GEOACTA 28, 33 -38 , 2003 ISSN 0326-7237
©2003 Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas.

VALORACIÓN DE LA PERMEABILIDAD NO SATURADA A PARTIR DEL PARÁMETRO SORPTIVIDAD

Claudio LEXOW [1] *y A. Guillermo BONORINO* [2]

[1] *CIC PAID, UNS. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.E-mail: lexow@criba.edu.ar*
[2] *CONICET, UNS. San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina. E-mail: bonorino@criba.edu.ar*

RESUMEN

Se analizan los resultados de permeabilidad no saturada (K(ψ)) obtenidos a partir de la determinación del parámetro sorptividad (*S*). La técnica de campo radica en la ejecución de ensayos de infiltración con un infiltrómetro de tensión con los cuales se logran diversas curvas de infiltración *I*(t). De éstas se determina *S* equivalente a la pendiente de la curva I(t^2) durante los tiempos iniciales de infiltración. Con dos valores de *S* medidas dentro de un rango de tensiones de suministro (ψ) negativas es posible el cálculo de K(ψ) mediante la resolución de la ecuación de White y Perroux (1989). Los resultados de K(ψ) fueron contrastados con los obtenidos con la ecuación de van Genuchten según el código RECT demostrando un ajuste muy significativo. Se ha verificado que el uso del infiltrómetro de tensión proporciona valores de infiltración coherentes a partir de los cuales es viable por medios matemáticos la determinación de permeabilidad saturada y no saturada. Además K(ψ) obtenida de esta manera permitirá ser utilizada como variable de ajuste en la definición de las funciones matemáticas teóricas de K(ψ).
Palabras claves: permeabilidad no saturada, infiltración, sorptividad.

ABSTRACT

The results of unsaturated permeability (K(ψ)) obtained from sorptivity (*S*) determinations are analyzed. In the field several curves of infiltration I(t) were obtained from the tension infiltrometer technique. During the initial times of infiltration test *S* is equivalent to the slope of the curve *I*(t^2). With two measured of *S* between a rank of tensions negative (ψ) it is possible the calculation of K(ψ) applying the equation of White and Perroux (1989). The K(ψ) results were contrasted with the van Genuchten curve, according to code RECT, demonstrating a very significant adjustment. As a conclusion the use of the tension infiltrometer provides coherent values of infiltration from which the mathematics determination of saturated and unsaturated permeability is possible. In addition K(ψ) obtained by this way could be used as a adjustment parameter in the definition of the K(ψ) theoretical mathematical functions.
Key words: unsaturated permeability, infiltration, sorptivity.

INTRODUCCION

El crecimiento de diversas actividades del hombre en todo el mundo ha traído aparejado una serie de consecuencias negativas, entre ellas, algunas relacionadas con la contaminación del agua subterránea. Se plantea así la necesidad de aumentar el grado del conocimiento de la zona no saturada (ZNS) que se encuentra entre las superficies del suelo y la freática y que se constituye como el principal elemento de protección natural contra la degradación del agua subterránea. En este sentido se debe avanzar en la comprensión de su funcionamiento hidrodinámico y de los procesos de transferencia vertical de agua y soluto que tienen lugar dentro de la misma. Así, las bases de la investigación en ese sentido se sostienen en la determinación de los parámetros hidráulicos no saturados que permiten la caracterización del medio poroso, a través de diversas metodologías de campo y laboratorio. El objetivo del presente trabajo consiste en analizar los resultados de la permeabilidad no saturada obtenidos a partir de la determinación de la sorptividad con los resultados de ensayos de infiltración de campo, implementando la ecuación de White y Perroux (1989). La sorptividad *S* ($mm.s^{-2}$) es una medida de la capacidad de un medio poroso en absorber un líquido (Philip, 1957b). En general, cuanto mayor es el valor de *S* mayor es el volumen del líquido y la velocidad del mismo en ser absorbido. Dentro del esquema metodológico de cálculo, se proponen modificaciones que redundan en la práctica a resultados viables en su implementación, dentro de las necesidades planteadas en las etapas de desarrollo y experimentación en un área de investigación tan específica.

GENERACION DE DATOS DE CAMPO

El infiltrómetro de tensión fabricado por Soil Measurements System permite medir el flujo no saturado de agua en la ZNS ya sea en calicatas de campo como sobre testigos corona en laboratorio. Consta de una torre de burbujeo que controla la tensión negativa (ψ) de suministro de agua sobre la superficie del suelo, un reservorio de agua que se vacía a medida que el agua fluye hacia el terreno y un disco o plato de base, de 8 cm de diámetro, que establece la continuidad hidráulica con el medio poroso (Figura 1). La tensión en la parte superior del reservorio de agua se relaciona

Recibido: 27 de marzo 2003
Aceptado: 30 de mayo 2003

directamente con la altura de agua en el mismo, es decir que un centímetro de descenso de agua equivale a un centímetro de descenso de la tensión dentro del cilindro.

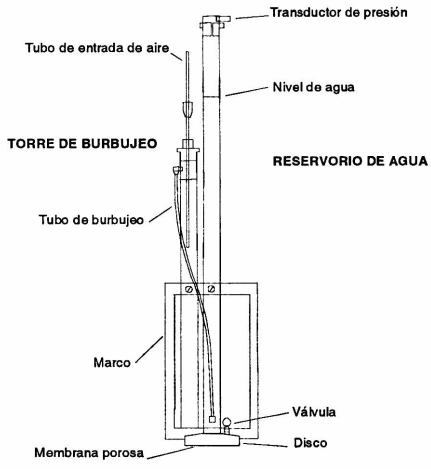

Figura 1. Esquema de un infiltrómetro de tensión

El infiltrómetro debe ser calibrado antes de ser puesto en funcionamiento en el campo. La tensión sobre la superficie del suelo se controla con la posición relativa (z_1) de la entrada de aire del tubo ubicado en la torre de burbujeo. Esta posición es el resultado de la suma del valor de tensión a la que se quiere efectuar una lectura más una constante que se determina en laboratorio ($z_1 = \psi + c$). En la práctica, es conveniente realizar una serie de ensayos a diferentes tensiones negativas de suministro de agua entre 3, 6 y 15 centímetros que se suman a la de tensión cero o en saturación (θ_s).

El descenso de agua en el reservorio brinda una descripción temporal sobre la cantidad acumulada de agua I(t) que ingresa al suelo frente una determinada tensión de suministro de agua (ψ) en la superficie del suelo (Figura 2).

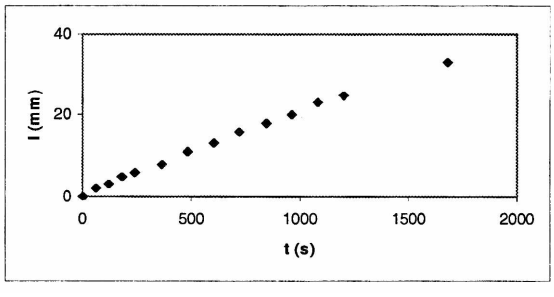

Figura 2. Infiltración acumulada (I) versus tiempo (t)

Los ensayos pueden ser ejecutados directamente sobre la superficie del suelo previamente alisada o sobre una delgada capa de arena fina previamente humedecida; se efectúan por duplicado para cada tensión negativa (ψ) seleccionada. El material sedimentario analizado corresponde a la capa superficial de un suelo Hapludol éntico (INTA, 1989) de textura limo arenosa y los parámetros hidráulicos que se indican en la tabla 1 (Lexow, 2002).

Tabla 1. Parámetros hidráulicos de un suelo limo arenoso

K_s ($cm^3.cm^{-3}$)	θ_s ($cm^3.cm^{-3}$)	n	m	α (cm^{-1})
0,52	0,16	2,362	0,576	0,0235

Referencias: K_s: permeabilidad saturada; θ_s: contenido de humedad en saturación; θ_n: contenido de humedad residual; α, n y m son constantes empíricas que condicionan la forma de la curva de retención

DESCRIPCION DEL PROCESO DE INFILTRACION

El término infiltración representa hidrológicamente la entrada de agua al suelo a través de la superficie del mismo. En el caso del infiltrómetro el flujo de agua no confinado por debajo del mismo se manifiesta en las tres dimensiones moviéndose por capilaridad y gravedad en el sentido vertical y por capilaridad en el horizontal.

La teoría matemática de la infiltración vertical fue presentada en detalle por Philip en el año 1957 a través de una serie de trabajos que abarcan distintos aspectos del fenómeno. Philip (1957b) introdujo el término sorptividad (S) relacionándolo con las series que definen la infiltración acumulada (I) Philip (1957a) y que resulta en:

$$I = St^{1/2} + At \qquad (1)$$

dónde la velocidad de infiltración ($i = dI/dt$) (Philip 1957c) se expresa:

$$i = \frac{1}{2} St^{-1/2} + A \qquad (2)$$

Las ecuaciones (1) y (2) son aplicables para intervalos relativamente cortos de tiempo en la cual $A = A_2 + Ki + \varepsilon$; dónde el primer término que integra la variable de Boltzmann η (Kutilek y Nielsen, 1994) de forma que $A_2 = \int_{\theta_i}^{\theta_0} \eta(\theta) d\theta$, y $K_i = K(\theta_i)$, dónde Ki es la permeabilidad en función del contenido de humedad inicial (θ_i) y ε corresponde al error que se produce al truncar la serie y utilizar solo los dos primeros términos de la ecuación de Philip (1957b). Con frecuencia se relaciona A con la permeabilidad saturada K_s mediante la relación $A = m\ K_s$ estando m comprendida entre $0,2 < m < 0,67$. Sin embargo el error de estimar K_s a partir de A puede alcanzar al 30% en

suelos relativamente secos. Por el contrario, el error introducido al truncar la serie de cálculo ε es mucho menor que para calcular *A*, por lo que *S* determinada a partir de los primeros instantes del proceso de infiltración se considera como un valor confiable (Kutilek y Nielsen, 1994).

Es posible indicar que *S* corresponde, físicamente, a la cantidad de agua infiltrada *I* en un tiempo t = 1, mientras que en el mismo tiempo *i* disminuye a la mitad del valor de *S*. La sorptividad depende del potencial de agua aplicado sobre la superficie del suelo, ψ_o, y del potencial de agua antecedente en el suelo, ψ_n, $S_o = S(\psi_o, \psi_n)$; surge a partir de la curva de infiltración *I* cuando:

$$\lim_{t \to 0} \frac{dI}{dt^{1/2}} \rightarrow S_o \qquad (3)$$

Es decir, *S* equivale a la pendiente de la curva *I* (t^2) durante los tiempos iniciales de infiltración (Figura 3). Perroux y White (1988) determinaron que la linealidad se mantiene entre 6 y 2450 s cuando el flujo unidimensional es dominado por la capilaridad, $t < t_{grav}$, con $t_{grav} = S_o^2/(K_o - K_n)$, dónde $K_o = K(\psi_o)$ y $K_n = K(\psi_n)$ son las conductividades hidráulicas correspondientes al momento del ensayo y antecedente respectivamente. Durante los ensayos de campo ejecutados se comprobó que los tiempos ($t < t_{grav}$) válidos para determinar *S* no superaron los 120 a 180 s (Lexow, 2002).

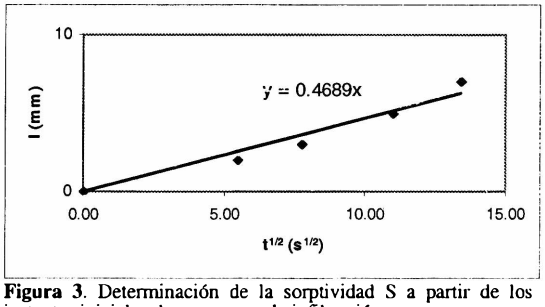

Figura 3. Determinación de la sorptividad S a partir de los instantes iniciales de un ensayo de infiltración

DETERMINACION DE LA PERMEABILIDAD SATURADA

Para el análisis de los datos de infiltración obtenidos con el infiltrómetro de tensión es necesario alcanzar el flujo cuasi estacionario. El tiempo requerido para lograrlo depende de las condiciones iniciales del contenido de humedad del suelo y de las propiedades hidráulicas del mismo. En general, en los suelos muy secos y con una permeabilidad baja los períodos para alcanzar una infiltración estacionaria son de mayor duración. En los ensayos de campo llevados a cabo los tiempos no superaron los 1200 a 1680 s (Lexow, 2002).

La determinación de K_S se efectúa por el método de cálculo de tensión múltiple (Hussen y Warrick, 1995) midiendo la tasa de infiltración q_S a dos tensiones distintas $q_s(\psi_1)$ y $q_s(\psi_2)$ y aplicando la ecuación Wooding (1968) con la que se calcula q_S a partir de la siguiente expresión:

$$q_s(\psi_0) = K(\psi_0) + K(\psi_0)\frac{4}{\pi . r . \alpha} \qquad (4)$$

donde $K(\psi_0)$ se obtiene a partir de la ecuación (5) de Gardner (1958)

$$K(\psi_0) = K_s \exp(\alpha \psi_0) \qquad (5)$$

La permeabilidad no saturada se calcula para cada tensión de suministro de agua (ψ_0), r es el radio del disco del infiltrómetro y α es el número de sorción. El valor de α resulta de la pendiente de la recta de regresión linear entre $\ln(q_s)$ versus ψ. Es posible definir a como una medida relativa de la importancia de las fuerzas de gravedad y capilares durante la infiltración. Los valores de α en suelos de grano grueso, donde la gravedad tiende a dominar, son mayores que aquellos en terrenos de grano fino, donde predomina la capilaridad. Como se desprende del segundo término de la ecuación (4) el diámetro del infiltrómetro es condicionante de las determinaciones de los parámetros hidráulicos; Perroux y White (1988) han determinado además que las determinaciones de *S* con permeámetros de mayor diámetro proporcionan resultados con un menor coeficiente de variación; sin embargo, otros autores como Hussen y Warrick (1993) no han encontrado diferencias significativas salvo que en las condiciones de campo suelen presentar cierta ventaja aquellos de mayor diámetro porque brindan una mayor superficie de apoyo y por lo tanto le confiere mayor estabilidad frente a condiciones ventosas.

DETERMINACION DE LA PERMEABILIDAD NO SATURADA

La resolución de White y Perroux (1989) para calcular K(ψ) surge básicamente a partir de la determinación de *S* medida dentro de un rango de tensiones de suministro negativas. La relación entre ambas variables puede ser escrita de la siguiente forma:

$$S(\psi_0, \psi_n) = \frac{\theta(\psi_0) - \theta_n}{b} \int_{\psi_n}^{\psi_0} K(\psi) d\psi \qquad (6)$$

con b comprendido dentro del rango $1/2 < b < \pi/4$ (White y Sully, 1987).

Una vez determinados un par de valores de *S* se obtiene su valor medio S_0 y conociendo los tenores θ_o y θ_n se calcula K(ψ) a través de la siguiente ecuación (7):

$$K(\psi_0)=\left(\frac{\bar{S}_0}{\Delta\bar{\theta}_0}\right)\frac{\Delta S_0}{\Delta\psi_0}-\left(\frac{\bar{S}_0}{2\Delta\bar{\theta}_0}\right)^2\frac{(\theta_1-\theta_2)}{\Delta\psi_0} \quad (7)$$

dónde θ_1 = (ψ_1) y θ_2 = (ψ_2) siendo $\theta_1 > \theta_2$; $\triangle\theta_0 = (\theta_0 - \theta_n)$

El desarrollo metodológico en el tratamiento de las muestras para la determinación de *S* implica la desecación de la muestra a θ_n antes de efectuar el ensayo y determinar θ_0 gravimétricamente luego de finalizado el mismo (Perroux y White, 1988; White y Perroux, 1987; White y Sully, 1987; White y Perroux, 1989). Este procedimiento, si bien costoso, es posible de ser llevado a cabo en el laboratorio pero no presenta las mismas condiciones para conducirlo en el campo.

Por esta razón, se plantea la alternativa de introducir dentro de las ecuaciones los valores de humedad correspondientes a cada tensión negativa a partir de las curvas de retención de humedad θ (ψ)definidas para cada suelo.

Los resultados de K (ψ) alcanzados mediante la aplicación de la ecuación (7) fueron contrastados con los obtenidos con la ecuación (8) de van Genuchten según el código RECT (van Genuchten *et al.* 1991) cuya expresión es la siguiente:

$$K(\psi)=\frac{K_S\left\{1-(\alpha\psi)^{mn}\left[1+(\alpha\psi)^{n}\right]^{-m}\right\}^2}{\left[1+(\alpha\psi)^{n}\right]^{ml}} \quad (8)$$

dónde α , *l*, *n* y *m* son constantes empíricas (con la restricción $m = 1 - 1/n$). La viabilidad de su uso se ha demostrado en el ajuste sobre datos alcanzados en ensayos de infiltración de campo reproduciendo el perfil estático y dinámico del contenido de humedad de la ZNS (Lexow, 2002).

ANALISIS DE LOS RESULTADOS

Se procesaron los resultados de tres ensayos infiltración obteniéndose en cada uno de ellos dos valores de *S* según la metodología planteada a partir de cada curva *I*(t). Las tensiones de suministro ψ se encuentran dentro del rango $50 < \psi < 300$ mm. Los resultados puntuales de K(ψ) a partir de *S* mediante la aplicación de la ecuación (7) se muestran en la tabla 2. En la misma se muestran además algunos valores de referencia considerados en la aplicación de la fórmula.

Los resultados puntuales de K(ψ) (Tabla 2) contrastados con la función (8) (Figura 4) muestran un ajuste muy significativo con un coeficiente de determinación $R^2 = 0{,}999$.

En la mayoría de los ensayos realizados, aún sumados todos aquellos que no se presentan en este trabajo, se observa como manifestación o tendencia que a medida que $\psi \rightarrow 0$ se evidencia un incremento de *S*, o sea que $S_1 < S_2$ cuando $\psi_1 < \psi_2$ (Figuras 5a y b). Además, comparando entre dos potenciales de suministro más próximos ψ_1 = -30 cm y ψ_2 = -10 cm (Figura 5a), diámetros equivalentes de poros entre 0,1 y 0,3 mm, la diferencia de *S* es menor que entre dos potenciales de suministro más diferenciados, ψ_1 = -30 cm y ψ_2 = -5 cm (Figura 5b) que corresponden a diámetros equivalentes de 0,1 y 0,6 mm respectivamente. Este comportamiento podría estar indicando la ausencia o menor participación de macroporos capaz de ser saturados frente a bajos potenciales de suministro tal como lo señalan Perroux y White (1988).

Los resultados presentados corresponden a una serie de ensayos que tuvieron como límite de trabajo una tensión de suministro de -30 cm tendiente en principio a ajustar la metodología de trabajo, tanto en campo como en laboratorio. Se plantea realizar a corto plazo una segunda etapa de mediciones en dónde se abarcarán tensiones menores hasta alcanzar los -100 cm puesto que en ese rango, $-100 < \psi < 0$ cm, es donde tienen lugar el mayor impacto los procesos ambientales, biológicos y de manejo de suelos y además es donde el flujo no saturado se manifiesta con mayor intensidad.

Tabla 2. Permeabilidad no saturada a partir de la sorptividad utilizando la ecuación (7)

S (mm.s$^{-1/2}$)	ψ_0 (mm)	$\Delta\theta$	$\bar{\theta}_0$	$-\bar{\psi}_m$ (mm)	$\bar{S}_0$	$S_2 - S_1$	K (cm.d^{-1})
0,268	300	0,03	0,1	175	0,368	0,2	7,92
0,468	50	0,17					
0,68	300	0,23	0,23	180	0,76	0,16	5,72
0,84	60	0,23					
0,423	300	0,08	0,09	200	0,5	0,154	3,63
0,577	100	0,1					

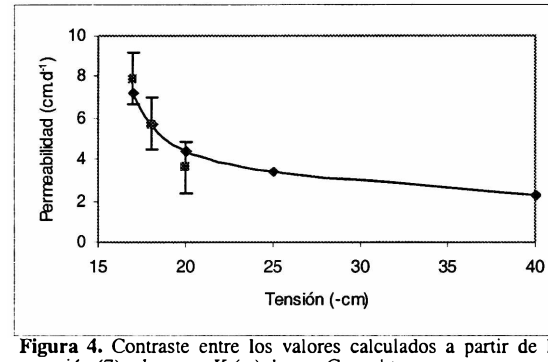

Figura 4. Contraste entre los valores calculados a partir de la ecuación (7) y la curva K (ψ) de van Genuchten

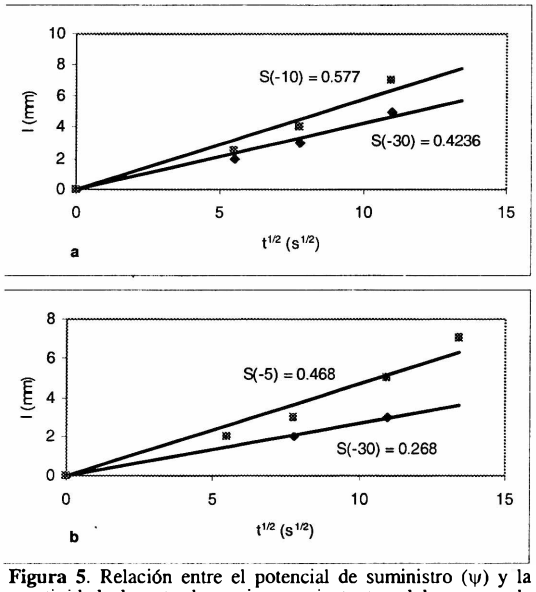

Figura 5. Relación entre el potencial de suministro (ψ) y la sorptividad durante los primeros instantes del ensayo de infiltración

CONCLUSIONES

Se ha verificado que el uso del infiltrómetro de tensión en el campo proporciona una serie de valores de infiltración coherentes, a partir de los cuales es posible efectuar un tratamiento matemático cuyo resultado final proporciona los parámetros hidráulicos permeabilidad saturada y no saturada y sorptividad.

El método es de sencilla aplicación y permite determinar *S* a partir de los primeros momentos del ensayo de infiltración en condiciones de régimen no permanente.

Se ha comprobado que los resultados puntuales de K(ψ) calculados a partir de *S* según la metodología de White y Sully (1987) son admisibles para la caracterización hidrodinámica no saturada y su implementación ya en cálculos de flujo no saturado. Además K(ψ) obtenida de esta manera permitirá ser utilizada como variable de ajuste en la definición de las funciones matemáticas teóricas de K(ψ).

La implementación de la ecuación (5) dentro del procedimiento de cálculo de K_s no introduce un error significativo en el tratamiento de los datos de K(ψ) puesto que entre los calculados por esta fórmula y la (8) dentro del rango $0 < pF < 2$ no difieren demasiado.

El parámetro *S* permite identificar en determinados casos la presencia de una proporción mayor de macroporos dentro de determinados rangos de tensión de suministro que condicionan el diámetro de poros considerados durante el ensayo.

Si bien el método del infiltrómetro funciona dentro del rango muy próximo a la saturación, es necesario aclarar que es dentro del mismo en dónde se desarrolla el mayor potencial de transporte de solutos. La permeabilidad a tensiones menores que -150 cm es prácticamente insignificante en los términos del transporte y movilidad de contaminantes.

REFERENCIAS

Gardner, W.R., 1958. Some steady state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. Soil Science, 85: 228-232.

Hussen A.A. y Warrick, A.W., 1993. Alternative analyses of hydraulic data from disc tension infiltrometers. Water Resources Research, 29: 4103-4108.

Hussen A.A. y Warrick, A.W., 1995. Tension infiltrometers for the measurement of vadose zone hydraulic properties. Handbook of vadose zone characterization and monitoring, p. 189-201. Lewis Publishers.

Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 1989. Mapas de Suelos de la Provincia de Buenos Aires. Publicación del Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, 527 p., Buenos Aires.

Kutílek, M. y Nielsen, D.R., 1994. Soil Hydrology. Catena Verlag, 370 p., 38162 Cremlingen-Destedt, Gernany.

Lexow, C., 2002. Hidrodinámica de la zona no saturada aplicada al estudio del balance hidrológico y de contaminantes de los recursos hídricos subterráneos (Cuenca del A Del Águila). Tesis Doctoral. UNS. Bahía Blanca. 174 p. y anexos. (Inédita).

Perroux, K.M y White, I., 1988. Designs for disc permeameters. Soil Science Society of American Journal, 52: 1205-1215.

Philip, J.R. 1957a. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. Soil Science, 83: 345-357.

Philip, J.R. 1957b. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. Soil Science, 84: 257-264.

Philip, J.R. 1957c. The theory of infiltration: 5. The influence of the initial moisture content. Soil Science, 84: 329-339.

van Genuchten, M.Th., Leij, F.J. y Yates, S.R., 1991. The RETC Code for Quantifyng the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, 117 p., EPA/600/2-91/065. IAG-DW 12933934.

White, I. y Perroux, K.M., 1987. The use of sorptivity to determine field soil hydraulic properties. Soil Science Society of American Journal, 51: 1903-1101.

White, I. y Perroux, K.M., 1989. Estimation of unsaturated hydraulic conductivity from field sorptivity measurements. Soil Science Society of

American Journal, 53: 324-329.
White, I. y Sully, M.J., 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. Water Resources Research, 23(8): 1514-1522.
Wooding, R.A., 1968. Steady infiltration from shallow circular pond. Water Resources Research, 4: 1259-1273.