

Tema 3

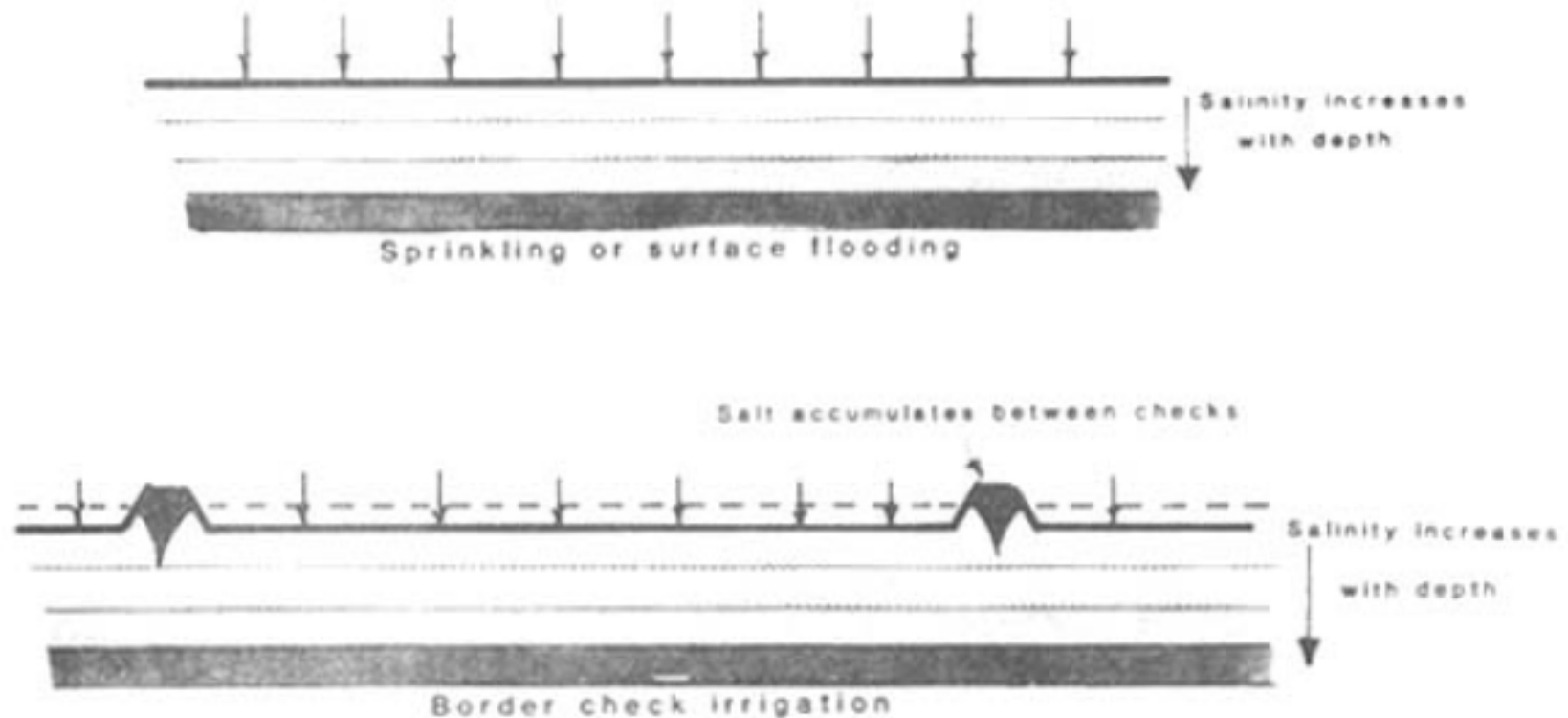
MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO

1. INTRODUCCIÓN

- ❑ **Suelo: medio poroso que retiene agua.**
- ❑ **El agua no permanece estática → se mueve en respuesta a gradientes de potencial.**
- ❑ **Por tanto, el flujo del agua en el suelo es un proceso muy dinámico.**
- ❑ **Cuando el agua (riego, lluvia) entra en contacto con la superficie del suelo penetra en el mismo:**
 - **Humedecimiento total de la superficie del suelo (e.g. riego por aspersión) → flujo en dirección vertical.**
 - **Humedecimiento parcial (e.g. riego por surcos y goteo) → combinación de flujo vertical y lateral.**

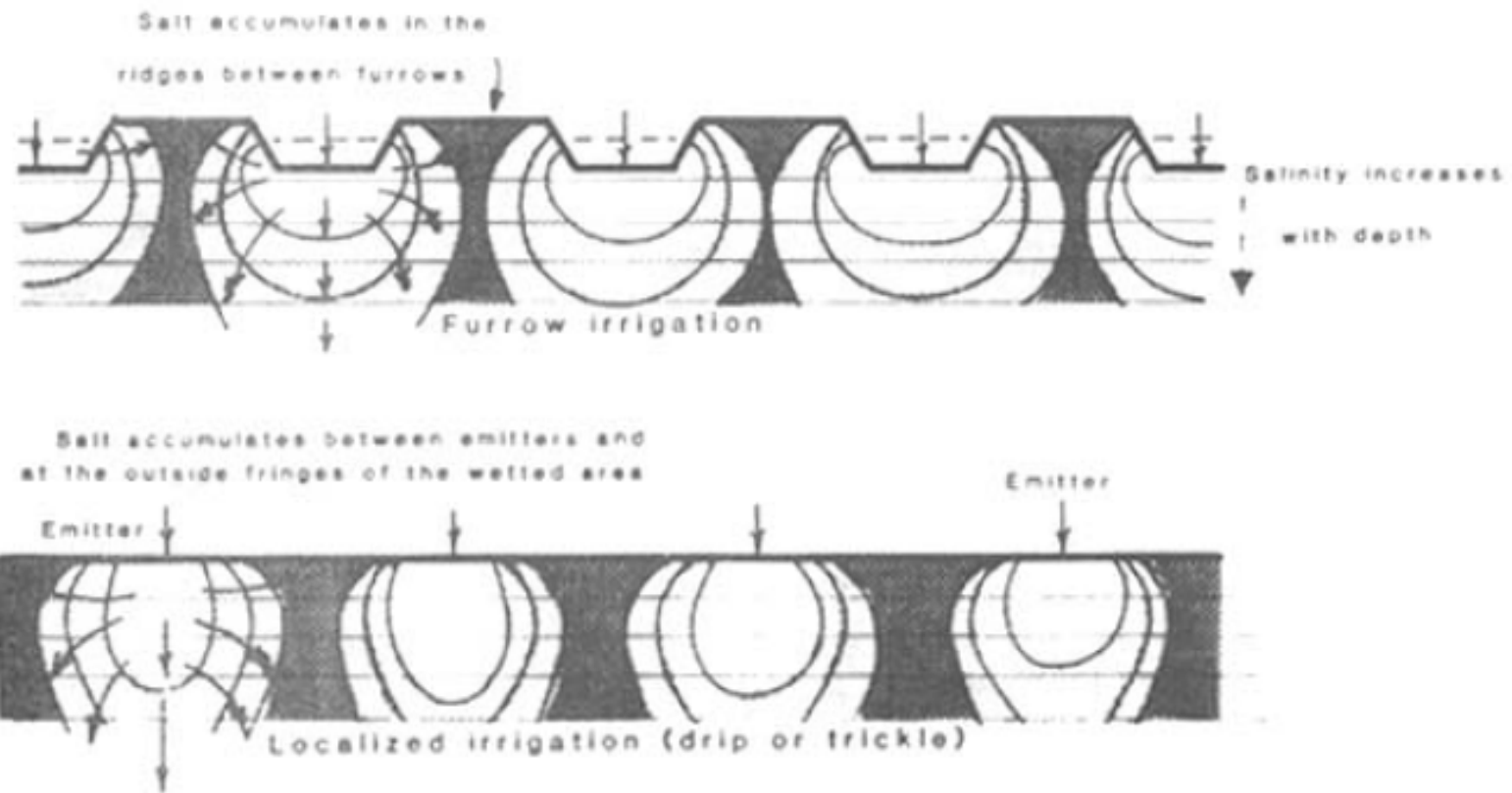
1. INTRODUCCIÓN

- Diferentes **patrones de acumulación de sales** como consecuencia de los diferentes **patrones de humedecimiento del suelo**



1. INTRODUCCIÓN

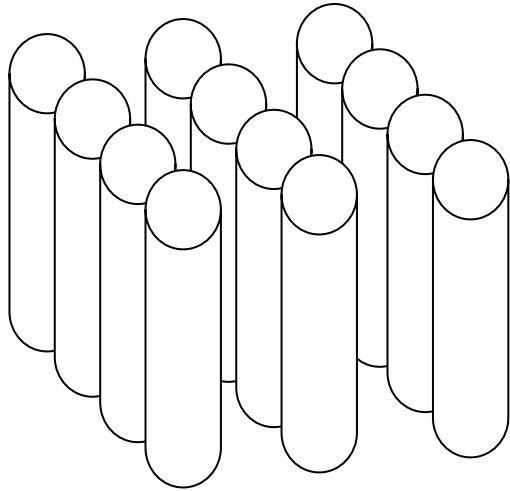
- Diferentes patrones de acumulación de sales como consecuencia de los diferentes patrones de humedecimiento del suelo



1. INTRODUCCIÓN

- ❑ Un flujo de agua descendente puede dar lugar a una salida de agua de la rizosfera (agua de drenaje o percolación profunda).
- ❑ Un flujo ascendente desde la capa freática puede contribuir al aporte de agua a la rizosfera.
- ❑ El agua también puede moverse directamente desde el suelo a la atmósfera por evaporación e, indirectamente a través de las plantas por transpiración.
- ❑ Es necesario comprender este sistema dinámico para entender los principios básicos del flujo del agua.

2. FLUJO DE AGUA EN SUELOS SATURADOS (LEY DE DARCY)



Situación ideal:

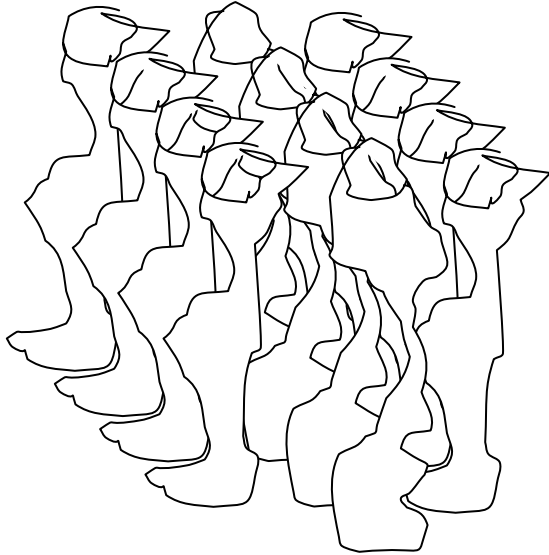
✓ Suelo constituido por un haz de tubos finos y rectos.

✓ El flujo total sería igual a la suma de los flujos individuales.

✓ Ec. de Poiseuille:

Conociendo los D y la diferencia de presión entre extremos → Flujo total.

2. FLUJO DE AGUA EN SUELOS SATURADOS (LEY DE DARCY)



Situación real:

- ✓ Poros del suelo son altamente irregulares, tortuosos e interconectados.
- ✓ El flujo del agua en el suelo se ve limitado por numerosas constricciones (p.ej. poros ciegos)
- ✓ Por ello, es muy difícil asemejar el flujo del agua en el suelo a un régimen específico.

2. FLUJO DE AGUA EN SUELOS SATURADOS (LEY DE DARCY)

Flujo de agua a través de una columna de suelo uniforme y bajo condiciones de saturación

La ecuación básica que describe el flujo de agua en estas condiciones (steady state \approx régimen permanente) y en la dirección vertical (acción de la gravedad-unidimensional) viene dada por la Ley de Darcy.

$$q = \frac{V}{A \cdot t} = -K \frac{\Delta \psi_H}{\Delta Z}$$

2. FLUJO DE AGUA EN SUELOS SATURADOS (LEY DE DARCY)

Flujo de agua a través de una columna de suelo uniforme y bajo condiciones de saturación

$$q = \frac{V}{A \cdot t} = -K \frac{\Delta \psi_H}{\Delta Z}$$

q (unidades de velocidad \rightarrow cm/h) = descarga específica o flujo de agua (volumen de agua que atraviesa el suelo por unidad de área y por unidad de tiempo)

K (unidades de flujo \rightarrow cm/h) = coeficiente de proporcionalidad. Muy dependiente del contenido de agua para un mismo suelo, aunque bajo condiciones de saturación \rightarrow constante

$\Delta \Psi_H$ (cm) = diferencia de potencial hidráulico entre los puntos en los que se estudia el flujo

ΔZ (cm) = distancia entre los dos puntos

2. FLUJO DE AGUA EN SUELOS SATURADOS (LEY DE DARCY)

Sentido del flujo

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

La dirección del flujo está determinada por el gradiente hidráulico ($\Delta \Psi_H / \Delta Z$)

Si $\Delta \Psi_H / \Delta Z > 0 \rightarrow q < 0$ (Flujo descendente)

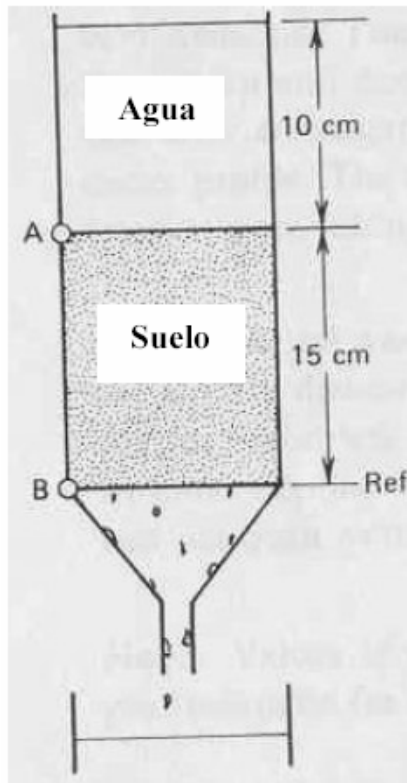
Si $\Delta \Psi_H / \Delta Z < 0 \rightarrow q > 0$ (Flujo ascendente)

Si $\Delta \Psi_H / \Delta Z = 0 \rightarrow q = 0$ (Flujo nulo)

2. FLUJO DE AGUA EN SUELOS SATURADOS (LEY DE DARCY)

Experimento de Darcy

Objetivo: Medir la conductividad hidráulica de un suelo en saturación.



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

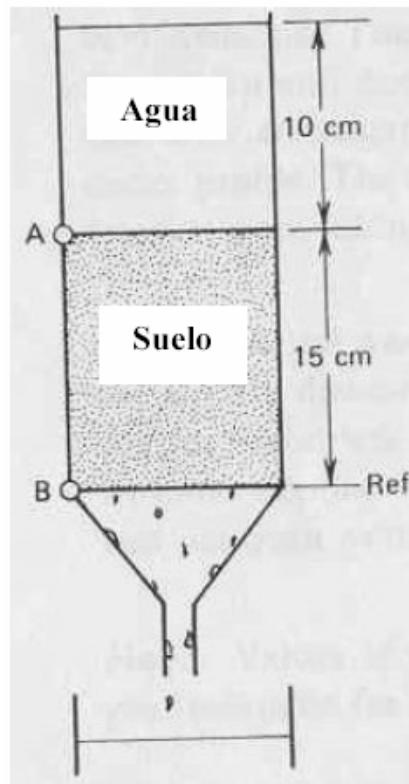
$$V = -400 \text{ cm}^3 / 5h$$

$$q = \frac{V}{A \cdot t} = -K \frac{\Delta \psi_H}{\Delta Z}$$

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

2. FLUJO DE AGUA EN SUELOS SATURADOS (LEY DE DARCY)

Experimento de Darcy



$$q = -4/5 \text{ cm/h}$$

$$K = \frac{(-)q}{\Delta\psi_H / \Delta Z}$$

$$\Delta\psi_H = \psi_H(A) - \psi_H(B) = \psi_p(A) + \psi_g(A) - \psi_p(B) - \psi_g(B) = 10 + 15 - 0 - 0 = 25 \text{ cm.c.a.}$$

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

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

$$K = \frac{(-)q}{\Delta\psi_H / \Delta Z} = \frac{(-)(-4/5)}{5/3} = 0.48 \text{ cm/h}$$

3. FLUJO DE AGUA EN SUELOS NO SATURADOS

- En condiciones reales, el flujo es generalmente más complicado debido a la naturaleza dinámica del sistema.**
- En un mismo perfil de suelo, podemos encontrar situaciones de flujo descendente, ascendente o nulo.**
- Estas situaciones son muy comunes tras una lluvia o riego insuficientes para humectar todo el suelo, siendo aún más complejo cuando interviene la extracción radicular.**

3. FLUJO DE AGUA EN SUELOS NO SATURADOS

□ Ejemplo:

Tenemos un suelo en el que se suceden los siguientes hechos:

A) Suelo seco que recibe una lluvia que lo humedece hasta una determinada profundidad.

B) Tras unos días soleados → capas superficiales pierden humedad por evaporación (movimiento ascendente del agua).

C) Dado que la lluvia no humectó las capas más profundas → movimiento descendente a mayores profundidades.

3. FLUJO DE AGUA EN SUELOS NO SATURADOS

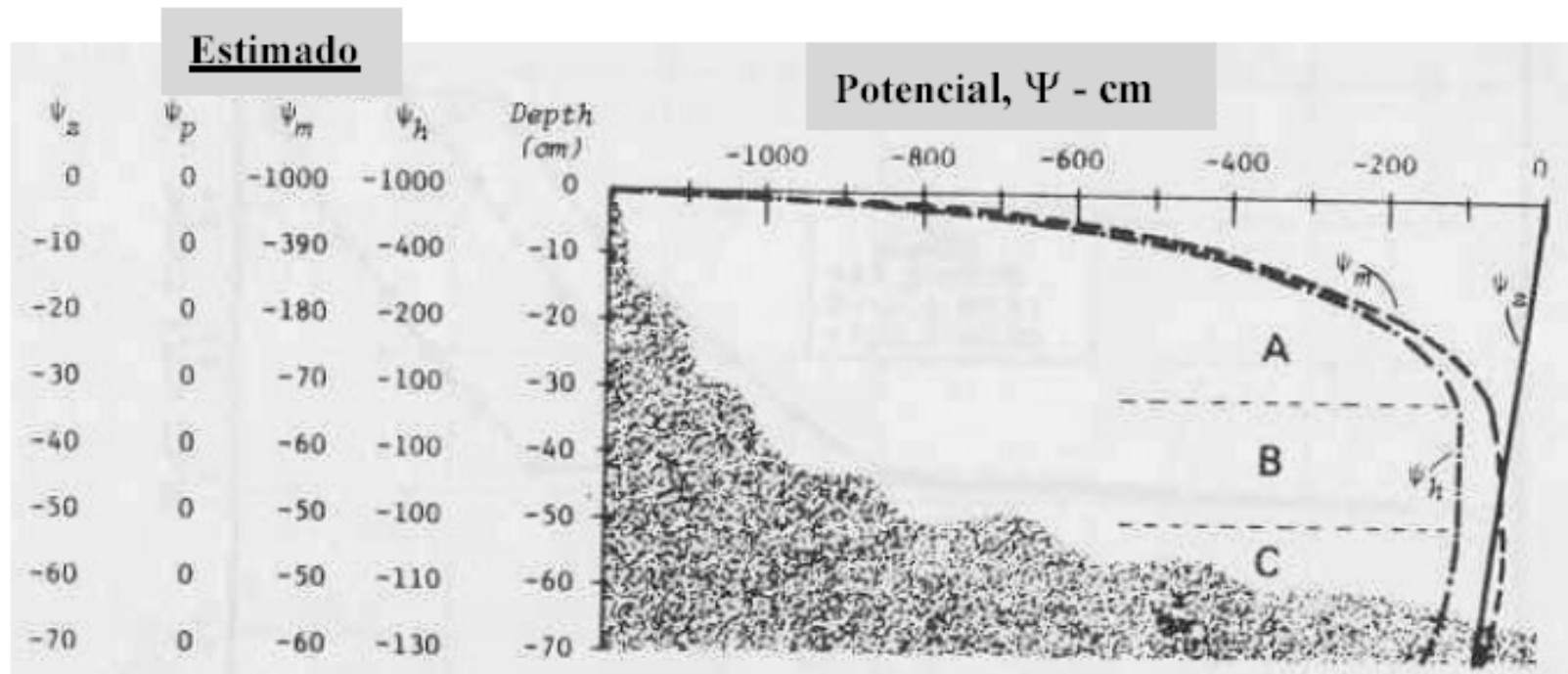


Figura 3. Valores de $\Psi_z = \Psi_g$, $\Psi_p = \Psi_h$ y $\Psi_h = \Psi_H$ en el perfil de 0 a -70 cm de profundidad. Los valores de Ψ_m fueron estimados.

ZONA A: $\Delta\Psi_H/\Delta Z < 0 \rightarrow$ flujo ascendente

ZONA B: $\Delta\Psi_H/\Delta Z = 0 \rightarrow$ no existe flujo

ZONA C: $\Delta\Psi_H/\Delta Z > 0 \rightarrow$ flujo descendente

3. FLUJO DE AGUA EN SUELOS NO SATURADOS

Ejemplo anterior:

Sólo nos indica la dirección del flujo.

De acuerdo con la Ley de Darcy, para conocer el flujo (q) necesitamos conocer $K \rightarrow$ que en suelos no saturados \neq cte (dependiente de θ).

Por lo tanto, bajo estas condiciones, si queremos conocer q precisamos conocer $K(\theta)$.

3. FLUJO DE AGUA EN SUELOS NO SATURADOS

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}
WP 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}	2.6×10^{-3}	-4.8×10^{-2}	3.5×10^{-2}
FC 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}	4.6×10^{-1}	0	60
S 0.50	0	1.0	—	—

$\theta \ll \ll \rightarrow K \ll \ll$

$K_{FC} = 362 K_{WP}$

$K_S = 172 K_{FC}$

3. FLUJO DE AGUA EN SUELOS NO SATURADOS

Ejemplo: Cálculo del flujo de agua (q) en suelo no saturado

ψ_a	ψ_p	ψ_m	ψ_h
-20	0	-180	100
-30	0	-70	100

-0.18 bar

-0.07 bar

Millville Silt Loam		
θ_v	ψ_m (bars) ^b	K_s (cm/hr)
0.36	-1.8×10^{-1}	5.8×10^{-3}
0.38	-6.1×10^{-2}	1.2×10^{-2}

8.9×10^{-3} cm/h

Aplicando la fórmula de Darcy:

$$q = (-)8.9 \times 10^{-3} \text{ cm/h} \frac{-180 - 20 - (-70 - 30)}{-20 - (-30)} = (-)8.9 \times 10^{-3} \frac{(-100)}{+10} = 8.9 \times 10^{-2} \text{ cm/h}$$

Como $q > 0 \rightarrow$ el flujo es ascendente

4. ECUACIÓN DE RICHARDS

LIMITACIONES DE LA LEY DE DARCY

- Los cálculos anteriores son sólo válidos para un corto período de tiempo, ya que el flujo de agua origina cambios de θ y, por tanto, también de K y $\Delta\Psi_H$.
- Si a ello se suma la extracción radicular → aún más limitada.
- Para contemplar la naturaleza dinámica del suelo se precisa una ecuación más compleja (*Ecuación de Richards*):

$$\frac{\partial\theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(K \frac{\partial\Psi_H}{\partial z} \right) \quad \text{Para una única dimensión (z)}$$

4. ECUACIÓN DE RICHARDS

De forma sencilla, esta ecuación indica:

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

Diferencia entre el flujo de agua entrante y saliente de este volumen de suelo

Cambio en el contenido de humedad que experimenta un pequeño volumen de suelo en un corto intervalo de tiempo

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

Extracción radicular

5. INFILTRACIÓN Y REDISTRIBUCIÓN

Son dos procesos relacionados con el flujo de agua en el suelo y relevantes para el manejo del riego.

Infiltración

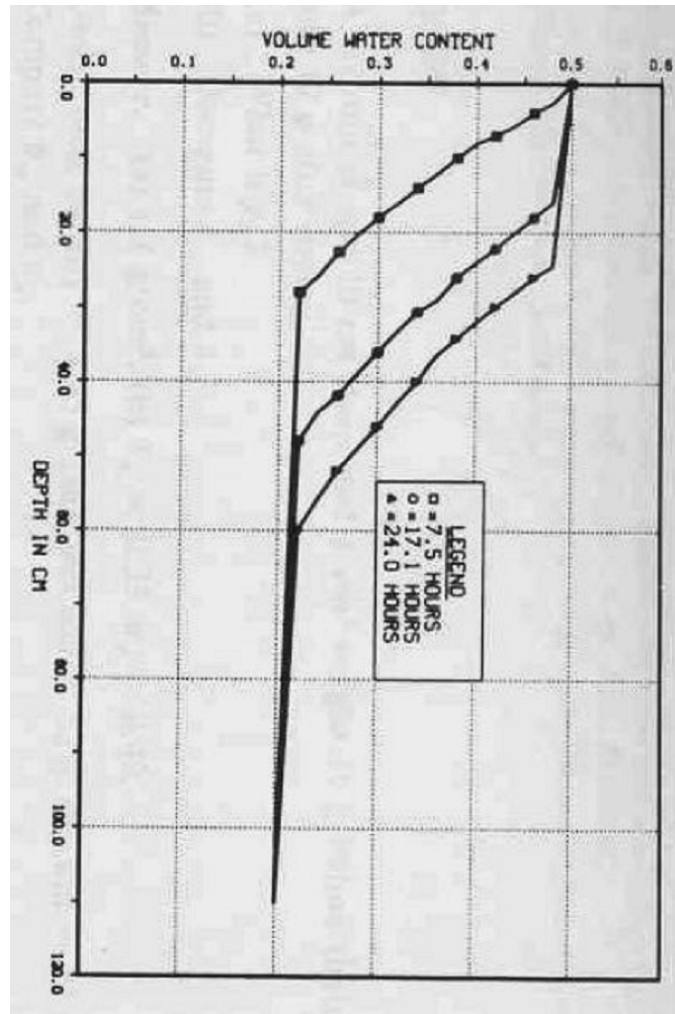
Proceso mediante el cuál el agua penetra en el suelo cuando ésta entra en contacto con su superficie, bien por la práctica del riego o por la ocurrencia de lluvias

Redistribución

Proceso que se inicia al finalizar la infiltración, y mediante el cuál el agua continua en movimiento en función de los gradientes de potencial hidráulico.

5. INFILTRACIÓN Y REDISTRIBUCIÓN

Ejemplo de proceso de infiltración



Tiempo de aplicación de agua: 24 horas

Sistema de riego: aspersion

Pluviometría: 0.5 cm/h

Textura: suelo franco-limoso

5. INFILTRACIÓN Y REDISTRIBUCIÓN

Ejemplo de proceso de redistribución

Perfiles hídricos durante la distribución y extracción radicular

