

RASPA

Relaciones agua-suelo-planta-atmósfera. Contenidos hídricos referenciales. Medición y estimación de la humedad y la densidad aparente del suelo. Potencial de agua. Curvas de capacidad hídrica. Sensibilidad de las plantas al déficit hídrico. Umbral de riego. Cálculo de lámina e intervalo de riego. Programas operativos de riego.

Contenido

1. El sistema agroproductivo en la fitósfera.	3
1. 1. El subsistema agua-suelo.	3
Agua del suelo	4
Contenido hídrico del suelo.	5
Primera aproximación al cálculo de lámina de riego.	7
Estado energético del agua del suelo. Potencial de agua.	8
Contenidos hídricos referenciales.	10
Curvas de retención hídrica	10
1. 3. El sistema agua-suelo-planta-atmósfera	12
El estrés hídrico.	12
Respuesta de los cultivos a la humedad edáfica disponible.	13
Umbral óptimo de riego o umbral crítico.	14
El suelo: reservorio de la humedad aprovechable total.	15
2. Cálculo de la lámina neta y bruta de reposición.	16
3. Cálculo del intervalo de riego.	17
4. Referencias bibliográficas.	18

LAS RELACIONES AGUA-SUELO-PLANTA-ATMOSFERA: BASE PARA EL ABORDAJE A LA PROBLEMÁTICA DEL RIEGO Y EL DRENAJE.

La temática que se desarrolla en este documento de guía y apoyo didácticos, es de una implicancia decisiva para el manejo de los sistemas agroproductivos e integra conocimientos adquiridos en disciplinas del ciclo básico y otras como Edafología, Climatología y Fisiología, para estar en condiciones de comprender los fenómenos de interés agronómico y forestal que ocurren en el sistema integrado por los subsistemas Agua, Suelo, Planta y Atmósfera, para luego aprender a manejar las variables que intervienen en los procesos de aplicación y eliminación de agua en situaciones de déficit y excesos hídricos, constituyendo las bases del Riego y el Drenaje.

1. El sistema agroproductivo en la fitósfera.

Como se ha visto, las disciplinas Riego y Drenaje tienen un mismo objetivo: regularizar el régimen de humedad del suelo, la primera aplicando agua al suelo cuando ocurre déficit hídrico y la segunda eliminando agua en exceso, ya que los desequilibrios hídricos constituyen una circunstancia espacio-temporal mientras se va cumpliendo el ciclo del agua en el Planeta.

Es fundamental identificar las relaciones que se establecen en la fitósfera, entre el suelo, el agua, las plantas y la atmósfera. Este conocimiento implica medir y estimar las principales variables que participan en los procesos físicos, químicos y biológicos, que interactúan permanentemente en un escenario dinámico y complejo.

Los infinitos escenarios posibles, desde un enfoque sistémico, pueden explicarse con unos pocos casos indicadores. Desde el punto de vista del tamaño y complejidad de los escenarios donde se manifiestan las RASPA, pueden identificarse tres, asociados a niveles de competencia del trabajo de la ingeniería hidrológica, de riego y drenaje.

- Macroescenario. Cuenca hidrográfica.
- Mesoescenario. Distrito de riego. Subcuenca hidrográfica.
- Microescenario. Conjunto de unidades de riego y drenaje de un establecimiento de producción agrícola, agropecuaria o forestal, con sus denominaciones específicas de acuerdo al tipo y localización del emprendimiento. Finca, chacra, vivero, plantación, monte, estancia, campo, quinta, semillero, vidrieras, invernáculos, u otra superficie bajo cubierta, etc.

En los tres escenarios ocurrirán las mismas RASPA, pero las metodologías de estudio y la tecnología de manejo deben adaptarse a los objetivos propuestos, relacionado con el tamaño, el impacto ambiental, la representatividad, la variabilidad, la heterogeneidad, el presupuesto y otros factores políticos, sociales y económicos.

El enfoque dado en este documento es el tratamiento de las RASPA en el escenario menor, a nivel de las unidades de riego y drenaje en los establecimientos agroproductivos.

Se trata de un sistema complejo, dinámico, donde se cumplen la mayoría de los fenómenos físicos, químicos y biológicos que involucran a los elementos que lo componen (agua, suelo, planta y atmósfera), que a su vez, por la complejidad de las relaciones que se establecen entre las variables que caracterizan dichos fenómenos, pueden ser considerados subsistemas.

Para cumplir con los objetivos didácticos cognitivos y actitudinales propuestos en el abordaje de estos contenidos temáticos, se irán considerando primero las relaciones agua-suelo, luego las relaciones agua-suelo-planta y por último las relaciones agua-suelo-planta-atmósfera, para alcanzar la integración temática que permita aplicar la metodología de manejo de las variables que caracterizan el gran sistema, que responden a las preguntas clásicas de la problemática del riego y del drenaje, que son cuánto y cuándo regar y drenar. Cómo hacerlo se desarrollará al estudiar métodos y sistemas de riego y drenaje.

Conceptualmente, la respuesta a cuánto regar la dará la estimación de la lámina de agua que se repone del consumo evapotranspirativo del cultivo, denominada lámina neta de reposición (L_n) y la respuesta a cuándo regar, estará dada por el intervalo entre riegos (I_r), que atiende la periodicidad de entrega de la L_n .

1. 1. El subsistema agua-suelo.

El suelo está integrado por una mezcla porosa de partículas minerales, orgánicas, aire y agua con sustancias en disolución. Las partículas minerales y orgánicas forman la matriz sólida del conjunto, mientras que el aire y la solución salina ocupan, presentando una dinámica espacial y temporal, la porosidad que conforma el arreglo de la fracción sólida.

Entre las propiedades del suelo que determinan su capacidad de retención y movilidad hídrica, las de mayor incidencia son la textura, la estructura y la porosidad, que establecen un conjunto de fuerzas originadas por procesos fisicoquímicos resultantes de las interacciones entre las fracciones sólida y líquida.

La mayor o menor actividad fisicoquímica de las partículas inorgánicas de suelo, caracterizadas por la textura, que puede considerarse una propiedad constante del suelo, dependerá de su constitución mineralógica y de su superficie específica.

La estructura refiere al armazón tridimensional definido por el arreglo entre las partículas primarias arena, limo y arcilla, que a su vez forman partículas compuestas denominadas agregados, separados entre sí por superficies débiles. Entre ambas partículas quedan formados espacios vacíos denominados poros, siendo de mayor diámetro los que se establecen entre los agregados que los originados entre partículas primarias.

El tamaño, la cantidad y la distribución de los poros, están condicionados por la estructura. Como las fuerzas de unión de las partículas primarias son débiles, los agregados pueden destruirse con relativa facilidad por múltiples factores degradativos como las labranzas inadecuadas o excesivas, el impacto de las gotas de lluvia, la pérdida de materia orgánica, la compactación y la sodicidad. Por lo dicho, se interpreta que la estructura es una propiedad del suelo muy variable.

La porosidad total está integrada por el volumen de macroporos, que contribuyen en mayor medida a la aireación y al movimiento del agua del suelo y por el volumen de microporos, donde ocurre mayoritariamente al almacenamiento de la humedad edáfica. El número, tamaño y distribución de los poros depende de la textura y del grado de agregación relacionado con el contenido de materia orgánica, de coloides inorgánicos y con la compactación.

La porosidad total puede calcularse con el siguiente modelo:

$$P (\%) = 100 \left(1 - \frac{\delta_{ap}}{\delta_r} \right) \quad (1)$$

Dónde:

P = porcentaje de porosidad

δ_{ap} = densidad aparente, en g/cm^3

δ_r = densidad real, en g/cm^3 . Tratándose de la densidad de la fracción sólida, puede tomarse el rango $\delta_r=2,5-2,7 \text{ g/cm}^3$ representativo de los suelos minerales.

La porosidad estará ocupada, con una dinámica asociada a los factores que determinan la marcha de los procesos de intercambio de materia entre los componentes del sistema A-S-P-A, por la fase líquida (solución del suelo) y por la fase gaseosa (aire del suelo), que incluye el vapor de agua.

Supóngase que $\delta_{ap} = 1,23 \text{ g/cm}^3$ entonces $P (\%) = 52,7 \%$

Agua del suelo

La humedad total del suelo está contenida en varios lugares, retenida por fuerzas de distinta naturaleza físico-química. Muchas clasificaciones del agua del suelo han sido propuestas, jerarquizando criterios basados en la cantidad, el tipo de unión, la movilidad, la utilidad o aprovechamiento por parte de las plantas.

Briggs (1897), citado por Baver (1959) propuso tres clases de agua del suelo:

- gravitacional (la sumatoria de fuerzas de retención hídrica son menores que la ejercida por la gravedad, por lo que es agua libre que drena, saliendo del espacio poroso). Es disponible para las plantas.
- capilar (agua sostenida por el suelo, localizada alrededor de las partículas formando una película continua y en los espacios capilares, donde prevalecen las fuerzas de tensión superficial) Es disponible para las plantas.
- higroscópica (agua fuertemente retenida por fuerzas de atracción de las partículas coloidales, que pierde su estado líquido, moviéndose solamente en estado gaseoso por gradientes de tensión de vapor. No es disponible para las plantas.

Desde fines del siglo XVIII hasta la actualidad, los físicos de suelo han avanzado con los estudios del agua del suelo, enfatizando sobre todo en dos aspectos:

- a) determinar y estimar el contenido hídrico por unidad de masa y de volumen, aplicable al estudio y manejo del riego y drenaje relacionado con el almacenaje y reposición y evacuación del agua del suelo.
- b) determinar y estimar la energía total y tipo e intensidad de fuerzas de retención de la humedad edáfica, relacionado con la respuesta fisiológica y económica de los cultivos a déficit y excesos hídricos.

Briggs y Shantz (1912) introdujeron el concepto de coeficiente de marchitamiento como la clase de agua si bien capilar, no disponible para la absorción vegetal. Widsøe y Mc Laughlin (1932) propusieron tres clases de agua capilar en función de su movilidad (agua a capacidad capilar máxima o contenida a capilaridad de saturación,

agua a capacidad de capilaridad óptima y agua en el punto de capilaridad lenta, las tres clases disponibles para las plantas.

Bouyoucos (1936), citado por Baver (1959) clasificó el agua del suelo en función de su punto de congelamiento, en cuatro clases:

1. Agua gravitacional, superdisponible para las plantas.
2. Agua libre, que congela a $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, disponible para las plantas.
3. Agua no libre, que no funciona como solvente.
Capilar, que congela a $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$, poco disponible para las plantas.
Combinada, no congela a -78°C , no disponible para las plantas.

Tschapek (1966) propuso una clasificación basada en la localización del agua dentro de los cristales, en la superficie de los cristales y en los poros formados entre cristales y entre sus agregados, luego de tratar extensa y rigurosamente sus propiedades, funciones, estado energético, relaciones con otros procesos y con los seres vivos, entre algunos aspectos físicos, químicos y biológicos. Es una clasificación muy interesante desde lo conceptual:

1. Agua combinada químicamente.
2. Agua combinada físicamente.
3. Agua libre.
Inmóvil prácticamente, ubicada en poros de diámetro menor de 0,2 micrones. Es agua de los contactos entre cristales, pelicular y de hinchazón.
Móvil capilar, localizada en poros de 0,2 a 5,6 micrones de diámetro.
Móvil gravitacional, en poros mayores a 5,6 micras de diámetro.

Contenido hídrico del suelo.

Para fines de riego y drenaje, pragmáticamente se define contenido hídrico W del suelo a la cantidad de agua que es evaporada en estufa a $105\text{ }^{\circ}\text{C}$ de temperatura hasta constancia de peso, interpretando que dicha cantidad de agua es la aprovechable por las plantas en base a la capacidad de absorción de sus sistemas de raíces.

Pudiendo expresarse de tres maneras:

- 1) Como relación de pesos, es decir, el peso de agua presente en una unidad de peso de suelo.
- 2) Como relación de volúmenes, es decir, el volumen de agua presente en una unidad de volumen de suelo.
(Las dos expresiones anteriores pueden combinarse, expresándose los valores en peso sobre volumen o viceversa)
- 3) Como altura o lamina, es decir la altura de agua, generalmente en mm, presente en una determinada altura del horizonte.

1) De tal manera, el contenido hídrico gravimétrico W puede calcularse por la diferencia de la masa de una muestra de suelo húmedo que ha sido secada en estufa, relativa a la masa seca, de acuerdo a la ecuación (2).

$$\boxed{W_g (\%) = ((M_{sh} - M_{ss}) / M_{ss}) 100} \quad (2)$$

Dónde:

W_g = contenido hídrico gravimétrico, en %.
 M_{sh} = masa del suelo húmedo, en g.
 M_{ss} = masa del suelo seco, en g.

Como $M_{sh} - M_{ss} = M_a$ = masa del agua en gramos, evaporada a $105\text{ }^{\circ}\text{C}$, W (%) significan gramos de agua cada 100 g de suelo seco.

Ejemplo: $M_{sh} = 82,4\text{ g}$ y $M_{ss} = 65,5\text{ g}$, entonces $W(\%) = 25,8\%$ que significa que el suelo contiene 25,8 g de agua cada 100 g de suelo. La $M_a = 16,9\text{ g}$

2) Otra forma de expresar el contenido hídrico es mediante una relación volumétrica, que exprese la cantidad de agua en volumen respecto del volumen total de suelo, entonces:

$$W_v (\%) = (V_a / V_t) 100 \quad (3)$$

Dónde:

W_v = contenido hídrico volumétrico, en %.
 V_a = volumen de agua, en cm^3 .

$V_t = 100 \text{ cm}^3$ de suelo.

Se está expresando una cantidad de cm^3 de agua contenida en 100 cm^3 de suelo.

A partir de W_g (%) en masa o gravimétrico, puede calcularse el W_v (%) de dos formas:

- a) La densidad aparente de un suelo es la relación entre el masa del suelo seco y el volumen total que ocupa, entonces:

$$\delta_a = M_{ss}/V_t \quad (4)$$

Dónde:

δ_a = densidad aparente, en g/cm^3

V_t = volumen total, en cm^3

Como $M_{sh} - M_{ss} = M_a$, la ec (2) puede escribirse $W_g(\%) = 100 (M_a/M_{ss})$, entonces

$$M_a = W_p(\%) \cdot M_{ss}/100 \quad (5)$$

$$\text{La ec. (3) puede expresarse como } V_a = W_v(\%) V_t/100 \quad (6)$$

Como $M_a = V_a$ debido a que puede asumirse que la densidad del agua = $1 \text{ g}/\text{cm}^3$, igualando las ec (5) y (6) se obtiene:

$$W_g(\%) \cdot M_{ss} = W_v(\%) \cdot V_t \text{ de donde surge que}$$

$$W_v(\%) = W_g(\%) M_{ss}/V_t, \text{ que reemplazando por (4) origina:}$$

$$W_v(\%) = W_g(\%) \cdot \delta_a \quad (7)$$

Ejemplo: con los valores ya dados de $\delta_a = 1,23 \text{ g}/\text{cm}^3$ y $W_g(\%) = 25,8 \%$, operando (7) queda:

$W_v(\%) = 31,73 \%$ significa que el suelo contiene $31,73 \text{ cm}^3$ de agua cada 100 cm^3 de suelo.

- b) Dados $\delta_a = 1,23 \text{ g}/\text{cm}^3$ y $W_g(\%) = 25,8 \%$, primero se opera la equivalencia $25,8 \text{ g}$ de agua = $25,8 \text{ cm}^3$ de agua, debido a que la densidad del agua = $1 \text{ g}/\text{cm}^3$.

Luego se opera la equivalencia 100 g de suelo = $81,3 \text{ cm}^3$ de suelo, de acuerdo a la densidad aparente. Hasta aquí se tiene la siguiente relación: $25,8 \text{ cm}^3$ de agua contenidos en $81,3 \text{ cm}^3$ de suelo, por lo que, para alcanzar la relación volumétrica y porcentual deseada, se opera:

$$\begin{array}{l} 25,8 \text{ cm}^3 \text{ de agua} \text{-----} 81,3 \text{ cm}^3 \text{ de suelo} \\ x \text{ cm}^3 \text{ de agua} \text{-----} 100 \text{ cm}^3 \text{ de suelo} \end{array}$$

Quedando $31,73 \text{ cm}^3$ de agua en 100 cm^3 de suelo, o sea $W_v(\%) = 31,73$

3) Una tercera forma de expresar un contenido hídrico como una relación volumétrica y porcentual, es utilizando el concepto de lámina, profundidad o altura de agua, ya que la mayoría de los fenómenos hidrológicos utilizan la dimensión lineal (mm) para expresar cantidades de agua, por ejemplo la precipitación, la evaporación, la evapotranspiración, la infiltración, el escurrimiento, etc.

Una lámina es el cociente entre un volumen y una superficie, cuyo resultado es una longitud que representa una altura o una profundidad.

Si se divide en la ec. (3) el numerador y el denominador por una superficie unitaria (cm^2), no se alteran las magnitudes y queda:

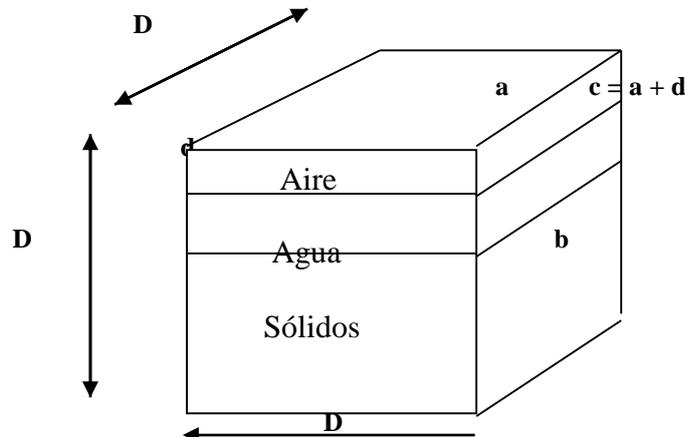
$$\begin{aligned} W_v(\%) &= \text{cm de agua} / 100 \text{ cm de suelo} = \text{mm de agua} / 10 \text{ cm de suelo} = \\ &= \text{mm de agua} / \text{dm de suelo} \end{aligned}$$

Se mantiene entonces una relación porcentual y volumétrica, que significa que en un espesor o profundidad de 1 dm de suelo estará contenida una lámina, altura o profundidad de $x \text{ mm}$ de agua.

Siguiendo con nuestro ejemplo, $W_v(\%) = 31,73$ significa, que el suelo contiene una lámina de agua de $31,73 \text{ mm}$ cada dm de espesor o profundidad de suelo. En realidad, las dimensiones de la lámina de agua pueden ser las mismas de la profundidad de suelo.

**Resumen de las relaciones numéricas y dimensionales presentadas.
Primera aproximación al cálculo de lámina de riego.**

En la Figura se muestra la distribución relativa de las tres fases que componen el suelo. (es un cubo)



δ = densidad del agua = 1 g/cm³
 δ_r = densidad real = 2,65 g/cm³
 δ_a = densidad aparente, en g/cm³

- a) Humedad del suelo gravimétrica o Contenido hídrico en peso W (%)

$$W (\%) = \text{masa de agua} / \text{masa de suelo seco} = D^2 \cdot d \cdot \delta / D^2 \cdot b \cdot \delta_r =$$

$$W (\%) = d \cdot \delta \cdot 100 / b \cdot \delta_r \quad (5.1)$$

- b) Humedad del suelo volumétrica o contenido hídrico en volumen Wv(%)

$$Wv (\%) = \text{volumen de agua} / \text{volumen bruto} = D^2 \cdot d \cdot 100 / D^3 =$$

$$Wv (\%) = d \cdot 100 / D \quad (5.2)$$

- c) Lámina de agua = volumen de agua / superficie = D² · d / D² =

$$\text{Lám} = d \quad (5.3)$$

- d) Densidad aparente = δ_a = masa de suelo seco/volumen bruto = D² · b · δ_r / D³ =

$$\delta_a = b \cdot \delta_r / D \quad (5.4)$$

- e) Porosidad del suelo (%) = volumen total de poros/volumen bruto = 100 D² · c / D³ =

$$P (\%) = 100 c / D \quad (5.5)$$

- f) Humedad gravimétrica a saturación Ws (%)

$$Ws (\%) = \text{masa de agua a saturación} / \text{masa de suelo seco} = D^2 \cdot c \cdot \delta / D^2 \cdot b \cdot \delta_r =$$

$$Ws (\%) = c \cdot \delta / b \cdot \delta_r \quad (5.6)$$

Despejando d de las ec. 5.1 y 5.2, quedan:

$$d = W \cdot b \cdot \delta_r / 100 \delta \quad (5.7)$$

$$\text{y} \\ d = Wv \cdot D / 100 \quad (5.8)$$

Igualando las ec. (5.7) y (5.8) y despejando Wv, resulta:

$$Wv (\%) = 100 W \cdot b \cdot \delta_r / 100 \delta \cdot D \quad \text{donde } \delta_a = b \cdot \delta_r / D, \text{ por lo que}$$

$$W_v (\%) = W \cdot \delta_a / \delta \quad (5.9)$$

Sustituyendo (5.9) en (5.8) se construye la ecuación (5.10) que permite calcular la lámina de agua cuando la humedad del suelo está expresada en peso:

$$d = W \cdot \delta_a \cdot D / 100 \delta \quad (5.10)$$

En la práctica, como para el agua se toma $\delta = 1 \text{ g/cm}^3$, la ec. para calcular láminas queda:

$$d = W \cdot \delta_a \cdot D / 100 \quad (5.11)$$

donde la dimensión de la lámina d estará dada por la dimensión de la profundidad de suelo D, expresada en mm, cm o m, de acuerdo a conveniencia.

Ejemplo: Un contenido hídrico gravimétrico de 25,8 % de un suelo con $\delta_a = 1,23 \text{ g/cm}^3$ referido a un espesor de perfil del suelo, tendrá las siguientes láminas equivalentes:

D	d
40 cm	12,69 cm
4 dm	1,269 dm
0,4 m	0,1269 m
100 cm	31,734 cm
100 mm	31,734 mm
1 dm	0,31734 dm

Estado energético del agua del suelo. Potencial de agua.

En las RASPA que ocurren en la fitósfera, de interés para el Riego y Drenaje, la dinámica del agua se manifiesta en un sistema continuo. El flujo se manifiesta desde una posible zona saturada de humedad en el suelo cercano a superficie, debido a ascensos del acuífero freático o condiciones de anegamiento e inundación, pasando por la zona insaturada del suelo, los pelos absorbentes de las raicillas, los tejidos epidérmicos y xilemáticos de la raíz, tallo y hojas, hasta la cámara subestomática y luego la atmósfera, por lo que es necesario unificar conceptos y terminología para abordar aspectos de energía libre y de potenciales energéticos de distinta naturaleza.

La energía libre es la capacidad de realizar trabajo en condiciones isotérmicas y constancia de presión. La energía libre total o absoluta de una unidad de masa de agua del suelo se mide en relación a una base arbitraria de valor cero, que es el agua libre. Lo medible es una diferencia o variación de energía libre ΔF , considerada positiva cuando puede concretar trabajo hasta llegar al nivel de base y negativa cuando requiere la inversión de trabajo para llegar al nivel base.

Como en suelos normales, bien drenados, el agua libre gravitacional se presenta en períodos cortos, ΔF será siempre negativo. Su magnitud expresa la fuerza requerida para extraer agua del suelo.

El potencial de agua del suelo, energía libre equivalente o potencial hídrico total (ψ), aumenta cuando su valor se vuelve más negativo, mientras que el $\psi_{\text{máx}} = 0$, que corresponde al agua pura y libre. La cantidad de ψ para generar un determinado trabajo o su negativo, el trabajo para quitarle agua al suelo, es una función de la cantidad de agua residual.

Hillel (1971) precisa que la Asociación Internacional de la Ciencia del Suelo definió el ψ como la cantidad de trabajo que debe ser efectuado por unidad de masa de agua, con el objeto de transportar, reversible e isotérmicamente, una cantidad infinitesimal de agua desde un reservorio de agua pura, situado en una elevación específica y bajo presión atmosférica, hasta el agua del suelo.

Los componentes principales del ψ son:

$$\Psi = \Psi_g + \Psi_m + \Psi_o + \Psi_p \quad (8) \quad \text{donde}$$

ψ = potencial hídrico total.

Ψ_g = potencial gravitacional. Su valor puede ser positivo, negativo o cero según la localización del plano de comparación.

Ψ_m = potencial capilar, matriz o mátrico, con valores que varían entre $\psi_m = 0$ en suelo saturado y negativos en suelos no saturados.

Ψ_o = potencial osmótico, sus valores varían entre cero y negativos.

Ψ_p = potencial de presión, que considera la variación de presión externa respecto al nivel de referencia.

Las dimensiones de los potenciales son las relativas a energía (julios/kg, ergios/g), pero más comúnmente se usan sus equivalentes en presión-tensión-succión. Para ello, vale la siguiente igualdad:

$$1 \text{ atm} = 1,013 \text{ bares} = 101,3 \text{ julios/kg} = 1013000 \text{ ergios/g}, 1013000 \text{ dinas/cm}^2 = \\ = 1.033 \text{ cm de agua} = 10,33 \text{ mca} = 100 \text{ cbar} = 1 \text{ kiloPascal (kPa)} = 760 \text{ mm de Hg}$$

El agua en el suelo está retenida por tres tipos de fuerzas, adhesión, cohesión y adsorción iónica. Las fuerzas de adhesión forman una película de moléculas en la superficie de las partículas y las fuerzas de cohesión (unión agua-agua) agregan más moléculas a la capa molecular existente. Las fuerzas de los contraiones adsorbidos por la carga eléctrica superficial, inducen una presión osmótica en las moléculas de agua cercanas a la superficie de los sólidos.

La suma de las fuerzas de adhesión y cohesión genera la presión capilar, que más rigurosamente, por su valor siempre negativo, se denomina tensión o succión capilar.

La sumatoria de las tres fuerzas (adhesión, cohesión e iónica) generan la tensión o succión de humedad en el suelo, que como depende de la matriz del suelo y no del soluto (salvo en suelos salinos), se llama tensión o succión matriz ó mátrica de humedad del suelo.

La tensión capilar o succión matriz se mide a través de la altura a que ascendería el agua en un tubo vertical de diámetro capilar, en equilibrio con el peso del agua. Está dada por la siguiente ecuación:

$$h = 4 T / d \cdot \delta \cdot g \quad (9) \quad \text{donde}$$

h = altura del agua, en cm.

T = tensión superficial del agua, 73 dinas/cm a 20 °C

d = diámetro del tubo, en cm.

δ = densidad del agua, en g/cm³.

g = aceleración de la gravedad = 981 cm/s²

La succión matriz es una función del contenido hídrico y la representación gráfica de esta relación, origina las curvas características de humedad del suelo, también denominadas curvas de retención hídrica, que explican la correspondencia entre la cantidad de agua que contiene un suelo y su estado energético. Para el rango de humedades de mayor incidencia en la respuesta fisiológica y económica de los cultivos, en riego y drenaje, se considera que están retenidas entre $\psi_m = 0$ y $\psi_m = -15$ bares.

El aumento logarítmico del ψ_m con la disminución aritmética del W es común para la mayoría de los suelos, aunque para algunos el cambio es gradual mientras que para otros presenta inflexiones.

Los suelos arenosos presentan poros grandes, que se vacían sin requerir esfuerzos considerables, quedando el agua residual retenida en la superficie de las partículas formando una película adherida, que para ser removida requiere mayor trabajo y este cambio abrupto de la succión provoca una inflexión en la curva característica. Los suelos francos y arcillosos tienen curvas de retención hídrica más suaves, sin inflexiones, graduales. Este comportamiento lo explicó Zylstra (1969) dependiente de dos factores: a) la distribución del tamaño de los poros y b) los efectos osmóticos de la doble capa difusa coloidal. En las texturas más finas, la variación del tamaño de los poros y la superficie específica coloidal son mucho más importantes que en las texturas gruesas.

Pero existen otros factores que determinan la relación $\psi_m - W$, además de la textura, como la densidad aparente, la temperatura y presión, la estructura y los factores que establecen los fenómenos de histéresis, que determinan que para un mismo suelo, existan dos curvas de retención hídrica, una cuando el suelo se humedece y otro cuando se seca. Para un mismo W , el ψ_m es mayor cuando dicho W ocurre durante el proceso de desorción que cuando el suelo se está humedeciendo (Figura 1). Como correlato, para una misma tensión mátrica, un suelo retiene mayor cantidad de agua si se está secando que si se está mojando.

El principio más generalizado que propone una explicación al fenómeno de histéresis, es el denominado "cuello de botella", que se basa en la incidencia de la interconexión existente entre poros de distinto diámetro, donde los mayores están unidos mediante poros más pequeños y de la curvatura de la interfase agua-aire en condiciones insaturadas.

Por último, además de la histéresis, es probable que en suelos arcillosos con alta proporción de minerales expandibles, las contracciones e hinchazones provocadas por los fenómenos de absorción-desorción pueden generar cambios en la porosidad y tamaño de poros, difícilmente reversibles, que provocarían una desviación de las curvas características de retención hídricas, efecto sinergizado por una proporción significativa de materia orgánica.

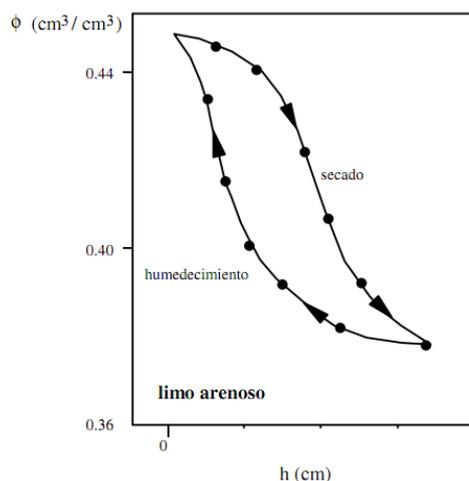


Figura 1. Efecto de histéresis

Contenidos hídricos referenciales.

En la literatura técnica es frecuente encontrar que algunos contenidos hídricos reconocidos como puntos de equilibrio, sean considerados constantes de humedad del suelo, aunque en realidad no sean constantes, tal como lo comprueba la evidencia de los datos de campo obtenidos bajo distintos manejos agronómicos, debido principalmente a alteraciones en las propiedades de los suelos a causa de dicho manejo, sobre todo en la densidad aparente, que refleja cambios en la porosidad.

De todos modos, para caracterizar las relaciones agua-suelo y utilizar la información para programar, operar y evaluar sistemas de riego, se considera que durante un ciclo de cultivo, dichos contenidos hídricos no varían significativamente.

Esos puntos de equilibrio de la relación agua-suelo, que se toman como contenidos hídricos referenciales son:

- a) Contenido hídrico a saturación W_s : representa la máxima capacidad de almacenamiento de agua de un suelo, cuando ésta ocupa la totalidad del espacio poroso. Aunque la disponibilidad de agua para las plantas es máxima, debido a su carácter efímero, no es tenida en cuenta para programar y operar riegos, siendo fundamental para el estudio, proyecto, operación y evaluación del drenaje. Se corresponde con un $\Psi_m = 0$ y un Ψ total que es función de la Ψ_o , dada por la salinidad de la solución del suelo.
- b) Contenido hídrico a capacidad de campo W_c : representa la máxima capacidad de retención de agua en condiciones de libre drenabilidad. Convencionalmente se asocia con un $\Psi_m = -0,3 \text{ bar} = -0,3 \text{ atm} = -30 \text{ kPa}$, aunque han sido medidos $\Psi_m = -0,1 \text{ bar}$ para suelos arenosos y $\Psi_m = -0,5 \text{ bar}$ para suelos arcillosos. En rigor, no se trata de un punto sino de un rango de humedades retenido a sus correspondientes tensiones matriciales. El Ψ total del agua del suelo a la W_c estará dado por la sumatoria de $\Psi_m + \Psi_o$.
- c) Contenido hídrico a marchitez permanente W_m : representa el límite inferior para que las plantas puedan extraer agua del suelo. Se considera que esta situación ocurre cuando $\Psi_m = -15 \text{ bar} = 1.500 \text{ kPa}$, aunque como en el caso de W_c , no se trata de un punto y menos que todas las plantas tengan la misma restricción sobre el esfuerzo de retención de -15 bar , ya que se reconocen muchas especies que pueden extraer agua a tensiones mayores. De todos modos, debido a la necesidad de la ingeniería de riego de establecer un rango de humedad disponible para las plantas, este surge de la diferencia entre W_c y W_m , definidos como los contenidos hídricos que los suelos son capaces de retener con succiones matrices de $-0,3$ y -15 bares, respectivamente. El Ψ total del agua del suelo a la W_m , estará dado por la sumatoria de $\Psi_m + \Psi_o$.

Curvas de retención hídrica

Este tipo de gráficas permiten caracterizar la dependencia entre el contenido hídrico del suelo y la tensión matricial a la que el agua está retenida.

En la Figura 2 se presentan curvas características correspondientes a suelos de texturas finas, medias y gruesas, a modo de generalización. Puede observarse que la curva del suelo arenoso muestra una marcada inflexión, mientras que en los suelos arcillosos, el incremento del Ψ_m en función de la disminución del W es gradual.

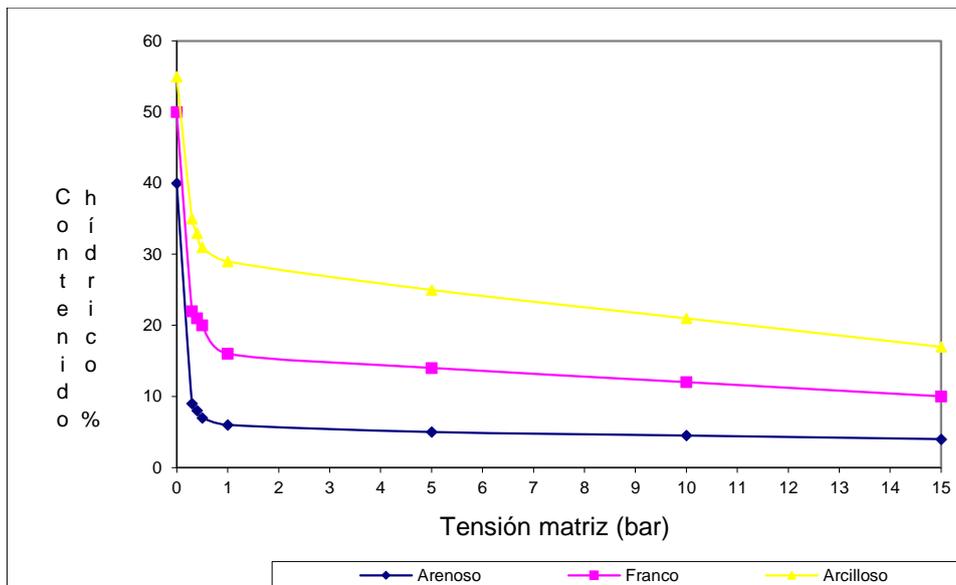


Figura 2. Curvas de humedad del suelo.

Tomando una curva característica tipo (Figura 3), se puede observar que la diferencia $W_s - W_c$ = cantidad de agua en exceso, la cual debe eliminarse, correspondiendo al campo del Drenaje agrícola, mientras que la diferencia $W_c - W_m$ = cantidad de agua útil. Sin embargo, el rango de humedad fácilmente aprovechable por las plantas, surge de la diferencia entre $W_c - W_{ur}$, siendo este contenido hídrico un punto considerado umbral, debajo del cual la respuesta de las plantas no es óptima.

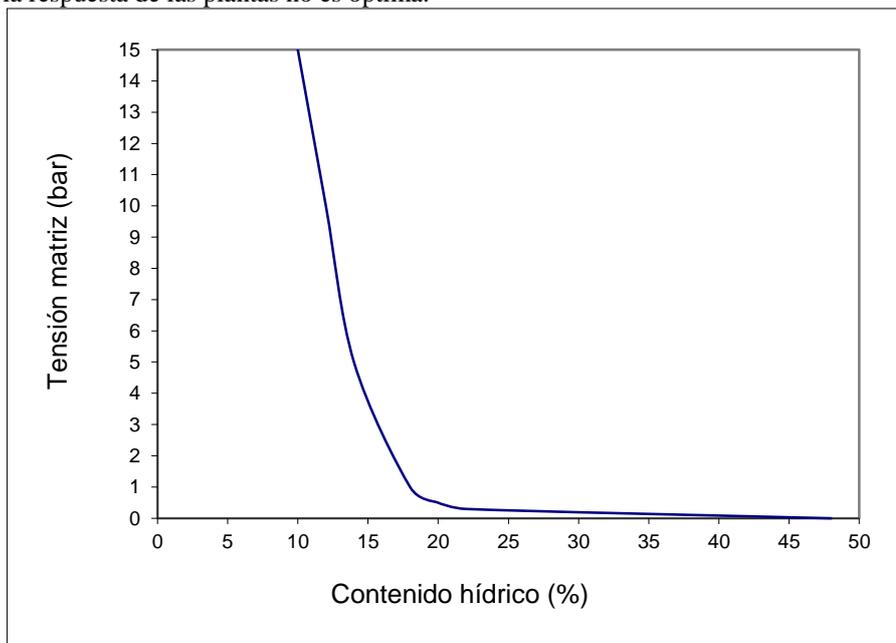


Figura 3. Curva de retención hídrica

El umbral de riego U_r o umbral crítico U_c , es un criterio de manejo del riego, con bases fisiológicas y económicas que se relaciona con la sensibilidad de los vegetales al déficit hídrico. Varía con la especie vegetal y con las etapas fenológicas y es independiente del tipo de suelo. Puede expresarse en términos de contenido hídrico W_{ur} , en términos de Ψ_{mur} y en porcentaje U_r (%), con rango entre 0 y 100 %, para establecer una fracción de la diferencia $W_c - W_m$. Esta última es la forma más generalizada de utilización del $U_c = U_r$.

Resumiendo:

$W_c - W_m$ = HAT = Humedad aprovechable total = Agua útil

$W_c - W_{ur}$ = HAC = Humedad aprovechable de fácil consumo. Es la cantidad de agua que optimiza el rendimiento fisiológico de los cultivos y por lo tanto en la cantidad de agua que debería reponerse con el riego.

$W_{ur} - W_m$ = HAR = Humedad aprovechable residual. Es la fracción de la HAT que queda en el suelo.

$$HAT = HAC + HAR$$

En la Tabla 3 se presentan valores medios orientativos de W_c , W_m y Δ_{ap} relativos a seis clases texturales. Entre paréntesis figuran los intervalos más frecuentes.

Tabla 3. Contenidos hídricos referenciales, densidad aparente y capacidad de almacenaje de humedad aprovechable de los suelos.

TEXTURA	W_s	W_c	W_m	Δ_{ap}	HAT	HAT
	% en peso	% en peso	% en peso	g/cm^3	% en peso	% volum
Arenoso	38 (32-42)	9 (6-12)	4 (2-6)	1,6 (1,5-1,7)	5	8
Francoarenoso	43 (40-47)	14 (10-18)	6 (4-8)	1,5 (1,4-1,6)	8	12
Franco	47 (43-49)	22 (18-26)	10 (8-12)	1,4 (1,35-1,5)	12	17
Francoarcilloso	49 (47-51)	27 (23-31)	13 (11-15)	1,35 (1,3-1,4)	14	19
Arcilloarenoso	51 (49-53)	31 (27-35)	15 (13-17)	1,3 (1,2-1,4)	16	21
Arcilloso	54 (51-56)	36 (31-40)	17 (15-19)	1,2 (1,1-1,3)	19	23

1. 3. El sistema agua-suelo-planta-atmósfera

El flujo continuo de agua entre el suelo y la atmósfera se manifiesta primero en estado líquido por las distintas estructuras celulares y tisulares de la raíz, tallo y hojas. En los espacios intercelulares del mesófilo foliar se produce la evaporación a expensas de energía calórica disponible y en equilibrio con el medio externo, para finalmente pasar las barreras que ofrecen la mayor resistencia, los estomas, ya a favor del gradiente de presión de vapor creado entre el aire y la interfase agua-aire celular, producido principalmente por la radiación solar directa y difusa, que genera el poder evaporante de la atmósfera, motor del flujo.

Los gradientes de Ψ_h son diferentes en el continuo hídrico, siendo muy grande en el estado gaseoso. Si bien con un sentido práctico se establece que el agua útil del suelo aprovechable por las plantas es la diferencia entre W_c y W_m , realmente la disponibilidad de agua depende de la capacidad de absorción del sistema de raíces y de la facilidad con que el agua pueda moverse, tanto en el suelo como en la planta, venciendo las distintas resistencias que se oponen al flujo.

La velocidad del movimiento de agua hacia las raíces es una función del Ψ total de agua del suelo y de la conductividad hidráulica K , a su vez función del contenido hídrico y de las propiedades del medio poroso y del agua.

La morfología, estructura, patrón de distribución, profundidad, densidad y dinámica de crecimiento y reposición de las raíces, condicionan la absorción de agua para un mismo estado energético disponible. Muchos trabajos demuestran la selectividad de la absorción debida a la actividad de tramos del sistema radical dentro del perfil del suelo con distintos Ψ , o la disminución de la marchitez frente a incrementos en la densidad y/o profundidad de raíces. Ciertas especies e incluso variedades presentan un comportamiento distinto de la absorción para un mismo suelo y condición hídrica, explicados por razones anatómicas o de dinámica de raíces, que permiten equilibrar más rápido o en condiciones energéticas más favorables, el retardo de la absorción respecto de la transpiración.

El estrés hídrico.

La respuesta orgánica de las plantas al conjunto de alteraciones metabólicas determinadas por agentes de variada naturaleza, intensidad, duración, época de ocurrencia, como temperaturas anormales, condiciones físicas y químicas del suelo desfavorables, déficit hídrico, patógenos, se denomina estrés.

A largo plazo, el déficit hídrico reduce el crecimiento y la producción de los cultivos más que otras causas de estrés, debido fundamentalmente al retraso de la absorción respecto de la transpiración, situación controlada más por los factores internos de la planta (estructura y superficie externa, extensión, dinámica y eficiencia de las raíces, resistencias al flujo por distintas barreras, estomas, cutina, etc.) que por los factores externos (humedad, temperatura, viento, Ψ agua del suelo). En términos generales, es más importante el balance interno del agua en la planta que fuera de ella en la relación absorción-transpiración.

Es muy clara la causa del déficit hídrico, pero la forma en que se desarrolla es más complejo, afectando negativamente el conjunto de funciones fisiológicas como la fotosíntesis, la respiración y otras reacciones metabólicas, que pueden alterar la anatomía vegetal, influir sobre el crecimiento, la reproducción, la formación de frutos y semillas y las alteraciones en la nutrición mineral.

Agronómicamente, el conjunto de alteraciones determinadas por el estrés hídrico establece el efecto de mayor relevancia que es la respuesta en la producción de calidad y cantidad de cosecha.

Los avances en los estudios fisiológicos del estrés hídrico permiten identificar procesos biofísicos y bioquímicos, pero dada la dinámica del estado hídrico de la planta, con las influencias microambientales y edáficas

y la regulación fisiológica compleja de la misma planta, hacen que los efectos de la falta de agua no sean experimentalmente cuantificables con facilidad.

Los efectos más visibles del estrés hídrico son la disminución del tamaño de las plantas, del IAF y de los rendimientos cuantitativos. Otros efectos son las alteraciones en la composición química de los productos y en las características cualitativas del rendimiento.

Los principales efectos del déficit hídrico se reconocen en el crecimiento y desarrollo, en la fotosíntesis, en la respiración, en la translocación de fotosintatos, en la fijación simbiótica del nitrógeno, en la absorción y transferencia iónica y en la actividad enzimática.

Respuesta de los cultivos a la humedad edáfica disponible.

Integrando los aspectos temáticos que se han desarrollado hasta aquí, surgen dos criterios que se complementan para abordar la caracterización de la respuesta de los cultivos al agua disponible en el suelo:

- La producción vegetal depende fuertemente de la relación fotosíntesis-transpiración, condicionada por el balance hídrico que regula la planta, en un flujo continuo desde el suelo a la atmósfera.
- El riego y el drenaje proponen regularizar el régimen de humedad del suelo, con los objetivos de disminuir el riesgo de pérdida parcial o total de cosecha y estabilizar los rendimientos fisiológicos y económicos en altos niveles, relacionados con la disponibilidad de humedad en el rango óptimo, tratando de maximizar el beneficio neto de la actividad agroproductiva.

Además de adecuada disponibilidad hídrica, para alcanzar los rendimientos óptimos e incluso los máximos potenciales genéticos, deben satisfacerse otros requerimientos de los cultivos (térmicos, nutricionales, de protección de enfermedades y plagas, etc.) Por lo tanto, generalmente se vincula la respuesta a la humedad del suelo con los niveles de fertilización, ya que ambos factores de producción, agua y macronutrientes, tienen la mayor incidencia en la respuesta.

Una herramienta poderosa para caracterizar la respuesta de los cultivos es la obtención de información experimental de campo de niveles de producción asociados con niveles de humedad y fertilización en las distintas etapas fenológicas, generando funciones de producción o de respuesta en la forma de modelos matemáticos sencillos. Con esta información pueden tomarse decisiones técnicas para la programación optimizada del manejo del riego y para evaluar económicamente el proyecto. (Génova y Palacios, 1985).

Taylor (1972), citado por Grassi (1990), elaboró principios generales sobre la producción de los cultivos bajo riego:

- Todos los cultivos son más sensibles al ψ_w que a la concentración de agua en la zona radical.
- Ningún cultivo necesita riego cuando el agua del suelo es adecuada para satisfacer las necesidades de evapotranspiración, que a su vez son controladas por condiciones atmosféricas.
- Todos los cultivos son más sensibles al ψ_w reducido (alta succión) en algún período de crecimiento que en otros.

Así también Taylor (1972) fue uno de los pioneros en analizar la respuesta de los cultivos a diferentes condiciones de humedad del suelo, clasificándolos de la siguiente manera:

- Cultivos de producción vegetativa. (verduras de hoja, forrajeras como la alfalfa, algunos cultivos industriales como la menta). La mayor producción en calidad y cantidad se obtiene con altos ψ_m del agua del suelo.
- Cultivos de producción de frutos. Los frutales correlacionan alta producción con alto ψ_m , siendo especialmente sensibles a bajos niveles hídricos durante el período de cuaje y crecimiento de los frutos. Después de la cosecha, deben existir las condiciones favorables de humedad que aseguren el crecimiento del siguiente año.
- Cultivos de producción de raíz y de tubérculos. Remolacha, zanahoria, papa. Responden en forma similar a los anteriores, siendo su etapa crítica el inicio de la etapa de acumulación de reservas.
- Cultivos de producción de granos. Los cereales de grano fino responden al ψ_m durante la etapa de crecimiento vegetativo, siendo su período crítico el comienzo de la espigazón.
- Cultivos de producción de semilla. Buena disponibilidad hídrica durante el período de crecimiento asegura buenas respuestas, pero a partir del cuaje, durante el período de maduración, es conveniente reducir el ψ_w para limitar el crecimiento.

Doorembos y Kassan (1986) realizaron una recopilación de las respuestas de 26 de los principales cultivos a nivel mundial, dando una información general sobre los requerimientos hídricos, la relación entre suministro de agua y rendimientos, la relación entre el decremento relativo del rendimiento con el déficit de evapotranspiración relativa, la absorción de agua por las raíces, el programa de riego, los métodos de riego y la asociación de calidad y rendimiento. En realidad, los autores propusieron una metodología para cuantificar la respuesta de los cultivos al agua, en base al siguiente modelo:

$$(1 - Y_a/Y_m) = k_y (1 - E_t / E_{tm}) \quad (25) \quad \text{donde}$$

Y_a = rendimiento real cosechado, en kg/ha.
 Y_m = rendimiento máximo cosechado, en kg/ha.
 k_y = factor de respuesta de rendimiento
 E_a = evapotranspiración real del cultivo, en mm/día
 E_m = evapotranspiración máxima del cultivo, en mm/día

El modelo tiene aplicación en la planificación, diseño y operación de programas de riego, ya que fue construido en base a que el déficit hídrico y los resultados del estrés hídrico sobre la planta, tienen un efecto sobre la E_a y sobre el rendimiento, pudiendo ser cuantificado mediante la relación E_a/E_m . Cuando el requerimiento hídrico del cultivo se satisface con el suministro de humedad disponible, $E_a = E_m$, mientras que si es insuficiente, $E_a < E_m$.

Por otro lado, el déficit hídrico puede alcanzar un punto donde el crecimiento y el rendimiento son afectados, dependiendo de la especie vegetal y del período del ciclo en que ocurra. Esta pérdida de rendimiento se puede evaluar mediante la evapotranspiración relativa E_a/E_m en la medida que pueda determinarse la relación Y_a/Y_m bajo diferentes regímenes de suministro de agua. Si no existen restricciones económicas ni limitaciones ambientales, cuando se satisfacen los requerimientos hídricos del cultivo, se cumple que $Y_a = Y_m$, de lo contrario, $Y_a < Y_m$. Por último, los valores del coeficiente o factor de respuesta de rendimiento de cada cultivo, surgen de la recopilación de información de investigaciones que ofrece la bibliografía y son dados por Doorembos y Kassam (1986).

Umbral óptimo de riego o umbral crítico.

Para programar riegos, es necesario identificar el nivel más bajo de contenido hídrico, antes de regar, que aún permite satisfacer la E_m . Dicho nivel se denomina umbral óptimo de riego U_r o umbral crítico U_c . Se trata del límite inferior de humedad disponible, debajo del cual, la respuesta productiva del cultivo se aleja de la óptima, el rendimiento disminuirá respecto del máximo.

Como se observa en la curva de retención hídrica de la Figura 21, el U_r constituye un punto coordinado de la misma, tanto un contenido hídrico umbral de riego W_{ur} como un potencial, tensión o succión matriz umbral de riego ψ_{ur} . Pero también puede expresarse como un porcentaje de la humedad disponible total, p ($W_c - W_m$), con un rango de variación entre 0 y 100% y si se expresa como fracción del agua útil, el rango es $0 < p < 1$, donde $p = U_r$.

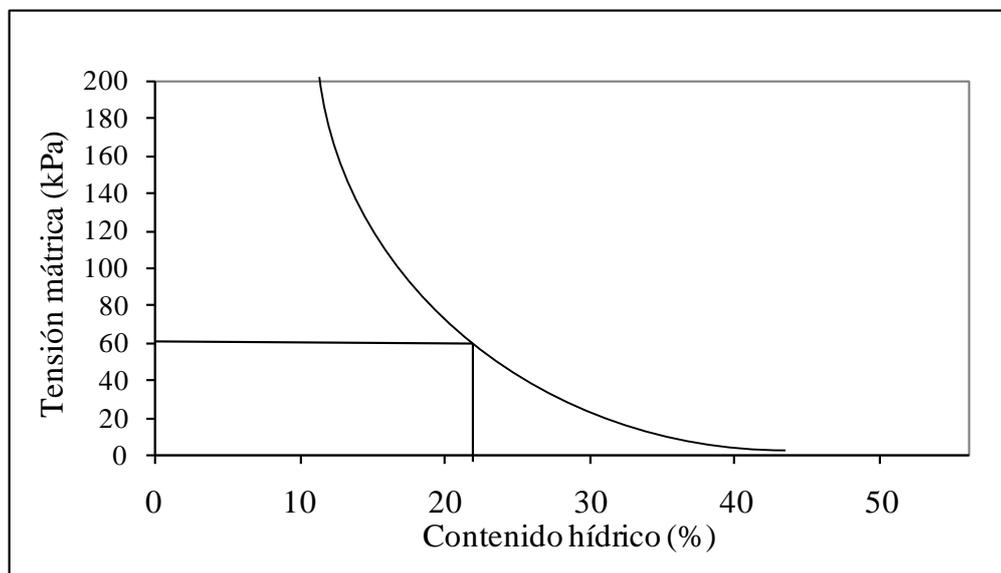


Figura 21 Umbral óptimo de riego: punto coordinado de una curva de retención hídrica.

Se establece que $HAT = HAC + HAR$ (25) donde
 HAT = humedad aprovechable total, en % gravimétrico o volumétrico.
 HAC = humedad aprovechable consumida, en % gravimétrico o volumétrico.
 HAR = humedad aprovechable residual, en % gravimétrico o volumétrico.

Cumplíndose que $HAC = W_c - W_{ur}$ (26) y $HAR = W_{ur} - W_m$ (27)

También HAC puede expresarse como una lámina de reposición de agua y HAR como una lámina de agua remanente en el suelo, ambas en mm, cm o m.

La fracción umbral está dada por la HAC, que constituye la cantidad de agua que se deja consumir por la planta antes de aplicar otro riego, para satisfacer la E_{tm} y por lo tanto que se cumplan tanto $E_a = E_{tm}$ como $Y_a = Y_m$

Si el suelo tiene una humedad W_m , el $U_r = 1$, mientras que si el suelo está a W_c , el $U_r = 0$. En el primer caso habría que reponer toda el agua útil, totalmente consumida, hipotéticamente se habría alcanzado W_m , la HAC = HAT. Cuando el suelo tiene una humedad actual coincidente con W_c , no requiere riego, el límite inferior de humedad es nulo.

El suelo: reservorio de la humedad aprovechable total.

La capacidad máxima de almacenamiento de humedad aprovechable que posee un suelo, estará dado por los contenidos hídricos referenciales W_c y W_m , por la δ_{ap} , para una determinada profundidad o espesor del perfil del suelo.

Expresado en términos de lámina de agua, dicha capacidad se calcula con la ec. 29

$$dt = \sum^n \delta_{ap_n} \cdot D_n \cdot (W_{c_n} - W_{m_n}) / 100 \quad (29) \quad \text{donde}$$

dt = lámina total de agua disponible, en la dimensión de D_n (m, cm o mm)
 W_{c_n} = % W_a a capacidad de campo del horizonte, capa o estrato n del suelo.
 W_{m_n} = % W_a a marchitez permanente del horizonte o estrato n del suelo.
 δ_{ap_n} = densidad aparente del horizonte o estrato n , en g/cm^3
 D_n = espesor del horizonte o estrato n , en m, cm ó mm.

Como dt es la expresión lineal de la humedad aprovechable total HAT, dn es la lámina representativa de la HAC, que más adelante será la lámina neta de reposición y dr la lámina representativa de la HAR. Conocidos dt y p , puede calcularse la lámina consumida: $dn = p \cdot dt$ y la lámina residual: $dr = (1 - p) \cdot dt$.

La profundidad total del suelo es una función de la profundidad y actividad del sistema de raíces del cultivo, dependiente de su genética, que establece su anatomía y fisiología especializadas en la absorción, del tipo de suelo, del régimen de humedad y de otros factores.

El patrón de distribución de las raíces primarias, secundarias y terciarias hasta los pelos absorbentes, es en general triangular. Israelsen y Hansen (1962) dieron un esquema que representa la relación entre la distribución de las raíces y la absorción de agua del suelo, representado por el esquema de la Figura 24:

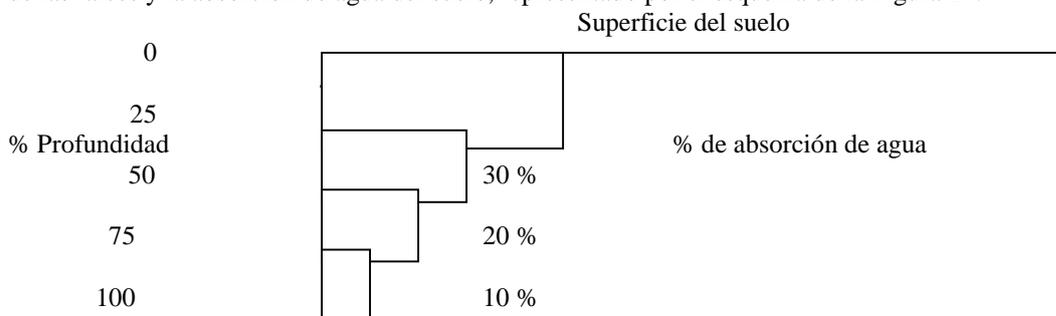


Figura 24. Relación entre el patrón de distribución de raíces y la extracción de agua del suelo.

Suponiendo que se forman cuatro áreas de igual profundidad, cada una representando la cuarta parte de la profundidad total de raíces. La absorción mayor se verifica en el área más superficial, correspondiente al primer cuarto, con un 40%, le sigue el segundo cuarto, con el 30% de la absorción, quedando las dos últimas áreas con una absorción del 20 y 10 %, respectivamente. Por lo tanto, prácticamente en la mitad de la profundidad total del sistema radical, ocurre el 70% de la absorción.

La profundidad máxima que alcanzan las raíces, son una función de la genética de la especie, aunque está condicionada por las características físicas del suelo y la acción de limitantes como compactación, falta de aireación, altos niveles freáticos, etc. La distribución de la humedad disponible también condiciona la profundidad final del enraizamiento.

Muchas veces en la práctica, con fines de riego, es más conveniente diagnosticar la profundidad del sistema radical y la distribución de la extracción de humedad, indirectamente midiendo los contenidos hídricos del perfil del suelo, ya que será un excelente indicador de la presencia y actividad de las raíces. Existen en la bibliografía datos recopilados de experimentaciones realizadas y también modelos de crecimiento de raíces.

2. Cálculo de la lámina neta y bruta de reposición.

Se denomina lámina neta de reposición de agua de riego (dn), a la cantidad de agua que se aplica al suelo para reponer el consumo evapotranspirativo del cultivo, que disminuyó la humedad aprovechable disponible, dejándolo en condiciones de máxima retención, a W_c .

La dn puede calcularse en base a diagnósticos o a pronósticos. Cuando se conoce la humedad actual del suelo, W_{ac} , habrá que calcular la diferencia $W_c - W_{ac}$. Cuando se estima la dn requerida, se utiliza el criterio de U_r , calculando la cantidad de agua a reponer mediante $(W_c - W_m) U_r$.

Las variables de manejo del riego involucradas en el cálculo de dn son:

- Los contenidos hídricos referenciales W_c y W_m , en % gravimétrico o volumétrico.
- La densidad aparente δ_{ap} , en g/cm^3 .
- La capacidad de almacenamiento de humedad aprovechable $W_{alm} = W_c - W_m$, que es la HAT, en % gravimétrico o volumétrico.
- El contenido hídrico actual W_{act} , representa la cantidad de agua presente en un momento dado, en % gravimétrico o volumétrico.
- La profundidad de raíces D en m, dm, cm o mm.
- El umbral óptimo de riego U_r , como fracción HAC de la HAT, adimensional.
- El contenido hídrico umbral de riego W_{ur} , en % gravimétrico o volumétrico.
- El potencial matriz umbral de riego ψ_{mur} , en bar, atm, cbar o kPa.

Deben considerarse las dn_i parciales de cada estrato u horizonte i del suelo, ya que de acuerdo con su textura, variarán los W_c , W_m y δ_{ap} . La dn total será la sumatoria de las dn_i de cada capa. Por lo tanto, la ecuación (31) permite calcular la lámina neta de reposición, para un cultivo cuyas raíces exploren más de un horizonte o estrato:

$$dn = \sum^i [(W_{c_i} - W_{m_i}) / 100] \delta_{ap_i} \cdot U_r \cdot D_i \quad (31)$$

Si se monitorea la humedad del suelo para definir la cantidad y oportunidad de riego, se conocerá por mediciones directas o indirectas, la W_{act} . Cuando se cumpla $W_{act} = W_{ur}$, habrá que regar una lámina neta, que se calcula con la ec. 32:

$$dn = \sum^i [(W_{c_i} - W_{ur}) / 100] \delta_{ap_i} \cdot D_i \quad (32)$$

Cuando se programa el primer riego de la temporada (riego de asiento), puede obtenerse la dn a partir del W_{act} conocido, de lo contrario puede ignorarse el W_{act} y aplicar la lámina equivalente al almacenaje de agua del suelo W_{alm} . Las láminas netas podrán calcularse con las siguientes ecuaciones:

$$dn = \sum^i [(W_{c_i} - W_{act_i}) / 100] \delta_{ap_i} \cdot D_i \quad (33)$$

$$dn = \sum^i [W_{alm_i} / 100] \delta_{ap_i} \cdot D_i \quad (34)$$

En las ecuaciones para calcular dn, se consideran constantes, respecto del tiempo durante la temporada de riego, los valores de W_c , W_m , δ_{ap} y consecuentemente W_{alm} , mientras que son variables en el tiempo, las magnitudes de W_{act} , U_r y D . La W_{act} estará asociada con el balance hídrico del suelo, U_r variará con la E_{tm} y con la sensibilidad al déficit hídrico del cultivo según la etapa fenológica en que ocurra el déficit y D dependerá principalmente del crecimiento de la planta durante su ciclo.

Una vez calculada la dn, que reemplaza la cantidad de agua del suelo consumida por la E_t , es necesario asegurar que dicho volumen se almacene en el suelo, pero cuando sea derivada esa dn, mediante distintas formas de aplicación de agua al suelo, deberá considerarse que existen ineficiencias en la aplicación del agua, intrínsecas de cada método de riego, por lo que en realidad, deberá aplicarse una lámina de agua mayor que la dn, que satisfaga dichas ineficiencias, denominada lámina bruta de reposición, db .

Los métodos de riego (surcos, amelgas, aspersión estacionaria, aspersión continua, microaspersión, goteo), están asociados a máximas eficiencias de aplicación de agua, que es la relación entre la cantidad de agua que efectivamente queda almacenada en el perfil del suelo donde es máxima la actividad de extracción de las raíces y la cantidad de agua que fue derivada al área de riego.

Muy preliminarmente, a efectos de considerar en forma general las eficiencias de aplicación de agua posibles con los distintos métodos de riego, pueden tomarse, orientativamente, los siguientes valores, que en realidad sufren las variaciones lógicas de la operación de riego, con varios factores que inciden en el logro de las

eficiencias, como estado del suelo, pendientes, infiltración, percolación profunda, escurrimiento, evaporación, diseño y disposición del equipamiento, relación de tiempos de riego, caudal, presiones operativas, viento, superposición de láminas aplicadas, etc.:

Métodos de riego por superficie: surcos, 50 %; amelgas, 60 %.

Métodos aéreos: aspersión estacionaria, 75 %, aspersión continua, 80 %.

Riego localizado: microaspersión, 85 %, goteo 85-90%.

La lámina bruta se calculará de la siguiente manera:

$$db = dn / Efa \quad (35) \quad \text{donde}$$

db = lámina bruta de reposición, en mm, cm o m.

dn = lámina neta de reposición, en mm, cm o m.

Efa = eficiencia de aplicación, adimensional.

Por ejemplo, mediante riego por amelgas de un alfalfar, se propone reponer una $dn = 30$ mm, por lo que la $db = 30 \text{ mm} / 0,6 = 50$ mm

3. Cálculo del intervalo de riego.

Una vez calculada la dn y aplicada o no la db correspondiente, deberá pronosticarse o diagnosticarse la oportunidad de riego, o sea el momento en que se dispone regar y su periodicidad. El intervalo de riego Ir indica la frecuencia de riego, el período de tiempo transcurrido desde un riego al siguiente, en el cual se volverá a aplicar agua en un mismo sitio, ya regado anteriormente.

Si se está monitoreando la Wact o el Ψ_m , el Ir estará definido por el momento en que $Wact = Wur$, también $\Psi_m = \Psi_{mur}$. En base al diagnóstico de la humedad presente en el suelo, se toma la decisión de reponer la dn y aplicar la db que corresponda. Las medidas de control se realizarán con métodos e instrumental específico (gravimetría, tensiometría, resistenciometría, conductivimetría, humidimetría neutrónica, psicrometría, reflectometría TDR, etc.)

La oportunidad de riego dependerá, según Israelsen y Hansen (1979) de los factores:

- Los requerimientos hídricos del cultivo.
- La disponibilidad de agua para efectivizar el riego.
- La capacidad de almacenamiento de agua útil (Walm., HAT)

Es común que en las zonas de riego, rigurosamente no se disponga de agua cuando las plantas más la necesiten, ya que las entregas de agua a los usuarios regantes está condicionada por factores físicos, administrativos y legales. En estos casos, se deberá ajustar el programa de riegos a los turnos de entrega de agua.

Generalmente, el Ir se estima asumiendo que la dn será consumida por el proceso de Et, por lo que se calculará de acuerdo a la ec. 36.

$$Ir = dn / Etc \quad (36) \quad \text{donde}$$

Ir = intervalo de riego, en días.

dn = lámina neta, en mm.

Etc = evapotranspiración del cultivo, en mm/día

Para programar riegos por aspersión autopropulsados, el Ir conviene expresarlo en horas, que ajusta más con el manejo del equipo de riego (enrolladores, pivote central).

Cuando se planifican riegos en zonas húmedas y la precipitación constituye una fuente de agua importante, si la calidad de la estadística climática lo permite, pueden estimarse precipitaciones efectivas Pe asociadas con una determinada probabilidad de ocurrencia. En esos casos, puede estimarse el Ir con la ec. 37.

$$Ir = (dn + Pe) / Etc \quad (37) \quad \text{donde}$$

Pe = precipitación efectiva, en mm.

Evidentemente, a nivel de proyecto, es de esperarse que la ocurrencia de Pe alargará los Ir, por un doble efecto, uno asociado con la suma de agua disponible y otra, que cuando ocurren las lluvias, disminuye la Etc,

aunque esta situación no se considere salvo que se estén midiendo las variables que determinan la Et y por lo tanto se disponga de valores de Etc en tiempo real.

En las dos páginas siguientes, se desarrolla una aplicación de la metodología propuesta y la utilización de algunos modelos, para el cálculo de láminas netas y brutas de reposición e intervalos de riego.

4. Referencias bibliográficas.

- Aguilera Martínez, M. y R. Martínez Elizondo. 1983. Relaciones agua suelo planta atmósfera. Ed. Universidad Autónoma Chapingo, México.
- Baver, L. 1959. Soil physics. Ed. J. Wiley & Sons. New York.
- Devlin, R. 1982. Fisiología vegetal. Ed. Omega. Barcelona.
- Días, H., E. Soza, M. Tourn, N. Román y L. Génova. 1999. Importancia de la determinación del contenido de humedad del suelo en el cultivo de maíz bajo riego suplementario. Memorias del III Congreso Chileno de Ingeniería Agrícola. Vol. II. Comisión Riego y Drenaje. Trabajo 085. Chillán, Chile. Mayo 12-14 de 1999.
- Días, H, E. Soza, A. Paolini, N. Moriones y L. Génova. 2000. Calibración de un resistenciómetro para estimar la humedad del suelo Hapludol bajo riego complementario. Presentado en el VI Congreso Argentino de Ingeniería Rural, en la Ciudad Autónoma de Buenos Aires, del 18 al 20 de octubre de 2000. Publicado en CD-Rom, trabajo MSA-4-21, Area Manejo de Suelos y Aguas.
- Forsythe, W. 1975. Física de suelos. IICA. Manual de Laboratorio. Ed. IICA. San José de Costa Rica.
- Gavande, S. 1982. Física de suelos. Principios y aplicaciones. Ed. Limusa-Wiley. México.
- Génova, L. 1983. Respuesta del cultivo de papa a niveles de humedad del suelo en dos etapas fenológicas y al nitrógeno aplicado. Ciencia del suelo 1:2:165-171. Buenos Aires.
- Génova, L. y E. Palacios Vélez. 1985. Respuesta de la papa (*Solanum tuberosum* L.) a niveles de humedad del suelo en dos etapas fenológicas y a la fertilización nitrogenada. Agrociencia N°59:55-70 pp. México.
- Génova, L. 1986. Relaciones funcionales entre el consumo de agua, área foliar y rendimiento del cultivo de papa. Ciencia del suelo 4:1:27-37. Buenos Aires..
- Génova, L. 1990. Riego complementario en el norte de Buenos Aires: bases para prevenir la degradación de suelos. Documento del Proyecto FAO/GCP/RLA/084/JPN presentado en el Taller organizado por la FAO y el Programa Nacional de Drenaje de Tierras del Perú PRONADRET, en Chiclayo, Perú..
- Génova et al. 1994. Documento de informe final del Proyecto Riego Complementario de cultivos extensivos en el norte de la Pcia. de Buenos Aires. Fac. de Cs. Agrarias y Forestales, UNLP.
- Génova, L. 1995. Riego complementario de cultivos extensivos: pautas para su adopción. Revista Procampo, Año IV, N° 24:8-12. Buenos Aires.
- Génova, L., J. E. Marassi, M. Etcheverry y W. Chale. 1998. Optimización de la operación de riego complementario de cultivos extensivos en el Norte de Buenos Aires. En CD-Rom CLIR'98. Avances en el manejo del suelo y agua en la Ingeniería Rural Latinoamericana. Topografía, aguas y suelos. ISBN N° 950-34-0124-0. Balbuena, Benez y Jorajuría editores. Congreso Latinoamericano de Ingeniería Rural CLIR '98. La Plata.
- Grassi, C. 1990. Fundamentos del riego. Serie Riego y Drenaje RD38 Ed. CIDIAT, Mérida.
- Hillel, D. 1971. Soil and water. Physical principles and procesos. Ed. Academic Press. New York.
- Hillel, D. 1980. Applications of soil physics. Ed. Academic Press. New York.
- Israelsen, O. y V. Hansen. 1979. Principios y aplicaciones del riego. Ed. Reverté. Barcelona.
- Martín de Santa Olalla y Mañas, F. y J. De Juan Valero. 1993. Agronomía del riego. Ed. Mundi-Prensa. Madrid.

- Kramer, P. 1987. Relaciones hídricas de suelos y plantas. Ed. Edutex SA México.
- Russell, J. y W. Russell. 1968. Condiciones del suelo y crecimiento de las plantas. Ed. Aguilar. Madrid.
- Slavík, B. 1974. Methods of studying plant water relations. En Ecological studies 9 Jacobs et al editors. Academia Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences, Prague. Ed. Chapman & Hall Limited, London.
- Tschapek, M. 1966. El agua en el suelo. CSIC. Madrid.