

FUNDAMENTOS DE FISICA DE SUELOS

Gabriel Selles van Sch. Ing. Agr. Dr

Raúl Ferreyra E. Ing. Agr. M. Sc.

Instituto de Investigaciones Agropecuarias

El suelo es un cuerpo natural, que corresponde a la capa externa y fragmentada de la superficie terrestre, presenta una serie de interacciones dinámicas con el medio, tales como la atmósfera y las estratas más profundas, influyendo sobre el ciclo hidrológico, y sirve como un medio de desarrollo para una gran comunidad de organismos vivos, entre ellos las plantas.

Este cuerpo natural llamado suelo, puede ser considerado como un sistema (un conjunto de elementos interrelacionados, constituido por elementos interdependientes constituyendo una entidad integrada). Es un sistema poroso, heterogéneo, polifásico y disperso. Las fases que constituyen el suelo son la fase sólida, la fase líquida y la fase gaseosa. La fase sólida, o matriz, esta compuesta por material mineral y materia orgánica, parte de este material esta constituido por partículas de muy pequeño tamaño, las que en sus conjunto tienen una gran superficie específica (sistema disperso). La fase líquida está constituida por el agua del suelo, la que siempre contiene sustancias disueltas, por lo que debería llamársele con mayor propiedad solución suelo. La fase gaseosa está constituida por la atmósfera del suelo. En el suelo las partículas sólidas sufren ciertos arreglos y conformaciones, formando agregados, los que dejan espacios entre ellos, denominados poros. Es estos espacios porosos donde se ubica el agua y el aire.

La proporción relativa de estas tres fases en el suelo no es fija, sino está cambiando constantemente, dependiendo de variables climáticas, vegetación y manejo. Una composición idealizada de los componentes del suelo.

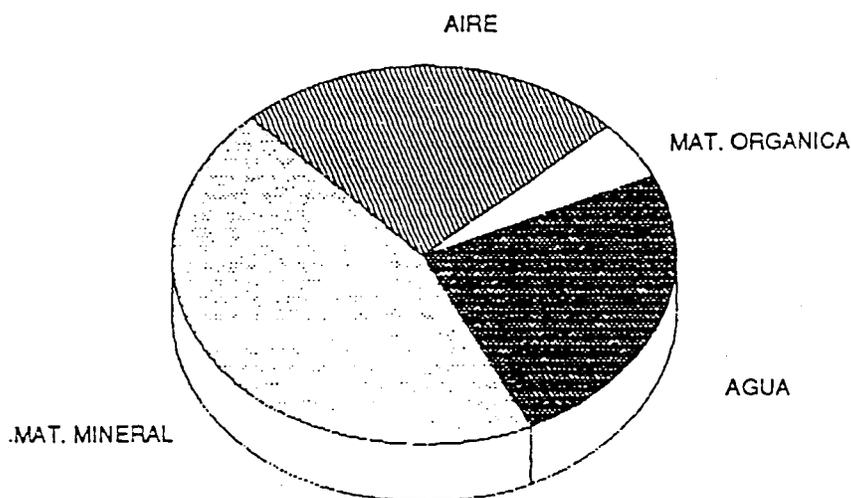


Figura 1: Componentes del suelo. El 50% del suelo está ocupado por la fase sólida. El otro 50% corresponde a los poros, los que se encuentran ocupados por agua y aire

FASE LIQUIDA - PROPIEDADES DEL AGUA EN RELACION A LOS MEDIOS POROSOS

El agua es el elemento de mayor abundancia en la naturaleza, aún cuando menos del 1% corresponde a agua dulce. Es el principal constituyente de los seres vivos, animales y vegetales, donde este elemento ocupa el 80 a 90% de su masa. Los vegetales extraen la mayor parte del agua que necesitan para su desarrollo (más del 98%) desde el suelo.

La formula química de la molécula de agua es H₂O, que corresponde a la unión de dos gases, con un bajo peso molecular (18 gr). Cabe señalar que el agua a temperatura ambiente es líquida, cosa que no sucede con otros compuestos de características similares, como el metano (CH₄, peso molecular 16), el amonio (NH₃, 17) entre otros, que a temperatura ambiente son gases. Por otra parte, comparado con otros líquidos comunes el agua tiene un alto punto de fusión y de ebullición , un alto calor latente de vaporización y un alto calor específico. (cuadro 1). En este sentido, el agua puede ser considerado como un líquido anómalo

Calor latente de fusión del agua	355 kJ/kg (80 cal /gr)
Calor latente de vaporización (a 25°C)	2,44 MJ/kg (550 cal/gr)
Calor específico del agua	4,18 kJ/kg/°C (1 cal/gr/°C)
Calor específico de otros materiales:	
Metales	0,9 kJ/kg/°C
Suelo seco	0,89kJ/kg/°C
Suelo húmedo	1,5 kJ/kg/°C

Cuadro 1 Calor latente de fusión, de vaporización y calor específico del agua (1 cal = 4,18 J)

La estructura molecular del agua es la responsable de estas propiedades un tanto anómalas del agua. Dada la alta atracción que existe entre el oxígeno y el hidrógeno (energía de enlace de 460 kJ/mol) y dada las diferencias de cargas eléctricas entre ellas, hace que los átomos de oxígeno y de hidrógeno se orienten de una forma particular (con un ángulo de 110°, figura 2.), constituyéndose en una molécula bipolar. De esta forma los hidrógenos quedan con carga positiva y el oxígeno con carga negativa.

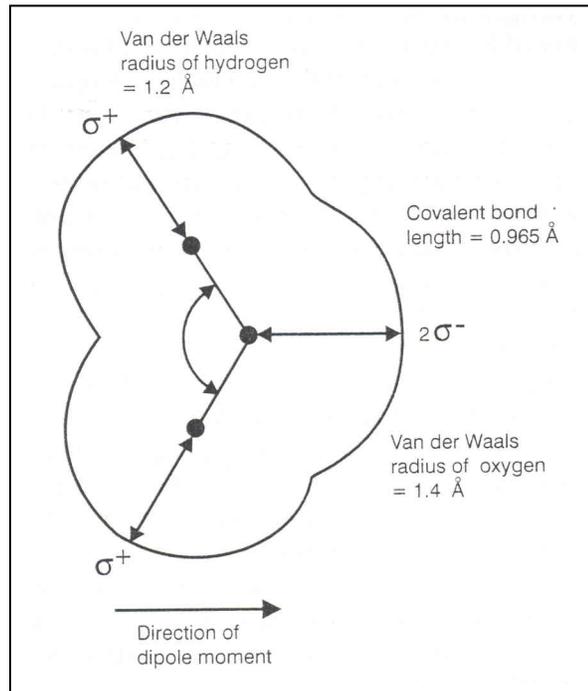


Figura 2 Modelo representativo de la molécula de agua

Por lo tanto, dada esta orientación de átomos y la bipolaridad de cargas, cada hidrógeno de una molécula puede ser atraído por el oxígeno de otra, constituyendo los denominados "puentes de hidrógeno", con una energía de enlace de 18,9 kJ/mol. De esta forma el agua puede ser considerada como un polímero de moléculas unidos por puentes de hidrógeno. Esta estructura es más característica del agua sólida (figura 3). Cuando el hielo se derrite parte de esta estructura colapsa, no obstante en el agua líquida, aún permanece gran parte de esta estructura cristalina (figura 3). El colapso de las estructuras permite la entrada de otras moléculas en los espacios intermoleculares, razón por la cual la mayor densidad del agua se obtiene a 4°C. (la densidad del agua a cero grados es 999,87 kg/m³, en tanto que a 4°C es de 1000 kg/m³ y -10°C es de 997,94 kg/m³). A medida que aumenta la temperatura, la estructura continúa desarmándose y la densidad del agua disminuye hasta alcanzar valores de 998,07 kg/m³ a 50°C. Este cambio de densidad es ignorado en la práctica, considerando normalmente la densidad del agua como 1.000 kg/m³ (1 gr/cm³). Por otra parte la densidad del agua presenta pequeñas variaciones frente a cambios de presión, por lo que se la considera incompresible.

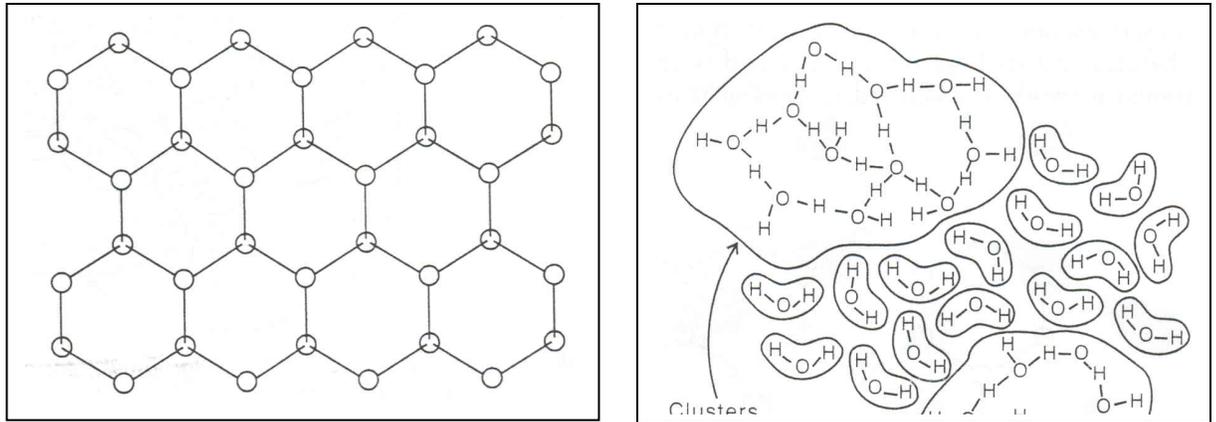


Figura.3 Estructura cristalina del hielo (izquierda) y estructura del agua líquida (derecha)

Salvo raras excepciones, el agua en el suelo se encuentra en forma líquida y en menor medida gaseosa (vapor de agua).

Dada su naturaleza polar, el agua se comporta como un solvente universal, formando verdaderas jaulas en torno a los iones, sean estos protones y aniones, Así por ejemplo hay sales y iones que son solubles en agua, pero no en otros líquidos, como cloroformo o el benceno. Esta característica permite que los nutrientes se pueden movilizar disueltos en el agua de la solución suelo para ser absorbidas por las raíces. Por otra parte el agua es capaz de contener gases disueltos, tales como el CO₂ y el O₂. La solubilidad de los gases, particularmente el oxígeno, puede influir los procesos de oxido-reducción del suelo, así como también la respiración de las raíces y de los microorganismos.

La naturaleza polar del agua le permite establecer atracciones electrostáticas con elementos sólidos (interface líquido - sólido) que a su vez están cargados eléctricamente (adsorción). Estas fuerzas de adsorción son las responsables de la alta energía de retención de agua que tienen las partículas de arcilla por ejemplo

En un medio poroso, como es el suelo, la interacción no solo se produce entre el sólido líquido (agua-suelo), si no también el agua interactúa con una fase gaseosa. (interface líquido-gas) En estas condiciones en la superficie del líquido se manifiesta una fuerza denominada "tensión superficial" (γ), que se comporta como una suerte de membrana en un constante estado de tensión, que tiende a que la superficie del líquido se contraiga. Una explicación del fenómeno de tensión superficial se puede ver en la figura 4). Una molécula de agua dentro del líquido es atraída en todas direcciones de igual forma por las fuerzas de cohesión de las molecular vecinas, mientras que las moléculas ubicadas en la superficie del líquido son atraídas con desigual fuerza entre las moléculas del interior del líquido y la baja densidad de moléculas presentes en la fase gaseosa. Estas fuerzas no balanceadas tienden a atraer a la capa superficial del agua hacia el interior del líquido y a disminuir su superficie.

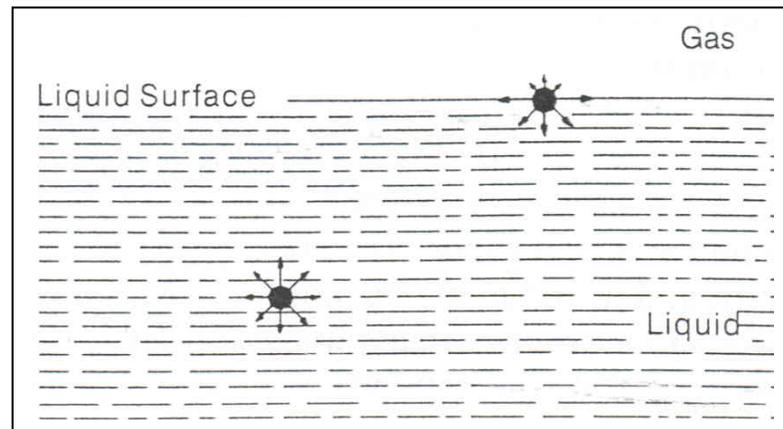


Figura 4 Fuerzas cohesivas actuando sobre una molécula de agua al interior del líquido y en la superficie. El tamaño de las flechas refleja la magnitud de las fuerzas de cohesión

Esta es la razón por que una gota de agua en aire, o una burbuja de aire en agua, tienden a formar una esfera. La tensión superficial se expresa como una fuerza por unidad de longitud. En el caso del agua su valor es de $0,072 \text{ N/m}$, a 20°C .

La tensión superficial es de gran importancia en la relación suelo agua, puesto que ella interviene, junto con otros factores, en el fenómeno de la capilaridad, que explica en parte la retención de agua en el suelo.

Cuando un líquido se pone en contacto con un sólido pueden suceder dos situaciones. La primera es que el líquido moje al sólido, es decir en este caso las fuerzas de adhesión son mayores que las fuerzas de cohesión, formándose en la interface agua-sólido un ángulo de contacto (α) menor de 90° . Esto se debe a la formación de puentes de hidrógeno entre el agua y el sólido. Cuando el mojamiento es perfecto, como es el caso del agua con el vidrio o con en suelo, el ángulo de contacto es 0° .(Figura 5). El otro caso es que el líquido no moje al sólido, es decir las fuerzas de cohesión son mayores a las fuerzas de adhesión, y en este caso el ángulo de contacto entre el sólido y el líquido es mayor 90° . El agua no moja la parafina sólida (ángulo de contacto de 107°) y el mercurio (metal líquido) no moja el vidrio (ángulo de contacto de 140°).

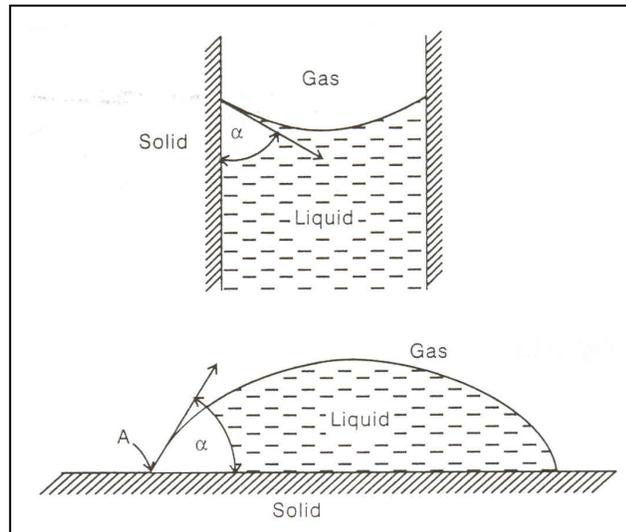


Figura 5 Angulo de contacto de una gota de agua sobre una superficie sólida (abajo) y el que forma el menisco de agua en un tubo capilar

Si un tubo capilar es colocado en agua (figura 6), el agua ascenderá por el tubo capilar gracias a la tensión superficial, que actúa como fuerza motriz.

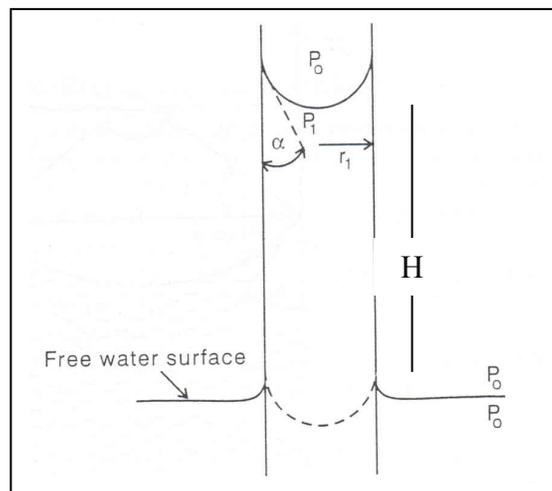


Figura 6 Ascenso capilar

La altura que alcanzará el agua en el capilar está dada por la siguiente expresión. Esta altura de agua corresponde a una "tensión hidrostática" o presión negativa, respecto de la atmósfera :

$$H = \frac{2 \cdot \gamma \cdot \cos \alpha}{D_w \cdot g \cdot r}$$

H = ascenso capilar (m)
 γ = tensión superficial del agua (0,072 N/m)
 α = ángulo de contacto interface agua-suelo ($\alpha = 0^\circ$)
 g = aceleración de gravedad (9,8 m/s²)
 r = radio del tubo capilar en metros
 D_w = densidad del agua (1000 kg/m³)

La expresión anterior se puede escribir en términos de diferencia de presión entre el agua en el tubo capilar y la presión atmosférica :

$$\Delta P = \frac{-2 \cdot \gamma \cdot \cos \alpha}{r}$$

Donde ΔP es la diferencia de presión entre el interior del capilar y la atmósfera expresada en N/m². 1 N/m² se denomina Pascal (Pa).

Otra propiedad del agua relacionada con los medios porosos es la viscosidad, que es un coeficiente de proporcionalidad que refleja el grado de resistencia que opone el líquido a ser desplazado en un determinado medio. A menor viscosidad del fluido este fluye más rápido en el medio. La viscosidad de l agua, a 0°C es de $0,18 \times 10^{-2}$ Pa s., y disminuye en un 2% por cada grado de aumento de temperatura

FASE SOLIDA -COMPONENTES DEL SUELO-TEXTURA Y ESTRUCTURA

La parte sólida del suelo está formada por la mezcla de partículas de diferente tamaño, denominadas arena, limo y arcilla cada una tiene diferentes características químicas y físicas, que le otorgan propiedades diferentes al suelo. De acuerdo a la clasificación del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (USDA), la clasificación de las partículas de acuerdo a su tamaño se pueden separar en (cuadro 2) :

Fracción	Diámetro (mm)
----------	---------------

Arena muy gruesa	2.00 – 1.00
Arena gruesa	1.00 – 0.50
Arena media	0.50 – 0.25
Arena fina	0.25 – 0.10
Arena muy fina	0.10 – 0.05
Limo	0.05 – 0.002
Arcilla	< 0.002

.Cuadro 2 tamaño de partículas y su clasificación según el USDA

La proporción relativa en que se encuentra la arena, el limo y arcilla en el suelo se llama **textura**. Por ejemplo, se dice que un suelo es de textura arenosa, gruesa o liviana cuando tiene gran cantidad de arena, poco limo y arcilla, asimismo la textura de un suelo es franca cuando tiene bastante limo y arena y poca arcilla. Un suelo es de textura arcillosa o pesada cuando tiene una gran proporción de arcilla y limo y muy poca arena (Figura N°6).

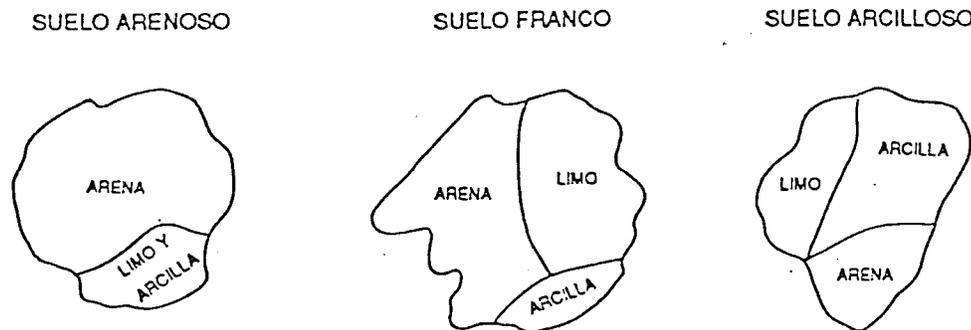


Figura 6: Textura de los suelos: según proporción de arena, limo y arcilla.

La textura de suelo se puede determinar de una manera sensorial o al tacto, que puede realizarse *in situ* y otra que se realiza en laboratorio.

La determinación textural al tacto es una técnica de terreno de fácil aplicación una vez adquirida la técnica y la práctica suficiente para distinguir las diferentes partículas.

En la Figura 7, se presenta un diagrama que puede ser utilizado como guía para determinación de la textura al tacto.

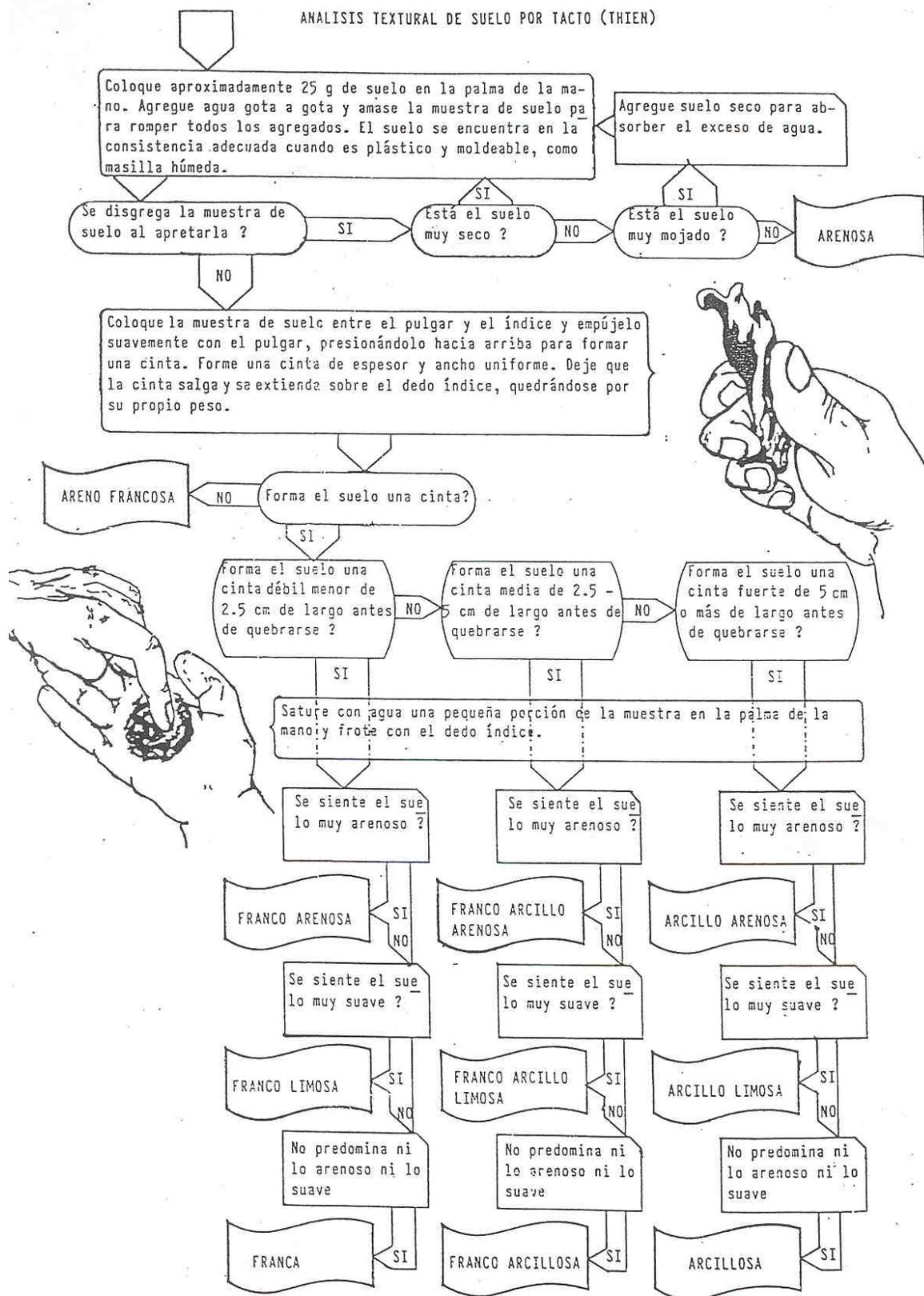


Figura 7 Pauta para determinación de textura al tacto

Con el uso de técnicas de laboratorio es posible determinar el porcentaje de arena, limo y arcilla presente en una muestra de suelos. Una vez separadas porcentualmente las diferentes partículas, se puede determinar la clase textural del suelo, mediante el uso del “triángulo textural”, siendo el más usado el del USDA (Figura 8).

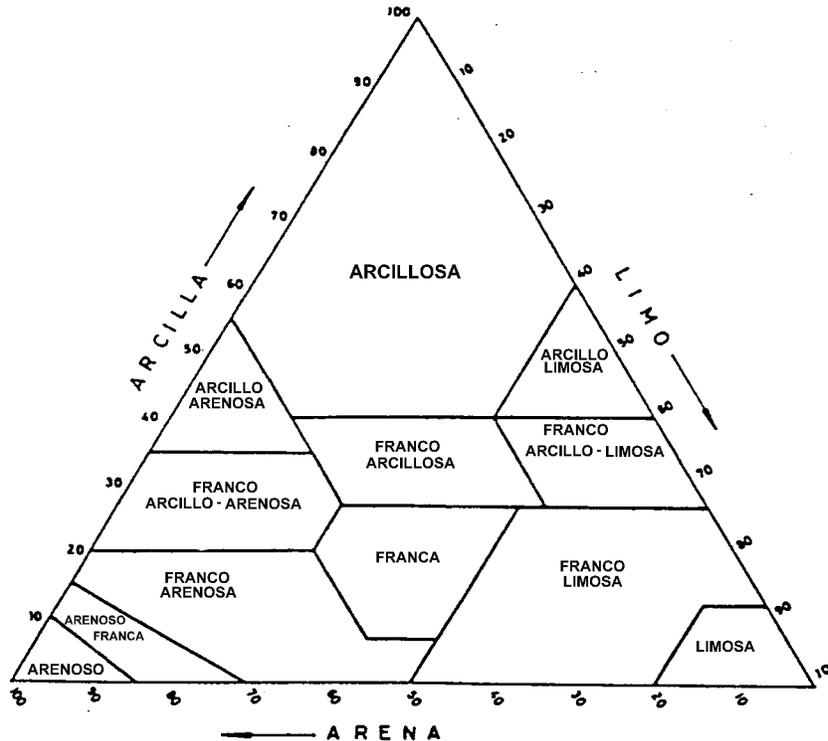


Figura 8.- Diagrama triangular de las clases texturales básicas según el tamaño de las partículas, de acuerdo con el USDA.

Estas partículas elementales (arena, limo y arcilla) se agrupan entre sí constituyendo agregados, lo que corresponde a la estructura del suelo

La agregación del suelo puede asumir diferentes modalidades, lo que da por resultado distintas estructuras de suelo y por ende diferentes propiedades. Es una característica modificable dependiendo del manejo que se le aplique.

La capacidad estructural que posee un suelo se define como su aptitud para formar terrones espontáneamente constituidos por agregados de menor tamaño, sin la intervención del hombre. La estabilidad estructural se refiere a la capacidad que tienen los agregados de conservar su forma cuando se humedecen o son sometidos a una acción física. Un suelo bien estructurado mantiene la asociación de sus partículas primarias.

Se distinguen cuatro tipos de estructura.

1.- Laminar: Su formación comúnmente es producto del laboreo de suelos de texturas moderadamente finas. Sus agregados son aplanados, como capaz o láminas, los cuales comúnmente están sobrepuestos o traslapados. Sus características son: poseer un alto grado de compactación, poca capacidad de percolación, usualmente posee poca materia orgánica. Las raíces no pueden penetrarlos por lo que tienden a crecer en sentido horizontal.

2.- Prismática: los agregados tienen el eje vertical 5 a 6 veces de mayor tamaño que el eje horizontal. Su formación comúnmente se asocia a drenaje restringido y a un marcado humedecimiento-desechamiento estacional.

3.- De bloques: los ejes horizontales y verticales son de dimensiones similares, de tal manera que los agregados son aproximadamente equidimensionales.

4.- Granular: Son esferas porosas, imperfectas, de tamaño pequeño, de caras redondeadas y de superficies irregulares. Por lo general se aprecian en horizontes superficiales. Estas unidades son penetrables por las raíces finas, presentan un buen balance agua/aire. El exceso de agua drena fácilmente. Su contenido de materia orgánica es, en general, moderado (3 a 5%).

En la próxima figura (figura 9) se presentan los cuatro tipos de estructuras.

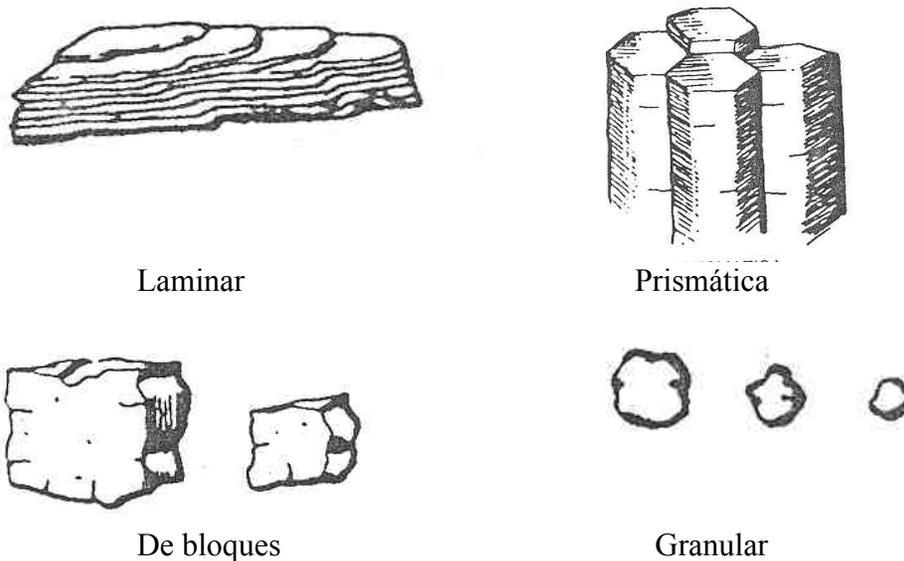


Figura 9 Estructuras del suelo

La estructura en cierto modo modifica las propiedades que de alguna manera son controladas por la textura del suelo como por ejemplo la relación entre macro y microporos. Los macroporos son esenciales para el flujo del aire que suministra el oxígeno para el crecimiento de raíces y la fauna edáfica. Los microporos, en cambio, prioritariamente retienen el agua que en definitiva utilizará la planta. En consecuencia un balance apropiado de tamaño de poros refleja mejor la relación posible el suministro de agua y aire.

Por lo tanto el grado de estructuración es un factor importante en la dinámica del agua en el suelo, en la aireación y en la facilidad con que se desarrollan las raíces.

Es necesario indicar que la estructura del suelo puede ser modificada por las labores que se realicen. Por ejemplo, el excesivo paso de maquinaria agrícola puede producir serios problemas de compactación. La compactación afecta directamente la estructuración del suelo, destruyendo principalmente los macroporos donde ocurre el movimiento del agua y del aire. Esto afecta el crecimiento y desarrollo radicular, ya que existe una disminución de la actividad biológica alrededor de las raíces por un insuficiente aporte de oxígeno y un aumento de los niveles de dióxido de carbono

Relaciones masa- volumen de los constituyentes del suelo.

Dado que el suelo es un medio poroso, es decir existen espacios entre las partículas sólidas, se pueden establecer una serie de relaciones masa-volumen. La Figura 10 presenta un diagrama esquemático del suelo, útil para definir las relaciones de volumen y de masa entre los tres componentes de este (aire, agua, suelo).

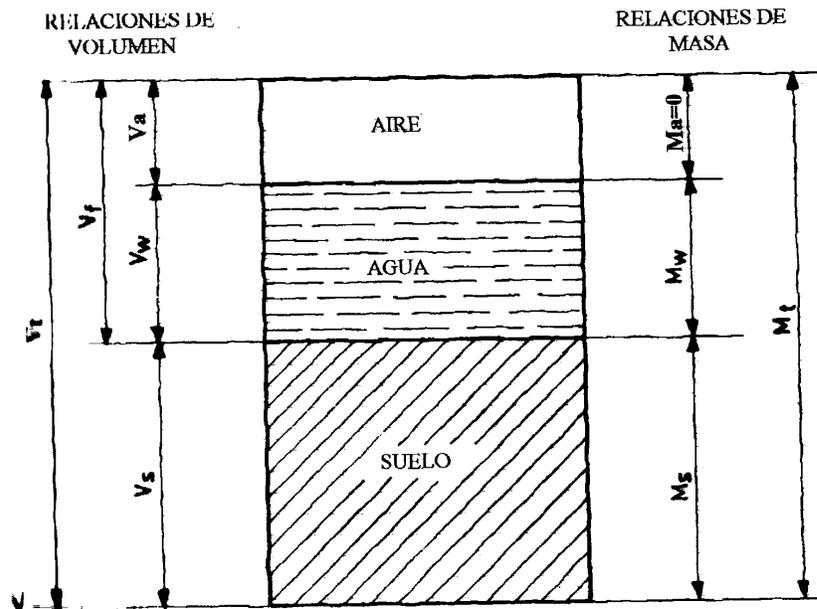


Figura 10: Diagrama esquemático del suelo como un sistema de tres fases.

M_t = Masa total (g)
 M_s = Masa del suelo seco (g).
 M_w = Masa del agua (g).
 M_a = Masa del aire = 0.

V_t = Volumen total (cm^3).
 V_s = Volumen de sólidos (cm^3).
 V_p = Volumen de poros (cm^3).
 V_w = Volumen de agua

(cm³).

Va = Volumen de aire

(cm³).

A partir de este diagrama se pueden definir los términos que se usan generalmente para expresar las relaciones de los tres constituyentes básicos del suelo. Estos son:

Densidad aparente (Db)

El término densidad refleja la cantidad de masa que ocupa un volumen determinado. Según esta definición la densidad aparente corresponde a la masa de sólidos (partículas) de un volumen total conocido de suelo. Se expresa en g/cm³. El volumen total de suelo corresponde al ocupado por las partículas sólidas y por los poros. La densidad aparente queda definida por la siguiente expresión:

$$Db = \frac{Ms}{Vt}$$

Donde:

Ms = Masa del suelo seco (g).

Vt = Volumen total (cm³).

La densidad aparente al igual que la textura influye en la retención de humedad del suelo y en la profundidad radicular que puedan desarrollar los cultivos.

En un suelo arenoso la densidad aparente (Db) es alta, mientras que en un suelo arcilloso la Db es baja, siempre que este último no se encuentre compactado. La densidad aparente puede ser alterada por las labores de cultivo: ya sea disminuyéndola o aumentándola (compactación). (Ver Cuadro 3).

Textura del suelo	Porosidad %	Db g/cm ³	CC (%)	PMP (%)	HA (CC – PMP) Gravimétrico (%)	Altura de agua aprovechable (mm/m de suelo)
Arenoso	38 (32 - 42)	1.65 (1,55 - 1,80)	9 (6 - 12)	4 (2 - 6)	5 (4 - 6)	80 (60 - 100)
Franco arenoso	43 (40 - 47)	1.50 (1,40 - 1,60)	14 (10 - 18)	6 (4 - 8)	8 (6 - 8)	120 (90 - 150)
Franco	47 (43 - 49)	1.40 (1,35 - 1,50)	22 (18 - 26)	10 (8 - 12)	12 (10 - 14)	170 (140 - 200)
Franco arcilloso	49 (47 - 51)	1.35 (1,30 - 1,40)	27 (23 - 31)	13 (11 - 15)	14 (12 - 16)	190 (160 - 220)
Arcillo arenoso	51 (49 - 53)	1.30 (1,25 - 1,35)	31 (27 - 35)	15 (12 - 18)	16 (13 - 17)	210 (180 - 230)
Arcilloso	53 (51 - 55)	1.25 (1,20 - 1,30)	35 (31 - 39)	17 (15 - 19)	18 (16 - 20)	230 (200 - 250)

Cuadro 3: Valores promedio y la variación de algunas propiedades físicas de suelos de diferentes texturas. Db, densidad aparente; CC, capacidad de campo, PMP, porcentaje de marchitez permanente, HA, humedad aprovechable. Los intervalos normales son consignados entre paréntesis.

Densidad real (Dr)

El término densidad real se refiere a la relación entre la masa de las partículas sólidas del suelo, y el volumen que ocupan estas partículas, excluyendo a los poros. Para un horizonte dado, será prácticamente constante a lo largo del tiempo, al ser independiente de la estructura y variar poco la naturaleza de las partículas.

En la mayoría de los suelos minerales la densidad real es alrededor de 2.65 g/cm³ (Cuadro 4), por lo tanto, en términos prácticos se puede utilizar este valor en la mayoría de los suelos, salvo en los que contengan mucha materia orgánica como son los trumaos.. La presencia de materia orgánica reduce este valor.. La densidad real se puede obtener de la relación siguiente:

$$Dr = \frac{Ms}{Vs}$$

Donde:

Ms = Masa del suelo seco después de 24 a 48 hrs a 105°C (g)

Vs = Volumen ocupado por el material sólido (cm³)

Constituyente mineral	Dr (g/cm ³)
Ortoclasa	2,50 - 2,60
Mica	2,80 - 3,20
Cuarzo	2,50 - 2,80
Humus	1,37

Cuadro 4: Densidad real (Dr) de distintos constituyentes minerales del suelo.

Porosidad (P)

Corresponde a la fracción de volumen del suelo, que esta ocupada por aire o agua. La porosidad se define como:

$$P = \frac{V_p}{V_t} = \frac{(V_a + V_w)}{(V_s + V_a + V_w)}$$

Donde:

Vs = Volumen de sólidos (cm³).

Va = Volumen de aire (cm³).

Vw = Volumen de agua (cm.³)

Vp = Volumen de poros (cm³).

Vt = Volumen total (cm³).

Una forma simple de estimar la porosidad total de un suelo es a partir de los valores de densidad aparente (Db) y densidad real (Dr)., utilizando la siguiente formula

$$P(\%) = 100 * \left(1 - \frac{D_b}{D_r} \right)$$

Donde:

Db = Densidad aparente (g/cm³)

$$D_r = \text{Densidad real (g/cm}^3\text{)}$$

La porosidad se relaciona con la textura, pero depende también en gran medida del grado de agregación (estructura), influenciado por el contenido de materia orgánica o la compactación que el suelo presente. Este valor se encuentra en lo general en el rango 0.3-0.6 (30-60%). En el Cuadro 3 se presentan los valores normales de porosidad del suelo.

Contenido de humedad en el suelo

El contenido de humedad del suelo se refiere a la cantidad de agua (expresada como masa, gr, o volumen, cm³) que se halla presente en el suelo en un momento determinado.

El contenido de humedad del suelo se puede determinar en forma **gravimétrica** (en basa a la masa del agua presente en una muestra de suelo) o bien en forma **volumétrica**, es decir en base al volumen de agua presente en una muestra

- a) Contenido gravimétrico de agua: Corresponde a la masa de agua (M_w) en relación a la masa de partículas de suelo seco (M_s), obtenida tras mantener la muestra de suelo en una estufa de secado a 105°C, durante 24 hrs, hasta peso constante, El contenido gravimétrico de humedad se puede obtener de la siguiente expresión

$$\omega(\%) = \frac{M_w}{M_s} * 100$$

Donde:

ω = Contenido gravimétrico del agua (%).

M_w = Masa de agua presente en la muestra en gramos (g)

M_s = Masa de suelo seco a 105°C en gramos (g)

$M_w = M_t - M_s$ (diferencia entre la masa total y la masa seca).

M_t = Masa total húmedo (g)

La masa del agua se obtiene por diferencia de peso que se observa entre la muestra de suelo húmeda (M_t) y la misma muestra secada a estufa (M_s)

- b) Contenido volumétrico de agua: Otra forma de expresar el contenido de humedad es utilizando relaciones de volúmenes entre el agua y el suelo de la muestra . El contenido de humedad volumétrico se determina estableciendo una relación entre el volumen de agua (V_w) contenido en la muestra de suelo y el volumen que tiene la muestra de suelo (V_t) .El contenido de agua en base a volumen se determina con la siguiente

$$\theta = \frac{V_w}{V_t} * 100$$

El uso del contenido volumétrico de agua (θ) es más conveniente que los términos en forma gravimétrica, pues se adapta más directamente al cálculo de cantidades de agua para regar agregados al suelo, a través del riego, la lluvia o las cantidades de agua extraídas del suelo por consumo de los cultivos, sin embargo su determinación en terreno puede ser lenta y demorosa, en relación al método gravimétrico.

El contenido volumétrico de agua puede obtenerse a partir del contenido gravimétrico mediante la siguiente relación

$$\theta \% = \omega \% * \frac{Db}{Dw}$$

Donde:

Dw = Densidad del Agua = 1 g/cm^3

Db = Densidad aparente (g/cm^3)

ω = Contenido gravimétrico del agua (%).

- c) Contenido de humedad como lámina de agua (h): Otra forma de expresar el contenido de humedad de un suelo es como una lámina a altura de agua.

$$h = \frac{\omega(\%)}{100} * \frac{Db}{Dw} * H$$

Donde:

h = Altura de agua (mm).

ω = Contenido gravimétrico del agua (%).

Db = Densidad aparente (g/cm^3).

Dw = Densidad del Agua = 1 g/cm^3

H = Profundidad del suelo (mm).

Estado energético del agua en el suelo. Concepto de potencial

Sobre el agua del suelo actúan fuerzas muy variables y de muy diversa intensidad y dirección, creando diferencias de energía potencial entre unos puntos y otros y por consiguiente movimiento de agua entre ellos .

Al igual que en otros campos de la física, en el estudio del agua del suelo se usa el concepto “potencial”, para expresar la energía potencial por unidad de cantidad de agua (volumen, peso o masa). Desde un punto de vista teórico, a cada conjunto de fuerzas que actúan sobre el agua del suelo se le puede asociar varios potenciales, agrupándolos en uno solo.

La energía potencial, y por consiguiente sus componentes, se suele definir siempre en física, referida a un nivel de referencia donde estos valores se consideran nulos, es decir, que siempre estas magnitudes vienen definidas en términos relativos. Así en el caso del agua se considera como referencia el agua pura y libre, a presión atmosférica y elevación arbitraria, y se considera su energía potencial como 0.

La energía potencial del agua en el suelo depende de su posición respecto del plano de referencia , de su presión respecto de la presión atmosférica y de su concentración respecto del agua pura. Por lo tanto,, del modo que se ha definido, es una magnitud escalar, se puede descomponer en suma algebraica de tantos componentes como fuerzas distintas contribuyen al potencial total, y así para un suelo isotérmico se puede descomponer en los siguientes componentes:

$$\Psi_T = \Psi_m + \Psi_z + \Psi_p + \Psi_\pi$$

Donde:

Ψ_T = potencial total del agua del suelo

Ψ_m = potencial matricial

Ψ_z = potencial gravitatorio

Ψ_p = potencial de presión

Ψ_π = potencial de solutos

Como ya se ha indicado el potencial hídrico se expresa en base a una cantidad unidad de agua, la cual puede ser en base unidad de volumen , de masa)La unidad de volumen es la más utilizada para expresar en la evaluación del estado hídrico del suelo y de las plantas.

Energía por unidad volumen corresponde a expresar los valores de potencial hídrico en base a la unidad de volumen de agua, normalmente el m^3 , (Ψ)su unidad fundamental es el $J m^{-3}$ (Joul por metro cúbico) La energía por unidad de volumen equivale a una fuerza por unidad de área, por lo tanto el potencial hídrico se puede expresar como $N m^{-2}$ pascales (Pa), o bar.

Energía por unidad de masa, corresponde a expresar los valores de potencial hídrico en base a la unidad de masa, normalmente el kg, (ϕ) su unidad fundamental es el J kg^{-1} .

Energía por unidad de peso, o carga hidráulica corresponde a expresar el potencial hídrico tomando como base la unidad de peso (kg ms^{-2}), la unidad fundamental es el m (H). La expresión del potencial hídrico en base a peso corresponde a expresar el potencial en el equivalente a una altura de agua. Este tipo de expresión es sumamente simple y muy utilizada cuando se desea determinar el movimiento del agua en el suelo. Todos los componentes del potencial hídrico se pueden expresar como carga hidráulica.

1 m.c.a. (metro de columna de agua) equivale a 10 kPa o a 10 J kg^{-1} o 1 cbar

Las diferentes unidades de potencial se pueden transformar unas a otros:

$$\phi_{\text{masa}} = \Psi_{\text{volumen}} / D_w$$

ϕ_{masa} , en J kg^{-1}

Ψ_{volumen} , en J m^{-3} ,

D_w , densidad de agua, 1000 kg m^{-3}

$$H_{\text{peso}} = \Psi_{\text{volumen}} / D_w * g$$

H_{peso} , en m

Ψ_{volumen} , en J m^{-3} ,

D_w , densidad del agua, 1000 kg m^{-3}

g , aceleración de gravedad, $9,8 \text{ m s}^{-2}$

Potencial matricial

Es la parte del potencial del agua que se debe a las fuerzas de atracción del agua por las superficies sólidas del suelo (matriz del suelo) y a las fuerzas de atracción molecular entre las propias moléculas del agua. El conjunto de estos dos tipos de fuerzas hace que el agua sea retenida por adsorción y por capilaridad en suelos por debajo del nivel de saturación (figura 11). Así estas fuerzas disminuyen el estado energético del agua, en relación al agua pura, dejándola con una presión inferior a la atmosférica por lo cual el potencial mátrico es negativo.

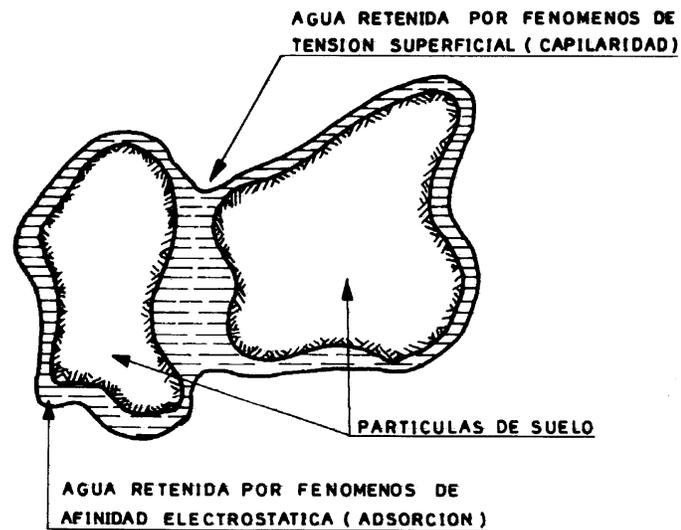


Figura 11: Fenómenos de absorción y capilaridad en la retención de agua por el suelo

El potencial matricial viene siendo definido en los Glosarios de Términos de la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo como “el trabajo que debe realizarse por unidad de cantidad de agua pura, para transportar de manera isotérmica y reversible, una cantidad infinitesimal de agua desde un depósito que contiene una solución de idéntica composición a al del suelo, situado a la misma altura y con presión gaseosa externa similar al punto considerado, hasta el agua del suelo”.

Los potenciales matriciales en suelos no saturados son siempre negativos (el agua se desplazaría espontáneamente al suelo seco, liberando energía) mientras que en suelos saturados es igual a cero).

Hay veces que se emplea la expresión “tensión” o “succión matricial”, indicando con ello la succión necesaria para liberar el agua retenida en el suelo. Su valor es el mismo que el potencial matricial pero de signo opuesto.

La magnitud del potencial mátrico depende de la tensión superficial del agua y del radio de los poros. A mayor radio de poros más alto es el potencial mátrico (menos negativo)

$$\Psi_m = \frac{-2 \cdot \gamma \cdot \cos \alpha}{r}$$

Ψ_m = potencial mátrico en términos de energía medido en base a volumen (Joul/ m³ , N/m² o Pa). γ = tensión superficial del agua (N/m), $\cos \alpha$ = ángulo de contacto suelo agua
 r = radio de los poros (m)

Potencial gravitacional

Es la parte del potencial del agua que se debe a la fuerza de gravedad. La Sociedad Internacional de la Ciencias del Suelo lo define como “la cantidad de trabajo que debe realizarse por unidad de cantidad de agua para transportar de manera reversible e isotérmica, una cantidad infinitesimal de agua desde un depósito que contiene una solución de idéntica composición a la del suelo, situado a una altura especificada, hasta el agua del suelo en el punto considerado”.

Según elijamos la altura a que sitúa el depósito de referencia, los potenciales gravitatorios serán positivos o negativos. Para alturas de referencia inferiores a la del punto en estudio, los potenciales gravitatorios serán positivos, siendo negativos en caso contrario.

El potencial gravitacional se puede expresar como

$$\Psi_z = D_w * g * z$$

Ψ_z , potencial gravitacional en términos de energía medido en base a volumen (Joul/ m³, N/m² o Pa). Donde, D_w es la densidad del agua (1.000 kg/m³), g es la aceleración de gravedad (9,8 m/s²) y h la distancia respecto del la referencia en metros. Si el punto analizado está sobre la referencia z es positivo, si está bajo en punto de referencia h es negativo

Potencial de presión

Es la parte del potencial del agua que resulta de la existencia de presiones distintas a las del punto de referencia, como por ejemplo ocurre en suelos saturados, por la presión hidráulica existente por debajo del nivel freático. En estas condiciones el potencial de presión reemplaza al potencial mátrico

Se suele definir como “la cantidad de trabajo que debe realizarse por unidad de cantidad de agua pura, para transportar de manera isotérmica y reversible. Una cantidad infinitesimal de agua desde un depósito que contiene una solución e idéntica composición da la del suelo, sometida a la presión atmosférica, hasta el agua del suelo en el punto considerado”.

Si el punto en cuestión está por debajo del nivel freático, es positivo, mientras que en suelos no saturados se hace nulo.

$$\Psi_p = D_w * g * h$$

Donde Ψ_p en términos de energía medido en base a volumen (Joul/ m³, N/m² o Pa) y h es la altura de agua o carga hidrostática

Potencial de solutos

Es la parte del potencial, que resulta de las fuerzas de atracción que ejercen los solutos sobre las moléculas del disolvente.

Se define como “la cantidad de trabajo que debe realizarse por unidad de cantidad de agua pura, para transportar de manera reversible e isotérmica, una cantidad infinitesimal de agua desde un depósito de agua pura situado a una altura determinada y a la presión atmosférica, hasta otro depósito que contiene una solución idéntica a la del suelo, en el punto que se considera y que está situado a la misma altura y a la misma presión que el depósito de referencia”.

Así definido, el potencial osmótico de los suelos siempre será negativo, ya que el agua fluiría espontáneamente desde un depósito de agua pura hasta otro con solución similar a la del suelo.

$$\Psi\pi = -R*T*C_s$$

$\Psi\pi$ = potencial osmótico en términos de energía medido en base a volumen (Joul/ m³ , N/m² o Pa) Donde R es la constante universal de los gases (8,143 J mol⁻¹ °K⁻¹)

T la temperatura del medio °K

C, la concentración de solutos en moles m⁻³

El potencial osmótico solo como componente de la fuerza motriz para el flujo de agua adquiere importancia en presencia de barreras semipermeables, como es el caso de las raíces.

Relación entre el contenido de humedad del suelo y el potencial de solutos

El potencial osmótico es función de la concentración de solutos en la solución suelo. Cuando el contenido de humedad del suelo disminuye, la concentración de solutos aumenta, lo que se traduce en una reducción del potencial osmótico.

Por lo tanto el potencial osmótico para cualquier contenido de humedad se puede obtener de la siguiente relación

$$\Psi\pi = \Psi\pi_0 * P_{w_s} / P_w$$

P_{w_s} , es el contenido de humedad a saturación y P_w el contenido de humedad del suelo en un momento dado. $\Psi\pi_0$ es el potencial osmótico a saturación.

Cuando no existen datos sobre la concentración de sales en el agua del suelo, el potencial osmótico a saturación puede ser estimado a partir de la conductividad eléctrica del extracto saturado de suelo, de acuerdo a la siguiente relación empírica:

$$\Psi\pi_0 = -36 * CE$$

$\Psi\pi_0$, potencial osmótico a saturación, en kPa . CE, Conductividad eléctrica del extracto saturado de suelos en dS m^{-1} ($1 \text{ dS m}^{-1} = 1 \text{ mmhos cm}^{-1}$)

Relación entre el contenido de humedad del suelo y el potencial mátrico

La cantidad de agua presente en un suelo a una tensión mátrica determinada, varía considerablemente según sea el tipo de suelo. Cuando la textura es más fina y el contenido en materia orgánica mayor, el suelo retiene más agua, a una misma tensión, que cuando es arenoso y con poca materia orgánica.

La cantidad de agua que en un suelo retiene a distintos valores de potencial matricial, puede obtenerse experimentalmente mediante el empleo del aparato de membrana de presión, obteniéndose unas curvas como las que se representan en la figura 12, denominadas “curvas de retención de agua del suelo” o “curvas características de humedad del suelo”.

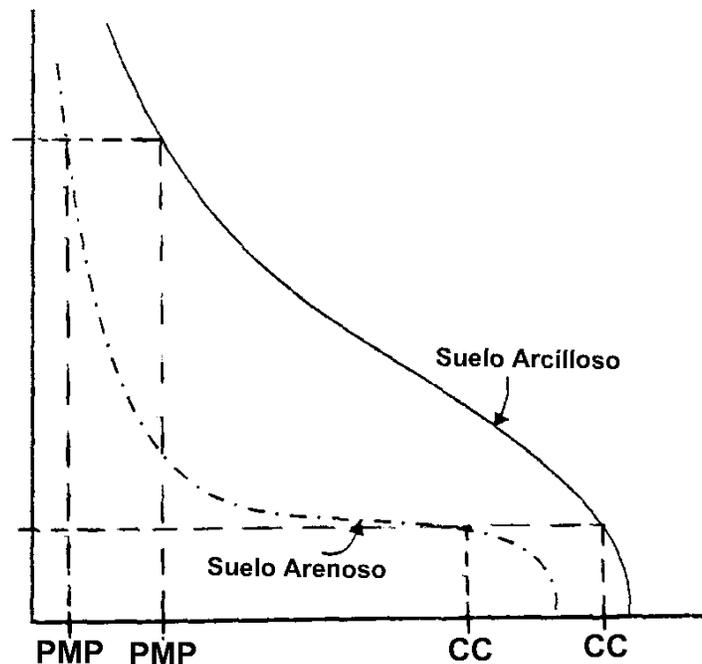


Figura 12 Curva característica de suelo, representando un suelo arenoso y un suelo arcilloso

La cantidad de agua retenida a potenciales altos (p.e. entre 0 y -1 bares) depende sobre todo de los fenómenos de capilaridad y de la distribución del tamaño de los poros, mientras que para potenciales más bajos, son las fuerzas de adsorción de la moléculas de agua sobre las superficies sólidas de la matriz del suelo, las que determinan la cantidad de agua retenida.

Según se puede observar en las curvas de la figura 12, los suelos finos retienen el agua con mayor fuerza que los gruesos, al mismo tiempo que a un determinado potencial es siempre mayor su contenido en humedad conforme la textura es más fina. Es de destacar asimismo, que la pendiente de las curvas es mucho más suave en suelos arcillosos que en los arenosos, ya que en estos la mayor parte de los poros son de tamaño grande y una vez que se vacían, su contenido en agua es muy pequeño. Por el contrario, los suelos arcillosos presentan una distribución de poros más regular, que se traduce en un descenso más atenuado del contenido de humedad según disminuye el potencial, y un contenido mayor de agua a potenciales muy bajos, fruto de su mayor superficie específica y por tanto del agua adsorbida.

La estructura de los suelos también afecta la forma de la curva de retención de agua del suelo, pudiéndose esperar variaciones de contenido de agua a un determinado potencial en suelos con textura similar pero con diferente grado de compactación, especialmente en el rango de potenciales altos antes expuesto. A potenciales mátricos altos, (figura 13), los suelos con buen estado de agregación presentan una mayor capacidad de retención del agua, sin embargo, a potenciales más bajos los suelos compactados pueden ser capaces de almacenar más agua al producir la compactación un cierto cambio en el tamaño de algunos poros que pasan de macro a microporos. A partir de un cierto potencial, el efecto de la estructura no influye en la retención del agua, ya que ésta únicamente está presente como agua adsorbida.

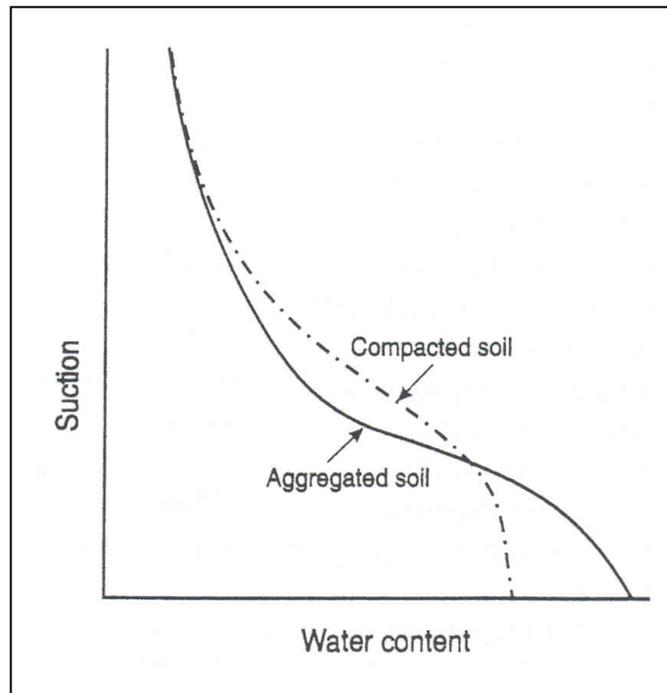


Figura 13.- Efecto de la estructura en la retención de agua del suelo

MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO

El agua se mueve en el suelo por gradientes de energía o gradientes de potencial. Este se puede producir en condiciones de saturación o en condiciones de no saturación. En condiciones de saturación, como es por ejemplo en suelos con mal drenaje, donde existe una napa freática, y todos los poros están ocupados por agua, el gradiente de potencial responsable de la circulación del agua está dado por la suma de los potenciales de presión y gravitacional ($\Psi_p + \Psi_z$). Esta suma se denomina potencial hidráulico. En el caso de los suelos no saturados, como es el caso de los suelos de riego, el potencial hidráulico está dado por la suma de los potenciales mátricos y gravitacional ($\Psi_m + \Psi_z$).

La ecuación que describe el flujo de agua en el suelo, bajo condiciones isotérmicas, y en equilibrio dinámico, es la ecuación de Darcy :

$$q = K_{(\Psi_m)} \cdot \delta(\Psi_m + \Psi_z) / \delta z$$

en donde q es el flujo de agua (m/s), $K_{(\Psi_m)}$ es la conductividad hidráulica del suelo y z es la distancia considerada (m). El símbolo $K_{(\Psi_m)}$ indica que la magnitud de K depende de las condiciones de humedad del suelo. En la figura 14 se representa gráficamente la ley de Darcy.

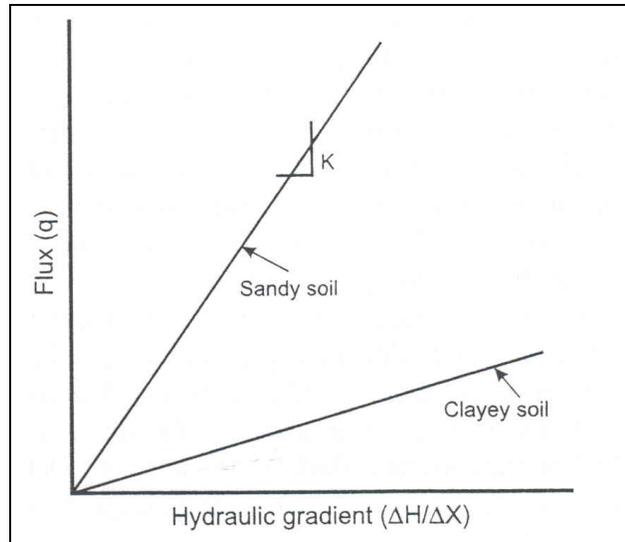


Figura 14 Flujo saturado, relación entre el gradiente hidráulico y el flujo. La conductividad hidráulica (K), corresponde a la pendiente

La ley de Darcy, considerando la complejidad del sistema suelo, representa una velocidad microscópica, equivalente a al promedio de las velocidades microscópicas que existen en los poros individuales del sistema, por otra parte corresponde a un flujo de tipo laminar, lo que ocurre en la mayoría de los suelos de granulometría fina, sin embargo en algunos suelos de materiales arenosos pueden llegar a ocurrir flujos de carácter turbulento, dejando de tener validez la ley de Darcy.

La conductividad hidráulica es un factor de proporcionalidad, que expresa una interacción entre el medio poroso y el líquido circulante. La conductividad hidráulica por lo tanto es función tanto de propiedades del suelo como de propiedades del líquido. Dentro de las propiedades del suelo desempeñan un rol de importancia la porosidad total y la distribución del tamaño de los poros y la tortuosidad del sistema. Por otra parte, las propiedades del líquido tales como su viscosidad también son importantes.

La principal diferencia entre un flujo saturado y uno no saturado está relacionado con el valor de la conductividad hidráulica. Cuando todos los poros del suelo están ocupados por agua (suelo saturado), la conductividad hidráulica adquiere su valor máximo y se denomina conductividad hidráulica a saturación (K_s). En saturación, K_s en suelos arcillosos puede variar entre 10^{-6} a 10^{-9} m/s, en suelos arcillosos y entre 10^{-4} a 10^{-6} m/s en suelos arenosos. En la medida que el suelo se seca y los poros de mayor tamaño comienzan a perder agua, el valor de conductividad hidráulica disminuye, pudiendo hacerlo en unas 100.000 veces en un rango de Ψ_m de entre 0 y -100 kPa. (figura 15)

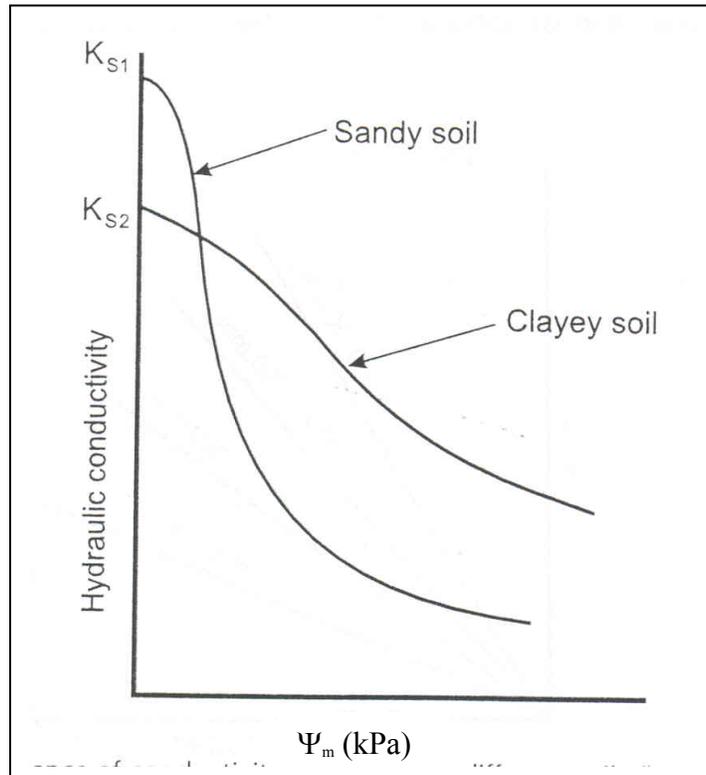


Figura 15 Relación entre la conductividad hidráulica y el potencia mátrico (Ψ_m)

De lo anterior se desprende que en la medida que disminuye el contenido de agua en el suelo, no solo aumenta la energía de retención del agua, requiriéndose mayores gradientes hidráulicos para provocar un determinado flujo de agua, sino también disminuye la conductividad hidráulica del suelo reduciendo el flujo de agua o la velocidad con el agua puede alcanzar la zona de absorción de las raíces

DISPONIBILIDAD DEL AGUA DEL SUELO

El suelo como medio poroso, es capaz de almacenar una cierta cantidad de agua, cantidad que está relacionada con algunas propiedades físicas como la textura, estructura y profundidad.. Si el suelo está saturado, una parte del agua va a drenar por efecto de la atracción de la gravedad. Por otro lado, a medida que el suelo se seca el Ψ_m disminuye aumentando la energía de retención del agua, encontrándose estas menos disponibles para ser utilizadas por las plantas.

Clásicamente se ha considerado que en el suelo existe una cantidad de agua disponible para ser utilizada por las plantas, denominada **Humedad aprovechable**. Esta cantidad de agua estaría

comprendida entre dos valores límites, uno superior, denominado Capacidad de campo y otro inferior, denominado Porcentaje de Marchitez Permanente (ver figura de 16)

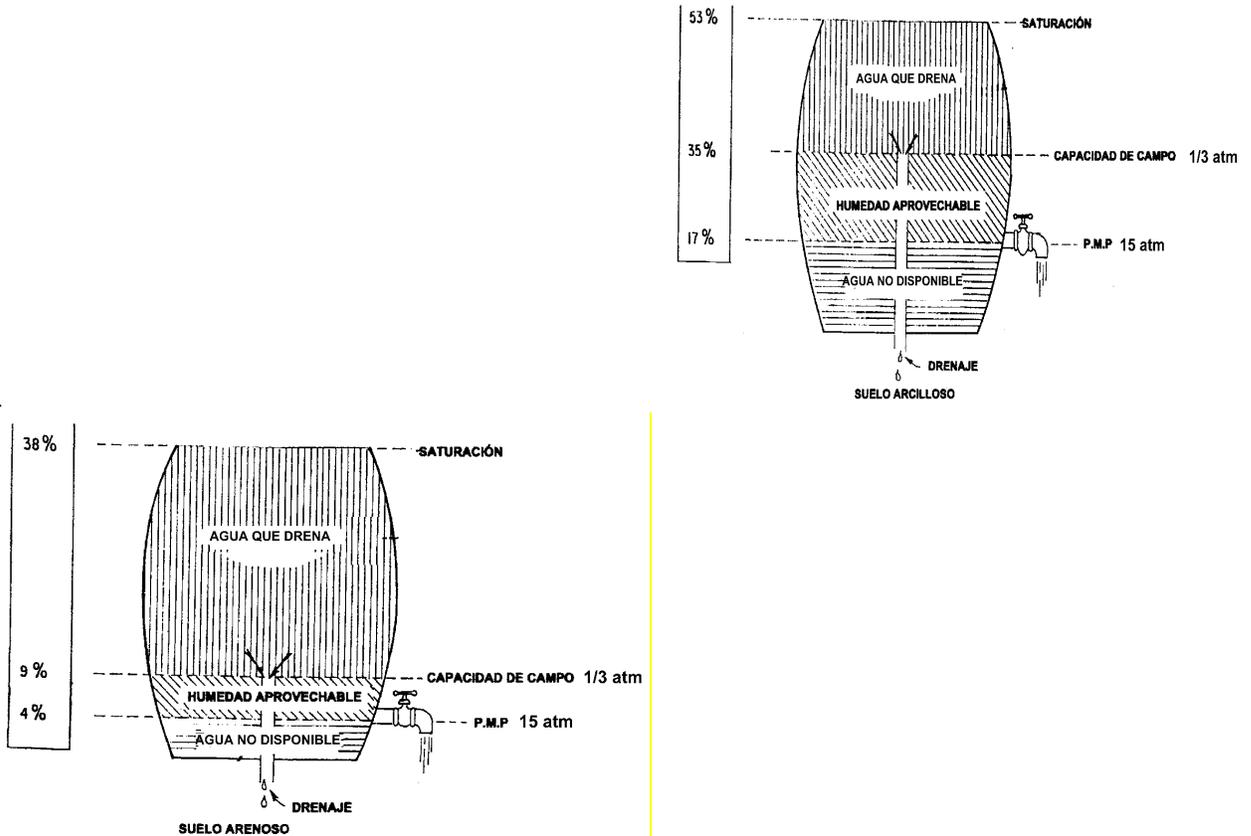


Figura 16: Esquema didáctico de la capacidad de almacenaje del suelo.

Capacidad de campo

El concepto de Capacidad de Campo (Veihmeyer y Hendrickson, 1949). se define como “cantidad de agua retenida en un suelo después que el excedente de agua haya drenado y que la tasa de drenaje sea prácticamente nula, lo que se obtiene normalmente dos a tres días después de una lluvia o riego en suelos permeables de estructura y textura uniforme” Este valor se ha considerado normalmente como característico y constante para cada suelo. Este concepto si bien útil, es erróneo, puesto que el proceso de distribución de agua dentro del suelos es un proceso continuo y no presenta cambios bruscos de humedad que permitan decidir si el drenaje prácticamente ha cesado. La figura 17 muestra como varía el contenido de humedad de un suelo de textura arcillosa y arenosa, en función del tiempo, luego de haber sido regado a saturación. El concepto de capacidad de campo se definió es aplicable a suelos de textura gruesa, donde la conductividad hidráulica cae rápidamente. En suelos de textura fina la redistribución del agua en el perfil continua por un número prolongado de días.

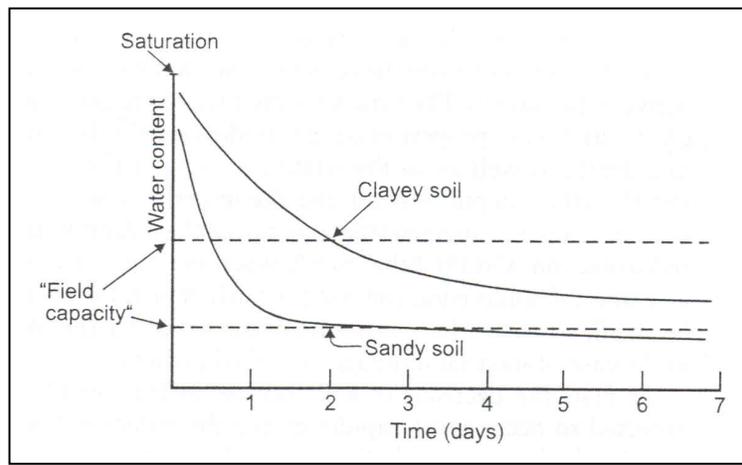


Figura 17.- Variación de la humedad del suelo después de haber sido regado a saturación . Las líneas punteadas indican el valor de humedad luego de 2 días de drenaje.

A pesar de estas observaciones, sin embargo, el concepto de capacidad de campo es aceptado como un criterio práctico y útil para fijar el límite superior de la humedad aprovechable. El contenido de humedad a capacidad de campo se expresa normalmente en porcentaje, en base a masa (gr de agua por gramos de suelo seco)

El contenido de humedad a Capacidad de Campo , aún cuando presente las dificultades señaladas está asociado a un cierto valor de Ψ_m , el cual varía este varía normalmente entre -10 kPa y -30 kPa para suelos de texturas arenosa y franca respectivamente, aún cuando en suelos arcillosos se puede llegar aun valor de a -100 kpa. Se acepta normalmente un valor de -33 kPa para definir el contenido de humedad a capacidad de campo.

Para determinar capacidad de campo existen métodos de laboratorio y métodos de terreno. El método de la laboratorio más utilizado es el de la olla a presión. Donde una muestra disturbada de suelo se satura y se le aplica presión hasta 33 kPa, para luego determinar su contenido de humedad. Este método no siempre representa lo que sucede en terreno, entre otras cosas por que las muestras de suelo han sido disturbadas, es decir se ha destruido su estructura y secuencia textural en el perfil de suelo. Otra forma de determinar este valor es con métodos de terreno, el cual consiste en apretillar un área de 2x2 m, a la cual se le aplica, por inundación, agua en cantidades suficientes para mojar todo el perfil de suelo (por ejemplo 1 m). Luego que el agua infiltra, se cubre la zona apretillada con polietileno para evitar evaporación, y al cabo de un

mínimo de dos a tres días, para dar tiempo al drenaje interno, se toman muestras de suelo a distintas profundidades para determinar su contenido de humedad a capacidad de campo

Es necesario tener presente que el valor de capacidad de campo que se mide se ve afectado por los siguientes factores :

1. Textura del suelo. Mientras más fina es la textura del suelo mayor será el valor de capacidad de campo. En suelos arcillosos es mayor que en suelos arenosos.
2. Tipo de Arcilla. Si el contenido de arcillas expandibles del tipo 2:1 es grande, mayor será el agua absorbida y retenida por el suelo. (absorción interfoliar).
3. Contenido de materia orgánica. Los suelos orgánicos (trumaos por ejemplo) retienen valores muy altos de humedad, el valor de capacidad de campo puede superar el 100%. En suelos minerales la materia orgánica es muy poca para que este presente algún tipo de influencia.
4. Estractificación en el perfil. La presencia de estratas de permeabilidad variable en el perfil, copo estratas de arcilla, arena o piedras, pueden retardar la redistribución del agua en el perfil, y aumentar la capacidad de campo observada.

Porcentaje de marchitez permanente. El porcentaje de marchitez permanente ha sido definido clásicamente como o “el contenido de humedad en la zona radicular del cultivo al cual la planta no puede recuperar su turgor si ella es colocada en una atmósfera saturada de humedad durante 12 hrs”. Este concepto nació a inicios de siglo, cuando investigadores observaron que en un suelo determinado una amplia gama de plantas alcanzaban esta condición con contenidos de humedad de suelos muy similares. Este contenido de humedad se observó que estaba asociado a valores de potencial mátrico del suelo de entre -1000 kPa y -2000 kPa (-1.5 MPa y 2 Mpa), usándose un valor promedio del -15000 kPa.

El contenido de humedad a PMP, al igual que la capacidad de campo, se expresa en porcentaje en base a masa (gr de agua por gramo de suelo seco)

No obstante la falta de una adecuada definición física de los parámetros de capacidad de campo y porcentaje de marchitez permanente, los valores obtenidos, con la interpretación adecuada, son útiles en la práctica para definir la capacidad de almacenaje de agua que tienen los suelos

Humedad aprovechable del suelo. de acuerdo a lo indicado, la humedad aprovechable (HA) sería el rango de humedad del suelo comprendido entre capacidad de campo (CC) y porcentaje de marchitez permanente (PMP). En el cuadro 3 se presentan valore típicos de CC, PMP y HA para suelos de distintas clases texturales. En el mismo cuadro se presentan otras propiedades como la densidad aparente y la porosidad total

Por lo general los suelos de textura fina tienen rangos más amplios de humedad aprovechable que los suelos de textura arenosa . Por otra parte los suelos arenosos, debido al tamaño de los poros liberan la mayor parte del agua comprendida entre ambos rangos dentro de límites estrechos de potenciales (ver figura 12)

Del análisis de la curva de característica de suelos (figura 12) se puede deducir que el agua no se encontraría igualmente disponible en todo el rango de la humedad aprovechable. En efecto a medida que el potencial hídrico disminuye, la cantidad de agua liberada por unidad de variación de potencial hídrico va siendo cada vez menor. En función de esto entonces, no toda la humedad aprovechable esta igualmente disponible para las plantas, sino solo una fracción de ella. Por lo cual para fines de riego se consideran umbrales de riego, de acuerdo al tipo de cultivo. El umbral de riego corresponde a una fracción de la humedad aprovechable (se establecieron criterios de agua fácilmente disponible).

La aproximación actual al problema de la utilización del agua del suelo por las plantas, está basado en el concepto que el suelo, las plantas y la atmósfera constituyen un sistema físico dinámico, en el cual los diferentes procesos de flujo en cada parte del sistema es interdependiente. En efecto la cantidad de agua que absorben las plantas depende :

- De la capacidad de las raíces (densidad y profundidad radicular) para absorber el agua desde el suelo en el cual entran en contacto.
- La capacidad del suelo para transmitir y suministrar agua hacia las raíces
- Que ambos procesos operen a una velocidad suficiente para satisfacer la demanda de transpiración de las plantas, aspecto que depende de las condiciones meteorológicas y de las plantas .

En la figura 18 se representa una situación, en que frente a la humedad aprovechable del suelo, la actividad de una planta se comporta diferente. Esto se puede explicar por los puntos indicados. Así por ejemplo la diferencia de respuesta observada podría explicarse, por ejemplo, si se trata de un mismo cultivo y un mismo tipo de suelo, por que la demanda evaporativa en el caso a) es mucho menor que en el caso b y c respectivamente.

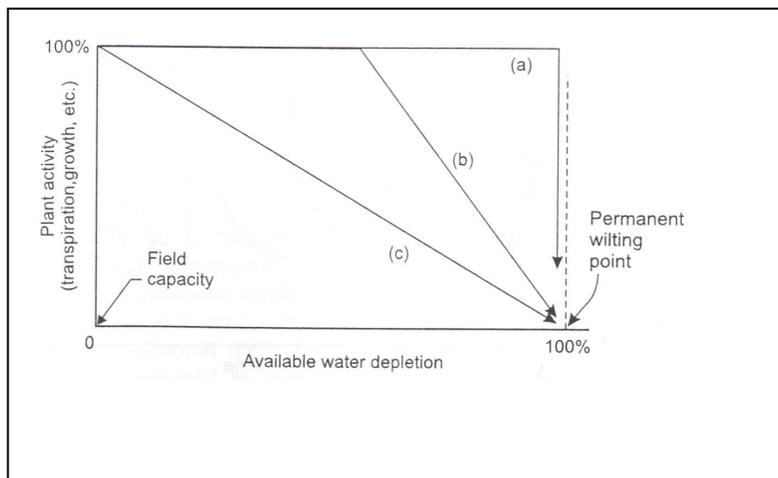


Figura 18 Tres hipótesis clásicas de la disponibilidad de agua en el suelo a) agua igualmente disponible en todo el rango de HA. Caso b) agua disponible hasta un valor crítico umbral y caso c) la disponibilidad del agua disminuye gradualmente si esta disminuye en el suelo. Las diferentes respuestas se pueden atribuir a diferentes demandas evaporativas existentes en cada caso

CALCULO DE LA LAMINA DE RIEGO

El suelo , en particular en los sistemas de riego de baja frecuencia, se sigue manejando en términos de reservorio de agua, cuya capacidad es necesario conocer. Es aquí donde toman importancia práctica los conceptos de capacidad e campo y porcentaje de marchitez permanente.

Se denomina lámina de riego al espesor (altura), en mm, o volumen (m³/há) que se requiere aplicar a un suelo, para que este retorne a capacidad de campo. Es necesario distinguir entre la lámina de riego neta (Ln) y la lámina de riego bruta (Lb). Esta última corresponde a la Ln, corregida por la eficiencia de aplicación que tenga el método de riego que se utilice . Una lámina de 1 mm equivale a 10 m³/há.

El cálculo de la lámina de riego, pasa por conocer la humedad aprovechable del suelo y expresarla como una altura de agua de retención (Hr).

$$Hr = HA * Db * H * (1 - P) *$$

$$Hr = \frac{(CDC - PMP)}{100} * Db * H * (1 - P)$$

Donde:

HA = Humedad aprovechable (%)

CDC = Capacidad de campo (% gravimétrico)

PMP = Punto de marchitez permanente(% gravimétrico)

Db = Densidad aparente (g/cm³)

H = Profundidad máxima de raíces (mm)

P = fracción de piedras presentes

En el caso de que el suelo tenga estratas de distintas texturas o con diferentes estructuras que provoquen propiedades físicas diferentes, este cálculo se debe realizar por estratas, es decir se calcula la Hr de cada estrata en forma independiente y finalmente se suman los valores obtenidos.

Dado que no toda la humedad aprovechable del suelo se encuentra igualmente disponible para ser usado por las plantas, lámina neta corresponde a una fracción de la Hr. Esta fracción recibe el nombre de umbral de riego

$$Ln = Hr * UR \% / 100$$

El umbral de riego puede variar según la especie y las condiciones de demanda evaporativa de la atmósfera. En el cuadro 5 se presentan valores umbrales promedio, normalmente recomendados por la literatura para diferentes especies

Cultivo	Umbral de riego%	Cultivo	Umbral de riego%
Alfalfa	55	Haba	45
Cítricos	50	Beterraga	50
Vid	35	Repollo	45
Maíz	40	Zanahoria	35
Maíz (ensilage)	50	Apio	20
Melon	35	Trebol	35
Olivo	65	Pepino	50
Pimiento	25	Duraznero	50
Papas	25	Peral	50
Sorgo	55	Manzano	50
Espinaca	20	Ciruelo	50
Remolacha	50	Fresas	15
Tabaco (tardío)	35	Lechuga	30
Tabaco (temprano)	50	Trigo	55
Tomate	40	-	-

Cuadro N°5: Umbrales de riego para distintas especies (en %).

Por otra parte, a objeto de mostrar la incidencia de la demanda evaporativa de la atmósfera sobre el umbral de riego, en el cuadro 6, se presentan valores umbrales para distintos grupos de cultivo, en función de la evapotranspiración potencial. A medida que aumenta esta, el umbral de riego es más estrecho

Grupo de cultivo	Evapotranspiración potencial (mm/día)				
	2	4	6	8	10
1	50	42	25	20	18
2	68	48	35	28	22
3	80	60	45	37	30

4	87	70	55	45	40
---	----	----	----	----	----

1).Cebollas, papas, pimiento,2) tomates, vides, porotos. 3) alfalfa, arvejas, cítricos, sandías, trigo4) olivo, sorgo, soja

Cuadro 6 umbral de riego (%) para diferentes grupos de cultivo, de acuerdo a la demanda evaporativa de la atmósfera

Para asegurar que la cantidad de agua neta que debe ser reemplazada en cada riego penetra y es retenida en la zona radicular, es necesario aplicar una mayor cantidad determinada de agua al terreno, con el fin de contrarrestar las pérdidas. Esta cantidad de agua se denomina lámina bruta

$$Lb = \frac{Ln}{Ea}$$

Donde:

Lb = Lámina bruta (mm).

Ln = Lámina neta de riego (mm).

Ea = Eficiencia de aplicación del equipo de riego (%/100).

La eficiencia de aplicación (Ea) esta muy relacionada con el método de riego que se utilice. En el Cuadro 7 se presentan valores comunes de eficiencia de aplicación según métodos de riego. Sin embargo es necesario tener presente que en la eficiencia de riego intervienen muchos factores, por lo cual es necesario evaluar el comportamiento del método de riego y de los equipos de riego que se utilicen en el campo.

Métodos de riego	Rango de eficiencia (%)	Eficiencia de aplicación (%)
Tendido	20-50	30
Surcos	40-55	45
Bordes rectos	50-65	50
Bordes en contornos	55-70	60
Pretils	40-70	60
Tazas	40-70	65
Californiano	60-75	65
Aspersión	60-80	75
Microjet	75-90	85
Goteo	80-95	90

Cuadro 7: Valores de eficiencia de aplicación de los distintos sistemas de riego. La última columna corresponde a valores del reglamento ley 18.450).

Cabe hacer presente que estos conceptos han sido ampliamente utilizados en cálculos de láminas de riego, para riego superficial, donde todo el volumen de suelo se encuentra explorado por las raíces y el suelo se utiliza como un reservorio de agua desde donde las plantas van a extraer la humedad que requieran. Estos conceptos se ven modificados con las nuevas técnicas de riego, como es el caso de los riegos localizados de alta frecuencia, donde solo una parte del suelo del volumen total del suelo se encuentra humedecido y explorado por las raíces de las plantas.

INFILTRACIÓN DEL AGUA EN EL SUELO

El agua penetra en el suelo normalmente, desde la superficie. El proceso de entrada de agua al suelo se conoce con el nombre de infiltración. Inicialmente este proceso es rápido, para disminuir paulatinamente en el tiempo. Este hecho queda reflejado en que inicialmente toda el agua que se aplica sobre el suelo es absorbida por este, pero después de un cierto tiempo el agua comienza a escurrir.

Dentro del proceso de infiltración es necesario distinguir dos aspectos: la velocidad de infiltración (VI) y la infiltración acumulada. La velocidad de infiltración (VI) se refiere a la velocidad con que el agua penetra al suelo y se expresa en términos de mm/hr. La infiltración acumulada: El segundo término que define la infiltración de un suelo es la infiltración acumulada, que se refiere a la cantidad total de agua que penetra al suelo en función del tiempo. La infiltración acumulada está íntimamente relacionada con la velocidad de infiltración (VI) que presente el suelo, ya que a mayor velocidad de infiltración mayor infiltración acumulada (Figura 19).

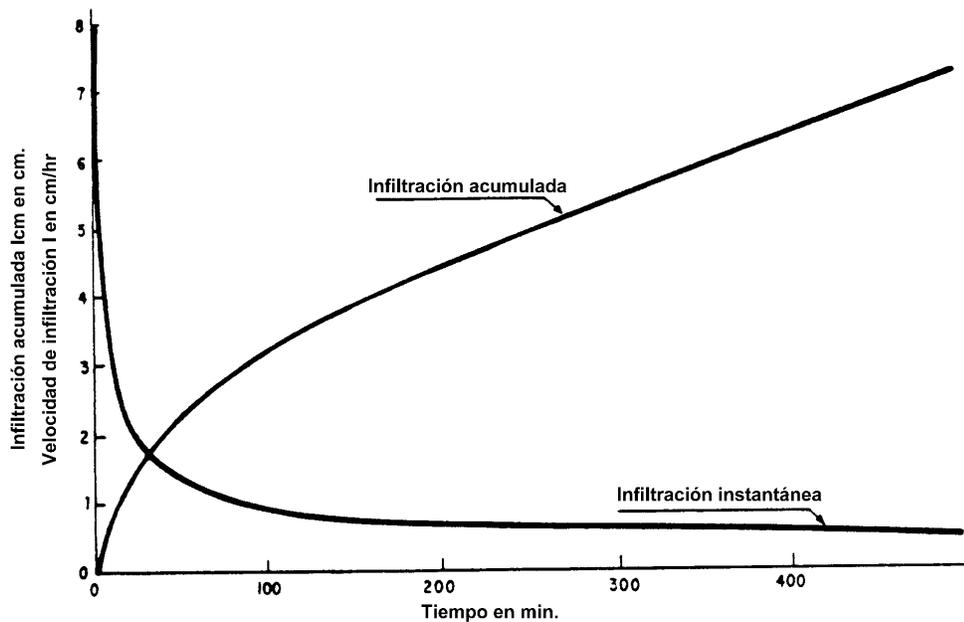


Figura 19: Velocidad de infiltración e infiltración acumulada.

La velocidad de infiltración no es constante, inicialmente es alta y comienza a disminuir hasta llegar a un valor relativamente constante. La velocidad de infiltración y sus disminuciones en el tiempo depende de la humedad inicial del suelo, de la textura, la estructura y de la uniformidad del perfil de suelo. En general la velocidad de infiltración es alta a los inicios del proceso, particularmente cuando el suelo está relativamente seco, pero tiende a decrecer hasta llegar a un valor constante, que se conoce con el nombre de velocidad de infiltración estabilizada o velocidad de infiltración básica.

La reducción de velocidad de infiltración en función del tiempo, está ligada a varias causas. En algunos casos se puede atribuir a un deterioro gradual de la estructura de suelo y el consecuente sellado parcial del perfil por la formación de costras. Puede resultar también de un proceso de sellamiento de poros por el arrastre de partículas finas en el agua, por la expansión de las arcillas o por el atrapamiento de burbujas de aire en el suelo. Sin embargo, fundamentalmente, la reducción de la velocidad de infiltración se debe a una disminución del gradiente de potenciales que se produce en el suelo a medida que el frente húmedo de agua avanza en el suelo.

Si la superficie del suelo está inicialmente seca, y repentinamente es saturada, la diferencia de potencial hídrico entre la zona saturada en superficie (potencial cercano a cero) y el suelo relativamente seco bajo la superficie (potencial negativo), crea un gran gradiente de potencial mátrico . Sin embargo en la medida que el frente de avance de agua profundiza, la misma diferencia de potencial mátrico se produce en una mayor distancia, por lo cual este gradiente disminuye, hasta llegar a ser de un valor mínimo, quedando como fuerza motriz solo el gradiente de potencial gravitacional (gradiente 1 si el flujo es vertical y gradiente 0 en flujo horizontal). Lo anterior se puede resumir en la ley de Darcy :

$$q = K \delta \psi_t / \delta z = K \delta \Psi_m / \delta z + K \delta \Psi_z / \delta z = K \delta \Psi_m + K$$

Q= flujo

K = conductividad hidráulica

$\delta \psi_t / \delta z$ = gradiente de potencial hídrico

$\delta \Psi_m / \delta z$ = gradiente de potencial mátrico

$\delta z / \delta z$ = gradiente de potencial gravitacional

En consecuencia, si el flujo de agua es vertical, a medida que el frente de agua avanza y disminuye el gradiente de potenciales mátricos en el suelo, la velocidad de infiltración disminuye y tiende a un valor constante, igual a la conductividad hidráulica saturada del suelo. Si el flujo de agua es horizontal, al no existir un gradiente gravitacional (flujo en un mismo plano horizontal), la velocidad de infiltración tiende a 0 (figura 19).

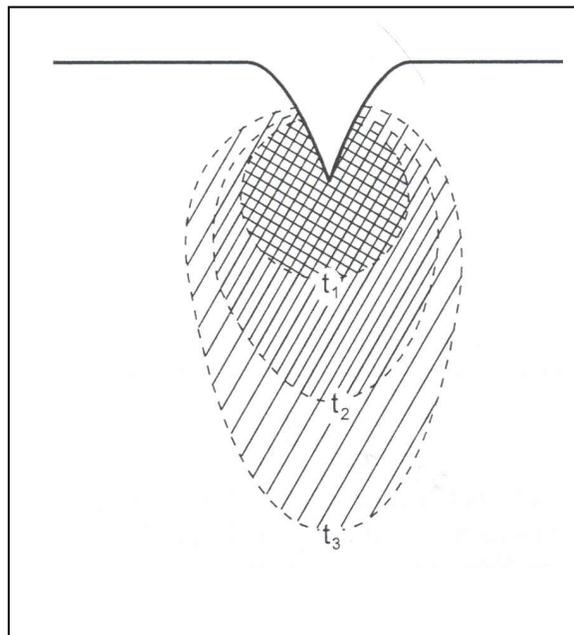


Figura 19- Infiltración horizontal y vertical en un surco de riego. Al comienzo el gradiente de potenciales causa una infiltración casi uniforme en todas las direcciones. A medida que el proceso de infiltración continua, el gradiente de potenciales mátricos disminuye y el gradiente de potencial gravitacional predomina.

Principales factores que afectan la velocidad de infiltración

Textura y estructura de suelo : Suelos de características arenosa, con poros de gran tamaño y bien estructurados presentan una velocidad de infiltración mayor que suelos que no presentan estas condiciones. Estas diferencias son más notorias en la magnitud que alcanza la velocidad de infiltración básica.

En la figura 20 se presenta el comportamiento de la velocidad de infiltración en suelos de diferentes texturas y la velocidad de infiltración básica se presenta en el Cuadro 8

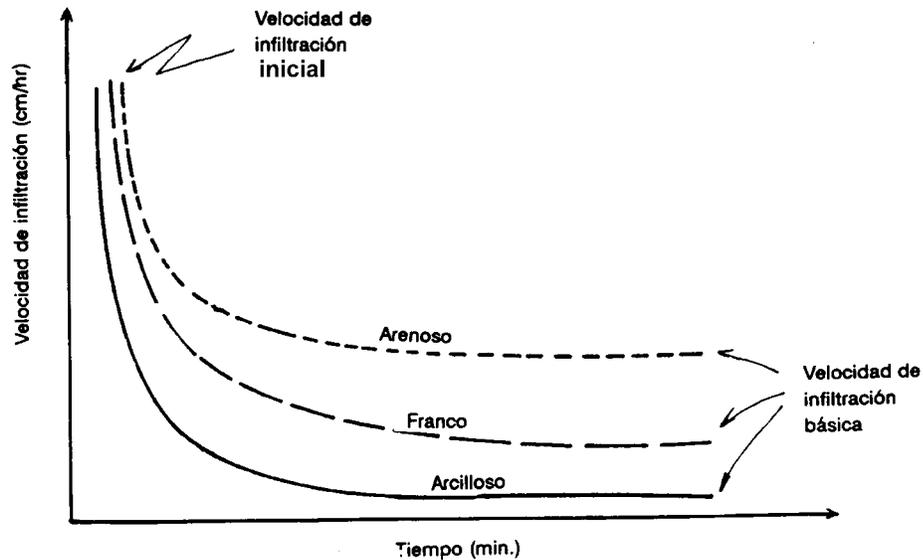


Figura 20: Variación de la velocidad de infiltración para suelos de clases texturales diferentes.

Tipo de suelo	mm/hr
Arenoso grueso	25 a 60
Arenoso fino	18 a 25
Franco arenoso	14 a 18
Franco limoso	10 a 14
Franco arcilloso	7 a 10
Arcillo limoso	4 a 7
Arcilloso compacto	2 a 5

Cuadro 8 Valores medios de Infiltración estabilizada para suelos de distintas texturas

Contenido inicial de agua. A mayor contenido de humedad del suelo, menor es la velocidad de infiltración inicial del suelo (menor gradiente de potencial mátrico), y más rápidamente se llegará a la velocidad de infiltración estabilizada, la cual es independiente del contenido inicial de humedad (figura 21)

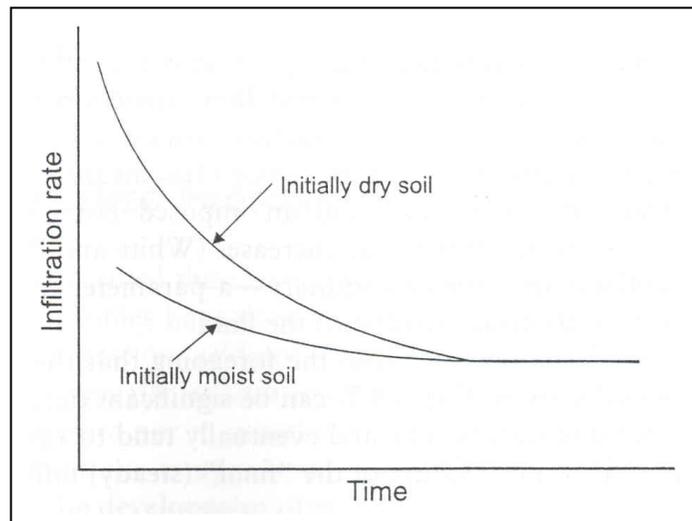


Figura 21 Efecto de la humedad del suelo sobre la velocidad de infiltración . Curva superior, suelo seco. Curva inferior, suelo húmedo

Condiciones superficiales Cuando los suelos son bien estructurados en superficie la infiltración inicial es mayor que en suelos que no presentan estas condiciones, din embargo la velocidad de infiltración estabilizada es igual en los dos casos. Sin embargo la compactación superficial del suelo reduce la velocidad de infiltración, ya que la zona compactada actúa como una barrera hidráulica, impidiendo la infiltración. Lo mismo ocurre cuando se forman costras en la superficie del suelo (figura 22)

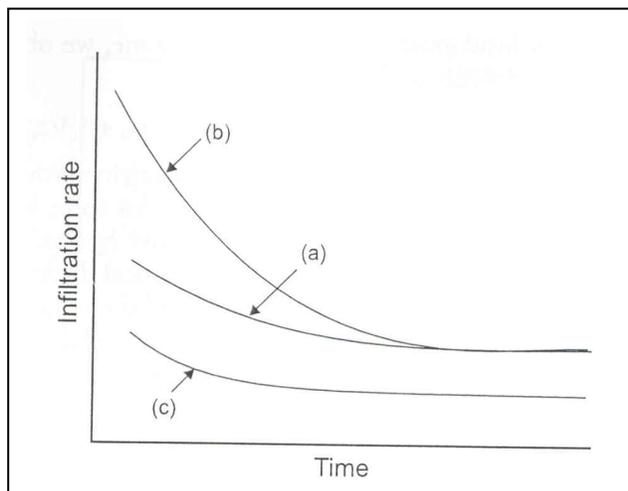


Figura 22. Infiltración en un suelo uniforme (a), en un suelo con una capa superficial más permeable y c) en un suelo con costra superficial

Profundidad del perfil y estratificación. La presencia de capas de textura fina (arcillas) dentro del perfil de suelo generalmente limitan la infiltración debido a su baja conductividad hidráulica . Incluso estratas arenosas dentro del perfil de suelo pueden retardar la infiltración, al

menos temporalmente, debido a la imposibilidad del frente de agua a penetrar esta estrata, hasta que no se genere una carga hidráulica que cree un gradiente de potenciales suficientes para penetrar los poros de mayor diámetro que presentan las arenas, y nuevamente aumenta la velocidad de infiltración (figura 23).

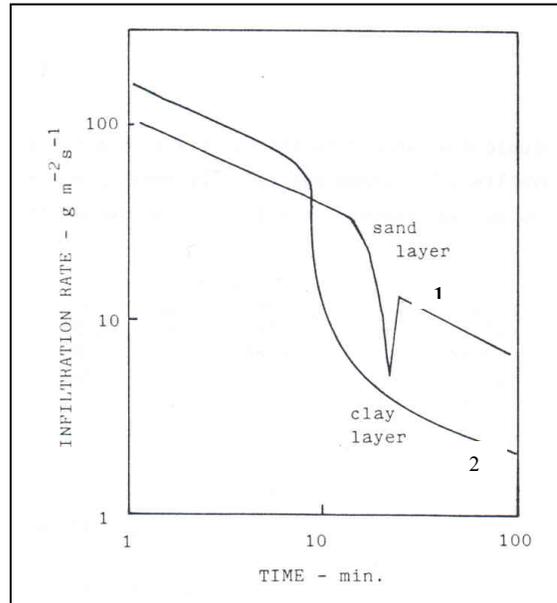


Figura 23. Comportamiento de la infiltración en suelos estratificados. Curva 1 estrata de arena. Curva 2 estrata de arcilla

El conocimiento de las características de la infiltración del suelo es útil en la definición de los tiempos de riego en el caso de los sistemas de riego superficiales o para determinar la intensidad máxima de aplicación de los equipos de aspersión estacionarios. En este último caso, normalmente se seleccionan aspersores cuyas tasas de aplicación que sean inferiores a la velocidad de infiltración estabilizada del suelo para evitar riesgo de escurrimiento superficial (figura 24).

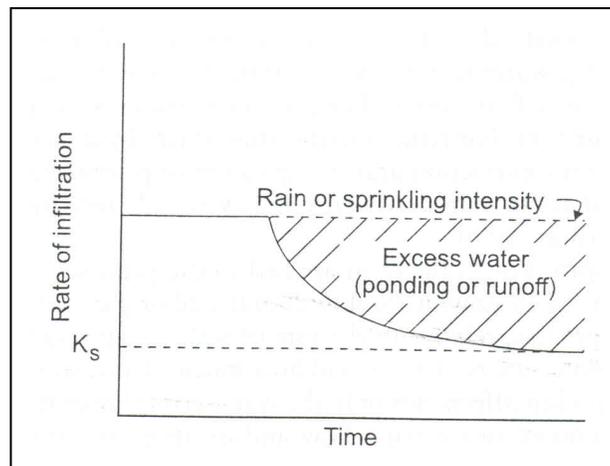


Figura 24 Efecto de la intensidad de precipitación constante sobre el escurrimiento superficial

En equipos de riego por aspersión de desplazamiento continuo (carretes y pivotes), la aplicación de agua sobre un mismo punto es de relativamente corta duración (depende de la velocidad de avance de la máquina), por la infiltración de agua se produce principalmente en la parte alta de la curva de velocidad de infiltración, por lo cual la intensidad de aplicación de los aspersores puede ser superior a la velocidad de infiltración estabilizada del suelo, no existiendo problemas serios de escurriendo superficial, en la mayoría de los casos (figura 25), salvo cuando la pendiente del terreno es muy fuerte

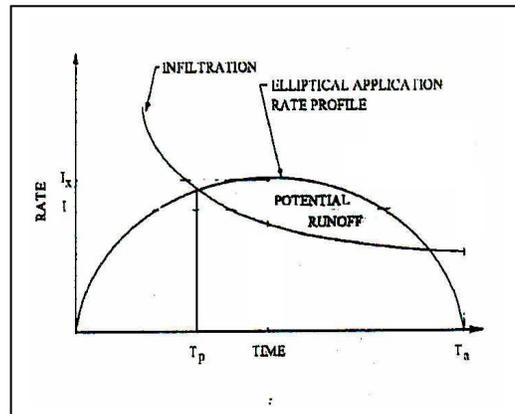


Figura 25 Ilustración de la interacción entre la curva de velocidad de infiltración y el patrón de aplicación de agua en equipos de aspersión de movimiento continuo. T_p es el tiempo en se se inicia la acumulación superficial de agua y T_a es el tiempo de aplicación, o el tiempo que la máquina demora en recorrer un mismo punto

Existen diferentes métodos para medir la infiltración de los suelos, tales como el cilindro infiltrómetro, el surco infiltrómetro y métodos de lluvia simulados (aspersión). Es necesario sin embargo tener presente que la infiltración es un proceso sujeto a una alta variabilidad espacial, por lo cual se requiere un importante número de mediciones para determinar valores reales para cada condición de suelo en particular. En efecto dentro de las propiedades físicas del suelo, la velocidad de infiltración y la conductividad hidráulica están catalogados como parámetros de alta variabilidad, con coeficientes de variación superiores a 50%. Para estimar con un 95% de confianza el verdadero valor de velocidad de infiltración se requieren más de 96 muestras. Para menores niveles de confianza se requieren y con una variación de 25% respecto de la media, se requieren sobre 10 mediciones por unidad de suelo homogéneo

FASE GASEOSA

Los poros que se generan entre las partículas sólida del suelo están ocupados por agua y aire.

En suelos bien aireados (poros con agua y aire), la composición del aire del suelo es similar a la del aire atmosférico, sin embargo su composición varía en función de la época del

año, la temperatura, la profundidad y la actividad del sistema radicular de las plantas. La principal diferencia se produce a nivel de la concentración de anhídrido de carbono (CO_2), que es el principal producto de la respiración aeróbica de las raíces, como también de los micro y macro organismos del suelo. En la atmósfera la concentración de CO_2 es cercana a los 0.036% (360 ppm). En el suelo sin embargo este valor es a lo menos 10 veces mayor. El oxígeno en la atmósfera es cercano al 20%, en suelos bien aireados puede llegar al 17%

Cuando todo el espacio poroso se encuentra ocupado por agua, se dice que el suelo está saturado. Los gases se pueden movilizar tanto en agua como en aire, sin embargo la tasa de difusión de los gases en agua es considerablemente menor que en el aire, por lo tanto la adecuada aireación del suelo es determinante para que exista un adecuado intercambio gaseoso entre el suelo y la atmósfera y para que las raíces puedan mantener una tasa de respiración adecuada. Se debe tener presente, que salvo algunas especies, como el arroz, la transmisión interna de oxígeno es muy lenta, por lo cual las raíces deben disponer de un nivel adecuado de oxígeno en el suelo para respirar. La aireación es un proceso determinante de la productividad de las plantas. En condiciones de exceso de agua en el suelo, se produce una acumulación excesiva de CO_2 y una drástica reducción de la concentración de oxígeno. La prolongación de situaciones de anaerobios trae otros reacciones anexas, como la reducción de la nitrificación, y la evolución de gases metano (CH_4), etileno (C_2H_4) e hidróxido de azufre (H_2S), y una reducción de minerales de hierro y manganeso .

En los suelos la cantidad de aire y agua va cambiando, dependiendo de las precipitaciones, los riegos, la extracción de agua por las plantas ect.

El estado de aireación de los suelos, o las características de aireación de los suelos se definen por la "capacidad de aire" o "macroporosidad" que estos presentan. La macroporosidad se obtiene por la diferencia entre la porosidad total del suelo y el contenido de humedad a capacidad de campo, en porcentaje volumétrico. La capacidad de aire del suelo depende en gran medida de la textura y de la estructura del suelo. En suelos arenosos es del orden del 25%. En suelos francos entre 15 a 20% y en suelos arcillosos puede estar por bajo el 10%. La estructuración del suelo tiene una gran influencia en la capacidad de aire. Suelos bien agregados presenten una mejor capacidad de aire que suelos altamente compactados . Las plantas se desarrollan en forma adecuada con capacidades de aire (macroporosidad) superiores al 10 a 15%

Los aspectos de aireación de suelos no son menores, y deben ser tomados en cuenta al establecer estrategias de manejo de riego, en particular en la definición de frecuencias de riego. Contenidos de humedad elevados, por sobre capacidad de campo y altas frecuencias pueden ser contraproducentes para el desarrollo de los cultivos, provocando disminuciones de rendimiento, tal como puede suceder con un manejo de riego que provoque déficit hídricos (figura 26

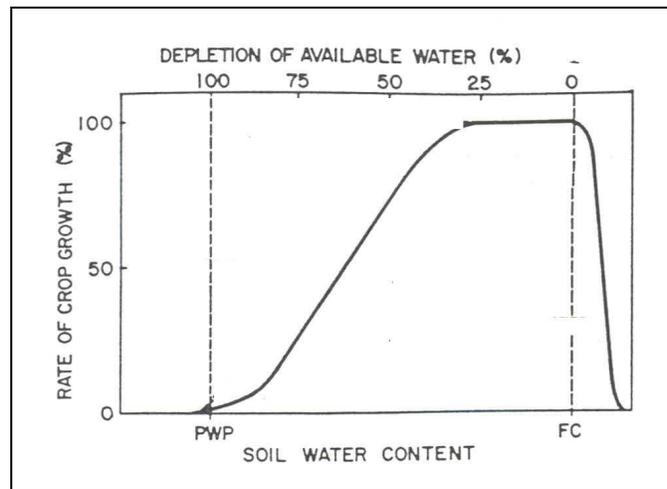


Figura 26 Representación gráfica de los excesos de humedad sobre el desarrollo de los cultivos. Contenidos de humedad por sobre capacidad de campo (FC), en suelos de baja macroporosidad provocan disminución fuerte del desarrollo de los cultivos
