



# Método alternativo para determinar a condutividade hidráulica em solo irrigado com águas residuárias

Roberta A. B. Gonçalves<sup>1</sup>; Marcos V. Folegatti<sup>1</sup>; Thomas V. Gloaguen<sup>2</sup>;  
Paulo L. Libardi<sup>3</sup>; Célia R. Montes<sup>4</sup> & Yves Lucas<sup>5</sup>

<sup>1</sup> ESALQ/DER, USP, Av. Pádua Dias, 11, CP9, CEP 13418-900, Piracicaba, Brazil. Fone: (19)34294217. Fax: (19)34294165.  
E-mail: bruschi@esalq.usp.br, mvfolega@esalq.usp.br

<sup>2</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP), Rua do Lago, 562, CEP 05508-900, São Paulo (SP),  
Brazil. Fone: (19)34294057. Fax: (19)34294469. E-mail: gloaguen@usp.br

<sup>3</sup> Solos e Nutrição de Plantas, ESALQ-USP. Fone: (19)34294171. Fax: (19)34345354. E-mail: pllibard@usp.br

<sup>4</sup> Núcleo de Pesquisa em Geoquímica e Geofísica da Litosfera, ESALQ-USP. Fone: (19)34294171. Fax: (19)34345354.  
E-mail: crmlauar@usp.br

<sup>5</sup> Processus de Transfert et d'Echange dans l'Environnement (PROTEE), Université du Sud, Toulon-Var (USTV), BP20132,  
83957 La Garde, France. Fone: +33494142168. Fax: +33494142057. E-mail: lucas@univ-tln.fr

Protocolo 6

**Resumo:** Pelo método de campo do perfil instantâneo, somente se conseguem fazer medidas de condutividade numa faixa de umidade relativamente elevada, entre a condição de saturação e a capacidade de campo, pois o processo muito lento de redistribuição, em níveis inferiores de umidade, é dificilmente detectado. Em solos sódicos, a infiltração e a drenagem interna podem ser prejudicadas pelo sódio, dificultando a aplicação do método de campo. Experimentos baseados na evaporação podem ser realizados para se obter valores de condutividade hidráulica em níveis menores de umidade, eliminando também o problema da infiltração. Sendo assim, o objetivo deste trabalho foi avaliar o sistema de determinação de condutividade hidráulica não saturada, em laboratório Wind, comparando-o ao método do perfil instantâneo em campo, num solo irrigado com água residuária rica em sódio. Os resultados demonstraram que o método de determinação de  $K(\theta)$  em laboratório, através do sistema Wind, baseado na evaporação do solo, além de ser mais robusto e preciso, mostrou-se mais adaptado a solos irrigados com águas sódicas do que o método do perfil instantâneo baseado na drenagem.

**Palavras-chave:** Método Wind, método do perfil instantâneo, sodicidade do solo.

## Alternative method for determination of hydraulic conductivity in soils with irrigated wastewater

**Abstract:** The determination of hydraulic conductivity by instant profile method provides conductivity values only for a high water contents range, between saturation and field capacity conditions, because the very slow process of water redistribution in lower water content usually can not be detected. In sodic soils, sodium can reduce infiltration and free percolation, and complicate the use of this field method. Experiments based on evaporation can be performed to obtain hydraulic conductivity values in lower water content, avoiding the problem of infiltration. The objective of this study was to evaluate the Wind laboratory system for determination of hydraulic conductivity, in comparison with the field instant profile method, in soils irrigated by sodium-rich wastewater. The results show that the determination of  $K(\theta)$  by Wind system based on evaporation was more consistent and more accurate, and more adapted for soils irrigated with sodic water than field method based on percolation.

**Keywords:** Wind method, instant profile method, soil sodicity

## INTRODUÇÃO

Bacchi et al. (1991) comentam que, após os trabalhos de Richards, em 1931, vários métodos foram desenvolvidos, em laboratório e em campo, para a determinação da condutividade hidráulica, em solo não saturado, e que a maioria deles se baseia, em última análise, em soluções da equação de Richards. O método de campo do perfil instantâneo possui limitações em algumas circunstâncias. Um problema, mencionado por Baker et al. (1974) e Paige e Hillel (1993), consiste na dificuldade da drenagem interna quando se encontra água subterrânea relativamente próxima a superfície; além disso, os autores relataram que a redistribuição de água não é uniforme em perfis de solos heterogêneos, pois a presença de camadas menos permeáveis impede o fluxo de água ou permite o seu fluxo lateralmente.

No caso de solos irrigados com águas salinas e sódicas, já é conhecido que o sódio tem um efeito prejudicial nas propriedades hidrodinâmicas do solo. Cook et al. (1997) mostraram uma diminuição da taxa de infiltração e da drenagem, após 32 meses de irrigação. Jnad et al. (2001) observaram aumento da capacidade de retenção de água no solo. De maneira geral, vários autores já relataram decréscimo da condutividade hidráulica, em solos irrigados com água salinas (Bagarello et al., 2005; Frenkel et al., 1978; Halliwell et al., 2001) ou com efluente (Jnad et al., 2001; Magesan et al., 1999; Meener et al., 2001). Portanto, esses fenômenos podem dificultar a determinação de  $K(\theta)$  no campo, uma vez que os métodos empregados são, geralmente, baseados na drenagem da água.

Wind (1968) desenvolveu um método simples para determinar as propriedades hidráulicas de amostras do solo não deformado, no laboratório, em condições de evaporação. O próprio princípio do método elimina quaisquer problemas relacionados à infiltração e à drenagem da água no solo. Tamari et al. (1993) ressaltam que os valores das propriedades hidráulicas, determinadas com este método, estão de acordo com aqueles obtidos com um método de referência no campo que requeresse os perfis de umidade e gradientes de potencial total. Bruckler et al. (2002), num experimento de adaptação do método Wind para condições de infiltração, concluíram que, assim como nas condições de evaporação, a variância da condutividade hidráulica estimada aumenta com a umidade, devido à diminuição dos gradientes de potencial.

Tendo em vista o exposto, o objetivo deste trabalho foi avaliar o método Wind de determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado, em amostras, no laboratório, provenientes de parcelas de campo, irrigadas com água de abastecimento e água de lagoas de estabilização, comparando-o com o método do perfil instantâneo, em campo, sob as mesmas condições de irrigação.

## MATERIAL E MÉTODOS

O campo experimental situa-se no município de Lins, SP (49°50'W; 22°21'S) e está situado próximo a um sistema de lagoas de estabilização, as quais fornecem o efluente a ser aplicado nas culturas. O clima da região é caracterizado como mesotérmico de inverno seco, segundo a classificação de

Koppen. A temperatura média varia entre 18 °C e 22 °C, a precipitação anual entre 1100 e 1300 mm e o solo da área é classificado como latossolo vermelho distrófico típico.

Para avaliar o sistema de determinação de condutividade hidráulica do solo não saturado Wind e compará-lo com método de campo (perfil instantâneo), foram selecionadas três parcelas. A primeira, apenas com grama, não sofreu quaisquer tipos de cultivo e irrigação (parcela Testemunha). Suas propriedades físicas e hídricas foram consideradas como referência para comparação com os outros sistemas. As outras duas áreas foram cultivadas com milho e girassol, alternadamente durante 2 anos (4 ciclos), sendo uma delas irrigada com efluente (parcela Efluente) e a outra com água de abastecimento sódica (parcela Água). A concentração de sódio, nas duas águas, foi de, aproximadamente, 120 mg L<sup>-1</sup>. Foram abertas trincheiras e coletadas 2 amostras em cada uma das três parcelas, apenas nas profundidades 0,125 e 0,375 m.

Os cilindros utilizados para a coleta tinham, aproximadamente, 0,15m de diâmetro, 0,07 m de altura e 6 furos de 4 mm de diâmetro ao longo de sua altura.

Antes da análise no laboratório, os cilindros foram colocados para saturar por capilaridade, durante 24 horas. O dispositivo de medida do potencial de água destinado ao funcionamento do método Wind foi constituído de um conjunto de seis microtensiômetros. Cada um dos microtensiômetros foi formado por uma cerâmica porosa (0,02 m de comprimento e 0,0022 m de diâmetro), ligada a um sensor de pressão por meio de um tubo em nylon. O cilindro de solo foi colocado sobre uma placa de PVC e vedado com pasta silicone. O cilindro foi, então, disposto sobre a caixa de sensores e o conjunto foi colocado sobre uma balança de precisão. Introduziu-se, em seguida, a cerâmica porosa e o capilar em 6 alturas diferentes do cilindro. Os sensores de pressão foram conectados a um multiplexador AM16, associado a uma central de aquisição de dados CR10X. O sistema todo foi ligado ao computador. O software LoggerNet foi utilizado para controle da aquisição dos dados, tendo sido programado para registrar os sinais dos sensores e da balança a cada 20 minutos. Após a parte experimental de laboratório, os dados foram tratados pelo programa ESPAS.

No campo, foram realizados três experimentos de determinação das funções  $K(\theta)$  nas três parcelas Testemunha, Efluente e Água. Aplicou-se o método do perfil instantâneo. Ao mesmo tempo, foram coletadas amostras de solo indeformadas, em cada profundidade (3 repetições), para determinação das curvas de retenção da água no solo em laboratório, que foram ajustadas ao modelo de van Genuchten (1980). Utilizou-se do método de Hillel et al. (1972) para a determinação das equações de condutividade hidráulica em função da umidade,  $K(\theta)$ .

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Figura 1 estão resumidas as principais curvas otimizadas e fornecidas pelo software ESPAS. Esses resultados correspondem à análise da amostra da parcela Efluente, profundidade 0,375 m. O primeiro gráfico (A) da Figura 1 mostra os valores brutos de potencial mátrico para os seis

microtensiômetros com o tempo. Pode-se observar a regularidade e continuidade dos dados ao longo da secagem da amostra. Isso ilustra uma das principais vantagens da determinação de  $K(\theta)$ , em laboratório, em comparação à determinação no campo, decorrente do controle das condições de operação e dos fatores externos. No campo, a irregularidade dos dados pode ser causada por mudança de temperatura, fluxos preferenciais, ligeira evaporação, fauna do solo, etc. Outra grande vantagem da determinação de  $K(\theta)$ , em laboratório, é o número de medidas, muito superior em relação a outros métodos. As curvas dos gráficos foram construídas com valores de potencial mátrico ( $h$ ), variando de 266 a 621, dependendo da velocidade de secagem da amostra. A única filtragem dos dados consiste, geralmente, em eliminar os valores após entrada de ar no sistema, em geral, quando  $h > 9$  m.c.a, visualizado pela quebra da curva no gráfico da Figura 1A, nos tensiômetros 1 e 2, (os valores de  $h$  passaram de -9 a 0 m).

A segunda parte do tratamento é a escolha dos modelos: (i) da distribuição da umidade no perfil do solo  $\theta(z)$ , modelo de Van Genuchten (1980) ou modelo polinomial e, (ii) das curvas  $K(\theta)$  e  $K(h)$ , modelo de Mualem-Van Genuchten ou modelo de Gardner. Os gráficos B e C da Figura 1 e A e B da Figura 2 correspondem aos resultados após o processamento dos dados pelos algoritmos do programa ESPAS. Eles apresentam os valores teóricos (calculados) e os valores reais (medidos) das funções hidráulicas  $h(\theta)$ ,  $K(\theta)$  e  $K(h)$ . De uma maneira geral, os valores de  $\theta$  se ajustaram bem à equação de Van Genuchten, com  $r^2$  entre  $\theta_{teórica}$  e  $\theta_{medida}$  de 0,999 para as 6 amostras. Contudo, para se obter resultados mais próximos da realidade, os valores de  $\theta_{sat}$  foram fixados antes do processamento. A curva de retenção está apresentada no gráfico 1C.

O ajuste das curvas  $K(\theta)$  e  $K(h)$  é mais delicado, devido à sensibilidade da condutividade hidráulica aos pequenos erros de medidas do potencial mátrico, pelos sensores de pressão, característica esta ressaltada por Tamari et al. (1993). A dispersão dos valores de  $K$  aumenta quando o cálculo é baseado em gradientes de potencial “fracos”, o que ocorre no início e final do experimento, ( $\Delta h_2 < \Delta h_1$ , figura 1A).

A diminuição de  $h$  com o tempo foi mais rápida nas amostras Água e Efluente do que na amostra Testemunha; isso significa maior efeito de capilaridade nas primeiras, o que pode ser atribuído a uma porosidade mais fina. Observou-se, também, uma quebra na inclinação das curvas, sugerindo uma mudança abrupta de porosidade no solo estudado. Esta quebra ocorre em potenciais menores nas amostras das parcelas Água e Efluente (em torno de -1 m.c.a.) do que na Testemunha, em torno de -3 a -4 m.c.a.

A escolha dos modelos foi baseada nos valores do coeficiente de ajuste das curvas  $\theta_{teórica} = \theta_{medida}$ ,  $K(\theta)_{teórica} = K(\theta)_{medida}$  e  $K(h)_{teórica} = K(h)_{medida}$ . O modelo de Mualem-Van Genuchten mostrou-se o mais apropriado, as equações sendo baseadas em realidades físicas, tais como, forma de distribuição de tamanho de poros e tortuosidade. Com relação à distribuição da umidade no perfil do solo, observou-se que a curva polinomial forneceu resultados melhores do que a aproximação de  $\theta(z)$  pela equação de Van Genuchten, o que foi confirmado para todas as amostras.

Os resíduos do modelo ( $K(\theta)_{teórica} - K(\theta)_{medida}$ ) sempre foram menores do que  $5 \cdot 10^{-4} \text{ m.h}^{-1}$ . Ocorreu um aumento dos resíduos

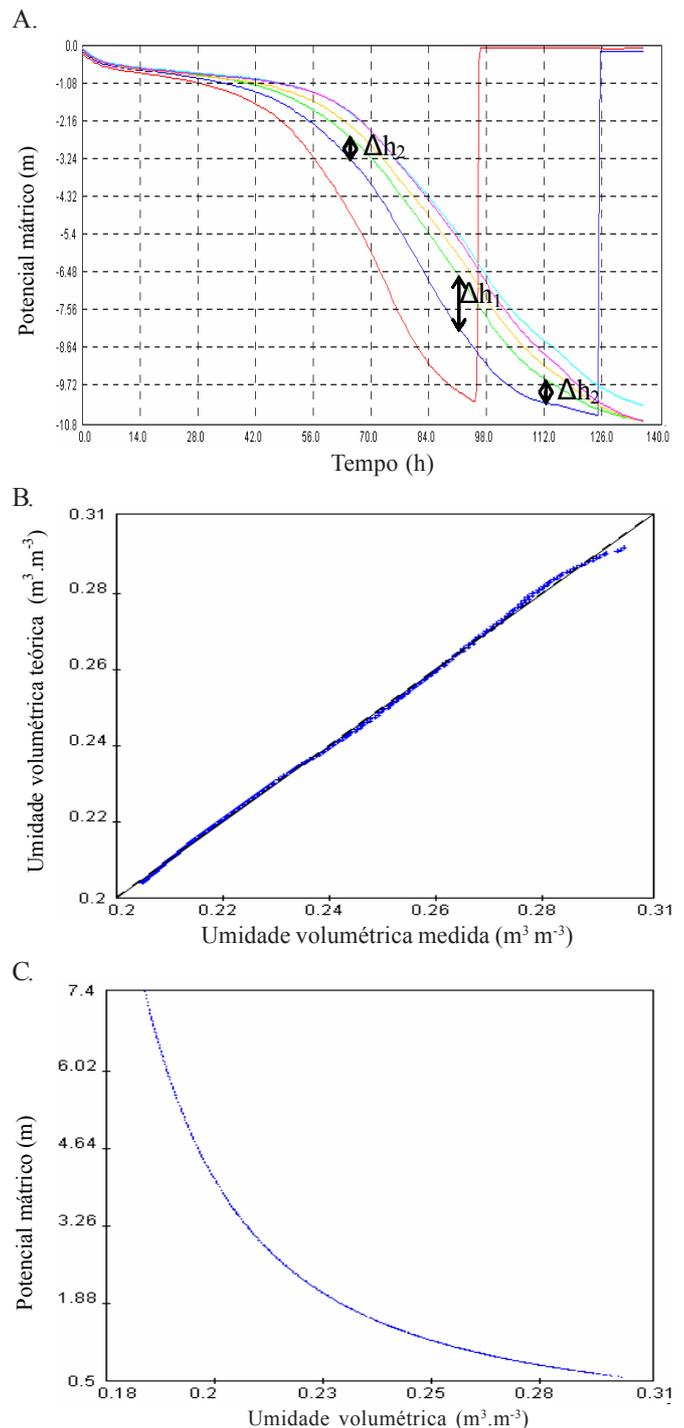


Figura 1. A) Valores brutos de potencial mátrico para os seis microtensiômetros com o tempo na parcela Efluente, 0,375m; B) Curvas  $\theta_{teórica} \times \theta_{medida}$  e C) Curvas de retenção,  $h(\theta)$

com o aumento da umidade, para todas as amostras. Isso indica que o modelo é mais preciso em umidades baixas, corroborando com as conclusões de Wendroth et al. (1993) que expõem as limitações do método em níveis de umidades próximas à saturação.

As amostras Água apresentaram valores de  $K(\theta)$  menores que as amostras Testemunha e Efluente, o que é explicado pelo efeito do sódio nas propriedades físicas do solo. Como em Água as concentrações de  $\text{Ca}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  eram muito baixas, o valor de Razão de Adsorção de Sódio ( $\text{RAS} = \text{indicador de}$

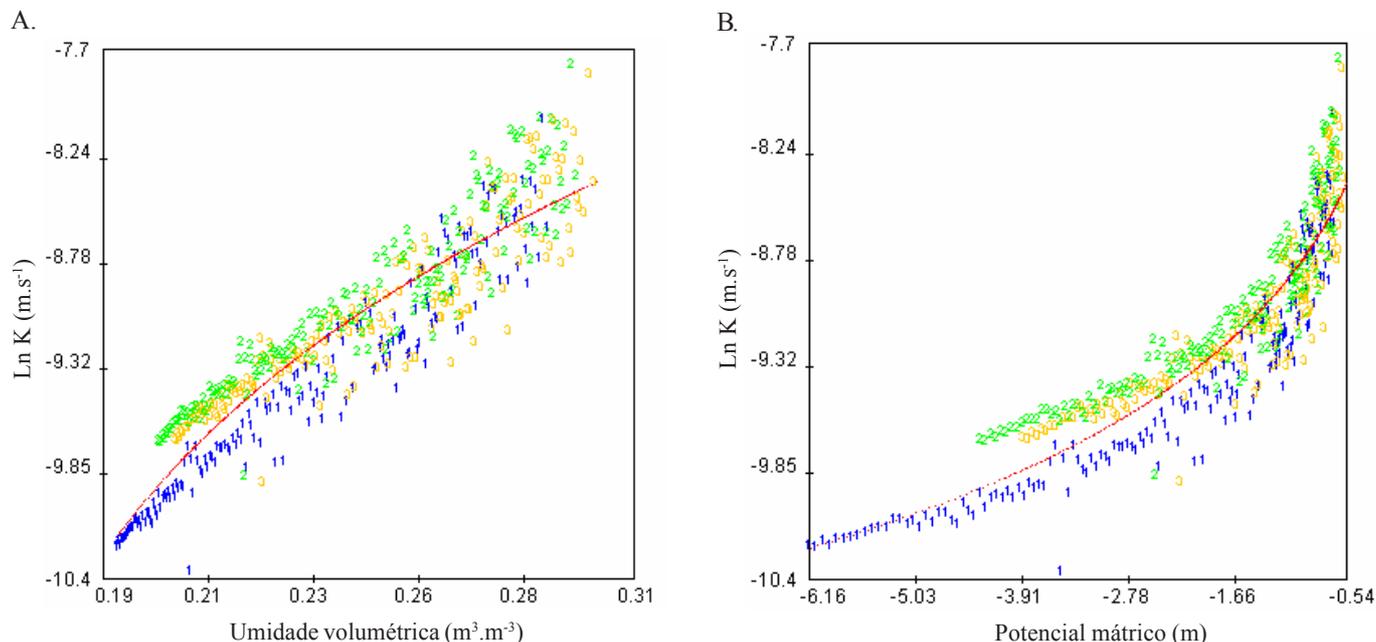


Figura 2. A) Condutividade hidráulica em função da umidade,  $K(\theta)$  e B) Condutividade hidráulica em função do potencial mátrico,  $K(h)$  gerada pelo software ESPAS durante o processamento dos dados. Os pontos “1” correspondem à profundidade 2 cm; “2” a 3cm e “3” a 4cm

Tabela 1. Coeficientes de determinação referentes às equações (i)  $\ln K = a\theta + b$ , (ii)  $K_{teórica} = K_{real}$ , (iii)  $\theta = a_0 + a_1(\ln t) + a_2(\ln t)^2 + a_3(\ln t)^3$  e (iv)  $\theta_{teórica} = \theta_{real}$  obtidas pelo método do perfil instantâneo e pelo método Wind nas três parcelas nas profundidades 0,125 e 0,375m

Parcela	$r^2 \ln K(\theta)$	$r^2 \theta (\ln t)$	$r^2 h(\theta)$		$\theta_r$		$\theta_s$	
			<b>Profundidade 0,125 m</b>					
<b>Método do perfil instantâneo</b>								
Testemunha	0,8178	0,8796	0,9906		0,399		0,108	
Água	0,6939	0,6559	0,9989		0,386		0,176	
Efluente	0,4073	0,5365	0,9986		0,392		0,196	
<b>Método Wind</b>								
Testemunha	0,8856**	0,9991**	0,9993*	0,9861**	0,389*	0,399**	0,175*	0,108**
Água	0,7392**	0,9992**	0,9994*	0,9838**	0,347*	0,386**	0,191*	0,176**
Efluente	0,9089**	0,9992**	0,9995*	0,9582**	0,342*	0,392**	0,122*	0,196**
<b>Profundidade 0,375 m</b>								
<b>Método do perfil instantâneo</b>								
Testemunha	0,7769	0,7680	0,9981		0,375		0,130	
Água	0,5685	0,5743	0,9977		0,408		0,166	
Efluente	0,4156	0,5159	0,9951		0,390		0,143	
<b>Método Wind</b>								
Testemunha	0,9371**	0,9984**	0,9997*	0,9979**	0,518*	0,375**	0,140*	0,130**
Água	0,8717**	0,9946**	0,9995*	0,9953**	0,769*	0,408**	0,198*	0,166**
Efluente	0,9401**	0,9989**	0,9995*	0,995**	0,614*	0,390**	0,180*	0,143**

\*valores de  $\theta_r$  e  $\theta_s$  estimados pelo programa ESPAS

\*\*valores de  $\theta_r$  e  $\theta_s$  medidos e fornecidos ao programa ESPAS

sodicidade potencial) era maior do que no Efluente (19,6 e 10,0 respectivamente).

Para avaliar o método de determinação da condutividade hidráulica no laboratório em relação à determinação no campo, utilizou-se do modelo de Gardner, pois ser o modelo exponencial

comparável ao modelo usado no campo (Tabela 1). A estimativa da umidade apresentou bons resultados, tanto pela determinação das curvas de retenção pelo método convencional (panela pressão de Richards), quanto pelo método Wind, sendo ligeiramente melhores no segundo se os

valores  $\theta_s$  e  $\theta_r$  forem estimados. Pode-se observar que os dados experimentais dos conjuntos  $(\theta, \ln t)$  se ajustaram muito bem à função polinomial, no experimento de laboratório ( $r^2 > 0,9946$ ), em relação ao experimento no campo ( $r^2 < 0,8796$ ). Isso é devido à diminuição regular e controlada da umidade no método Wind. Por outro lado, a diminuição drástica da infiltração e da drenagem pelo sódio (dispersão de argila) tornou difícil a determinação de  $K(\theta)$  pelo método do perfil instantâneo. Conseqüentemente, o ajuste dos pares  $(K, \theta)$  a uma função exponencial foi melhor no experimento de laboratório que no campo. No caso do método Wind, onde se podem controlar os fatores externos, o fato de se obter valores de  $r^2$ , relativamente baixos, apesar da regularidade dos dados de potenciais mátricos, indica que o modelo não descreve, exatamente, os processos observados e, principalmente, porque o modelo superestima valores de  $K$  nas umidades extremas ( $K_{sat}$ ).

Finalmente, nota-se que a estimativa pelo método de laboratório dos valores de  $\theta_r$  e  $\theta_s$  não é satisfatória, uma vez que a amostra começa a ser analisada após 24h de drenagem e termina com  $h = -8$  m.c.a.. Recomenda-se, por esta razão, a determinação em paralelo de  $\theta_r$  e  $\theta_s$  com câmara de pressão de Richards, e a introdução desses valores no modelo escolhido no programa.

## CONCLUSÕES

O método no laboratório, baseado na evaporação (Wind), foi mais adequado a solos irrigados com águas sódicas do que o método no campo, baseado na drenagem. O método Wind apresentou valores de  $K(\theta)$  mais ajustados ao modelo exponencial, para todas as amostras. A dificuldade da infiltração e da drenagem em solos afetados por sodificação explicou essa diferença. Na determinação em campo, observou-se diminuição da condutividade nas parcelas irrigadas com efluente e água, em relação à parcela Testemunha.

## AGRADECIMENTOS

À Capes – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

Ao CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico.

## LITERATURA CITADA

- Bacchi, O.O.S.; Corrente, J.E.; Reichardt, K. Análise comparativa de dois métodos simplificados de determinação da condutividade hidráulica de solos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v.15, p. 249-252, 1991.
- Bagarello, V.; Iovino, M.; Palazzolo, E.; Panno, M.; Reynolds, W.D. Field and laboratory approaches for determining sodicity effects on saturated soil hydraulic conductivity. *Geoderma*, Amsterdã, In press, 2005.
- Baker, F.G.; Veneman, P.L.M.; Bouma, J. Limitations of the instantaneous profile method for field measurement of unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Proceedings*. V.38, p.885-888, 1974.
- Bruckler, L.; Bertuzzi, P.; Angulo-Jaramillo, R.; Ruy, S. Testing an infiltration method for estimating soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v.66, p. 384-395, 2002.
- Cook, F.J.; Kelliher, F.M.; McMahon, S.D. Changes in infiltration during wastewater irrigation of a highly permeable soil. *Journal of Environmental Quality* v. 23, 476-82, 1994.
- Frenkel, H.; Goertzen, J.O.; Rhoades, J.D. Effects of clay type and content, exchangeable sodium percentage, and electrolyte concentration on clay dispersion and soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v. 42, p. 32-39, 1978.
- Halliwell, D.J.; Barlow, K.M.; Nash, D.M. A review of the effects of wastewater sodium on soil physical properties and their implications for irrigation systems. *Australian Journal Soil Research*, Sidney, v. 39, p.1259-1267, 2001.
- Hillel, D.; Krentos, V.D.; Stylianau, Y. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science*, v.114, p.395-400, 1972.
- Jnad, I.; Lesikar, B.; Kenimer, A.; Sabbagh, G. Subsurface drip dispersal of residential effluent: II. Soil hydraulic characteristics. *Transactions of American Society of Agricultural Engineering*, v.44, v.5, 1159-1165, 2001.
- Magesan, G.N.; Williamson, J.C.; Sparling, G.P.; Schipper, L.A., Lloyd-Jones, A.R. Hydraulic conductivity in soils irrigated with wastewaters of differing strengths: Field and laboratory studies. *Australian Journal of Soil Research*, Sidney, v. 37, 391-402, 1999.
- Meenner, J.C.; Mclay, C.D.A.; Lee, R. Effects of sodium-contaminated wastewater on soil permeability of two New Zealand soils. *Australian Journal of Soil Research*, Sydney, v.39, p.877-891, 2001
- Paige, G.B.; Hillel, D. Comparison of three methods for assessing hydraulic properties. *Soil Science*. Baltimore, v.155, p.175-189, 1993.
- Richards, L.A. Capillary conduction of liquids through porous medium. *Physics*, New York, v.1, p.318-333, 1931a.
- Tamari, S.; Bruckler, L.; Halbertsma, J.; Chadoeuf, J. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. *Soil Science Society America Journal*, v. 57, 642-651, 1993.
- van Genuchten, M.T. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of American Journal*, v.44, p.892-898, 1980.
- Wendroth, O.; Ehlers, W.; Hopmans, J.W.; Kage, H.; Halbertsma, J.; Wösten, J.H. Reevaluation of the evaporation method for determining hydraulic functions in unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, v. 57, p.1436-1443, 1993.
- Wind, G.P. Capillary conductivity data estimated by a simple method. p. 181-191. In P.E. Rijtema and H. Wassink (ed.) *Water in the unsaturated zone*. Vol. 1. Proc. Wageningen Symp. June 1966. Int. Assoc. Scientific Hydrol., Gentbrugge, Bélgica, 1968.