

Caracterización hidráulica de suelos mediante experimentos de infiltrómetro de disco

Hydraulic Characterization of soils through disc infiltrometer experiments

Manuel Zavala-Trejo^a

Resumen / Abstract

El riego por gravedad se utiliza en la mayor parte de la superficie agrícola irrigada en México, presentando generalmente baja eficiencia de aprovechamiento del agua. Un conocimiento adecuado de cómo se mueve el agua a lo largo de los surcos y se infiltra en el suelo, es esencial para establecer acciones que permitan mejorar las eficiencias de aplicación y distribución de este recurso. En este trabajo se aborda la caracterización hidráulica de suelos que es fundamental para el manejo del riego superficial, presentándose una metodología basada en la porosidad volumétrica, curva granulométrica del suelo y en la reproducción de un evento transitorio de infiltración. Se analizó con un modelo matemático de simulación la infiltración originada por un infiltrómetro de disco y se realizó la caracterización hidráulica del suelo de dos parcelas agrícolas de la unidad de riego La Lagunita Zacatecas.

Palabras clave: riego por gravedad, curva de retención de humedad, curva de conductividad hidráulica, conductividad hidráulica a saturación.

Surface irrigation is used in most of the irrigated agricultural area in Mexico, generally presenting low water use efficiency. Adequate knowledge of how water moves along the furrows and infiltrates into the soil is essential to establish actions that improve the efficiencies of application and distribution of this resource. This work addresses the hydraulic characterization of soils, which is fundamental for the management of surface irrigation, presenting a methodology based on volumetric porosity, granulometric curve of the soil and the reproduction of a transient infiltration event. The infiltration caused by a disk infiltrometer was analyzed with a mathematical simulation model and the hydraulic characterization of the soil of two agricultural lands in the La Lagunita Zacatecas irrigation area was carried out.

Key words: surface irrigation, soil-water retention curve, hydraulic conductivity curve, saturated hydraulic conductivity.

^a. Docente-Investigador, Unidad Académica de Ciencia y Tecnología de la Luz y la Materia, Universidad Autónoma de Zacatecas, Circuito Marie Curie S/N, Parque de Ciencia y Tecnología, Quantum, Zacatecas, C.P. 98160, México. Orcid 0000-0002-0595-735X. Correo electrónico: mzavala73@uaz.edu.mx.

Introducción

La modelación físico-matemática del riego por gravedad es una herramienta útil para investigar y analizar los procesos de transferencia de masa y energía que se desarrollan sobre y bajo la superficie del suelo. En la literatura se reportan diferentes modelos matemáticos para describir el riego por gravedad, los cuales varían en su grado de complejidad en función del nivel de simplificación de las ecuaciones diferenciales consideradas para describir el proceso (Saucedo *et al.*, 2011).

Una descripción detallada del riego por gravedad puede ser obtenida considerando las ecuaciones de Saint-Venant para representar el flujo superficial del agua y la ecuación de Richards (1931) para describir su movimiento a través del suelo (infiltración); el acoplamiento de ambas ecuaciones diferenciales permite determinar el avance del frente superficial del agua y la evolución de la distribución de la humedad en el suelo durante la aplicación del riego. Este tipo de aproximación conocido en la literatura como modelo hidrodinámico para el riego superficial, requiere el conocimiento detallado de las características hidráulicas del suelo que intervienen en la ley de Darcy generalizada; estas propiedades son la curva de retención de humedad que relaciona el potencial de presión del agua en el suelo (Ψ) con el contenido volumétrico de agua (θ) y la curva de conductividad hidráulica que relaciona el potencial de presión (Ψ) con la conductividad hidráulica (K). Ambas propiedades hidráulicas son altamente no lineales y en la literatura se han presentado diversos modelos mecanicistas para representarlas (Fuentes *et al.*, 2001), sin embargo su aplicación se ha visto limitada por la cantidad de parámetros a determinar y los costos experimentales requeridos para su determinación.

Este trabajo tiene como objetivo presentar y aplicar una metodología mecanicista de caracterización hidráulica eficiente y teóricamente sustentada, basada en la porosidad, curva granulométrica del suelo y en la reproducción de un evento transitorio de infiltración y/o drenaje (Zavala *et al.*, 2023). En el caso del evento transitorio de infiltración se aborda el análisis de la infiltración tridimensional originada por un infiltrómetro de disco, con el cual se completa el procedimiento para determinar las propiedades hidráulicas que intervienen en la ecuación de Richards. El estudio es llevado a cabo utilizando un modelo numérico basado en la solución numérica de la ecuación de Richards bidimensional con la hipótesis de simetría axial alrededor del eje vertical y la información obtenida de pruebas de infiltración desarrolladas en dos parcelas de la unidad de riego La Lagunita ubicada en el estado de Zacatecas.

Materiales y métodos

Las representaciones analíticas de las propiedades hidráulicas del suelo, curva de retención de humedad y curva de conductividad hidráulica, contienen parámetros que son los contenidos volumétricos de humedad a saturación y residual y otros mas que se pueden agrupar en parámetros de forma y parámetros de escala.

Parámetros de forma de las propiedades hidráulicas del suelo

De acuerdo con Zavala *et al.* (2023) es posible estimar los parámetros de forma que aparecen en las propiedades hidráulicas del suelo a partir de la porosidad total ϕ y la curva granulométrica del suelo, si se tiene como base el estudio de la ley de Laplace y la ley de Stokes. Considerando el suelo como un objeto fractal (Mandelbrot, 1982) y aceptando la hipótesis de similitud entre el grado de saturación $S(R)$ y la frecuencia acumulada $F(D)$, se establece la siguiente relación entre el tamaño de los poros del suelo (R) y el diámetro de las partículas del suelo (D):

$$S(R) = F(D) \quad (1)$$

$$\left(\frac{R}{R_d}\right) = \left(\frac{D}{D_g}\right)^{1+\kappa} \quad (2)$$

donde R_d es un parámetro característico del tamaño de los poros; D_g es un parámetro característico del tamaño de las partículas. El exponente κ se calcula con:

$$\kappa = \frac{2s - 1}{2(1 - s)} \quad (3)$$

donde $s = D_f/E$, donde D_f es la dimensión fractal del suelo (D_f) y $E = 3$ es la dimensión euclidiana del espacio físico, es definida de manera implícita en función de la porosidad volumétrica total del suelo:

$$(1 - \phi)^s + \phi^{2s} = 1 \quad (4)$$

El paso de la curva granulométrica del suelo a la curva retención de humedad $\theta(\Psi)$ se realiza con las relaciones (1)-(4) considerando además que $\theta = \phi S(R)$ y $\theta = \phi F(D)$, donde θ es el contenido volumétrico de humedad y Ψ el potencial de presión del agua en el suelo.

Parámetros de escala de las propiedades hidráulicas del suelo

La caracterización hidrodinámica de un suelo puede ser complementada considerando experimentos de infiltración y/o drenaje los cuales permiten obtener información para identificar los parámetros de escala de la función de retención de humedad y de conductividad hidráulica. Las pruebas de infiltración puntual consisten en imponer una carga de presión o succión conocida en la superficie del suelo y medir la evolución en el tiempo de la lámina de agua infiltrada (pruebas de infiltración durante la aplicación del riego, pruebas de infiltración unidimensional, infiltrómetros de tensión, etc.).

La infiltración originada por un infiltrómetro de disco de succión es un fenómeno de naturaleza tridimensional (Figura 1a), sin embargo si se acepta la hipótesis de simetría axial alrededor

del eje vertical (Figura 1b) este proceso se puede describir con la ecuación de Richards bidimensional:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (5)$$

donde Ψ es el potencial de presión del agua en el suelo [L], el cual es positivo en la zona saturada del suelo y negativo en la zona no saturada; θ es el contenido volumétrico de agua [L³L⁻³], que en un suelo parcialmente saturado es función de Ψ , esta dependencia es conocida como curva de retención de humedad $\theta(\Psi)$; $K(\Psi)$ es la curva de conductividad hidráulica [LT⁻¹] que en suelo no saturado es función del potencial de presión o del contenido volumétrico de agua; z es la coordenada vertical orientada positivamente hacia abajo; x es la coordenada horizontal.

Sujeta a la condición inicial:

$$\psi(x, z, 0) = \psi_{ini} \quad (6)$$

y a las condiciones de frontera:

$$\psi = \psi_{succ} \quad 0 \leq x \leq r; \quad z = 0; \quad t > 0 \quad (7)$$

$$-K(\psi) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - 1 \right) = 0 \quad r < x \leq X_{max}; \quad z = 0; \quad t > 0 \quad (8)$$

$$-K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0 \quad x = 0 \text{ y } x = X_{max}; \quad 0 \leq z \leq Z_{max}; \quad y \quad t > 0 \quad (9)$$

$$\frac{\partial(\psi - z)}{\partial z} = -1 \quad 0 \leq x \leq X_{max}; \quad z = Z_{max} \quad t > 0 \quad (10)$$

donde ψ_{ini} es la distribución del potencial de presión del agua en el suelo antes de la prueba de infiltración; ψ_{succ} es la succión fijada en la base del infiltrómetro durante la prueba; r es el radio de la base o disco poroso del infiltrómetro; X_{max} y Z_{max} son las distancias horizontal y vertical máximas medidas desde el centroide de la base del infiltrómetro que se consideran en el análisis.

La resolución de la ecuación (5) requiere representar las propiedades hidráulicas del suelo mediante modelos que relacionen la conductividad hidráulica (K) y el potencial de presión del agua en el suelo (ψ) como funciones del contenido volumétrico del agua (θ). Fuentes *et al.* (1992) a partir del análisis de las propiedades integrales de la infiltración, recomiendan en estudios experimentales el uso del modelo para la curva de retención de van Genuchten (1980) sujeto a la restricción de Burdine (1953) combinado con el modelo de conductividad de Brooks y Corey (1964).

Van Genuchten (1980) propone la siguiente expresión:

$$\theta(\psi) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + \left(\frac{\psi}{\psi_d} \right)^n \right]^m} \quad \text{con} \quad m = 1 - \frac{2}{n} \quad (11)$$

donde θ_s es el contenido volumétrico de agua a saturación [L^3L^{-3}]; θ_r es el contenido volumétrico residual [L^3L^{-3}]; Ψ_d es un valor característico de la presión también llamado parámetro de escala de la presión [L]; m y n son parámetros de forma de la curva, adimensionales y positivos.

La curva de conductividad de Brooks y Corey (1964) es:

$$K(\theta) = K_s \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (12)$$

donde η es un parámetro de forma empírico y positivo; y K_s es un parámetro de escala llamado conductividad hidráulica a saturación.

Modelo numérico de simulación

Para reproducir y analizar las pruebas de infiltración se aplica una versión modificada del modelo numérico de Zavala y Ojeda (1999) que resuelve las ecuaciones (5)-(12), el cual usa el método del elemento finito en la discretización espacial, un método de diferencias finitas para la integración en el tiempo, y el método de iterativo de Picard para linealizar el sistema de ecuaciones. A este modelo se le incorporó un método de gradiente conjugado preconditionado adaptado para resolver el sistema de ecuaciones resultante en cada iteración de la simulación considerando sólo los coeficientes no nulos del sistema, optimizando así el manejo de memoria y tiempo de cómputo.

Unidad de riego

La unidad de riego La Lagunita se ubica en el municipio de Gral. Enrique Estrada, Zacatecas, cuenta con una superficie física total de 100 ha, de las cuales 47 ha son de riego y el resto no se cultiva. Los cultivos que se manejan tradicionalmente son frijol, chile, maíz grano, alfalfa y avena; la fuente de abastecimiento para el riego es subterránea y se aplica el riego por gravedad. La zona está conformada por ocho lotes (Figura 2), la localización geográfica del pozo de riego es $22^\circ 58' 47.21''N$ y $102^\circ 46' 44''O$ y esta a una altitud media de 2,190 msnm. Se seleccionaron para el estudio dos lotes de la unidad (parcela A y parcela B). La parcela A tiene una superficie de 2.4ha y la parcela B tiene una superficie de 3.4ha.

Muestreo de suelos

En la unidad de riego se seleccionó un sitio de muestreo por cada parcela evaluada, realizándose las excavaciones para identificar el espesor de los estratos de suelo y obtener muestras alteradas de suelo para estudios en laboratorio. En la parcela "A" el sitio de muestreo se localizó en las coordenadas $22^\circ 58' 32''$ de latitud norte y $102^\circ 45' 31''$ de longitud oeste, y en este punto los horizontes de muestreo fueron 0-5 cm, 5-25 cm, 25-40 cm y 40-80 cm; mientras que en la parcela "B" las

coordenadas del punto de muestreo son $22^{\circ} 58' 55''$ de latitud norte y $102^{\circ} 45' 57''$ de longitud oeste, tomándose muestras entre 0-5cm, 5-30 cm, 30-80 cm.

Resultados y discusión

Las curvas granulométricas de las muestras de suelo se determinaron en laboratorio aplicando el procedimiento de Bouyoucos para partículas menores de 74 micras, mientras que la distribución de las partículas entre 74 y 2000 micras fue realizada aplicando el método de tamizado. Las curvas granulométricas experimentales se muestran en las Figuras 3a y 3b. En ambas parcelas las curvas exhiben una variabilidad espacial poco significativa a lo largo del perfil del suelo y de acuerdo al triángulo de texturas del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA por sus siglas en inglés) las muestras de suelo se clasifican como franco arenosas.

La densidad aparente de las muestras de suelo ρ_a se determinó en laboratorio empleando el método del terrón y la porosidad volumétrica total del suelo se determinó aplicando la fórmula clásica $\phi = 1 - \rho_a / \rho_s$, con los valores de densidad aparente estimados y $\rho_s = 2.65 \text{ g cm}^3$ (densidad de las partículas de cuarzo).

Los resultados de densidad aparente y porosidad volumétrica por estrato de suelo se presentan en la Cuadro 1, incluyéndose también los valores medios. Los valores de desviación estándar mostrados son un indicador de la poca variabilidad espacial de estas propiedades a lo largo del perfil del suelo, lo cual se detectó también en las curvas granulométricas correspondientes. Esta condición permitió asumir en los análisis subsecuentes la hipótesis de suelo homogéneo considerando entonces los valores medios de las propiedades anteriores y las curvas granulométricas promedio en cada parcela analizada.

De acuerdo con Haverkamp *et al.* (2005) el contenido volumétrico de agua a saturación θ_s puede ser asimilado a la porosidad volumétrica total del suelo $\theta_s = \phi$, lo cual implica acaptar que el 100% de los poros del suelo se llenan con agua al saturarse el suelo; mientras que el contenido volumétrico de agua residual puede asumirse igual a cero $\theta_r = 0$, si se acepta que el contenido de humedad en el suelo tiende a cero cuando el valor absoluto del potencial de presión del agua tiende a infinito, es decir $\theta \rightarrow 0$ cuando $|\Psi| \rightarrow \infty$. En estos términos para la parcela A los valores de los contenidos volumétricos de agua son $\theta_s = 0.535 \text{ cm}^3$ y $\theta_r = 0.0 \text{ cm}^3$, mientras que para la parcela B son $\theta_s = 0.478 \text{ cm}^3$ y $\theta_r = 0.0 \text{ cm}^3$.

Siguiendo la recomendación de Fuentes *et al.* (1992) la curva retención de humedad se representa con el modelo de van Genuchten (ecuación 11) sujeto a la restricción de Burdine (1953) mientras que la curva de conductividad hidráulica con la relación de Brooks y Corey (ecuación 12). Los parámetros de forma m y n del modelo de retención así como el parámetro η de la curva de conductividad son estimados a partir de la porosidad volumétrica (ϕ), dimensión cociente ($s = D_f/3$) y curva granulométrica.

La dimensión cociente del suelo (s) se calcula resolviendo numéricamente la función implícita de la porosidad (ecuación 4) con los valores promedio obtenidos en laboratorio. Para el suelo de la parcela A el valor de la dimensión cociente es $s = 0.702$ y para la parcela B se tiene $s = 0.690$.

Las curvas granulométricas promedio de cada parcela se ajustan con la función de distribución tipo van Genuchten $F(D) = [1 + (D_g/D)^n]^M$, empleando un algoritmo de optimización no lineal y el criterio del error cuadrático medio $RECM = \sum_{i=1}^{T_{obs}} (F_{exp_i} - F_{calc_i})^2 / (T_{obs} - 1)$, donde F_{exp_i} y F_{calc_i} son los valores de las funciones de distribución acumulada experimental y calculada asociados al tamaño de partícula i ; y T_{obs} es el número total de datos de la curva granulométrica experimental.

Para la parcela A las diferencias entre datos experimentales y medidos se minimizan con $N=2.36$, $M=1-2/N=0.153$ y $D_g=1500$ um siendo el error $RECM=0.036$ (Figura 4a). Para la parcela B se obtuvo $N=2.33$, $M=1-2/N=0.141$ y $D_g=1250$ um siendo el error $RECM=0.031$ (Figura 4b).

Conforme a las ecuaciones (1-3) el paso de la curva granulométrica a la curva de retención para el modelo particular de van Genuchten permite establecer $(MN/mn) \cong 1 + \kappa$, con κ estimado con la ecuación 3; y de la restricción de Burdine se tiene $m = 1-2/n$. Mientras que el parámetro de forma η de la función de conductividad se puede estimar con la relación deducida por Fuentes *et al.* (2001) $\eta = 2s(2\lambda + 1)$, con $\lambda = mn$. Los resultados obtenidos para cada parcela se presentan en la Cuadro 2.

Se realizaron pruebas de campo con un infiltrómetro de disco para medir la evolución en el tiempo de la lámina de agua infiltrada bajo una carga de succión constante cercana a la saturación en la superficie del suelo. En las parcelas A y B se realizaron tres pruebas de infiltración en cada una, lo cual permitió tener información experimental para revisar la variabilidad espacial de los parámetros de escala que intervienen en las propiedades hidráulicas del suelo. Previo a cada prueba de infiltración se muestreo el perfil del suelo para determinar en laboratorio el contenido volumétrico de agua inicial (θ_i), los resultados para la parcela A son $\theta_{i1}=0.172\text{cm}^3/\text{cm}^3$, $\theta_{i2}=0.170\text{cm}^3/\text{cm}^3$ y $\theta_{i3}=0.184\text{cm}^3/\text{cm}^3$; mientras que para la parcela B se obtuvo $\theta_{i1}=0.115\text{cm}^3/\text{cm}^3$, $\theta_{i2}=0.150\text{cm}^3/\text{cm}^3$ y $\theta_{i3}=0.124\text{cm}^3/\text{cm}^3$.

Los valores de succión fijados en las pruebas experimentales para la parcela A fueron 6 cm, 8 cm y 3 cm; mientras que en las pruebas de la parcela B las succiones fijadas fueron 1 cm, 1 cm y 1.5 cm. Para reproducir las pruebas de infiltración se aplicó una versión modificada del modelo presentado por Zavala y Ojeda (1999), con el objetivo de minimizar la diferencia entre la evolución del volumen de agua infiltrado medida y la calculada considerando el criterio de ajuste la raíz del error cuadrático medio (RECM); en este caso los parámetros de optimización son la escala de la presión Ψ_d y la conductividad hidráulica a saturación K_s . Dos resultados de este proceso de optimización se muestran en las Figuras 5a y 5b.

Los resultados de los problemas inversos de infiltración muestran que la conductividad hidráulica a saturación en la parcela A varía entre 0.45 y 1.1 cm/h mientras que en la parcela B exhibe menor rango de variación, 0.575 y 0.7 cm/h. Por el contrario la presión característica Ψ_d es más estable en la parcela A ($-22.7\text{cm} \leq \psi_d \leq 25.3\text{cm}$) que en la parcela B ($-8.0\text{cm} \leq \psi_d \leq 17.5\text{cm}$).

Conclusiones

Se ha presentado y aplicado una metodología mecanicista para la caracterización hidráulica del suelo de dos parcelas de la unidad de riego La Lagunita Zacatecas, determinándose los parámetros de forma y escala de las curvas de retención de humedad y conductividad hidráulica. La meto-

dología es capaz de representar la variabilidad espacial de los parámetros hidráulicos del suelo debida tanto al tipo de suelo que se tiene en cada parcela, como a las variaciones que se tienen en la propias parcelas debido a diferentes condiciones de humedad inicial y cambios del régimen de humedad en la superficie del suelo, lo cual son condiciones que se presentan en la práctica del riego superficial. Los resultados obtenidos pueden ser aplicados para alimentar un modelo numérico que simule el riego superficial en estas parcelas y realizar el diseño agronómico del riego por gravedad (determinación simultánea del caudal de agua óptimo por surco, el tiempo óptimo de riego, la longitud del surco que maximiza las eficiencias de uniformidad del riego, aplicación del agua y del requerimiento de riego,). La información obtenida con la metodología desarrollada en el trabajo permitirá analizar detalladamente el riego por gravedad con un modelo hidrodinámico que resuelva de manera acoplada las ecuaciones de Saint-Venant para el flujo superficial del agua a lo largo de los surcos y la ecuación de Richards para la infiltración.

Referencias bibliográficas

- Brooks, R. H. and Corey, A. T. (1964), Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Pap. 3, Colo. State Univ., Fort Collins.
- Burdine, N. T. (1953), Relative permeability calculation from size distribution data. Pet. Trans. AIME, 198: 71-78.
- Fuentes, C., Haverkamp, R. and Parlange, J.-Y. (1992), Parameter constraints on closed-form soil-water relationships. Journal of Hydrology, 134: 117-142.
- Fuentes, C., Brambila, F. Vauclin, M., Parlange, J.-Y. y Haverkamp, R. (2001), Modelación de la conductividad hidráulica de los suelos no saturados. Ingeniería Hidráulica en México, 16(2): 119-137.
- Haverkamp, R., Leij, F.J., Fuentes, C., Sciortino, A. and Ross, P.J. (2005), Soil water retention, I: Introduction of a Shape Index. Soil Sci. Soc. Amer. J., 69: 1881-1890.
- Mandelbrot, B. (1982), The Fractal Geometry of Nature. W.H. Freeman and Company, New York: 458 p.
- Richards, L.A. (1931), Capillary conductions of liquids through porous medium. Physics 1: 318-333.
- Saucedo, H, Zavala, M. y Fuentes, C. (2011), Modelo hidrodinámico completo para el riego por melgas. Tecnología y Ciencias del Agua, antes Ingeniería Hidráulica en México, II (2): 23-38.
- Van Genuchten, M. TH. (1980), A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of the unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Amer. J., 44: 892-898.
- Zavala, M., y Ojeda, W. (1999), Un modelo para simular la transferencia de agua en sistemas de riego por goteo. Ingeniería Hidráulica en México, 14(3): 55-63.
- Zavala, M., Saucedo, H. and Castanedo, V. (2023), Inverse problems solution in the hydraulic characterization of unsaturated soils. Applied ecology and environmental research 21(2): 1731-1747.

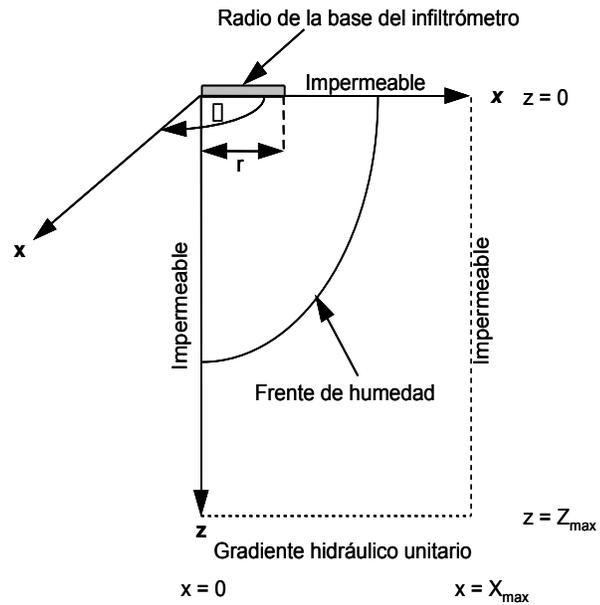
Anexo de Figuras y Cuadros

Figura 1. Infiltrómetro de disco de succión

a) Dispositivo en campo

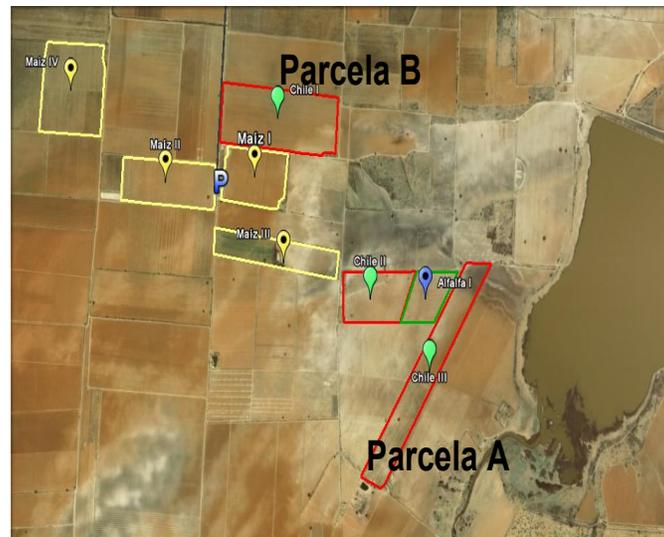


b) Representación de una prueba



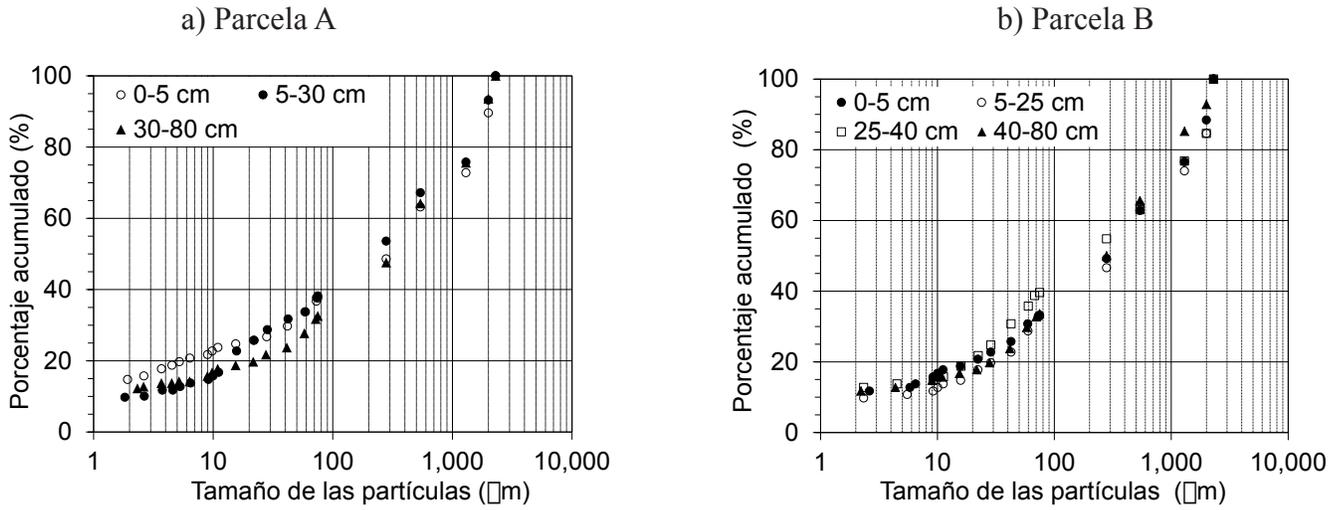
Fuente:

Figura 2. Lotes de la unidad de riego La Lagunita, Enrique Estrada, Zacatecas



Fuente:

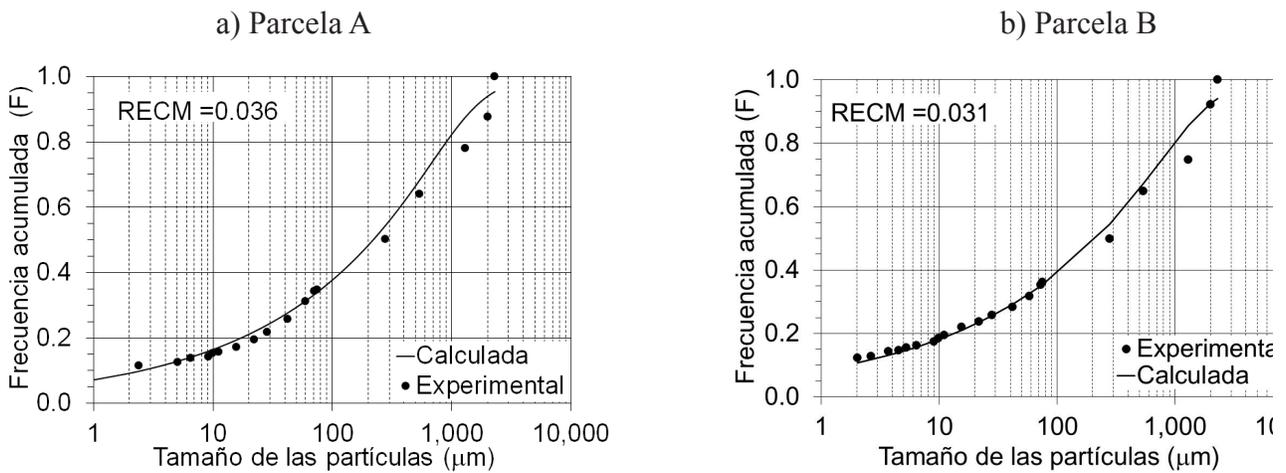
Figura 3. Curvas granulométricas experimentales



Fuente

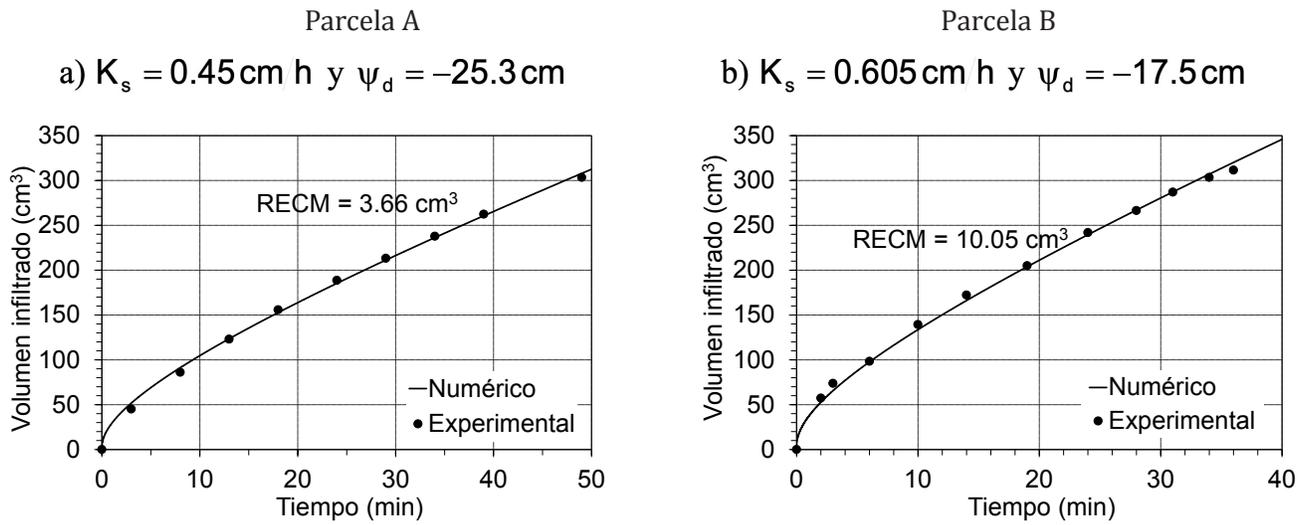
Figura. Ajuste de las curvas granulométricas experimentales con la función

$$F(D) = \left[1 + \left(\frac{D_g}{D} \right)^N \right]^{-M}$$



Fuente:

Figura 5. Optimización del volumen de agua infiltrado experimental y el calculado



Fuente:

Cuadro 1. Valores densidad aparente (ρ_a) y porosidad volumétrica (ϕ) de las muestras de suelo de la unidad de riego La Lagunita

Parcela A				Parcela B			
Estrato	Profundidad	ρ_a	ϕ	Estrato	Przofundidad	ρ_a	ϕ
	media cm	g/cm^3	cm^3/cm^3		media cm	g/cm^3	cm^3/cm^3
1	2.50	1.302	0.509	1	2.50	1.421	0.464
2	15.00	1.302	0.509	2	17.50	1.381	0.479
3	32.50	1.175	0.557	3	55.00	1.349	0.491
4	60.00	1.151	0.566				
Promedio		1.232	0.535	Promedio		1.384	0.478
Desviación	estándar	0.081	0.030	Desviación	estándar	0.036	0.014

Fuente:

Cuadro 2. Parámetros de forma

Parcela	\mathbf{K}	\mathbf{M}	\mathbf{N}	\mathbf{m}	\mathbf{n}	$\mathbf{\eta}$
A	0.678	0.153	2.360	0.097	2.360	14.477
B	0.613	0.141	2.330	0.093	2.205	14.848

Fuente: