

Comissão 2.2 - Física do solo

CARACTERIZAÇÃO HIDRODINÂMICA E HIDRODISPERSIVA DE UM LATOSSOLO AMARELO NA MICRORREGIÃO DO BREJO PARAIBANO⁽¹⁾

André Maciel Netto⁽²⁾, Luciano José de Souza Lima⁽³⁾, Antonio Celso Dantas Antonino⁽²⁾, Eduardo Soares de Souza⁽⁴⁾ & Rafael Angulo-Jaramillo⁽⁵⁾

RESUMO

Para modelar o fluxo de água e o transporte de soluto em solos são necessários parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos como dados de entrada nos modelos numéricos. O experimento de infiltração axissimétrica utilizando um infiltrômetro de anel simples com um traçador conservativo (KCl) é um método simples e eficiente para determinar esses parâmetros no campo. O objetivo deste trabalho consistiu na caracterização hidrodinâmica e hidrodispersiva de um Latossolo Amarelo situado na microrregião do brejo paraibano, no município de Areia, PB, em nível de campo, por meio da infiltrometria de anel simples. Os experimentos foram realizados em uma área cultivada com feijão em uma malha de 50 x 50 m. A condutividade hidráulica saturada, K_s , e a sorvidade, S , foram estimadas pelas análises de infiltração tridimensional axissimétrica para tempos curto e longo. O soluto inerte (Cl) foi utilizado para o cálculo da fração de água móvel, Φ , por meio da medição da concentração de soluto na camada do solo (0-15 cm) ao final do experimento de infiltração. Um modelo numérico de transferência de soluto com base no conceito de convecção-dispersão (CD) foi utilizado para definir os parâmetros (D e R) de transporte. A infiltrometria de anel simples demonstrou ser um método simples e eficiente para obtenção dos parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos. Observou-se boa concordância entre os valores medidos e calculados (v , D e R) com o modelo CD observado pelos coeficientes de determinação (r^2).

Termos de indexação: transporte de soluto, infiltração axissimétrica, CXTFIT 2.0, infiltrômetro de anel simples.

⁽¹⁾ Recebido para publicação em 24 de janeiro de 2012 e aprovado em 10 de dezembro de 2012.

⁽²⁾ Professor Associado, Departamento de Energia Nuclear, Universidade Federal de Pernambuco - DEN/UFPE. Av. Prof. Luiz Freire, 1000. CEP 50740-540 Recife (PE). E-mail: amnetto@ufpe.br; acda@ufpe.br

⁽³⁾ Mestre em Tecnologias Energéticas e Nucleares - PROTEN/UFPE, Av. Prof. Luiz Freire, 1000. CEP 50740-540 Recife (PE).

⁽⁴⁾ Professor Adjunto, UFRPE, Fazenda Saco, sn, caixa postal 063 - Serra Talhada (PE). E-mail: edu_souza_pe@yahoo.com.br

⁽⁵⁾ Pesquisador CNRS, ENTPE. Laboratoire des Sciences de l'Environnement, Lyon, França. Email: rafael.angulojaramillo@entpe.fr

SUMMARY: HYDRODYNAMIC AND HYDRODISPERSIVE PARAMETERS OF AN OXISOL IN THE WETLAND REGION OF PARAÍBA

To model the water flow and solute transport in soils, hydrodynamic and hydrodispersive parameters are required as input data in the mathematical models. The axisymmetric infiltration experiment using a single-ring infiltrometer with a conservative tracer (KCl) is a simple and efficient method for the determination of these parameters in the field. The objective of this study was to characterize hydrodynamic and hydrodispersive parameters of some soils in a marshy region, in Areia-PB, in the field, based on single-ring infiltration tests. The experiments were conducted in an area with common bean, in a 50 x 50 m grid. Saturated hydraulic conductivity (K_s) and sorptivity (S) were estimated by analysis of three-dimensional axisymmetric infiltration for short and long periods. The inert solute (Cl^-) was used to calculate the mobile water fraction Φ , by measuring solute concentration in the 0-15 cm layer at the end of the infiltration experiment. A numerical model of solute transfer based on the concept of convection-dispersion (CD) was used to determine the transport parameters (D and R). Single-ring infiltrometry proved to be a simple and efficient method to obtain the hydrodynamic and hydrodispersive parameters. A good agreement was observed between measured and calculated values (v , D and R) with the model CD, based on the coefficients of determination (r^2).

Index terms: solute transport, axisymmetric infiltration, CXTFIT 2.0, single-ring infiltrometer.

INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, com o desenvolvimento tecnológico e industrial ressaltou-se a necessidade de maior preocupação com o meio ambiente. A natureza é provedora de matérias-primas, de meio de transporte e de espaço físico. Também tem sido utilizada para o descarte de resíduos industriais e agrícolas, sendo este último derivado das práticas de fertilização, irrigação e reutilização, de forma gradativa, da água contaminada.

Muitos problemas agrícolas envolvem a reação e o transporte de substâncias químicas como fertilizantes e pesticidas, que são deliberadamente adicionados ao solo, movendo-se por caminhos preferenciais, o que contribui para significativa contaminação do lençol freático (Casey et al., 1999; Filizola et al., 2001; Spadotto et al., 2004; Ribeiro et al., 2007). Esses compostos químicos podem ser administrados a fim de maximizar seus efeitos dentro da zona de raízes e de minimizar seu transporte abaixo desta zona.

As teorias que governam a dinâmica de solutos bem como os processos de transformações em que esses estão sujeitos são complexas e cada vez mais são propostas soluções para problemas de distribuição de nutrientes na solução do solo, de lixiviação de sais e de poluição de águas subterrâneas, seja por produtos químicos tóxicos, resíduos de pesticidas etc. A característica hidrodispersiva do solo é necessária para compreender os mecanismos do movimento não uniforme de substâncias químicas por meio do perfil do solo sob condições naturais de campo. O destino e o movimento dessas substâncias dissolvidas nos solos e no aquífero têm gerado considerável interesse no que concerne à qualidade da zona não saturada do solo. No entanto, é difícil obter valores dos parâmetros de transporte com significação física direta como a

velocidade da água nos poros, o fator de retardo, o coeficiente de dispersão e a degradação ou produção; no entanto, a escala espacial e a temporal têm papel importante para determinar esses valores. A bem sucedida previsão do destino e do transporte de substâncias químicas na zona não-saturada do solo reside na capacidade de determinar com precisão os parâmetros de transporte.

Modelos matemáticos de simulação, importantes ferramentas nos estudos relacionados ao transporte de água e nutrientes no sistema solo-planta-atmosfera, podem ser aplicados para otimizar o uso da água, a fim de aumentar a produtividade das culturas. A formulação e solução de problemas de fluxo podem exigir o uso de métodos indiretos de análises, com base em aproximações de técnicas numéricas. Por essa razão, torna-se necessário o desenvolvimento de rigorosas técnicas e métodos experimentais para o tratamento desses problemas (Hillel, 1998). Desde a década de 1960, com os trabalhos iniciais na área de transporte de solutos em solos (Nielsen & Biggar, 1961; Biggar & Nielsen, 1962a,b), o número de pesquisas nessa área tem crescido consideravelmente e com essas o número de experimentos nos quais a equação de convecção-dispersão (CD) é aplicada. No entanto, estudos em condições de campo são escassos, sobretudo no que se refere à caracterização dos principais parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos e ao desenvolvimento de modelos computacionais apropriados às condições locais.

Nas regiões de brejo, os elevados índices anuais de precipitação pluvial fazem da água o fator mais importante para obter elevadas produtividades agrícolas. Conhecer o comportamento e o destino da água e do soluto no solo é de fundamental importância, principalmente nas questões relacionadas com o impacto ambiental.

O objetivo deste trabalho consistiu na caracterização hidrodinâmica e hidrodispersiva de um Latossolo Amarelo, situado na microrregião do brejo paraibano, pertencente à mesorregião do agreste paraibano, no município de Areia, PB, combinando-se as medidas de campo com uma modelagem numérica, a partir de um método eficiente e fácil de infiltração axissimétrica com o uso de um infiltrômetro de anel simples com um traçador conservativo (Cl⁻).

MATERIAL E MÉTODOS

Área de estudo e parcela experimental

Os estudos foram realizados na fazenda Chã de Jardim, pertencente ao Centro de Ciências Agrárias da Universidade Federal da Paraíba, situado na microrregião do brejo paraibano, no município de Areia, PB (6° 58' 12" S, 35° 42' 15" O). A altitude é de aproximadamente 619 m acima do nível do mar. O clima na região, pela classificação de Köppen, é do tipo As' (quente e úmido), com estação chuvosa no período outono-inverno, sendo as maiores precipitações pluviais nos meses de junho e julho (Nimer, 1979).

O solo da região é classificado como um Latossolo Amarelo (Embrapa, 2009), caracterizado por ser profundo, bem estruturado, muito bem drenado (com boa porosidade e alta permeabilidade à água e ao ar), homogêneo, altamente intemperizado e lixiviado com agregados de alta estabilidade. A densidade do solo (ρ_d) varia de 1,00 a próximo de 1,40 g cm⁻³, com uma média e um desvio-padrão obtidos a partir de 80 pontos de 1,13 e 0,09 g cm⁻³, respectivamente. O solo apresenta porosidade média de 54±2 %, havendo destaque para a formação de agregados e consequentes macroporos, cabendo ressaltar sua estrutura em microagregados que justapostos propõem uma macroporosidade significativa.

A análise granulométrica foi feita por peneiramento, para as partículas com diâmetro maiores que 0,053 mm, e por sedimentação, para as com diâmetro menores que 0,053 mm, após dispersão com hexametáfosfato de sódio, utilizando-se o método do densímetro (ABNT, 1984).

A estabilidade de agregados e o diâmetro médio geométrico dos agregados (DMG) foram determinados por vias úmida e seca, conforme Embrapa (1997).

Os ensaios de infiltração de água e de soluto foram realizados numa área cultivada com feijão. Na figura 1 destacaram-se 10 pontos com índices pares dispostos numa malha de 50 x 50 m, utilizados para os ensaios de infiltração de água e de soluto, sendo os demais pontos da malha usados apenas para ensaios de infiltração com água. Aos dados hidrodinâmicos e hidrodispersivos obtidos, foram aplicados a estatística descritiva (média e desvio-padrão) e testes de normalidade (Shapiro-Wilk), bem como testes de

diferença entre médias de amostras a 5 % de significância (Teste de Tukey).

Experimento de infiltração

O período escolhido para os experimentos foi com base no calendário agrícola. A aração do solo e a sementeira do feijão macassar (*Vigna unguiculata* L.) foram realizados em março de 2006, sendo os ensaios de infiltração feitos na fase reprodutiva no período de formação das primeiras vagens.

O método de infiltração empregado utiliza um anel de 150 mm de diâmetro e 7 cm de altura, instalado a uma profundidade de 1 cm, a partir da superfície do solo, para não desestruturar o solo e assegurar uma infiltração axissimétrica na sua superfície. Contrariamente ao método em que é empregado o permeâmetro a disco (Roulier, 1999; Yoon et al., 2007; Kodesová et al., 2010), a superfície do solo não precisa de nenhuma preparação prévia antes do ensaio de infiltração, como a adição de fina camada de areia lavada, para obter-se bom contato entre a base do permeâmetro e o solo. No método de infiltração de anel simples, o único cuidado é o de não provocar perturbação considerável na superfície do solo, quando os volumes de água forem vertidos, percebendo-se que esse não é o principal motivo para utilizar esse método em vez do permeâmetro.

Volumes conhecidos de água (cerca de 200 mL) foram vertidos dentro do anel (infiltrômetro), onde o tempo necessário para a infiltração de cada volume foi medido. O volume de água de 200 mL foi escolhido para evitar uma carga hidráulica na superfície do solo, e, conseqüentemente, um fluxo forçado. O procedimento de adicionar os volumes de água dentro

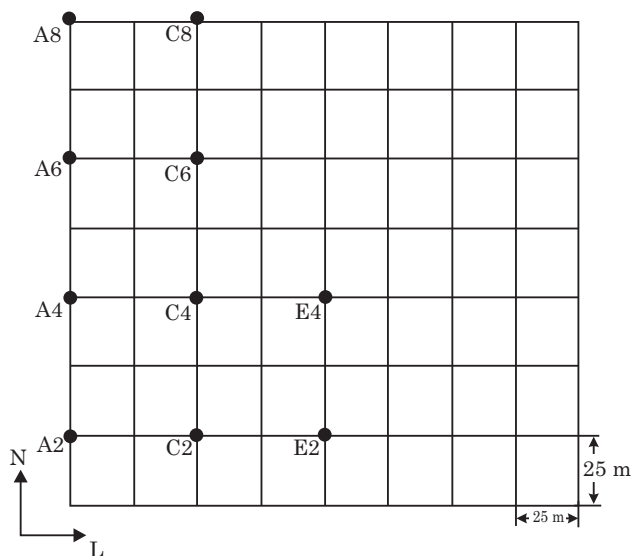


Figura 1. Localização dos pontos experimentais na área em estudo. Nos pontos destacados com letras e números, realizaram-se os ensaios de infiltração com água e soluto.

do anel foi repetido até que a taxa de infiltração atingisse o regime de fluxo estacionário (De Condappa et al., 2001; Souza et al., 2007). Nos pontos escolhidos para os experimentos com o soluto, imediatamente depois de alcançado o regime estacionário, três volumes iguais (100 mL cada) de uma solução de KCl ($0,1 \text{ mol L}^{-1}$) foram aplicados. A partir da configuração geométrica, pode-se assumir que a infiltração é tridimensional a uma pressão nula, ou seja, uma condição de umidade volumétrica saturada é alcançada na superfície do solo.

A umidade volumétrica inicial, θ_{ini} ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), a concentração inicial de cloreto no solo, C_{ini} (mg L^{-1}), e a densidade do solo, ρ_d (g cm^{-3}), foram medidas a partir de amostras indeformadas de solo (amostrador de Uhland), obtidas a poucos centímetros do local de infiltração. Para tanto, utilizou-se um cilindro de 5 cm de altura com um volume de $98,2 \text{ cm}^3$ nas camadas de 0-5, 5-10 e 10-15 cm. No final da infiltração com o traçador (Cl⁻), o solo foi amostrado até a profundidade de 15 cm, com o uso de um amostrador que permitiu obter 15 amostras de solo de 1 cm de altura e $15,9 \text{ cm}^3$ de volume ao longo do eixo vertical do infiltrômetro. Essas amostras foram utilizadas para a medida dos perfis finais de umidade volumétrica, θ_f ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), e da concentração residente de cloreto, C_r (mg L^{-1}).

Estimativa das propriedades hidráulicas do solo

Inicialmente, as curvas de infiltração acumulada tridimensional foram ajustadas segundo a expressão (Haverkamp et al., 1994):

$$I_{3D} = S_0 \sqrt{t} + \left(K_{ini} + \frac{2-\beta}{3} (K_0 - K_{ini}) + \frac{\gamma S_0^2}{r\Delta\theta} \right) t, \quad (1)$$

infiltração para tempo curto,

o que permite calcular os tempos e comprimentos característicos, descritos abaixo:

$$t_{grav} = \left(\frac{S_0}{K_0} \right)^2; \quad t_{stab} = \left(\frac{S_0}{K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r\Delta\theta}} \right)^2; \quad t_{geomod} = \left(\frac{r\Delta\theta}{\gamma S_0} \right)^2 \quad (2)$$

$$\lambda_c = \frac{bS_0^2}{\Delta\theta \cdot K_0}; \quad \lambda_m = \frac{\sigma}{\rho_w g \lambda_c}$$

em que t_{grav} , tempo gravitacional (Philip, 1969), que representa a magnitude do tempo a partir do qual o volume infiltrado por gravidade torna-se tão importante quanto o volume infiltrado por capilaridade, definindo-se assim como o tempo necessário para se atingir o regime de escoamento estacionário; t_{stab} , tempo de estabilização, que significa a relação entre o termo de capilaridade vertical e os termos de gravidade e de capilaridade lateral; t_{geomod} , tempo geométrico modificado, que denota o fenômeno de infiltração em razão do caráter inicial do

escoamento capilar tridimensional, levando-se em conta o efeito da geometria do sistema utilizado; λ_c , comprimento capilar; λ_m , raio característico de poros hidraulicamente ativos, que define a dimensão média dos poros que participam do processo de infiltração (White & Sully, 1987); s , constante de tensão superficial da água ($\sigma = 72,0 \text{ g s}^{-2}$ na temperatura de $20 \text{ }^\circ\text{C}$); ρ_w e g , massa específica da água e a aceleração da gravidade, respectivamente; e b , constante dependente da difusividade e comumente considerada igual a 0,55 para a maioria dos solos (White & Sully, 1987).

Verificado que os valores dos tempos de estabilização (t_{stab}) foram atingidos para tempos menores que 60 s, a condutividade hidráulica (K) e a sorvidade (S) foram estimadas pela análise do tempo longo da infiltração acumulada tridimensional, descrita pela seguinte expressão (Haverkamp et al., 1994; Vandervaere et al., 2000; Roulier et al., 2002; Souza et al., 2008):

$$I_{3D} = \left(K_0 + \frac{\gamma S_0^2}{r\Delta\theta} \right) t + \frac{S_0^2}{2(K_0 - K_{ini})(1-\beta)} \ln \left(\frac{1}{\beta} \right), \quad (3)$$

infiltração para tempo longo,

em que I_{3D} é a infiltração tridimensional acumulada ($\text{L}^3 \text{ L}^{-2}$); S_0 , a sorvidade ($\text{L T}^{-1/2}$); γ , a constante de proporcionalidade igual a 0,75 (Smettem et al., 1994); r , o raio do anel (L); K_0 e K_{ini} , os valores das condutividades hidráulicas correspondendo a θ_0 e θ_{ini} , respectivamente; e β , parâmetro de forma igual a 0,6. Nas equações 1 e 3, K_{ini} é geralmente considerado com sendo próximo a zero.

Obtenção da fração móvel da água (F)

A fração móvel da água (Φ), representada pela relação entre a umidade volumétrica móvel (θ_m) e a umidade volumétrica total (θ), foi calculada a partir da concentração de soluto total do primeiro centímetro de solo amostrado no final do experimento de infiltração com o traçador, C^* , seguindo o procedimento de Clothier et al. (1992). Assumindo que não exista nenhuma troca de soluto entre as regiões de água móvel e imóvel no tempo e na profundidade de amostragem, F pode ser escrita como:

$$\Phi = \frac{\theta_m}{\theta} = \frac{C^* - C_{ini}}{C_0 - C_{ini}} \quad (4)$$

em que C_{ini} é a concentração inicial no solo; e C_0 , a concentração da solução aplicada.

Caracterização hidrodispersiva (CXTFIT 2.0)

Para a parametrização do transporte de soluto, os dados experimentais foram analisados usando o modelo clássico de convecção-dispersão (CD) a partir do programa CXTFIT 2.0 (Toride et al., 1995), considerando a concentração residente. A representação matemática da equação do modelo de convecção-dispersão (CD) para um soluto conservativo

no meio poroso homogêneo na ausência de fonte e, ou, sumidouro é descrita por:

$$R \frac{\partial C}{\partial T} = \frac{1}{P} \frac{\partial^2 C}{\partial Z^2} - \frac{\partial C}{\partial Z}, \quad (5)$$

em que C é a concentração relativa; T , o número de volume de poro; Z , a distância relativa; P , o número de Péclét; e R , o fator de retardo.

Esses parâmetros adimensionais podem ser definidos como no quadro 1.

Quadro 1. Parâmetros adimensionalizados para o modelo CD

Parâmetro	T	Z	P	R	C
Expressão	$\frac{vt}{L}$	$\frac{z}{L}$	$\frac{vL}{D}$	$1 + \frac{\rho_d K_d}{\theta}$	$\frac{C^r - C_{ini}^r}{C_0 - C_{ini}^r}$

Sendo $v = \frac{q}{\theta}$ a velocidade efetiva da água nos poros ($L T^{-1}$), calculada a partir dos dados obtidos com a análise hidrodinâmica; q a velocidade de Darcy ($L T^{-1}$); θ a umidade volumétrica ($L^3 L^{-3}$); L o comprimento do sistema de escoamento (L); z a distância (L); t o tempo (T); $C^r = C_{im}^r$ as concentrações residente e residente inicial, respectivamente; ρ_d a densidade do solo ($M L^{-3}$); K_d o coeficiente de adsorção linear ($L^3 M^{-1}$); e D o coeficiente de dispersão hidrodinâmica ($L T^{-2}$).

Os parâmetros D e R foram ajustados com o uso do modelo CD, respeitando a condição de conservação de massa. Assumindo que para pequenos volumes de solo $C_m^r = C_{im}^r$, a seguinte relação pode ser observada entre o fator de retardo (R) e a fração de água móvel (Φ):

$$R = 1 + \frac{\theta_{im}}{\theta_m} = \frac{1}{\Phi} \quad (6)$$

Portanto, o valor do fator de retardo inicialmente empregado na simulação pelo programa CXTFIT 2.0 foi obtido a partir do valor da fração de água móvel determinado, segundo o método de Clothier et al. (1992) (Equação 4).

RESULTADOS E DISCUSSÕES

As médias e os desvios-padrão das frações de areia, silte e argila foram de 608 ± 42 , 143 ± 23 e 249 ± 46 g kg^{-1} , respectivamente, sendo o solo classificado como franco-argilo-arenoso.

O diâmetro médio geométrico dos agregados obtidos para a camada superficial de 0-15 cm foi de 1,76 mm, quando seco, e de 1,36 mm, quando úmido. A relação entre o tamanho do agregado úmido e o do seco foi de 0,77, indicando alta estabilidade dos agregados.

No quadro 2, são apresentadas a densidade do solo e a porosidade nos pontos de realização dos ensaios.

Observou-se porosidade relativamente alta (Quadro 2) em todos os pontos experimentais (média de $54,1 \pm 1,89$ %), o que contribuiu principalmente no arranjo estrutural das partículas, originando agregados e conseqüentemente macroporos. O ponto experimental C8 possuiu a menor porosidade (50 %), enquanto os A6, C4 e C6, os valores mais altos (56 %).

Como evidenciado no quadro 3, esse solo é pobre em nutrientes (Ca, Mg, Na e P) e é muito ácido, apesar dos teores de matéria orgânica e de argila. O valor da capacidade de troca catiônica (CTC) reflete que esse solo, sujeito às condições naturais de acidez, apresenta baixa capacidade de reter cátions e baixa atividade das argilas, provavelmente formadas por caulinitas ou óxidos de Fe e Al e hidróxidos.

Os gráficos das curvas ajustadas da infiltração acumulada, utilizando a equação (3) para os pontos A4, A8, C8 e E4, estão apresentados na figura 2. Os três últimos valores de cada gráfico (círculos em negrito) referem-se à infiltração do soluto (KCl a $0,1$ mol L^{-1}). Observou-se bom ajuste, sobretudo nos valores referentes à infiltração do soluto. Em cada gráfico, são apresentados os valores estimados da sorvidade (S) e da condutividade hidráulica (K).

Os parâmetros hidrodinâmicos, tempos e comprimentos característicos dos ajustes da infiltração acumulada são apresentados no quadro 4. A condutividade hidráulica (K), que variou de $19,7$ a $73,0$ $cm h^{-1}$, foi considerada alta e semelhante às relatadas por Souza et al. (2007), em ensaios realizados na mesma parcela experimental em 2007. A presença de argila associada ao teor de matéria orgânica e às presenças de Fe e Al, contribuiu para a formação de agregados e sua estabilidade, responsáveis pela presença de macroporos e conseqüentemente para uma infiltração rápida da água no solo. Seyfried & Rao

Quadro 2. Densidade do solo e porosidade nos pontos experimentais

Pontos	Densidade do solo ⁽¹⁾	Porosidade
	g cm^{-3}	%
A2	$1,22 \pm 0,17$	54
A4	$1,20 \pm 0,10$	55
A6	$1,16 \pm 0,10$	56
A8	$1,22 \pm 0,19$	54
C2	$1,26 \pm 0,02$	53
C4	$1,16 \pm 0,03$	56
C6	$1,16 \pm 0,10$	56
C8	$1,31 \pm 0,16$	50
E2	$1,22 \pm 0,16$	54
E4	$1,24 \pm 0,16$	53

⁽¹⁾ Média e desvio-padrão de três amostras de solo.

Quadro 3. Composição química do Latossolo Amarelo obtida a partir de seis amostras de solo

Amostra	pH (H ₂ O)	P	K ⁺	Na ⁺	H+Al						M.O.
						g dm ⁻³		cmol _c dm ⁻³			
1	5,4	2,42	79,8	0,05	6,0	0,05	3,35	0,70	4,30	10,3	28,4
2	4,4	2,42	20,2	0,02	10,5	1,25	0,75	0,40	1,22	11,7	28,5
3	4,9	5,25	64,6	0,04	8,5	0,60	1,65	0,70	2,56	11,1	29,6
4	4,8	3,13	50,1	0,05	0,7	0,70	1,55	0,80	2,55	12,2	32,1
5	5,4	3,84	43,2	0,07	5,4	0,00	4,15	1,40	5,73	11,1	32,6
6	4,5	3,84	41,0	0,02	10,9	1,10	0,95	0,90	1,96	12,9	29,0

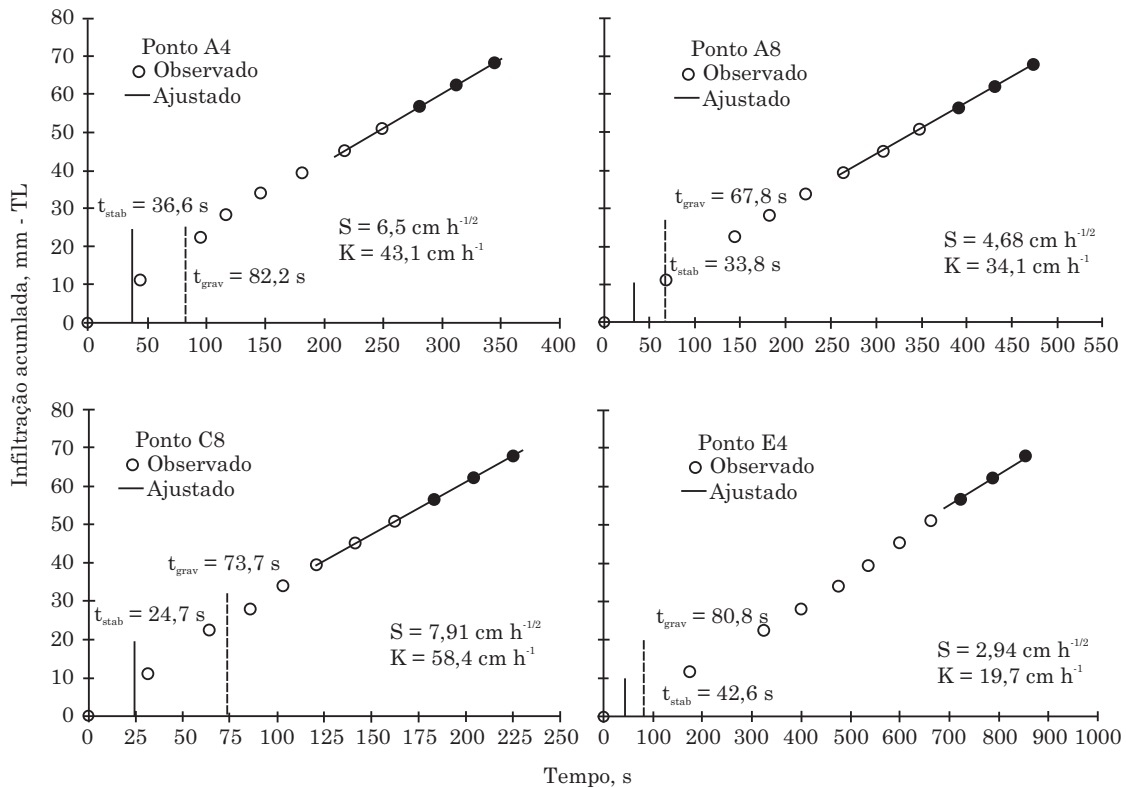


Figura 2. Gráficos das curvas experimentais e ajustadas de infiltração acumulada (mm) versus tempo (s) dos pontos A4, A8, C8 e E4. Os círculos fechados referem-se à infiltração do soluto (KCl).

(1987) citaram que a combinação de alto teor de argila e alta K é frequentemente indicativo de infiltração ao longo dos macroporos (McKeague et al., 1982).

O tamanho de poros hidraulicamente funcionais (λ_m) variou de 0,141 a 0,606 mm. Souza et al. (2007) encontraram valores médios de λ_m de 0,16 mm sem crosta e de 0,19 mm para o solo com crosta, ambos para o mesmo solo empregado neste estudo. Os autores concluíram que apesar de apresentar valor de λ_m menor, os solos sem crosta são mais condutores em virtude da densidade de poros.

De acordo com os dados do quadro 4, as características hidrodinâmicas são distintas em quatro pontos:

Característica hidrodinâmica 1, representada pelos pontos experimentais A6, C6 e C8, apresentando alto valor de S associado a alto valor de K. Essa característica apresenta valores médios de 6,85 cm h^{-1/2} e 61,4 cm h⁻¹ para S e K, respectivamente;

Característica hidrodinâmica 2, denotada pelos pontos experimentais A4 e C2, apresentando altos valores de S, associados a valores de K relativamente baixos, com respectivas médias de 6,46 cm h^{-1/2} e 35,5 cm h⁻¹;

Característica hidrodinâmica 3, interpretada pelos pontos experimentais A2, A8, C4 e E2, associando baixos valores de S aos valores relativamente baixos

Quadro 4. Parâmetros hidrodinâmicos, tempos e comprimento característicos

Pontos	$\theta_{ini}^{(1)}$	$\theta_{fin}^{(2)}$	$\Delta\theta$	S ⁽³⁾	K _s ⁽³⁾	t _{stab}	t _{grav}	t _{geomod}	λ_m
		cm ³ cm ⁻³		cm h ^{-1/2}	cm h ⁻¹		s		mm
A2	0,201 ± 0,055	0,397 ± 0,044	0,196	5,61 b	27,3 a	60,3	151,4	443,1	0,228
A4	0,189 ± 0,038	0,386 ± 0,014	0,197	6,51 bc	43,1 bc	36,6	82,2	331,1	0,268
A6	0,177 ± 0,042	0,386 ± 0,038	0,209	5,80 b	73,0 ^S	15,2	22,7	466,8	0,606
A8	0,213 ± 0,061	0,367 ± 0,052	0,154	4,68 ab	34,1 ab	33,8	67,8	26383,2	0,320
C2	0,216 ± 0,039	0,371 ± 0,056	0,155	6,42 bc	27,9 a	50,2	190,5	212,3	0,141
C4	0,183 ± 0,024	0,328 ± 0,033	0,145	3,81 a	44,9 bc	17,3	25,9	518,6	0,597
C6	0,179 ± 0,041	0,393 ± 0,040	0,214	6,86 bc	52,7 c	30,3	60,9	348,7	0,319
C8	0,223 ± 0,069	0,382 ± 0,022	0,159	8,04 c	56,2 c	24,7	73,7	139,9	0,184
E2	0,215 ± 0,045	0,424 ± 0,029	0,209	4,57 ab	36,6 ab	34,6	56,1	751,8	0,490
E4	0,214 ± 0,059	0,331 ± 0,040	0,117	2,94 a	19,7 a	42,6	80,8	567,7	0,354

θ_{ini} : umidade volumétrica inicial, θ_{fin} : umidade volumétrica final; $\Delta\theta$: variação de umidade volumétrica; S: sorvidade; K_s: condutividade hidráulica saturada; t_{stab}: tempo de estabilização; t_{grav}: tempo gravitacional; t_{geomod}: tempo geométrico modificado; e λ_m : raio característico de poros hidráulicamente ativos. ⁽¹⁾ Média e desvio-padrão de três valores por ponto; ⁽²⁾ Média e desvio-padrão de 15 valores por ponto. ⁽³⁾ Letras minúsculas iguais na coluna não diferem entre si de acordo com o Teste de Tukey a 5 %. ^S Significativo a 5 %.

de K, com respectivas médias de 4,25 cm h^{-1/2} e 37,7 cm h⁻¹;

Característica hidrodinâmica 4, representada pelo ponto experimental E4, associando o menor valor de S (2,94 cm h^{-1/2}) ao menor valor de K (19,7 cm h⁻¹).

De forma geral, a presença de características distintas pode ser explicada pelas condições iniciais da superfície do solo (0-5 cm) nos pontos experimentais estudados, além do adensamento nas camadas subsequentes (5-10 e 10-15 cm). As condições iniciais da superfície do solo, indicadas pelos valores de S, referem-se principalmente à presença, ou não, de uma crosta de impedimento à infiltração, criada em razão da presença do homem (trabalhadores rurais) e, ou, da presença de raízes do feijão que obstrui temporariamente os poros, influenciando a infiltração da água no solo. Souza et al. (2007) avaliaram o efeito do encrostamento superficial nas propriedades hidráulicas do solo cultivado com mamona e verificaram que o efeito da presença de crosta formada pela desestruturação dos agregados por causa do impacto direto das gotas de chuvas influenciou significativamente a K e a S em aproximadamente 50 %.

Os altos valores de K estão relacionados com a presença de argila associada ao teor de matéria orgânica, o que contribui para a formação de agregados, responsáveis pela presença de macroporos, que operam como caminhos preferenciais de fluxo causando rápido movimento do soluto por meio do solo.

Ainda com base nos dados do quadro 3, a variação de umidade volumétrica ($\Delta\theta$) foi de 0,117 a 0,214 cm³ cm⁻³. Observou-se em todos os pontos que a geometria

da fonte não foi dominante sobre o caráter inicial do escoamento capilar no processo de infiltração, pois os valores de t_{geomod} foram superiores aos de t_{grav}.

Segundo os testes de normalidade de Shapiro-Wilk, realizados para S (W=0,98, p=0,98) e K (W=0,96, p=0,84), ambos os atributos seguem distribuição normal. Em muitos trabalhos, a condutividade hidráulica saturada apresenta distribuição lognormal (Zhai & Benson, 2006; Mesquita et al., 2007), diferente do que foi observado neste estudo. Esse comportamento se deve à homogeneidade do solo verificado na sua textura, porosidade e densidade, onde foram realizados os ensaios de infiltração com água e soluto.

As variáveis calculadas, referentes à aplicação do Cl⁻ durante o ensaio de infiltração, depois de alcançado o regime de fluxo estacionário de água, estão apresentadas no quadro 5.

Observou-se correlação somente entre os parâmetros q_{1Dtsol}, v_{calc} e K_s (Quadro 6), o que era de se esperar, uma vez que a v_{calc} é calculada a partir de q_{1Dtsol} e que K_s está relacionada com q_{1Dtsol}.

O fluxo q_{1Dtsol}, que é utilizado para o cálculo da velocidade média da água nos poros (v_{cal}), segundo a consideração de que as amostras de solo são coletadas na direção do eixo vertical central do infiltrômetro, é monodimensional e constante ao final do ensaio de infiltração. A velocidade média calculada foi usada como variável de entrada no programa CXTFIT 2.0 (Toride et al., 1995) para as estimativas dos parâmetros hidrodispersivos.

Os gráficos dos perfis experimentais de concentração de cloreto e os perfis ajustados pelo modelo

Quadro 5. Valores de umidade volumétrica final (θ_{fin}), concentração inicial (C_{ini}), fluxo monodimensional ($q_{1Dt_{sol}}$), fração de água móvel ($\Phi = \theta_m/\theta$), velocidade média da água nos poros (v_{calc}) e lâmina de soluto infiltrada (I_{sol}) estimados nos ensaios de infiltração com o soluto (KCl)

Pontos	$\theta_{fin}^{(1)}$	C_{ini}	$q_{1Dt_{sol}}$	$\Phi = \theta_m/\theta$	v_{calc}	I_{sol}
	cm ³ cm ⁻³	mg L ⁻¹	cm h ⁻¹		cm h ⁻¹	mm
A2	0,397 ± 0,044	27,7	27,3	0,67	68,9	18,4
A4	0,386 ± 0,014	2,3	43,1	0,70	111,5	17,8
A6	0,386 ± 0,038	6,4	73,0	0,75	189,2	16,5
A8	0,367 ± 0,052	65,8	34,1	0,55	92,9	15,9
C2	0,371 ± 0,056	9,9	27,9	0,60	75,3	17,7
C4	0,328 ± 0,033	32,9	44,9	0,42	136,9	15,5
C6	0,393 ± 0,040	8,3	52,7	0,68	134,2	17,7
C8	0,382 ± 0,022	1,1	56,2	0,85	147,1	17,0
E2	0,424 ± 0,029	14,1	36,6	0,80	86,3	16,1
E4	0,331 ± 0,040	4,3	19,7	0,60	59,4	13,3

⁽¹⁾ Média e desvio-padrão de 15 valores por ponto experimental.

Quadro 6. Correlação entre os parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos

Variável	C_{ini}	$q_{1Dt_{sol}}$	v_{calc}	I_{sol}	S	K_s
C_{ini}						
$q_{1Dt_{sol}}$	-0,26					
v_{calc}	-0,21	0,98				
I_{sol}	-0,11	0,24	0,15			
S	-0,39	0,50	0,41	0,79		
K_s	-0,26	1,00	0,98	0,24	0,50	

C_{ini} : concentração inicial; $q_{1Dt_{sol}}$: fluxo monodimensional; Φ : fração de água móvel; v_{calc} : velocidade média da água nos poros; I_{sol} : lâmina de soluto infiltrada; S: sorvidade; e K_s : condutividade hidráulica saturada; p < 0,05.

CD, bem como os perfis de umidade volumétrica final, são apresentados na figura 3.

Os valores de $q_{1Dt_{sol}}$ estão de acordo com a condição imposta por Snow (1999) para a validade da hipótese $C_{im}(z_o, t_{sol}) \approx 0$, ou seja, $q_{1Dt_{sol}} > 10 \text{ mm h}^{-1}$.

A fração de água móvel (Φ) variou de 0,42 a 0,85, apresentando o maior valor no ponto experimental C8, que infiltrou a lâmina de 70 mm em um menor intervalo de tempo. Os valores de Φ alcançados (Quadro 4) estão de acordo com os obtidos na literatura. Em experimentos de campo, Clothier et al. (1992) encontraram valores de F da ordem de 0,49 ($\pm 0,12$), aplicando brometo (Br) em um solo franco-arenoso. Jaynes et al. (1995), também utilizando brometo, relataram que Φ variou de 0,25 a 0,98 para um solo franco-argilo-arenoso. Roulier et al. (2002) relataram que Φ alterou de 0,5 a 0,93 em um solo franco-siltoso,

onde concluíram que a agregação melhorou a ligação de rede de poros.

Modelo CD

Nesse modelo, os parâmetros ajustados foram: o coeficiente de dispersão hidrodinâmica (D) e o fator de retardo (R), respeitando-se a condição de conservação de massa de cloreto.

No quadro 7 estão apresentados os resultados dos parâmetros hidrodispersivos (D e R) estimados, com o uso do programa CXTFIT 2.0, por meio da otimização não linear dos mínimos quadrados, com base no método de Levenberg-Marquardt (Marquardt, 1963), considerando o modelo CD e a concentração residente.

O número de Péclet evidencia que o processo predominante no transporte do cloreto em cinco pontos (A2, A8, C4, C6 e E4) é a difusão (P < 1). Seyfried & Rao (1987), numa referência aos efeitos dos agregados no transporte de soluto, monitorando com traçadores coloridos, apresentaram que somente uma fração da matriz do solo esteve em contato com o soluto, chegando à conclusão de que a difusão dentro dessa matriz seria o meio de transferência de massa para esses sistemas. Com base nos resultados obtidos (Quadro 7), 50 % do transporte do cloreto se deram entre os intra-agregados, predominância da difusão, e o restante entre os interagregados, predominância da convecção.

O coeficiente de dispersão hidrodinâmica (D) variou de 64,3 a 1950,0 cm² h⁻¹, com grande variabilidade espacial, considerado alto em relação a outros trabalhos. Roulier (1999) encontrou coeficiente de 7,8 cm² h⁻¹, em um solo arenoso, com o infiltrômetro de disco. Seyfried & Rao (1987), utilizando solos com agregados, encontraram coeficientes entre 1,7 e 60,9 cm² h⁻¹; Bejat et al. (2000) encontraram coeficientes de 6,6 cm² h⁻¹ para um solo argilo-siltoso e 20,8 cm² h⁻¹, para argilo-arenoso. Segundo Renard et al. (1977), o coeficiente de dispersão hidrodinâmica é um dos parâmetros mais sensíveis aos erros de medidas.

Em relação à dispersividade (λ), a condição imposta por Snow (1999), $I_{sol} > \lambda$, para a validação da hipótese $C_m(z_o, t_{sol}) = C_o$, foi observada para os pontos C2 ($I_{sol} = 1,53 \text{ cm}$; $\lambda = 1,5 \text{ cm}$) e C8 ($I_{sol} = 1,73 \text{ cm}$; $\lambda = 0,4 \text{ cm}$). Contudo, Clothier et al. (1995) apresentaram que uma lâmina de até 15 mm poderia ser empregada para que se validasse a hipótese $C_m(z_o, t_{sol}) = C_o$. Além disso, durante o ensaio de infiltração da água no solo houve preocupação em evitar possível carga hidráulica ao ser aplicada uma lâmina maior, pois isso invalidaria as equações de infiltração empregadas, já que essas se referem a uma infiltração sem carga hidráulica. Roulier (1999), aplicando o método de Clothier et al. (1992) para determinar a fração de água móvel (Φ), também encontrou valores de lâmina de solução infiltrada (I_{sol}) menores que a dispersividade (l).

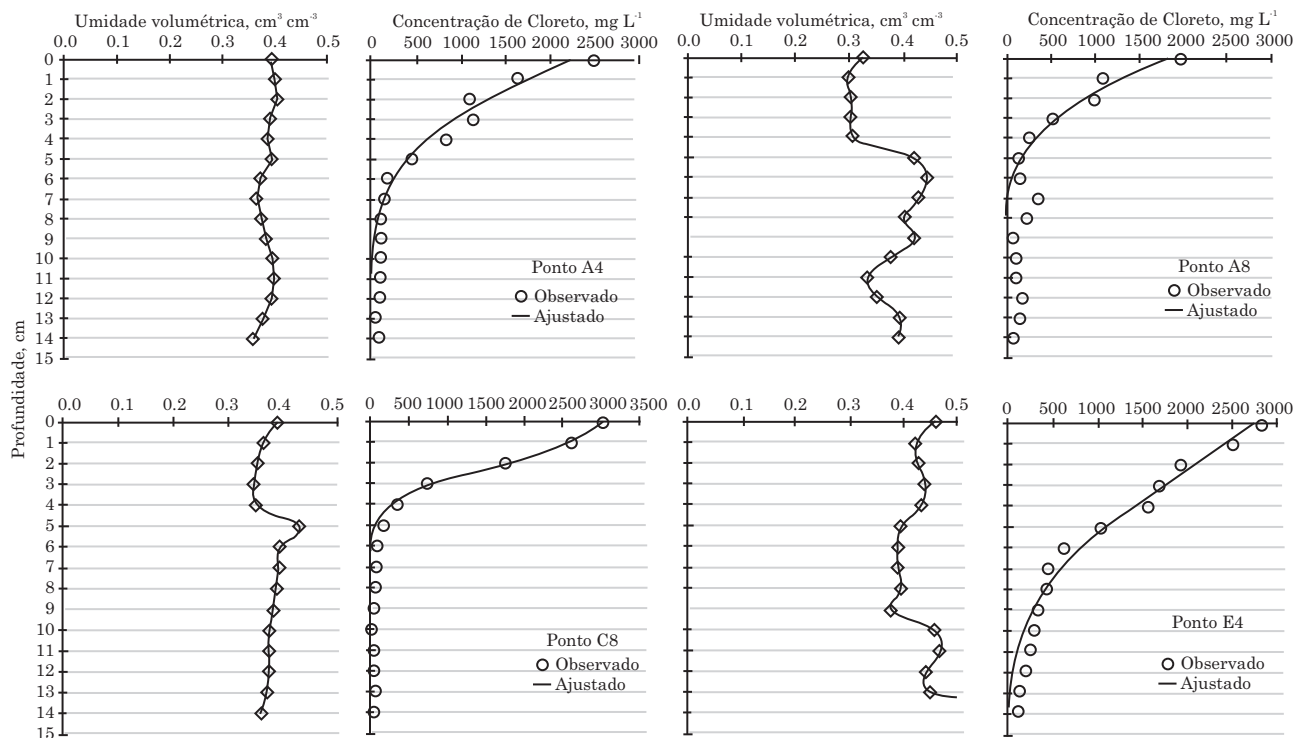


Figura 3. Perfis da umidade volumétrica final e das concentrações de cloreto (experimentais e ajustados pelo modelo CD) para os pontos A4, A8, C8 e E4.

Quadro 7. Parâmetros hidrodispersivos ajustados utilizando o modelo CD no programa CXTFIT 2.0

Pontos	v_{cal}	$D^{(1)}$	$R^{(1)}$	r^2	λ	P
	cm h ⁻¹	cm ² h ⁻¹		%	cm	
A2	68,9	422,6 ± 131,4	1,27 ± 0,17	79,0	6,1	0,45
A4	111,5	328,4 ± 47,7	1,54 ± 0,09	96,7	2,9	1,03
A6	189,2	591,3 ± 22,5	1,07 ± 0,01	99,8	3,1	1,14
A8	92,9	320,3 ± 63,9	2,70 ± 0,25	92,7	3,4	0,95
C2	75,3	111,6 ± 34,4	3,48 ± 0,58	85,4	1,5	1,49
C4	136,9	1950,0 ± 404,4	2,43 ± 0,23	86,5	14,1	0,10
C6	134,2	753,9 ± 288,0	1,85 ± 0,32	72,9	5,6	0,55
C8	147,1	64,3 ± 10,93	1,19 ± 0,04	99,4	0,4	3,76
E2	86,3	284,6 ± 30,4	1,00 ± 0,03	98,2	2,7	1,31
E4	59,4	199,7 ± 32,2	1,69 ± 0,11	95,5	3,4	0,93

⁽¹⁾ Valor e erro médio quadrático calculados pelo programa CXTFIT 2.0.

CONCLUSÕES

1. A infiltrometria de anel simples demonstrou ser um método eficiente para obter os parâmetros hidrodinâmicos e hidrodispersivos.

2. A equação da infiltração acumulada tridimensional para tempos longos descreveu muito bem os ensaios de infiltração realizados, apresentando coeficientes de determinação (r^2) superiores a 0,995.

Os parâmetros determinados (K_s , S e tempos e comprimentos característicos) contribuíram para estimar os fluxos monodimensionais e conseqüentemente determinar as velocidades médias empregadas na definição dos parâmetros hidrodispersivos.

3. A fração de água móvel foi estimada pelo método da mono-traçagem (KCl), segundo o método de Clothier et al. (1992), o que possibilita determinar o fator de retardo (R), utilizado como parâmetro na simulação

do modelo convecção-dispersão (CD). O fator de retardo (R) estimado pelo modelo CD apresentou correlação positiva com o estimado pelo método da mono-traçagem.

4. O uso do modelo de convecção-dispersão (CD), que apresenta coeficiente de determinação (r^2) médio de 0,906, permitiu bom ajuste entre os valores estimado e medidos.

LITERATURA CITADA

- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS - ABNT. NBR 07181: Solo: análise granulométrica. Rio de Janeiro, 1984. 13p.
- BEJAT, L.; PERFECT, E.; QUISENBERRY, V.L.; COYNE, M.S. & HASZLER, G.R. Solute transport as related to soil structure in unsaturated intact soil blocks. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64:818-826, 2000.
- BIGGAR, J.W. & NIELSEN, D.R. Miscible displacement in soils: II. Behavior of tracers. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26:125-128, 1962a.
- BIGGAR, J.W. & NIELSEN, D.R. Some comments on molecular diffusion and hydrodynamic dispersion in porous media. *J. Geophys. Res.*, 67:3636-3637, 1962b.
- CASEY, F.X.M.; JAYNES, D.B.; HORTON, R. & LOGSDON, S.D. Comparing field methods that estimate mobile-immobile model parameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63:800-806, 1999.
- CLOTHIER, B.E.; KIRKHAM, M.B. & MCLEAN, J.E. In situ measurement of the effective transport volume for solute moving through soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56:733-736, 1992.
- CLOTHIER, B.E.; HENG, L.; MAGESAN, G.N. & VOGELER, I. The measured mobile water content of an unsaturated soil, as a function of hydraulic regime. *Aust. J. Soil Res.*, 33:397-414, 1995.
- DE CONDAPPA, D.; SORIA UGALDE, J.; ANGULO-JARAMILLO, R. & HAVERKAMP, R. Méthode Beerkan. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols non saturés, état d'avancement et bases théoriques d'utilisation de la méthode. Rapport interne Hydrologie de la Zone Non Saturée, LTHE, 2001. 83p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Brasília, Serviço de Produção e Informação; Rio de Janeiro, Embrapa Solos, 2009. 412p.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação do Solo. Manual de métodos de análise de solo. 2.ed. Rio de Janeiro, 1997. 212p.
- FILIZOLA, H.F.; FERRACINI, V.L.; SANS, L.M.A.; GOMES, M.A.F. & FERREIRA, C.J.A. Monitoramento e avaliação do risco de contaminação por pesticidas em água superficial e subterrânea em Gauíra. *Pesq. Agropec. Bras.*, 37:659-667, 2001.
- HAVERKAMP, R.; ROSS, P.J.; SMETTEM, K.R.J. & PARLANGE, J.-Y. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. *Water Res. Res.*, 30:2931-2935, 1994.
- HILLEL, D. *Environmental soil physics*. London, Academic Press, 1998. 771p.
- JAYNES, D.B.; LOGSDON, S.D. & HORTON, R. Field method for measuring mobile/immobile water content and solute transfer rate coefficient. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59:352-356, 1995.
- KODESOVÁ, R.; SIMUNEK, J.; NIKODEN, A. & JIRKU, V. Estimation of the dual-permeability model parameters using tension disk infiltrometer and Guelph permeameter. *Vadose Zone J.*, 9:213-225, 2010.
- MARQUARDT, D.W. An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *J. Soc. Ind. Appl. Math.*, 2:431-441, 1963.
- McKEAGUE, J.A.; WANG, C. & TOPP, G.C. Estimating saturated hydraulic conductivity from soil morphology. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 46:1239-1244, 1982.
- MESQUITA, M.G.B.F.; MORAES, S.O.; PERUCHI, F. & TEREZA, M.C. Alternativa para caracterização da condutividade hidráulica saturada do solo utilizando probabilidade de ocorrência. *Ci. Agrotec.*, 31:1605-1609, 2007.
- NIELSEN, D.R. & BIGGAR, J.W. Miscible displacement in soil: I. Experimental information. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 25:1-5, 1961.
- NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro, IBGE, 1979. 422p.
- PHILIP, J.R. The theory of infiltration. *Adv. Hydrosci.*, 5:215-297, 1969.
- RENARD, J.L.; CALVET, R.; TOURNIER, C. & HUBERT, A. Mesure du coefficient de dispersion hydrodynamique longitudinal dans un milieu poreux saturé. *Ann. Agron.*, 28:47-64, 1977.
- RIBEIRO, M.L.; LORENCETTI, C.; PEREIRA, S.Y. & MARCHI, M.R.R. Contaminação de águas subterrâneas por pesticidas: Avaliação preliminar. *Quim. Nova*, 30:688-694, 2007.
- ROULIER, S. Caractérisation hydro-dispersive in situ de sols non saturés par infiltration d'eau et de soluté. Cas des sols structurés et de sols hétérogènes. Grenoble, Université Joseph Fourier. 1999. (Tese de Doutorado)
- ROULIER, S.; ANGULO-JARAMILLO, R.; BRESSON, L.-M.; AUZET, A.-V.; GAUDET, J.-P. & BARIAC, T. Water transfer and mobile water content measurement in a cultivated crusted soil. *Soil Sci.*, 167:201-210, 2002.
- SEYFRIED, M.S. & RAO, P.S.C. Solute transport in undisturbed column of an aggregated tropical soil: Preferential flow effects. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51:1434-1444, 1987.

- SMETTEM, K.R.J.; PARLANGE, J.-Y.; ROSS, P.J. & HAVERKAMP, R. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer: 1. A capillary-based theory. *Water Res. Res.*, 30:2925-2929, 1994.
- SNOW, V.O. In situ measurement of solute transport coefficients: Assumptions and errors. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 63:255-263, 1999.
- SPADOTTO, C.A.; GOMES, M.A.F.; LUCHINI, L.C. & ANDRÉA, M.M. Monitoramento do risco ambiental de agrotóxicos: Princípios e recomendações. Jaguariúna, Embrapa Meio Ambiente, 2004.
- SOUZA, E.S.; ANTONINO, A.C.D.; LIMA, J.R.S.; NETO, G.C.G.; SILVA, J.M. & SILVA, I.F. Efeito do encrostamento superficial nas propriedades hidráulicas de um solo cultivado. *R. Bras. Ci. Agric.*, 2:69-74, 2007.
- SOUZA, E.S.; ANTONINO, A.C.D.; ANGULO-JARAMILLO, R. & NETTO, A.M. Caracterização hidrodinâmica de solos: Aplicação do método Beerkan. *R. Bras. Eng. Agric. Amb.*, 12:128-135, 2008.
- TORIDE, N.; LEIJ, F.J. & van GENUCHTEN, M.T.H. The CXTFIT code for estimating transport parameter from laboratory or field tracer experiments. Version 2.0. Res. Rep. 137. U. S. Salinity Lab. Riverside, ARS-USDA, 1995.
- VANDERVAERE, J.-P.; VAUCLIN, M. & ELRICK, D. Transient flow from tension infiltrometers: II. Four methods to determine sorptivity and conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 64:1272-1284, 2000.
- YOON, Y.; KIM, J.G. & HYUN, S. Estimating soil water retention in a selected range of soil pores using tension disc infiltrometer data. *Soil Tillage Res.*, 97:107-116, 2007.
- WHITE, I. & SULLY, M.J. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Res. Res.*, 23:1514-1522, 1987.
- ZHAI, H. & BENSON, C.H. The lognormal distribution of hydraulic conductivity of compacted clays: Two or three parameters? *Geotechnol. Geol. Eng.*, 24:1149-1162, 2006.