

AGUA DEL SUELO

Ing. Agr. Silvia Ratto

OBJETIVOS

- Comprender el papel que cumple el suelo como **reservorio** dentro del ciclo del agua.
- Analizar las **relaciones energéticas** entre el agua del suelo y la matriz del mismo, responsable del almacenamiento.
- A través del estudio de las relaciones energéticas y contenido de agua evaluar la **dinámica** y su relación con la absorción por la planta.

1. Introducción

El agua en el suelo influye en su génesis y evolución. Propiedades y procesos como consistencia, regulación de la temperatura, movilización y absorción de nutrientes por las plantas, procesos de óxido-reducción y problemas de erosión están bajo su influencia.

Se habla del agua del suelo y no del agua en el suelo debido a que tiene características de solución-suspensión. Puede tener diversas sales disueltas, compuestos orgánicos o inorgánicos solubles, moléculas provenientes de la degradación de herbicidas y pesticidas y partículas coloidales, orgánicas o inorgánicas en suspensión.

Los poros del suelo están ocupados por agua y el aire. En el estado de saturación todos los poros están llenos de agua líquida. El agua se halla también en la estructura de los cristales, la mayor parte como componente del cristal, estando tan fuertemente ligada que se requieren altas temperaturas para eliminarla.

La cantidad y estado energético del agua en el suelo influyen en las propiedades físicas del suelo más que ningún otro factor. De ahí que las relaciones entre el agua y el suelo ocupen considerable extensión en todo estudio de física de suelos.

1.1 Ciclo del agua

En la Fig.1 se muestra el ciclo del agua en un sistema agrícola. Las principales entradas corresponden a precipitaciones, ocasionalmente riegos, nevadas o rocío. El suelo juega un rol importante en los mecanismos de salidas, como la evaporación, transpiración, transporte, drenaje y almacenamiento. La diferencia entre las entradas y salidas constituye el **almacenaje**.

Es tal vez a través de esta última propiedad que el suelo ejerce la mayor influencia en el sistema. Para poder llevar a cabo una buena gestión productiva y ambiental es necesario conocer los mecanismos que regulan cada paso del ciclo del agua en el ambiente acuático, atmosférico y terrestre.

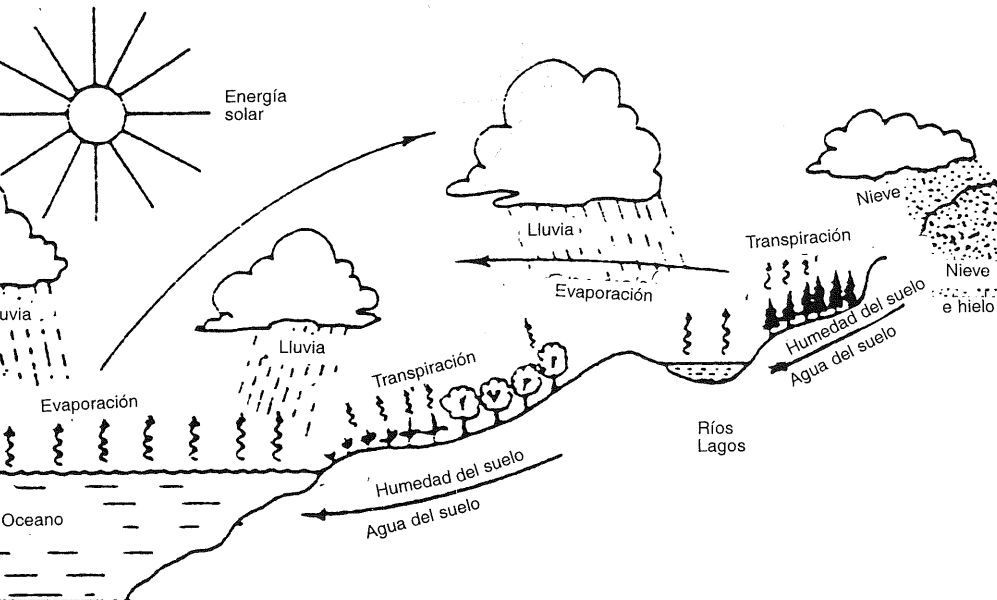


Figura 1. Esquema del ciclo del agua en un sistema agrícola (adaptado de Bertrand, 1967).

Las propiedades del suelo tienen gran influencia sobre el ciclo hidrológico

1.2 Propiedades del agua

La molécula de agua está compuesta por un átomo de oxígeno y dos átomos de hidrógeno de tamaño mucho menor. Estos elementos tienen entre sí enlaces covalentes. Cada átomo de H comparte su único electrón con el oxígeno. El resultado es una molécula asimétrica, ya que la disposición no es lineal, sino que los protones de hidrógeno sobresalen en ángulo de $104,5^\circ$ del núcleo del oxígeno. Estos protones de hidrógeno forman polos positivos y los dos electrones internos del átomo de oxígeno forman polos negativos en ángulo recto con el plano de protones de hidrógeno (Fig. 2). En consecuencia, la molécula de agua es **polar**. Varias moléculas de agua están unidas entre sí por fuerzas débiles (enlace de hidrógeno) que existen entre el polo positivo (protón) y el polo negativo (electrón).

Las fuerzas intermoleculares en el estado líquido hacen difícil que las moléculas de agua escapen del líquido a la fase de vapor y por eso el agua tiene un alto punto de ebullición. También es alto el punto de fusión, porque el agua en estado líquido tiene una estructura algo cristalina y la transición de líquido a sólido es relativamente fácil. La existencia de enlaces de hidrógeno, aunque débiles, en el agua líquida, requiere que estos enlaces se rompan para que una molécula pueda moverse en el seno del líquido y por eso la viscosidad del agua es mayor que la de los líquidos no asociados (carentes de asociación intermolecular), cuyas moléculas circulan libremente deslizándose unas contra otras. Sin embargo, la debilidad de muchos de los enlaces de hidrógeno compartidos hace que la viscosidad no sea tan grande como la de los líquidos con alto grado de asociación. Los enlaces intermoleculares son causa de la baja conductividad eléctrica del agua y de su alta constante dieléctrica.

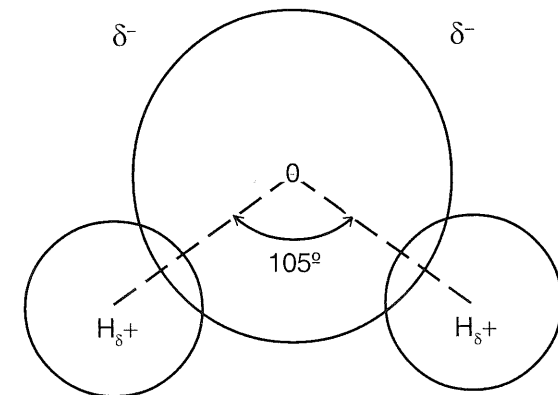


Figura 2. Esquema de la molécula de agua.

Se denomina **cohesión** a las fuerzas de atracción de las moléculas entre sí y **adhesión** a la atracción hacia otras superficies como vidrios o arcillas.

Las fuerzas que actúan reteniendo el agua en el suelo son varias y la mayoría son manifestaciones de fenómenos de superficie.

Tensión superficial

Se distinguen dos clases de líquidos: los que mojan la superficie del recipiente que los contiene (agua) y los que no la mojan (mercurio). En ambos casos se originan fuerzas superficiales, en el primero con dirección hacia el exterior de la masa líquida originando una superficie libre cóncava en el plano de contacto, en el segundo con dirección hacia adentro originando una superficie libre convexa.

Para el caso del agua esta fuerza determina un **ascenso capilar** que cesa cuando se igualan el peso de la columna de agua y la fuerza llamada tensión superficial.

Succión capilar = presión hidrostática

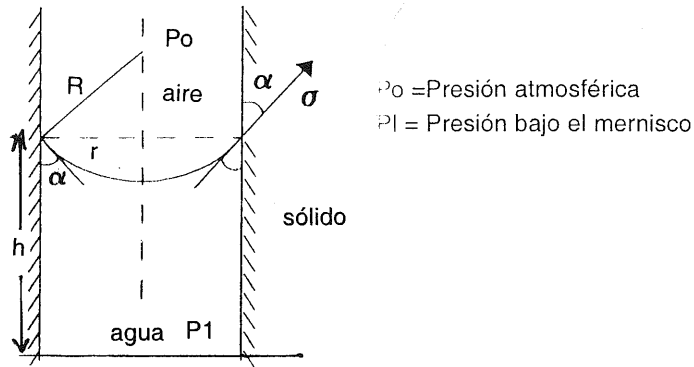


Figura 3. Tubo capilar sumergido en un recipiente con agua.

El agua asciende en el capilar hasta que la succión capilar iguale la presión hidrostática

- T: tensión superficial
- r: radio del capilar
- α: ángulo de contacto
- h: altura de ascenso capilar
- δ: densidad del agua
- g: aceleración de la gravedad

$$\frac{2 T}{r \cos \alpha} = \delta g \quad (1)$$

Si el sistema es agua sobre sólido, $\alpha = 0$, entonces el $\cos \alpha = 1$.

Si se quiere conocer la altura a la que llega la columna de agua, despejando de (1) se tiene que:

$$h = \frac{2 T}{r \delta g}$$

Siendo T (tensión superficial) y δ (densidad) valores constantes para una temperatura dada y g un valor constante, multiplicando por 2 el numerador y considerando diámetro en lugar de radio se puede calcular el diámetro del poro para una cierta succión:

- T: 72,75 dinas cm⁻¹
- g: 981 cm/seg
- δ: 1 g/cm³
- d: diámetro del capilar

$$h \text{ (cm)} = \frac{4 T}{d \cdot \delta \cdot g} \quad \text{y} \quad d \text{ (}\mu\text{)} = \frac{3}{\text{succión (atm)}}$$

Si se quiere conocer el diámetro de poro que retendrá el agua con una succión de 1/3 de atmósfera:

$$d \text{ (}\mu\text{)} = \frac{3}{0,33} = 9 \mu$$

El Sistema Internacional de Unidades en vigencia utiliza el Megapascal, Newton, micrómetro y nanometro con las siguientes equivalencias:

- 1 atm = 0,101 Mpa: Megapascal
- 1 dina = 10⁻⁵ N: Newton
- 1 micrón (μ) = μm : micrometro, = 10⁻⁶ m
- 1 nm = 10⁻⁹ m

Tensión interfasial:

Cuando un liquido se pone en contacto con una superficie sólida, parte del líquido puede quedar adherido en dicha superficie: **adhesión**.

Es esta otra manifestación del fenómeno del comportamiento dipolar del agua y permite que pueda ser atraída por campos de cargas opuestas y quedar así firmemente adherida.

2. Contenido de agua del suelo y relaciones energéticas

A fin de caracterizar el agua del suelo en función de la fuerza de retención ejercida por el mismo se han definido los siguientes parámetros denominados coeficientes hídricos.

2.1 Coeficientes hídricos

Capacidad de campo (CC)

Viehmeyer y Hendrikson (1931) la definen como la cantidad de agua retenida en el suelo después que ha drenado el agua gravitacional y cuando la velocidad del movimiento descendente del agua disminuye sustancialmente.

A este valor se lo conoce también con otras denominaciones como capacidad normal de campo, capacidad normal de humedad, capacidad capilar, capacidad de retención de agua y agua suspendida (autores rusos)

Este coeficiente se obtiene «in situ» y la técnica consiste en, después de una lluvia adecuada o de regar copiosamente un área, tapar la superficie para evitar pérdidas por evaporación y dejar drenar por 2 - 3 días, con lo que se supone que el suelo llega al equilibrio.

Humedad equivalente

Es un valor que trata de reflejar en laboratorio la máxima capacidad de retención en un suelo y se ha tratado de asimilarlo a la capacidad de campo.

La humedad equivalente es, por convención, la cantidad de agua que retiene una muestra de suelo cuando se la somete, previamente saturada, a una fuerza igual a 1000 veces la gravedad, lo que representa una fuerza equivalente a 0,3 atmósferas (0,03Mpa).

Se ha deseado hallar correspondencia entre la humedad equivalente y la capacidad de campo bajo el supuesto de que en ambos casos el agua queda retenida con una succión de 0,3 atmósferas, pero los valores correspondientes se apartan cuando el suelo se aleja de una textura franca. En texturas gruesas, la humedad equivalente arroja valores menores que la capacidad de campo mientras que en texturas finas sucede lo contrario.

La capacidad de campo se determina en el terreno, por lo que se trabaja en las condiciones naturales del suelo en cuanto se refiere a extracción de la muestra, mientras que la humedad equivalente se determina sobre muestra seca y tamizada.

En la práctica, en la determinación de la humedad equivalente en suelos arcillosos, luego del tiempo estipulado para la centrifugación (30') en ocasiones queda agua sobrenadante.

Otro método de laboratorio fue desarrollado por Mizuno, Arrigo y Svartz (1978). Se pone una muestra seca y tamizada en un vaso de precipitados, se apelmaza golpeando el fondo del vaso con la palma de la mano y desde una bureta se dejan caer, gota a gota, 5 ml de agua evitando la pérdida por evaporación. Se espera (20') desde la finalización del agregado de agua, se extrae la masa de suelo humedecida y se determina la humedad (Método para la determinación rápida de máxima capacidad hídrica).

Coeficiente de marchitez permanente (CMP)

Este concepto se refiere al contenido de agua del suelo cuando el vegetal no alcanza a absorberla por la imposibilidad de vencer la fuerza con que está retenida.

Se estima que cuando dicha energía (succión) llega a 15 atmósferas (1,5 MPa) las especies comunmente cultivadas no pueden absorber agua; al no llegar a vencer dicha succión, el vegetal entra en marchitez irreversible.

Las consecuencias de una falta de disponibilidad de agua para los vegetales presentan dos aspectos:

- x El vegetal llega a la marchitez pero aún mantiene su poder de recuperación. Al llevarlo a una atmósfera saturada de agua recupera su turgencia.
- xx El proceso pasa a ser irreversible: el vegetal no puede recuperarse aún en una atmósfera saturada de vapor de agua.

Puede observarse que la definición de estos puntos no es precisa ni universal, depende de factores tales como especie vegetal y momento del ciclo.

Se admite que el punto x) se presenta cuando el agua está retenida con una succión aproximada de 10 atmósferas (1,0 MPa) y el punto xx) a 15 atmósferas (1,5MPa). En este último punto el agua queda retenida en forma de una fina película que rodea a cada partícula individualmente con un espesor entre 300 y 400 Å para el material arcilloso silicatado. En los puntos de contacto de estas películas quedan configurados poros de diámetro menor de 0,2 μ m.

La determinación de este coeficiente puede efectuarse por dos vías: biológica o con instrumental de laboratorio.

Biológica: Se efectúa un cultivo en maceta, utilizando generalmente girasol. Para ello se llenan macetas con muestra de suelo, se siembran varias semillas de girasol y se riega. Cuando las plántulas tienen suficiente desarrollo se ralea dejando una sola y se cubre la superficie libre de la maceta de modo tal que no se produzca pérdida de agua por evaporación.

Cuando la planta entra en marchitez, se la introduce en una atmósfera saturada de humedad. Al recuperar la turgencia el contenido hídrico del suelo corresponde al punto x).

Periódicamente se repite la operación hasta que se llega a un momento en que no se recupera la turgencia. El contenido hídrico marca el punto xx).

El coeficiente de marchitez permanente de los suelos depende fundamentalmente de la textura y materia orgánica. A título de ejemplo, pueden darse algunas cifras para distintos componentes del suelo:

Arena	2-5% en peso (g agua/100 g suelo seco)
Limo	8-10%
Limo arcilloso	15%
Turba	50%

De acuerdo a estos valores puede observarse que el coeficiente de marchitez permanente depende de la superficie específica; cuanto mayor es la misma, tanto mayor el contenido de agua.

Otra vía para la determinación de este coeficiente es la evaluación de la cantidad de agua que puede retener una muestra de suelo previamente saturada de agua cuando se la somete a una presión de 15 atmósferas (1,5 MPa). Para ello se utiliza un aparato denominado Membrana Richard.

Coeficiente higroscópico (CH)

Se ha visto que en el coeficiente de marchitez permanente los suelos tienen aún una considerable cantidad de agua.

El suelo puede continuar perdiendo agua hasta llegar a una desecación casi total, pero aún en este estado sigue teniendo agua en cantidad variable conforme a la humedad atmosférica.

Esta cantidad de agua que envuelve las partículas en forma de una película cuyo espesor sería de unas pocas moléculas, es lo que constituye la humedad higroscópica.

El contenido de agua de los suelos en el coeficiente higroscópico depende también, como el valor anterior, de la superficie específica. En forma estimativa puede tomarse el contenido de agua en este punto como la mitad del correspondiente al coeficiente de marchitez permanente y la cuarta parte de la capacidad de campo o humedad equivalente.

La determinación se efectúa poniendo una muestra seca en un ambiente con 99% de humedad relativa, efecto que se logra colocando un recipiente con ácido sulfúrico al 2%. La humedad presente en el suelo una vez alcanzado el equilibrio es la que se conoce como coeficiente higroscópico.

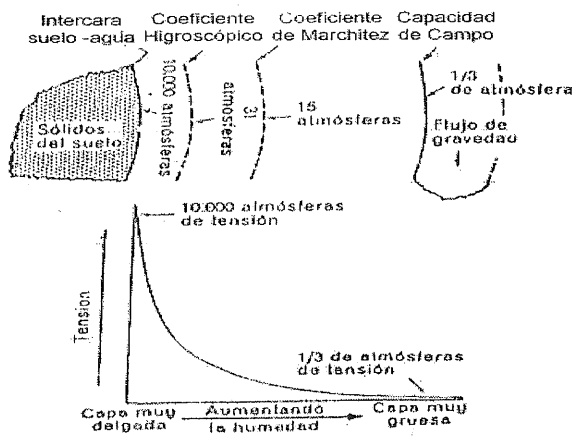


Figura 4. Relación entre el espesor de las películas de agua y la tensión con que es retenida por la matriz del suelo.

Capacidad de agua (CA)

Es la cantidad de agua que un suelo puede almacenar para proveer al desarrollo vegetal y comprende el agua que está entre Capacidad de Campo (CC) y Coeficiente de Marchitez Permanente (CMP). Suele denominarse agua disponible.

2.2 Contenido hídrico

Es la cantidad de agua que tiene el suelo en un momento dado

Suelo completamente seco ⇒ Espacio poroso = aire
 Suelo saturado ⇒ Espacio poroso = agua o solución del suelo
 Suelo no saturado ⇒ Espacio poroso = agua + aire

↓

El tercer estado corresponde a la forma habitual en que se encuentra un : **suelo agrícola**

Puede expresarse en forma gravimétrica como fracción de agua en relación a suelo seco. (Las relaciones entre masa y volumen de suelo y agua figuran en el capítulo de densidad)

Humedad gravimétrica: Hg (%) para su cálculo se considera la siguiente relación

$$Hg (\%) = \frac{\text{Masa de Agua}}{\text{Masa suelo seco}} \times 100$$

Se usa también una forma volumétrica Hv (%) donde se expresa la fracción de agua como el volumen de agua que se encuentra en un volumen dado de suelo. Este volumen puede conocerse utilizando el concepto de densidad aparente para cada horizonte.

Asumiendo la densidad del agua como $\delta_a = 1 \text{ g/cm}^3$

$$Hv (\%) = \frac{\text{Volumen agua}}{\text{Vol. suelo seco}} \times \frac{\text{densidad aparente del suelo}}{\text{densidad aparente del agua}}$$

$$Hv (\%) = Hg (\%) \times \frac{\text{densidad aparente del suelo}}{\text{densidad aparente del agua}}$$

La expresión volumétrica (se expresa generalmente con la letra griega ε) es más ventajosa que la gravimétrica. Se independiza de la relación densidad

aparente que es diferente para cada horizonte homogeneizando los resultados, pudiendo expresarlos en relación a profundidad de suelo (cualquiera sea el material) o convertirlo fácilmente en lámina de agua.

Para expresar el valor de humedad gravimétrica en términos de lámina de agua, concepto más utilizado en riego se puede utilizar la siguiente expresión:

$$L \text{ (cm)} = \frac{H_v \text{ (\%)} \times P \text{ (cm)}}{100}$$

L = lámina de agua P = profundidad de suelo considerado

Ejemplo: Calcular la lámina de agua en una capa arable con un espesor de 18 cm conociendo: humedad actual (H_g) = 22% y $d_{ap} = 1,35$

$$L = \frac{22 \times 1,35 \times 18}{100} = 5,22 \text{ cm}$$

2.3 Caracterización energética - Potencial agua

El agua en el suelo al igual que otros cuerpos en la naturaleza, puede contener energía en distintas formas y cantidades. La física clásica reconoce dos formas principales de energía: energía cinética y energía potencial.

Como el movimiento del agua es lento, su energía cinética (proporcional al cuadrado de la velocidad) es generalmente considerada despreciable. La energía potencial, que responde a una condición interna de posición, es de importancia fundamental para determinar el estado y movimiento del agua del suelo.

La energía potencial del agua del suelo, varía en un rango amplio y la diferencia que existe entre dos puntos dados provoca el movimiento. Ese movimiento se realiza espontáneamente desde lugares de mayor energía potencial hacia los lugares en que es menor, tendiendo a alcanzar un equilibrio.

En el sistema suelo-agua se alcanza una situación de equilibrio si se mantiene la temperatura, presión, concentración de solutos y campos de fuerzas constantes. En esa situación no existe movimiento de materia (solutos, agua) o energía (calor) en el sistema.

Si se conectan dos sistemas con distintos equilibrios, el agua fluirá de aquel donde tiene más energía, realizando un trabajo, hacia donde tiene menor energía. Si se considera a uno de esos sistemas como sistema de referencia, la energía utilizada en realizar ese trabajo se conoce como energía potencial, la molécula posee ese potencial que puede ser (+) ó (-) según sea el estado de referencia elegido.

La Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo (1963), seleccionó como referencia al agua pura a la misma temperatura que el agua del sistema considerado y a la presión atmosférica estándar.

El potencial agua es definido como la cantidad de trabajo que una unidad de agua en un sistema suelo-agua en equilibrio, es capaz de realizar cuando es transportada isotérmica y reversiblemente a un reservorio de agua en el estado de referencia y a la misma temperatura.

Potencial total de agua del suelo

El potencial total del agua del suelo incluye el potencial químico y el potencial de campos de fuerzas externas. Normalmente, en el campo, la gravedad es la única fuerza externa que opera en el sistema suelo-agua, definiéndose el potencial gravitatorio como la cantidad de trabajo que debe realizarse para transportar agua desde el sistema de referencia hasta otro a cierta altura especificada. Según el sistema de referencia se sitúe por encima o por debajo del punto elegido el potencial será positivo o negativo, respectivamente.

En consecuencia el potencial total es igual a:

$$\psi_t = \psi_a + \psi_g = \text{Pot. total} = \text{Pot. agua} + \text{Pot. gravitacional}$$

El potencial agua del suelo es la sumatoria de los distintos componentes que lo determinan. Si se considera un sistema isotérmico:

$$\text{Potencial agua } (\psi_a) = \psi_m + \psi_s + \psi_p$$

donde:

ψ_p = potencial de presión

ψ_s = potencial de solutos

ψ_m = potencial mátrico

Potencial mátrico (ψ_m): es la parte del potencial de agua del suelo asociado a la matriz sólida del mismo, e incluye fuerzas vinculadas con la adsorción, la capilaridad y las interfases curvas agua-aire. Si se compara el potencial del agua vinculada a la matriz del suelo con la del agua pura o de referencia resulta menor y por lo tanto su signo es negativo.

Termodinámicamente se define como el trabajo que debe realizarse por unidad de cantidad de agua para transportar de manera isotérmica y reversible una cantidad infinitesimal de agua desde un depósito que contiene una solución de idéntica composición a la del suelo, situado a la misma altura y con presión gaseosa similar al punto considerado, hasta el agua del suelo.

El potencial de solutos (ψ_s): es la parte del potencial del agua del suelo que resulta del efecto combinado de todas las especies de solutos presente

en el suelo. Tiene una consecuencia similar a la presión osmótica. La influencia de los solutos sobre el potencial se demuestra comunmente separando la solución del suelo del agua pura mediante una membrana semipermeable. Las moléculas del agua pura poseen potencial mayor que las de la solución por lo que el potencial de solutos tiene signo negativo. Este potencial se puede medir con un psicrómetro de presión de vapor.

Termodinámicamente se define como la «cantidad de trabajo que el agua de un sistema suelo-agua en equilibrio es capaz de realizar cuando es transportado a otro sistema en equilibrio idéntico en todos los aspectos al anterior, excepto que carece de solutos».

Potencial de presión (ψ_p): es la resultante de una diferencia neta de presión en relación a la condición de referencia, tal como resulta de la presión hidráulica en un suelo saturado. No incluye los efectos que resultan de la interfase agua-aire o de alta adsorción en las superficie sólidas, porque en un sistema abierto a la atmósfera como el suelo, no existe diferencia de presión y los efectos mencionados anteriormente se incluyen en el potencial mátrico.

En un suelo saturado, la suma de la presión atmosférica y la del líquido es normalmente mayor que la atmosférica y entonces el potencial de presión es positivo; en el suelo no saturado no hay presión del líquido y la presión es igual a cero. El valor negativo del potencial de presión se encuentra solamente bajo condiciones de laboratorio.

Termodinámicamente el potencial de presión se define como «la cantidad de trabajo que una unidad de cantidad de agua en un sistema suelo-agua en equilibrio, es capaz de realizar cuando se mueve a otro sistema en equilibrio idéntico al anterior en todo sentido excepto que está a la presión de referencia».

En resumen se tiene:

$$\psi_{\text{Tot}} = \psi_m + \psi_s + \psi_p + \psi_g$$

La combinación $\psi_m + \psi_s$ da idea de la fuerza de retención que ejerce el suelo sobre el agua y que condiciona la posibilidad de absorción vegetal.

La combinación $\psi_p + \psi_g$ se denomina potencial hidráulico e interesa cuando el suelo está saturado.

Unidades de expresión de energía del agua

Se han usado varios términos para expresar las relaciones de la planta con el agua del suelo, pero la unidad más común ha sido la atmósfera. Esta medida no es exacta desde el punto de vista termodinámico, ya que la unidad de expresión debería reflejar el trabajo necesario para llevar una unidad de masa de agua pura y libre a un punto definido en el sistema planta-suelo.

Richards (1956) adoptó una unidad similar a la atmósfera, el bar (10^6

dinas por cm^2), que se usa en muchos trabajos, ya que es una unidad consistente y recomendable. Sin embargo, sería preferible expresar las unidades en valores de energía libre. Se podría usar joule por gramo o kilogramo de agua como unidad..

Las conversiones de presión a unidades de energía pueden hacerse conociendo el volumen específico, la temperatura y presión del agua. Para esto se usan las siguientes fórmulas:

$$1 \text{ atm (TPN)} = 1,013 \text{ bares} = 1,013 \times 10^6 \text{ dinas/cm}^2 =$$

$$1033 \text{ cm de H}_2\text{O} = 76 \text{ cm de Hg aproximadamente}$$

$$1 \text{ bar} = 0,987 \text{ atm (TPN)} = 10^6 \text{ dinas/cm}^2 = 1020 \text{ cm H}_2\text{O}$$

$$1 \text{ Joule/kg} = 10^4 \text{ ergios/g} = 1 \text{ centibar} = 10,2 \text{ cm H}_2\text{O}$$

Es decir que $0,33 \text{ atm} = 0,33 \text{ bares} = 33 \text{ joules/kg}$. En la actualidad se utiliza preferentemente el megapascal (MPa).

Es decir que:

$$0,33 \text{ atm} = 0,33 \text{ bares} = 0,033 \text{ MPa} = 33 \text{ joules/kg.}$$

(TPN) = significa estado de referencia que generalmente indica agua pura y libre a presión atmosférica y 25°C .

2.4 Relación entre contenido de agua y potencial agua

Determinando los valores de la tensión para los distintos contenidos de humedad del suelo, pueden construirse gráficos llamados curvas de retención hídrica que muestran las relaciones entre la humedad y la energía.

2.4.1 Curvas de retención hídrica

Las curvas de tensión muestran todas las gradaciones entre los extremos indicando un cambio en la energía de retención.

En la figura 5 se observa que parte del agua presente en los suelos está adherida por grandes presiones negativas. En cambio, cuando los suelos están bien provistos de agua, es suficiente una muy débil succión para separar una ínfima cantidad de ella.

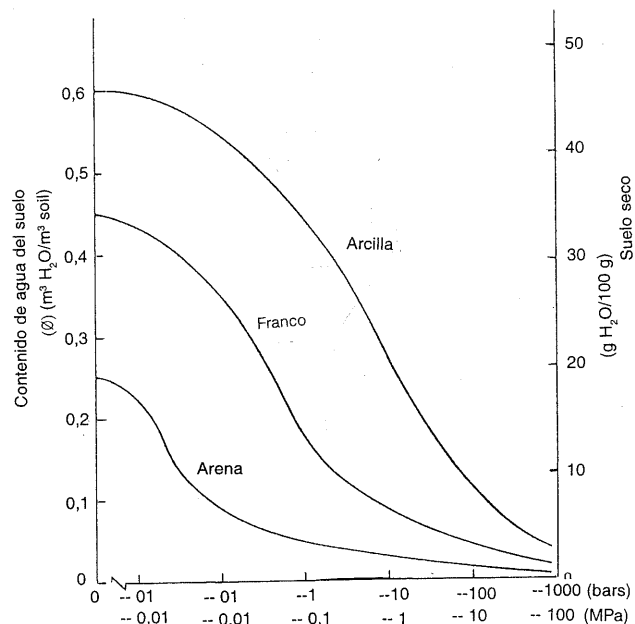


Figura 5. Curva de retención hídrica para suelos de diferente textura. (adaptado de Brady, 1990).

- A cualquier coeficiente, o potencial mátrico (línea paralela al % de humedad) suelos de distintas texturas retienen distintas cantidades de agua. Puede observarse que la secuencia es:
arcilloso > arenoso.
- Si se traza una línea paralela a las ordenadas, se determinarán, para un determinado contenido de humedad, la energía con que es retenida por suelos de distintas texturas
- La textura influye en toda la curva y especialmente a elevados niveles de succión donde la microporosidad juega un papel preponderante. El grado de agregación y el contenido de materia orgánica influyen en altos contenidos hídricos cuando el agua es retenida por la macro-porosidad con bajas succiones.

La utilidad de dichas curvas es amplia y puede mencionarse las siguientes:

- Permite la caracterización de los suelos en su relación con el agua.
- En los suelos de regadío es de fundamental importancia dado que permite calcular el agua disponible de los suelos como también las

dotaciones de riego.

- Permite el estudio del momento oportuno de los riegos para optimizar los rendimientos.

2.4.2 Efectos que alteran las curvas de retención hídrica

Temperatura

Cuanto mayor es la temperatura del suelo, mayor será la energía cinética de las moléculas de agua, lo que provoca una disminución en las fuerzas que la retienen en el suelo (adsorción, tensión superficial) y un aumento de su energía libre.

Por consiguiente la capacidad de retención hídrica varía en forma inversa a la temperatura.

Histéresis

Se denomina así al fenómeno que afecta a los procesos cuyos resultados varían conforme al sentido en que se recorre determinado camino.

Como puede observarse en el gráfico (figura 6) a igual potencial de agua en el suelo corresponde un mayor contenido hídrico en el camino del secado que en el de mojado.

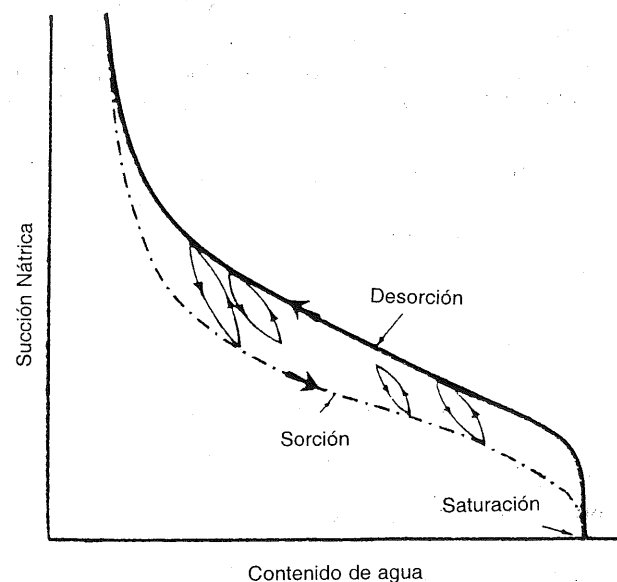


Figura 6. Relación entre contenido de agua volumétrica y potencial de retención para una vía de mojado y otra de secado.

2.5 Relación entre energía de retención y disponibilidad de agua para las plantas

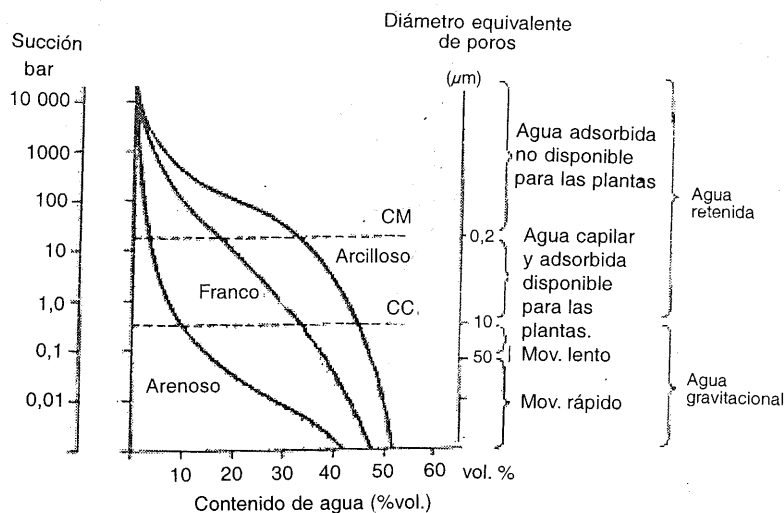


Figura 7. Relación entre energía de retención y disponibilidad de agua para las plantas.

En la figura 7 se observa que el agua más rápidamente disponible para la planta es la que se encuentra cercana al valor de CC. A medida que aumenta la energía de retención del suelo disminuye la disponibilidad para la planta.

El cálculo de agua aprovechable o disponible para la planta se puede hacer conociendo el valor del contenido de agua en CC y en CMP.

Ej: Calcular el agua disponible en los primeros 15 cm del suelo cuando el mismo está en CC.

$$\delta_{H_2O} = 1,00 \text{ g/cm}^3$$

$$CC = 25\%$$

$$CMP = 11\%$$

$$\delta_{ap} = 1,33 \text{ g/cm}^3$$

$$\text{Lámina (cm)} = \frac{1,33 \text{ g/cm}^3 \times 15 \text{ cm} \times (25-11)}{\text{g/cm}^3 \times 100} = 2,79 \text{ cm}$$

2.5.1 Clasificación biológica del agua del suelo

Establece las siguientes clases:

a) **Agua superflua o gravitante.** Es la que se elimina del suelo en virtud que los poros que contienen el agua son demasiado grandes

para contrarrestar la acción de la gravedad. Se estima que la succión con que es retenida es menor de 0,3 atmósferas, considerándose de poca utilidad por el corto tiempo de permanencia en el suelo.

- b) **Agua útil (disponible)** Es la que está retenida en el suelo con una succión de 0,3 a 15 atmósferas, considerándose que es aprovechable por los vegetales.
- c) **Agua no útil.** Es la sujeta a una succión mayor de 15 atmósferas y no aprovechable por la mayoría de las especies cultivadas.

El agua retenida en los poros del suelo juega un papel importante como agua pelicular en el abastecimiento a las plantas. Será más fácilmente aprovechable por la planta cuanto mayor sea el potencial agua o menor la energía de retención del suelo por la misma. Se considera que cuando la energía de retención es mayor a 0,8-1 atm la mayoría de las plantas crecen por debajo de su máximo potencial.

2.5.2 Clasificación funcional de los poros del suelo

Diámetro partícula primaria (μm)	Diámetro poro (μm)	Succión (MPa)	Función
>1000	>100	<0,003	Aireación, drenaje rápido
250-1000	25-100	0,01-0,003	Conducción, aireación
2-250	0,2-25	1,5-0,01	Almacenaje de agua útil
<2	<0,2	>1,5	Agua no disponible

2.6 Medición del agua del suelo

La distribución del agua en el suelo no es homogénea, en sentido horizontal ni vertical. Las siguientes son algunas de las razones que determinan la heterogeneidad:

- El crecimiento desparejo de las plantas y la distribución de las raíces, producen variaciones en el contenido de humedad en el suelo.
- Las diferencias de velocidad de infiltración ocasionan variaciones de campo después de una lluvia o irrigación.
- Las variaciones en cuanto a estructura de suelo, contenido de materia orgánica y textura en los distintos horizontes, son causa de diferencia en la cantidad de agua retenida por el suelo.
- Las alteraciones y cambios de densidad aparente, variación de volu-

men poroso y distribución de tamaño de los poros, son causa de que la condición de la humedad del campo varíe considerablemente.

- La irregularidad en la topografía de la superficie da por resultado una mojadura despareja del suelo.
- La humedad del suelo está cambiando constantemente.

Métodos para determinaciones directas de agua en el suelo

a.- Muestreo a campo expresando el resultado en peso seco

El método más simple y de uso más antiguo para medir la cantidad de agua que contiene un suelo consiste en tomar muestras de suelo con el contenido de humedad del momento. Las muestras se pesan húmedas, luego se secan en estufa a una temperatura de 105 a 110 °C hasta constancia de peso. La diferencia entre peso seco y húmedo expresado como porcentaje sobre suelo seco es el contenido de humedad en el momento de muestreo.

$$\text{Hg (\%)} = \frac{(\text{Peso suelo húmedo} - \text{Peso suelo seco})}{\text{Peso de suelo seco}} \times 100$$

Ejemplo:

Peso húmedo = 24 g

Peso seco = 19,2g

$$\text{Hg (\%)} = \frac{24 - 19,2}{19,2} \times 100 = 25 \%$$

b) Muestreo a campo expresando el resultado en volumen

Algunas veces (en experimentos de irrigación) es necesario expresar el contenido de humedad como proporción entre el volumen de agua y el volumen aparente del suelo, o proporción equivalente entre la profundidad del agua en cierta área del suelo y una profundidad dada. Esto puede hacerse tomando una muestra de suelo en un tubo de volumen conocido pesando la muestra húmeda, secándola luego y volviéndola a pesar. El volumen de agua o proporción de lámina de agua se calcula por medio de la fórmula:

$$\begin{aligned} \text{Hv(\%)} &= \text{Hg} \times \delta_{ap} & \delta_{ap} &= 1,3 \\ \text{Hv(\%)} &= 25 \times 1,3 = 32,5\% \end{aligned}$$

c) Dispersión de neutrones

Estima la proporción de agua mediante una sonda con fuente de neutrones de alta energía y un contador que detecta el flujo de los neutrones lentos (termales). Se introduce en el suelo dentro de un tubo de aluminio o acero. Como el hidrógeno tiene mucho que ver con la desaceleración de los neutrones (la temperatura influye en la velocidad de su movimiento), la velocidad con que se detectan los neutrones lentos es proporcional al número de núcleos de hidrógeno presentes en la vecindad de la fuente y del detector, siempre que la velocidad de la emisión de neutrones de alta energía (rápidos) y la geometría del área en la que están diseminados los neutrones sean constantes (es decir, que ninguno de ellos se escape a la atmósfera).

Como la cantidad de hidrógeno asociado con el agua del suelo es, generalmente, mucho mayor que la cantidad asociada con arcilla, materia orgánica u otras partículas del suelo, el flujo de los neutrones lentos es proporcional a la cantidad de agua en un volumen aparente del suelo, requiriendo trabajos de calibración para un suelo determinado, de manera de evitar el efecto de otras fuentes de hidrógeno.

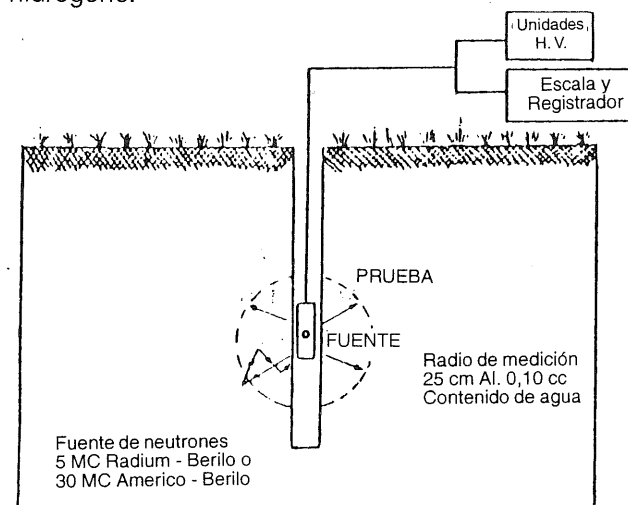


Figura 8. Esquema de una sonda de neutrones.

Las ventajas del método son la exactitud y la rapidez de la lectura, pudiéndose hacer lecturas duplicadas a intervalos de 30 cm hasta una profundidad de 180 cm en 15 minutos, y la posibilidad de hacer lecturas múltiples en espacio y tiempo, sin causar alteraciones al sitio o al cultivo. Entre las desventajas pueden citarse la alta inversión inicial, el mantenimiento y las precauciones necesarias para manejar equipos radioactivos y la calibración para cada situación en que se utilizará.

d) Rayos Gamma

El contenido de humedad en columnas de suelo puede medirse en laboratorios especiales mediante la atenuación de un haz delgado de rayos gamma. Una fuente consistente en 20 milicurios de Cs^{137} emite rayos gamma que se reúnen en un haz delgado, que se coloca al lado de una columna rectangular (o cuadrada) del suelo y del lado exactamente opuesto se coloca un detector de centelleo.

El método parece alcanzar una exactitud de $\pm 0,5\%$ del agua de la muestra. Como la atenuación con los rayos gamma depende de la densidad total del material que atraviesan, el método sólo resulta exacto para indicar el agua del suelo cuando se conoce la densidad aparente del mismo y ésta permanece constante. Por lo tanto, en suelos que se expanden, contraen o que tienen diferentes estados de compactación, el método es menos preciso.

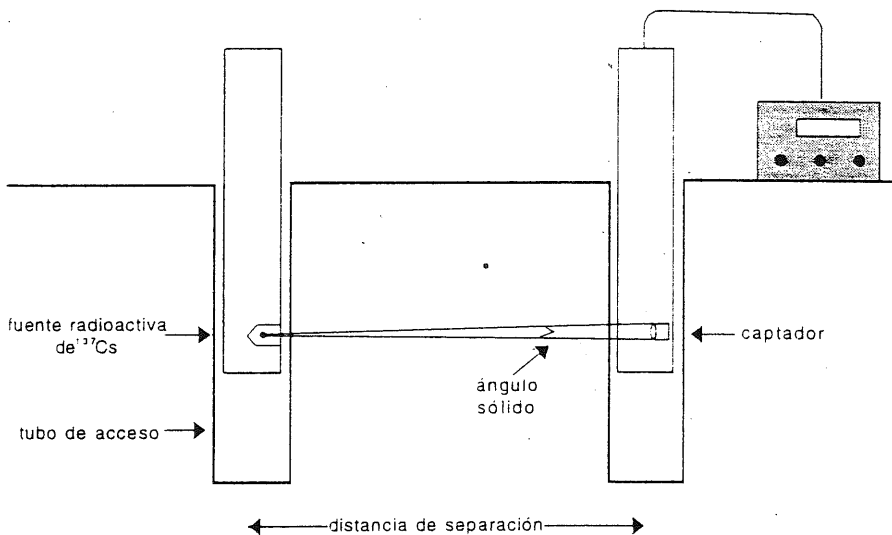


Figura 9. Medición de cantidad de agua utilizando una fuente de rayos gamma.

e) Lisímetros

Los lisímetros pesadores representan una técnica gravimétrica especial que permite hacer mediciones continuas del contenido de humedad de la misma masa de suelo, sin muestreo destructivo y sin los problemas de manejo de muestras. El lisímetro consiste en un recipiente lleno de suelo, que puede ser un monolito o un perfil reconstruido, colocado a nivel de la superficie del piso. Los lisímetros son exactos para el volumen de suelo que contienen, siempre que se haga la corrección correspondiente a los cambios de peso de las plantas cultivadas en el suelo.

Métodos para evaluar las relaciones energéticas del agua del suelo

a.- Relaciones de presión como base para medir potencial mátrico

Para medir la reducción relativa del potencial del agua, como resultado de la atracción de la matriz del suelo, tanto el procedimiento como los instrumentos requieren de ciertas características. Tiene que ser factible mantener todas las variables constantes excepto la atracción «matricial» que, a su vez, ha de ser susceptible de medición. Entre las variables que deben mantenerse constantes o controladas se incluye la presión, la temperatura y concentración de solutos.

Entre los métodos basados en estos principios se mencionan:

x) Tensiómetro

Un tensiómetro consiste en una copa porosa llena de agua, enterrada en el suelo y conectada a un manómetro o indicador de vacío. El agua de la copa alcanza equilibrio de presión con el suelo y se registra la succión «matricial». La copa es permeable a los solutos y al agua pero no al suelo ni al aire por lo que no se detecta el potencial de solutos.

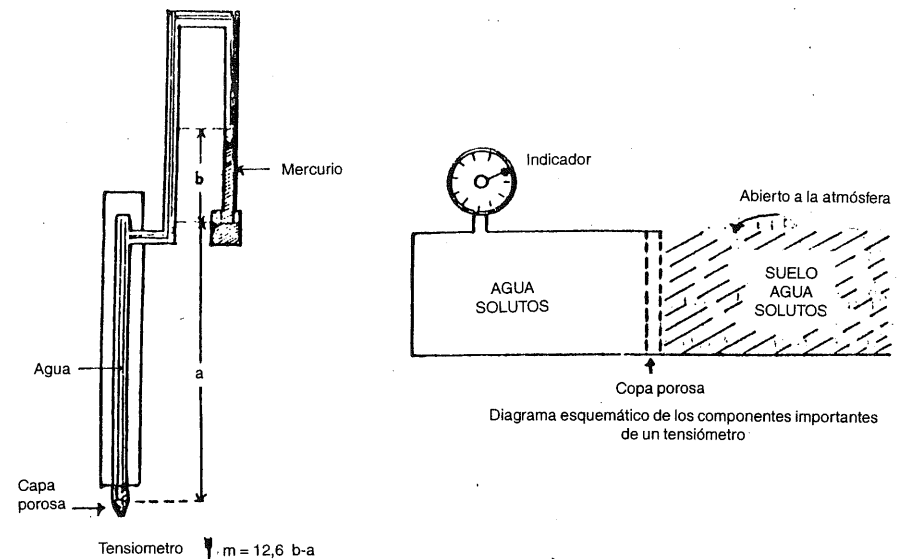


Figura 10. Esquema de un tensiómetro.

Para indicar la succión en el instrumento se usan manómetros de mercurio o indicadores de vacío.

Los tensiómetros proporcionan mediciones reproducibles para el punto donde están instalados, siempre que no existan variaciones en la temperatura. No necesitan calibración y se pueden usar en todo tipo de suelo.

En cuanto a la instalación, los tensiómetros deben colocarse con el cono poroso en el lugar cuyo potencial se desea conocer. En suelos de riego es conveniente instalar una serie de tensiómetros a diferentes profundidades.

El instrumento sólo es útil en un rango de potencial de agua de suelo de 0 a 0,85 bares (0,085 MPa).

xx) Bloques de resistencia eléctrica

Como la conductividad eléctrica de un sólido poroso depende de la cantidad de agua que hay en él, se puede relacionar conductividad eléctrica con contenido de agua. El equilibrio entre el agua del suelo y del bloque se logra cuando se iguala la succión mátrica de ambos. La conductividad eléctrica es también función de las sales del bloque poroso y de las dimensiones y forma del bloque.

Para medir el agua del suelo se han usado bloques de resistencia de varias clases: de yeso, de nylon y lana de vidrio. Estas unidades tienen un principio similar pero difieren en los detalles. En todos los casos los electrodos están rodeados por un material poroso que está en contacto con el suelo. La transferencia eléctrica entre electrodos depende de la cantidad de agua que rodea el material poroso y, a su vez, depende de: - la afinidad relativa del suelo y del material poroso con la humedad; - la cantidad de humedad presente; - la velocidad de transferencia del agua de un material a otro y - la conductividad eléctrica de la humedad o solución que está dentro de la zona de influencia eléctrica de los electrodos.

La mayoría de las unidades sufre cambios de calibración con el uso y, por lo tanto, se recomienda que se recalibren con frecuencia.

La calibración de las unidades de resistencia para obtener la relación entre la resistencia eléctrica y el potencial de agua del suelo puede hacerse colocándolas en suelo puesto en una placa porosa o en una membrana de presión. Las unidades de resistencia son más confiables bajo condiciones de humedad que en suelo seco, generalmente con más de 1 bar de succión y hasta 14 ó 15 bares.

xxx) Aparatos de placa y membrana de presión.

El equipo de placa de presión y el de membrana de presión consisten en una cámara de presión en la que se colocan las muestras de suelo, una membrana a través de la cual pasa la solución de suelo pero que no permite el paso de la «matriz» del mismo ni del aire, un soporte para la membrana porosa y una salida para el agua. Además, es indispensable una fuente de presión y algún método para regularla y controlarla.

Se han diseñado muchos equipos de tamaños diferentes para diversos propósitos. El aparato más comúnmente usado en estudios de irrigación tiene espacio para 10 a 20 muestras de suelo, cada una de 5 cm de diámetro.

El aparato de placa (u olla) de presión y el de membrana de presión difieren casi solamente en la clase de material y en el rango de presión en el que funcionan. En el equipo de placa de presión se usa una placa de cerámica. Tales placas están limitadas por la presión del aire que pueden soportar sin dejarse atravesar. Generalmente, con esta clase de placas se han usado presiones de hasta 1 bar (0,10 MPa). Con la membrana se puede trabajar con presiones de 1 - 15 bares (0,1 - 1,5 MPa). Estos instrumentos se utilizan para la construcción de las curvas de retención hídrica.

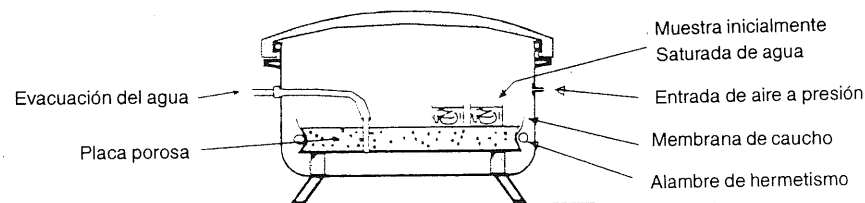


Figura 11. Esquema de una olla con placa de cerámica porosa.

b) Presión de vapor de equilibrio como base para medir el potencial de agua.

La afinidad del agua por los solutos y por la matriz de un suelo puede ser puesta de manifiesto por la presión de vapor del sistema, la cual debe ser medida en condiciones isotérmicas y en cámara cerrada. Se requieren equipos con una precisión de 0,13 bares.

La técnica del psicrómetro a termocupla es usada en estos casos. La termocupla funciona como un termómetro donde se genera una diferencia de potencial eléctrico entre las dos uniones de un par bimetálico (constantan y níquel), según sea la diferencia de temperatura entre la punta seca y la húmeda. Por otra parte, si se hace pasar a través de ese par bimetálico corriente en un sentido determinado, se observa un enfriamiento en una de esas puntas (efecto Peltier). Esto determina condensación de agua en esa punta. Al cesar el paso de corriente el agua se evapora enfriando la punta con distintas velocidades, en forma regulada en función de la presión de vapor del sistema.

Esta diferencia de temperatura puede ser medida trabajando como termocuplas, determinándose mediante gráficos y en forma indirecta qué potencial de agua ($\psi_0 + \psi_m$) hay en el sistema. Se requiere una calibración previa con soluciones de ácido sulfúrico con una presión de vapor a 25 °C conocida.

3. Dinámica del agua del suelo

El agua que penetra en el suelo proviene de irrigación, lluvia, inundación o filtración de caudales de agua. Algunas veces toda la superficie del suelo está mojada y otras sólo parte se halla en contacto con el agua.

Si toda la superficie está mojada, el área en la cual penetra el agua es mayor que cuando sólo una porción de la superficie está mojada y el movimiento será en una sola dirección: vertical, descendente. Si sólo parte de la superficie está mojada, el agua se moverá hacia abajo y lateralmente. Si el suelo está muy seco, el movimiento lateral puede ser, por cierto tiempo, tan grande como el movimiento descendente

En el siguiente esquema obtenido por el USDA (1955) se observa el movimiento del agua al entrar en dos suelos de diferente clase textural.

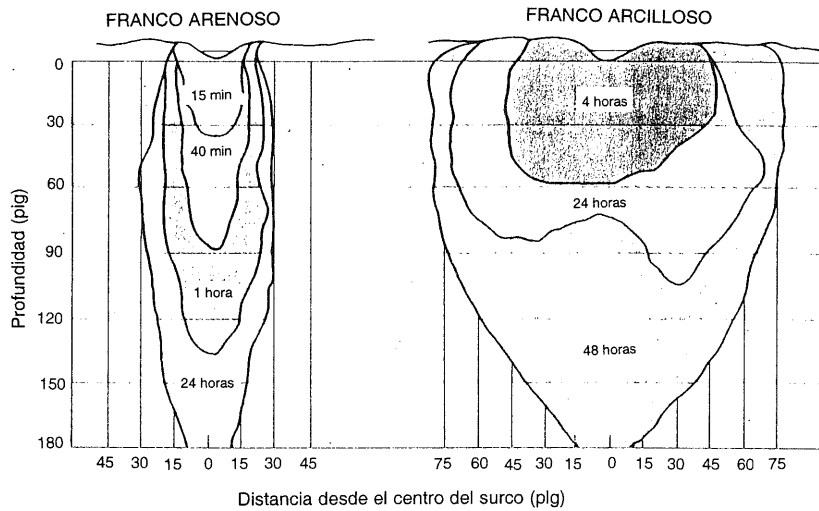


Figura 12. Velocidad relativa del movimiento de agua en el interior de dos suelos.

Perfil hídrico

Se denomina perfil hídrico al contenido de humedad de un perfil de suelo en un momento dado.

Cuando el suelo se moja por la lluvia o riego, se estima que en una primera etapa al llegar a un estado de equilibrio, la masa humedecida tiene el 80% de su porosidad ocupada por agua. Posteriormente, si se suspende el agregado de agua, la misma tiende a profundizar a expensas de una retracción horizontal (curvas 1 y 2 respectivamente de la Fig. 13).

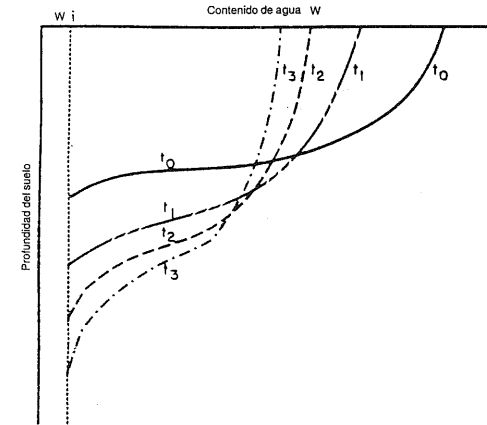


Figura 13. Redistribución en profundidad del agua luego de una lluvia o riego (adaptado de Henin, 1972).

Un nuevo agregado de agua puede llegar a ocupar un 90% de la porosidad y en este momento disminuye sensiblemente la infiltración.

Suponiendo que después de una lluvia o riego adecuado el suelo quede totalmente saturado, al cesar el aporte de agua comienza a perderse el agua gravitatoria hasta que se alcanza la capacidad de campo o situación de equilibrio (curva 2 Fig. 13).

En la Fig. 14 pueden observarse distintas situaciones de humedad para un mismo perfil a partir del momento en que llega a su capacidad de campo, y, posteriormente, cuando sigue perdiendo agua por evaporación. Se supone, para simplificar, que el perfil tiene características texturales uniformes.

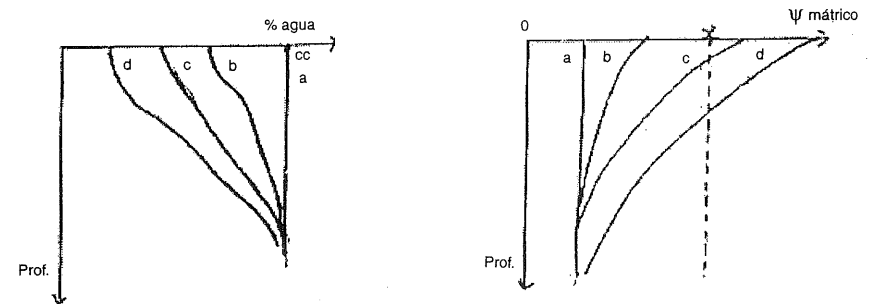


Figura 14. Curvas de contenido de agua y potencial mátrico para un suelo que se está secando.

En la primer figura se dibuja la variación del % de agua con la profundidad suponiendo textura uniforme. La línea (a) es la distribución teórica de la humedad en su capacidad de campo. Al comenzar a perder agua en superficie por evaporación se llega a (b) y con el tiempo se alcanzan (c) y (d). En la segunda figura se representan las curvas correspondientes al potencial matricial de cada una de las situaciones mencionadas, aumentando a medida que disminuye el contenido de agua. El punto marcado con (x) corresponde a un potencial mátrico de aproximadamente 15 atmósferas, equivalente al coeficiente de marchitez permanente.

Como puede deducirse de los gráficos, la desecación del suelo en superficie es mucho más rápida que en profundidad. Partiendo de la capacidad de campo (línea a) la uniformidad del contenido hídrico del perfil desaparece por la aparición de una zona superficial de desecación rápida.

Cuando el suelo tiene vegetación, la situación cambia dado que la misma sombrea al suelo y el sistema radicular lo deseca. La cobertura vegetal podrá tener distintas manifestaciones conforme al tipo de vegetación.

Así, una cobertura herbácea tenderá a desecar la masa superficial del suelo, salvo excepciones como la alfalfa, cuya acción puede profundizar por varios metros.

En caso de vegetación arbórea, la cobertura (sombra) puede ser total y la extracción de agua se realiza hasta mayor profundidad.

Conceptos preliminares

Se estima necesario aclarar ahora el significado de algunos términos utilizados en el texto:

Infiltración: entrada del agua al suelo, es decir la velocidad con que desaparece el agua de la superficie por su entrada a la masa del suelo.

Permeabilidad: movimiento del agua a flujo saturado en cada uno de los horizontes.

Drenaje: Eliminación del agua superficial por infiltración y permeabilidad o por escurrimiento. Al primero se los suele llamar drenaje interno y al segundo drenaje superficial.

Escurrimiento: es la eliminación del agua superficial merced al relieve (natural) o por obras (drenajes).

La eliminación del exceso de agua superficial es de gran interés para evitar situaciones de anegamiento superficial para los cultivos y también para la producción animal dado que crea condiciones poco propicias para el pastoreo directo (falta de piso).

Es deseable que el drenaje interno capte la mayor parte de las agua de

lluvia o riego, de este modo se aprovecha mejor el agua aumentando las reservas del suelo y disminuyendo sustancialmente la escorrentía que no sólo es pérdida de agua sino también agente de erosión.

El drenaje interno es un factor de gran importancia en la pedogénesis dado que provoca las migraciones y otros fenómenos.

Desde el punto de vista de la fertilidad, las aguas de drenaje provocan el lavado de los suelos, siendo particularmente importante su acción sobre los compuestos solubles como los nitratos que pueden ser eliminados en forma sustancial. La pérdida de éstos es un problema preocupante por dos razones: por ser un nutrimento fundamental y porque fuente de contaminación de las aguas subterráneas.

3.1 Movimiento a flujo no saturado

Los suelos bien drenados permanecen en condiciones de saturación durante períodos muy cortos, luego de aportes abundantes de agua ya sea por lluvias o por riego.

Salvo en esas condiciones, el movimiento del agua del suelo en fase líquida se realiza en flujo no saturado y responde a diferencias de potencial agua (mátrico y gravitatorio) entre distintos puntos del perfil. Puede expresarse matemáticamente en la siguiente forma:

$$v = -K \times H$$

donde:

v = velocidad

K = conductividad hidráulica

H = gradiente hidráulico

El potencial mátrico es consecuencia de la afinidad física del agua con la superficie de las partículas y poros capilares. El agua se mueve desde lugares donde la película de agua que rodea las partículas es mayor hacia donde es menor, y de lugares de menor a mayor curvatura de menisco, es decir de zonas de alto potencial a zonas de bajo potencial mátrico.

El potencial gravitatorio interviene favoreciendo el movimiento descendente y limitando el movimiento ascendente.

El elemento más importante a considerar en este movimiento es que el valor «K» no es constante sino que sufre grandes variaciones en función del potencial mátrico del suelo. Esto quiere decir que a igualdad de gradiente hidráulico, la velocidad de flujo puede ser muy variable según el contenido hídrico del suelo.

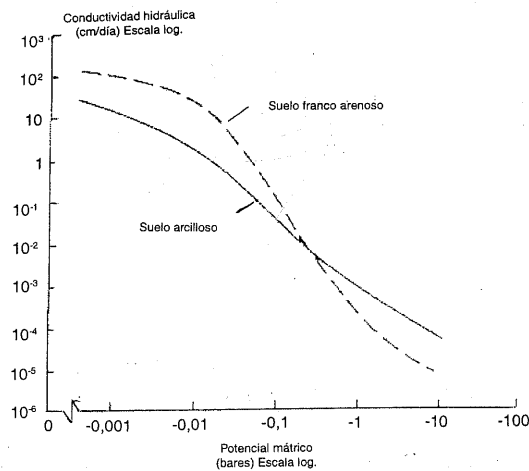


Figura 15. Relación entre la conductividad hidráulica y la succión mátrica para dos suelos de diferente textura.

La reducción en el valor de conductividad hidráulica que se produce entre saturación y capacidad de campo es del 97,97%, mientras que entre capacidad de campo y punto de marchitez permanente es de 96,70%.

Este hecho explica por qué tradicionalmente se considera que cuando la succión es mayor que la capacidad de campo no existe movimiento descendente del agua. Si bien esto no es estrictamente real, la velocidad a la que se mueve el agua a esos valores de succión mátrica (0,3-0,5 atm) es muy baja.

3.1.1 Infiltración

La velocidad de penetración del agua al suelo depende de los siguientes factores:

- Espesor de la lámina de agua
- Temperatura del agua y del suelo
- Textura del suelo
- Estructura
- Contenido hídrico del suelo

Cuanto mayor es el espesor instantáneo de la lámina de agua, tanto mayor será la velocidad de infiltración. Cuanto mayor la temperatura del agua, tanto mayor la velocidad de disminución de la viscosidad y tensión superficial.

Cuanto más gruesa la textura, tanto mayor el porcentaje de macroporos y en consecuencia mayor la velocidad de infiltración. En suelos con grietas grandes la infiltración puede ser inicialmente alta. Sin embargo, la velocidad de infiltración bajará tan pronto como las grietas se llenen, luego se hinchan y la velocidad se puede reducir a un valor cercano a cero.

Con respecto al contenido hídrico del suelo, puede observarse que cuando éste está seco, al comienzo la velocidad de infiltración es grande, pero disminuye posteriormente tendiendo a la estabilización (Fig. 16). Esta velocidad puede verse afectada cuando se forman costras en la superficie del suelo.

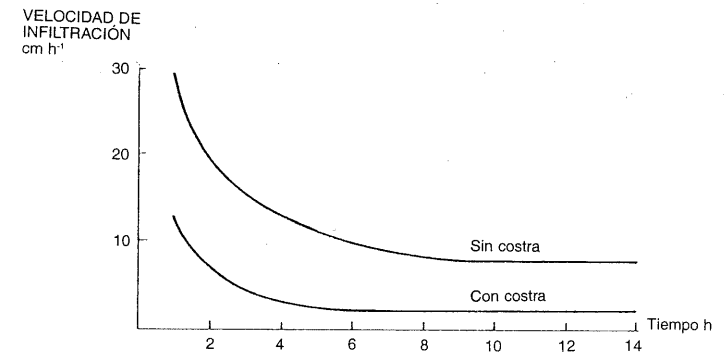


Figura 16. Velocidad de infiltración en función del tiempo para un suelo con y sin costra en superficie (adaptado de Hillel, 1972).

Se han propuesto varias ecuaciones para definir la velocidad de infiltración. Algunas como la Ley de Kostyakov y Phillips miden la infiltración acumulativa (I) en un tiempo dado (t) utilizando dos constantes que dependen del suelo.

$I = a \cdot t^b$ siendo su expresión logarítmica:

$$\log I = \log a + b \log t$$

donde t = tiempo

a, b = son parámetros que dependen del suelo y su condición física.

« a » = cantidad de agua que infiltra durante el intervalo inicial, por lo tanto depende de la estructura y de la condición del suelo en el momento en que se aplica el agua. « a » aumenta con el tamaño de los poros.

« b » = indica la forma en que la velocidad de infiltración se reduce en el

tiempo. Por lo tanto, depende de los cambios de estructura del suelo. Si los suelos tienen materiales expandentes tienden a sellar sus poros y volverse impermeables, entonces «b» disminuye.

En suelos que tienen estructura estable, «b» presenta valores mayores a 0,6 y pueden hasta aproximarse a 1,0 bajo condiciones en que predomina el flujo gravitacional.

3.1.2 Ascenso capilar

Este movimiento se produce a partir de freáticas. En algunos casos a partir de falsas napas o como consecuencia de alguna compactación o presencia de un horizonte fuertemente textural.

En suelos de textura fina se han llegado a registrar ascensos capilares de hasta 2 m, en texturas medias de 1 y 1,2 m y en texturas gruesas de 0,40m

El ascenso suele traer aparejado problemas de halomorfismo por el ascenso de sales con el agua.

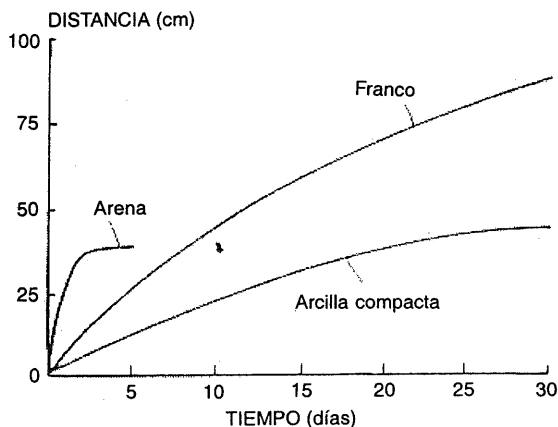


Figura 17. Ascenso capilar en materiales de distinta porosidad.

3.2 Movimiento en flujo saturado

En flujo saturado, al no haber interfase agua - aire las fuerzas capilares son nulas y el é_m es cero.

El movimiento de agua en suelo a flujo saturado puede explicarse a través de la «Primera ley de flujo de la humedad» de Darcy que dice: «En un suelo saturado el agua se mueve en dirección de la disminución de presión hidráulica, con una velocidad directamente proporcional a la diferencia de presión hidráulica entre dos puntos y la conductividad del suelo al agua; e inversamente proporcional a la distancia entre los dos puntos».

En la Fig. 18 se esquematiza el experimento que dio origen a la citada ley. Un medio filtrante homogéneo, de altura L y área transversal A, se percola con agua (u otro líquido incompresible). En las partes superior e inferior del filtro se han colocado tubos abiertos de manómetro. El líquido sube a h₂ y h₁, sobre el plano de nivel seleccionado. La cantidad de agua Q que fluye hacia el interior del filtro, durante un intervalo dado, es igual a la cantidad que fluye hacia el exterior durante el mismo intervalo. Variando experimentalmente los diversos valores incluidos, se puede deducir la relación en esta forma:

$$V = \frac{Q}{A}$$

Q = Caudal: cantidad de agua en función del tiempo (cm³/h)

A = Área (cm²)

V = Velocidad de flujo (cm/h)

$$y \quad V = \frac{-K(h_2 - h_1)}{Z_2 - Z_1} = \frac{-K h}{L} = -k \times i$$

donde:

K = conductividad hidráulica (cm/h)

h = gradiente hidráulico (cm)

L = distancia (cm)

$i = \frac{h}{L}$ = gradiente de potencial hídrico (adimensional)

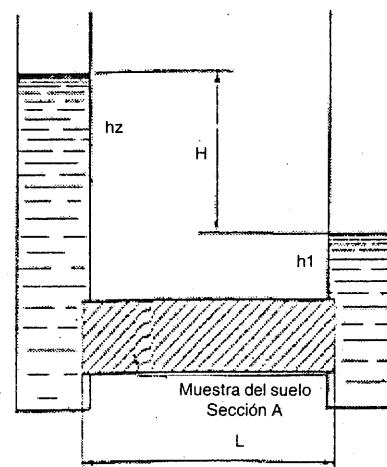


Figura 18. Diagrama esquemático del experimento de Darcy.

La constante de proporcionalidad K depende de las propiedades del fluido y del medio poroso homogéneo. El signo menos en la expresión indica que el flujo es en dirección opuesta a la de h creciente.

La conductividad hidráulica K está relacionada con la permeabilidad intrínseca del material sólido del suelo (k) y con la fluidez del agua que depende de la densidad del agua, la gravedad y la viscosidad (f)

$$K = k \times f$$

k = permeabilidad intrínseca

f = fluidez (depende del líquido)

En condiciones de saturación la **gravedad** es la fuerza directriz del movimiento, y los suelos más conductores son aquellos que poseen una proporción de poros grandes mientras que los menos conductores son los que presentan una mayor proporción de microporos.

Tipos de conductividad

Lenta (suelo arcilloso)	1,25-5 mm/hora
Moderada (suelo franco)	5-127 mm/hora
Rápida (suelo arenoso)	127-254 mm/hora

3.3 Movimiento en fase de vapor

El vapor en el suelo se mueve fundamentalmente mediante el proceso de difusión, aunque en algunas instancias, cuando el viento induce un movimiento en masa del volumen de aire sobre la superficie del suelo, puede mezclarse el vapor de agua en los primeros centímetros del suelo, moviéndose como flujo masal.

$$q_v = -D_w \cdot P_v / x$$

q_v = densidad de flujo

D_w = coeficiente de difusión de vapor de agua

P_v / x = gradiente de presión de vapor.

El coeficiente de difusión de vapor de agua en el suelo es menor que en la atmósfera, debido a un volumen de aire restringido y la tortuosidad de los poros.

Las condiciones de temperatura también influyen generando gradientes

de presión de vapor semejantes al efecto de potenciales mátricos con cambios térmicos de tan sólo un grado. Este último efecto es el mayor responsable de transferencias de vapor en suelos de zonas con mayor temperatura a zonas de menor temperatura, generando flujos descendentes durante el día y ascendentes durante la noche.

El movimiento de agua en forma líquida determina el movimiento de solutos, no así el movimiento en fase de vapor. Si se analiza el movimiento de agua por monitoreo de sales, deben separarse ambos mecanismos (flujo líquido y flujo de vapor).

Se observa que los movimientos en fase de vapor en suelos son mayores que las estimaciones a través de las ecuaciones de difusión. Parecería imposible separar estos procesos (flujo líquido y flujo de vapor); produciéndose una secuencia compleja de movimientos en el estado líquido y en el estado de vapor.

Se asume comúnmente que el flujo líquido es el que domina en movimientos de agua en suelos (condiciones cercanas a las isotérmicas), la contribución del movimiento en fase vapor es casi nula en la región de las raíces, donde las fluctuaciones de temperaturas diurnas son suaves.

Alguna de las **conclusiones prácticas** de lo visto en relación al movimiento del agua en el suelo son las siguientes:

1) El agua se mueve a velocidades importantes en fase líquida a flujo saturado y a flujo no saturado, cuando la succión mátrica es menor a 0,1 - 0,3 atm.

2) La situación anterior se alcanza después de una lluvia o riego y determina un movimiento descendente del agua. También se observa en condiciones de una capa freática cercana y, en dicho caso, puede ser un aporte importante tanto para los cultivos como para la evaporación superficial.

3) En condiciones de capacidad de campo o contenidos hídricos menores, el agua del suelo en fase líquida se mueve muy lentamente y su movimiento no representa un aporte cuantitativamente importante, ni para los vegetales, ni como pérdida por evaporación superficial.

4) Las pérdidas de agua de un suelo desnudo sin capa freática cercana a la superficie se producen por movimiento en fase gaseosa desde el lugar donde se evapora hasta la superficie y de allí a la atmósfera. La cantidad total de agua que se pierde depende primordialmente del volumen y continuidad de macroporos llenos de aire que permiten el acceso fácil hasta la superficie.

4. Relación agua-suelo-planta-atmósfera

Las raíces de la mayoría de las plantas toman el agua de la zona insaturada ya que para respirar requieren un adecuado suministro de oxígeno del aire del suelo.

Se puede considerar el conjunto suelo-planta-atmósfera como un sistema físico uniforme en el que varios procesos de flujo ocurren independientemente como eslabones de una cadena.

Este sistema uniforme se ha denominado C.S.P.A. significando Continuo Suelo Planta Atmósfera (Hillel, 1990) y en él, el flujo de agua se hace desde sitios con alta energía potencial a otros con baja, con el concepto de potencial agua igualmente válido y aplicable tanto en suelo, planta y atmósfera.

Para caracterizar físicamente este sistema, es necesario evaluar el potencial energético del agua y su cambio con la distancia y tiempo a lo largo del camino que recorre. Las diferencias de potencial en las distintas partes del sistema son proporcionales a la resistencia al flujo. Esta resistencia generalmente es mayor en el suelo que en la planta y aún superior en la transmisión de las hojas a la atmósfera donde el agua cambia su estado de líquido a vapor y debe salir por difusión (proceso lento).

La diferencia de potencial total entre el suelo y la atmósfera puede ser de cientos de bares y en climas áridos puede exceder los 1000 bares.

De este total, la caída de potencial entre el suelo y la planta es generalmente del orden de varios bares a decenas de bares, de modo que la mayor diferencia de potencial en el sistema C.P.S.A. sucede entre las hojas y la atmósfera.

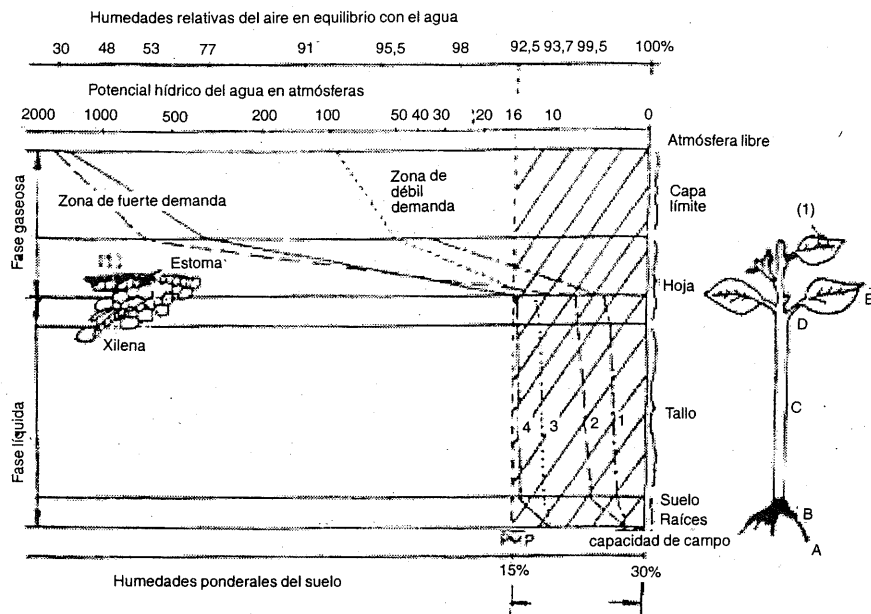


Figura 19. Distribución de los potenciales de agua en el sistema C.S.P.A. (adaptado de Hillel, 1972).

La curva N° 1 es para un valor bajo de succión en el suelo (AB) y también en la superficie de la raíz (B) - tallo (C). En las células del mesófilo (D-E), la succión de agua (potencial negativo) está por debajo del valor crítico con el cual las hojas pierden su turgencia, de aquí que la planta pueda transportar agua sin marchitarse. (E) representa la cavidad subestomática. En la curva N° 2 la succión del agua en el suelo es igualmente baja pero la velocidad de transpiración y la succión de agua en el mesófilo alcanza el valor crítico de marchitamiento (20 bares).

La curva N°3 es para el caso en que la succión de agua en el suelo es relativamente alta, pero la velocidad de transpiración es baja.

Finalmente la N° 4 indica la condición extrema en que la succión de agua del suelo y la velocidad de transpiración son altos, la succión de agua por la hoja excede el valor crítico y la planta se marchita.

Balance de agua en el suelo

En este capítulo se ha enfocado el agua del suelo considerando fundamentalmente la capacidad de almacenaje y de movimiento del agua en el suelo en virtud de sus propiedades. Para tener una visión más completa del sistema se debería analizar la absorción de agua por los cultivos (figura 20). Así como sorprende la magnitud obtenida con el cálculo de la cantidad de agua que puede almacenar un suelo, igualmente llama la atención la cantidad que puede evapotranspirar un cultivo. Esto explica la importancia del conocimiento del manejo del recurso agua desde el punto de vista edafológico, tendiendo a optimizar las entradas y disminuir las pérdidas por evaporación o escorrentía para maximizar la absorción por los cultivos preservando el recurso suelo.

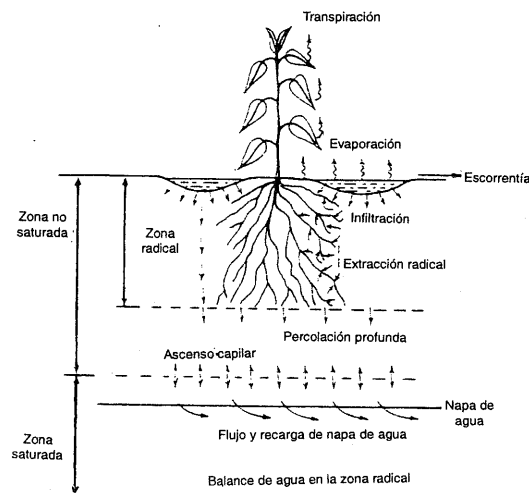


Figura 20. Balance hídrico para un cultivo.

El conocimiento de la humedad del suelo permite hacer consideraciones sobre el cálculo de riego total o complementario para un adecuado crecimiento vegetal en función de la demanda del cultivo. Un balance realista de la disponibilidad de agua en la zona radical implica el manejo de gran parte de los ítems mencionados en este capítulo y constituye un aporte fundamental para la integración de la información explicativa y predictiva de las posibilidades de un cultivo en un determinado ecosistema.

Bibliografía de apoyo

- BRADY, N.C.** 1990. The nature and properties of soils. 10ma ed. MacMillan Pub. Co., New York.
- GARDNER W.H.** 1986. Methods of soil analysis. Part 1. Ed. Klute. A.S.A. Inc. SSSA Inc. Madison Wisconsin.
- HILLEL, D.** 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press-New York.
- MAC LAREN, R.G., K.C. CAMERON.** 1994. Soil Science. Oxford. Univ. Press.
- PORTA J., M. LÓPEZ ACEVEDO Y C. ROQUERO.** 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España.
- TAYLOR S.A., S. S. CROFT, G.L.** 1972. Physical Edaphology. Freeman San Francisco.

Ciclos Biogeoquímicos de elementos

Nitrógeno del suelo

Fósforo

Potasio del suelo

Azufre

6