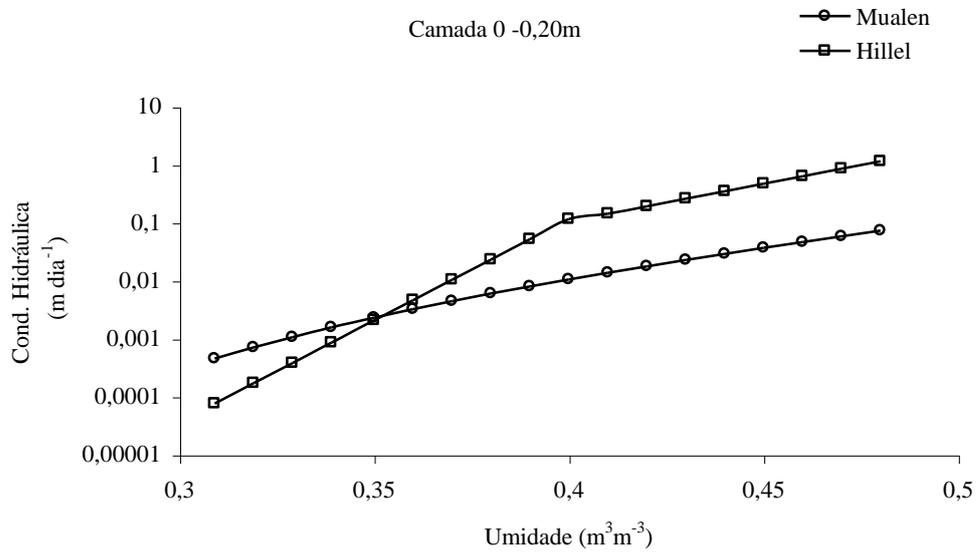
Analisando-se os resultados comparativamente entre as camadas observa-se que também neste caso a camada de 0,40-0,60 m ao indicar um menor tempo para atingir a capacidade de campo reflete a sua maior condutividade hidráulica. Adotando-se uma postura mais flexível na consideração do que é fluxo desprezível (maior valor para D) verifica-se que o tempo requerido (60 horas) encontra-se dentro dos valores indicados para solos mais permeáveis, entre 2 a 3 dias.

5.3 Comparação entre as metodologias de campo e laboratório

5.3.1 Condutividade hidráulica

A Figura 4 permite fazer uma análise comparativa entre os resultados das metodologias do perfil instantâneo (HILLEL et al., 1972) e de Mualem (1976).

A análise da Figura 4 evidencia que a condutividade hidráulica estimada a partir de dados obtidos pela metodologia do perfil instantâneo (1972) mostrou-se superior à estimada pela metodologia de Mualem (1976) no primeiro intervalo de umidade e com comportamento oposto no segundo intervalo. Outra diferença significativa está associada a amplitude de variação dos valores estimados. Para o caso da metodologia de Hillel et al. (1972) há uma variação no valor cerca de 14500 vezes (camada 0-0,20m) e já para Mualem (1976) esta variação é da ordem de 152. Aqui pode-se atribuir à metodologia de campo uma melhor performance, pois, reflete de forma clara e coerente o comportamento do solo.



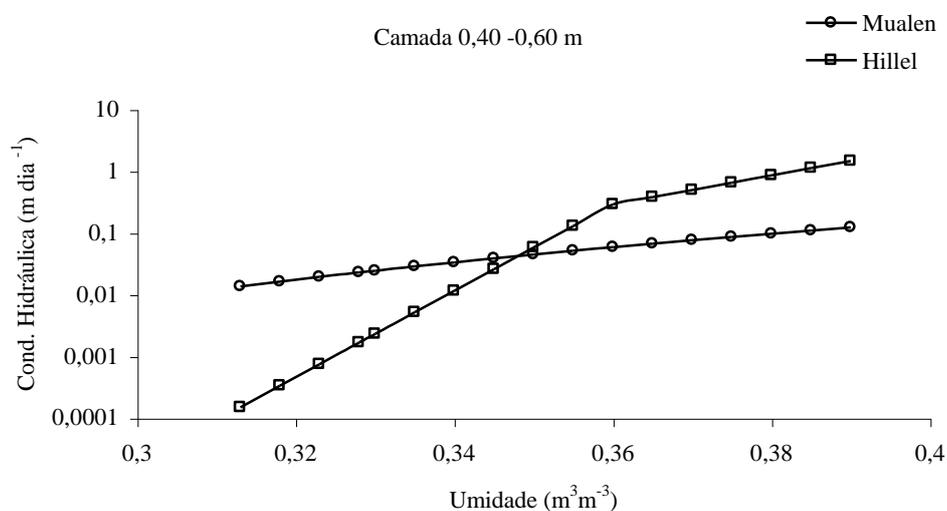


Figura 4 – Condutividade hidráulica não saturada em função da umidade, obtida a partir de dados oriundos de campo (Hillel et al., 1972) e laboratório (Mualem, 1976).

As funções geradas a partir da metodologia de Mualem (1976) têm inicialmente comportamento semelhante às geradas a partir da metodologia de Hillel et al. (1972), entretanto, o decaimento de $K(\theta)$ com a umidade ocorre de forma mais gradual. Esta constatação indica que apesar de ser baseada na distribuição dos tamanhos de poros, a metodologia de Mualem (1976) não mostra claramente a influência da geometria porosa no comportamento de $K(\theta)$. Este fato reforça a importância de determinações “in situ” desse parâmetro, uma vez que o método de Hillel et al. 1972 apresenta nitidamente uma variação acentuada de $K(\theta)$ com variação do teor de água no solo especialmente para umidades mais elevadas onde há predominância de macroporos.

Para valores de umidade próximos à capacidade de campo pode-se observar que a metodologia de Mualem (1976) apresenta maiores valores para a condutividade hidráulica, sendo que sua utilização no processo de balanço hídrico promoverá uma estimativa de maiores fluxos.

A Tabela 10 apresenta os limites inferiores e superiores da umidade na capacidade de campo e os respectivos potenciais matriciais gerados a partir dos dados obtidos “in situ” pelo método do perfil instantâneo (Umidade x Potencial Matricial). Apresenta ainda os valores estimados com base nos dados gerados em laboratório, considerando-se para tanto valores de potencial matricial de 1 ou 3,3 mca conforme freqüentemente indicado na literatura.

Para a condição de campo quando se considera os menores valores estimados para a umidade representativa da capacidade de campo, tem-se correspondentemente valores de potencial matricial de -2,08; -1,5 e -1,5 mca para as três camadas. Tomando-se o potencial matricial de -1,0 mca, em condições de laboratório, constata-se que os valores de umidade associados estão muito aquém daqueles observados em campo, e que a adoção desses terá conseqüências na capacidade de armazenamento de água no solo. Ressalta-se que o tempo de

monitoramento em campo (50 dias) foi suficientemente grande para embasar a definição dos valores representativos da umidade na capacidade de campo.

Tabela 10- Comparação dos valores de umidade e respectivo potencial matricial obtidos pelas metodologias de campo (perfil instantâneo) e de laboratório (curva característica)

Camada (m)	Campo		Laboratório			
	θ_{cc} ($m^3 m^{-3}$)	Ψ_m (mca)	θ_{cc} ($m^3 m^{-3}$)	Ψ_m (mca)	θ_{cc} ($m^3 m^{-3}$)	Ψ_m (mca)
0-0,20	0,3386	-0,993	0,29	-1,0	0,25	-3,3
	0,3118	-2,075				
0,20-0,40	0,3435	-0,795	0,24	-1,0	0,234	-3,3
	0,3248	-1,512				
0,40-0,60	0,3279	-0,529	0,25	-1,0	0,234	-3,3
	0,3145	-1,499				

6 CONCLUSÕES

A caracterização físico-hídrica do solo em condições de campo mostrou-se mais precisa e confiável em relação às determinações de laboratório, sendo as dimensões da área de trabalho e a preservação da estrutura do solo vantagens inerentes aos métodos de campo em relação aos laboratoriais.

A estimativa da condutividade hidráulica pela metodologia descrita em Hillel et al. (1972) mostrou-se mais consistente com atributos do solo, como a porosidade, mais coerente com as diferenças entre as camadas estudadas e mais representativa da realidade do que aquela baseada em análises laboratoriais.

Embora a metodologia de Mualem (1976) não apresente restrições quanto ao intervalo de umidade, a mesma não mostrou sensibilidade para registrar a influência da macroporosidade sobre a condutividade hidráulica do solo.

Neste trabalho, uma limitação do método de campo foi obter informações sobre o comportamento do solo nos instantes iniciais, próximo à saturação, por ser o mesmo bem estruturado e com elevada condutividade hidráulica, onde a redistribuição de água (drenagem interna) é muito intensa. Uma solução possível é o monitoramento do potencial matricial neste período inicial, desvinculado do monitoramento da umidade do solo.

A estimativa da umidade representativa da capacidade de campo “in situ” ratifica também a melhor performance do método em relação ao laboratorial.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CARVALHO, L. G. de, SAMPAIO, S. C.; SILVA, A. M. da. Determinação da condutividade hidráulica “in situ” de um latossolo roxo distrófico. **Engenharia Rural**, Piracicaba, v. 7, n. único, p.1-9, dez. 1996 a.

CARVALHO, L. G. de, SAMPAIO, S. C.; SILVA, A. M. da. Determinação da capacidade de campo “in situ” de um latossolo roxo distrófico. **Engenharia Rural**, Piracicaba, v. 7, n. único, p.33-39, dez. 1996 b.

DOURADO NETO, D.; et al. Programa para confecção da curva de retenção da água no solo utilizando o modelo de Van Genuchten. **Engenharia Rural**, Piracicaba, v. 1, n.2, p. 92-102, 1990.

EGUCHI, E. S. **Variabilidade espacial de atributos físico-hídricos de um solo hidromórfico no município de Lavras-MG**. 2001. 85f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola)-Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2001.

EMBRAPA –Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Centro Nacional de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). **Sistema Brasileiro de Classificação de solos**. Brasília: Embrapa Produção de Informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1999.412p.

HILLEL, D. **Solo e água: fenômenos e princípios físicos**. Porto Alegre: UFRGS. 1970. 231 p.

HILLEL, D.; KRENTOS, V. D.; STYLIANOU, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. **Soil Science**, Baltimore, v. 114, n. 5, p. 395-400, 1972.

KLUTE, A. The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soil. **Soil Science**, Baltimore, v. 113, n. 4, p 264-276, 1972.

LIBARDI, P. L. **Dinâmica da água no solo**. Piracicaba: Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, USP, 1999. 497 p.

MEDINA, B.F.; OLIVEIRA, R.C. Relações entre capacidade de campo determinada in situ e em laboratório em Latossolo Amarelo muito argiloso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, v.11, n.2. p.91-95, 1987.

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

RICHARDTS, L.A.; GARDNER, W.R.; OGATA, G. Physical processes determining water loss from soil. **Soil Science Society American Process**, v.20, n.3 p. 310-314, 1956.

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

VAN LIER, Q. de J. Índices de disponibilidade de água para as plantas. In: NOVAIS, R. F de et al. (Ed). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2000. p.95-106

VEIHMEYER, F. J.; HENDRICKSON, A.H. The moisture equivalent as a measure field capacity and wilting percentage of soils. **Soil Science**, Philadelphia, v.68, n.1 p.75-95, 1949.

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