

Avaliação das propriedades hidráulicas do solo por modelação inversa através dos dados obtidos pelo infiltrómetro de tensão e por métodos laboratoriais

Hydraulic properties estimated by numerical inversion of tension disc infiltrometer data and by laboratory methods

T.B. Ramos¹, M.C. Gonçalves¹, G. Jacinto², J.C. Martins¹ & F.P. Pires¹

RESUMO

A modelação inversa de dados da infiltração de água no solo, juntamente com os teores de água inicial (θ_i) e final do solo (θ_f), fornece uma estimativa da curva de retenção de água $\theta(h)$ e da curva da condutividade hidráulica no solo $K(h)$, permitindo determinar os parâmetros que definem as propriedades hidráulicas. Relativamente a 3 locais do Alentejo, com solos de textura mediana e grosseira, comparam-se $\theta(h)$ e $K(h)$ obtidas por modelação inversa a partir das leituras recolhidas no campo com testes de infiltração, com as determinadas por métodos laboratoriais. Os testes de infiltração foram realizados com infiltrómetros de tensão, com placas porosas de 20 cm de diâmetro, e a tensões de humidade de 0, 3, 6 e 15 cm, numa sequência descendente. Os parâmetros θ_i e θ_f foram determinadas por gravimetria. Os métodos laboratoriais utilizados foram as caixas de sucção, placas de pressão e evaporação, realizados em amostras de solo não perturbadas. O modelo

hidráulico escolhido para representar ambas as curvas foi o de Mualem-van Genuchten (M-vG), tendo as curvas $\theta(h)$ e $K(h)$ sido comparadas por regressão linear simples. As curvas $\theta(h)$ e respectivos parâmetros do modelo M-vG obtidos por modelação inversa mostram que os resultados são concordantes com os determinados pelos métodos laboratoriais, resultando em coeficientes de determinação (R^2) superiores a 0,9798 e coeficientes de regressão (b) próximos da bissetriz. Já nas curvas $K(h)$ observaram-se algumas diferenças entre os métodos, variando o R^2 entre 0,7772 e 0,9997 e o b entre 0,3865 e 3,6381.

ABSTRACT

Numerical inversion of cumulative infiltration data during transient water flow, complemented with initial (θ_i) and final water content data (θ_f) of the infiltration process, is a new tool to define soil water retention $\theta(h)$ and hydraulic conductivity $K(h)$

¹ Estação Agronómica Nacional, Quinta do Marquês, 2784-505 Oeiras, Portugal – Tel: (+351) 214 403 500 – Fax: (+351) 214 416 011 – E-mail: Tiago_Ramos@netcabo.pt; ² Universidade de Évora, Departamento de Matemática e CIMA-UE, Rua Romão, 59, 7000-671 Évora, Portugal – Tel: (+351) 266 745 370 – Fax: (+351) 266 745 393

curves and to estimate the unknown parameters in Mualem-Van Genuchten's model (M-vG) of the unsaturated soil hydraulic properties. In 3 different soils in Alentejo, with coarse to medium texture, $\theta(h)$ e $K(h)$ obtained from numerical inversion of tension infiltration data and from laboratory methods were compared. Field measurements were taken using a tension disc infiltrometer, with a diameter of 20 cm, with application of consecutive tensions of 0, 3, 6 and 15 cm, in a descendent sequence. θ_i e θ_f were determined by gravimetry. The laboratory methods used were suction tables with sand and kaolin, pressure plates and evaporation to measure hydraulic properties in undisturbed soil samples. $\theta(h)$ curves and respective parameters estimated by numerical inversion and from laboratory data reproduced closely, in such a way that determination coefficients (R^2) were always above 0.9798 and regression coefficients (b) close to the bissectriz. $K(h)$ curves showed more differences between both methods, with R^2 varying between 0.7772 and 0.9997 while b changed between 0.3865 and 3.6381.

INTRODUÇÃO

O avanço tecnológico verificado nas últimas épocas a nível informático tem permitido o desenvolvimento, a crescente utilização e o aperfeiçoamento de modelos matemáticos de circulação e/ou de balanço da água e de transporte de solutos no solo cada vez mais sofisticados e exigentes. Esses modelos são geralmente baseados na resolução numérica da equação de Richards que, por conter duas incógnitas (θ e h) numa única equação, requer previamente o conhecimento das características hidrodinâmicas do solo de modo a permitir a sua resolução.

Embora de uso relativamente simples,

muitos dos métodos laboratoriais existentes para determinação das propriedades hidráulicas (ex: Wind, 1968; Stakman, 1974; Silva *et al*, 1975; Arya *et al*, 1975; Bouma *et al.*, 1983) são morosos, dispendiosos, bastante trabalhosos e limitados ao tamanho das amostras colhidas para o efeito, restringindo a sua utilização na avaliação das propriedades hidráulicas do solo devido à heterogeneidade do meio. De facto, estas propriedades são afectadas pelas práticas culturais, fenómenos de expansão de argilas, dispersão de partículas, formação de crosta e pela concentração e composição iónica da solução de solo, provocando grande variabilidade espacial na determinação das características hidrodinâmicas do solo.

Compreende-se assim a utilidade de métodos de campo capazes de ultrapassar muitas das dificuldades decorrentes dos métodos laboratoriais. O infiltrometro de tensão tem-se destacado nos últimos anos por permitir estimar, directamente e no campo, a condutividade hidráulica para condições próximas da saturação ($h > -35$ cm) e indirectamente, caracterizar a porosidade do solo, quantificando a macroporosidade efectiva ou hidrologicamente activa e os diâmetros equivalentes dos macroporos (ex: Wilson & Luxmoore, 1988; Cameira *et al.*, 2002; Ramos *et al.*, 2006).

A equação que governa o movimento da água no solo é dada, no caso do infiltrometro de tensão, pela seguinte forma modificada da equação de Richards,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(rK \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (1),$$

onde θ é o teor de água no solo ($L^3 L^{-3}$), h é a pressão efectiva da água no solo (L), K é a condutividade hidráulica ($L T^{-1}$), r é a coordenada radial (L), z a coordenada vertical (L) (positiva no sentido ascendente; $z=0$ corresponde à superfície do solo) e t o tempo

(T). No caso do infiltrómetro de tensão, para se resolver numericamente a equação de Richards, é necessário ter em conta as seguintes condições iniciais e de fronteira (Warrick, 1992):

$$\theta(r, z, t) = \theta_i(z) \quad (2),$$

$$h(r, z, t) = h_i(z) \text{ para } t=0 \quad (3),$$

que definem o teor de água inicial (θ_i) e respectiva tensão (h_i) a que o solo se encontra no início do processo;

$$h(r, z, t) = h_0(t) \text{ para } 0 < r < r_0, z=0 \quad (4),$$

que define a tensão imposta (h_0) no solo, sob a placa porosa de raio máximo r_0 , pela coluna de água do infiltrómetro;

$$\frac{\partial h(r, z, t)}{\partial z} = -1 \text{ para } r > r_0, z=0 \quad (5),$$

que indica que fora do anel da placa porosa não há fluxo e o solo está sujeito à mesma tensão;

$$h(r, z, t) = h_i \text{ para } r^2 + z^2 = \infty \quad (6),$$

que assume que as zonas mais afastadas da placa, para baixo ou para os lados, não exercem qualquer influência no processo de infiltração.

Šimůnek & van Genuchten (1996) avançaram com uma metodologia que permite determinar indirectamente os parâmetros hidráulicos do solo por modelação inversa com base nos dados da infiltração obtidos pelo infiltrómetro de tensão e obter assim, a curva de retenção de água no solo, $\theta(h)$, e a curva da condutividade hidráulica, $K(h)$. Este método é baseado na construção de uma função, denominada função objectivo que se pretende minimizar, e que expressa o desvio entre os valores observados por amostragem e os estimados pelo sistema. Os valores dos parâmetros inicialmente estimados serão então actualizados sequencialmente e melhorados de modo a minimizar as diferenças até se obter a precisão pretendida. O método assenta ainda no facto do

processo de infiltração permitir caracterizar hidrodinamicamente o solo perto da saturação, uma vez que as taxas de infiltração integram as propriedades do meio poroso sob a placa porosa, incluindo a influência da heterogeneidade espacial; as diferenças na estrutura do solo e irregularidades texturais; os caminhos preferenciais; as distintas camadas existentes e a anisotropia do solo (Šimůnek *et al.*, 1999b).

Neste método inverso pressupõe-se que os erros de medição têm uma distribuição Normal multivariada, sendo as medições sucessivas (infiltração ao longo do tempo) dependentes entre si. Usualmente justifica-se a normalidade da distribuição, uma vez que, os erros de medição, ε , cometidos nas leituras com o infiltrómetro de tensão, que tanto podem ser por defeito como por excesso, formam uma variável aleatória, com média zero, distribuição simétrica e variância σ^2 . A matriz de covariâncias V resume assim qual a variabilidade de uma medição e a covariância existente entre medições.

O método da máxima verosimilhança é usado para estimar os parâmetros simultaneamente. A ideia base deste método consiste em seleccionar, entre todos os valores possíveis dos parâmetros populacionais, aqueles que tornem mais verosímil a ocorrência de uma amostra idêntica àquela que efectivamente se obteve (Guimarães & Cabral, 1997). Obtêm-se assim as estimativas de máxima verosimilhança (estimativas MV) dos parâmetros $\beta_1, \beta_2, \dots, \beta_m$ que tornam máxima a probabilidade de ocorrência de uma amostra idêntica àquela que efectivamente ocorreu. As estimativas MV serão então, neste caso, as estimativas dos parâmetros do modelo seleccionado para descrever as propriedades hidráulicas do solo, ou seja, por exemplo, os parâmetros $\theta_r, \theta_s, \alpha, \eta, \ell$ e K_s do modelo de Mualem-van Genuchten (van Genuchten, 1980).

A função objectiva, na sua forma simplificada (Šimůnek & van Genuchten, 1996), ou seja, (i) sem informação *a priori*, isto é, informação que exista sobre o ajustamento dos parâmetros antes de ser equacionado o problema inverso e (ii) admitindo que os erros não estão correlacionados, ou seja, a amostragem é bem feita tornando as sucessivas medições independentes [$cov(\varepsilon_i, \varepsilon_j) = 0$], é dada pela seguinte equação, que soluciona o problema inverso e permite estimar os parâmetros hidráulicos do solo:

$$\Phi(\beta) = \sum_{i=1}^n w_i [q_i^* - q_i(\beta)]^2 \quad (7),$$

onde w_j e $w_i = (1/n \sigma_{\varepsilon_i}^2)$ são os pesos de um determinado ponto medido no conjunto de todas as observações n , $q^* = \{q_1^*, q_2^*, \dots, q_n^*\}$ é o vector das observações realizadas (pressões efectivas h , teor de água θ e/ou a infiltração acumulada Q) e $q(\beta) = \{q_1, q_2, \dots, q_n\}$ é o correspondente vector com as previsões do modelo face à optimização dos parâmetros desconhecidos. A equação (7), no caso de vários conjuntos de medições (infiltração, humidade do solo, etc.) assume então a seguinte forma:

$$\Phi(\beta, q_m) = \sum_{j=1}^m \left(w_j \sum_{i=1}^{n_j} [q_j^*(t_i) - q_j(t_i, \beta)]^2 \right) \quad (8).$$

A minimização das diferenças, apesar de se tratar da optimização de uma função não linear, poderá assim ser resolvida pelo método dos mínimos quadrados ponderados.

A resolução de $\Phi(\beta)$, consiste num processo iterativo onde será necessário minimizar o somatório do quadrado dos erros. A minimização desse somatório, ou seja, da função, é resolvida, recorrendo ao método de optimização de funções não lineares de Levenberg-Marquardt.

Como principais vantagens da modelação inversa, enquanto formulada no contexto de

um problema de optimização de parâmetros, Durner *et al.* (1999) referem que muitas das limitações dos métodos clássicos são evitadas, uma vez que quer $\theta(h)$ quer $K(h)$ podem ser obtidas a partir de uma determinação, sem restrições específicas quanto ao tamanho da amostra, sem linearização da equação de Richards e com total liberdade de escolha do modelo de representação das características hidrodinâmicas do solo. Toda a informação disponível de uma experiência, tais como dados do teor de água, de potenciais mátricos, de infiltração acumulada e de medições independentes de pontos de $\theta(h)$ e $K(h)$ podem entrar na formulação da função objectiva.

Em contrapartida, as desvantagens deste método residem essencialmente no facto da avaliação da fiabilidade dos resultados não ser, algumas vezes, tão linear como para os métodos directos, uma vez que, o grau de precisão dos parâmetros estimados e dos intervalos de confiança, por exemplo, são prontamente obtidos nos métodos de medição directos, e menos facilmente nos de modelação inversa, que também estão dependentes do modelo seleccionado *a priori*. Além disso, torna-se obviamente mais complicado julgar o ajustamento do modelo funcional quando não existem pontos medidos, como é o caso deste método. Finalmente, o desempenho da função objectiva depende dos coeficientes de ponderação utilizados para toda a informação existente e, apesar da existência de algumas regras gerais, existe um amplo espaço para decisões subjectivas.

Este trabalho tem como objectivos principais testar e divulgar o método da modelação inversa proposto por Šimůnek & van Genuchten (1996), procedendo à caracterização hidrológica de algumas unidades-solos de Portugal.

MATERIAL E MÉTODOS

Os testes de infiltração tiveram lugar na Herdade do Monte de S. João, freguesia de Jungeiros, concelho de Aljustrel (Alentejo), integrada no perímetro de rega do Roxo. Procedeu-se ao reconhecimento e caracterização física e hidrodinâmica dos perfis dos solos de 3 locais experimentais correspondentes a áreas regadas por 3 rampas rotativas diferentes, onde decorreram os testes de infiltração. Neste trabalho porém, apenas serão apresentados os resultados das camadas superficiais de cada perfil estudado por serem os mais relevantes em relação aos testes de infiltração realizados.

Os três perfis incluem-se na família dos Solos Mediterrâneos Pardos Para-Hidromórficos (Pag), de acordo com Cardoso (1974), ou ao grupo dos Luvisolos Gleizados (LVgl), conforme a classificação da ISSS-ISRIC-FAO (1998). Foram colhidas amostras no estado natural, em cilindros de 100 cm³ e 630 cm³, utilizadas nas determinações laboratoriais das curvas de retenção de água $\theta(h)$, da condutividade hidráulica $K(h)$ e da massa volúmica aparente. Para a determinação de $\theta(h)$ foram utilizados os métodos das caixas de sucção (Stakman, 1974), das placas de pressão (Silva *et al.*, 1975) e da evaporação (Wind, 1968). Este último permite simultaneamente estimar também a curva $K(h)$, sendo a condutividade hidráulica saturada (K_s) obtida nas mesmas amostras utilizadas para o método da evaporação (volume de solo de cerca de 0,6 L), através do método da carga constante (Stolte, 1997). De entre os vários modelos hidráulicos disponíveis, foi escolhido o de Mualem-van Genuchten (M-vG) para representar as curvas $\theta(h)$ e $K(h)$. Os pontos laboratorialmente obtidos foram então ajustados simultaneamente e optimizados pelo programa RETC (van Genuchten *et al.*, 1991) para o modelo de M-vG:

$$\theta_e(h) = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \frac{1}{(1 + |\alpha h|^\eta)^{1-1/\eta}} \quad h < 0 \quad (9),$$

$$\theta(h) = \theta_s \quad h \geq 0$$

e

$$K(h) = K_s \frac{((1 + (\alpha h)^\eta)^{1-1/\eta} - (\alpha h)^{\eta-1})^2}{(1 + (\alpha h)^\eta)^{(1-1/\eta)(\ell+2)}} \quad h < 0 \quad (10),$$

$$K(h) = K_s \quad h \geq 0,$$

em que θ_e é o teor de água efectivo (cm³ cm⁻³), h é a pressão efectiva (cm de água), θ_r e θ_s são, respectivamente, os teores de água residual e na saturação, $K(h)$ é a condutividade hidráulica em solo insaturado (cm dia⁻¹), K_s é a condutividade hidráulica no estado saturado (cm dia⁻¹) e α , η e ℓ são parâmetros de ajustamento que definem a forma das curvas.

Foram ainda colhidas amostras no estado perturbado para avaliação textural, utilizando os limites da escala de Atterberg e seguindo a metodologia descrita em Silva *et al.* (1975). As principais características físicas e hidrodinâmicas dos perfis analisados encontram-se representadas no Quadro 1.

Os testes de infiltração foram realizados através de infiltrómetros de tensão. Foram realizados dois testes (designados de testes A e B) em cada solo, distanciados entre si em cerca de 1 m. Os infiltrómetros utilizados eram constituídos por: uma placa porosa com 20 cm de diâmetro, revestida com uma membrana de nylon de modo a garantir continuidade hidráulica com a superfície do solo; um sistema de Mariotte, constituído por um tubo de entrada de ar que regula as tensões a aplicar ao solo, através da placa porosa; e uma torre de armazenamento de água com capacidade suficiente para a realização dos testes, sem que fosse necessário interromper o processo de infiltração. Este tipo de infiltrómetro tem a vantagem de perturbar minimamente o solo, podendo ser determinada a infiltração de água, quando

QUADRO 1 – Principais características físicas e hidrodinâmicas das camadas superficiais dos solos onde decorreram os testes de infiltração.

Local	Pag 1	Pag 2	Pag 3
Prof. (cm)	0-33	0-45	0-25
Areia grossa (g kg ⁻¹)	546	246	277
Areia fina (g kg ⁻¹)	346	517	349
Limo (g kg ⁻¹)	66	130	129
Argila (g kg ⁻¹)	62	63	245
Textura	Ar. franca	Fr. arenosa	Fr. arg. ar.
Massa volúmica aparente (Mg m ⁻³)	1.66	1.83	1.62
Porosidade total (cm ³ cm ⁻³)	0.378	0.325	0.420
Teor de água a 10 kPa (cm ³ cm ⁻³)	0.285	0.265	0.337
Teor de água a 1500 kPa (cm ³ cm ⁻³)	0.096	0.113	0.178
K _s (cm d ⁻¹)	55.23	15.62	5.50
θ inicial (cm ³ cm ⁻³)	0.317	0.290	0.390
θ final (cm ³ cm ⁻³)	0.370	0.333	0.410

sujeita a várias tensões, no mesmo local. Foi utilizada uma fina camada de areia (de diâmetro entre 0.2 e 0.3 mm e K_s superior à do solo) para garantir a aderência da placa ao solo e uma folha fina de gaze sob a areia para evitar a obstrução dos poros do solo. A areia foi humedecida para estabelecer um melhor contacto entre a placa e a areia e evitar entradas de ar. Foi assegurado que a base do infiltrómetro e a placa porosa fossem colocadas ao mesmo nível, de modo que a tensão indicada pelo tubo de entrada de ar correspondesse à tensão aplicada pela placa porosa ao solo.

Os testes de infiltração foram realizados a tensões de humidade de 15, 6, 3 e 0 cm, numa sequência descendente (-15 para 0 cm). As leituras foram realizadas visualmente. O tempo decorrido até ter sido considerado que o equilíbrio fora atingido foi variável, diminuindo à medida que as tensões também decresceram. A Figura 1 mostra um exemplo de uma curva de infiltração acumulada obtida para o perfil Pag1.

Foram ainda recolhidas 3 amostras perturbadas em cada local, para determinação, por gravimetria, do teor de água no solo (Quadro 1). A humidade inicial do solo foi avaliada num local diferente do de onde se rea-

lizaram os testes de infiltração para não ocorrer perturbação do solo. Para isso, simulou-se a instalação do infiltrómetro, executando o mesmo tipo de procedimentos, nomeadamente o humedecimento da areia. A humidade final foi determinada sob a placa porosa, imediatamente após o final do processo de infiltração, para que não ocorresse subavaliação dos resultados.

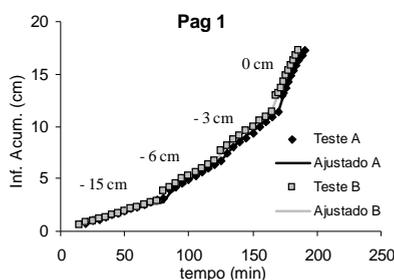


Figura 1 – Exemplo de uma curva da infiltração acumulada determinada às tensões de humidade 15, 6, 3 e 0 cm, obtidas numa sequência descendente, com o infiltrómetro de tensão, no perfil de solo Pag 1.

A função objectiva $\Phi(Q, \theta_i, \theta_f)$ foi definida a partir da infiltração de água no solo Q , a múltiplas tensões, e dos teores de água inicial θ_i e final θ_f do solo, segundo a metodo-

logia descrita em Šimůnek *et al.* (1998a; 1998b), tendo sido utilizado o *software* HYDRUS-2D (Šimůnek *et al.*, 1999a) para a minimização da função objectiva (Φ , eq. 8) pelo método de Levenberg-Marquardt. Os coeficientes de ponderação w_i de cada medição da infiltração em cada conjunto de tensões foram definidos como iguais à unidade uma vez que se desconhecem os erros de observação de cada medição. Utilizou-se o valor 10 para os coeficientes relativos à humidade final do solo, por se tratarem de valores únicos e isolados e portanto desproporcionais em relação aos dados da infiltração.

A comparação das curvas $\theta(h)$ e $K(h)$ obtidas por modelação inversa com o HYDRUS-2D e pelo RETC foi feita recorrendo à análise de regressão linear simples do tipo $y=bx$, correspondendo o x aos valores do HYDRUS-2D e o y aos valores obtidos com o RETC, e aos coeficientes de determinação (R^2) e de regressão (b).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

As curvas de retenção de água no solo e da condutividade hidráulica, obtidas por ajustamento dos dados laboratoriais com o programa RETC, e por modelação inversa, com o HYDRUS-2D, a partir dos dados de infiltração de água no solo às tensões de humidade 0, 3, 6 e 15 cm, encontram-se representadas na Figura 2. Os parâmetros do modelo de M-vG que definem essas curvas são apresentados no Quadro 2.

As curvas $\theta(h)$ apresentadas na Figura 2, determinadas por modelação inversa das funções objectivas $\Phi(Q, \theta_i, \theta_f)$, construídas com os dados de infiltração e os teores iniciais e finais de água no solo, resultaram numa boa concordância com as resultantes do ajustamento do RETC aos pontos determinados laboratorialmente. Relativamente

aos parâmetros de M-vG ($\theta_s, \theta_r, \alpha$ e η) que definem $\theta(h)$ (Quadro 2), pode-se também verificar a semelhança entre os valores obtidos por modelação inversa e no laboratório.

O teor de água de saturação θ_s ajustado pelo RETC mostrou-se, em todos os testes realizados, bastante próximo do valor de θ_s obtido por modelação inversa, que por sua vez é determinado a partir de θ_f medido no campo no final do processo de infiltração. Existe assim uma extrema dependência da determinação de θ_f no ajustamento da curva e identificação de θ_s , sendo que uma subavaliação de θ_f irá influenciar negativamente a curva. A profundidade de colheita da amostra de terra no final da experiência deverá, por isso, ser sempre inferior à frente de humedecimento, que nestes casos foi sempre superior a 10 cm, conforme as simulações obtidas com o HYDRUS-2D. Comparando θ_s obtido por modelação inversa com os valores da porosidade total do solo, constatou-se que os valores são também bastante próximos, apesar de, tal como Šimůnek *et al.* (1999b) referem, θ_s não responder exactamente à porosidade total do solo devido ao ar que fica aprisionado no solo e/ou dissolvido na água.

O teor de água residual θ_r , apresentou algumas diferenças em relação aos métodos laboratoriais, onde o melhor ajustamento da função M-vG conduziu muitas vezes a um valor nulo do parâmetro. Por outro lado, na modelação inversa, este parâmetro é o mais difícil de estimar, uma vez que, para além de depender do processo de infiltração, é também função do valor de θ_i medido, sendo este por sua vez obtido num local diferente, embora próximo, de onde o processo de infiltração tem lugar. Apesar dos θ_r nos testes de infiltração serem coincidentes, com excepção do teste B realizado no solo Pag 3 que teve de ser considerado como zero para melhor ajustamento da curva, as curvas $\theta(h)$ afastaram-se ligeiramente da obtida pelo

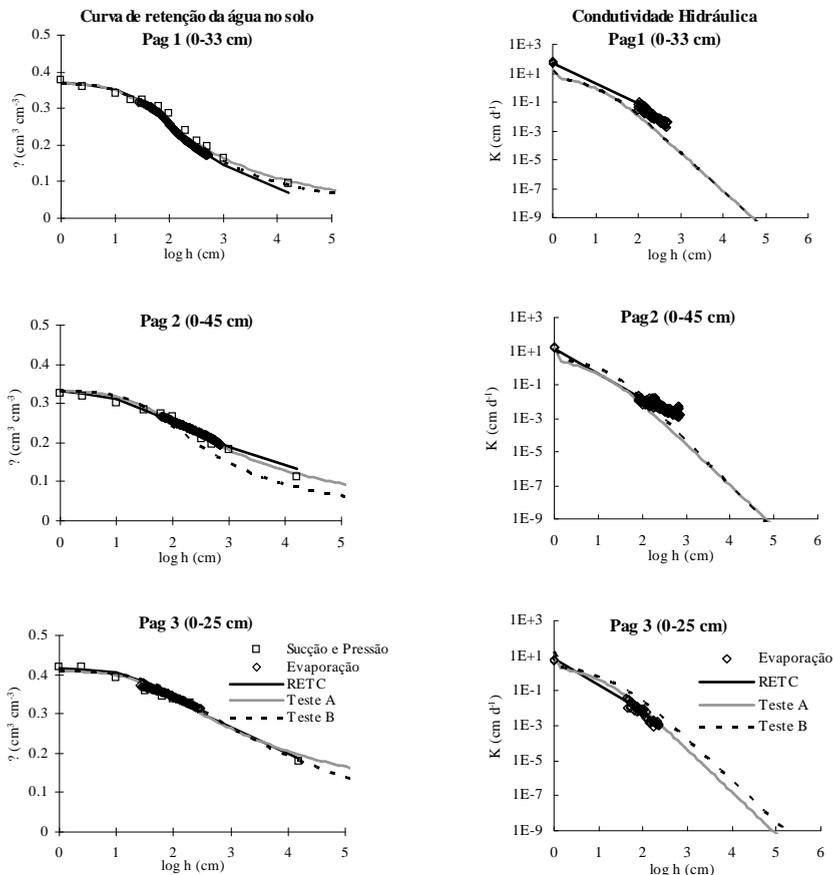


Figura 2 – Curvas $\theta(h)$ e $K(h)$ obtidas por modelação inversa (testes A e B) e por ajustamento ao modelo M-vG dos pontos determinados laboratorialmente, para as camadas superficiais dos perfis de solo Pag1, Pag2 e Pag3 e locais de realização dos testes de infiltração.

QUADRO 2 – Parâmetros do modelo M-vG obtidos a partir do ajustamento dos dados resultantes dos métodos laboratoriais, com o programa RETC, e obtidos a partir dos testes de infiltração, por modelação inversa, com o programa HYDRUS-2D (testes A e B).

Parâmetros M-vG	Pag 1			Pag 2			Pag 3		
	Lab.	Teste A	Teste B	Lab.	Teste A	Teste B	Lab.	Teste A	Teste B
θ_r (cm ³ cm ⁻³)	0.0000	0.0399	0.0343	0.0000	0.0278	0.0286	0.0586	0.0820	0.0000
θ_s (cm ³ cm ⁻³)	0.3701	0.3700	0.3700	0.3310	0.3329	0.3330	0.4165	0.4102	0.4095
α (cm ⁻¹)	0.0351	0.0462	0.0439	0.0818	0.0486	0.0333	0.0348	0.0366	0.0233
η	1.2645	1.2549	1.2724	1.1266	1.1783	1.266	1.1621	1.1662	1.1379
ℓ	0.000	0.143	0.155	-8.637	0.810	0.012	0.000	8.227	3.082
K_s (cm d ⁻¹)	53.4	17.3	15.1	13.9	16.0	10.7	6.2	12.3	16.1

RETC, para teores de água mais baixos, isto é, inferiores a 1500 KPa. O problema da dependência de uma boa estimativa de θ_i irá ser abordado mais adiante.

Os parâmetros α e η que definem a forma de ajustamento da curva $\theta(h)$, estimados por modelação inversa, são também correspondentes com os obtidos a partir dos métodos laboratoriais. É preciso ter em consideração que, tal como referem

Šimůnek & van Genuchten (1996), as determinações com o infiltrómetro de tensão são, em geral, um processo de humedecimento do solo e portanto as equações do modelo de M-vG obtidas, e respectivos parâmetros, deverão representar a fase de humedecimento do solo, num processo de histerese, enquanto que no laboratório, as metodologias são baseadas num processo de secagem.

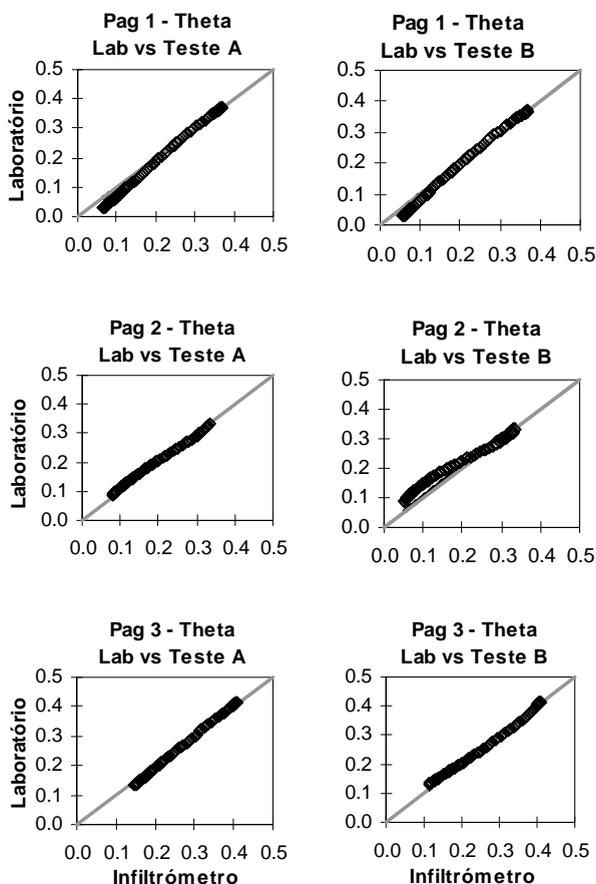


Figura 3 – Rectas de regressão entre as curvas $\theta(h)$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) obtidas por modelação inversa (testes A e B) e pelo RETC resultantes do ajustamento ao modelo M-vG dos pontos determinados laboratorialmente, para as camadas superficiais dos perfis de solo Pag1, Pag2 e Pag3.

QUADRO 3 – Coeficientes de determinação (R^2) e de regressão (b) obtidos por regressão linear simples das curvas resultantes dos parâmetros obtidos por modelação inversa dos dados de infiltração (Teste A e B) e dos obtidos pelo RETC a partir do ajustamento dos dados laboratoriais (Lab).

Local	Theta – $\theta(h)$				$K(h)$			
	Lab vs Teste A		Lab vs Teste B		Lab vs Teste A		Lab vs Teste B	
	R^2	b	R^2	b	R^2	b	R^2	b
Pag1	0,9905	0,9691	0,9957	0,9878	0,9891	3,2697	0,9975	3,6381
Pag2	0,9985	1,0047	0,9798	1,0513	0,9734	0,8263	0,7772	0,9350
Pag3	0,9993	1,0000	0,9992	1,0032	0,9990	0,5073	0,9997	0,3865

O ajustamento entre as curvas $K(h)$, estimadas por modelação inversa e no laboratório em amostras não perturbadas, foi inferior ao de $\theta(h)$, embora a correspondência seja apenas válida para tensões até próximo dos 100 KPa, limite inferior do método da evaporação. O valor de K_s é de facto um parâmetro difícil de ajustar devido às restrições das medições laboratoriais (amostras não perturbadas e confinadas em cilindros com 10 cm de diâmetro, pouco representativas do solo no estado natural) e à sua grande variação espacial e temporal. Apesar disso, de um modo geral, os valores obtidos são aceitáveis, encontrando-se na mesma escala de grandeza. A maior discrepância observada foi no caso do solo Pag1 em que as determinações laboratoriais deram origem a um valor superior (53,4 cm d⁻¹) relativamente aos testes de infiltração (17,3 e 15,1 cm d⁻¹). O parâmetro ℓ estimado por modelação inversa apresentou diferenças em relação aos métodos laboratoriais embora o efeito desta variação não tenha grande significado na curva $K(h)$.

Os resultados da análise de regressão entre os valores medidos laboratorialmente e os da modelação inversa, para $\theta(h)$ e $K(h)$, podem ser observados nas Figura 3 e 4, respectivamente. No Quadro 3 apresentam-se os coeficientes de determinação (R^2) e de regressão (b) obtidos.

No caso de $\theta(h)$, os coeficientes de determinação (R^2) obtidos foram superiores

res a 0.9798 e os coeficientes de regressão (b) variaram entre 0.9691 e 1.0047, muito próximos da bissectriz ($b=1.0$). Dada a proximidade dos resultados à bissectriz, pode-se assim afirmar que, para $\theta(h)$, os resultados obtidos por modelação inversa terão correspondido aos obtidos pelos métodos laboratoriais utilizados.

No caso de $K(h)$, os valores de R^2 variaram entre 0,7772 e 0,9997, sendo o valor mais baixo encontrado referente ao teste B realizado no solo Pag 2. Os valores de b , que variaram entre 0,3865 e 3,6381, afastaram-se na maior parte dos casos da bissectriz, conforme os valores de K_s medidos foram, respectivamente, inferiores ou superiores aos estimados por modelação inversa. Essas divergências deveram-se ao peso de K_s na regressão e às diferenças encontradas entre os valores medidos pelos diferentes métodos. As repetições entre os testes de infiltração (testes A e B) apresentaram valores semelhantes de b , mostrando divergências entre os métodos, mas não entre repetições.

A concordância das curvas hidrodinâmicas do solo obtidas no campo com as obtidas no laboratório é, como se referiu atrás, fortemente afectada pela determinação de θ_i . Esta avaliação inicial ocorre numa zona diferente daquela onde decorre o processo de infiltração para não perturbar o solo, pelo que é provável a obtenção de algumas disparidades de valores devido à grande heterogeneidade do solo. Os testes realizados no

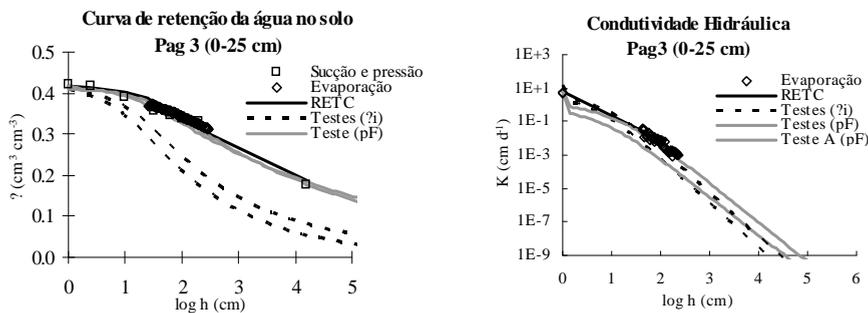


Figura 5 – Influência da subavaliação da humidade do solo na determinação das curvas hidrodinâmicas do solo [testes (θ_i)] e sua correcção através da inclusão dos teores de água correspondentes a 10 kPa e a 1500 kPa [testes (pF)] na função objectiva.

solo Pag 3 revelaram-se um bom exemplo desta situação, uma vez que, uma das amostras recolhida para estimar θ_i apresentou um valor de $0,3058 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ muito inferior à média das outras duas amostragens ($0,39 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), pelo que aquele valor acabou por não ser considerado nos cálculos que deram origem às curvas da Figura 2. Na Figura 5 estão representadas as curvas hidráulicas do solo para Pag3 (0-25 cm), determinadas caso o valor de $0,3058 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ [testes (θ_i)] tivesse sido considerado, em alternativa a $0,39 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

Da análise da Figura 5 facilmente se pode constatar que um θ_i mais baixo influenciaria fortemente a forma das curvas, devido principalmente ao aumento do parâmetros α que assume agora, no caso do teste A, o valor 0,1217. O parâmetro θ_r , também seria afectado, com redução do seu valor para próximo de zero. Os parâmetros θ_s (apenas influenciado por θ_j) e K_s não seria afectados.

A modelação inversa permite contudo corrigir estas curvas, introduzindo informação adicional de que se disponha na função objectiva. Na Figura 5 estão representadas também as curvas hidrodinâmicas resultantes da introdução dos teores de água a 10

kPa e 1500 kPa [testes (pF)], seguindo a recomendação de Schwartz & Evett (2003), juntamente com os dados da infiltração e da humidade do solo. Com a introdução de mais estes dois pontos da curva $\theta(h)$, o formato da curva ficou automaticamente semelhante ao da obtida pelos métodos laboratoriais, independentemente do valor de θ_i utilizado. A curva $K(h)$ sofreu alterações menores, embora os valores de K_s , tenham sido reduzidos para valores próximos dos medidos laboratorialmente (6 e 8 cm d^{-1}).

CONCLUSÕES

Nos três solos analisados, as curvas de retenção de água no solo obtidas por modelação inversa mostraram um bom ajustamento com as determinadas por métodos laboratoriais, resultando em coeficientes de determinação (R^2) superiores a 0,9798 e os coeficientes de regressão (b) próximos da bissectriz. Já nas curvas da condutividade hidráulica observaram-se diferenças nos resultados, variando os R^2 entre 0,7772 e 0,9997 e b entre 0,3865 e 3,6381 verificando-se uma divergência entre os métodos.

A modelação inversa apresenta-se assim

como um método expedito e alternativo para determinação da curva de retenção de água no solo em condições de campo. Para tal apenas são necessários dados da infiltração acumulada da água no solo em função do tempo, obtidos a múltiplas tensões pelo infiltrómetro de tensão e determinações da humidade inicial e final do solo durante o processo de infiltração. O programa HYDRUS-2D, ou em alternativa o programa DISC (Šimůnek *et al.*, 2000) ou outro programa capaz de resolver rapidamente o complicado processo de cálculo, também é essencial para a determinação das curvas.

A principal limitação deste método consistiu na sua extrema dependência aos valores de teor de água medidos no campo, no início e no final do processo de infiltração. A introdução dos teores de água a 10 kPa e a 1500 kPa na função objectiva, ainda que tenha exigido mais medições e mais esforço e equipamento, permitiu ultrapassar o problema do teor de água inicial e confirmar o andamento da curva $\theta(h)$. Permiteu ainda, no caso dos solos estudados, melhorar a simulação da curva $K(h)$, ao aproximar os valores de K_s obtidos por modelação inversa aos medidos laboratorialmente.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi realizado e financiado no âmbito dos projectos PEDIZA II 1462.1 e AGRO 14.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arya, L. M.; Farrel, D. A & Blake, G. R., 1975. A field study of soil water depletion patterns in presence of growing soybean roots. I. Determination of hydraulic properties of the soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **45**: 1023-1030.
- Bouma, J.; Belmans, C.; Dekker, L. W. & Jeurissen, W. J. M. 1983. Assessing the suitability of soils with macropores for subsurface liquid waste disposal. *J. Environ. Qual.*, **12**, 305-311.
- Cameira, M. R.; Fernando, R. M. & Pereira, L. S., 2002. Soil macropore dynamics affected by tillage and irrigation for a silty loam alluvial soil in southern Portugal. *Soil Till. Res.* **70**: 131-140.
- Cardoso, J.C., 1974. A classificação de solos de Portugal. *Boletim de Solos do S.R.O.A.*, **17**:14-46. Lisboa.
- Durner, W.; Schultze, B. & Zurmühl, T., 1999. State-of-the-art in inverse modeling of inflow / outflow experiments. in van Genuchten, M. Th.; F. J. Leij, & L. Wu (eds.) *Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*, pp 661-681, University of California, Riverside, CA.
- Guimarães, R. C. & Cabral, J. S., 1997. *Estatística*. Faculdade de Engenharia do Porto, McGraw-Hill, Porto.
- ISSS-ISRIC-FAO, 1998. *World Reference Base For Soil Resources*. World Soil Resources Report **84**. FAO, Rome, Italy.
- Schwartz, R. C. & Evett, S. R., 2003. Conjunctive use of tension infiltrometry and Time Domain Reflectometry for inverse estimation of soil hydraulic properties. *Vadose Zone J.*, **2**: 530-538.
- Silva, A. A.; Alvim, A. J. S. & Santos, M. J., 1975. Métodos de análise de solos, plantas e água. *Pedologia*, **10** (3).
- Šimůnek, J. & van Genuchten, M. Th., 1996. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from tension disc infiltrometer data by numerical inversion. *Water Resour. Res.*, **32**(9): 2683-2696.
- Šimůnek, J.; Angulo-Jaramillo, R.; Schaap, M. G.; Vandervaere, J.-P. & van Genuchten, M. Th., 1998a. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension

- disc infiltrometer data. *Geoderma*, **86(1-2)**: 61-81.
- Šimůnek, J.; Wang, D.; Shouse, P. J. & van Genuchten, M. Th., 1998b. Analysis of a field tension disc infiltrometer data by parameter estimation. *Int. Agrophysics*, **12**: 167-180.
- Šimůnek, J.; Huang, K.; Sejna, M. & van Genuchten, M. Th., 1999a. *The HYDRUS-2D Software Package for Simulating Two-Dimensional Movement of Water, Heat and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media*. Version 2.0. IGWMC-TPS-53, Int. Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, CO., pp 251.
- Šimůnek, J.; Wendroth, O. & van Genuchten, M. Th., 1999b. Estimating unsaturated soil hydraulic properties from laboratory tension disc infiltrometer experiments. *Water Resour. Res.*, **35(10)**: 2965-2979.
- Šimůnek, J.; van Genuchten, M. Th. & Sejna, M., 2000. The DISC computer software for analyzing tension disc infiltrometer data by parameter estimation. Version 1.0, *Research Report* No. 145, U.S. Salinity Laboratory, USDA, ARS, Riverside, CA, pp 24.
- Stakman, W. P., 1974. Measuring soil moisture. In: *Drainage Principles and Applications*. Int. Inst. Ld. Reclam., **16(3)**: 221-251, Wageningen.
- Stolte, J., 1997. Determination of the saturated hydraulic conductivity using the constant head method. In J. Stolte (ed.). *Manual for soil physical measurements*. Technical document 37, DLO Winand Staring Centre, Wageningen.
- Ramos, T. B.; Gonçalves, M. C.; Martins, J. C.; Van Genuchten, M. Th. & Pires, F. P., 2006. Estimation of soil hydraulic properties from numerical inversion of tension disk infiltrometer data. *Vadose Zone J.* 5: 684-696.
- Van Genuchten, M. Th., 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44**: 892-898.
- Van Genuchten, M. Th.; Leij, F. J. & Yates, S. R., 1991. *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. Environmental Protection Agency, United States.
- Warrick, A. W., 1992. Model for disc infiltrometers. *Water Resour. Res.*, **28(5)**: 1319-1327.
- Wilson, G. V. & Luxmoore, R. J., 1988. Infiltration, macroporosity and mesoporosity distributions of two forested watersheds. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **52**: 329-335.
- Wind, G. P., 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: P. E. Rijtema & H. Wassink (eds.). *Water in the unsaturated zone*. Proceed. Wageningen. Symposium, IASH/AIHS – UNESCO, vol. I: 181 – 191.