

PARAMETROS HIDRAULICOS DE UN SUELO ARGUDOL

Liliana B. Di Pietro y Elvira E. Suero

Laquige (FECIC - CONICET), J. R. Velasco 847 - (1414) Capital Federal
EERA de INTA, Casilla de Correo 276 - (7620) Balcarce, Buenos Aires

RESUMEN

Se estudiaron la Conductividad hidráulica no saturada, $K(\theta)$ y la presión efectiva de agua, $h(\theta)$ de un Argiudol típico de Balcarce, empleando el método del "drenaje interno". Los resultados se comparan con los publicados por otros autores, para suelos que difieren en textura y en condiciones de contorno.

Palabras Clave: Parámetros hidráulicos, Conductividad hidráulica no saturada, Presión efectiva de agua y tensiómetros.

HYDRAULIC PARAMETERS OF AN ARGUDOL SOIL

ABSTRACT

The non saturated hydraulic conductivity, $K(\theta)$ and the effective water head, $h(\theta)$ of a Typic Argiudol at Balcarce area were studied, using the "internal drainage" method. The results are compared with those obtained by other authors in soils differing in texture and boundary conditions.

Key words: Hydraulic parameters, Non saturated hydraulic conductivity, Effective water head and Tensiometers.

INTRODUCCION

La mayor parte del agua que llega a la superficie del suelo circula a través del perfil, en las fases de infiltración, drenaje y redistribución, evaporación y absorción de las plantas. Para la comprensión de esos procesos se requiere relacionarlos con las propiedades físicas de los suelos, como la conductividad hidráulica (K) y la presión efectiva de agua (h), ambas dependientes del contenido de humedad (θ). La cuantificación de estos parámetros hidráulicos del suelo, conjuntamente con la de los factores de clima y planta permite desarrollar modelos de predicción de rendimientos de cultivos, tanto en zonas de secano como en las que se utiliza el riego.

Cuando el suelo está saturado, el agua se mueve exclusivamente debido a la acción de la fuerza gravitatoria.

Si no lo está, la dirección e intensidad del movimiento de agua obedece a la variación del gradiente de potencial gravitatorio combinado con el de las fuerzas mátricas.

Darcy (1856) determinó una ecuación básica que describe el movimiento de agua en un suelo saturado, la cual fue luego modificada por varios autores (Buckingham, 1907; Richards, 1931 y 1948). Richards en 1931, a partir de la ecuación original de Darcy y combinándola con la ecuación de continuidad, obtuvo un modelo general para suelos no saturados; la resolución de la ecuación diferencial de segundo orden, no lineal, en derivadas parciales que propuso, implica el conocimiento de las relaciones funcionales de h y de K con el contenido de humedad (θ) para cada suelo y la aplicación de las condiciones de contorno adecuadas.

Si bien la evolución de los conocimientos sobre la

transferencia de agua en los suelos no saturados ha permitido desarrollar metodología adecuada, existe escasa información experimental y no se conocen antecedentes locales. Nielsen (1964) utilizó el método del "drenaje interno" para obtener los parámetros $h(\theta)$ y $K(\theta)$ en el suelo no homogéneo de California y Vachaud (1978), para dos suelos de Senegal.

El presente trabajo tuvo como objetivo la obtención de los parámetros hidráulicos en un suelo no homogéneo de Balcarce, utilizando el mismo método que los autores mencionados.

MATERIALES Y METODOS

Suelo y lugar experimental

El suelo estudiado es un Argiudol típico de la Estación Experimental Regional Agropecuaria de Balcarce (INTA). En la Tabla 3 se presentan las principales características físicas del perfil de suelo.

Para obtener los valores de los parámetros hidráulicos $h(\theta)$ y $K(\theta)$ se utilizó el método del "drenaje interno", como lo describe Nielsen (1964). Esencialmente consiste en aplicar una lámina de agua a la superficie del suelo y luego de la infiltración, realizar el seguimiento de la humedad (θ) con sonda de neutrones y de la presión efectiva de agua (h) con un juego de tensiómetros de mercurio.

La parcela experimental es un cuadrado de cuatro metros de lado, nivelada y con borde de tierra para contener el agua. El área de medición propiamente dicha se ubicó en la parcela central, en un cuadrado de un metro de lado; en el medio se colocó un tubo de aluminio de 120 cm de largo, para el acceso de la sonda y dos tensiómetros por cada profundidad, correspondiendo al punto medio de cada horizonte, profundidades éstas a las que se realizaron todas las mediciones. La lámina de agua agregada fue suficiente para lograr la saturación del perfil; al desaparecer el agua de la superficie se cubrió la parcela con nylon para evitar la evaporación y se tomaron mediciones de humedad con sonda y lecturas de los tensiómetros, obteniéndose valores simultáneos de θ y de h en función del tiempo y para cada profundidad.

METODO DE ANALISIS DE LOS RESULTADOS

Variables de base

Se definen a continuación las variables de base del modelo de Richards empleado para explicar el mecanismo de transporte de agua del suelo durante el proceso de drenaje interno.

θ : Contenido de humedad en volumen (cm^3 de agua/ cm^3 de suelo). En un perfil θ es función de la posición y del tiempo; $\theta(z, t)$.

h : Presión efectiva de agua. Es la diferencia entre la presión del agua del suelo y la presión atmosférica. Se la expresa en términos de altura equivalente de agua (cm). Depende de θ y la relación $h(\theta)$, conocida como "curva característica de humedad", define la energía requerida para mantener un volumen de suelo con cierta cantidad de agua en equilibrio.

H : Carga hidráulica. Si se define la posición de un punto del suelo en el campo gravitatorio por su distancia z , desde la superficie, siendo positivo hacia abajo, $H = h - z$. Para que el agua del suelo se encuentre en equilibrio, será suficiente que los gradientes de carga hidráulica sean nulos.

K : Conductividad hidráulica. Depende a la vez del medio poroso y del líquido que lo atraviesa y se puede descomponer en:

$$K = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\eta}$$

donde:

- k es la permeabilidad intrínseca del medio poroso.
- ρ es la densidad del agua.
- g es la aceleración de la gravedad.
- η es la viscosidad dinámica del agua.

Transformación de los valores experimentales

Los datos obtenidos con sonda se transformaron a contenidos de humedad (θ) (Di Pietro y Suero, 1983) y las lecturas de los tensiómetros a carga hidráulica (H); se ajustaron las curvas de $\theta(z_i, t)$ y de $H(z_i, t)$ siendo z el punto medio de cada horizonte. A partir de ellas, despejando el tiempo, se obtuvo la relación $H(\theta)$. Como $H = h - z$ se obtiene la relación entre la presión efectiva de agua y el contenido de humedad para cada profundidad ($h(\theta)$).

La ecuación general de Richards, se expresa como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla K(\theta) - \nabla H(\theta) \quad (1)$$

El modelo de flujo vertical es una restricción de (1) y tiene los siguientes supuestos.

- El movimiento de agua es sólo vertical y hacia abajo (∇). Para que ello se cumpla, el contenido de humedad a una dada profundidad debe ser homogéneo en el sentido horizontal. Esta condición se

logra utilizando una pequeña parcela de medición, dentro de una superficie mayor que ha recibido la misma lámina de agua.

- No se considera histéresis o sea que $h(\theta)$ y $K(\theta)$ son funciones univalueadas de θ .
- $K(\theta)$ y $h(\theta)$ son constantes para cada profundidad, lo cual significa que cada horizonte es homogéneo. De esta manera $K(\theta)$ y $h(\theta)$ son funciones continuas del tiempo y discontinuas de la profundidad.

La expresión de K es:

$$K = \frac{\int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\frac{\partial H}{\partial z}} \quad (2)$$

A partir de las curvas de humedad en función de z y de t , $(\theta(z_i, t))$, se derivaron las expresiones $\frac{\partial \theta}{\partial t}(z_i, t)$. Se calculó K para cada horizonte, luego se evaluó.

$$\left. \frac{\partial \theta}{\partial t} \right|_{z_i}$$

siendo z_1, z_2 los límites de cada horizonte. Para ello se aproximó la integral por:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} (z_i, t) \approx \frac{\theta(z_2, t) - \theta(z_1, t)}{\Delta z} \quad (3)$$

Para evaluar $\frac{\partial H}{\partial z}$ en z_i se aproximó por el método de diferencias finitas haciendo:

$$\left. \frac{\partial H}{\partial z} \right|_{z_i} \approx \frac{H(z_{i+1}, t) - H(z_{i-1}, t)}{\Delta z} \quad (4)$$

Reemplazando (3) y (4) en (2) se obtiene $K(z_i, t)$ para cada profundidad. Como además se conoce $\theta(z_i, t)$, despejando t y reemplazando $K(z_i, t)$ se obtiene $K(\theta)$ para cada horizonte.

RESULTADOS Y DISCUSION

Evolución del contenido de agua, $\theta(t)$.

Se realizaron las mediciones de humedad en el punto medio de cada horizonte y a intervalos que comenzaron de una hora y se fueron ampliando a medida que disminuyó la variación de humedad en el tiempo, hasta llegar a ser de seis horas.

Durante un período de quince días se obtuvieron 107 valores para cada profundidad, los cuales se redujeron a 7, ya que si bien la tendencia general del cambio de humedad es decreciente, ocurre a intensidades tales que permiten la detección de períodos durante los cuales la humedad oscila alrededor de un valor medio con una dispersión muy pequeña (menor del 1%). Los valores observados se ajustaron por mínimos cuadrados, a una regresión lineal de la forma: $\theta = at^{-n} + b$.

Las curvas ajustadas que se presentan en la Tabla 1 representan $\theta(z_i, t)$ y de ellas se puede reconstruir el perfil de humedad para el suelo estudiado, en cualquier instante. Dos meses después de finalizada la experiencia se comprobó esto, realizando una medición de humedad. Los valores obtenidos coincidieron (dentro del error experimental) con los que se predijeron por los ajustes. En la Figura 1 se muestran los valores

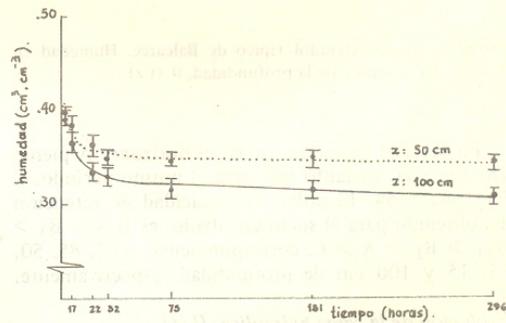


Figura 1: Suelo Argiudol típico de Balnear. Curvas de drenaje, $\theta(t)$ para dos profundidades: 50 cm (B21) y 100 cm (C)

TABLA 1. Contenido de humedad, θ en función del tiempo para cada profundidad. Curvas de ajuste.

Profundidad (cm)	$\theta(z_i, t)$	r^2
15	$(0,388 \pm 0,007) t^{-0,07} - (0,027 \pm 0,0007)$	0,952
35	$(0,389 \pm 0,002) t^{-0,03} - (0,001 \pm 0,0001)$	0,967
50	$(0,355 \pm 0,006) t^{-0,02} + (0,024 \pm 0,0006)$	0,956
65	$(0,398 \pm 0,009) t^{-0,01} - (0,006 \pm 0,0009)$	0,874
85	$(0,391 \pm 0,008) t^{-0,01} - (0,013 \pm 0,0002)$	0,910
100	$(0,398 \pm 0,003) t^{-0,04} - (0,014 \pm 0,0008)$	0,942

observados y las curvas ajustadas, correspondientes a dos profundidades. Curvas similares se obtuvieron para todos los horizontes.

En la Figura 2, el gráfico tridimensional muestra el contenido de humedad en función del tiempo y de la profundidad. El perfil de suelo pierde agua más rápidamente a 15 y 100 cm (horizontes A y C respectivamente), observándose que la mayor intensidad de pérdida ocurre para las dos profundidades, al comienzo de la experiencia.

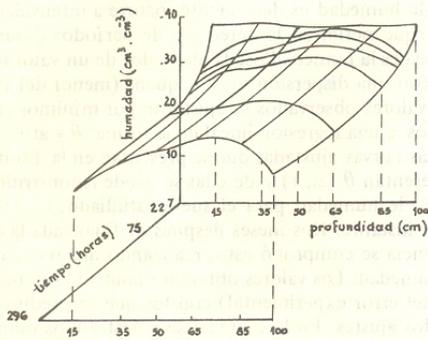


Figura 2: Suelo Argiudol típico de Balcarce. Humedad en función del tiempo y de la profundidad, $\theta(z, t)$.

En las 100 primeras horas, el horizonte A pierde 28% de agua, en tanto que para el mismo período, el B₂₂ pierde 5%. El orden de capacidad de retención así obtenido para el suelo estudiado, es B₂₂ > B₃ > B₂₁ > B₁ > A > C, correspondiendo a 65, 85, 50, 35, 15 y 100 cm de profundidad respectivamente.

Evolución de la carga hidráulica, H(t)

Para determinar las cargas hidráulicas se colocaron dos tensiómetros en el punto medio de cada horizonte. Los 107 valores de cada tensiómetro se obtuvieron simultáneamente con las mediciones de sonda y se agruparon en siete períodos. Los valores se ajustaron mediante una regresión lineal, obteniéndose curvas de la forma: $H = at^r + b$. A partir de los ajustes se puede reconstruir el perfil de carga hidráulica para todo tiempo.

Carga hidráulica en función del contenido de humedad, H(θ)

A partir de las curvas ajustadas de $\theta(z_i, t)$ y $H(z_i,$

$t)$ se obtiene $H(\theta)$ para cada profundidad, siendo la dependencia funcional, de la forma $H = (a\theta + b)^{-n} + c$ en la cual las constante a, b, n y c varían para cada horizonte.

La presión efectiva de agua en función de θ se obtiene de las curvas ajustadas de $h(\theta)$, ya que $H = h - z$ y luego $h(\theta) = H(\theta) + z_i$. En la Figura 3 se presentan los valores obtenidos y curvas ajustadas de $H(\theta)$ para dos profundidades del suelo estudiado.

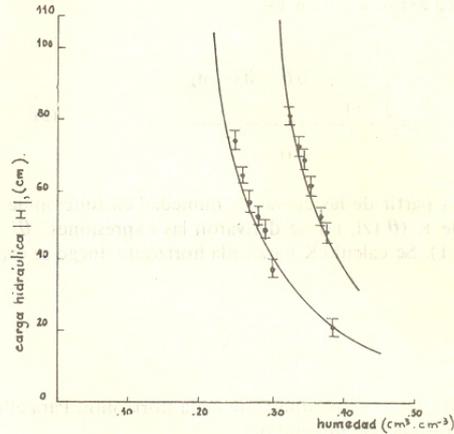


Figura 3: Suelo Argiudol típico de Balcarce. Carga hidráulica en función del contenido de humedad, $H(\theta)$ para dos profundidades 15 cm (A) y 50 cm (B₂₁).

Cálculo de la conductividad hidráulica (K)

La conductividad hidráulica de cada horizonte se obtiene por:

$$K(z, t) = \frac{\int_{z_1}^{z_2} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz}{\frac{\partial H}{\partial Z}}$$

Reemplazando el numerador $\partial \theta / \partial t(z_i, t)(z_2 - z_1)$ y el denominador por $H_{z_{i+1}}(t) - H_{z_{i-1}}(t) / \Delta z$, se obtiene $K(z_i, t)$ y de esta manera la relación funcional de K con el tiempo para cada horizonte.

El principal interés de este trabajo es obtener la relación funcional entre la conductividad hidráulica, K

y el contenido de humedad, θ . De $K(t)$ y $\theta(z_i, t)$ se obtiene $K(\theta)$. La Figura 4 muestra las curvas obtenidas para dos horizontes. La dependencia funcional de K con θ es de la forma

$$K = \frac{m \left(\frac{\theta + q}{\theta_0} \right)^n}{r \left(\frac{\theta + q}{\theta_0} \right)^s + f \left(\frac{\theta + q}{\theta_0} \right)^g + 1}$$

en la cual las constantes m, n, r, s, f, g, l varían para cada horizonte. La Tabla 2 muestra dichos coeficientes para cada profundidad.

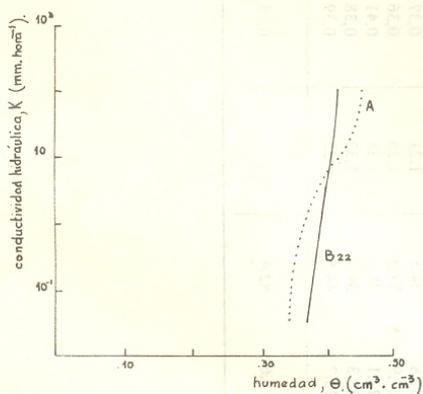


Figura 4: Suelo Argiudol típico de Balcarce. Conductividad hidráulica, K , en función del contenido de humedad θ , para dos profundidades (15 y 65 cm).

Debido a que el suelo Argiudol típico de Balcarce ha sido estudiado siguiendo la metodología utilizada por Nielsen (1964) y Vachaud (1978) en un suelo Panoche de California y un suelo Dieri de Senegal, res-

pectivamente, resulta interesante comparar los resultados.

En la Tabla 3 se presentan algunos valores para los tres suelos. En la Figura 5, que representa la curva de drenaje de los horizontes superficiales. Se aprecia que al comenzar la experiencia, el mayor contenido de humedad corresponde al suelo Panoche, le sigue el Argiudol y el suelo más seco es el Dieri; estos valores de contenido de humedad inicial se explican por la diferencia en contenido de arcilla (39.9; 27.7 y 2.0% respectivamente).

A los quince días considerándose el perfil completo, Dieri había perdido el 90% del agua, Panoche 35% y el Argiudol sólo el 18% (Tabla 3). Este comportamiento se explica fácilmente para el suelo Dieri, que contiene 82% de arena y es un perfil homogéneo, pero no para Argiudol, que contiene menos arcilla que Panoche. La razón de la lentitud del drenaje en el suelo de Balcarce se debe más que a su textura, a la presencia de tosca debajo del perfil de suelo.

En la Figura 6 se observa que la K de los horizontes de textura semejante (B_{21} de Argiudol y AC de Panoche) es también semejante y que la tendencia de la K es a decrecer fuertemente con el contenido de θ . Al mismo contenido de humedad, los horizontes más arcillosos tienen mayor K y la K decrece más rápidamente con la disminución de θ , cuando más arcilloso es el horizonte. No se observa relación entre K y θ s.

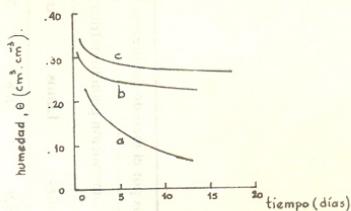


Figura 5: Curva de drenaje, $\theta(t)$ para el horizonte superficial de los tres suelo: (a) "Dieri", (b) Argiudol típico, (c) Panoche.

TABLA 2: Conductividad hidráulica, K , en función del contenido de humedad, θ . Coeficientes de la ecuación, para cada horizonte.

Horizonte	m	n	r	s	f	g	l	q	θ_0
A	0,72	15,3	1,04	- 1,7	0	0	0,09	0,017	0,388
B ₁	0,16	34,0	1,36	- 3,0	0,55	- 7,7	- 7,34	0,001	0,355
B ₂₁	0,12	51,0	2,60	- 13,5	- 1,22	- 6,0	6,86	- 0,024	0,355
B ₂₂	0,07	101,0	1,37	- 13,0	1,36	9,0	0,27	0,006	0,398

$$K = \frac{m \left(\frac{\theta + q}{\theta_0} \right)^n}{r \left(\frac{\theta + q}{\theta_0} \right)^s + f \left(\frac{\theta + q}{\theta_0} \right)^g + 1}$$

TABLA 3: Comparación de tres suelos, estudiados por el método del drenaje interno.

Suelo	Horizonte	Composición granulométrica %			Densidad aparente tn m^{-3}	Valores de θ para		Pérdida vertical en 15 días	Pérdida lateral
		Arcillas	Limos	Arenas		$h = -50 \text{ cm}$	$h = -150 \text{ cm}$		
"Panoche", California Nielsen (1964)	Ap	39,9	28,8	31,3	1,47	0,39	0,38		
	AC	33,8	24,9	41,3	1,34	0,43	0,39		
	C1	39,9	30,6	29,5	1,29	0,42	0,38	35 %	
	C2	42,3	44,3	13,4	1,31	0,50	0,48		
"Argudol Típico", Balcarce	A	27,7	34,5	37,8	1,17	0,28	0,23		
	B1	27,7	37,8	34,5	1,21	0,37	0,31		
	B21	34,3	27,9	37,8	1,26	0,36	0,31	18 %	10 %
	B22	49,1	22,1	28,8	1,35	0,41	0,38		
	B3	40,3	25,3	34,4	1,32	0,38	0,36		
	C	26,8	28,7	44,5	1,23	0,39	0,29		
"Diet", Senegal Vachaud (1978)		2,0	5,6	82,4	-	0,15	0,09	90 %	10 %

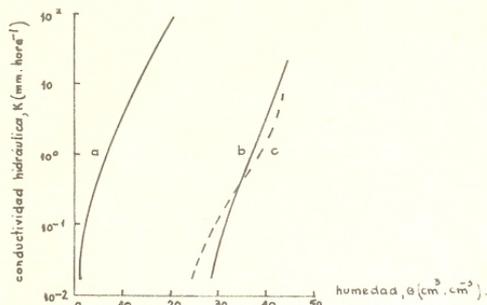


Figura 6: Conductividad hidráulica en función del contenido de humedad, $K(\theta)$ para (a) Suelo "Dieri", (b) Argiudol, B21 y (c) "Panoche", AC.

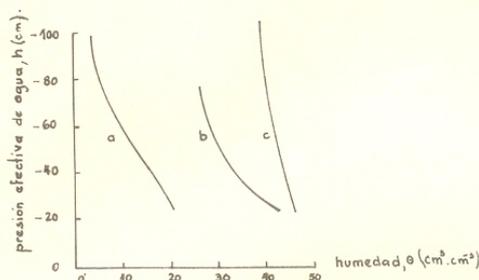


Figura 7: Presión efectiva de agua en función del contenido de humedad [$h(\theta)$], para los tres suelos (a) "Dieri", (b) Argiudol y (c) "Panoche".

La Figura 7 muestra las curvas de presión efectiva de agua (h) en función del contenido de humedad para los horizontes superficiales de los tres suelos, las cuales muestran su dependencia de la textura. La presión efectiva de agua aumenta (en valor absoluto) más rápidamente para los horizontes con más arcilla. Para el suelo de Balcarce, sigue el orden B₂₂, B₃, B₂₁, de acuerdo al contenido de arcilla, y para el suelo Panoche, C₁, C₂.

Como se explicó anteriormente, el método utilizado se basa en el movimiento exclusivamente vertical del agua. Datos no presentados aquí indican que en el suelo Argiudol existe movimiento ascendente de agua entre el B₃ y B₂₂, hasta las 285 horas. Como además el B₂₂ recibe agua de los horizontes superiores, debe

ría aumentar su contenido de agua. Las mediciones muestran que pierde agua horizontalmente en alrededor del 10% del total. En una calicata de observación al borde de la parcela experimental, se observó humedecimiento del B₂₂, mientras el resto del perfil permanecía seco, salvo la pérdida lateral de agua de la tosca.

El movimiento ascendente observado impide calcular el valor de K para el B₃, pues cuando la derivada de la carga hidráulica (H) se anula, se produce una discontinuidad en la K , lo cual carece de sentido físico.

De la comparación de los tres suelos surge que estos presentan un comportamiento hidrodinámico muy distinto, sobre todo el suelo Dieri. Es evidente que la presencia de arcilla está relacionada con esta diferencia de comportamiento, la cual además es afectada por las condiciones de contorno (presencia de tosca).

CONCLUSIONES

El método del "drenaje interno" es de aplicación simple y permite caracterizar las propiedades hidrodinámicas de un suelo, a partir de mediciones no destructivas.

Los resultados obtenidos comparados con los informados por otros autores, muestran que los tres suelos tienen un comportamiento hidrodinámico muy distinto, sobre todo el suelo arenoso Dieri.

Es evidente que la presencia de arcilla está relacionada con el comportamiento diferente de los suelos, de lo cual puede inferirse que éste depende de factores tales como la textura del suelo, pero no puede afirmarse que este factor sea el único.

Las condiciones de contorno parecen afectar fuertemente al movimiento de agua de los suelos, poniéndose de manifiesto en el comportamiento hidrodinámico del suelo Argiudol típico de Balcarce, que presenta una capa de tosca inmediatamente debajo del perfil de suelo.

AGRADECIMIENTOS

A María I. Travasso y Vicente Bermejo por su colaboración en la obtención de los datos experimentales y a Horacio E. Bosch quien compartió la dirección de la Tesis de Licenciatura en Ciencias Físicas (FCE y N-UBA), de la que este trabajo forma parte.

BIBLIOGRAFIA

- Di Pietro L.; E. Suero, 1983. Calibración a campo de una sonda de neutrones para medición de humedad en un Argiudol. *Ciencia del Suelo*. 1 (1): 93-94.
- Nielsen, D. R.; J. M. Davidson, 1964. Water movement through Panoche clay loam soil. *Hilgardia* 35: 491-505.
- Richards, L., 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* 1: 318-333.
- Richards, L., 1948. Methods of measuring soil moisture tension. *Soil. Sci.* 68: 95-112.
- Vachaud, G.; C. Dancette, 1978. Methodes de caracterisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. *Ann. Agron.* 29: 1-36.