

MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO

1.1.- Introducción 1.2- Ley de Darcy. 1.3- Ecuación de Richards. 1.4- Infiltración y redistribución.

1.1- Introducción

El suelo es un medio poroso capaz de retener agua. Ahora bien, este agua no permanece estática sino que se mueve en respuesta a gradientes de potencial. El flujo del agua en el suelo es, por tanto, un proceso muy dinámico.

Cuando el agua entra en contacto con la superficie del suelo, bien por riego o por las lluvias, ésta penetra en el suelo. Cuando se humedece la totalidad de la superficie del suelo (e.g. riego por aspersión) el flujo tiene lugar en la dirección vertical, en profundidad. Sin embargo, cuando el humedecimiento es parcial se da una combinación de los movimientos verticales y laterales (e.g. riego por surcos o por goteo). En la figura 1 se pueden observar distintos patrones de acumulación de sales en función del sistema de riego como resultado de su diferente patrón de humedecimiento.

Un flujo de agua descendente puede dar lugar a que el agua salga de la rizosfera (agua de drenaje o percolación profunda), y contrariamente, un flujo ascendente desde la capa freática puede contribuir al aporte de agua a la rizosfera. Además, el agua puede moverse directamente desde el suelo a la atmósfera por evaporación e indirectamente a través de las plantas por transpiración.

La comprensión de este sistema dinámico es necesaria para comprender a su vez los principios básicos del flujo del agua.

1.2- Ley de Darcy

Si considerásemos al suelo constituido por un haz de tubos finos y rectos, podríamos asumir que el flujo total sería igual a la suma de las tasas de flujo individual por cada uno de esos tubos. El uso de la ecuación de Poiseuille permitiría calcular el flujo total a través del haz de tubos, previo conocimiento de

la distribución de sus diámetros y de la diferencia de presiones existente entre los extremos de dichos tubos. Desafortunadamente este punto de vista es muy simplista, ya que los poros del suelo no son tubos lisos y uniformes sino altamente irregulares, tortuosos e interconectados. El flujo de agua en el suelo se ve limitado por numerosas constricciones y ocasionalmente aparecen poros ciegos. Por ello, es muy difícil asemejar el flujo del agua en el suelo a un régimen específico.

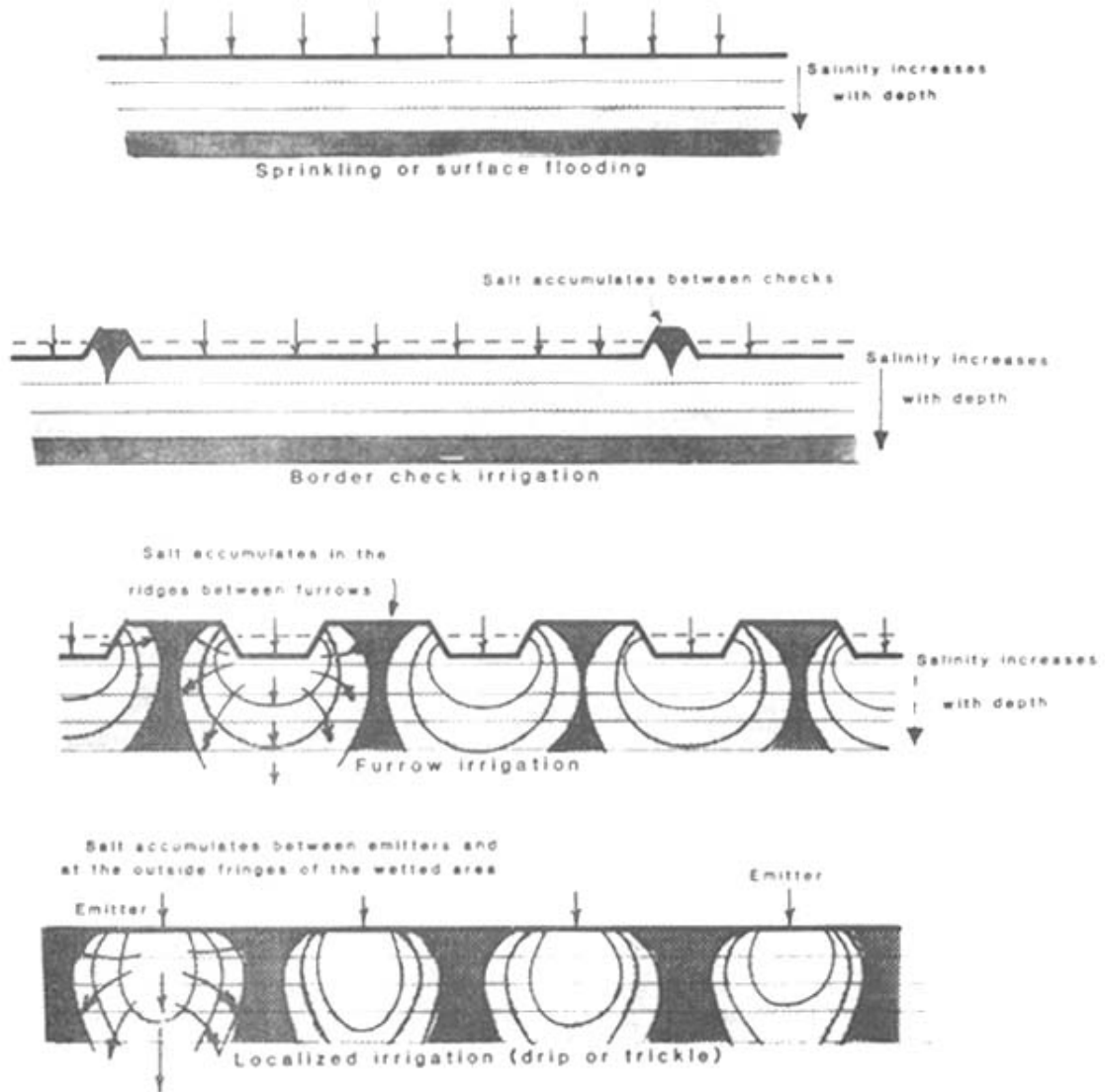


Figura 1. Patrón de acumulación de sales para varios sistemas de riego

A continuación vamos a examinar el flujo del agua a través de una columna de suelo uniforme y bajo condiciones de saturación (Figura 2). Bajo estas condiciones la ecuación básica del flujo del agua viene dada por la ley de Darcy para condiciones de steady state (flujo permanente) y en la

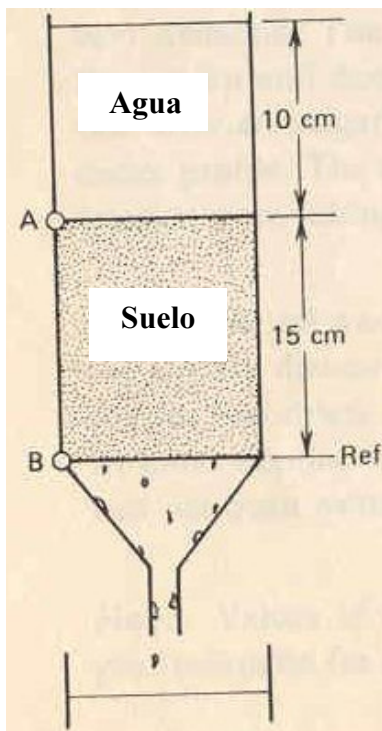
dirección vertical (efecto de la acción de la gravedad) – unidimensional.

$$q = \frac{V}{A \times t} = -K \frac{\Delta\Psi_H}{\Delta Z}$$

Donde: q es la descarga específica (volumen de agua que atraviesa el suelo por unidad de área y por unidad de tiempo) y es denominado como flujo de agua, sus unidades son de velocidad (cm/h). K es un coeficiente de proporcionalidad y es muy dependiente del contenido de agua para un mismo suelo (si bien en este caso se trata de condiciones de saturación). K tiene dimensiones de flujo. $\Delta\Psi_H$ es la diferencia de potencial hidráulico entre los 2 puntos en los que se estudia el flujo (cm) y ΔZ es la distancia entre los 2 puntos (cm).

El signo – se usa para indicar que el flujo tiene lugar en el sentido decreciente de potencial hidráulico, de modo que cuando q sea + querrá decir que el flujo tiene lugar en la dirección de aumento de Z , es decir, ascendente.

Para medir la conductividad hidráulica en saturación Darcy realizó un experimento similar al que se ilustra en la figura 2, y que a título de ejemplo se proporcionan los datos experimentales necesarios para la determinación de K .



$$A = 100 \text{ cm}^2$$

$$V = -400 \text{ cm}^3/5\text{h}$$

$$q = \frac{-400 \text{ cm}^3}{100 \text{ cm}^2 \times 5 \text{ h}} = -4 \text{ cm} / 5 \text{ h}$$

Figura 2. flujo de agua a través de una columna de suelo uniforme y bajo condiciones de saturación

$$\Delta\Psi_H = \Psi_H(A) - \Psi_H(B) = \Psi_p(A) + \Psi_g(A) - \Psi_p(B) - \Psi_g(B) =$$

$$= 10 + 15 - 0 - 0 = 25 \text{ cm.c.a.}$$

$$\Delta Z = z(A) - z(B) = 15 \text{ cm}$$

$$\Delta\Psi_H/\Delta Z = 25/15 = 5/3$$

$$K = \frac{(-)q}{\Delta\Psi_H / \Delta Z} = \frac{(-)(-4/5)}{5/3} = 0,48 \text{ cm/h}$$

La ley de Darcy es similar a ley de Ohm para el flujo eléctrico

$$\text{Flujo (intensidad) de corriente eléctrica (A)} = \frac{\text{diferencia de potencial eléctrico (V)}}{\text{resistencia eléctrica (Ohmio, } \Omega)}$$

La dirección del flujo está determinada por el gradiente hidráulico ($\Delta\Psi_H/\Delta Z$). De modo que si el gradiente es (+), q será (-) [flujo descendente] y si $\Delta\Psi_H/\Delta Z$ es (-), q será (+) [flujo ascendente]. Si no existe flujo el gradiente hidráulico será cero, lo que implica que Ψ_H será idéntico en cada punto.

1.3- Flujo de agua en suelos no saturados

En condiciones de campo el flujo es, generalmente, más complicado debido a la propia naturaleza dinámica del sistema. Así y dentro de un mismo perfil de suelo se pueden dar situaciones en las que el agua fluye hacia arriba y hacia abajo. Estas situaciones son muy frecuentes tras un riego o lluvia insuficiente para humedecer completamente el perfil del suelo, situaciones que se complican aún más cuando interviene la extracción radicular.

En la figura 3 se muestra el perfil hídrico de un suelo tras la secuencia de los siguientes hechos: el suelo inicialmente seco recibió una lluvia que humedeció el suelo hasta una determinada profundidad. Tras unos días soleados la superficie del suelo perdió humedad, moviéndose el agua hacia arriba en respuesta a la evaporación. Sin embargo, a mayores profundidades el agua se movía hacia abajo, ya que

las lluvias fueron insuficientes para humedecer las capas más profundas.

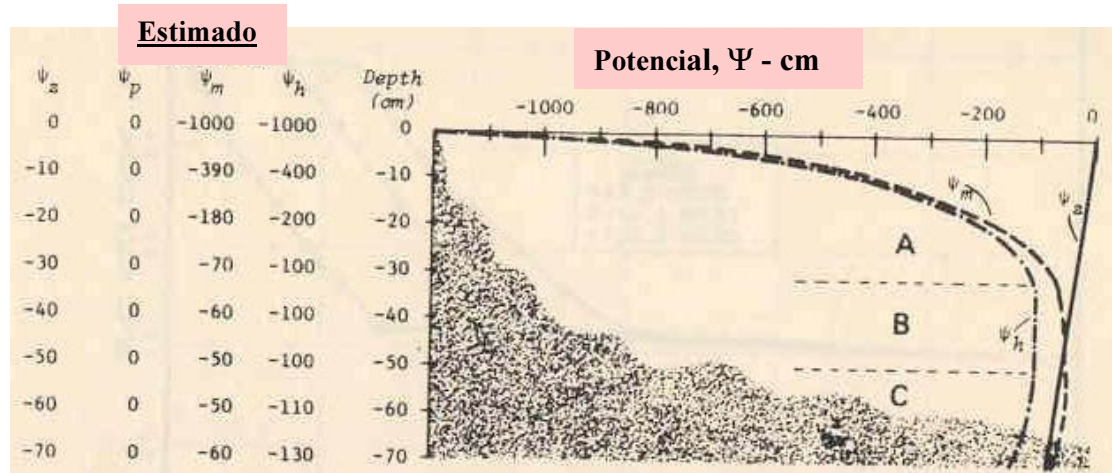


Figura 3. Valores de $\Psi_z = \Psi_g$, $\Psi_p = \Psi_h$ y $\Psi_h = \Psi_H$ en el perfil de 0 a -70 cm de profundidad. Los valores de Ψ_m fueron estimados.

La figura 3 nos permite determinar $\Delta\Psi_H/\Delta Z$ y comprobar como en la zona A éste es negativo, lo que implica flujo ascendente. En la zona B, $\Delta\Psi_H/\Delta Z$ es cero, por lo que no existe flujo (plano de flujo nulo), y en la zona C, $\Delta\Psi_H/\Delta Z$ es positivo y en consecuencia flujo descendente.

El ejemplo anterior indica tan sólo la dirección de flujo, pero no la cantidad de flujo. Para determinar ésta última y de acuerdo con la ley de Darcy será necesario realizar el producto del gradiente hidráulico por la conductividad hidráulica (K). Como K es altamente dependiente del contenido de agua del suelo, es necesario conocer la función $K(\theta)$. En la tabla 1 se puede observar que para el caso del suelo franco-limoso Millville, K a capacidad de campo ($\theta_v = 0,36$) es 362 veces mayor que la correspondiente al punto de marchitez ($\theta_v = 0,20$), y que K a saturación es 172 veces mayor que la correspondiente a capacidad de campo. Estos datos muestran la reducción tan importante que experimenta K cuando el suelo se va secando.

Los datos de K recogidos en la tabla 1 junto con los de la figura 3 nos permiten ilustrar el procedimiento de cálculo del flujo de agua (q). Así, si consideramos la situación registrada entre los 20 y 30 cm de profundidad (Figura 3) se tiene que el

valor de Ψ_m está entre -180 y -70 cm (-0,18 y -0,07 bar) a los que corresponde un valor de K entre $5,8 \times 10^{-3}$ y $1,2 \times 10^{-2}$ cm/h (Tabla 1), siendo el valor promedio de $8,9 \times 10^{-3}$ cm/h. Si aplicamos estos valores a la formula de Darcy se obtiene un flujo de:

$$q = 8,9 \times 10^{-3} \text{ cm/h} \frac{-180 - 20 - (-70 - 30)}{-20 - (-30)} = 8,9 \times 10^{-3} \frac{(-100)}{+10} = 8,9 \times 10^{-2} \text{ cm/h}$$

Como q es positivo el flujo es ascendente.

Tabla 1. Potencial matricial, Ψ_m , y conductividad hidráulica, K, en función del contenido volumétrico de humedad para dos suelos de clase textural diferente.

θ_v	Millville Silt Loam		Mesa Sandy Clay	
	ψ_m (bars) ^b	K_w (cm/hr)	ψ_m (bars)	K_w (cm/hr)
0.02	-660	2.1×10^{-8}	-850	3.4×10^{-9}
0.04	-434	4.4×10^{-8}	-220	1.7×10^{-8}
0.06	-284	9.1×10^{-8}	-58	5.4×10^{-8}
0.08	-187	1.9×10^{-7}	-15	1.7×10^{-7}
0.10	-123	4.0×10^{-7}	-8.0	4.8×10^{-7}
0.12	-81	8.3×10^{-7}	-4.9	1.5×10^{-6}
0.14	-53	1.7×10^{-6}	-3.0	4.5×10^{-6}
0.16	-35	3.6×10^{-6}	-1.8	1.4×10^{-5}
0.18	-23	7.6×10^{-6}	-1.1	4.5×10^{-5}
0.20	-15	1.6×10^{-5}	-0.67	1.1×10^{-4}
0.22	-8.9	3.3×10^{-5}	-0.41	2.7×10^{-4}
0.24	-5.3	6.9×10^{-5}	-0.25	6.1×10^{-4}
0.26	-3.1	1.4×10^{-4}	-0.16	1.5×10^{-3}
0.28	-1.9	3.0×10^{-4}	-0.12	3.5×10^{-3}
0.30	-1.1	6.3×10^{-4}	-8.5×10^{-2}	9.0×10^{-3}
0.32	-6.6×10^{-1}	1.3×10^{-3}	-6.6×10^{-2}	2.1×10^{-2}
0.34	-3.9×10^{-1}	2.8×10^{-3}	-4.8×10^{-2}	3.5×10^{-2}
0.36	-1.8×10^{-1}	5.8×10^{-3}	-4.1×10^{-2}	6.0×10^{-2}
0.38	-6.1×10^{-2}	1.2×10^{-2}	-3.4×10^{-2}	1.0×10^{-1}
0.40	-2.1×10^{-2}	2.5×10^{-2}	-2.7×10^{-2}	3.2×10^{-1}
0.42	-7.2×10^{-3}	5.2×10^{-2}	-2.1×10^{-2}	1.3
0.44	-2.5×10^{-3}	1.1×10^{-1}	-1.3×10^{-2}	4.5
0.46	-9.0×10^{-4}	2.3×10^{-1}	-7.0×10^{-3}	16
0.48	-3.0×10^{-4}	4.8×10^{-1}	0	60
0.50	0	1.0	—	—

1.3- Ecuación de Richards

La ley de Darcy para régimen permanente no es suficiente para describir muchas de las situaciones que frecuentemente ocurren bajo condiciones de campo. Los cálculos anteriormente realizados son válidos para un corto período de tiempo, ya que el flujo de agua en el suelo origina cambios de contenido de humedad y por tanto también de K y $\Delta\Psi_H$, y si a ello se unen las extracciones de agua por las plantas la ley de Darcy resulta tanto más limitada.

Para contemplar la naturaleza dinámica del flujo de agua en el suelo se requiere una ecuación más complicada, que para una única dimensión sería:

$$\frac{\partial\theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(K \frac{\partial\Psi_H}{\partial z} \right) + RXT$$

Donde RXT es el término que tiene en cuenta la extracción radical. Esta ecuación sin el término de extracción de agua por las raíces es denominada ecuación de Richards.

De forma sencilla, esta ecuación indica que el cambio de contenido de humedad que experimenta un pequeño volumen de suelo en un corto intervalo de tiempo $\left(\frac{\partial\theta_v}{\partial t} \right)$ es igual a la diferencia entre el flujo de agua entrante y el saliente de este volumen de suelo $\left(\frac{\partial}{\partial t} \right) \left[\kappa \frac{\partial\Psi_H}{\partial z} \right]$, más la extracción radicular.

1.4- Infiltración y redistribución

Dos procesos relevantes para el manejo del riego y relacionados con el flujo de agua en el suelo son la infiltración y la redistribución, además de la extracción radicular. La figura 4 muestra los perfiles hídricos durante la infiltración (infiltración: proceso mediante el cual el agua penetra en el suelo cuando ésta entra en contacto con su superficie, bien por la práctica del riego o por la ocurrencia de lluvias) y muestra el avance del frente húmedo en el interior del suelo. El sistema representado corresponde a un tiempo de aplicación de agua

de 24 horas, mediante riego por aspersión y a una pluviometría constante de 0,5 cm/h en un suelo franco-limoso.

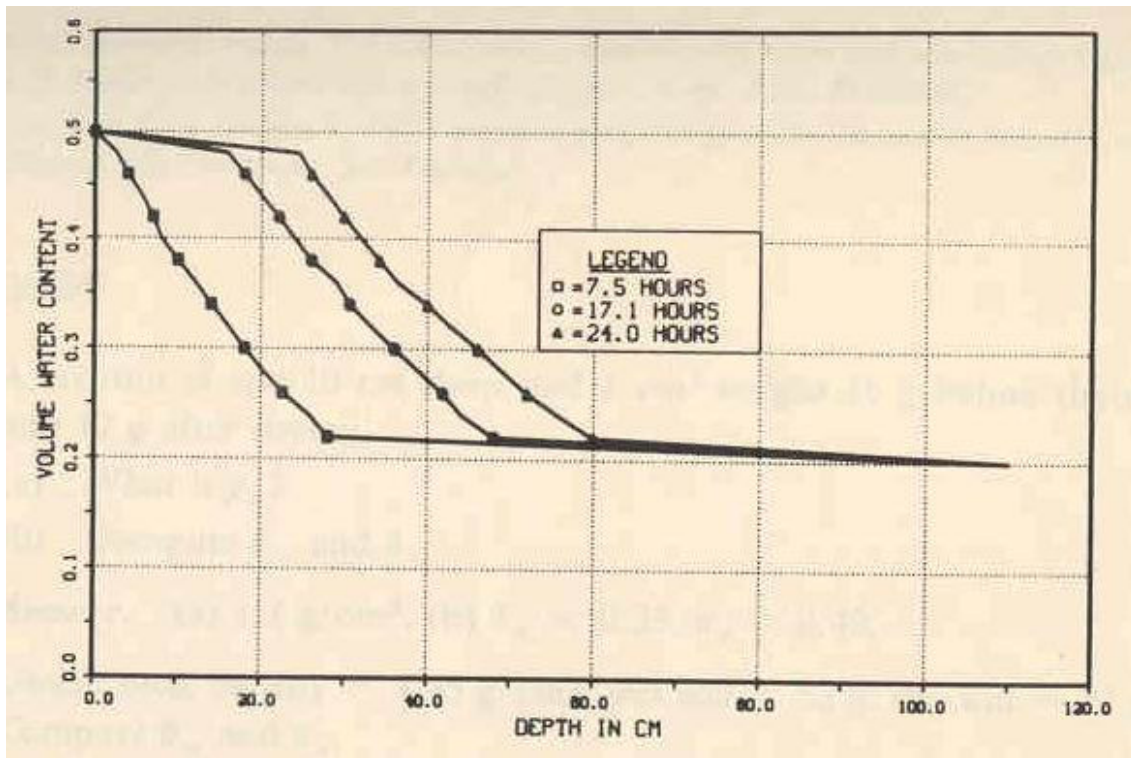


Figura 4. Perfiles hídricos durante la infiltración

Al finalizar la infiltración el movimiento del agua en el suelo no cesa sino que sigue en función de los gradientes de potencial hidráulico. La figura 5 aclara este proceso al simular su comienzo con el final del proceso de infiltración mostrado en la figura 4. Durante el proceso de redistribución, las capas más superficiales, inicialmente más húmedas, pierden agua mientras que otras más profundas aumentan su contenido de humedad. Lo anteriormente expuesto evidencia la complejidad de caracterizar el flujo de agua en el suelo durante un ciclo de riego, y la necesidad de tener en cuenta la redistribución del agua, en cada situación particular de suelo y planta, de cara a ajustar las dosis de riego en pro de un uso eficiente del recurso agua.

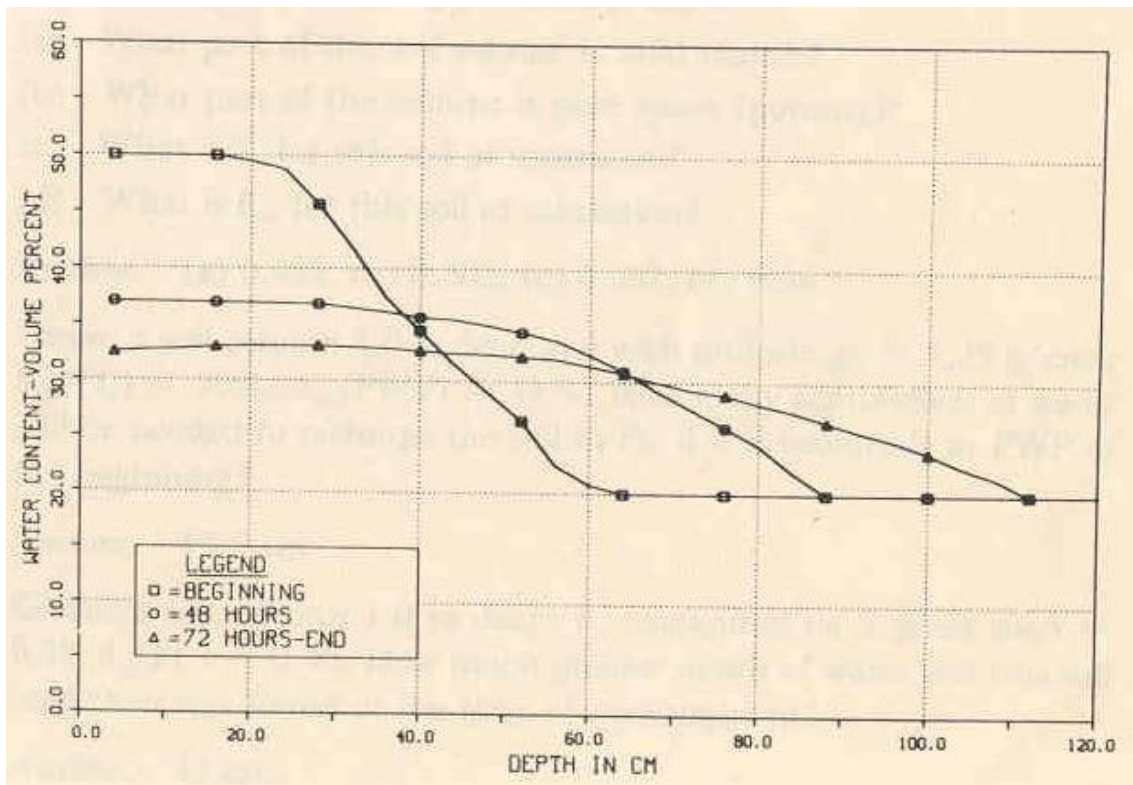


Figura 5. Perfiles hídricos durante la distribución y extracción radical.