

EVALUACIÓN DE LOS MODELOS NUMÉRICOS DE FLUJO DE AGUA EN EL SUELO HYDRUS-2D Y SIMDAS EN RIEGO LOCALIZADO

G. Arbat¹, J. Barragán², J. Puig¹, R. Poch¹ y F. Ramírez de Cartagena¹

¹ Departamento de Ingeniería Química, Agraria y Tecnología Agroalimentaria, Universidad de Girona, Campus Montilivi 17071 Girona, gerard.arbat@udg.es

² Departamento de Ingeniería Agroforestal, Universidad de Lleida, Av. Alcalde Rovira Roure 177, 25198 Lleida, barragan@eagrof.udl.es

RESUMEN. En un sistema de riego localizado resulta muy importante conocer la distribución de agua en el suelo para evitar pérdidas por percolación y conseguir un nivel de producción óptimo. Para ello, en la fase inicial de diseño agronómico deben realizarse pruebas de campo previas, consistentes en aplicar un volumen de agua acorde a las necesidades del cultivo con un emisor aislado de un determinado caudal, y posteriormente tomar los datos de profundidad alcanzada por el frente húmedo y el radio mojado a 30 cm de profundidad. Sin embargo, debido al esfuerzo que entrañan estas pruebas, son muchos los casos en que no se realizan.

Una alternativa a la realización de las pruebas de campo es la utilización de modelos que permitan simular el movimiento de agua en estas condiciones, conocidos el tiempo de riego, el caudal del emisor y las propiedades hidráulicas del suelo o, en su defecto, la textura.

En este trabajo para realizar las simulaciones se han utilizado dos modelos numéricos: HYDRUS-2D y SIMDAS, este segundo modificado para poder tener en cuenta el charco formado bajo el emisor e implementando las propiedades hidráulicas del suelo según el modelo de van Genuchten-Mualem. En lo referente a la distribución de agua, los dos modelos han proporcionado resultados muy similares.

Para validar los resultados de los modelos se realizaron ensayos en un suelo *Typic Calcixerepts* (SSS, 1998) consistentes en aplicar un volumen total de 25 l mediante emisores de distinto caudal: 2, 4, 8.5 i 25 l·h⁻¹. En todos los casos se tomaron medidas de las dimensiones del charco formado bajo el emisor y del contenido de agua en el suelo inmediatamente antes, durante y posteriormente al riego mediante una sonda TDR (IMKO TRIME-T), a distintas distancias del emisor y hasta una profundidad de 140 cm. Los resultados experimentales se compararon con los obtenidos mediante simulación, resultando satisfactorios para el fin propuesto.

ABSTRACT. Knowledge about water distribution in the soil profile under drip irrigation conditions is very important to prevent percolation losses and to obtain optimum yield. Therefore, during the initial step of drip irrigation design, to carry out previous field tests is very

recommendable. These tests consist in applying a volume of water according to the crop needs by means of an isolated point emitter of a definite discharge rate and then to measure maximum depth and horizontal extension at 30 cm depth of the wetting front. Nevertheless, due to the effort that field tests endure, in many cases they are not carried out.

An alternative to field test is to apply simulation models, that is; allowing to predict soil water distribution under drip irrigation conditions. Previous knowledge of irrigation time, discharge rate, and soil hydraulic properties or alternatively soil texture, are necessary to run these models.

In this work to carry out the simulations two numerical models has been used: HYDRUS-2D and SIMDAS. The second one has been modified to take into account the ponded area under the emitter and van Genuchten-Mualem soil hydraulic functions has been implemented. Resultant soil water distribution with both models has been very similar.

To validate the results of both models an experimental test in a *Typic Calcixerepts* soil (SSS, 1998) was done. The experimental soil water distribution, after to apply a total amount of 25 l with different discharge rates: 2, 4, 8.5 y 25 l·h⁻¹, has been compared with the results of the simulations. In the test, measures of ponded area under the emitter and soil water content in the soil profile have been done. The soil water content measures was taken with a TDR probe (IMKO TRIME-T) immediately before, during and after irrigation, the measures were taken at different horizontal distances of the emitter and until 140 cm deep.

Simulated results of soil water content were in agreement with experimental data and are good enough for drip irrigation design.

1. Introducción

La fase inicial del diseño de un sistema de riego localizado, llamada fase de diseño agronómico, consiste en fijar el caudal de los emisores, su separación y el número

de emisores por planta para alcanzar un determinado porcentaje de suelo mojado (P), definido como la superficie de suelo mojado en relación al total de la superficie. P se fija en función del cultivo y climatología, y en la mayor parte de cultivos leñosos debe estar entre el 33 y el 66 % de la superficie cultivada tomada a la profundidad donde hay mayor densidad de raíces y que suele considerarse a 30 cm (Keller y Bliesner, 1990). Dado que el volumen de agua a aportar viene dado por las necesidades del cultivo, es importante aplicarlo con un caudal de emisión que no provoque pérdidas de agua por percolación mas allá de las necesarias para el lavado de sales, puesto que el agua que se pierde por percolación además de aumentar innecesariamente el consumo, produciría una pérdida de nutrientes, y en ocasiones una contaminación de las aguas subterráneas. Para conocer estos parámetros en un suelo determinado, debería realizarse una prueba de campo previa al proyecto de riego, consistente en aplicar un volumen de agua similar a las necesidades diarias estimadas para el cultivo que se pretenda implantar, mediante un emisor aislado de caudal igual al que se vaya a utilizar. Una vez realizada la prueba, se excavaría una zanja para medir el radio de suelo humedecido bajo la vertical del emisor a 30 cm de profundidad, y poder determinar la separación entre emisores para obtener el porcentaje de suelo mojado (P) fijado previamente. También se tomarían medidas de la profundidad alcanzada por el frente húmedo. Aunque la prueba de campo sea el método más fiable para determinar estos parámetros, son muchos los casos en que no se lleva a cabo, debido a las múltiples pruebas que deben realizarse, probando emisores de distinto caudal y con volúmenes de agua distintos. Rodrigo *et al.* (1992), aconsejan aplicar como mínimo 2 volúmenes distintos al que se estime en los cálculos previos, uno un 20 % mayor y otro un 20 % menor. Además según el tipo de suelo y su contenido de agua inicial, puede resultar imposible apreciar visualmente hasta donde llega la zona de influencia del emisor, con lo cual deberán realizarse medidas del contenido de agua para poder definir el diámetro mojado a 30 cm de profundidad y la profundidad máxima alcanzada por el frente húmedo, aumentando el tiempo necesario para la realización de las pruebas.

Una alternativa a la realización de la prueba de campo es la utilización de modelos de simulación del movimiento de agua en el suelo, pudiendo obtenerse a partir de ellos los parámetros necesarios para el diseño. En este trabajo se han aplicado dos modelos que simulan el flujo de agua en medio insaturado mediante la ecuación de Richards. Esta ecuación se resuelve mediante el método de los elementos finitos en el modelo HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1999) y mediante el método de las diferencias finitas en el modelo SIMDAS (Ramírez de Cartagena y Sáinz, 1997). Ambos modelos permiten simular el flujo de agua tridimensional, considerando simetría axial con respecto a la vertical del emisor. Esta hipótesis puede asumirse en el caso de un emisor aislado, como el que se utiliza para la prueba de campo en el diseño agronómico, y si el medio se considera formado por capas horizontales, cada una de

ellas isotrópica y homogénea. El modelo SIMDAS está concebido para la simulación del movimiento de agua en el suelo en riego por goteo y existen validaciones del modelo realizadas en campo con resultados satisfactorios (Ramírez de Cartagena y Sáinz, 1997). En el presente trabajo se ha modificado la versión original del modelo SIMDAS para poder considerar una entrada de agua no puntual, es decir a través del charco de agua formado bajo el emisor; circunstancia observada en todas las experiencias realizadas. También se modificó el código original para poder trabajar con la curva característica de humedad del suelo según el modelo de van Genuchten (1980) y la conductividad hidráulica insaturada según el modelo de van Genuchten-Mualem, siendo estas funciones hidráulicas del suelo las mismas que utiliza el modelo HYDRUS-2D. A diferencia de SIMDAS, el modelo HYDRUS-2D no está especialmente concebido para simular el movimiento de agua en el suelo en riego por goteo, aunque permite definir las condiciones de contorno adecuadas para este caso. Existen precedentes de la utilización del modelo HYDRUS-2D para simular el movimiento de agua en el suelo en riego por goteo. Entre ellos, los trabajos realizados por Assouline (2002), Schmitz *et al.* (2002) o Meshkat *et al.* (1999). Este último utiliza una versión shareware del programa llamada SWMS-2D que no incorpora el entorno gráfico y compara sus resultados con los que obtiene experimentalmente mediante un lisímetro de pesada, observándose una buena correlación entre los resultados simulados y los experimentales.

El principal objetivo de este trabajo es el de evaluar las soluciones de distribución de agua en el suelo obtenidas con los modelos numéricos HYDRUS-2D y SIMDAS aplicados al diseño agronómico de un riego localizado. Para ello se aplican los modelos al caso de un emisor aislado situado la superficie de un suelo sin cultivar y se comparan las soluciones numéricas con los resultados experimentales.

2. Material y métodos

2.1. Condiciones de contorno e iniciales impuestas en los modelos

En todas las simulaciones realizadas se ha trabajado con una malla cuadrada de 150 x 150 cm, en la que se asume que en todo su contorno hay una condición de ausencia de flujo excepto en una franja situada en el margen superior izquierdo, donde en los periodos en que se riega se impone una condición de flujo constante (condición de Neumann) igual al caudal del emisor por área de superficie encharcada. La anchura de la franja donde se impone la condición de flujo constante, se ha tomado de acuerdo con las dimensiones del charco que se formaba en superficie y no se ha variado a lo largo de la simulación. No se ha considerado la evaporación de agua en el charco ni en la superficie del suelo, supuesto que puede asumirse dado que los tiempos de simulación son relativamente cortos.

La malla utilizada con el modelo HYDRUS-2D está formada por 2500 nodos y 4806 elementos de forma triangular, excepto para el caudal de $25 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$, en que la malla esta formada por 4250 nodos y 8232 elementos. La anchura de los elementos situados en las proximidades de la zona de entrada de agua es del orden de 1 cm, aumentando progresivamente a medida que la distancia a esta zona es mayor. El intervalo de tiempo mínimo entre iteraciones se ha tomado de 5 minutos y el máximo de 10, aumentando este a medida que se reduce el número de iteraciones para llegar a la solución final. En el modelo SIMDAS la malla está formada por 900 celdas de $5 \times 5 \text{ cm}$ y el incremento de tiempo entre iteraciones se ha tomado de 10 segundos, excepto para el caudal de $25 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ en que se tomo de 1 s.

Para asegurar la independencia de la solución con respecto al incremento de tiempo entre iteraciones y a la dimensión de los elementos, se han variado estos parámetros, comparando las soluciones con las obtenidas con los parámetros preestablecidos. En los dos modelos al reducir el tiempo entre iteraciones los resultados se mantienen invariables, mientras que al aumentarlos, en algunos casos el error en el balance de masas aumenta, o incluso el modelo no da solución.

Para poder comparar la independencia de las soluciones con respecto al tamaño de los elementos, se han representado gráficamente las curvas de isocontenido de agua y se ha comparado la cantidad de agua en distintas capas horizontales y verticales. Se pudo concluir, que una reducción en su tamaño no ha tenido efecto en la solución, mientras que en ciertos casos, un aumento ha producido curvas de isocontenido sensiblemente distintas, además de incrementar el error en el balance de masas.

Las condiciones iniciales han sido fijadas a partir de los contenidos volumétricos en los puntos donde existe medida directa antes de iniciar el riego, tomando los valores interpolados en los elementos donde no existe medida directa.

2.2. Ensayos de campo

El ensayo se ha realizado en los terrenos de la Finca "Camps i Armet" situada en el municipio de Monells y perteneciente al Campus Agroalimentario de la Universidad de Girona. En el lugar del ensayo se ha abierto una calicata para describir el perfil del suelo, siendo clasificado según las claves del "Soil Survey Staff" (SSS, 1998) como *Typic Calcixerepts*. El suelo presenta una marcada heterogeneidad en la dirección vertical, distinguiéndose tres horizontes edafológicos bien diferenciados. Por ello, se han tomado muestras de suelo de cada uno de ellos y se ha determinado su textura, densidad aparente y contenido de agua a -33 y -1500 kPa . En la tabla 1 se indican los resultados obtenidos.

A partir de 150 cm de profundidad se encuentra una capa de margas impermeable.

Tabla 1. Características físicas e hidráulicas del suelo

(1)	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)	(2)	(3)	(4)	(5)
0-20	20.3	45.4	34.3	Franca	1.38	36.57	14.31
20-50	20.6	45.8	33.6	Franca	1.40	23.84	13.41
50-150	17.0	66.5	16.5	Franco limosa	1.42	41.60	12.80

(1) Profundidad (cm); (2) Textura USDA; (3) Densidad aparente (g/cm^3); (4) Contenido volumétrico de agua a -33 kPa (%); (5) Contenido volumétrico de agua a -1500 kPa (%).

2.2.1. La instalación de riego

Con un depósito de agua, una tubería de polietileno, una bomba de agua funcionando con una batería de 12 V, una válvula colocada en el retorno de la tubería para regular la presión y un emisor del caudal que se deseaba probar se realizó la instalación de riego necesaria. En las distintas pruebas se probaron emisores autocompensantes de 2, 4, 8.5 y $25 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ (NETAFIM), antes de iniciar cada prueba se verifico que el caudal del emisor para comprobar que este coincidiera con el nominal.

2.2.2. Las medidas del contenido de agua en el suelo

Los contenidos de agua se midieron utilizando una sonda TDR portátil (IMKO TRIME-T), colocando los tubos de acceso de 1.5 m de longitud a 5, 20, 35, 50, 75, 100 y 150 cm de distancia respecto a la vertical del emisor, en la figura 3 se esquematiza la posición de los tubos que permiten determinar la zona de influencia del emisor (ZIE).

Se tomaron medidas del contenido de agua de 20 a 140 cm de profundidad cada 15 cm. Las medidas de la sonda se corrigieron mediante una calibración específica para cada uno de los horizontes y que consistió en ajustar una recta que relacionara las medidas del TDR con los valores experimentales.

2.2.3. Las pruebas realizadas

Se realizó una prueba con cada uno de los emisores (2, 4, 8.5 y $25 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$), aplicando en cada caso un volumen total de 25 litros. En cada prueba se tomaron medidas del contenido de agua antes del riego, durante y después de finalizar el riego. También se tomaron medidas, a lo largo del tiempo de riego, del radio del charco que se formó bajo el emisor.

2.3. Curva característica de humedad y de conductividad hidráulica insaturada

En los modelos HYDRUS-2D y SIMDAS se ha escogido la curva característica de humedad siguiendo el modelo de van Genuchten (1980):

$$\theta(\psi_h) = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[1 + |\alpha\psi_h|^n\right]^m} \quad (1)$$

donde $\theta(\psi_h)$ representa el contenido de agua para un determinado potencial hidráulico (ψ_h), θ_s ($\text{L}^3\cdot\text{L}^{-3}$) y θ_r

(L³·L⁻³) son los contenidos a saturación y residual de agua respectivamente; α, es un parámetro empírico cuyas dimensiones son (L⁻¹) y su inversa corresponde a la presión de entrada de aire en el suelo; n es un parámetro relacionado con el tamaño y distribución de los poros y afecta la pendiente de la curva característica del suelo y m es un parámetro de ajuste de la curva que se toma como:

$$m = 1 - \frac{1}{n} \tag{2}$$

La conductividad hidráulica insaturada en los dos modelos viene descrita según el modelo de van Genuchten-Mualem:

$$K(\psi_h) = K_s S_e^\ell \left[1 - (1 - S_e^{\frac{1}{m}})^m \right]^2 \tag{3}$$

siendo ℓ la conectividad entre poros, que se toma igual a 0,5 de acuerdo con lo expuesto por Mualem (1976); K_s la conductividad hidráulica a saturación y S_e la saturación efectiva definida como:

$$S_e = \frac{\theta(\psi_h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{4}$$

Los parámetros de estas ecuaciones, que se indican en la tabla 2, se han estimado a partir de funciones de edafotransferencia utilizando el programa informático ROSETTA (Schaap *et al.*, 2001). Los parámetros de entrada han sido el porcentaje de arcilla, limo y arena, la densidad aparente y el contenido de agua a -33 y -1500 kPa, indicados en la tabla 1.

Tabla 2. Conductividad hidráulica saturada y parámetros de la ecuación de van Genuchten obtenidos mediante ROSETTA.

Prof. (cm)	θ _r (cm ³ ·cm ⁻³)	θ _s (cm ³ ·cm ⁻³)	α (cm ⁻¹)	n	K _s (cm/día)	ℓ
0-35	0.0632	0.4311	0.0023	1.7285	12.59	0.5
35-80	0.0562	0.4182	0.029	1.3401	28.52	0.5
80-150	0.0843	0.4550	0.0010	2.3304	9.81	0.5

2.4. Evaluación de los modelos

2.4.1. Estadísticos para la comparación de los contenidos de agua calculados con los modelos y de éstos con los observados experimentalmente

Para poder comparar los resultados modelados con los experimentales debe tenerse en cuenta que la sonda TDR da una medida de contenido de agua representativo de toda su longitud, que ha sido considerada de 15 cm, mientras que los resultados de los modelos dependen del número de elementos que forman la malla. Por ello, en este caso se ha tomado el contenido promedio en los nodos o celdas que se encuentran a lo largo de los 15 cm donde se realiza la medida con TDR.

Los resultados de los modelos se han evaluado comparándolos con los experimentales y calculando los siguientes índices: coeficiente de determinación (R²) resultante de correlacionar linealmente los datos entre si,

error cuadrático medio (ECM); error relativo medio (ERM); error absoluto medio (EAM); el índice D de ajuste del modelo, definido por Willmott (1982) y la eficiencia de modelado (EM) definida según Loague *et al.* (1988). En la tabla 3 se indican las fórmulas de cálculo. A su vez, se han comparado los resultados de los modelos entre si, calculando el coeficiente de determinación (R²) resultante de correlacionar linealmente los contenidos de agua obtenidos con cada modelo.

El ECM y el EAM son indicadores del error acumulado en las simulaciones y no tienen en cuenta si el error es por exceso o por defecto. El ERM indica la diferencia relativa del error cometido por el modelo teniendo en cuenta si este ha sido por exceso o por defecto, compensándose los errores de distinto signo. El valor de R² es una medida de la bondad de ajuste de la relación entre el contenido volumétrico calculado y el observado experimentalmente. Los índices D y EM estarán mas cerca de 1 cuanto mas parecidos sean los valores predichos por el modelo respecto de los observados experimentalmente. La diferencia entre ellos es que mientras D solo puede tomar valores entre 0 y 1, EM puede tomar valores incluso negativos.

Tabla 3. Fórmulas de cálculo para los coeficientes de comparación de los resultados modelados con los resultados observados experimentalmente

Coefficiente	Fórmula de cálculo
Error cuadrático medio	$ECM = \sqrt{\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{n}}$ (5)
Error absoluto medio	$EAM = \frac{ P_i - O_i }{n}$ (6)
Error relativo medio	$ERM = \frac{\sum \left(\frac{P_i - O_i}{O_i} \right)}{n}$ (7)
Índice D de ajuste del modelo (Willmott, 1982)	$D = 1 - \frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum \left(P_i - \bar{O} + O_i - \bar{O} \right)^2}$ (8)
Eficiencia de modelado (Loague <i>et al.</i> , 1988)	$EM = \frac{\sum (O_i - \bar{O})^2 - \sum (P_i - O_i)^2}{\sum (O_i - \bar{O})^2}$ (9)

Donde: P_i corresponde al valor de predicción del modelo; O_i corresponde al valor observado experimentalmente y \bar{O} al valor observado promedio.

2.4.2. Balance de agua en el suelo

Con el fin de verificar los resultados de los modelos se realizó un balance de masas y se calculó el error absoluto (ε_a) y relativo (ε_r) de este balance, definidos de la siguiente manera:

$$\epsilon_a = V_t - V_0 - \int_0^t Q_r dt \tag{10}$$

y
$$\epsilon_r = \frac{\epsilon_a}{\int_0^t Q_r dt} \cdot 100 \tag{11}$$

siendo,

V_i : Volumen de agua al final de la simulación.

V_0 : Volumen en el momento inicial; antes de iniciar el riego.

$\int_0^t Q_r dt$: Volumen de agua infiltrado desde el inicio del riego.

2.4.3. Radio humedecido a 20 y 30 cm de profundidad y profundidad máxima alcanzada por el agua procedente del emisor.

Definiendo la zona de influencia del emisor (ZIE) como aquella en la que el contenido volumétrico de agua aumenta como mínimo un 5 % respecto a su contenido inicial, se midió el alcance de esta zona a 20 y 30 cm de profundidad así como la profundidad máxima alcanzada y se compararon los valores simulados con los observados.

3. Resultados y discusión

3.1. Caracterización de la zona de entrada de agua

En la figura 1 se muestra la evolución en el tiempo del radio del charco que se formó bajo emisores de distinto caudal. Se observa que éste crece muy rápido en los primeros estadios del proceso y en los casos en que el tiempo de riego es suficientemente largo, el radio llega a adquirir un valor máximo a partir del cual ya no crece más. Este hecho se explica porque inicialmente el caudal proporcionado por el emisor supera la velocidad de infiltración del suelo, formándose un charco bajo el emisor, el área de este charco aumenta a razón del cuadrado de su radio y a medida que aumenta su área se reduce la pluviometría ($l \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$), hasta que ésta se iguala con la velocidad de infiltración y deja de aumentar el radio. También se observa que cuanto mayor es el caudal de emisión, mayor es el radio del charco que se forma, puesto que la superficie en la que se reparte este caudal debe ser mayor para que la pluviometría ($l \cdot m^{-2} \cdot h^{-1}$) llegue a igualarse con la velocidad de infiltración.

Existen soluciones analíticas que permiten determinar las dimensiones del charco en régimen permanente a partir del caudal de emisión y de propiedades hidráulicas del suelo. Una de estas es la Wooding (1968), que permite calcular el radio último del charco, una vez se alcanza el régimen estacionario. Para alcanzar esta solución se asume una relación exponencial entre la conductividad hidráulica y el potencial hidráulico:

$$K(\psi_h) = K_s \cdot \exp(\gamma \cdot \psi_h) \tag{12}$$

siendo γ la pendiente de la relación exponencial $K(\psi_h)$. La condición de contorno impuesta para alcanzar la solución de Wooding se basa en imponer un valor de potencial hidráulico igual a cero en la zona saturada, dando como resultado:

$$q = \pi r_u^2 + \frac{4K_s r_u}{\gamma} \tag{13}$$

La raíz positiva de r_u puede calcularse como:

$$r_u = \left(\frac{4}{\gamma^2 \pi^2} + \frac{q}{\pi K_s} \right)^{0.5} - \frac{2}{\gamma \pi} \tag{14}$$

Según la ecuación (14), el radio último aumenta al aumentar el caudal de emisión (q) y al reducirse la conductividad hidráulica (K_s) y el valor de γ . Un suelo con un valor de γ elevado significa que predomina el movimiento de agua debido a la gravedad, mientras que un γ bajo significa que predomina el movimiento por capilaridad. Según Talsma (1968) en la mayoría de suelos γ varía entre (0.002,0.1) (cm^{-1}). En este caso, mediante la realización de ensayos de infiltración, se ha ajustado el valor de γ igual a 0.01.

Cuando K_s toma el valor indicado en la tabla 2, correspondiente al horizonte de 0 a 35 cm de profundidad, los valores de radio último calculados mediante la ecuación (14) son de 8.9, 16.8, 32.3 y 74.9 cm para los caudales de 2, 4, 8.5 y 25 $l \cdot h^{-1}$ respectivamente. Los resultados obtenidos son inferiores a los experimentales para los caudales de 2 y 4 $l \cdot h^{-1}$, casi idéntico para el caudal de 8.5 $l \cdot h^{-1}$, y muy superior para el caudal mas elevado de 25 $l \cdot h^{-1}$. Revol et al. (1995) también observaron que esta solución sobreestima el radio último para caudales de emisión elevados, aunque en este caso el motivo puede ser debido a que en el ensayo correspondiente a un caudal de 25 $l \cdot h^{-1}$ no se haya alcanzado el régimen estacionario después de 1 h de riego (figura 1).

Para la realización de las simulaciones se ha tomado un valor fijo de la zona de entrada de agua en función del caudal del emisor, acorde con los resultados experimentales. Los valores del radio del charco tomados en las simulaciones han sido de 15 cm para el emisor de 2 $l \cdot h^{-1}$, 20 para el de 4, 30 para el de 8.5 y 35 para el de 25.

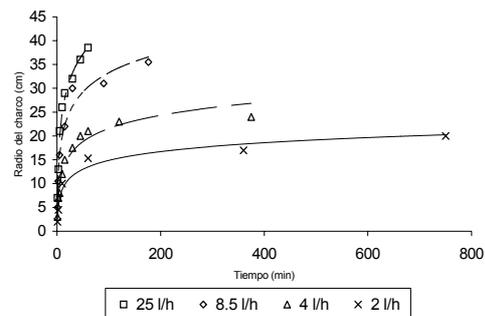


Fig. 1. Evolución del radio del charco formado bajo emisores de distinto caudal en las pruebas realizadas

3.2. Estadísticos de comparación de los resultados de las simulaciones y de estos con los resultados experimentales

Para poder comparar los resultados de los dos modelos se calculan los coeficientes de determinación R^2 , resultantes de correlacionar linealmente los resultados obtenidos con cada uno de ellos. En la tabla 4 se muestra la R^2 correspondiente a cada una de las simulaciones realizadas.

Tabla 4. Valores del coeficiente de determinación (R^2) y P-valores en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión (P_0) y para la pendiente (P_1), correspondientes a la recta de regresión de los contenidos de agua modelados con SIMDAS e HYDRUS-2D.

Caudal del emisor ($l \cdot h^{-1}$)		V=25 l (al finalizar el riego)		
		V=5 l	V=25 l (al finalizar el riego)	V=25 l (6 h después de finalizar el riego)
2	R^2	0.968	0.976	0.977
	P_0	0.000	0.000	0.000
	P_1	0.000	0.000	0.000
4	R^2	0.973	0.972	0.983
	P_0	0.000	0.000	0.000
	P_1	0.000	0.000	0.000
8.5	R^2	0.539	0.959	0.954
	P_0	0.000	0.002	0.002
	P_1	0.000	0.000	0.000
25	R^2	0.872	0.934	0.794
	P_0	0.000	0.042*	0.508*
	P_1	0.000	0.000	0.000

*: diferencias estadísticamente no significativas al nivel de significación $\alpha = 0.01$

Tabla 5. Índices de comparación entre resultados observados y simulados, correspondientes a distintos caudales de emisión, volúmenes aplicados y tiempos.

Caudal del emisor	Volumen aplicado y tiempo	Modelo de simulación	ECM ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	EAM ($cm^3 \cdot cm^{-3}$)	ERM (-)	D	EM	R^2	P_0	P_1
2 $l \cdot h^{-1}$	V = 5 l t = 150 min.	SIMDAS	0.005	0.003	-0.005	0.99	0.97	0.977	0.000	0.000
	V = 5 l t = 150 min.	HYDRUS	0.007	0.004	-0.001	0.98	0.92	0.924	0.000	0.000
	V = 25 l t = 750 min.	SIMDAS	0.011	0.006	0.009	0.98	0.92	0.958	0.000	0.000
	V = 25 l t = 750 min.	HYDRUS	0.008	0.005	0.007	0.99	0.96	0.964	0.176*	0.000
	V = 25 l t = 6 h	SIMDAS	0.011	0.007	0.014	0.96	0.78	0.906	0.000	0.000
4 $l \cdot h^{-1}$	V = 25 l t = 6 h	HYDRUS	0.010	0.006	0.019	0.96	0.82	0.894	0.000	0.000
	V = 5 l t = 75 min.	SIMDAS	0.006	0.004	-0.005	0.99	0.96	0.966	0.024*	0.000
	V = 5 l t = 75 min.	HYDRUS	0.009	0.005	0.002	0.97	0.90	0.914	0.012*	0.000
	V = 25 l t = 375 min.	SIMDAS	0.009	0.005	0.003	0.99	0.96	0.975	0.000	0.000
	V = 25 l t = 375 min.	HYDRUS	0.010	0.006	0.001	0.99	0.96	0.955	0.181*	0.000
8.5 $l \cdot h^{-1}$	V = 25 l t = 6 h	SIMDAS	0.010	0.007	0.007	0.97	0.87	0.933	0.000	0.000
	V = 25 l t = 6 h	HYDRUS	0.009	0.007	0.015	0.98	0.90	0.935	0.000	0.000
	V = 25 l t = 176 min.	SIMDAS	0.011	0.007	0.004	0.98	0.93	0.960	0.000	0.000
	V = 25 l t = 176 min.	HYDRUS	0.014	0.010	0.008	0.97	0.89	0.909	0.003	0.000
	V = 25 l t = 6 h	SIMDAS	0.009	0.007	0.006	0.97	0.89	0.906	0.010	0.000
25 $l \cdot h^{-1}$	V = 25 l t = 6 h	HYDRUS	0.009	0.006	0.016	0.97	0.90	0.914	0.366*	0.000
	V = 25 l t = 60 min.	SIMDAS	0.008	0.003	-0.005	0.99	0.97	0.975	0.007	0.000
	V = 25 l t = 60 min.	HYDRUS	0.015	0.007	-0.016	0.97	0.89	0.901	0.162*	0.000
	V = 25 l t = 6 h	SIMDAS	0.010	0.005	0.015	0.97	0.87	0.918	0.000	0.000
	V = 25 l t = 6 h	HYDRUS	0.016	0.008	0.003	0.94	0.66	0.831	0.000	0.000

P_0 : P-valor en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

P_1 : P-valor en el contraste de hipótesis para la pendiente de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

*: diferencias estadísticamente no significativas al nivel de significación $\alpha = 0.01$

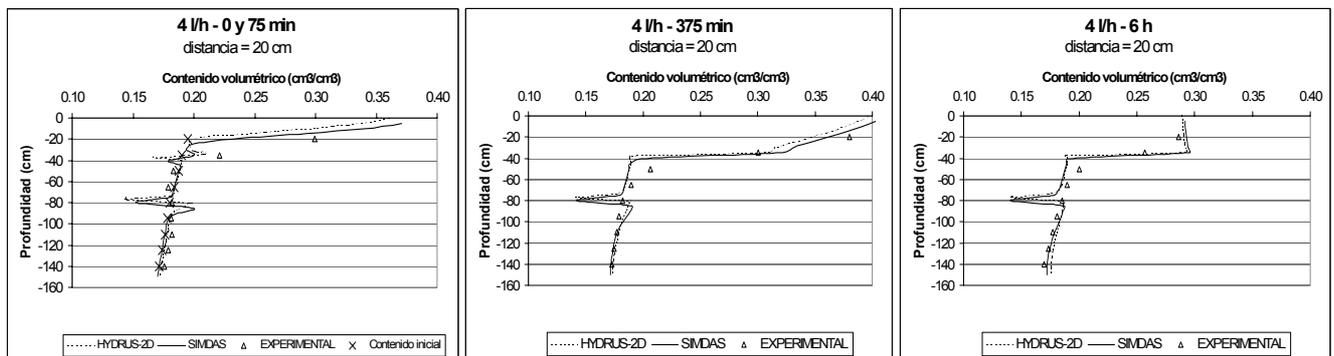


Fig. 2. Sección vertical a una distancia de 20 cm de la vertical del emisor mostrando los contenidos de agua simulados con HYDRUS-2D, SIMDAS y experimentales correspondientes a un emisor de 4 $l \cdot h^{-1}$ a los 0, 75 y 375 minutos de iniciarse el riego y 6 horas después de finalizar

Los mejores ajustes se dan para bajos caudales de emisión, donde la condición de contorno en la zona de entrada de agua bajo el emisor es idéntica en los dos modelos. En cambio para caudales de emisión elevados ocurre que el flujo de entrada de agua supera la conductividad hidráulica a saturación. En estas condiciones el modelo HYDRUS-2D impone una presión positiva para forzar la entrada del caudal impuesto y elimina la parte de caudal que excede la capacidad máxima de infiltración. En el modelo en SIMDAS en cambio, cuando se alcanza el contenido de agua a saturación, se ha impuesto una condición de presión constante igual a cero, conservando la parte de agua que no se infiltra en superficie para que esta pueda infiltrarse posteriormente.

En la tabla 5 se indican los resultados de los estadísticos de comparación entre los resultados experimentales y modelados. Estos índices se han calculado en el momento

posterior a la aplicación de 5 y 25 litros de agua y a las 6 horas de la aplicación de los 25 litros, excepto cuando los caudales de emisión fueron de 8.5 y 25 l/h, donde no se dispone de medida experimental correspondiente a un volumen de aplicación de 5 l.

El índice ECM oscila entre 0.005 y 0.011 en el caso de SIMDAS y entre 0.007 y 0.016 para HYDRUS-2D, los mayores valores de este índice se dan para las simulaciones realizadas con HYDRUS-2D correspondientes a un caudal de emisión de 25 l·h⁻¹ en el que se alcanza un valor del ECM de 0.015 al finalizar el riego y de 0.016 transcurridas 6 h después de finalizar el riego.

El EAM toma un valor máximo de 0.010 y mínimo de 0.003. Los mayores errores también se dan en las simulaciones realizadas con HYDRUS-2D y para caudales de emisión elevados.

Tabla 6. Resultados de los balances de masa para los datos experimentales y simulados

Caudal del emisor l·h ⁻¹	Volumen aplicado y tiempo	SIMDAS		HYDRUS-2D		EXPERIMENTAL	
		\mathcal{E}_a (cm ³)	\mathcal{E}_r (%)	\mathcal{E}_a (cm ³)	\mathcal{E}_r (%)	\mathcal{E}_a (cm ³)	\mathcal{E}_r (%)
2	5 l; 150 min	-1	-0.03	-16	-0.33	-637	-13.1
	25 l; 750 min	-74	-0.29	-43	-0.17	-100	-0.4
	25 l; 6 h	-52	-0.21	-106	-0.42	-2236	-8.9
4	5 l; 75 min	0	0.00	-48	-0.96	-1337	-26.7
	25 l; 375 min	-4	-0.02	-110	-0.44	-4734	-18.9
	25 l; 6 h	-16	-0.06	-104	-0.42	-4775	-19.1
8.5	5 l; 35 min	-43	-0.17	-10	-0.19	-	-
	25 l; 176 min	-43	-0.17	-27	-0.11	-1722	-6.9
	25 l; 6 h	-84	-0.34	-28	-0.11	-2526	-10.1
25	5 l; 12 min	1	0.01	-1335	-26.7 *	-	-
	25 l; 60 min	35	0.14	-1068	-4.27 *	-6350	-25.4
	25 l; 6 h	72	0.29	-1069	-4.28 *	-3220	-12.9

De acuerdo con la definición un signo negativo en el balance de masas indica un error por defecto.

*: Errores relativos superiores al 1% se consideran muy elevados, pero aún cambiando la malla no se ha logrado reducir este error.

No se dispone de medidas experimentales del contenido de agua al aplicar un volumen total de 5 l para los caudales de emisión de 8.5 y 25 l·h⁻¹

Tabla 7. Radio mojado a 20 y 30 cm de profundidad y profundidad máxima alcanzada por el frente de humedad para los datos experimentales y simulados.

Caudal del emisor L·h ⁻¹	Volumen aplicado y tiempo	SIMDAS			HYDRUS-2D			EXPERIMENTAL		
		R ₂₀ (cm)	R ₃₀ (cm)	Prof (cm)	R ₂₀ (cm)	R ₃₀ (cm)	Prof (cm)	R ₂₀ (cm)	R ₃₀ (cm)	Prof (cm)
2	5 l; 150 min	20 (+5)	0 (-5)	25 (-5)	20 (+5)	0 (-5)	27 (-3)	15	5	30
	25 l; 750 min	45 (0)	40 (+10)	35 (0)	47 (+2)	43 (+13)	34 (-1)	45	30	35
	25 l; 6 h	50 (+5)	50 (+50)	35 (+10)	60 (+15)	60 (+60)	33 (+8)	45	0	25
4	5 l; 75 min	15 (0)	0 (-5)	25 (-5)	17(+2)	0 (-5)	26 (-4)	15	5	30
	25 l; 375 min	40 (-5)	35 (0)	35 (0)	46 (+1)	40 (+5)	33 (-2)	45	35	35
	25 l; 6 h	50 (0)	50 (+30)	35 (+5)	58 (+8)	53 (+33)	33 (+3)	50	20	30
8.5	5 l; 35 min	10	0	20	12	0	21	-	-	-
	25 l; 176 min	40 (0)	35 (0)	35 (0)	41 (+1)	35 (0)	33 (-2)	40	35	35
	25 l; 6 h	45 (-10)	55 (+15)	35 (+5)	56 (+1)	50 (+10)	33 (+3)	55	40	30
25	5 l; 12 min	0	0	15	0	0	14	-	-	-
	25 l; 60 min	30 (0)	10 (-15)	30 (-5)	31 (+1)	13 (-12)	31 (-4)	30	25	35
	25 l; 6 h	45 (0)	40 (+5)	35 (+5)	42 (-3)	31 (-4)	36 (+1)	45	35	30

Entre paréntesis se indica la diferencia entre el valor modelado y el experimental. De acuerdo con la definición un signo positivo indica un error por sobreestimación del modelo.

No se dispone de medidas experimentales del contenido de agua al aplicar un volumen total de 5 l para los caudales de emisión de 8.5 y 25 l·h⁻¹

El ERM puede tomar valores positivos o negativos, indicando en el primer caso una sobreestimación del contenido de agua por parte del modelo y en el segundo

una subestimación. En la mayoría de casos los dos modelos sobreestiman el contenido de agua con respecto a las medidas con TDR. El signo del error coincide en los

dos modelos para todas las simulaciones excepto en la correspondiente a un volumen aplicado de 5 l con un emisor de $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$, en que el ERM correspondiente al modelo HYDRUS-2D es de 0.002 y el correspondiente a SIMDAS es de -0.005 .

El índice D oscila entre 0.97 y 0.99 excepto en el caso de un emisor de $25 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$; 6h después de aplicar 25 l, en el que el índice D se reduce hasta 0.94, coincidiendo con los casos en que el ECM y el EAM han registrado los valores máximos.

La EM muestra una tendencia parecida a D, aunque resulta más sensible que el anterior; el valor mínimo se da para el mismo caso y toma el valor de 0.66.

La R^2 varía entre 0.901 y 0.977, excepto en el mismo caso comentado anteriormente donde el valor es de 0.831. La tendencia de este estadístico no coincide siempre con la de los anteriores; en algunas ocasiones se dan valores de R^2 cercanos a 1, mientras que los valores de EM, ECM, EAM o D indican un ajuste mediocre, supuesto que también fue comentado por Willmott (1982).

Para visualizar la diferencia entre los resultados de los modelos y los datos experimentales se ha representado una sección a una distancia de 20 cm de la vertical del emisor, indicando el contenido de agua en el eje de abscisas y la profundidad en el de ordenadas. En la figura 2 se muestran los gráficos correspondientes a un emisor de $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ a los 0, 75 y 375 minutos después de iniciarse el riego y a las 6 h después de que este finalizara. En la figura correspondiente a los 75 minutos se aprecia que las predicciones con los dos modelos son muy similares, produciéndose un aumento del contenido de agua por encima de los 20 cm

Los dos modelos predicen un gradiente brusco del contenido de agua a una profundidad de 35 y 80 cm que corresponde a la profundidad donde hay un cambio en las propiedades hidráulicas del suelo. Este hecho no ha podido ser observado experimentalmente, ya que la medida con TDR integra un volumen de suelo muy superior.

En la sección correspondiente a los 375 minutos, una vez aplicado un volumen de 25 l, los resultados de los modelos indican un aumento del contenido de agua con respecto del contenido inicial hasta una profundidad de 40 cm. Transcurridas 6 h después de finalizar el riego, los modelos no indican que el contenido de agua aumente por debajo de los 40 cm y muestran una disminución del contenido de agua por encima de esta profundidad, con respecto a los contenidos de agua al finalizar el riego.

3.3. Resultado de los balances de masa en los modelos y en los datos experimentales

De acuerdo con la definición de error absoluto y relativo del apartado 2.4.2., se exponen los resultados en la tabla 6.

Los resultados de las simulaciones realizadas con cualquiera de los modelos presentan errores relativos en el balance de masas inferiores a un 1 %, excepto para el caudal de $25 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ con el modelo HYDRUS-2D, que a pesar de trabajar con una malla con más elementos que en los demás casos, no se ha podido reducir el error en el balance de masas por debajo del 1 %.

En todos los casos excepto para el caudal de $25 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ simulado con el modelo SIMDAS los errores han sido por defecto. El único caso en que el error ha sido por exceso corresponde al caudal más elevado, y probablemente tiene que ver con la condición de contorno impuesta en SIMDAS cuando se llega a contenidos volumétricos de agua superiores a saturación; ya que se impone una condición de presión constante igual a cero.

En cuanto a los resultados de los balances con los datos experimentales deben tomarse con prudencia, pues el número de puntos donde se dispone de dato del contenido de agua es reducido y por ello los valores en los puntos intermedios se han obtenido por interpolación. Aún así se observa que en todos los casos el error es por defecto.

En lo referente a los errores relativos, éstos tienden a reducirse a medida que aumenta el tiempo transcurrido desde que se inició el riego. Esto puede ser debido a que parte del agua aplicada en el riego se encuentra acumulada en el charco superficial y por tanto representa un volumen de agua que en el balance no se considera. Una vez transcurridas 6 h después de finalizar el riego el agua acumulada en el charco ha podido infiltrarse y los errores relativos se reducen. Los errores por defecto a las 6 h después de finalizar el riego podrían ser debidos a las pérdidas por evaporación, que no son consideradas en el balance de agua.

3.4. Parámetros necesarios para el diseño agronómico de un riego localizado.

Como se ha dicho anteriormente, para diseñar un sistema de riego localizado debe fijarse a priori la superficie de suelo que se desea mojar a cierta profundidad. Para ello es necesario conocer el radio mojado por un emisor aislado. Además, debe evitarse mojar más allá de donde el sistema radicular del cultivo es efectivo.

Partiendo de la definición de zona de influencia del emisor (ZIE) como aquella en la que el contenido de agua ha aumentado como mínimo un 5 % respecto del inicial antes de iniciar el riego, se mide el radio de esta zona a 20 y 30 cm de profundidad y la profundidad máxima alcanzada por el frente de humedad en los resultados de las simulaciones y en las experiencias realizadas. En la tabla 7 se indican los valores que toman estos parámetros. Las mayores diferencias entre los valores modelados con cualquiera de los modelos y los experimentales se dan para el radio a 30 cm de profundidad a las 6 h después de finalizar el riego, donde según resultados de los modelos este es aún muy importante, mientras que según los resultados experimentales la influencia del emisor ya no se nota a esta profundidad. Véase en la tabla 7 la diferencia entre el valor modelado y experimental correspondiente a las 6 h después del riego, con un emisor de $2 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$, donde la diferencia alcanza los 60 cm. No obstante, cabe destacar que para la mayoría de casos la diferencia entre el valor modelado y experimental no excede los 5 cm. Considerándose todos los valores, la diferencia entre el valor modelado con SIMDAS y el experimental para el radio a 20 cm es de -1 cm, para el radio estimado a 30 cm

de +9 cm y para la profundidad máxima de +1; mientras que para HYDRUS-2D, las diferencias son de +3, +10 y +1 respectivamente.

Tanto en los resultados experimentales como en los modelados, es evidente que el radio y la profundidad de la ZIE aumentan al aumentar el volumen de emisión.

Bresler (1978) indica que el caudal del emisor influye en la forma del volumen de suelo mojado, aumentando el radio y disminuyendo la profundidad a medida que aumenta el caudal de emisión. Schwartzmass y Zur (1986) presentan ecuaciones simplificadas para calcular estos parámetros en función del caudal del emisor, de la conductividad hidráulica saturada y del volumen de agua aplicado, en estas la profundidad disminuye y el radio aumenta a medida que se incrementa el caudal de emisión y disminuye la conductividad hidráulica saturada. Sin embargo, en los resultados presentados en este trabajo, el caudal del emisor parece haber tenido menos importancia que la presencia de distintos horizontes o que el contenido de agua inicial del suelo. En la figura 3, se representa la ZIE al finalizar el riego en los distintos ensayos realizados y la localización de los tubos de acceso de la sonda TDR. En superficie del suelo, donde no se dispone de medidas del contenido de agua, la extensión de la ZIE se ha tomado visualmente al observar un oscurecimiento del suelo.

En ningún caso, ni experimental ni simulado, la profundidad de la ZIE ha sobrepasado los 35 cm, que corresponden a un cambio en la granulometría del suelo. En relación al radio de la ZIE a 20 cm de profundidad, para un caudal de emisión de $25 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$, este resulta ser menor que en ningún otro caso. Esto se debe a que los contenidos iniciales de agua en el horizonte superficial han sido muy inferiores a los demás casos. El contenido medio de agua en el horizonte superficial del suelo en el ensayo correspondiente a un caudal de $25 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$, ha sido de $0.14 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$, frente a los $0.19 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ para los caudales de 2 y $4 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ o los $0.21 \text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ para el caudal de $8.5 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$.

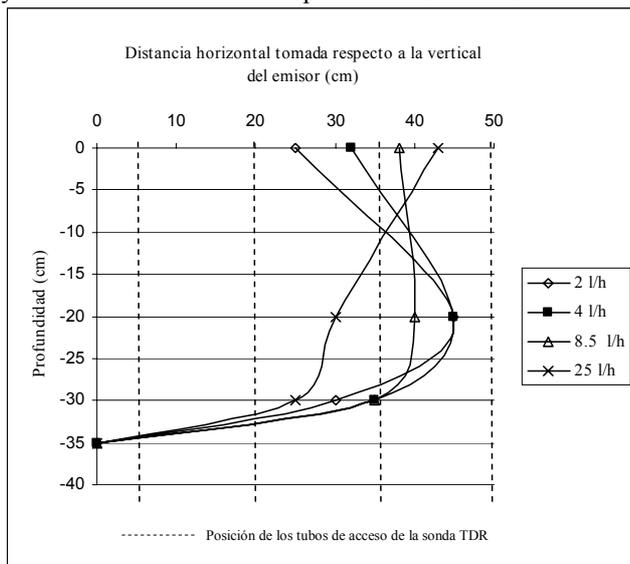


Fig. 3. Extensión de la ZIE experimental para distintos caudales de emisión, correspondientes al momento en que finaliza el riego con un volumen aplicado de 25 l.

4. Conclusiones

De los resultados expuestos puede extraerse, que en los casos estudiados los dos modelos numéricos proporcionan resultados muy similares de la distribución de agua en el suelo, y con buena correlación con los resultados experimentales. Cuando se comparan los valores simulados con los observados, en ningún caso el ECM supera el 1.6 %.

El método de medida del contenido de agua en el suelo representa un volumen relativamente grande del mismo y no permite definir a una escala muy detallada la distribución de agua. Los modelos en cambio, permiten definir las dimensiones de los elementos o celdas que forman el dominio de flujo, proporcionando resultados del contenido de agua en cada uno de ellos.

Los dos modelos podrían mejorarse implementando la posibilidad de simular la formación del charco superficial y su evolución en el tiempo, para evitar la realización de pruebas de campo previas, consistentes en medir las dimensiones del charco formado bajo el emisor. Esto además permitiría establecer una condición de contorno dinámica que tuviese en cuenta la evolución en el tiempo de las dimensiones del charco formado bajo el emisor.

Los dos modelos podrían representar una buena alternativa a la realización de las pruebas de campo para el diseño en riego por goteo, siempre y cuando existan validaciones previas de los modelos para condiciones de suelo parecidas.

Referencias

- Assouline, S. (2002). The effects of microdrip and conventional drip irrigation on water distribution and uptake. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 1630-1636.
- Bresler, E. (1978). Analysis of trickle irrigation with application to desing problems. *Irrigation Science*, 1, 3-17.
- Keller, J. y Bliensner, R.D. (1990). Trickle irrigation planning factors. *Sprinkle and trickle irrigation*. New York. 453-477.
- Loague, M., Green, R.E. y Mulkey, L.A. (1988). Evaluation of mathematical models for solute migration and transformation, an overview and an example. *Proceedings of the international conference and workshop on the validation of flow and transport models for the unsaturated zone*. Ruisido, N.M., U.S.A., 231-248.
- Meshkat, M., Warner, R. C. y Workman, S. R. (1999). Modeling evaporation reduction in drip irrigation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 125(6), 315-323.
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), 513-522.
- Ramírez de Cartagena, F. y Sáinz, M. (1997). Modelo de distribución de agua en suelo regado por goteo. *Ingeniería del agua*, 4(1), 57-70.
- Revol, P., Clothier, B.E., Kosuth, P. y Vachaud, G. (1996). The free-water pond under a trickle source: a field test of existing theories. *Irrigation Science*, 16 (4), 169-175.
- Rodrigo, J., Hernández, J. M., Pérez, A. y González, J. F. (1992). Estimación con fines de diseño de la forma y dimensiones del volumen de suelo mojado. *Riego localizado*. Madrid. 171-178.
- Schaap, M. G., Feike J., Leij, F. J. y van Genuchten, M.Th. (2001). ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251, 163-176.

- Schmitz G. H., Schütze N. y Petersohn U. (2002). New strategy for optimizing water application under trickle irrigation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 128(5), 287-297.
- Schwartzmass, M. y Zur, B. (1986). Emitter spacing and geometry of wetted soil volume. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 112(3), 242-253.
- Simunek, J., Sejna, M. y van Genuchten, M. T. (1999). *The HYDRUS-2D Software Package for Simulating the Two-Dimensional Movement of Water, Heat and Multiple Solutes in Variably-Saturated Media*. U.S. Salinity Laboratory. Riverside, California, 227 pp.
- S.S.S. (1998). *Keys to Soil Taxonomy*. Natural Resources Conservation Service. USDA. Washinton D.C., 326 pp.
- Talsma, T. (1963). The control of saline groundwater. *Meded. Landbouwhogesch, Wageningen* 63(10), 1-68.
- van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892-898.
- Willmott, C. J. (1982). Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meterological Society*, 63, 1309-1313.
- Wooding, R. A. (1968). Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research*, 4, 1259-1273.