

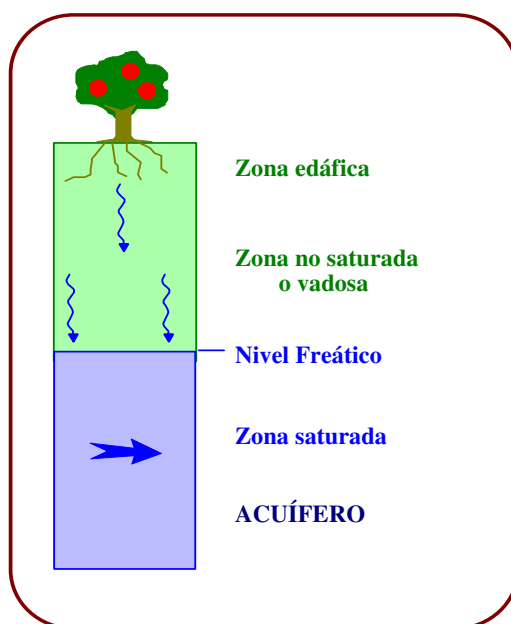
Lección 6. Infiltración

Introducción. Propiedades físicas del suelo: textura, porosidad, humedad, densidad, densidad aparente. Energía del agua en el suelo: potencial de succión. Relación humedad-tensión: curvas de retención. Punto higroscópico, punto de marchitamiento, capacidad de campo.

INTRODUCCION

La zona no saturada ha sido durante muchos años una especie de "caja negra" en los estudios hidrogeológicos, pues la mayoría de investigaciones se centraban solamente en la zona saturada. Desde hace algunos años, se han llevado a cabo numerosos trabajos, tanto en laboratorio como en campo, en los que la zona no saturada es estudiada en todos sus aspectos; desde el punto de vista hidráulico (régimen del flujo del agua, propiedades hidrodinámicas, conductividad hidráulica, etc.) e hidroquímico (relaciones agua-medio sólido, reacciones de intercambio iónico, de precipitación, oxidación, reducción, procesos biológicos, etc.).

La mayoría de estas investigaciones van encaminadas a estudiar la lixiviación de sustancias contaminantes que son aplicadas en la superficie del terreno y que dan lugar, una vez que alcancen el acuífero, a la contaminación de las aguas subterráneas. Otros estudios se han centrado en el diagnóstico del poder depurador de la zona no saturada en técnicas de eliminación por aplicación en el terreno o por reutilización para riego de aguas residuales, ya que el medio no saturado adquiere un papel de gran relevancia en la eliminación de sustancias contaminantes presentes en el agua residual que se lixivia hacia el acuífero.



Una de las peculiaridades limitantes de los estudios en zona no saturada es la relativa a la escala de trabajo y a la representatividad de los resultados. Con frecuencia, los estudios se realizan en parcelas experimentales cuya elección no siempre depende de criterios de representatividad sino de disponibilidad y los resultados obtenidos son difícilmente extrapolables a áreas más extensas. Si se tiene en cuenta que el factor litológico es determinante tanto del régimen hidrodinámico como del comportamiento hidrogeoquímico, la variabilidad espacial (cambios laterales de facies, espesor variable de la zona no saturada, diferentes usos del suelo, flujos locales o preferenciales,...) dificulta notablemente la extrapolación. Por otra parte, la variabilidad de las condiciones climáticas debe ser considerada y no sólo los parámetros convencionales y relativamente fáciles de controlar, como puede ser la lluvia, sino también la temperatura del aire y del suelo (ciertas reacciones son termodependientes), la insolación, vientos, etc.. Particular interés tiene este aspecto en los

estudios de recarga de acuíferos y en el cálculo de la evapotranspiración y de eficiencia de riegos.

La instrumentación necesaria para controlar estas variables puede considerarse básica, tanto desde el punto de vista de su utilización como de la necesidad de utilizarla. Pero también debe prestarse especial atención a su correcta instalación, calibración y mantenimiento. Probablemente las mayores incertidumbres se encuentran en la instalación de lisímetros, que alteran la estructura del suelo, y de los tomamuestras de agua intersticial, que están sujetos a flujos preferenciales, provocados o no, a procesos de interacción entre el material poroso y el agua y, en última instancia, el agua recogida puede sufrir modificaciones durante su almacenamiento en la cápsula. También los tensiómetros presentan limitaciones de uso.

Algunas variables son determinadas en laboratorio, como es el caso de la porosidad, densidad y conductividad hidráulica. Debe evitarse en lo posible la alteración de las muestras de suelo para obtener valores más o menos representativos. Mayor cuidado debe tenerse cuando se trata de reproducir procesos de movilidad de solutos. Estas experiencias se suelen hacer en batch o en columnas. Las primeras, experiencias en batch, consisten en favorecer el contacto íntimo entre el agua y el suelo mediante agitación, asumiendo flujo nulo, con lo que ciertas reacciones, como pueden ser procesos de cambio iónico o adsorción de metales, se favorecen al aumentar el tiempo de contacto y, sobre todo, la superficie total de interacción. Las experiencias en columnas permiten simular distintas condiciones de flujo y son tanto más válidas cuanto mayor sea la homogeneidad litológica y mejor se conserven las estructuras originales.

Otra posible fuente de errores se deriva de las determinaciones analíticas en aguas y suelos. Los contaminantes poco reactivos no presentan más dificultades que las inherentes al propio método de análisis, a veces engorrosos, pero las sustancias reactivas deben ser determinadas tanto en la fase líquida como en la sólida, de ahí que la manipulación de las muestras y, sobre todo, los métodos de extracción deben seguir un protocolo estandarizado. Los principales problemas son los relativos a la extracción de metales pesados (métodos secuenciales o de extracción selectiva) y a la determinación de plaguicidas.

Mención especial requieren las técnicas más específicas de simulación de flujo y transporte de solutos, que son tanto más eficaces cuanto mayor y más fiable sea la información básica disponible.

A pesar de todos estos problemas, o quizás precisamente por ello, la investigación en zona no saturada se muestra como un campo de gran interés científico y aplicado en el que el enfoque multiparamétrico debe ayudar a reducir el margen de incertidumbre y puede conducir a resultados satisfactorios.

FORMAS DE AGUA EN EL SUELO

En el suelo se distinguen clásicamente tres tipos fundamentales de agua (figura 1):

- Agua de retención
- Agua capilar
- Agua gravífica

Agua de retención

Es el agua retenida en los poros o alrededor de las partículas de suelo en contra de la acción de la gravedad. Se distinguen dos situaciones:

El *agua higroscópica*, que está fijada fuertemente a las partículas del suelo. El espesor de esta capa de agua que rodea las partículas es muy reducido. La fuerza de unión entre el agua y las partículas del suelo tiene lugar por medio de enlaces químicos entre los dipolos del agua y las valencias libres que existen en la superficie de los minerales. Se trata de un agua inmovilizable desde el punto de vista práctico y que no puede ser desplazada más que en estado de vapor.

La cantidad de agua retenida de esta manera varía en función de la granulometría y porosidad del material; así pues, puede estimarse del orden de 0.2-0.5% en partículas gruesas y del 15-20% en materiales finos (limos y arcillas).

El *agua pelicular*, que envuelve a las partículas del suelo y al agua higroscópica con una pequeña película cuyo espesor no sobrepasa las 0.1 micras. Se puede desplazar en estado líquido por el juego de atracciones moleculares de las partículas vecinas. La retención de este agua se debe a fenómenos de tensión superficial.

La cantidad de agua pelicular en el suelo depende también de la granulometría, de tal forma que podemos encontrar valores muy dispares, del orden de 30-40% en arcillas y 1-2% en arenas.

Agua capilar

El agua capilar es el agua retenida en conductos de pequeño tamaño (microporos) por fenómenos de capilaridad y tensión superficial. Se pueden diferenciar:

Agua capilar *aislada o colgada*: no está ligada a la zona no saturada. Este agua se ubica en los microporos más pequeños del suelo. Se puede eliminar por centrifugación.

Agua capilar *continua*: ligada a la zona no saturada. La granulometría influye en la cuantía de este agua; así, su presencia puede alcanzar varios metros de altura en materiales arcillosos y pocos milímetros en materiales gravosos.

Agua gravífica

El agua gravífica se define como la porción de agua que se desplaza libremente por el suelo bajo el efecto de la gravedad. Ocupa los espacios libres de los poros, de los intersticios y de las fisuras de las rocas. Constituye la parte activa de las aguas subterráneas y es la principal responsable del transporte de solutos, como los nitratos por ejemplo. Los esfuerzos de modelización se centran particularmente en esta fracción de las aguas del suelo.

DISTRIBUCION VERTICAL DEL AGUA EN EL SUELO

Suponiendo un material homogéneo y con una porosidad intersticial dada, se pueden diferenciar una serie de zonas en profundidad en función del tipo de agua presente en cada una de ellas.

En la zona más superficial, los poros están ocupados por aire y agua. Se trata de la **zona de aireación o zona no saturada**. En esta zona se distinguen las siguientes subzonas:

Subzona de evapotranspiración: es la parte del suelo en contacto directo con la atmósfera. En ella se instalan las raíces de las plantas herbáceas y las raíces superficiales de las plantas superiores. En esta zona es en donde se dan con mayor intensidad los procesos de evapotranspiración.

Los tipos de agua existentes en esta subzona son principalmente agua higroscópica, pelicular y capilar aislada, pero no existe agua gravífica, a no ser que esté de tránsito hacia zonas inferiores en episodios inmediatos a una precipitación.

En esta zona es donde se da la mayor parte de la absorción de agua y nutrientes por parte de los vegetales.

Subzona intermedia: se halla inmediatamente debajo de la zona de evapotranspiración, con menor proporción de poros y conductos. En ella se encuentran ubicadas las raíces profundas de las plantas superiores. También se dan fenómenos de absorción de agua y nutrientes por los vegetales, así como procesos de evapotranspiración, pero con menor intensidad, porque las fuerzas de retención del agua son mayores que las de succión de las raíces situadas sobre ella. En consecuencia, el flujo es sensiblemente más lento que en la zona radicular.

En esta zona existe agua higroscópica y pelicular (en menor proporción que en la zona anterior y también agua capilar aislada).

Franja capilar: abarca desde la zona intermedia hasta la superficie freática. Su amplitud depende de la granulometría del material, ya que puede tener varios metros de espesor en arcillas y pocos milímetros en gravas.

En esta zona existen todos los tipos de agua, excepto el agua gravífica, pero fundamentalmente el agua capilar continua, ligada a la zona saturada.

Debajo de la zona de aireación se halla la **zona saturada**, separada de la primera por la superficie freática.

PARAMETROS DE UTILIDAD Y CARACTERIZACION DEL MEDIO FISICO

Los estudios en ZNS, cualquiera que sea su finalidad, requiere un control continuo de ciertos parámetros variables y la determinación precisa de características intrínsecas del medio. Para tener la posibilidad de alcanzar los objetivos previstos y, en cualquier caso, para optimizar el rendimiento del trabajo, es necesario planificar cuidadosamente la investigación de manera que cualquier omisión no invalide otros datos o les reste eficacia.

Son numerosos los tratados sobre física del suelo (Jury et al., 1991), los handbooks sobre zona no saturada (Wilson et al, 1995; Russell, 1995), sobre procesos geoquímicos (Luckner and Schestakow, 1995) y sobre normas de muestreo (ASTM, 1990, 1992, 1993, 1995). En este apartado sólo se mencionan algunos de los parámetros más habitualmente utilizados y que constituyen los elementos básicos en estudios de zona no saturada.

Textura

El estudio del flujo del agua y, especialmente, de los procesos físico-químicos que ocurren en la ZNS no puede llevarse a cabo sin conocer la distribución granulométrica del suelo. En general, las fracciones gruesa se determinan por tamizado y la diferenciación entre limos y arcillas se consigue fácilmente por densimetría (aerómetro de Boyoucos). Suele ser suficiente determinar la textura en muestras seleccionadas del perfil del suelo cuyo número depende de la homogeneidad litológica vertical y horizontal.

Mineralogía

La cuantificación aproximada de cada tipo de arcilla (illita, caolinita, esmectitas..) presente en el suelo es de gran interés en el estudio de ciertos procesos de adsorción (cambio iónico) que dependen, entre otros factores, de la capacidad de cambio, y de procesos de degradación de plaguicidas y otros compuestos orgánicos.

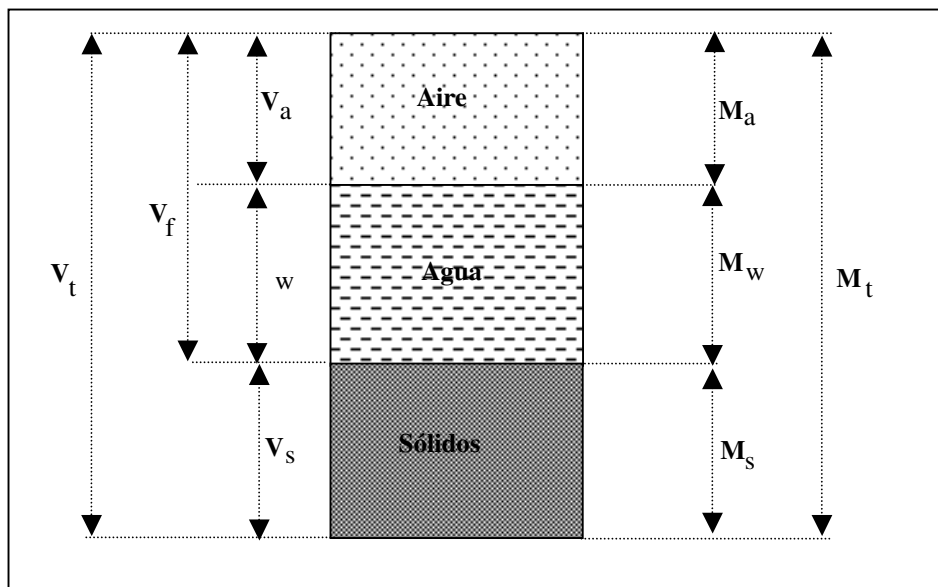
Densidad

La densidad aparente (δ_b) se refiere a la masa de suelo seco por volumen de suelo. La densidad mineral (δ_m) es la masa de suelo seco por volumen de sólidos del suelo.

Humedad

El grado de humedad (θ) se mide por el contenido volumétrico (cm^3/cm^3) de agua en el suelo (θ_v), o por el contenido gravimétrico (gr/gr) de masa de agua por masa de suelo seco (θ_g). Los valores de θ están comprendidos entre 0, para un suelo totalmente seco, y un máximo de saturación (G), cuando todos los poros están ocupados por agua.

Grado de saturación es la relación entre el volumen de agua y el volumen de agua a saturación. Después de que un suelo saturado ha drenado por gravedad alcanza la llamada capacidad de campo. El contenido de humedad correspondiente a este estado es la capacidad de retención.



Densidad mineral

$$\rho_s = M_s / V_s$$

| | |
|----------------------|----------------------|
| Densidad aparente | $\rho_b = M_s / V_t$ |
| Porosidad | $n = V_f / V_t$ |
| Humedad gravimétrica | $w = M_w / M_s$ |
| Humedad volumétrica | $\theta = V_w / V_f$ |

Determinación del contenido de humedad

Básicamente, tres son los métodos para determinar la humedad del suelo: gravimétrico, sonda de neutrones y sondas TDR.

El método gravimétrico consiste en pesar un volumen dado de muestra y secar sin tapar en una estufa a 105 °C durante un mínimo de 24 horas, si la estufa es de convección. Una vez seca la muestra se deja enfriar y se pesa, siendo la diferencia de peso el contenido en humedad, el cual se expresa en porcentaje de suelo seco.

La sonda de neutrones es una técnica basada en la interacción de los neutrones emitidos por una fuente radioactiva y los átomos de hidrógeno del agua intersticial contenida en el terreno.

Las sondas TDR (Time Domain Reflectometry) se basan en la medición de la constante dieléctrica del complejo suelo-agua.

Medidas de la humedad del suelo

Imprescindible para

- balances de agua en el suelo
- valores experimentales de la tasa de **evapotranspiración**
- cálculo de la **recarga**
- determinación del **flujo** tanto saturado como no saturado
- mecanismos principales de **transporte de solutos**

Métodos

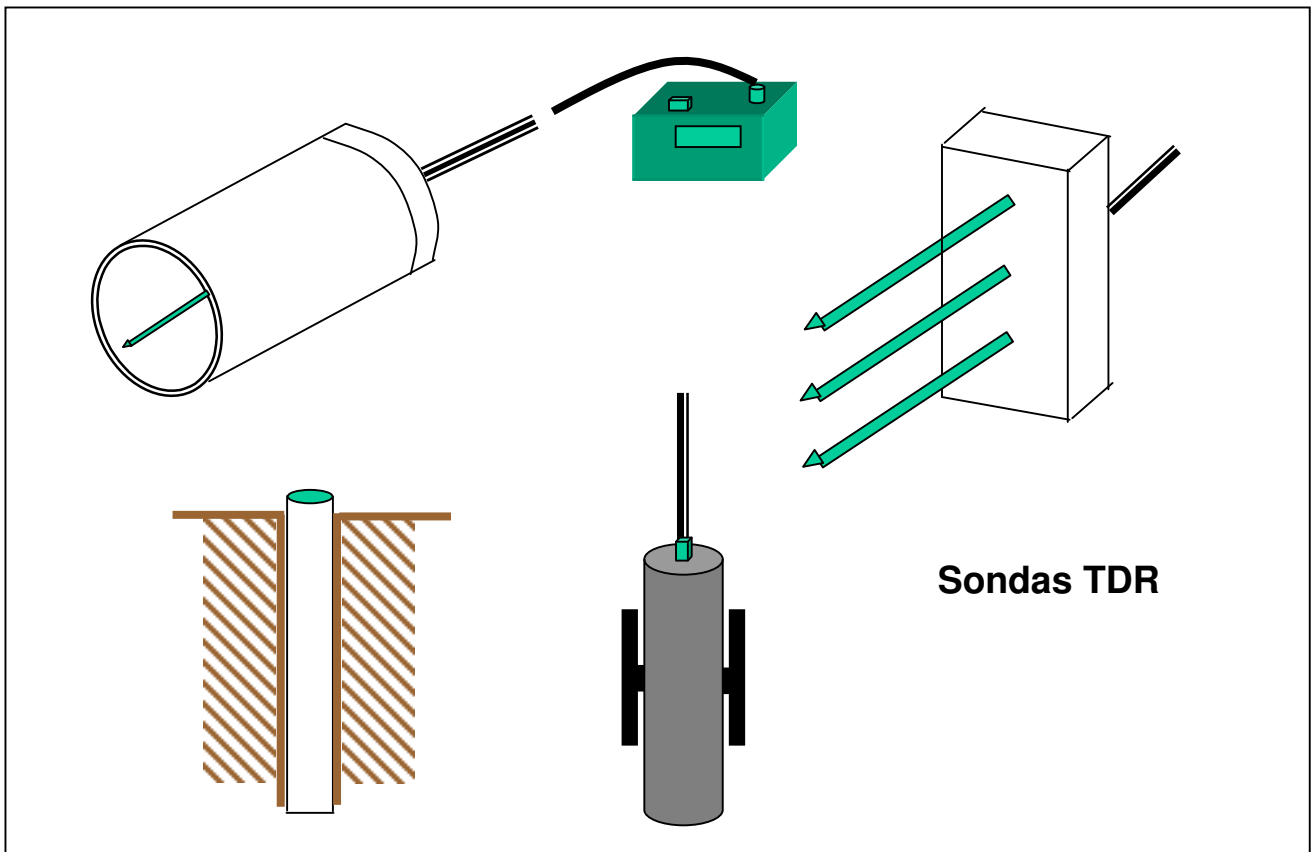
| | |
|--------------------|----------------------------|
| Gravimétrico | Fiable, destructivo |
| Sonda de neutrones | Coste, manejo, calibración |

TDR (Time Domain Reflectometry)

- Agua libre (hasta el dominio de los GHz)
- Agua de retención (10 kHz a 10 MHz), medidas de permitividad compleja

Inconvenientes

- variabilidad de lecturas en un mismo punto
- error superior a variaciones
- validación de la ecuación de Topp para cada suelo
- correlación entre las medidas de humedad TDR y gravimétrica



ENERGIA DEL AGUA EN EL SUELO: POTENCIAL DE SUCCIÓN

Un medio no saturado es aquel en que la presión intersticial es menor que la presión atmosférica. Aunque la franja capilar es, de hecho, una zona saturada, se suele incluir en la zona no saturada. El medio no saturado, además de ser el soporte de la vegetación y de otras muchas actividades humanas, tiene, también, gran importancia desde el punto de vista hidrológico, ya que en él tienen lugar los procesos de infiltración, evaporación, erosión, recarga subterránea y atenuación y transporte de contaminantes líquidos y gaseosos.

En el medio no saturado coexisten tres fases: agua, aire y sólidos. El agua moja la superficie de los granos y los envuelve, mientras que el aire ocupa la parte central de los huecos.

En los medios no saturados se puede definir la *presión capilar*, *tensión* o *succión* como la diferencia entre la presión del agua y la del aire, y refleja la tendencia del medio no saturado a succionar agua o a repeler aire. Si la fase gaseosa es continua, la presión del aire coincide con la atmosférica y, por tanto, la del agua es negativa. A esta presión negativa, p , expresada en altura de columna de agua, se la suele denominar tensión o succión, $\psi = -p/\gamma$, donde γ es el peso específico del agua. Se considera una presión negativa ya que se toma en sentido contrario a la gravedad. Suele ser frecuente trabajar con el potencial pF , definido como el logaritmo decimal de la succión, expresado en una altura de agua:

$$pF = \log_{10} (\psi)$$

Por efecto de la gravedad el agua tiende a fluir verticalmente formándose interfaces aire-agua en forma de meniscos. El radio de curvatura de estos meniscos depende de la magnitud de la succión. Al ir progresando el drenaje, la curvatura de los meniscos es más pronunciada y aumenta la succión. Los poros más grandes se vacían con valores bajos de succión, mientras que los más estrechos se vacían con succiones más altas. Existe un valor crítico de la succión, ψ_c , a partir del cual los poros más grandes comienzan a drenarse. La presión necesaria para que esto ocurra es la presión de entrada de aire que es tanto menor cuanto más graduada es la granulometría del medio. El valor de esta succión crítica (en cm) puede obtenerse a partir del diámetro eficaz (d_{10} , en cm) y de la porosidad (m), mediante la fórmula:

$$\psi_c = 0.451 / d_{10} (1 - m/n)$$

El agua en la ZNS está sometida a una presión menor que la atmosférica, y es la resultante de los denominados potencial gravitacional (efecto de la gravedad), potencial matricial (interacciones del agua con la matriz sólida), potencial osmótico (presencia de solutos en el agua), potencial de presión del aire y potencial de presión de sobrecarga.

En la práctica, sólo se suele considerar el potencial de succión (F), incluido en el matricial, y el potencial gravitacional (z), de manera que el potencial total (h) se puede expresar como:

$$h = z - F$$

en donde h está expresado en unidades de longitud por unidad de peso (cm ó m).

Si la altura de referencia es asumida como $z = 0$ en la superficie del suelo:

$$h = F$$

Esta presión se la denomina succión o tensión (ψ) que se expresa en centímetros de altura de agua. En estudios edafológicos se suele utilizar el potencial pF, correspondiente al logaritmo decimal de la tensión.

El potencial se mide con tensiómetros que consisten en un tubo de PVC con una cápsula cerámica porosa en su extremo inferior, un manómetro en el otro extremo con la escala graduada en centibares, un depósito de relleno con agua y un tapón de cierre (modelo Jet Fill).

La cápsula de cerámica permite que el agua salga o entre al tensiómetro en función del grado de saturación del suelo. Cuando el suelo está seco el agua sale del tensiómetro creándose un vacío en el interior del tensiómetro, que se registra con un aumento en el potencial de succión medido en el manómetro. Cuando el vacío iguala la tensión hidráulica con el suelo se produce un equilibrio, cesando el movimiento del agua hacia el exterior. Si aumenta la humedad en el suelo, el agua entra en el tensiómetro a través de la cápsula, lo cual provoca un descenso en las medidas del manómetro, alcanzándose un valor de cero cuando el suelo está saturado.

Estas medidas son indicativas de las condiciones de humedad del suelo y del movimiento del flujo del agua a través de la zona no saturada, ya que permite caracterizar la componente vertical del flujo.

Conductividad hidráulica

La conductividad hidráulica, K, es una función de las características intrínsecas de la matriz del suelo y de las propiedades del fluido contenido en dicho suelo.

El valor de K decrece de manera exponencial a medida que disminuye el valor de la humedad (θ). K suele expresarse como el producto de la conductividad correspondiente a saturación K_s por una conductividad relativa que decrece al disminuir K_r . Esta disminución es tanto más brusca cuanto más gruesa es la textura del medio sólido.

Medida de la conductividad hidráulica

Conductividad hidráulica no saturada

- infiltrómetros de anillos
(TRIMS = Triple Ring Infiltrometer at Multiple Suctions)

Conductividad hidráulica saturada

- a partir de la textura del suelo
- permeámetros de laboratorio,
- infiltrómetro de Philip-Dunne
- permeámetro Guelph

RELACIÓN HUMEDAD-TENSIÓN: CURVAS CARACTERÍSTICAS

Para caracterizar los parámetros hidráulicos básicos que rigen el flujo de agua en la zona no saturada, se utilizan las denominadas curva de retención o curva de succión-humedad, y la curva de conductividad-succión.

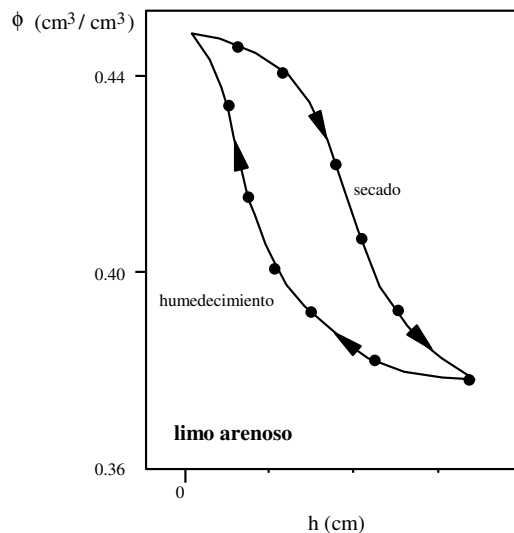
Si se representa la evolución del contenido volumétrico o grado de saturación en función de la succión se obtiene la denominada *curva de retención o curva de succión-humedad*, que es

característica de cada suelo y cuya forma depende de la estructura del suelo y de la geometría y distribución de los tamaños de los poros. Así pues, un suelo arcilloso tiene menor densidad aparente y de ahí que tenga un mayor contenido de agua a saturación. Además, los suelos arcillosos poseen muy pocos poros grandes y una amplia distribución de tamaño de partículas; por eso se da una disminución gradual del contenido de agua con el descenso del potencial. Por el contrario, en suelos arenosos la mayor parte del agua se encuentra asociada a los poros de mayores dimensiones, que drenan a succiones modestas; por ello, en la región capilar se da un decrecimiento rápido del contenido de agua en el suelo. Finalmente, los suelos arcillosos tienen un área superficial mucho mayor que las arenas, y pueden tener una mayor cantidad de agua adsorbida a la superficie de las partículas.

En este tipo de curvas se pueden diferenciar, a grandes rasgos, tres regiones: 1) región de entrada de aire, que corresponde a la franja en que el suelo se encuentra saturado donde el potencial varía pero el contenido de agua no. 2) región capilar, en la que pequeños incrementos de la succión provocan el drenaje de los poros más pequeños del suelo, y el contenido de agua en el suelo disminuye rápidamente, 3) región de adsorción, en la que únicamente queda el agua adsorbida a las partículas del suelo, debido a que el agua que estaba albergada en los poros ha sido drenada; en esta última región, importantes cambios de potencial se asocian con pequeños cambios de contenido de agua.

Realmente, este tipo de curvas difiere para un mismo suelo en función de que esté en proceso de secado o de humectación. Este fenómeno, denominado *histéresis*, se debe a que los ángulos de contacto del agua con la fase sólida son distintos en mojado y en secado. Estos efectos se acentúan con la presencia de aire atrapado y especialmente en suelos susceptibles de hinchamiento. Los fenómenos de histéresis tienen un efecto importante en el flujo del agua y en el transporte de solutos, aunque en la práctica se tiende a no tenerlos en consideración.

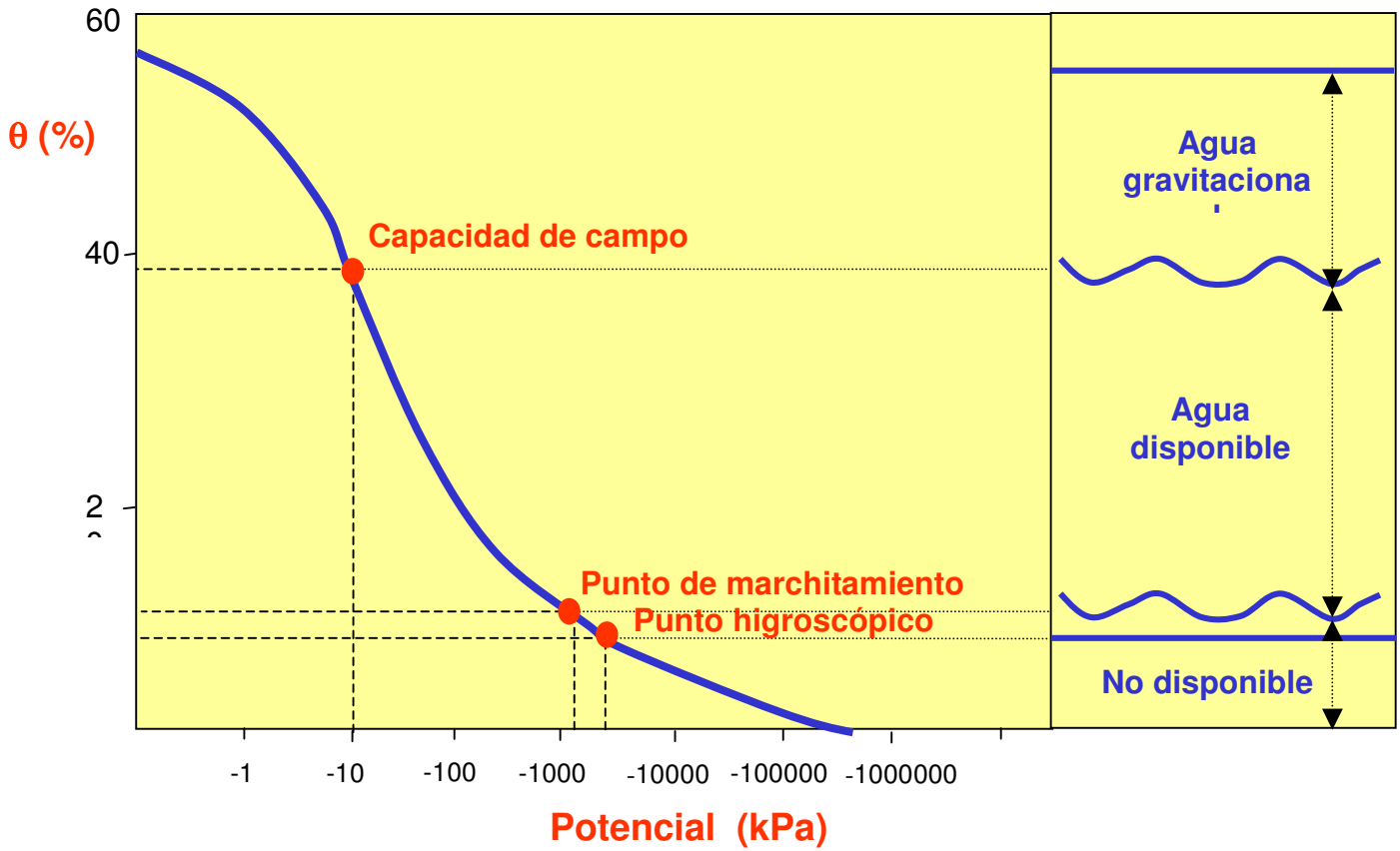
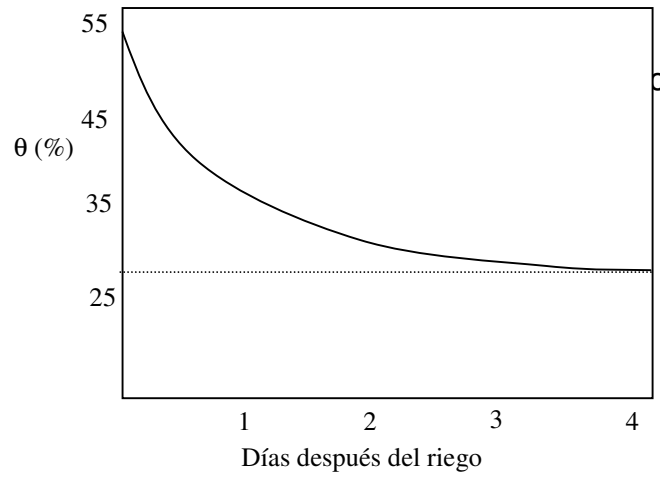
Se han propuesto muchas funciones empíricas para representar y modelizar las curvas de retención, y entre ellas cabe resaltar la de Brooks y Corey (1964), que no es utilizable para condiciones próximas a saturación y para suelos con textura media a fina.



Curva de retención y fenómenos de histéresis

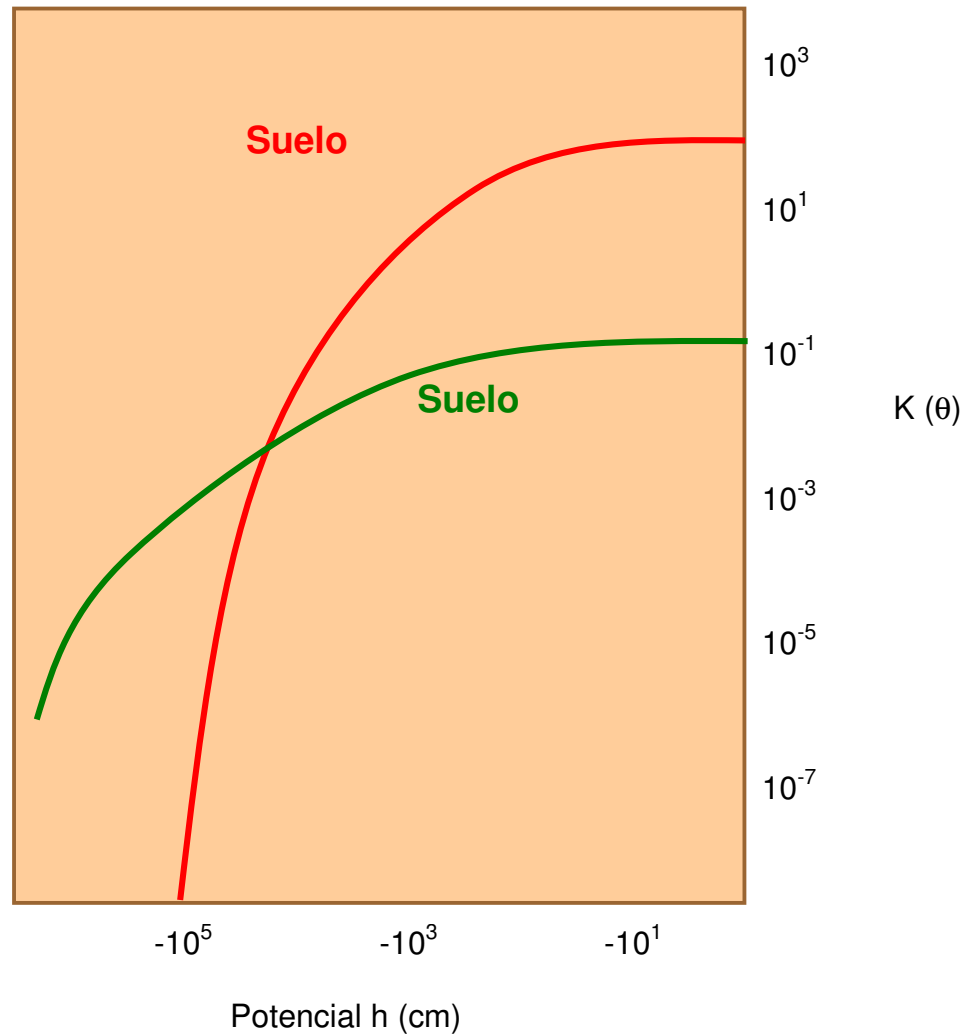
Retención de agua en el suelo

| | | | |
|-------|-------|------|---------------------------|
| 100 g | 40 ml | | Suelo saturado |
| 100 g | 20 ml | Aire | |
| 100 g | 10 | Aire | Punto de marchitamiento |
| 100 g | 8 | Aire | Coefficiente higroscópico |



| | Capacidad de campo (10-30 kPa) | Coef. higroscópico (- 3100 kPa) |
|---------|-----------------------------------|-------------------------------------|
| Arena | 12 | 3 |
| Limo | 30 | 10 |
| Arcilla | 35 | 18 |

Curva tensión - conductividad



Altura capilar

Representa la altura media de la franja capilar del suelo. Se calcula mediante la expresión de Terzaghy (Bear, 1972):

$$h_c = \frac{c}{ed_{10}}$$

h_c altura capilar

c coeficiente de forma que toma valores desde 0,1 hasta 0,45

d_{10} diámetro de grano eficaz, tal que sólo el 10% del material tiene diámetro menor

e índice de poros. Relación entre el volumen de poros y el volumen de sólidos, que viene

dado por la expresión $e = \frac{n}{1-n}$, donde n es la porosidad.

Índice de distribución del tamaño de poros (α)

Este parámetro es de gran importancia para la simulación del flujo, ya que caracteriza el régimen hídrico del suelo. Se obtiene a partir de la curva de retención, aplicando la ecuación de Brooks y Corey:

Absorción radicular

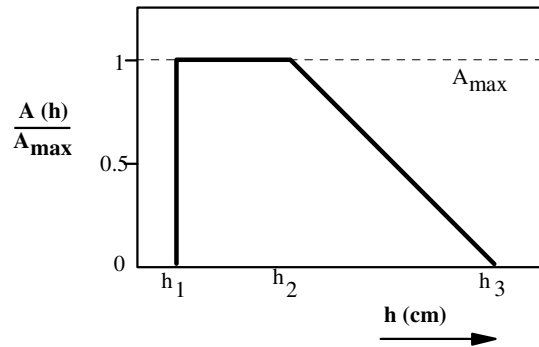
En Alberto (1993) se describe un modelo empírico que se basa, principalmente, en la evolución del crecimiento radicular, la cobertura vegetal del suelo y la densidad radicular. Desde el punto

de vista práctico, los datos necesarios para la aplicación de este modelo son : temperatura media diaria, tiempo de siembra, tiempo de recogida, evapotranspiración media para el periodo de estudio, longitud máxima de las raíces, cobertura vegetal máxima del suelo y densidad radicular máxima del cultivo.

Otros modelos semejante asumen una relación de dependencia lineal entre la absorción y el potencial del agua, mediante la expresión:

$$A(h) = A_{\max} (h - h_3) / (h_2 - h_3) = \alpha(h) A_{\max}$$

donde la máxima absorción depende de la tasa máxima de evapotranspiración y de las características del sistema radicular.



Absorción de agua por las raíces en función del potencial de agua en el suelo (Feddes et al. 1979)

Caracterización microbiológica

Ciertos procesos que afectan al transporte de contaminantes en el medio no saturado, típicamente los que afectan al nitrógeno, pero también otros, dependen de la presencia y abundancia de determinadas bacterias.