

TP N°5

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.

Equipo docente:

Ing. Agr. Leopoldo J. Génova (Dr. M. Sc.), Profesor Titular

Ing. Agr. Ricardo Andreau, Profesor Adjunto

Ing. Agr. Marta Etcheverry (M. SC.), Jefe de Trabajos Prácticos

Ing. Agr. Pablo Etchevers, Jefe de Trabajos Prácticos

Ing. Agr. Walter Chale, Ayudante Diplomado

Ing. Agr. Calvo Luciano Ayudante Diplomado

Ing. Agr. Facundo Ramos Artuso Ayudante Diplomado

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
Métodos de medición y estimación de las variables más relevantes tratadas en las relaciones agua-suelo. .	12
1. 2. El subsistema agua-suelo-planta.	21
El agua en la planta	23
Transpiración.	24
Mecanismo de apertura y cierre estomático.	25
1. 3. El sistema agua-suelo-planta-atmósfera.	26
Relación transpiración-rendimiento	28
El estrés hídrico.	29
Respuesta de los cultivos a la humedad edáfica disponible.	30
Umbral óptimo de riego o umbral crítico.	31
El suelo: reservorio de la humedad aprovechable total.	34
2. Cálculo de la lámina neta y bruta de reposición.	37
3. Cálculo del intervalo de riego.	38
4. Proyectos y programas operativos de riego.	41
5. Ejercicios	42
6. Referencias bibliográficas.	45

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 importancia 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:

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

Dónde:

P = porcentaje de porosidad

δ_{ap} = densidad aparente, en g/cm³

δ_r = densidad real, en g/cm³. Tratándose de la densidad de la fracción sólida, puede tomarse el rango $\delta_r = 2,5-2,7$ g/cm³ 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 $\delta_{ap} = 1,23$ g/cm³ 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. Widtsoe 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 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

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

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:

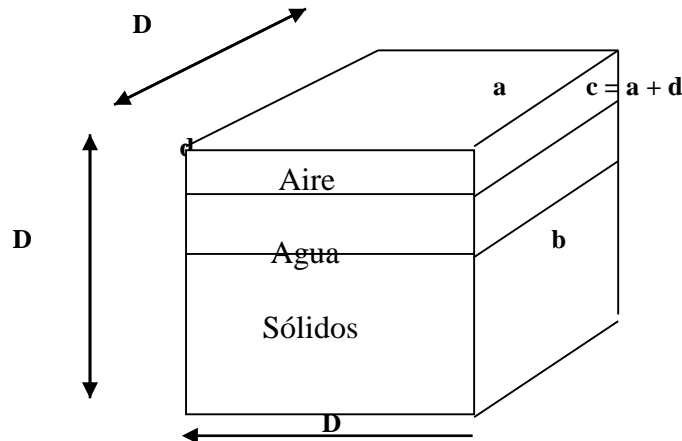
$$\begin{aligned} W_v(\%) &= \text{cm de agua} / 100 \text{ cm de suelo} = \text{mm de agua} / 10 \text{ cm de suelo} = \\ &= \text{mm de agua} / \text{dm de suelo} \end{aligned}$$

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 mm de agua.

Siguiendo con nuestro ejemplo, $W_v (\%) = 31,73$ significa, que el suelo contiene una lámina de agua de 31,73 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 $W (\%)$

$$W (\%) = \text{masa de agua} / \text{masa de suelo seco} = D^2 \cdot d \cdot \delta \cdot 100 / D^2 \cdot b \cdot \delta_r =$$

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

- b) Humedad del suelo volumétrica o contenido hídrico en volumen $W_v (\%)$

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

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

- c) Lámina de agua = volumen de agua / superficie = $D^2 \cdot d / D^2 =$

$$\text{Lám} = d \quad (5.3)$$

- d) Densidad aparente = $\delta_a = \text{masa de suelo seco} / \text{volumen bruto} = D^2 \cdot b \cdot \delta_r / D^3 =$

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

- e) Porosidad del suelo (%) = volumen total de poros / volumen bruto = $100 D^2 \cdot c / D^3 =$

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

- f) Humedad gravimétrica a saturación $W_s (\%)$

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

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

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

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

$$d = W_v \cdot D / 100 \quad (5.8)$$

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

$$W_v (\%) = 100 W \cdot b \cdot \delta r / 100 \delta \cdot D \quad \text{donde } \delta a = b \cdot \delta r / D, \text{ por lo que}$$

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

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.

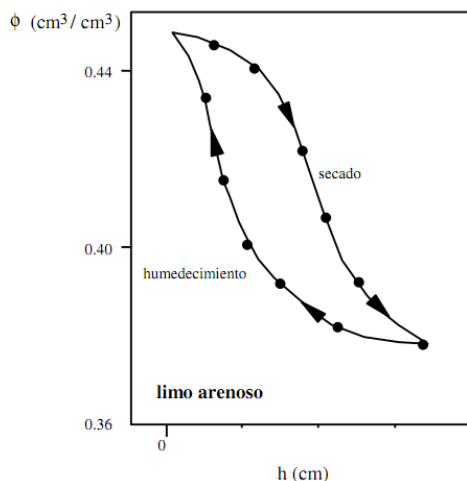


Figura 1. Efecto de histéresis

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 trate 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 matriciales 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.

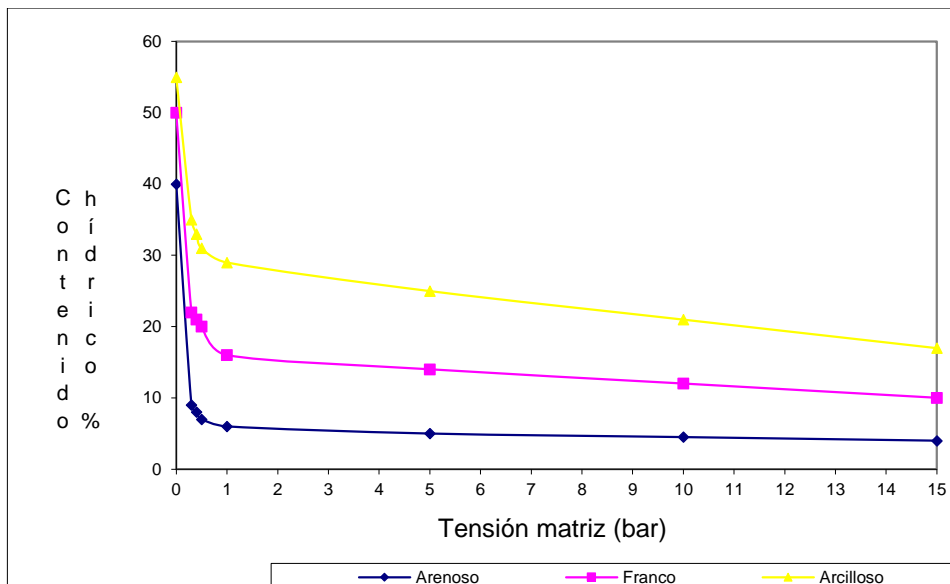


Figura 2. Curvas de humedad del suelo.

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.

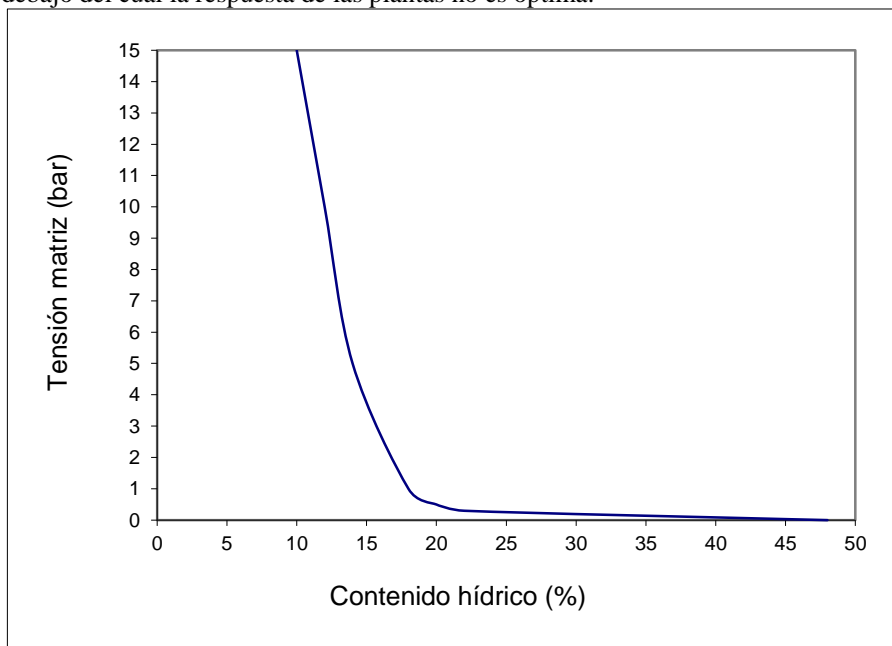


Figura 3. Curva de retención hídrica

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

Métodos de medición y estimación de las variables más relevantes tratadas en las relaciones agua-suelo.

TABLA FACU hacete una tabla y pegala aca

1. Densidad aparente (δ_{ap}).

1.1 Métodos de campo.

Método de la barrena o cilindros de volumen conocido. Ambos métodos permiten extraer una muestra de suelo poco disturbada, que se seca a estufa a 105 °C y pesa, obteniendo la δ_{ap} calculando el cociente entre el peso del suelo seco y su volumen, según la ec. 4. Para muestrear horizontes o estratos subsuperficiales, se los alcanzará cavando con pala.

- Barrena tipo Uhland. Como se observa en la Figura 4, se trata de una barrena con un cabezal cilíndrico de metal, con borde biselado, que permite cortar el suelo y extraer la muestra con mínimo disturbio.
- Cilindro metálico con aro. En la Figura 5 se muestra un cilindro, que se introduce en el suelo mediante golpes en el aro, hasta enterrarlo completamente para llenar su volumen con la muestra de suelo. Deberán respetarse los horizontes o capas cuya δ_{ap} desee obtenerse.

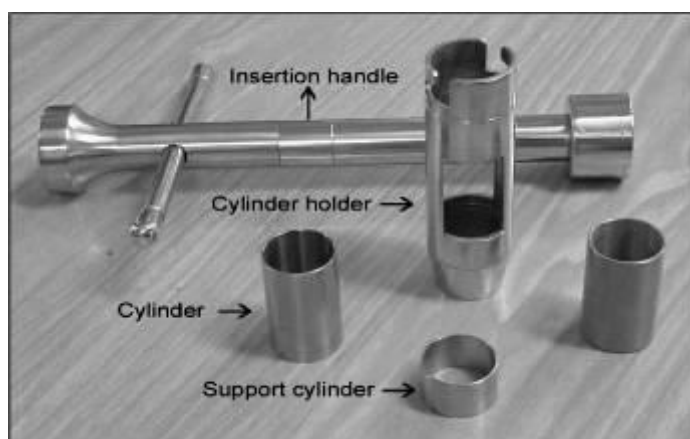
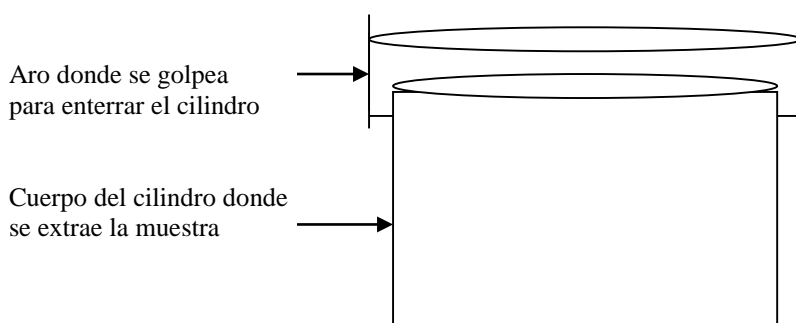


Figura 4. Barrena de Uhland



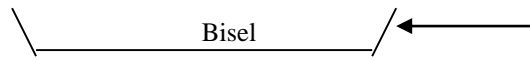


Figura 5. Cilindro densimétrico

- 1.1.2 Método del pozo y bolsa plástica. Se realiza una excavación a la profundidad que se quiere estudiar (espesor del horizonte, profundidad del estrato aluvional) y de lados no mayores de 0,2 m. Se extrae toda la tierra del pozo y se pesa inmediatamente, para obtener el peso húmedo. Si no se cuenta con balanza en el lugar, se coloca en bolsas herméticas o selladas. En el pozo se coloca una bolsa de plástico flexible que ocupe el espacio total y se llena de agua, hasta enrasar. Luego se mide el volumen con una probeta. Una porción del suelo húmedo se seca a estufa a 105 °C y se determina su contenido hídrico, para luego calcular el peso seco de toda la muestra, con el cual obtener la δ_{ap} usando la ec. 4.

Ejemplo: se extrajeron 6,540 kg de suelo húmedo y aforaron 4,3 litros de agua contenidos en la bolsa plástica. Se determinó $W = 18,30\%$. Luego, el peso seco del suelo extraído es 5,343 kg y la $\delta_{ap} = 1,24 \text{ g/cm}^3$

1.2. Método de laboratorio.

Método del terrón cubierto con parafina. Se seca al aire un terrón de tierra y se lo pesa en tres situaciones: seco al aire, recubierto con parafina y recubierto con parafina, dentro de un recipiente con agua de δ conocida. Se calcula aplicando la ec. 10. Generalmente da valores superiores a las determinaciones de campo.

$$\delta_{ap} = P_{ss} / (P_{sp} - P_{sa} - (P_{sp} - P_{ss})/\delta_r) \quad (10) \quad \text{donde}$$

δ_{ap} = densidad aparente del suelo, en g/cm^3

P_{ss} = peso del terrón seco al aire, en g.

P_{sp} = peso del terrón recubierto de parafina, en g.

P_{sa} = peso del terrón con parafina sumergido en agua destilada, en g.

δ_r = densidad de la parafina, en g/cm^3

2. Densidad real (δ_r)

Método del picnómetro en laboratorio.

La $\delta_r = P_{ss} / V_p$ donde V_p es el volumen de las partículas del suelo. Se utiliza un frasco denominado picnómetro (Figura 6), que se pesa en las siguientes situaciones: lleno de aire, lleno de agua, con la muestra de suelo secado a estufa 105°C y lleno con suelo y agua. El aire del picnómetro con suelo y agua se elimina con un desecador al vacío y luego de un reposo de varias horas a muy baja presión, se llena con agua y pesa. Se calcula con la ec. 11.

$$\delta_r = \delta_a (P_s - P_{ai}) / (P_s - P_{ai}) - (P_{sa} - P_a) \quad (11) \quad \text{donde}$$

δ_r = densidad real del suelo, en g/cm^3

δ_a = densidad del agua, en g/cm^3

P_s = peso del picnómetro con suelo seco, en g.

P_{ai} = peso del picnómetro lleno de aire, en g.

P_a = peso del picnómetro lleno de agua, en g.

P_{sa} = peso del picnómetro lleno de suelo y agua, en g.

Los valores normales de δ_r varían entre 2,6 y 2,75 g/cm^3



Figura 6. Picnómetro.

3. Contenidos hídricos (W). Método gravimétrico, considerado patrón.

Las muestras de suelo cuya humedad se desea determinar, se colocan en envases metálicos herméticos previamente tarados, inmediatamente después de ser extraídas, preferente con barrena edafológica y se pesan húmedas, en balanza de precisión al 0,1 g. Luego se destapan y colocan en estufa a 105 °C, hasta constancia de peso y por último se pesan. El W se calcula aplicando la ec. 2.

Cuando no es posible pesar las muestras húmedas inmediatamente de extraídas, debe asegurarse que los envases no pierdan humedad por evaporación, cerrándolos herméticamente con tapa y bandas de cinta plástica. Las mayores causas de error en las determinaciones gravimétricas son el manipuleo de las muestras y la pérdida de humedad antes de ser pesadas.

3.1. Contenido hídrico a saturación (Ws).

- Método de laboratorio. Se satura con agua una muestra de suelo formando una pasta y se aplica el método gravimétrico.
- Método de cálculo de la porosidad total. Se asume que $P (\%) = Ws (\% \text{ en peso})$. Se aplica la ec. 1.

3.2. Contenido hídrico a capacidad de campo (Wc)

Métodos de laboratorio

Membrana y olla de presión (Equipo de Richards)

Constituye el método más generalizado, ya que permite mediciones de un gran número de muestras, asegurando varias repeticiones, en relativo corto tiempo, en condiciones estandarizadas. Si bien no puede ser considerado patrón, aún utilizando muestras de suelo indisturbadas, los valores de Wc obtenidos son ampliamente reconocidos como referenciales, con agua retenida a una succión matriz de 0,3 bar = 300 kPa.

El equipo consta de una olla de presión, una membrana porosa (plato de cerámica), anillos de goma de 1 cm de ancho y 6 cm de diámetro, bomba de presión, manómetro y otros accesorios, estufa 105-110 °C, recipientes metálicos herméticos y balanza de precisión a la décima de gramo.

Se preparan las muestras de suelo secando al aire, moliendo y tamizando, para colocar 25 g dentro de los anillos de goma y sobre los platos de cerámica. Se satura el suelo agregando agua en el plato poroso durante 18 hs y se retira el exceso con pipeta, se tapa la olla y aplica una presión de 0,3 bar durante 18 a 24 hs, hasta que no escurra más agua. Durante ese período de presurización de la atmósfera dentro de la olla, ocurre la extracción de agua de las muestras hasta equilibrarse la retención en 0,3 bares. Por último se despresuriza la olla, se tapan los tubos de desagüe del plato y se determina la humedad de las muestras por el método gravimétrico.

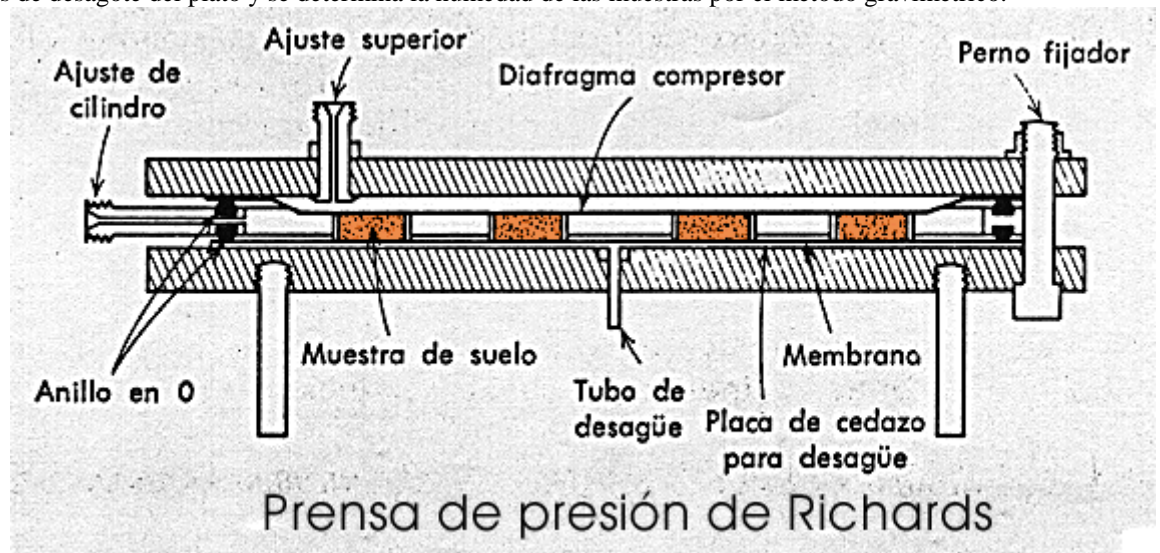


Figura 8. Equipo de Richards. Membrana y olla de presión.

Método de la humedad equivalente (He).

El equivalente de humedad es un concepto introducido por Briggs y Mc Lane (1907), que se refiere al agua que retiene una muestra de suelo inicialmente saturado, luego de ser centrifugada a una velocidad equivalente a una fuerza de 1000 veces la fuerza de gravedad.

Las muestras de 1 cm de espesor se colocan en copas perforadas vinculadas un eje que gira a la velocidad definida, aparato denominado centrífuga de humedad, que desaloja la mayoría del agua retenida en los poros más grandes, quedando el agua residual a una tensión levemente inferior a 1 bar.

Veihmeyer y Hendrickson (1931) demostraron que la He equivale a la Wc de suelos arcillosos. Richards y Weaver (1944) mostraron que la He representa el contenido hídrico de un suelo sometido a 0,33 atm sobre un plato poroso, ya que existen velocidades diferentes en la copa de la centrífuga, que generan en el fondo 0,1 atm y en superficie 1 atm.

En general, se asume que el método ajusta a las siguientes consideraciones y no es aconsejable para suelos ricos en materia orgánica:

En suelos arenosos, $He < Wc$

En suelos francos, $He = Wc$

En suelos arcillosos, $He > Wc$

Método de las columnas de suelo.

De la Peña (1977) reporta que Colman ideó el método, basado en llenado de muestra de suelo disturbado (secado al aire, molido y tamizado en malla de 2 cm) en tubos de plástico transparente de 30 cm de largo y 3,7 cm de diámetro, sujeta por un papel de filtro o malla y tapón perforado, dándole al suelo la compactación más aproximada a la real.

Se agrega agua destilada a las columnas en cantidad estimada en función a la textura, unos 30 a 35 ml para suelos arenosos y 50 a 60 ml para suelos pesados y se deja reposar 16 hs para suelos gruesos, 24 hs para suelos medios y 30 hs para suelos finos, aunque en realidad se quita el suelo de las columnas cuando no se verifica drenaje, tomando el tercio central para la determinación gravimétrica.

Métodos de gabinete, en base a modelos matemáticos.

Los modelos disponibles surgen de ajustes por regresión de datos regionales o locales con propiedades de los suelos, generalmente la textura, de la forma:

$Wc (\%) = a (\% \text{ arcilla}) + b (\% \text{ de limo}) + c (\% \text{ de arena})$, donde a, b y c serán parámetros de la ecuación, determinados para el suelo en estudio.

Algunos modelos sencillos son:

De Gardner $He (\%) = 0,555 (\% \text{ arcilla}) + 0,187 (\% \text{ de limo}) + 0,027 (\% \text{ de arena})$,

De Aubert $He (\%) = 0,55 (\% \text{ arcilla}) + 10$

De Gras $He (\%) = 0,59 (\% \text{ arcilla}) + 0,16 (\% \text{ limo}) + 5,47$

De Peele $Wc (\%) = 0,865 He + 2,62$

Existen en la literatura modelos más complejos, que incluyen variables independientes como textura, δap , MO.

En general, los resultados obtenidos a partir de modelos sencillos o complejos, son extrapolables sólo cuando los suelos bajo estudio tengan características muy semejantes a los que originaron dichos modelos y aún así es siempre necesario efectuar una validación del modelo con determinaciones gravimétricas de áreas muestrales representativas.

Método de campo.

Se escogen sitios representativos del suelo en estudio, para disponer de repeticiones y en cada sitio, se delimita un área pequeña, de p. ej. 2 m de lado o 2 m de diámetro, abor dando su perímetro con un camellón de tierra de 20 a 30 cm de altura, quedando la superficie interna de la cubeta formada, nivelada y desnuda. Se aplica agua en exceso que asegure la saturación de la profundidad del suelo que se requiera.

Una vez infiltrada toda el agua, se cubre la cubeta con un film de plástico que evite la evaporación del suelo sin vegetación. A partir de un período de duración variable en función de la textura, cada 6 a 12 hs se muestrean los horizontes o estratos comprometidos en el estudio, con barrena edafológica y se aplica el método gravimétrico.

Se grafican los contenidos hídricos logrados en función del tiempo (Figura 10) y cuando la curva se asintotice con el eje del tiempo, se definirá ese W como Wc, ya que se asume que una vez desalojada toda el

agua gravitacional y no existiendo consumo evapotranspirativo, la humedad del suelo se hará constante y el suelo habrá alcanzado la capacidad de campo.

Para caracterizar la W_c del perfil del suelo cuando está integrado por horizontes o estratos diferentes entre sí, se pueden elaborar promedios aritméticos en suelos homogéneos o promedios ponderados por el espesor de las capas muestreadas en caso de suelos heterogéneos, en los cuales la profundidad de las capas es variable.

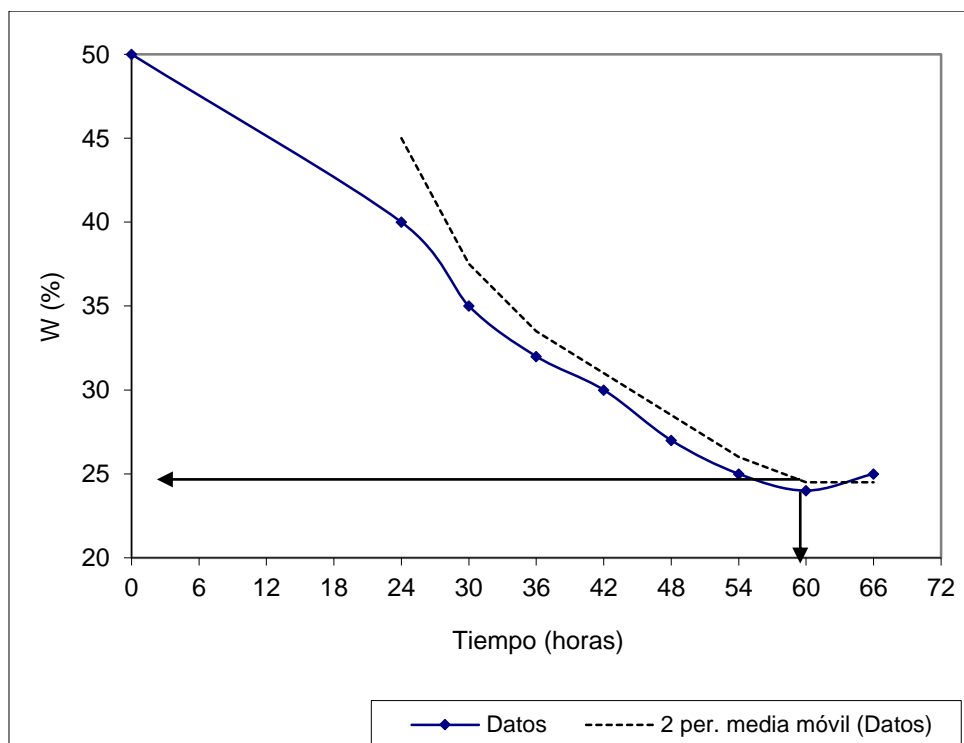


Figura 10. Obtención de la W_c con el método de campo. Obsérvese que la $W_c = 25\%$ se alcanza a las 60 horas de la saturación.

3.3 Contenido hídrico a marchitez permanente (W_m).

Métodos de laboratorio.

Método de las macetas con plántulas de girasol.

Tiene valor histórico y conceptual, ya que fue ideado por los creadores del concepto de agua del suelo en el punto de marchitez (Briggs y Shantz, 1912) y luego modificado por Veihmeyer y Handrickson (1931) por el de marchitez permanente. No se utiliza por su lentitud e impracticidad, ya que requiere de plántulas de girasol con cuatro hojas, creciendo en macetas con restricción en la disponibilidad hídrica hasta que alcanzada la marchitez, esta situación no se revierta colocándolas en ambiente oscuro y saturado de humedad. De todos modos se considera el método patrón.

Método de la membrana de presión (Equipo de Richards).

Es el método más utilizado, por su practicidad y estandarización. En el equipo de Richards, donde para generar la tensión de -15 bar se utiliza una membrana porosa específica para esa succión, operándose de manera similar a lo explicado para la obtención de W_c .

Las diferencias son las siguientes: como las membranas son placas de cerámica porosa, permeables al agua y sales pero no al aire, en las superficies de ambos lados se establece una diferencia de presión, que puede vencerse por sobrepresión de aire comprimido o por succión (vacío). Para la obtención de la W_c se estabiliza el aire dentro de la olla a una presión de aproximadamente $1/3$ bar. Para la obtención del W_m , se genera una tensión de -15 bar con una placa cerámica calibrada para dicha tensión.

Existen placas para trabajar en las mediciones de W a distintas tensiones, las más comunes son para $0,5$, 1 , 5 y 10 bares y con los datos obtenidos, se construyen las curvas características de la humedad del suelo, que como ya se mencionó, también se denominan curvas de retención o de capacidad hídrica de los suelos.

Métodos de estimación utilizando modelos matemáticos.

Algunos modelos, presentados por Martín de Santa Olalla y Mañas y de Juan Valero (1993), son los siguientes:

De Tassinari $W_m (\%) = 0,01 (\% \text{ arena}) + 0,12 (\% \text{ limo}) + 0,57 (\% \text{ arcilla})$

De Briggs $W_m (\%) = H_e / 1,84$ y $W_m (\%) = 1,47 \text{ CHg}$ (coeficiente de humedad higroscópica)

De Hernando et al $W_m (\%) = 1,35 \text{ CHg} + 0,53$

4. Potencial total de agua del suelo. (ψ)

El potencial de agua del suelo está relacionado con la presión relativa de vapor de la atmósfera del suelo en equilibrio, de acuerdo con la ecuación 12:

$$\psi = R T \ln P/P_o \quad (12) \quad \text{donde}$$

ψ = potencial de agua del suelo

R = constante universal de los gases.

T = temperatura absoluta.

P = presión de vapor del agua del suelo

P_o = presión de vapor del agua en estado de referencia (agua libre)

La relación P/P_o es la presión relativa de vapor y puede medirse mediante psicrómetros especiales, parecidos a los de uso en meteorología, que constan de dos termómetros, uno seco y otro húmedo, con cuya diferencia se obtiene la presión relativa.

Existen actualmente psicrómetros de termocuplas, muy precisos, que permiten excelentes mediciones de ψ en condiciones de laboratorio, que requieren ser calibrados con soluciones de presión de vapor conocidas. Últimamente se están desarrollando instrumentos de menor costo y complejidad para facilitar mediciones de campo.

4.1. Potencial matriz. (ψ_m)

4.1.1. Método de Richards (membrana y olla de presión) Ya descrito.

4.1.2. Método tensiométrico.

Richards y Gardner (1936), citados por Aguilera Contreras y Martínez Elizondo (1980), inventaron un tensiómetro de humedad del suelo, instrumento que constaba de un tubo de vidrio que se llenaba con agua, conectado a una copa de arcilla porosa en su extremo inferior, que constituía una membrana semipermeable, permitiendo el flujo de agua y solutos pero no de aire. En su extremo superior, un tubo capilar se vinculaba a un recipiente con mercurio, que funcionaba como un manómetro. Se introducía la copa de arcilla en el suelo, previamente saturada, a la profundidad de registro de la Ψ_m , estableciendo un perfecto contacto con el suelo. A medida que el suelo perdía humedad, el agua del tubo pasaba al suelo a través de la copa arcillosa, generando tensiones que registraba el manómetro de Hg, permitiendo mediciones hasta $-0,8$ bar, pues superada dicha succión, se interrumpe la columna de agua en el tubo e ingresa aire.

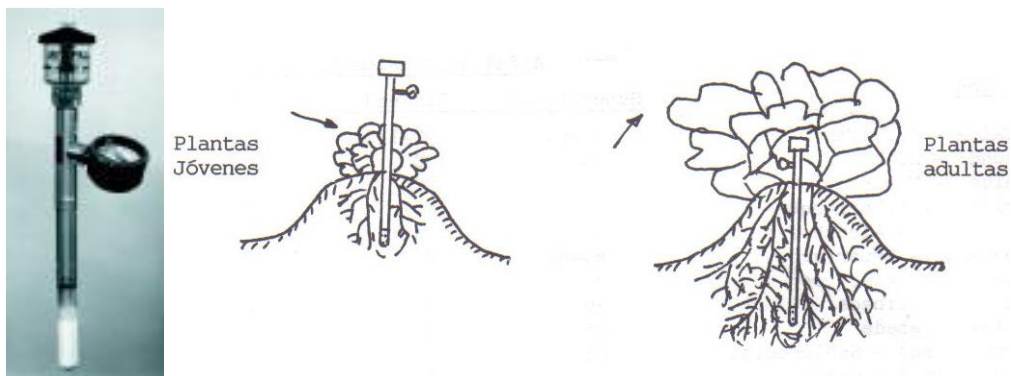
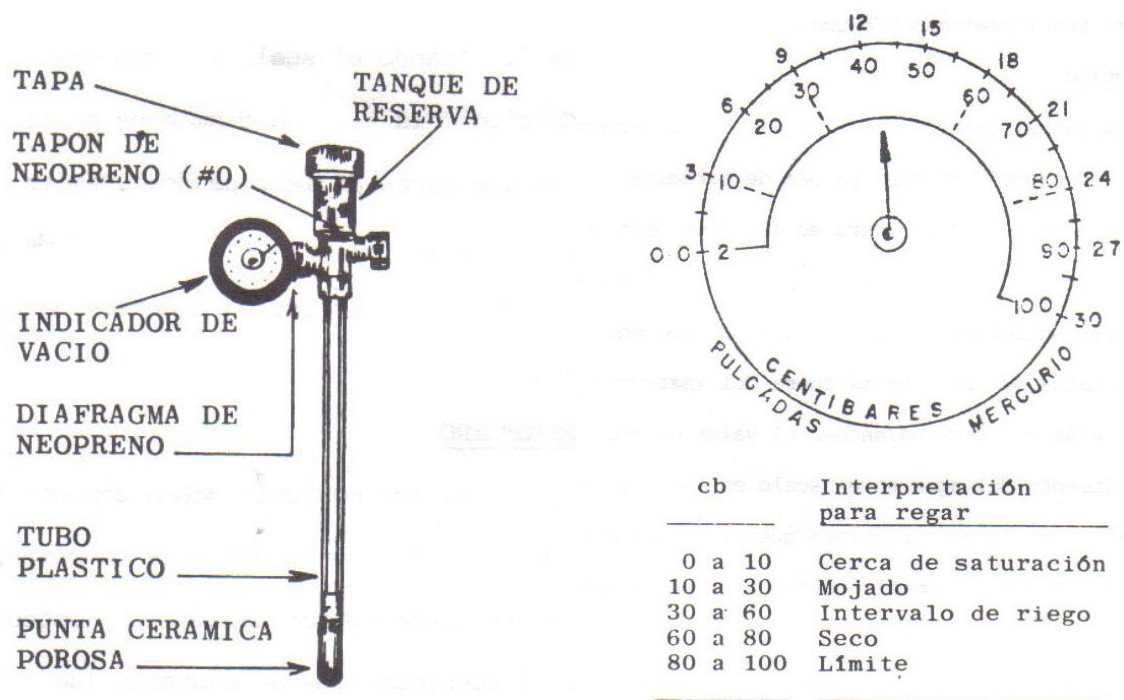


Figura 11. Tensiómetros.

El instrumento original fue modificándose. La copa arcillosa fue sustituida por cápsulas de yeso y el manómetro de Hg ha sido reemplazado por vacuómetros (medidores de vacío) o manómetros mecánicos, de espiral metálico, que registran la Ψ_m en centibares (Figura 11).

Actualmente existen tensiómetros vinculados con dispositivos que permiten accionar mecanismos de control (válvulas) para manejar la entrega de agua en sistemas de riego computarizados o que permiten leer sus registros en estaciones meteorológicas cercanas o remotas.

4.1.3. Resistenciómetros o conductivímetros con sensores (bloques de resistencia).

Utilizan la medición de la resistencia al paso de una corriente eléctrica en un sólido poroso, como el suelo, que es una función de la humedad y la salinidad. Inicialmente, el instrumento constaba de un par de electrodos que se introducía en el suelo y la resistencia al flujo eléctrico se medía con un Puente de Wheatstone. Bouyoucos y Mick (1949) idearon un bloque de yeso con dos electrodos en su interior, que enterrados en el suelo permitían registrar la resistencia del material poroso en equilibrio con la humedad edáfica, transformando dicha medida a un porcentaje de agua disponible, que calibraron con datos experimentales de varios tipos de suelos de California.

Actualmente, se dispone de instrumentales basados en la resistenciometría, que en realidad utilizan la inversa de la resistencia eléctrica (conductancia o conductividad eléctrica), registrada en sensores con forma de bloques, generalmente de yeso, aunque se han probado varios materiales plásticos o contruidos con yeso y lana plástica, protegidos con una malla metálica, que en contacto con el suelo permiten expresar la Ψ_m en centibares, equivalentes a kPa, en un medidor con escala graduada y aguja o digital. (Figura 12)



Figura 12. Bloques de resistencia y medidor Watermark.

Estos aparatos resultan menos confiables en condiciones de elevada humedad edáfica y más confiables en condiciones de sequedad, por lo tanto se complementan muy bien con los tensiómetros, por lo que resulta adecuado instalar, para cada profundidad de suelo deseada, cercanos entre sí, un tensiómetro y un bloque de yeso, siguiendo las experiencias de Palacios (1966), que produjo la siguiente curva hiperbólica relacionando la humedad con la resistencia.

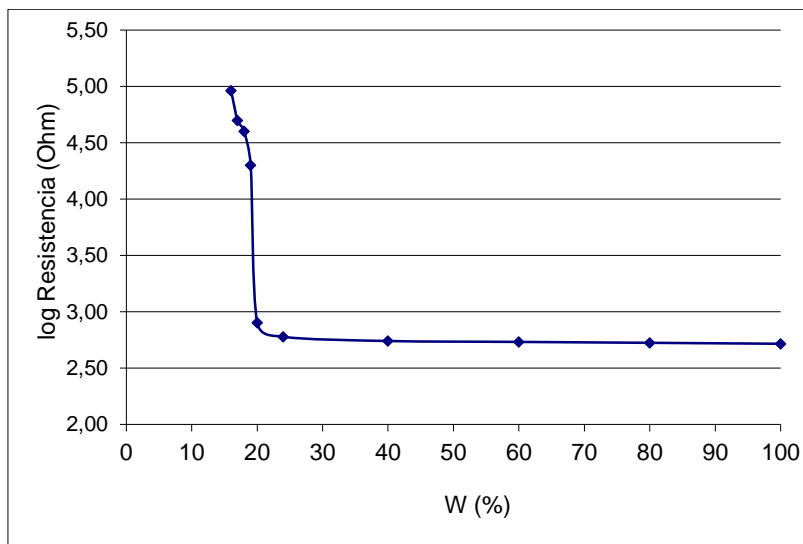


Figura 13. Relación Resistencia-Humedad

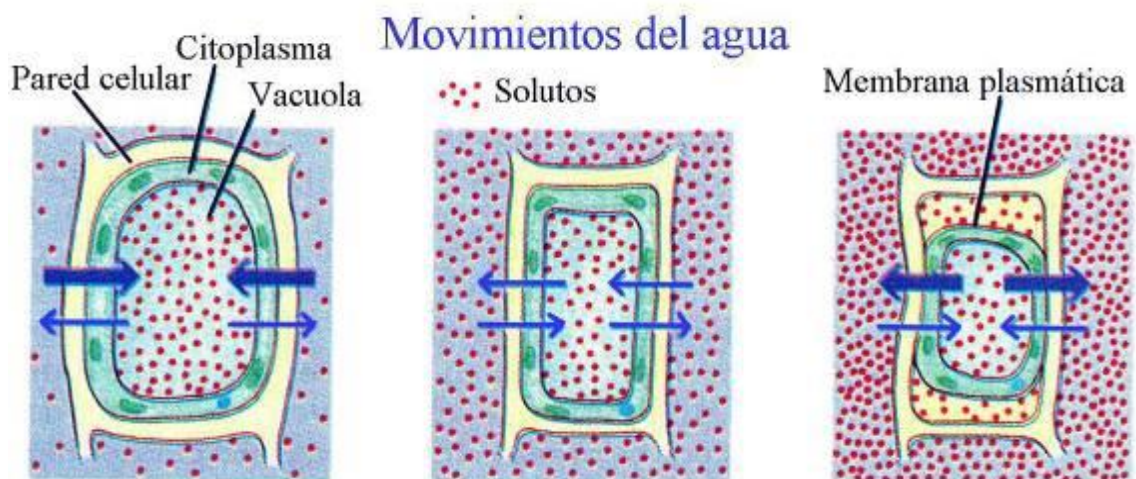
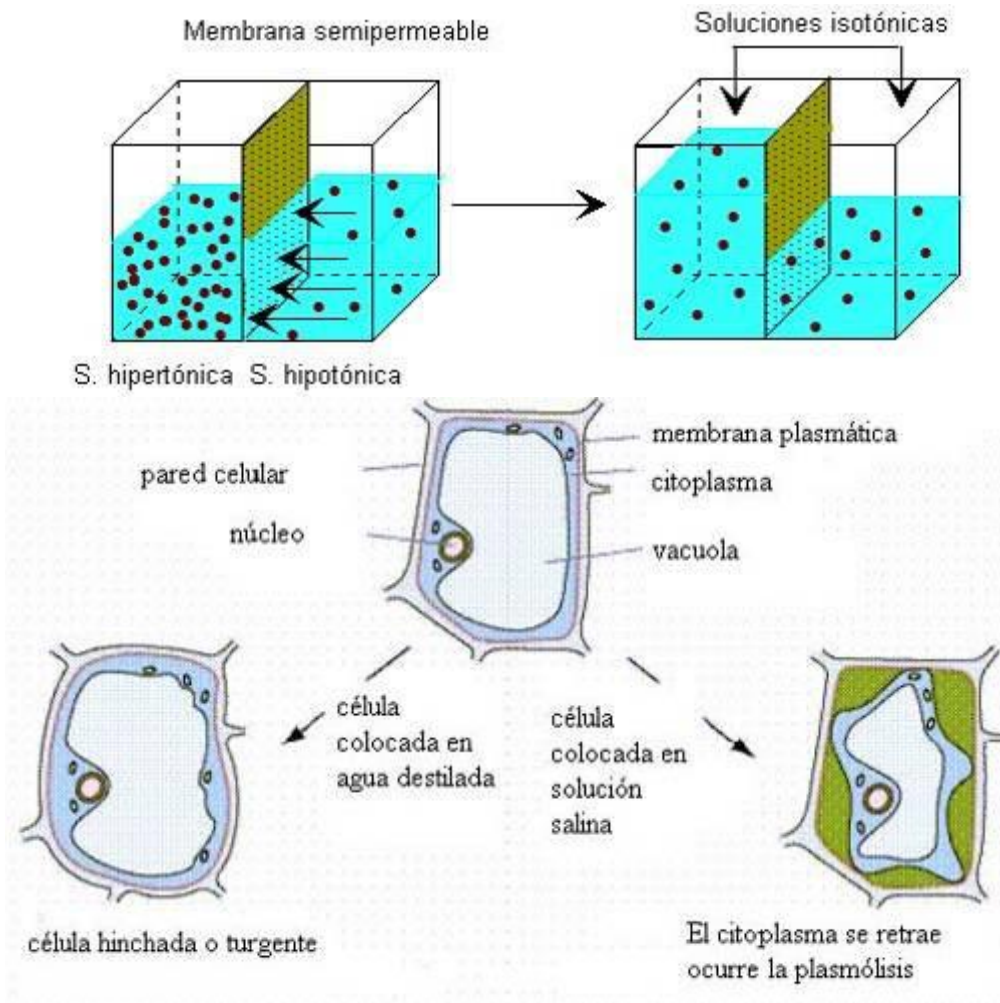
Tampoco estos instrumentos que utilizan bloques de resistencia, son confiables cuando los suelos son salinos. En cambio, en suelos normales ($CE_{ex} < 4 \text{ dS/m}$), cuando los bloques son de yeso, amortiguan el efecto de la salinidad al asegurar que la solución en equilibrio suelo-bloque y en contacto con los electrodos, esté saturada de $S04Ca$, con lo cual variaciones químicas en la solución del suelo no generan cambios significativos en la solución del bloque yesoso. (Slavik, 1974).

4.2. Potencial osmótico. (ψ_o)

El fenómeno de difusión de agua a través de una membrana semipermeable, se denomina ósmosis. El flujo ocurre a expensas de una presión diferencial (presión osmótica) entre dos soluciones acuosas de distinta concentración de solutos, separadas por dicha membrana.

La ψ_o puede medirse con un osmómetro, que es un instrumento que consta de un recipiente dentro de otro, teniendo el interno paredes semipermeables (permeables al solvente de la solución acuosa, no a los solutos), conectado a un manómetro diferencial de mercurio.

La célula vegetal funciona como un osmómetro, donde la vacuola es el medio interno, el tonoplasto y el plasmalema son membranas con permeabilidad selectiva y el mesoplasma y la solución intercelular son los medios externos.



Si en el recipiente mayor se coloca agua destilada y en el recipiente menor una solución salina, ingresará agua a este, elevando la columna de agua del manómetro por aumento de la presión hidrostática, hasta que iguale la presión osmótica de la solución.

El agua del suelo es siempre una solución salina, aún en su condición de máxima dilución, que presenta una concentración variable de solutos, con una presión osmótica dependiente del número de moléculas de soluto. El potencial osmótico ψ_o indica el valor absoluto de la presión osmótica de la solución, pero se considera una presión negativa, una tensión o succión.

Aunque existen varios osmómetros creados para medir directamente el ψ_o del suelo, los métodos más generalizados utilizan el extracto de saturación de muestras de suelo, que resulta ser una solución salina. El

extracto se logra succionando una pasta saturada de suelo colocada en un embudo y papel de filtro, con una bomba de vacío.

Algunos métodos miden la ψ_o del extracto mediante crioscopía o psicrometría, mientras otros miden la conductividad eléctrica con conductímetro, o resistenciómetro y calculan la ψ_o mediante relaciones establecidas entre ambas variables.

En la Figura 16 se observa un osmómetro, que registra el efecto de la salinidad en el paso del flujo eléctrico, por lo que en realidad es un conductivímetro o conductímetro, con el que puede medirse indirectamente la ψ_o , mediante la relación:

$$\psi_o = 0,36 \text{ CE} \quad (13) \quad \text{donde}$$

ψ_o = potencial osmótico, en bares

CE = conductividad eléctrica, en dSiemens/m = dS.m⁻¹, a 25 °C.

Consta de una unidad de cerámica porosa de porosidad muy pequeña, que introducidos en el suelo, una vez equilibrados los contenidos hídricos internos y externos, mantienen el ψ_m entre 0 y -15 bar. El bloque poroso aloja dos electrodos para medir la resistencia eléctrica y un termistor, para medir la temperatura. Los electrodos se conectan a un medidor de resistencia eléctrica de tipo puente de Wheatstone, donde en realidad se mide la conductancia. Es necesario calibrar el aparato con soluciones de CE y °T conocida.



Figura 16. Osmómetro o conductímetro.

1. 2. El subsistema agua-suelo-planta.

La relación agua-planta es vital, desde que el agua condiciona directa o indirectamente a la mayoría de los procesos fisiológicos de las plantas.

La característica de molécula bipolar, aunque eléctricamente neutra, permite la construcción de puentes de hidrógeno, que son los responsables de conferir al agua propiedades muy particulares e importantes para la vida, como la cohesión (unión de moléculas de agua entre sí), la adhesión (unión de moléculas de agua con otras superficies, que determina por ejemplo el ascenso de agua en la planta), los altos calores específico, latente de fusión y de vaporización, que contribuyen a regular la temperatura vegetal, la acción disolvente y otras.

Algunas de las funciones del agua más relevantes, relacionada con los vegetales, son:

- Constituyente principal del protoplasma.
- Regulación térmica de los tejidos.
- Controla el mecanismo de apertura y cierre estomático, regulando el flujo gaseoso del CO₂ y el vapor.
- Disolvente y transporte de la mayoría de las sustancias que intervienen en el metabolismo.
- Participante de reacciones químicas y reactivo en los procesos más importantes, como la fotosíntesis, la respiración, la hidrólisis del almidón y otros.
- Mantiene la turgencia celular y la rigidez de la estructura vegetal.
- Disemina frutos, semillas, polen, esporas y otros órganos.

Agua celular.

Todas las estructuras celulares contienen agua y las paredes y membranas son permeables a ella. La pared celular primaria (de células jóvenes) está formada por hemicelulosa y sustancias pécticas, en cuyo interior se aloja agua en no menos del 50% volumen de pared, una parte adsorbida mediante puentes de H y parte retenida por fuerzas capilares o mátricas de las fibrillas. A medida que la célula envejece, capas de celulosa van formando la pared secundaria, y en algunas células especializadas se depositan otras sustancias como ligninas, suberina, cutina, gomas, etc, alterando la permeabilidad de la pared.

La membrana protoplasmática o plasmalema es una fina película de lípidos, proteínas y polisacáridos, que cumple con una típica función selectiva que regula la naturaleza y concentración de sustancias del protoplasma, que ingresan por difusión acuosa.

El citoplasma está constituido en un 85-90 % por agua, ocupando el plasma donde intercambian sustancias las membranas selectivas de los orgánulos (plastidios, ribosomas, mitocondrias, etc.), constituyendo distintas unidades osmóticas, donde ocurren los procesos principales (fotosíntesis, respiración, almacenaje de reservas). Una estructura particular de la célula vegetal es la vacuola, que a veces ocupa casi todo el volumen celular, cuya membrana selectiva (tonoplasto) regula el ingreso de solutos y de esa manera participa del mecanismo de captación de agua por parte de la célula.

Uno de los fenómenos más relevantes en las relaciones agua-planta, es la difusión, que interviene en el ingreso de agua a las células del sistema de raíces y con ello, a la planta. Los dos tipos de difusión más reconocidos son la ósmosis y la imbibición.

Ya fue tratado el concepto de ψ_o , referido a la capacidad de una solución concentrada de tomar agua de una solución menos concentrada, existiendo entre ambas una membrana semipermeable. Una célula vegetal funciona como un osmómetro, donde la solución menos concentrada está en el exterior, compuesta por la pared celular rígida o poco elástica y permeable y por las membranas semipermeables, más rigurosamente de permeabilidad diferencial, que son el plasmalema, el tonoplasto y las membranas selectivas de los orgánulos. Las soluciones más concentradas están en el plasma vacuolar y en los medios acuosos intraorgánulos.

Si la célula encuentra al medio hipotónico, se produce un flujo de agua hacia su interior que incrementa el volumen vacuolar, adosando el plasmalema a la pared y ejerciendo una presión de turgencia (potencial de turgencia ψ_t), mientras que la pared reacciona con una fuerza opuesta e igual. La célula estará turgente.

El ψ_t se opone a la entrada de agua al interior celular, por lo que tiene signo contrario al ψ_o . Ambos potenciales ψ_t y ψ_o conforman un sistema de fuerzas que regula el ingreso de agua y su suma algebraica determina el potencial hídrico celular ψ_w , también denominado DPD (déficit de presión de difusión), de manera que:

$$\psi_w = \psi_o + \psi_t \quad (14)$$

Cuando la célula está en contacto con un medio hipertónico, pierde agua, el volumen vacuolar disminuye, el citoplasma se retrae, el plasmalema se despegue de la pared, manifestándose el fenómeno inverso a la turgencia: la plasmólisis. En una célula plasmolizada, en estado de flacidez, la $\psi_t = 0$, por lo que $\psi_w = \psi_o$

Esta dinámica hídrica celular es controlada por la ec. 14, con situaciones extremas de máximas plasmólisis y turgencia. Partiendo de una célula plasmolizada, si comienza a entrar agua, irá incrementándose el ψ_t hasta que igualar al ψ_o y cuando $\psi_t = \psi_o$, el $\psi_t = \text{máx}$ y $\psi_w = 0$. No podrá ingresar más agua a la célula turgente. En la Figura 17 se observan la marcha del ψ_w y de sus componentes, a medida que una célula absorbe agua.

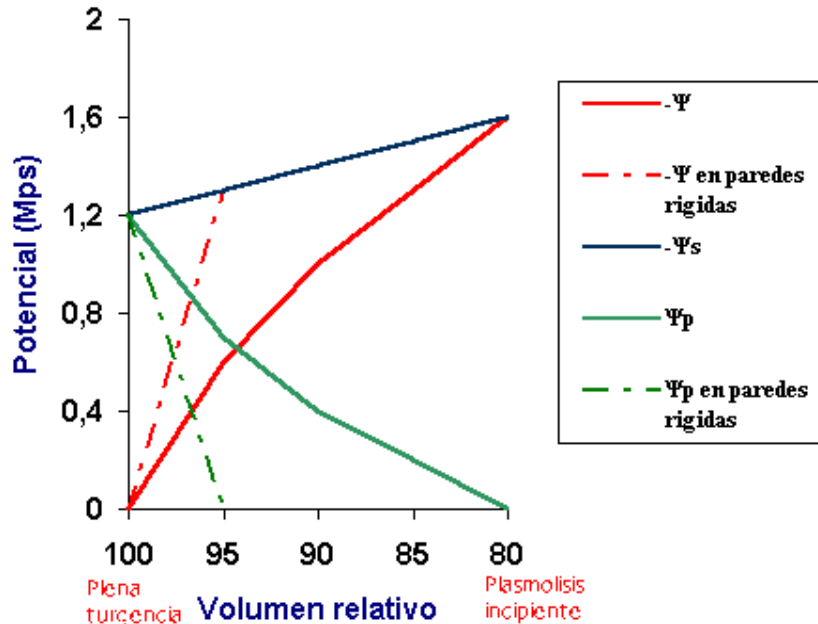


Figura 17. Cambios en los componentes del potencial hídrico celular.

La imbibición es un proceso de difusión de moléculas de agua entre las moléculas de un sólido, determinando su hinchazón. En células y tejidos vegetales muy secos, la absorción inicial de agua no se produce por ósmosis sino por imbibición, determinado por componentes orgánicos del citoplasma, de tamaño coloidal, con facilidad para establecer puentes de H y absorber de esta forma agua.

Esta capacidad de absorción de agua por imbibición también se define como un potencial mátrico celular, ψ_{mc} . Tiene signo negativo y su valor, que es función del tipo de sustancias coloidales, es pequeño en

relación con el ψ_o y el ψ_t , salvo para situaciones de extrema sequedad. Entonces, el potencial hídrico celular queda definido por:

$$\psi_w = \psi_o + \psi_t + \psi_{mc} \quad (15) \quad \text{donde}$$

ψ_t toma valores cero o positivos, ψ_o y ψ_{mc} son siempre negativos y ψ_w varía entre cero (ψ_w máximo) y ψ_w negativos.

Las células absorben agua y sales minerales mediante mecanismos de transporte activo y pasivo. La absorción pasiva de agua en las raíces, ocurre por ósmosis y por las fuerzas de succión internas generadas por la transpiración. La absorción activa no es muy significativa e incluso no está cabalmente demostrado el consumo energético directamente afectado al ingreso de agua. Sin embargo, está comprobado el gasto de energía metabólica para la absorción de sales, que determinan la ψ_o con que se resolverá la absorción pasiva.

En cuanto a la absorción y transporte de sales puede ser pasivo y activo. El transporte pasivo es el mecanismo por el cual un ión o sustancia difunde a través del plasmalema, a favor de un gradiente de concentración, sin consumo de energía metabólica. En realidad, las membranas, de composición lipídica, sólo permiten la difusión de moléculas neutras con alguna liposolubilidad, incluso una difusión facilitada de solutos que se combinan con sustancias transportadoras muy liposolubles.

Existe una absorción pasiva de iones a favor de un potencial electroquímico, que es función de la concentración iónica y de su carga eléctrica, por lo que puede ocurrir el ingreso de iones al interior de la célula, en contra de gradientes de concentración y sin consumo energético, explicable por los mecanismos de intercambio iónico y del equilibrio Donnan.

El intercambio iónico ocurre desde la superficie celular donde existen iones adsorbidos osmóticamente inactivos, que pueden intercambiarse con iones de la solución externa, incrementando la concentración de la solución interna alcanzando valores superiores a los esperados por la acción de la difusión osmótica.

El equilibrio Donnan se explica por la existencia de membranas selectivas a ciertos iones de pequeño tamaño, mientras que no permiten difundir a otros de tamaño mayor, con lo que se generan diferencias de potenciales de difusión.

Por último, la absorción activa se realiza con la intervención de sustancias transportadoras que combinan iones para introducirlos a través de una membrana selectiva y contra un gradiente de concentración, con gasto de energía, generalmente moléculas de ATP.

El agua en la planta

La absorción de agua desde un reservorio (generalmente el suelo) lo realizan tejidos específicos de la planta, los pelos radicales y la rizodermis, gracias a la diferencia de ψ hídrico entre el suelo y la raíz, verificándose un movimiento radial del agua, que atravesará la corteza de la raíz hasta alcanzar el xilema, siguiendo dos posibles caminos: a) extracelular, a través de las paredes celulares y espacios intercelulares, b) intracelular, atravesando el plasmalema y tonoplasto e ingresando en el espacio citoplasmático y vacuolar, para pasar de célula a célula mediante los plasmodesmos que atraviesan las paredes.

La mayor cantidad de agua es absorbida pasivamente y el movimiento radial en la raíz se realiza preferentemente a través de las paredes celulares. La difusión ocurrirá debido al aumento de la ψ_o en las células o a la disminución de la ψ_t .

Existe una continuidad hidráulica entre los tejidos de la planta, en la forma de columnas continuas de agua en el xilema, desde la zona pilífera radical hasta las cámaras subestomáticas de tejidos fotosintetizantes, que vinculan los procesos de captación de agua del suelo con la transpiración.

El ascenso del agua y sales por la raíz y el tallo se realiza en los tejidos vasculares xilemáticos, cuyas células más especializadas son las traqueidas y los elementos traqueales, que en la madurez mueren, se ahuecan y lignifican, de manera de ofrecer una mínima resistencia al flujo de la savia bruta. La fuerza generadora de la diferencia de potencial hídrico para lograr el movimiento ascendente es la transpiración.

Los vasos conductores del vástago ingresan en las hojas mediante haces vasculares, luego pasa los tejidos foliares y se mueve a través de las paredes celulares, hasta evaporarse en las células del mesófilo, pasar a los espacios intercelulares y por último difundir hacia la atmósfera, principalmente a través de los ostíolos de los estomas.

Existen dos teorías para explicar el movimiento ascendente del agua en la planta, de acuerdo a su velocidad transpirativa:

a) Teoría de la cohesión-tensión para plantas con ritmo transpiratorio normal. Absorción pasiva.

El vapor de agua de los espacios intercelulares que sale a la atmósfera por evaporación, regulado por el mecanismo de apertura y cierre estomáticos, determina la disminución del ψ_w de las células del mesófilo en contacto con las cámaras subestomáticas y la salida de agua de ellas, que provoca disminución del ψ_w de las células del mesófilo más internas y así sucesivamente del xilema foliar, del xilema del tallo, de la raíz, de los pelos absorbentes, pudiendo concretarse el movimiento ascendente por la existencia de una columna continua de

agua, que circula hacia arriba por la acción de fuerzas de cohesión y de adhesión, determinando que las moléculas de agua se unan entre sí y con otras moléculas, respectivamente. La transpiración genera la diferencia de potencial y el agua contenida en los vasos xilemáticos estará sometida a una tensión,

b) Teoría de la presión de raíz, para plantas de transpiración lenta. Absorción activa.

La absorción activa y acumulación de sales del sistema de raíces produce el gradiente de ψ_0 que determina la diferencia de ψ_w entre el suelo y la raíz, que provoca la entrada de agua, que genera la presión hidrostática que se da en llamar "presión de raíz". Luego el flujo de agua se continua a expensas de diferencias de ψ_w entre el xilema de raíz, del tallo, de las hojas, creados por la creciente concentración de solutos.

Ambas teorías se complementan para explicar el flujo de agua desde el suelo a la atmósfera, para una misma planta, frente a cambios en la intensidad de la transpiración.

Transpiración.

El proceso de pasaje de vapor de agua a la atmósfera puede ocurrir desde los espacios intercelulares de tejidos vegetales a través del ostíolo de los estomas, se denomina transpiración estomática y es más importante que otros dos tipos de transpiración, la cuticular (evaporación desde la cutícula que tapiza la epidermis de tallos y hojas, interrumpiéndose en los ostíolos) y la lenticular (evaporación desde las lenticelas, que son pequeñas aberturas en regiones suberificadas de tallos y ramas), que pueden cobrar importancia cuando los estomas están cerrados.

La transpiración regula el intercambio gaseoso planta-atmósfera del vapor de agua y consecuentemente del CO_2 y el O_2 , por lo que se relaciona íntimamente con la fotosíntesis y la respiración, en última instancia, con la supervivencia y la respuesta productiva de partes cosechables de las plantas.

El coeficiente de transpiración es la relación entre las cantidades de agua transpirada y de materia seca producida, indicando la eficiencia de en el uso del agua. La mayoría de las plantas cultivadas tienen valores entre 300 y 600 Litros/kgMS. Es importante recordar que del total de agua absorbida, la planta transpira el 95% .

Para que ocurra la evaporación, el ψ_w atmosférico debe ser menor que el ψ_w de las estructuras vegetales. El ψ_w atmosférico es un potencial hídrico en fase gaseosa (vapor de agua), que se calcula con la ec. (15)

$$\psi_{wv} = (R.T / V) \ln HR/100 \quad (15) \quad \text{donde}$$

ψ_v = potencial de vapor de agua, en bar.

R = cte universal de los gases, 1, 987 Cal/mol.K

T = temperatura absoluta

HR = humedad relativa

Cuando la temperatura atmosférica es de 20 °C, $RT/V = 1.350$ bar, por lo que la ec. 15 queda:

$$\psi_v = 1.350 \ln HR/100 \quad (16)$$

Cuando $HR = 100$, $\psi_v = 0$ y apenas la $HR < 100\%$, comienzan a generarse los potenciales necesarios para la transpiración (Figura 18), ya que por otra parte, los ψ_w normales en las hojas varían entre -2 y -15 bar. Así se manifiestan las diferencias de ψ_w , motor del flujo de agua desde el suelo a la atmósfera, mientras la planta no se oponga a la difusión , cerrando los estomas.

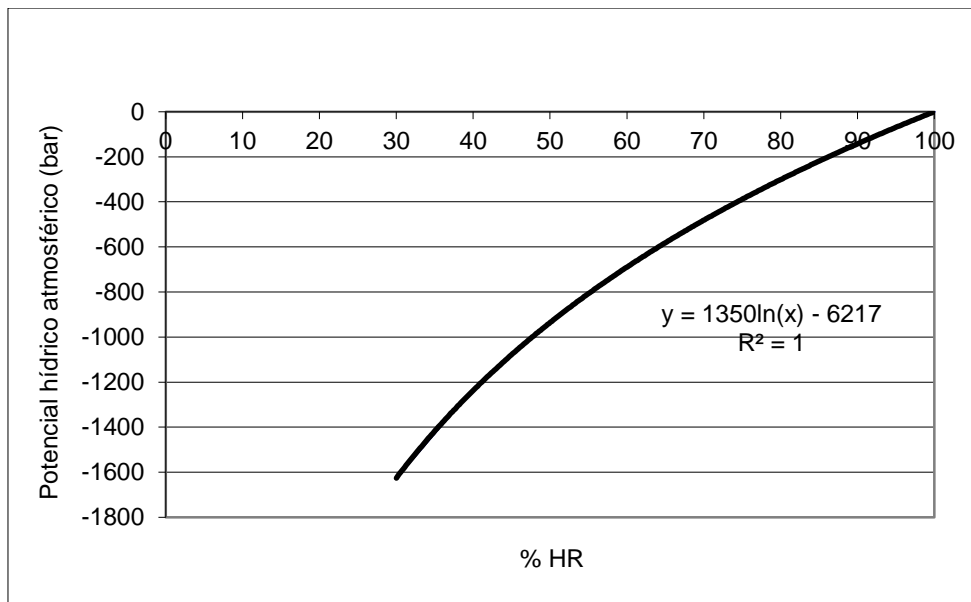


Figura 18. Dependencia del ψ_v con la humedad relativa ambiente.

Mecanismo de apertura y cierre estomático.

El estoma es el conjunto formado por dos células oclusivas, de forma arriñonada, únicas de la epidermis que tienen cloroplastos, que dejan entre sí un poro denominado ostiolo, que se comunica con la cámara subestomática y los espacios aéreos del mesófilo, donde ocurre la evaporación del agua. El tamaño de los ostiolos varía entre 3 y 12 μ de ancho y entre 10 y 40 μ de profundidad (Devlin, 1982)

Muchas especies presentan células epidérmicas diferenciadas del resto, las células acompañantes o accesorias, que rodean a las células oclusivas y participan del mecanismo de control estomático. El conjunto estoma-células acompañantes, forma el aparato estomático.

En principio, el aumento de la turgencia de las células oclusivas abre el ostiolo, mientras que la pérdida de turgencia, lo cierra. Ya que los cambios de la turgencia son una función del contenido hídrico en la planta, el control de este mecanismo es de vital importancia y se le adjudica a dos causas principales donde está involucrada la pared de las células oclusivas:

- Al aumentar la turgencia, algunas zonas delgadas de las paredes de las células oclusivas se deforman más que en zonas más gruesas, por lo que las células se dilatan y abren el poro estomático.
- Las paredes de las células oclusivas presentan anillos cerrados, perpendiculares al eje del estoma, formados por microfibrillas de celulosa. Dichos anillos provocan que el aumento de las oclusivas por mayor turgencia, ocurra solamente en el sentido longitudinal, que las obliga a curvarse, haciéndose más convexas en el sentido dorsal, abriendo el ostiolo.

Para aumentar la turgencia, las células oclusivas toman agua desde los espacios intercelulares, por difusión osmótica. Por lo tanto, la regulación de la turgencia se debe a complejos mecanismos en los que inciden varios factores principales, que de manera muy preliminar, se consideran:

- Agua. El déficit hídrico determina pérdida de turgencia y cierre estomático.
- Luz. Su presencia abre los estomas.
- Temperatura. Más de 25-30 °C cierran los estomas.
- Concentración de CO₂. Bajos contenidos de CO₂ atmosférico abre los estomas y altas concentraciones los cierran.
- Balance hormonal. Papel del ácido abscísico. Alto contenido cierra los estomas.

Existen varios autores que propusieron teorías para explicar la influencia de los factores sobre los cambios de turgencia de las células oclusivas, todos citados por Martín de Santa Olalla y Mañas (1993).

- Lloyd (1908), Lotfield (1921), Sayre (1926) y Health (1959). Elevada concentración de almidón en las células oclusivas en oscuridad y disminuía en iluminación, lo contrario ocurre en las células epidérmicas y mesófilas.

- b) Sayre (1926). Los cambios del pH inciden en la síntesis o hidrólisis del almidón. La máxima apertura estomática se encontraba a pH 4,2-4,4 con mínima concentración de almidón. El descenso del pH determinaba aumento del almidón y cierre estomático.
- c) Hanes (1940) y Yin (1948) demostraron que la enzima fosforilasa en las células oclusivas cataliza la síntesis de almidón + n-PO₄ a partir de n-glucosa-1 fosfato, a pH 5, donde el almidón es osmóticamente inactivo y el PO₄ y la n-glucosa-1-PO₄ son activos.
- d) Steward (1964) propuso que al interrumpirse la fotosíntesis en oscuridad, la respiración eleva la concentración de CO₂ y se forma CO₃H₂ que baja el pH, actúa la fosforilasa y las n-glucosa-1-fosfato forman almidón, aumentándose el ψ_0 , perdiendo agua las células oclusivas y cerrándose los estomas, con gasto energético.
- e) Teoría actual. Intervienen el ABA (ácido abscísico), que bloquea el intercambio de potasio, que cataliza la síntesis de ácido málico. En las células oclusivas de estomas abiertos, la concentración de malato de K⁺ es mucho más alta que cuando están cerrados. El almidón pasa a fosfoenolpirúvico PEP y PEP + CO₂ = oxaloacético = ac. málico, cuyos protones egresan de la célula, por lo que la densidad de cargas negativas se neutralizan con el ingreso de iones K, abriéndose los estomas con consumo de energía para el intercambio H / K. Para que cierren los estomas, se necesita una disminución del malato. En oscuridad o con alto contenido de CO₂, se cierran los estomas.

En síntesis, la transpiración, dependiente del mecanismo de cierre y apertura estomático es controlada por el metabolismo de la planta, mientras que el continuo hídrico desde el suelo hasta la atmósfera y los factores ambientales, tienen una enorme incidencia.

Los principales factores que influyen en la transpiración son:

A. Externos

- Calidad, intensidad y duración de luz.
- Concentración de dióxido de carbono
- Humedad relativa
- Temperatura
- Velocidad del viento
- Humedad edáfica.

B. Internos

- Área foliar.
- Área de tejidos absorbentes y distribución del sistema de raíces.
- Estructura foliar.

El crecimiento de las plantas está directamente controlado por su potencial hídrico y sólo indirectamente por los potenciales hídricos del suelo y la atmósfera. Los déficit hídricos se producen cuando la pérdida de agua excede la absorción. Se producen déficit temporales de agua al mediodía, en plantas que transpiran rápidamente, porque la resistencia al movimiento del agua a través de las raíces causa el retraso de la absorción respecto de la transpiración, aún en suelos húmedos. Los déficit hídricos más graves son de mayor plazo y ocurren cuando el potencial y la conductividad hidráulica decrecientes del suelo determinan la reducción de la absorción. Es claro que los ciclos diarios de tensión hídrica están principalmente controlados por la transpiración, en cambio los déficit graves, de largo plazo, son producidos por la disminución de la disponibilidad de agua del suelo. (Kramer, 1987)

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

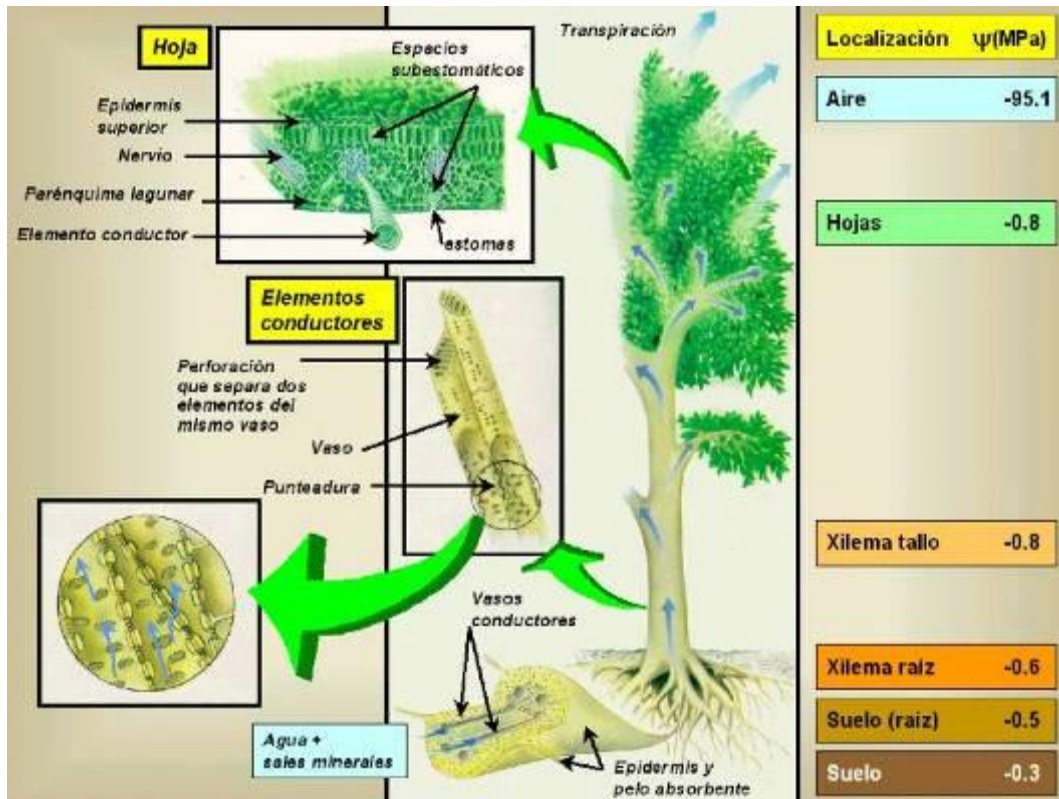
El flujo continuo de agua entre el suelo y la atmósfera se manifiesta primero en estado líquido por las distintas estructuras celulares y tisulares de la raíz, tallo y hojas. En los espacios intercelulares del mesófilo foliar se produce la evaporación a expensas de energía calórica disponible y en equilibrio 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.

Una misma planta, como se observa en la Fig. 19, a medida que el Ψ de agua del suelo va disminuyendo, recupera en la noche su Ψ_w interno, hasta que se llega a condiciones de Ψ_w irreversible. Por otro lado, frente a elevado potencial de agua atmosférico, el flujo de agua desde el suelo a la atmósfera no se interrumpe, la planta mantiene su balance hídrico disminuyendo la velocidad de absorción, pero si el poder desecante de la atmósfera es alto como consecuencia de baja presión parcial de vapor, el balance hídrico interno puede ser desfavorable, manifestando síntomas de marchitamiento, aún con altos Ψ de humedad edáfica.



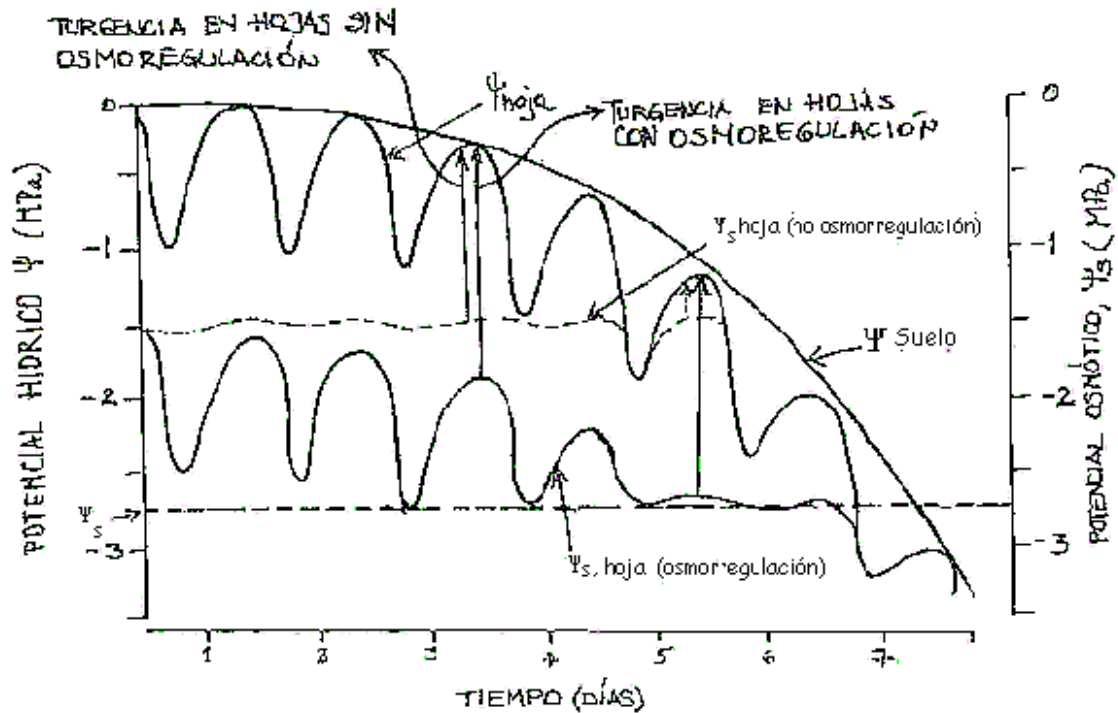


Figura 19. Cambios horarios del Ψ suelo y del Ψ hoja.

Considerando a la transpiración como un proceso que ocurre en el sistema único agua-suelo-planta-atmósfera, Stegman (1980) la explica en forma muy sencilla con el modelo 17.

$$Tr = (\Psi_h - \Psi_s) / (r_s + r_p) \quad (17) \quad \text{donde}$$

- Tr = transpiración real, en $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$
- Ψ_h = potencial hídrico de la hoja, en cm .
- Ψ_s = potencial hídrico del suelo, en cm .
- r_s = resistencia al flujo de agua en el suelo, en $\text{cm} \cdot \text{h} \cdot \text{cm}^{-1}$
- r_p = resistencia al flujo de agua en la planta, en $\text{cm} \cdot \text{h} \cdot \text{cm}^{-1}$

Relación transpiración-rendimiento

La estrechísima relación entre la transpiración T y la fotosíntesis F se explica desde el control del intercambio gaseoso estomático, donde los gradientes de presiones parciales de CO_2 y vapor de H_2O entre la hoja y la capa límite atmosférica y las resistencias a sus flujos, son los dos factores principales que condicionan ambos procesos.

Palacios (1982) da una ecuación sencilla (18) que relaciona ambos procesos.

$$T / F = \Delta v \cdot l / a \quad (18) \quad \text{donde}$$

- T = transpiración, en $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ (masa de agua transpirada por superficie y tiempo unitarios)
- F = fotosíntesis, en $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ (masa de CO_2 sintetizado por superficie y tiempo unitarios)
- Δv = gradiente de tensión de vapor
- a = parámetro

La máxima cantidad de materia fotosintetizada, se correlaciona con una máxima transpiración o transpiración potencial, con lo que la ec. 18 puede transformarse en la ec. 19

$$T_p / F_p = \Delta v \cdot l / a_p \quad (19) \quad \text{donde}$$

- F_p = fotosíntesis potencial
- T_p = transpiración potencial
- a_p = parámetro

La relación entre los procesos fotosintéticos y transpirativos reales y potenciales, puede formularse de la siguiente manera:

$$\text{Si } F = a T / \Delta v \quad \text{y } F_p = a_p T_p / \Delta v$$

$$F / F_p = (a / a_p) (T / T_p) = b T / T_p$$

$$F / F_p = b T/T_p \quad (20)$$

Norero (1974) propuso calcular la relación F/Fp con el modelo de la ec. 21

$$F / F_p = [(c + 1) E_t / E_{tp} - c] \exp n \quad (21) \quad \text{donde}$$

Et = evapotranspiración real, en cm/día

Etp = evapotranspiración potencial, en cm / día

c y n = parámetros

$$c + 1 = 1 / 1 - \exp (- K \cdot a) \quad (22) \quad \text{donde}$$

K = índice de extinción de la radiación

a = índice de área foliar, IAF.

$$n = E_{tp} + 0,25 \quad (23)$$

En la Tabla 4 se dan valores recopilados por Norero (1978), útiles para estimar las variables consideradas con sus modelos.

Tabla 4. Índices de área foliar, de extinción de la radiación y coeficiente c de Norero.

Tipo de cultivo	Rango de valores		Valores promedio		
	IAF	K	IAF	K	c
1. Perennes de follaje vertical	5 a 10	0,25 a 0,50	6	0,3	0,2
2. Perennes de follaje horizontal	3 a 7	0,7 a 0,9	4	0,8	0,1
3. Anuales de ciclo corto					
Follaje vertical	2 a 4	0,3 a 0,6	2,5	0,3	0,9
Follaje inclinado	1 a 4	0,4 a 0,6	2	0,5	0,6
Follaje horizontal	1 a 3	0,7 a 0,9	1,5	0,8	0,4
4. Anuales de ciclo intermedio					
Follaje vertical	3 a 5	0,3 a 0,7	3	0,4	0,4
Follaje inclinado	2 a 5	0,4 a 0,7	2,5	0,6	0,3
Follaje horizontal	2 a 4	0,7 a 0,9	2	0,8	0,3
5. Anuales de ciclo largo					
Follaje vertical	4 a 6	0,3 a 0,6	3,5	0,4	0,3
Follaje inclinado	3 a 6	0,4 a 0,7	3	0,6	0,2
Follaje horizontal	3 a 5	0,7 a 1,0	2,5	0,9	0,1

La relación F/Fp puede considerarse como un indicador del cociente entre el rendimiento producido o pronosticado para determinadas condiciones ambientales y el rendimiento potencial o máximo, Y / Ym, con lo cual puede estimarse la cosecha en función del consumo evapotranspirativo real y potencial.

Relativizando el rendimiento real respecto del máximo Y/Ym y asociándolo con las transpiraciones o evapotranspiraciones relativas, T/Tp ó Et/Etp, se logran funciones lineales.

Utilizando el modelo de Norero (ec. 21), puede por ejemplo estimarse la Y/Ym de un maíz regado, cuando la Etp = 10 mm/día y la Et = 7 mm/d. De la Tabla 4 extraemos los valores de K = 0,6 , a = 3 y c = 0,2

$$n = 1 \text{ cm/d} + 0,25 = 1,25 \quad \text{e} \quad Y/Y_m = [1,2 \cdot 7/10 - 0,2] \exp 1,25 = 0,57$$

que puede interpretarse de la siguiente manera: un alejamiento del 30% de la Et respecto de la potencial, produce una disminución del rendimiento del 43 % respecto del rinde potencial.

Cuando el cociente entre las Et o las T tiende a 1, Y/Ym también tiende a la unidad y cuando Et = Etp ó Tr = Tp, entonces Y = Ym ó F = Fp

Doorembos y Kassan (1979) definieron el rendimiento máximo como aquel cosechado de una variedad de gran producción, bien adaptada al ambiente vegetativo, incluyendo el tiempo disponible en llegar a la madurez, en condiciones tales que no esté limitado por el agua, los nutrientes, las plagas o las enfermedades.

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_t = evapotranspiración real del cultivo, en mm/día
 E_{tm} = 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_t y sobre el rendimiento, pudiendo ser cuantificado mediante la relación E_t/E_{tm} . Cuando el requerimiento hídrico del cultivo se satisface con el suministro de humedad disponible, $E_t = E_{tm}$, mientras que si es insuficiente, $E_t < E_{tm}$.

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_t/E_{tm} 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_{tm} . 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 $p = U_r$.

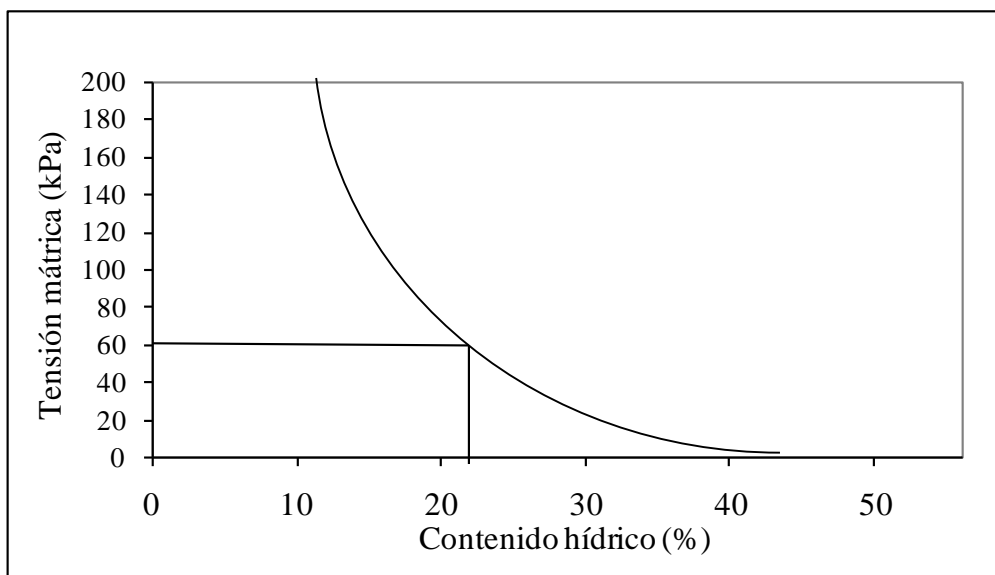


Figura 21 Umbral óptimo de riego: punto coordinado de una curva de retención hídrica.

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.

Cumplíendose que $HAC = Wc - Wur$ (26) y $HAR = Wur - Wm$ (27)

También HAC puede expresarse como una lámina de reposición de agua y HAC 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_m y por lo tanto que se cumplan tanto $E_a = E_m$ 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.

Los valores de los U_r para cada cultivo y etapa fenológica, se determinan experimentalmente mediante ensayos de campo, en los cuales se miden los rendimientos logrados con distintas HAC o distintos ψ_m .

En la literatura técnica pueden encontrarse valores de U_r , como los de Taylor (1972), citado por Grassi (1990), que se presentan en la Tabla 5 y los de Doorembos y Kassam (1986), disponibles en las Tablas 6 y 7.

Tabla 5. Umbrales óptimos de riego. Fuente (Taylor, 1972)

Cultivos	Potencial matriz (bar)	Cultivos	Potencial matriz (bar)
Alfalfa	1,5	Palto	0,5
Repollo	0,6-0,7	Frutales de carozo	0,5- 0,8
Arveja	0,3-0,5	Vid estación temprana	0,4-0,5
Lechuga	0,4-0,6	Vid maduración	1
Tabaco	0,3-0,8	Melón	0,35-0,4
Caña de azúcar	0,25-0,3	Tomate	0,8-1,5
Maíz dulce	0,5-1,0	Banana	0,3-1,5
Cebolla de verdeo	0,45-0,55	Maíz fase vegetativa	0,5
Cebolla para bulbo	0,55-0,65	Maíz fase maduración	0,8-1,2
Papa	0,3-0,5	Cereales grano fino veg	0,4-0,5
Zanahoria	0,55-0,65	Cereales grano fino mad	0,8-1,2
Brócoli	0,45-0,7	Alfalfa antes floración	2
Coliflor	0,6-0,7	Alfalfa floración	4 a 8
Limonero	0,4	Alfalfa maduración	8 a 15
Naranja	0,2 -1		

Tabla 6. Grupo de cultivos para asignación del umbral de riego. Doorembos y Kassam (1986)

Grupo	Cultivo
1	cebolla, pimienta, papa
2	banana, repollo, vid, arveja, tomate
3	alfalfa, poroto, citrus, maní, ananá, girasol, sandía, trigo.
4	algodón, maíz, olivo, cártamo, sorgo, soja, caña, remolacha azucarera, tabaco.

Tabla 7. Valores de umbrales de riego para los grupos de cultivo de la Tabla 6. Fuente Doorembos y Kassam (1986)

Grupo	Etm (mm/día)									
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
1	0,5	0,425	0,35	0,3	0,25	0,225	0,2	0,2	0,175	
2	0,675	0,575	0,475	0,4	0,35	0,325	0,275	0,25	0,225	
3	0,8	0,7	0,6	0,5	0,45	0,425	0,375	0,35	0,3	
4	0,875	0,8	0,7	0,6	0,55	0,5	0,45	0,425	0,4	

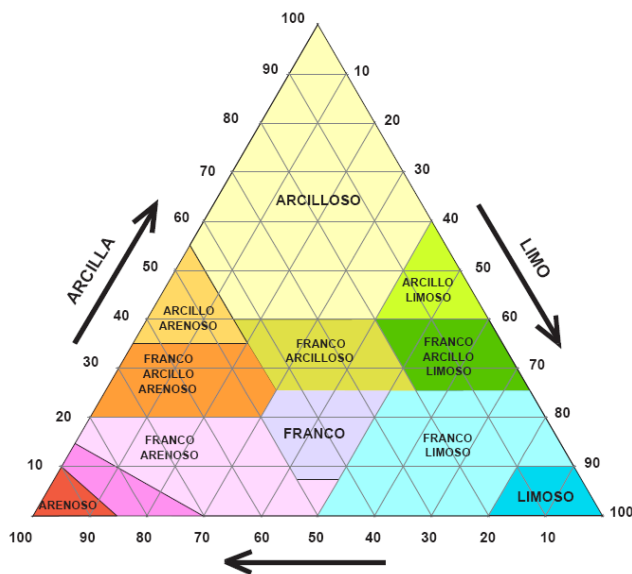
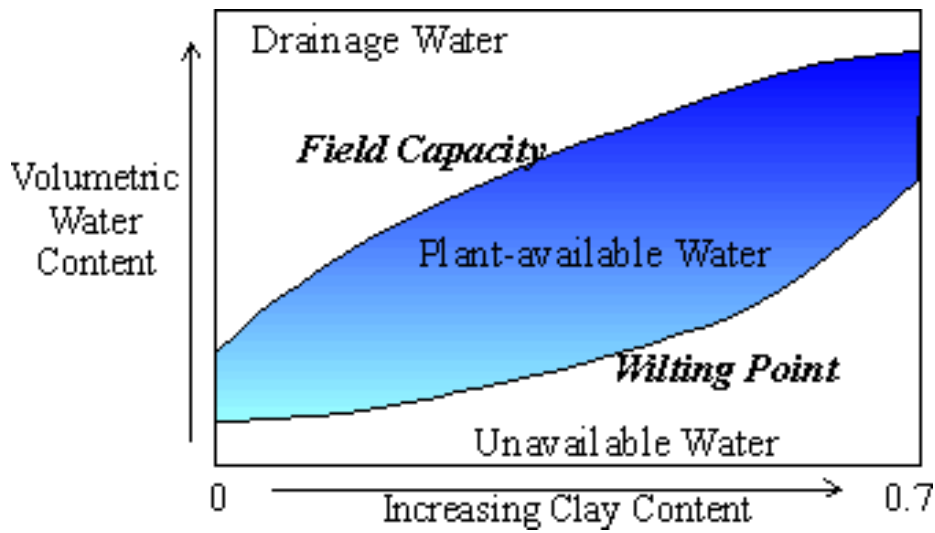


Figura 23 Coeficiente hidrodinámico del suelo en función de su textura.

Tabla 8. Coeficiente de densidad de enraizamiento de Norero, para calcular el umbral óptimo de riego

Característica del sistema de raíces del cultivo	Cultivos típicos	Coeficiente r_a
Muy profusas	gramíneas pratenses	0,7 - 1,0
Profusas	maíz, Sorgo, arroz, girasol	0,5 - 0,7
Moderadamente densas	caña, soja, algodón, maní	0,3 - 0,5

Ejemplo: un cultivo de papa ($r_a = 0,3$) localizado en Mar del Plata, en etapa vegetativa, con una $E_{tm} = 0,4$ cm/d, en suelo franco ($s = 0,5$) y en etapa de tuberización, con una $E_{tm} = 0,6$ cm/d, los umbrales óptimos de riego estimados con la ec. (28) son $p = 0,45$ en la primer etapa fenológica y $p = 0,39$ en la segunda.

Comparación de estimaciones del U_r para el cultivo de papa, en %.

Fuente	Etapa fenológica	
	Vegetativa	Tuberización
Taylor (1972)	0,36*	0,36**
Norero (1976)	0,45	0,39
Génova (1983)	0,63	0,44
Doorembos y Kassam (1986)	0,35	0,25

(*) Convirtiendo el umbral $\psi_m = 0,4$ bar dado por Taylor, a % de HAC para el suelo franco de la Fig. 21, con $W_c = 28\%$, $W_m = 14\%$, $HAT = 14\%$, $W_{ur} (\psi = 0,4 \text{ bar}) = 24\%$

(**) Es el promedio de los valores de U_r obtenidos por los otros tres métodos, ya que Taylor no diferencia etapas fenológicas en el caso de la papa.

Siguiendo a Grassi (1990), en términos generales, puede asumirse que el margen tolerable del valor p es estrecho cuando el producto cosechado es fresco o carnoso, mientras que es más amplio cuando se cosecha producto seco (granos, semillas). También los valores de p son más altos durante los períodos vegetativo y de maduración, que durante el período de floración-fructificación, coincidente con los valores de E_{tm} , que son menores en esas fases, relacionadas con el coeficiente de cultivo k_c .

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 capacidad de campo del horizonte, capa o estrato n del suelo.

$W_{m_n} = \% W$ a la 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: $dr = (1 - p) dt$.

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:

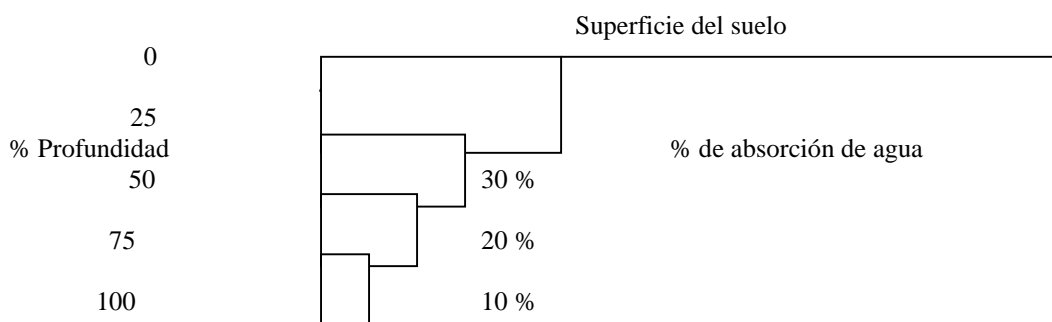


Figura 24. Relación entre el patrón de distribución de raíces y la extracción de agua del suelo.

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.

Tabla 9. Capacidad de almacenaje de agua para distintas profundidades de raíces de cultivos y suelos. Fuente: Thornthwaite-Mather (1957).

Tipo de suelo	Prof. Raíces (m)	Walm (mm)
1. Espinacas, arvejas, remolachas, zanahorias, etc.		
Arenoso fino	0,50	50
Franco arenoso fino	0,50	75
Franco limoso	0,62	125
Franco arcilloso	0,40	100
Arcilloso	0,25	75
2. Maíz dulce, algodón, tabaco, cereales.		
Arenoso fino	0,50	75
Franco arenoso fino	1,00	150
Franco limoso	1,00	200
Franco arcilloso	0,80	200
Arcilloso	0,50	150
3. Alfalfa, pastos, arbustos.		
Arenoso fino	1,00	100
Franco arenoso fino	1,00	150
Franco limoso	1,25	250
Franco arcilloso	1,00	250
Arcilloso	0,67	200
4. Montes frutales.		
Arenoso fino	1,50	150
Franco arenoso fino	1,67	250
Franco limoso	1,50	300
Franco arcilloso	1,00	250

Arcilloso	0,67	200
5. Bosques desarrollados.		
Arenoso fino	2,50	250
Franco arenoso fino	2,00	300
Franco limoso	2,00	400
Franco arcilloso	1,60	400
Arcilloso	1,17	350

Tabla 10. Profundidad efectiva final de raíces, para suelos profundos y homogéneos.

Fuente: Doorembos y Pruitt (1976)

Cultivo	Prof. efectiva de raíces (cm)	Cultivo	Prof. efectiva de raíces (cm)	Cultivo	Prof. efectiva de raíces (cm)
Alfalfa	90-180	Cereales	60-150	Pastos	60-100
Poroto	50-90	Vid	75-180	Pimiento	40-100
Cítricos	120-150	Leguminosas	50-125	Papa	30-75
Algodón	30-60	Maíz dulce	75-160	Cártamo	90-180
Pepino	75-125	Olivo	100-150	Soja	60-125
Berenjena	75-120	Cebolla	30-75	Frutilla	20-30
Remolacha	60-125	Caña azúcar	75-180	Tomate	40-100
Tabaco	45-90	Verdura hoja	30-60		

Otro aspecto importante para considerar la profundidad de enraizamiento, es la dinámica del crecimiento de la rizósfera, asociada también al potencial genético de las especies y a las condiciones ambientales. Es indudable que las raíces crecerán a medida que crece toda la planta, hasta un máximo que generalmente coincide con el máximo crecimiento de la parte aérea.

En el caso de los cultivos anuales, el crecimiento de las raíces es rápido, de 2 a 4 meses, mientras que en los cultivos perennes, el crecimiento es lento, alcanzando la máxima profundidad en su estado adulto, a los 2-3 años de implantado como mínimo.

Un modelo disponible de crecimiento de raíces es el de Norero (1986), ec. 30.

$$D = 1,8 \left(\frac{t}{t_c} \right) \left(1,5 - \frac{t}{t_c} \right) D_x \quad (30) \quad \text{donde}$$

D = profundidad de raíces en el tiempo t del ciclo, en m.

t = tiempo que varía desde t = 0 al t_c, en días

t_c = tiempo de duración del ciclo del cultivo, en días.

D_x = profundidad máxima de las raíces sin impedimentos a su crecimiento, en m.

Por ejemplo, para un cultivo cuya D_x = 0,6 m y t_c = 120 días, el crecimiento de las raíces se muestra en la curva de la Figura 25, estimada con la ec. 30.

Por último, la velocidad de extracción de agua desde los distintos estratos del suelo, por parte de las raíces, varía con el tiempo, en función de los cambios en el almacenaje de humedad y sus Ψ_m asociados. En general, cuando baja el Ψ_m en un estrato, la planta incrementa la absorción hídrica en otros, donde el agua esté más disponible. En la Figura 26, Taylor (1972), citado por Grassi (1990), muestra la variación del % de extracción en función del tiempo a partir de un riego

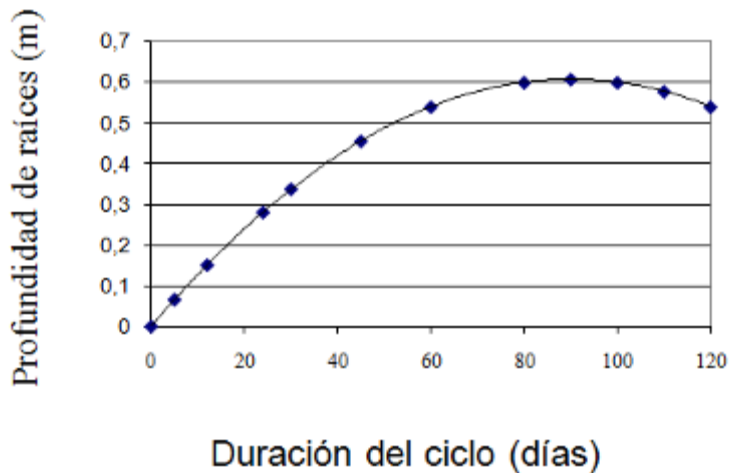


Figura 25. Profundidad de enraizamiento en función del ciclo del cultivo.

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 Wc .

La dn puede calcularse en base a diagnósticos o a pronósticos. Cuando se conoce la humedad actual del suelo, Wac , habrá que calcular la diferencia $Wc - Wac$. Cuando se estima la dn requerida, se utiliza el criterio de Ur , calculando la cantidad de agua a reponer mediante $(Wc - Wm) Ur$.

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

- Los contenidos hídricos referenciales Wc y Wm , en % gravimétrico o volumétrico.
- La densidad aparente δ_{ap} , en g/cm^3 .
- La capacidad de almacenamiento de humedad aprovechable $Walm = Wc - Wm$, que es la HAT, en % gravimétrico o volumétrico.
- El contenido hídrico actual $Wact$, 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 Ur , como fracción HAC de la HAT, adimensional.
- El contenido hídrico umbral de riego Wur , 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 Wc , Wm 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:

$$dn = \sum^i [(Wc_i - Wm_i) / 100] \delta_{ap_i} \cdot Ur \cdot D_i \quad (31)$$

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

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

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

$$dn = \sum^i [(Wc_i - Wact_i) / 100] \delta_{ap i} \cdot D_i \quad (33)$$

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

En las ecuaciones para calcular dn, se consideran constantes, respecto del tiempo durante la temporada de riego, los valores de Wc, Wm, δ_{ap} y consecuentemente Walm, mientras que son variables en el tiempo, las magnitudes de Wact, Ur y D. La Wact estará asociada con el balance hídrico del suelo, Ur variará con la Etm 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 Et, 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 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 autopulsados, 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.

Ejemplo

Cultivo: maíz Riego por aspersión continua Eficiencia de aplicación= 85%

D.max: 60 cm

Siembra 15 de septiembre

Cosecha 15 de febrero

Ciclo 150 días

Modelo utilizado $Ln = [W_c - W_m/100]dap * D * Ur$

1) Datos del suelo Argiudol típico

PERFIL EDAFICO				
ESTRATO	PROFUNDIDAD cm	Wc %p/p	Wm %v/v	Dens. Aparente Gr/cm ³
A	0-24	24	14	1,21
B1	24-34	27	16	1,18
B2	34-75	30	17	1,15
C	75-150	34	19	1,11

2) Datos climáticos

Mes	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb
Et(mm/d)	4,2	5,1	5,9	6,5	6,8	5,5

3) Profundidad de Raíces

Modelo de Norero: $D = 1,8 \left(\frac{t}{tc}\right) \left(1,5 - \frac{t}{tc}\right) Dx$

t(día)	tc(día)	t/tc	Dx(mm)	D(mm)	D(cm)	Fecha
0	150	0	600	0	0	15/9
15	150	0,1	600	151,2	15	1/10
30	150	0,2	600	280,8	28	15/10
45	150	0,3	600	388,8	39	1/11
60	150	0,4	600	475,2	48	15/11
75	150	0,5	600	540	54	1/12
90	150	0,6	600	583,2	58	15/12
105	150	0,7	600	604,8	60	1/1

120	150	0,8	600	604,8	60	15/1
135	150	0,9	600	583,2	58	1/2
150	150	1	600	540	54	15/2

4) Umbral óptimo de riego

$$p = \sqrt[3]{ra * S(1,0 - Etm)}$$

ra=0,6 (figura 23)

s=0,4 (tabla 8)

ra*s=0,24

Fecha	Etm(cm/día)	1-Etm	0,24*(1-Etm)	P % ajustado
15/9	0,42	0,58	0,1392	0,52
1/10	0,46	0,54	0,1296	0,51
15/10	0,51	0,49	0,1176	0,49
1/11	0,55	0,45	0,108	0,48
15/11	0,59	0,41	0,0984	0,46
1/12	0,61	0,39	0,0936	0,45
15/12	0,65	0,35	0,084	0,44
1/1	0,66	0,34	0,0816	0,43
15/1	0,68	0,32	0,0768	0,43
½	0,59	0,41	0,0984	0,46
15/2	0,55	0,45	0,108	0,48

5) Cálculo de láminas neta y bruta

Fecha	Días desde siembra	Horizonte A (Wc-Wm)dap	Horizonte B1 (Wc-Wm)dap	Horizonte B2 (Wc-Wm)dap	Prof de Raíz	Umbral p=Ur
15-sep	0	0,121	0,1298	0,1495	0	0,52
01-oct	15	0,121	0,1298	0,1495	150	0,51
15-oct	30	0,121	0,1298	0,1495	280	0,49
01-nov	45	0,121	0,1298	0,1495	390	0,48
15-nov	60	0,121	0,1298	0,1495	480	0,46
01-dic	75	0,121	0,1298	0,1495	540	0,45
15-dic	90	0,121	0,1298	0,1495	580	0,44
01-ene	105	0,121	0,1298	0,1495	600	0,43
15-ene	120	0,121	0,1298	0,1495	600	0,43
01-feb	135	0,121	0,1298	0,1495	580	0,46
15-feb	150	0,121	0,1298	0,1495	540	0,48

Fecha	Días desde siembra	láminas netas parciales			Lam. Neta dn (mm)	Eficiencia de aplicación	Lámina bruta db (mm)	Lámina bruta ajustada (mm)
		dn (A) (0-24cm)	dn(B1) (24-34cm)	dn(B2) (34-75cm)				
15-sep	0	0	0	0	0	0,85	0	0
01-oct	15	9,2565	0	0	9,2565	0,85	10,89	11
15-oct	30	14,2296	2,54408	0	16,77368	0,85	19,7337412	20
01-nov	45	13,9392	6,2304	3,588	23,7576	0,85	27,9501176	28
15-nov	60	13,3584	5,9708	9,6278	28,957	0,85	34,0670588	34
01-dic	75	13,068	5,841	13,455	32,364	0,85	38,0752941	38
15-dic	90	12,7776	5,7112	15,7872	34,276	0,85	40,3247059	40
01-ene	105	12,4872	5,5814	16,7144	34,783	0,85	40,9211765	41
15-ene	120	12,4872	5,5814	16,7144	34,783	0,85	40,9211765	41

01-feb	135	13,3584	5,9708	16,5048	35,834	0,85	42,1576471	42
15-feb	150	13,9392	6,2304	14,352	34,5216	0,85	40,6136471	41

6) Cálculo de intervalo de riego

Fecha	Días desde siembra	Lam ajustada (mm)	netadn	Evapotranspiración del cultivo Etc (mm/día)	Intervalo de riego ajustado Ir (días)	Intervalo de riego ajustado Ir (horas)
15-sep	0	0,0		4,2	0,0	0
01-oct	15	9,3		4,6	2,0	48
15-oct	30	16,8		5,1	3,3	79
01-nov	45	23,8		5,5	4,3	104
15-nov	60	29,0		5,9	4,9	118
01-dic	75	32,4		6,1	5,3	127
15-dic	90	34,3		6,5	5,3	127
01-ene	105	34,8		6,6	5,3	126
15-ene	120	34,8		6,8	5,1	123
01-feb	135	35,8		5,9	6,1	146
15-feb	150	34,5		5,5	6,3	151

4. Proyectos y programas operativos de riego.

Para unificar criterios, se entiende como proyecto de riego al documento que defina los objetivos, diagnóstico de situación, actividades, cronogramas de acción, recursos y resultados que permitan evaluar la factibilidad técnica y económica de la propuesta. Incluye el diseño, instalación, operación, administración, mantenimiento y evaluación de obras y equipamiento. Puede ser a nivel de cuenca, de distrito de riego, de establecimiento, finca o predio y de unidad de riego (lote, parcela, área bajo cubierta, etc)

Un programa operativo de riego, generalmente a nivel de finca, debe establecer como mínimo la secuencia de aplicaciones de agua mediante el o los métodos de riego que se propongan (oportunidad e intervalo de riego) y las láminas de riego, constantes o variables, que satisfagan el déficit hídrico del suelo.

Para programar los riegos, en principio se deberán fijar las restricciones más importantes, como son la disponibilidad de los recursos tierra o agua, como los de mayor incidencia. Las cuestiones sociales, económicas y financieras también deben ser consideradas.

Cuando la cantidad de agua no es limitante y los costos de riego permiten una rentabilidad adecuada, se programa maximizando la producción por unidad de superficie. El criterio que se establece es regar regularizando el régimen de humedad del suelo en el rango óptimo de humedad aprovechable, donde la $dn = p \cdot dt$, aplicando la ec. 31, que determina dn variable, acompañando la evolución de los cultivos, anuales y perennes. Se elabora un calendario de riego, con fechas de aplicación de las correspondientes láminas, que resultan de un balance hídrico entre los ingresos por riego y Pe y los egresos por Etc máxima.

Cuando la cantidad de agua es limitante y los costos operativos del riego son elevados, se programa maximizando la producción por unidad de volumen de agua disponible, donde la Etc será menor que la Etm y por lo tanto el $Y < Y_m$. Se utilizan modelos matemáticos o tablas (Método de Doorembos y Kassam (1979), con valores de las variables de manejo del riego, tales como dt , Ir , Ur , para calcular la Etc de los cultivos que realmente ocurrirá con la restricción hídrica, siempre menor a la Etm.

Por último, debe ajustarse la superficie a regar con la cantidad de agua disponible, ya que en estos casos interesa optimizar la eficiencia en el uso del agua, maximizando la respuesta productiva Y respecto del agua utilizada, en (kg de cosecha/m³ de agua consumida), siendo la Y menor que la Y máxima cuando Etc=Etm.

Se deberán plantear las relaciones entre el área regable con restricción de agua A y su producción P asociada a un rendimiento Y, cuando $Etc < Etm$, respecto del área máxima regable Am cuando $Etc = Etm$ y por lo tanto se logra Ym y consecuentemente la producción máxima Pm . De esta forma:

$$P = A \cdot Y \quad (38) \quad \text{y} \quad Pm = Am \cdot Ym \quad (39)$$

Proponiendo la siguiente igualdad volumétrica:

$$A \cdot Etc = Am \cdot Etm \quad (40)$$

Puede expresarse:

$$A = Am \cdot Etm / Etc \quad (41)$$

Introduciendo el criterio de producción relativa P/Pm , queda

$$P/Pm = A \cdot Y / Am \cdot Ym \quad (42)$$

Sustituyendo (41) en (42)

$$P/Pm = Etm \cdot Y / Etc \cdot Ym \quad (43)$$

Utilizando el modelo de Doorembos y Kassam (1979) que pronostica la reducción de rendimientos relativos de los cultivos con la Et relativa, en base a coeficientes de productividad ky conocidos, reportados en la recopilación efectuada por los autores, método que aplica y recomienda la FAO.

$$(1 - Y/Ym) = ky (1 - Etc/Etm)$$

Despejando Y/Ym y sustituyendo en (43), se obtiene un modelo de producción relativa en función del ky , Etc y Etm :

$$P/Pm = Etm / Etc (1 - ky) + ky \quad (44)$$

Otros procedimientos de programación de riegos tienen en cuenta distintos criterios:

- Criterio del riego durante solamente períodos críticos, utilizando las reservas de humedad del suelo con alta HAT o Walm.
- Criterio de riego complementario, diagnosticando o pronosticando las dn e Ir con distintas metodologías. Ver Génova (1995), Génova et al (1998), Días et al (1999, 2000).
- Criterio de riego con déficit de agua total para el perfil de suelo ocupado por raíces, pero manteniendo el rango óptimo de humedad en el estrato superficial, a 20-30 cm de profundidad.

5. Ejercicios

- 1) Calcular la Lamina Bruta (LB) a aplicar y el intervalo de riego (Ir) en el estadio vegetativo del siguiente cultivo:
 Profundidad de raíces = 80 cm
 UC = 70%
 Eficiencia de riego = 80%
 $Eto = 4$ mm/día
 $Kc = 0,5$

PERFIL EDAFICO				
ESTRATO	PROFUNDIDAD cm	Wc % v/v	Wm % p/p	Dens. Aparente Gr/cm ³
A1	0-30	30	10	1,35
B1	30-50	36	13	1,40
B2	50-130	39	15	1,30

- 2) Una Lámina de 100 mm fue calculada con los siguientes datos:
 $W_c = 40\%$ p/p $U_c = 50\%$ Dens. Aparente = $1,2 \text{ gr/cm}^3$
 Profundidad de raíces = 60 cm
 Determinar la humedad del suelo en el momento de la medición
- 3) Calcular la lámina bruta (Lb) a aplicar y el intervalo de riego (Ir) en el estadio vegetativo del siguiente cultivo:
 Profundidad de raíces = 65 cm
 $UC = 0,7$
 Eficiencia del riego = 70 %
 $K_c = 0,65$
 $E_t = 5,1 \text{ mm/día}$

PERFIL EDAFICO				
ESTRATO	PROFUNDIDAD cm	Wc % p/v	Wm % v/p	Dens. Aparente Peso seco Peso hum
A1	0-25	30	10	888
B1	25-50	36	13	813
B2	50-130	39	15	603 790

La densidad aparente se muestreó utilizando un cilindro de acero inoxidable de 8 cm de diámetro interno y 10 cm de altura. En las muestras obtenidas se determinó el peso húmedo y el peso seco (24 horas a estufa a 105 grados).

- 4) Calcular la lámina neta de reposición y los intervalos de riego para confeccionar un calendario probable de riego de un cultivo, dadas las siguientes condiciones:
- a) Estadio vegetativo
 Profundidad total de enraizamiento: 20 cm
 $E_{t,Oct} = 124 \text{ mm}$
 $K_c = 0,6$
 Umbral de riego : 70 %
 Eficiencia de aplicación : 60 %
- b) Estadio floración
 Profundidad total de enraizamiento: 0,5m
 $E_{t,Dic} = 186 \text{ mm}$
 $K_c = 1,1$
 Umbral de riego : 45 %
 Eficiencia de aplicación : 60 %

PERFIL EDAFICO				
ESTRATO	PROFUNDIDAD cm	Wc % p/p	Wm % v/v	Dens. Aparente Gr/cm ³
1	0-15	30	18	1,3
2	15-30	40	25	1,1
3	30-120	38	24	1,22

5) Cronograma de riego
 Suelo: Hapludol Típico
 Cultivo: papa
 Dmax: 8 dm
 Ciclo: 4 meses

Etapas fenológicas: a) vegetativa : 30 días Uc: 55% Kc: 0,55
 b) tuberización : 90 días Uc: 40% Kc: 0,95

Clima: Et_o Nov: 3,5mm/día
 Dic: 4 mm/día
 Ene: 5,5 mm/día
 Feb : 5 mm/día

PERFIL EDAFICO				
ESTRATO	PROFUNDIDAD cm	Wc %p/p	Wm %v/v	Dens. Aparente Gr/cm ³
A11	0-25	24,2326	14,1	1,3
A12	25-45	,59	13	1,1
IIB2	45-85	13,87	12	1,22
IIB3	85-130	23,4	8	1,43

Perfil del suelo															
Fecha	Etapas fenológicas	% del ciclo	Prof de raíces dm	Estrato	Espesor	Almacen hum (mm/dm)	Umbral de riego %	Lámina neta mm	Lámina neta total mm	Ef de aplicación %	Lámina bruta total mm	Evap referencia mm/día	Coef de cultivo Kc	Evap de cultivo mm/d	Intervalo de riego (día)
15-Nov	Veget	15-20%	1	A11	2,5	17,4	55	9,6	9,6	80	12,0	3,5	0,55	1,9	5,0
20-Nov	Veget	20%	1,5	A11	2,5	17,4	55								
27-Nov	Veget	25%	2												
07-Dic	Tuber	30%	2,5												
			0,5												
12-Dic	Tuber	40%	2,5												
			1												
18-Dic	Tuber	45%	2,5												
			2												
28-Dic	Tuber	50%	2,5												
			2												
			1												
07-Ene	Tuber	60%	2,5												
			2												
			2												
15-Ene	Tuber	70%	2,5												
			2												
			3												

6. Revisión de contenidos:

- 1) Construya dos gráficas que relacionen contenidos hídricos con tensiones mátricas del horizonte superficial de dos suelos granulométricamente muy diferentes, por ejemplo un arenoso-franco y un arcillo-limoso. En solo una de las dos gráficas, indique claramente por lo menos tres puntos del eje de abscisas y sus coordenados del eje de ordenadas, con magnitudes y dimensiones. Explique un método de obtención de los valores graficado
- 2) Enumere las ventajas y desventajas de los diferentes métodos para determinar contenido hídrico en un suelo.

7. 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 proceses. 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 studing 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.