

## EVOLUCIÓN DE LA HUMEDAD EN UN SUELO ARENOSO BAJO CONDICIONES CONTROLADAS

M. López<sup>1</sup>, I. Llanos<sup>2</sup> y J. V. Giráldez<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> CIFA Chipiona. Apdo.51. 11.550 Chipiona (Cádiz) manuel.lopez.rodriguez@juntadeandalucia.es

<sup>2</sup> CIFA. Dpto. Suelos y Riegos. Apdo 3092. 14080 Córdoba. Ignacio.llanos@juntadeandalucia.es

<sup>3</sup> Dpto. de Agronomía, Universidad de Córdoba, Apdo. 3048, 14080 Córdoba. ag1gice@uco.es

**RESUMEN.** Un suelo arenoso sometido a condiciones controladas, con un horizonte impermeable somero y situado bajo una cubierta de invernadero, que representa el sistema de cultivo en la costa atlántica del Sur de la península ibérica tiene una tendencia natural a permanecer seco, excepto si se le somete a riegos frecuentes. Se han caracterizado algunas propiedades del suelo con ayuda de diversos dispositivos como un lisímetro sencillo, sondas FDR y equitensiómetros. Con los datos obtenidos se analiza la evolución de la humedad tras un riego y se han identificado los parámetros de un modelo que estima la densidad de probabilidad de la humedad. Se muestra cómo el suelo necesita riegos de gran frecuencia para mantener una humedad tal que la planta no se resienta.

**ABSTRACT.** A shallow sandy soil under controlled greenhouse conditions, has a natural tendency to remain dry. In this report some water transmission properties of the soil have been characterized using a combined evaporation and percolation process with the help of a lysimeter, FDR probes and equitensimeters. The parameters have been inserted in a model to determine the probability density function of soil moisture. Unless the soil be submitted to a frequent irrigation application, it will not be able to support the crop growing in it.

### 1. Introducción

En la zona occidental de la provincia de Cádiz hay cerca de 3000 ha de suelos arenosos dedicadas al cultivo de flor cortada, bajo plástico e invernadero. Son suelos someros con un cambio textural abrupto producido por horizonte de materiales más finos, localmente conocido como *biscornil*. Se pueden considerar del grupo Aquic Xeropsamment (Soil Survey Staff, 1999). Durante la estación lluviosa, o cuando el suelo está sometido a riegos frecuentes, aparecen capas freáticas someras, por la dificultad que el *biscornil* opone al desagüe del perfil. El auge del cultivo de flor cortada ha estimulado la modificación del suelo original con aportaciones de arena procedente de las dunas litorales próximas que aumentan el espesor del horizonte superficial.

En estos suelos se diferencia este horizonte, que es una

capa de labor, por su mayor contenido de materia orgánica, debido a las frecuentes enmiendas recibidas, por la intensa labor, y por la consecuente abundancia de raíces. El horizonte subyacente es más parecido a la duna de la que procede.

Un suelo arenoso ofrece muchas posibilidades de caracterización rápida, especialmente cuando está sometido a humedecimiento frecuente, como es el caso de los suelos cultivados. El objetivo de este trabajo es analizar las propiedades de transmisión de agua de estos suelos con métodos sencillos, apoyándose en un modelo reciente que expresa la probabilidad de ocurrencia de los diferentes estados de humedad.

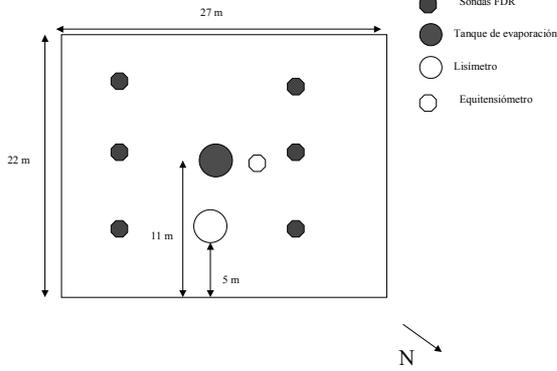
### 2. Material y métodos

#### 2.1. Experimental

Se escogió una parcela cubierta en la que estaban instalados diferentes equipos de medida. En la zona central de una pradera de 600 m<sup>2</sup> de *Festuca arundinacea* dentro de un invernadero de 1200 m<sup>2</sup>, se construyó un lisímetro de pesada continua de 1.43 m de diámetro y 0.50 m de profundidad siguiendo las indicaciones de Dylla y Cox (1973) basados, a su vez, en un diseño de Ritchie y Burnett (1968). Se colocó un tanque evaporimétrico al objeto de medir la evaporación de referencia como método de contraste de los datos obtenidos con el lisímetro. Se mantuvo la parcela con un riego con microaspersión de baja intensidad, a 0.5-1.5 m de altura respecto al cultivo, pluviometría media de 24 Lh<sup>-1</sup>, y una uniformidad aproximada del 89%.

En la misma parcela se colocaron sensores FDR de lectura continua (Enviroscan), distribuidos por la parcela a 4 profundidades: 0.1, 0.2, 0.3 y 0.4 m. En la misma parcela se disponía de un equipo equitensiométrico de lectura continua para medir la componente matricial del potencial del agua en el suelo. En la fig. 1 se muestra la distribución de los diferentes sensores en la parcela de control. Los dispositivos electrónicos empleados presentan distorsiones en su medida generalmente coincidiendo con las horas del día donde se alcanzan mayores temperaturas dentro del invernadero. El lisímetro es el medidor que da una mayor estabilidad en sus lecturas frente a las

variaciones de temperatura. Las características más relevantes del suelo se recogen en la Tabla 1. Los datos del lisímetro, sonda FDR, equitensiómetro y tanque se apreciaron en un registrador, cada 30 minutos.



**Fig. 1.** Disposición en la parcela de los sensores: FDR, equitensiómetros, lisímetro y tanque de evaporación.

**Tabla 1.** Algunas propiedades del suelo usado en el ensayo

prof. m	m.o.	arena %	arcilla	pH	CIC mol.kg <sup>-1</sup>
0.-1	2.22	82.0	9.5	7.76	.089
.1-.2	1.17	89.8	3.5	7.86	.085
.2-.3	0.73	89.2	4.6	7.96	.070
.3-.4	0.78	90.5	3.3	7.89	.037
.4-.5	0.71	91.8	3.1	7.7	.033
.5-.6	0.92	81.5	9.2	7.67	.109

## 2.2. Modelo del flujo de agua en el suelo

En una serie reciente de artículos Rodríguez Iturbe et al. (Laio et al., 2001 y referencias citadas en él) rescataron un trabajo previo (Rodríguez-Iturbe et al., 1991) en el que, a partir de una simplificación de los procesos de carga y descarga de agua en el suelo, dedujeron una expresión para la probabilidad de la humedad del mismo. El proceso motor es la precipitación del agua de lluvia, que se caracteriza por la separación temporal entre chubascos y la altura, o calado, que dejan cada uno de ellos. El agua caída es parcialmente interceptada por la vegetación, para evaporarse luego desde el suelo y la cubierta vegetal, percolar hacia horizontes más profundos, o escurrir lateralmente, en superficie o en horizontes más profundos. Sin entrar en los detalles del modelo, bien explicado por los autores, el proceso de evaporación permite una interpretación sencilla del comportamiento del suelo, que será aplicado en este trabajo.

Para Laio et al.(2001), la conductividad hidráulica del suelo,  $k$ , [ $LT^{-1}$ ], es función del grado de saturación,  $s$ , [ $L^3L^{-3}$ ].

$$k(s) = k_s \frac{\exp[\beta(s - s_{cc}) - 1]}{\exp[\beta(1 - s_{cc}) - 1]} \quad (1)$$

en la que  $k_s$  es la conductividad hidráulica en saturación,  $\beta$  un parámetro, y  $s_{cc}$  el grado de saturación que corresponde al estado del agua en el que la percolación deja de ser

apreciable en el suelo, no hay transmisión de agua hacia horizontes más profundos, lo que algunos autores denominan capacidad de campo.

La intensidad de evaporación,  $e$ , [ $LT^{-1}$ ], reviste diferente forma según tres intervalos de humedad,

$$e = \begin{cases} e_{mx} & s_* < s \leq 1 \\ e_w + (e_{mx} - e_w)(s - s_w)/(s_* - s_w) & s_w < s \leq s_* \\ e_w (s - s_h)/(s_w - s_h) & s_h < s \leq s_w \end{cases} \quad (2)$$

en donde hay dos valores extremos de la intensidad de evaporación, una máxima,  $e_{mx}$ , y otra mínima,  $e_w$ , que prevalecen respectivamente en el intervalo húmedo, ( $s_*, 1$ ), siendo  $s_*$  un valor umbral, y en el seco, ( $s_h, s_w$ ), con otro valor umbral  $s_w$ . El valor final del grado de saturación  $s_h$ , es una humedad residual. Con ayuda de unos parámetros normalizados con la profundidad efectiva del perfil del suelo, profundidad real,  $z_r$ , [ $L$ ], y la porosidad  $n$ ,

$$\eta_w = \frac{e_w}{nz_r} \quad \eta = \frac{e_{mx}}{nz_r} \quad m = \frac{k_s}{nz_r \{ \exp[\beta(s - s_{cc})] - 1 \}} \quad (3)$$

se expresan los procesos de pérdida de agua como

$$\frac{ds}{dt} = -\frac{e+l}{nz_r} \quad (4)$$

en la que  $l$  es la velocidad de percolación, considerada como un desagüe con gradiente hidráulico unitario, por lo que se expresa como,

$$l = \begin{cases} k(s) & s_{cc} < s \leq 1 \\ 0 & s \leq s_{cc} \end{cases} \quad (5)$$

La variación temporal de la humedad se deduce al integrar desde el estado inicial, en que el grado de saturación inicial es  $s_0$ ,

$$s = \begin{cases} s_0 - \beta^{-1} \ln \{ (1 + \xi) \exp[\beta(\eta - m)t] - \xi \} & 0 \leq t < t_{scc} \\ s_{cc} - \eta(t - t_{scc}) & t_{scc} \leq t < t_{s*} \\ s_w + \xi \{ \eta \exp[-(t - t_{s*})\xi^{-1}] - \eta_w \} & t_{s*} \leq t < t_{scc} \\ s_h + (s_w - s_h) \exp[-\chi(t - t_{sw})] & t_{sw} \leq t \end{cases} \quad (6)$$

en la que los parámetros son

$$\xi = \frac{m}{\eta - m} \exp[\beta(s_0 - s_{cc})] \quad \xi = \frac{s_* - s_w}{\eta - \eta_w} \quad \chi = \frac{\eta_w}{s_w - s_h} \quad (7)$$

con los tiempos de separación  $t_{scc}$ ,  $t_{s*}$  y  $t_{sw}$  que se deducen de esta expresión.

Adviértase que esta expresión difiere de la formulación de exfiltración de Philip (e.g. Eagleson, 1978) por la dependencia explícita del tiempo de la variación temporal de la humedad. La identificación de los parámetros de la ecuación (6) se puede realizar con ayuda de algún algoritmo de optimización como el de Rosenbrock, (e.g. Clarke, 1973, § 6.6.2.2.1). Las aproximaciones asintóticas facilitan el horquillamiento de los parámetros.

Con estos parámetros es posible estimar la probabilidad de la humedad usando la propuesta de Laio et al. (2001). Para ello estos autores dedujeron una expresión, que si  $p$

es la función de densidad de la probabilidad, se escribe como

$$p(s) = C \frac{e^{l(s)} + l(s)}{nz_r} \exp \left[ -\gamma s + \lambda' \int \frac{nz_r du}{e(u) + l(u)} \right] \quad s_h \leq s \quad (8)$$

siendo  $C$  una constante de integración cuyo valor se deduce con la condición de que la probabilidad acumulada total ha de ser la unidad.

Los parámetros  $\gamma$  y  $\lambda'$  son

$$\gamma = \frac{nz_r}{\alpha} \quad \lambda' = \lambda \exp(-\Delta/\alpha) \quad (9)$$

en donde  $\alpha$  es el calado medio de la lluvia, o el riego,  $[L]$ ,  $\Delta$ ,  $[L]$  es el valor umbral de la precipitación retenida por la vegetación como interceptación, y  $\lambda$ ,  $[T^{-1}]$  es la inversa del intervalo temporal medio entre chubascos, o aplicaciones de riegos.

### 3. Resultados

En la figura 2 se muestra la evolución del perfil con los datos del lisímetro y la integración de la humedad medida con las sondas FDR, a lo largo del período 26/6 al 6/8 de 2003.

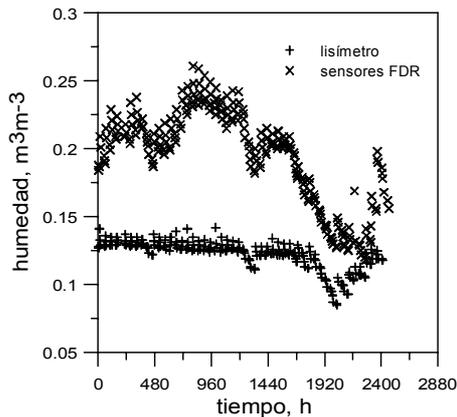


Fig. 2. Evolución de la humedad del perfil del suelo, en un periodo de riegos medida con el lisímetro y con sensores FDR.

La sonda colocada en el suelo da lecturas de un suelo sobresaturado que va acumulando agua en los perfiles inferiores. En el lisímetro a partir de un valor establecido, alrededor de  $0.130 \text{ m}^3\text{m}^{-3}$ , el agua de riego sobrante es expulsada como lixiviado, sobrepasando sólo dicho nivel de forma puntual al regar.

La fig. 3 compara la evolución de la humedad durante un día de riego con los datos del lisímetro y la sonda FDR. Aparentemente la percolación en el lisímetro es muy rápida, mientras que en el suelo el proceso es más lento y continúa durante la noche hasta el nuevo riego. Las pérdidas de agua del suelo disminuyen lentamente, como muestra la fig. 4. En ella se recogen los datos del lisímetro, con intervalos nocturnos estables, y diurnos de evaporación intensa. Durante el primer día tras el riego el lisímetro sigue perdiendo agua durante la noche. Sin embargo en las noches posteriores apenas cambia su humedad originando unas mesetas en el gráfico hasta que se reinicia la

evaporación a primeras horas del día. Hay algunas perturbaciones en la lectura debidas, posiblemente, a inestabilidades de los instrumentos de medida.

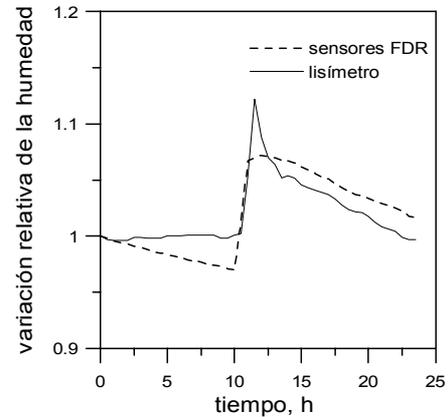


Fig. 3. Evolución de la humedad en el perfil comparando los cambios de la sonda FDR con los de la pesada del lisímetro, antes y después de un riego.

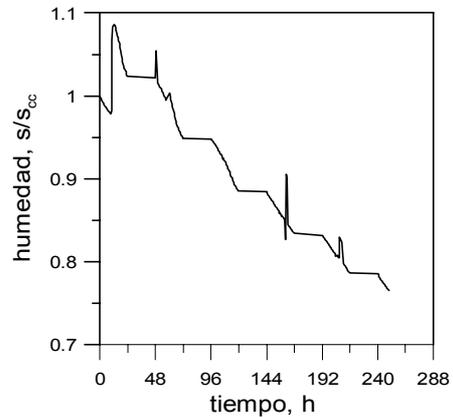


Fig. 4. Evolución de la humedad del suelo tras la aplicación de un riego, medida con el lisímetro

El comportamiento de los distintos horizontes difiere como indica la fig. 5. El horizonte superficial, el intervalo de 0 a 0.1 m de profundidad, pierde rápidamente el agua, mientras que en los otros horizontes se aprecia una acumulación inicial de agua que lentamente se va perdiendo.

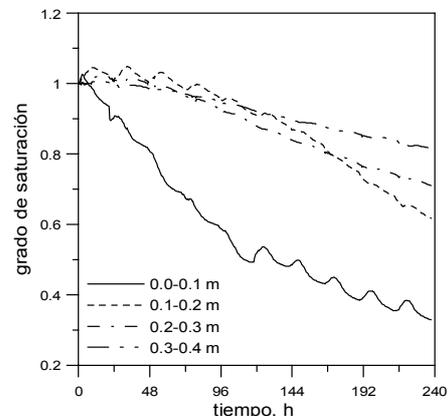


Fig. 5. Evolución de los perfiles de humedad del suelo durante un periodo de 10 días sin regar, medida con un sensor FDR.

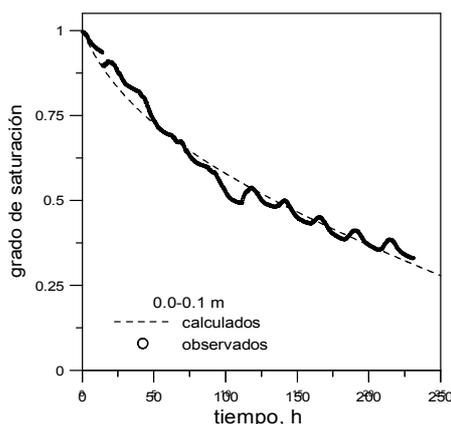


Fig. 6. Ajuste de las ecuaciones de Laio et al. (2001) a los datos de pérdida de suelo por evaporación en el horizonte superficial del suelo, 0-0.1 m.

Se pueden usar los períodos de desecación del perfil por la evaporación, para estimar los valores de los parámetros del modelo de Laio et al. (2001).

El ajuste de la ecuación (6) a los datos del primer horizonte, de 0 a 0.1 m es bastante bueno, como indica la fig. 6.

Para un error cuadrático medio del grado de saturación,  $s$  de .037 los valores de los parámetros ajustados son:

$$\beta = 7.10 \quad m = 1.09 \cdot 10^{-4} \quad \eta = 2.22 \cdot 10^{-3} \quad s_{cc} = .413$$

lo que significa un valor para la intensidad máxima de evaporación de  $e_{mx} = 2.4 \text{ mmd}^{-1}$ , que es algo menor que el observado con el tanque de evaporación, en torno a  $5 \text{ mmd}^{-1}$  pero próximo. No se han usado los otros horizontes por la acumulación de agua aparente en la fig. 5.

Substituyendo los diferentes valores de las funciones de evaporación y percolación antes usadas y omitiendo los detalles de la integración que aparece en el artículo citado se pueden obtener las funciones de densidad de probabilidad de la humedad para las diferentes condiciones de suelo y de clima.

Con objeto de ilustrar las propiedades del suelo usado se han calculado en la fig. 7. Como se ve en la figura con riegos espaciados diez días el suelo tiende a mantenerse seco, alrededor de  $0.2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , que es insuficiente para mantener a la planta. Al reducir a la mitad el intervalo entre riegos apenas se aprecia la mejoría. Hace falta una mayor frecuencia de riegos, cada dos o 1 día para que la humedad se mantenga en valores de un potencial más adecuado para la planta, como se hace en la práctica. En condiciones naturales el suelo está próximo a los valores calculados en la figura 7 para una separación de diez días entre riegos (e.g. Giráldez et al., 2001).

Hubiese sido conveniente considerar todo el perfil del suelo, si bien la presencia de la capa impermeable que dificulta el desagüe interno por precolación, y las diferencias entre los horizontes por la labor y la presencia de materia orgánica, que aparecen en la tabla 1, recomendaría modificaciones en el modelo.

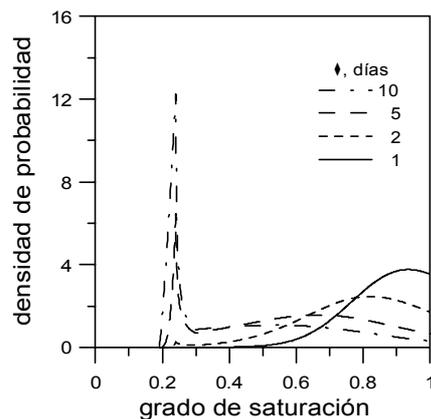


Fig. 7. Variación de la función de densidad de probabilidad para el agua del suelo en función de la separación entre riegos,  $\tau$ , días, con los parámetros ajustados, resultados de la fig. 6.

#### 4. Conclusiones

En los suelos arenosos del Suroeste de la península ibérica en los que se desarrolla la horticultura intensiva, la humedad muestra una tendencia hacia estados secos por la intensidad con la que los procesos de pérdida, evaporación y percolación desaguan los horizontes superficiales. El uso de modelos como el de Laio et al. (2001) puede servir para establecer calendarios de riego y evaluar los riesgos de prácticas que reduzcan la frecuencia entre los mismos.

#### Referencias

- Clarke, R.T., 1973, *Mathematical models in hydrology*, Fao Irrig. Drain. Pap. 19, Roma.
- Dylla, A.S. y L. M. Cox. 1973, An Economical hydraulic weighing evapotranspiration tank. *Trans. ASAE* 16:294-299, 301.
- Eagleson, P.S., 1978, Climate, soil, and vegetation. 3. A simplified model of soil moisture movement in the liquid phase, *Water Resour. Res.* 14:722-730.
- Giráldez, J.V., K. Vanderlinden y R. Ordóñez, 2001, Un modelo simplificado para describir la evolución de la humedad del suelo en presencia de una capa freática somera, en J.J. López y M. Quemada, eds., *Temas de investigación en zona no saturada*, Univ. Pública de Navarra, pp 133-138.
- Laio, F., A. Porporato, L. Ridolfi, e I. Rodríguez-Iturbe. 2001 Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. II Probabilistic soil moisture dynamics. *Adv. Water Resour.* 24:707-723.
- Ritchie, J. T. y E. Burnett. 1968 A precision weighing lysimeter for row crop water use studies. *Agron. J.* 60:545-549.
- Rodríguez-Iturbe, I, D. Entekhabi y R.L. Bras, 1991, Nonlinear dynamics of soil moisture at climate scales. 1. Stochastic analysis, *Water Resour. Res.* 27:1899-1906.
- Soil Survey Staff, 1999, *Soil Taxonomy*, 2ª ed. USDA Agr. Habk. 436, Washington.