

ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE LA RECARGA AL VALOR DE LA CONDUCTIVIDAD  
HIDRÁULICA SATURADA ESTIMADA A PARTIR DE LA TEXTURA.  
APLICACIÓN EN UN SUELO DESNUDO DE DOÑANA

J.J. LÓPEZ<sup>1)</sup> y J.V. GIRÁLDEZ<sup>2)</sup>

Universidad Pública de Navarra. Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural<sup>1)</sup>  
Universidad de Córdoba. Departamento de Agronomía<sup>2)</sup>

RESUMEN

En el área de Doñana subyace el sistema acuífero Almonte-Marismas, acuífero que tiene una gran importancia por la gran cantidad de recursos subterráneos de que dispone, y por el papel fundamental que juega en el mantenimiento tanto de la zona natural como de las actividades económicas que se desarrollan en el área. Con la finalidad de conseguir un mayor conocimiento de los procesos que intervienen en la recarga, se aplica un modelo, que evalúa el balance de agua en la capa superficial del suelo, a suelos desnudos de tres zonas del área de Doñana y durante el periodo comprendido entre septiembre de 1992 y agosto de 1995. El modelo es un modelo físico-matemático que, además de considerar flujo unidimensional de agua y de calor, suelos homogéneos y basarse en acontecimientos, determina el balance de agua de forma continua en el tiempo. El modelo denominado CBAS se basa en el modelo de Milly (1986) y fue elaborado por López y Giráldez (1992). Uno de los parámetros cuyo valor influye de una forma más decisiva sobre la estimación del balance de agua en el suelo es la conductividad hidráulica saturada,  $K_s$ . En este caso, el valor de este parámetro en las distintas localizaciones se ha estimado a partir de la textura. En este trabajo se

analiza la incertidumbre inducida por el hecho de elegir un valor de este parámetro asociado a una clase textural, entre otras que se podrían adoptar. Se concluye que el valor de la recarga es muy sensible al valor de la conductividad hidráulica saturada.

## INTRODUCCIÓN

El Parque Nacional de Doñana, situado en la margen derecha de la desembocadura del río Guadalquivir en la provincia de Huelva al sudeste de España, está acreditado como uno de los espacios naturales de mayor importancia en todo el continente europeo por constituir un lugar de paso para las migraciones de las aves en la dirección norte-sur, antes de cruzar a África por el océano Atlántico. En este área de Doñana subyace el sistema acuífero Almonte-Marismas, acuífero que tiene una gran importancia por la gran cantidad de recursos subterráneos de que dispone, y por el papel fundamental que juega en el mantenimiento tanto de la zona natural como de las actividades económicas que se desarrollan en el área. Todos estos factores han contribuido a que se hayan realizado numerosos estudios sobre los recursos subterráneos de este sistema (Suso y Llamas, 1991; Giráldez et al. 1994; Iglesias et al., 1996; Trick y Custodio, 1996), en ellos se describe con precisión las características hidrogeológicas del área.

La recarga subterránea ordinariamente es uno de los componentes del balance hidrológico cuya cuantificación resulta más difícil, esto es debido a la complejidad de los procesos que tienen lugar en la zona a través de cual se produce y a la variabilidad temporal y espacial que presenta, que a su vez dependen de la pluviometría, de las características del suelo y del nivel freático. Este componente del balance de agua es uno de los datos claves para la gestión de los recursos subterráneos y, aunque la falta de un conocimiento preciso de su valor no impide dicha gestión, sí que facilita y mejora el estudio de los efectos de la explotación de los mismos. En todos los estudios antes indicados prácticamente hay coincidencia en que la recarga natural por infiltración, a través del medio no saturado, es la principal entrada de agua al acuífero (Samper y Guimerà, 1993).

Entre los diversos métodos de estimación de la recarga indicados en la bibliografía (Gee y Hillel, 1988; Allison et al., 1994; López, 1997; etc.) se encuentran los métodos de balance, que en síntesis consisten en estimar el balance en la capa superficial del suelo. Un modelo que utiliza esta metodología es el CBAS (López y Giráldez, 1992), éste es un modelo físico-matemático, basado en la transferencia de agua y de calor entre la atmósfera y el suelo, y que discrimina los episodios secos de los de lluvia. En estos modelos físicos, en que el movimiento de agua en el suelo se resuelve mediante una representación física del sistema aunque con importantes simplificaciones, el valor de la conductividad hidráulica saturada, parámetro cuya medida presenta una

gran incertidumbre según el método empleado, tiene una gran importancia sobre los valores de los componentes del balance estimados. En este trabajo se estima el valor de la conductividad hidráulica saturada a partir de la textura del suelo (Rawls et al. 1982). Se evalúa la sensibilidad de la respuesta del modelo a la variación del valor de  $K_s$ , que se considera dada la incertidumbre asociada a la asignación de la clase textural al suelo.

La zona de estudio es El Acebuche que constituye el área de recarga de una parte importante del sistema acuífero de Doñana. Esta región se localiza en el Parque Natural del Entorno de Doñana y se extiende entre el mar y el arroyo de la Rocina al norte y sur respectivamente, y entre las Marismas del Guadalquivir y las Marismas del Tinto Odiel al este y oeste respectivamente.

#### MATERIALES Y MÉTODOS

En el desarrollo de sucesivos Proyectos de Investigación, financiados por la CICYT, en los que uno de los objetivos era y es la caracterización de la recarga al hidrológica del Parque Nacional de Doñana (PND), se llevó a cabo, durante el periodo comprendido entre los años 1992 y 1994, un muestreo sistemático de los suelos de la cuenca del Arroyo de la Rocina, situada al oeste del PND en lo que se denomina Parque Natural del Entorno de Doñana (PNED). Uno de estos puntos seleccionados para el muestreo fue el Acebuche. Los parámetros y variables físicas o químicas que se midieron en los muestreos fueron múltiples, en nuestro caso únicamente interesan los o las necesarias para caracterizar el balance de humedad en el suelo según el modelo elegido. Entre las variables necesarias se encuentran las medidas del contenido de agua del suelo, es decir, los perfiles de humedad que sirven para contrastar los resultados del modelo. Las medidas del contenido de humedad del suelo se realizaron por gravimetría tomando muestras de suelos en distintas profundidades en las localizaciones antes indicadas. Las fechas de muestreo son: el 26-I-93, el 11-XI-92, el 9-VI-93, el 17-XI-93, el 9-II-94 y el 15-IV-94.

Las variables meteorológicas se han obtenido de la estación meteorológica automática perteneciente al AMA y que está instalada en el Abalarío. Las variables necesarias son: temperatura del aire, presión de vapor, velocidad del viento, precipitación y radiación global. El modelo que se utiliza estima el balance del agua en el suelo de forma horaria, por lo que se necesitan los registros de estas variables sean horarios

Entre los parámetros que se midieron, los que tiene interés para nuestra aplicación son: textura, materia orgánica y las curvas de retención. Recientemente se han tomado medidas de conductividad hidráulica saturada en uno de los puntos de muestreo, no disponibles en el momento que se realizó el estudio. Las fracciones texturales se obtuvieron para distintos horizontes. La textura, como se deduce de estos análisis, es bastante homogénea con una

composición media que se refleja en la tabla 1. Las curvas de retención se han obtenido mediante las Placas de Richards.

Tabla 1.  
Clases texturales medias.

Localización	% Arena	% Limo	% Arcilla	Clase Textural
El Acebuche	85.1	10.3	4.6	Arenoso-Franco

#### DESCRIPCIÓN DEL MODELO

Los procesos de transferencia unidimensional del agua en el suelo subsaturado se pueden describir mediante la ecuación de *Richards*,

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \cdot \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{dK}{dz} \quad (1)$$

que expresa como la variación de la humedad,  $\theta$ , con respecto al tiempo,  $t$ , [T], de un volumen de control del suelo se debe a la variación del flujo, entre la entrada y la salida de dicho volumen, causada por los gradientes del potencial de la matriz,  $\psi$ , [L], y por los gradientes del potencial gravitatorio,  $z$ , [L].

Una columna de suelo responde dinámicamente a la secuencia climática de acontecimientos de precipitación y evaporación, recargando parte de la humedad durante los períodos de lluvia, devolviendo algo de esa parte a la atmósfera, a través de la superficie, durante los períodos de evaporación, y descargando el resto a la zona saturada más o menos de forma continua. Los modelos que integran la ecuación (1) a lo largo de estos períodos se conocen como modelos basados en acontecimientos, y aportan una resolución más sencilla que aquellos en que se considera el tiempo estrictamente continuo.

Para el análisis de la evolución de la humedad del suelo, se propone la utilización de un modelo de este tipo denominado CBAS, desarrollado por López y Giráldez (1.992), y que se basa en el presentado por Milly (1.986).

Antes de entrar en la descripción de la formulación de los procesos implicados en el balance de agua en el suelo que el modelo asume, parece conveniente, para una mejor comprensión, incidir en dos elementos que en este caso son esenciales para la modelación: por una parte, el acontecimiento o evento que en este modelo es la unidad básica de tiempo en el que se cuantifica el balance; y por otra, el perfil de humedad en el suelo que se asume en forma de escalones como respuesta al hecho de considerar una secuencia alternativa de acontecimientos.

### *Acontecimientos de lluvia y sin lluvia*

Una columna de suelo en la superficie responde dinámicamente a la secuencia climática de episodios de precipitación y evaporación, entendidos éstos últimos como aquellos en los que hay precipitación, aceptando parte de la humedad en los *acontecimientos de lluvia* (infiltración), devolviendo a la superficie parte de la anterior en los *acontecimientos sin lluvia* (evaporación), y dejando pasar, más o menos de forma continua, el agua restante hacia capas más profundas (redistribución). De esta forma, se toma el dominio de tiempo de interés como los periodos secuenciales alternativos de lluvia y ausencia de lluvia, o, dicho de forma que se entienda, se contabiliza el balance de agua al final de cada acontecimiento.

La unidad de tiempo mínima a considerar para el establecimiento de los acontecimientos es el día. Así tenemos que la duración mínima de un acontecimiento, ya sea de un tipo o de otro, es de un día, y la separación mínima, entre dos días con precipitación, necesaria para que haya un evento sin lluvia también es de un día. Por lo tanto, la duración de los acontecimientos vendrá establecida por el número de días consecutivos en los que hay lluvia, en un caso, y en los que no hay lluvia, en el otro.

### *Perfil de humedad del suelo*

Como consecuencia de la secuencia alternativa de los distintos acontecimientos, la humedad se distribuye verticalmente a lo largo del perfil respondiendo a dicha secuencia ya que ésta implica, en definitiva, una alternancia de aportaciones y extracciones de agua al suelo. Para representar este perfil de humedad se asume una distribución escalonada que supone un escalonamiento rectangular al modo del supuesto en el modelo de Green y Ampt (Chow et al., 1988; pag. 110).

El perfil del contenido de humedad varía en el tiempo debido a varias fuerzas y condiciones límite. Conviene tratar esas variaciones en términos de los procesos de infiltración, exfiltración y redistribución. Los efectos de la infiltración y exfiltración se producen únicamente en ciertos momentos en forma de saltos discontinuos de  $\theta_i$  y  $z_f$ . Al final de una lluvia el perfil se modifica reflejando un aumento del agua almacenada igual al valor de  $F_r$ . El efecto de la exfiltración es algo más complejo ya que puede adaptarse más de una vez por acontecimiento, según los escalones estimados en el perfil de humedad del suelo en ese instante.

Resumiendo, se simula la dinámica del almacenamiento de humedad en el suelo utilizando un perfil de escalones, estático durante los acontecimientos y que experimenta cambios instantáneos, en su forma, al final de los mismos y a veces durante los eventos sin lluvia. Superpuesto a este comportamiento existirá un proceso continuo de redistribución interna del agua. Aunque esta representación del perfil es muy simple, Milly (1986) notó que el efecto de su

error en los flujos superficiales calculados parecía ser aceptablemente pequeño, ya que el perfil únicamente está ligado de forma indirecta en el modelo a dichos flujos.

### *Simulación de los flujos de agua y energía en la superficie del suelo*

En un período de lluvia la *infiltración* se caracteriza por la intensidad,  $i$ , [ $LT^{-1}$ ], y la cantidad total de agua que entra en el suelo o infiltración acumulada,  $I$ , [L]. Adoptando la ecuación de Philip de dos sumandos,

$$I = S_i \cdot t^{1/2} + A \cdot t \quad (2)$$

siendo  $S_i$  la absortividad [ $LT^{-1/2}$ ], y  $A$  un término constante [ $LT^{-1}$ ], y

$$i = \frac{S_i}{2} \cdot t^{-1/2} + A \quad (3)$$

al eliminar el tiempo entre ambas ecuaciones, se obtiene una expresión de la intensidad de infiltración similar a la propuesta, entre otros autores, por Mein y Larson (1.973) usando la aproximación de Green y Ampt (Chow et al., 1.988, 4.3),

$$i^* = A \cdot \left\{ 1 + \left[ -1 + \left( 1 + \frac{4 \cdot A \cdot I}{S_i^2} \right)^{1/2} \right]^{-1} \right\} \quad (4)$$

El valor de la intensidad de infiltración que resulta de (5) es el máximo que cabe esperar de las características del suelo por lo que se denomina, *capacidad de infiltración*,  $r$ . Para obtener la intensidad de infiltración real es preciso considerar las condiciones atmosféricas, esto es, la intensidad de lluvia,  $r$ , [ $LT^{-1}$ ], menos la intensidad de la evaporación potencial,  $e_p$ , [ $LT^{-1}$ ]. De esta forma se puede estimar la intensidad de infiltración como el mínimo de  $r$  y de la diferencia ( $r - e_p$ ), siempre que esta sea positiva.

El proceso opuesto, la evaporación del agua del suelo, que pudiera denominarse más apropiadamente *exfiltración*, siguiendo a Eagleson (1.978), se caracteriza de forma análoga, si bien dándole menor peso a la gravedad ya que su gradiente de potencial es mucho menos importante que el de la matriz. De acuerdo con Gardner (1.959), la evaporación acumulada,  $E$ , [L], es

$$E = S_e \cdot t^{1/2} \quad (5)$$

en donde  $S_e$  es la desortividad, [ $LT^{-1/2}$ ]. La intensidad de evaporación  $e$ , [ $LT^{-1}$ ], es consecuentemente,

$$e = \frac{S_e}{2} \cdot t^{-1/2} \quad (6)$$

De la relación entre la intensidad y el valor acumulado,

$$e^* = \frac{S_c^2}{2 \cdot E} \quad (7)$$

se obtiene la *capacidad de exfiltración*,  $e^*$ , como en el caso precedente. Así la intensidad de infiltración será el mínimo de la capacidad de exfiltración y de la diferencia ( $e_p - r$ ), siempre que esta sea positiva.

Una vez que cesa la infiltración, el agua continúa su movimiento en el perfil del suelo en el proceso conocido como redistribución. Los gradientes de potencial disminuyen en la zona humedecida y en la que se sigue humedeciendo, por lo que el contenido de humedad en el suelo tiende a mantenerse, disminuyendo lentamente con el tiempo.

Simplificando el perfil del agua en el suelo a un perfil rectangular del tipo supuesto en el modelo de Green y Ampt, usado por Clapp et al., (1.983), Milly propuso una descripción de la redistribución mediante la resolución de un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias basadas en la ecuación de continuidad, donde  $q$  es la descarga volumétrica del escalón correspondiente.

$$\frac{d\theta_j}{dt} = - \frac{\Delta q_j}{z_j - z_{j-1}} \quad (8)$$

$$\frac{dz_j}{dt} = \frac{q_{j+1} - q_j - \Delta q_j}{\theta_{j+1} - \theta_j} \quad (9)$$

La *evaporación potencial*,  $e_p$ , aquella que tendría lugar si el potencial del agua en superficie fuese nulo, se calcula en conjunción con la temperatura superficial según la expresión aerodinámica (Milly, 1984).

$$e_p = \frac{k^2 \cdot u_a \cdot \phi}{\rho \cdot \left[ \text{Ln} \left( \frac{z_a}{z_0} \right) \right]^2} \cdot [q_{sat}(T_1) - q_{va}] \quad (10)$$

en donde  $k$  es la constante de von Karman,  $u_a$  es la velocidad del viento,  $[L \cdot T^{-1}]$ , a la altura de referencia, o de pantalla,  $z_a$ . La humedad específica,  $q$ ,  $[M \cdot L^{-3}]$ , corresponde al estado de saturación a la temperatura de superficie,  $T_1$ , subíndice  $_{sat}$ , y a la real a la altura de referencia, subíndice  $_{va}$ ;  $\rho$  es la densidad del agua líquida,  $\phi$  es un factor de estabilidad, y  $z_0$  es la altura correspondiente a la longitud de la aspereza superficial. Utilizando la función de reemplazamiento de Deardorff (1.978) se puede calcular la *temperatura en la superficie*,  $T_1$ , mediante una ecuación de conservación de la energía, según la cual la variación de la temperatura en superficie depende del flujo de calor en superficie por radiación,  $G$ ,  $[M \cdot L^2 \cdot T^{-3}]$ , y por conducción debido al gradiente de temperatura desde un nivel profundo,  $T_2$ ,

$$\frac{dT_1}{dt} = c_1 \cdot G - c_2 \cdot (T_1 - T_2) \quad (11)$$

En esta ecuación, (11), las  $c$  son unas constantes que dependen de la capacidad calorífica del suelo. El flujo de calor  $G$ , se deduce de la ecuación de energía.

La *temperatura del subsuelo*  $T_2$ , fue definida por Deardroff (1.978) en función del flujo de calor  $G$ , como

$$\frac{dT_2}{dt} = (\lambda \cdot C \cdot N_d \cdot \tau)^{-1/2} \cdot G \quad (12)$$

en la que  $\lambda$  es la conductividad térmica y  $C$  es la capacidad calorífica volumétrica del suelo. El parámetro  $N_d$  es el período del armónico principal en la función de restauración de la ecuación de energía, normalmente 365 días, y  $\tau$  el período de restauración, 1 día.

#### *Funcionamiento del modelo*

El modelo permite evaluar en todo momento los flujos de agua hacia, en, y desde el suelo. Como ya se ha indicado, los diferentes episodios de lluvia marcan los períodos durante los que se calcula la infiltración a partir de la capacidad de infiltración definida en (4), el exceso se convertirá en escorrentía. En los períodos comprendidos entre lluvias se calcula la exfiltración según (7). El flujo de calor  $G$  se determina de forma continua, y, con él, la temperatura de superficie  $T_s$ . Conocidos los flujos de agua y calor hacia o desde el exterior es preciso redistribuir el agua en el perfil según (8) y (9). De esta forma se obtiene la el flujo que percola en profundidad, y que se convertirá en recarga del acuífero. La profundidad a la cual se considera que ese flujo vertical descendente no se ve afectado por los procesos superficiales es de 150 cm.

Este es esencialmente el modelo propuesto por Milly (1986) que se aproxima bastante bien a los resultados obtenidos al usar métodos numéricos para integrar las ecuaciones de transporte de agua y de calor sin tantas simplificaciones. El modelo se ha desarrollado en FORTRAN 77. Las propiedades térmicas del suelo se aproximan por el método de Vries (ten Berge, 1986). Como ya se ha indicado la escala temporal mínima es de un día para los episodios de lluvia, pero de una hora para el cálculo de los procesos implicados en el flujo de calor y de agua en el suelo. El sistema de ecuaciones (8) y (9) se resuelve mediante el método de Runge-Kutta con paso de tiempo ajustable, como recomiendan Press et al. (1986, 15.2).



RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La integración de las ecuaciones (8) y (9) requiere el conocimiento de las curvas características del suelo, es decir, las funciones que relacionan el contenido del agua del suelo,  $\theta$ , la tensión matricial,  $\psi$ , y la conductividad hidráulica,  $K$ . Para el establecimiento de las curvas se utiliza la aproximación de Brooks y Corey (1.964), que aplica dos funciones potenciales para representar la tensión y la conductividad en función de la humedad, como a continuación se indica en (13) y (14).

$$\psi(S_a) = \psi_b \cdot S_a^{-1/m} \quad (13)$$

$$K(S_a) = K_s \cdot S_a^c \quad (14)$$

siendo:

- $S_a$  el grado de saturación efectiva,  $(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$ , en donde  $\theta_s$  es la humedad de saturación  $\theta_r$  la humedad residual.
- $\psi_b$  el potencial de burbujeo o entrada de aire,
- $m$  el índice de distribución del tamaño de poros,
- $K_s$  la conductividad hidráulica a saturación,
- $c$  otro coeficiente relacionado con  $m$ ,  $c = (2+3m) / m$ .

De estos parámetros hay dos que además de tener un significado físico claro se pueden medir, estos son: la humedad de saturación,  $\theta_s$ , y la conductividad hidráulica a saturación,  $K_s$ . Los demás parámetros independientes, que son tres ya que  $c$  es función de  $m$ , en la realidad resultan ser parámetros de ajuste. Los valores de los mismos se obtienen, por lo tanto, del ajuste de los puntos medidos de la curva de retención a la expresión (13). Este ajuste se realiza mediante el programa RETC (RETention Curve), (van Genuchten et al., 1.991), que utiliza un proceso de optimización no lineal mediante mínimos cuadrados. Como recomienda el programa, se dejó que el programa ajustara todos los parámetros. A continuación, analizados estos resultados provisionales, se fijaron las humedades de saturación y residual en función de los perfiles y de las tensiones medidas, y se volvió a ejecutar el programa RETC ajustando, en este caso, los parámetros  $\psi_b$  y  $m$ . Los valores obtenidos para los parámetros se ilustran en la tabla 2.

Tabla 2.  
Valores de los parámetros físicos del suelo.

Localización	$\theta_s$ (vol.)	$\theta_r$ (vol.)	$\psi_b$ (cm)	$m$	$R^2$
El Acebuche	0.4976	0.007	9.09	1.005	0.99

No se ha podido disponer de la curva de conductividad dada la gran complejidad que supone su obtención. De cualquier forma, con los parámetros estimados y con el valor de la conductividad hidráulica saturada se obtiene la expresión (14), por lo que queda caracterizada dicha curva. Como en el momento en el que se realizó dicho trabajo no se disponía de valores de la conductividad hidráulica saturada, ésta se ha estimado a partir de la textura como indica Rawls et al. (1982).

En el apartado anterior se indicó que las medidas del contenido de humedad se han realizado en diferentes días repartidos en el periodo que va de 1992 a 1994. Los datos meteorológicos disponibles que se han utilizado son, por lo tanto, los correspondientes a la serie de septiembre de 1992 a septiembre de 1995. A partir de 1996 los datos presentan una gran cantidad de errores, especialmente los registros de la temperatura, este es el motivo por el que no se ha podido prolongar la serie de estudio. Estos años corresponden al final de una serie bastante seca, el inicio de la década de los noventa. En la figura 1 a) se presentan las precipitaciones anuales en distintas localizaciones del entorno próximas a los puntos de muestreo. Como se puede apreciar todos los años tienen un valor por debajo de la media, siendo los años 92-93, con precipitaciones que oscilan entre los 300 y 350 mm, y 94-95, entre los 200 y 250 mm, excepcionalmente secos. En la figura 1 b) se ilustran las precipitaciones diarias de la estación automática de El Abalarío.

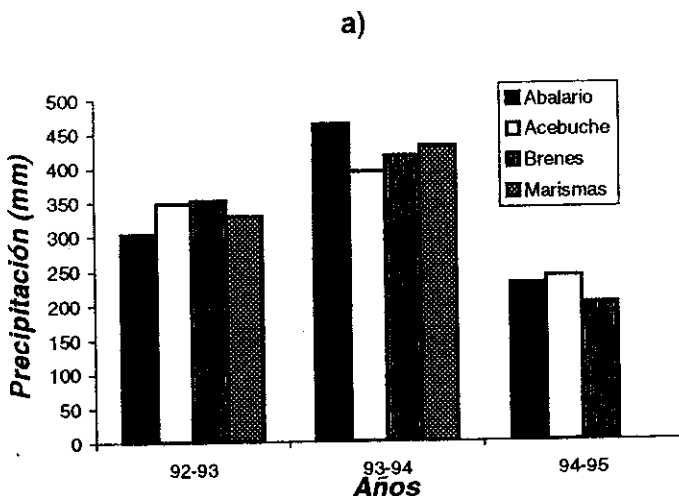


Fig. 1. a) Precipitaciones anuales.

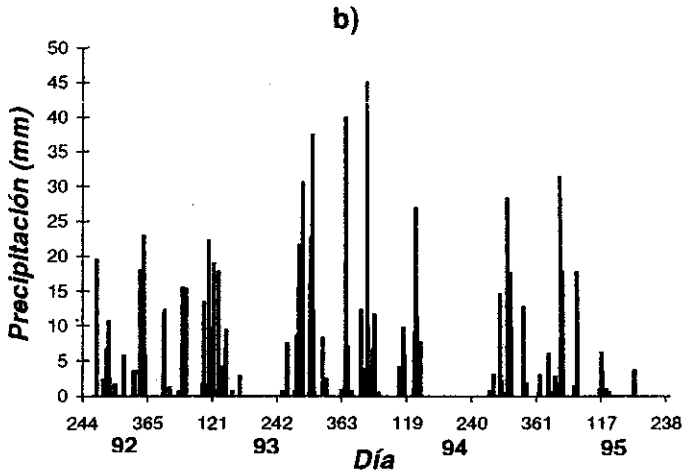


Fig. b) Precipitaciones diarias en El Abalarío.

ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD A LA CONDUCTIVIDAD HIDRÁULICA SATURADA

Los parámetros de las curvas características tienen una importancia fundamental en el valor de los componentes del balance de agua en el suelo. Entre ellos, tal vez el que tenga una mayor influencia a nivel individual sobre el balance sea la conductividad hidráulica a saturación,  $K_s$ . Efectivamente este parámetro tiene un significado físico por sí mismo, por lo que es importante analizar su sensibilidad frente al balance. Por otra parte, el resto de los parámetros de las curvas características, excepto alguno con un significado físico claro y susceptible de ser medido, en definitiva son parámetros de ajuste que se obtienen a partir del ajuste de los puntos de la curva de retención. Por este motivo, parece más adecuado analizar el efecto de la variación de sus valores de forma conjunta, es decir, tomando los correspondientes valores de dichos parámetros para distintos suelos, que en síntesis es lo que se hace más adelante en el epígrafe siguiente al analizar el balance en distintas localizaciones.

El grado de incertidumbre asociado a la medida de la conductividad hidráulica saturada es elevado, como indican Gee et al. (1988), con frecuencia no es inferior a un orden de magnitud. En este trabajo, el valor de la conductividad hidráulica saturada se ha estimado a partir de los valores de las fracciones texturales según Rawls et al. (1982). Estos autores, en función de un gran número de medidas realizadas en suelos de EEUU, atribuyeron para cada clase textural una serie de valores de los parámetros de las curvas

características. Los suelos, como ya se ha indicado en el apartado anterior, son bastante homogéneos y la clase textural de los horizontes que lo componen está entre arenoso y arenoso-franco. Parece, por tanto, interesante analizar el efecto que puede tener el grado de incertidumbre, asociado a la estimación de la conductividad en función de la textura, sobre los componentes del balance de agua obtenidos mediante la simulación del modelo. Para realizar este análisis, tomamos tres valores de dicho parámetro correspondientes a las clases texturales: arenoso, arenoso-franco, y a una intermedia. Los valores se presentan en la tabla 3.

Tabla 3.  
Valores de  $K_s$  según clase textural (Rawls et al. 1982)

Clase Textural	$K_s$ (cm/s)
Arenosa	$5.8 \cdot 10^{-3}$
Arenosa-Franca	$1.7 \cdot 10^{-3}$
Intermedia	$3.7 \cdot 10^{-3}$

En la figura 2 se ilustran los perfiles de humedad estimados, para los distintos valores de conductividad, y registrados en El Acebuche. Se aprecia que para las valores de conductividad hidráulica de saturación más elevados los perfiles son más rápidos, dicho de otra forma, el contenido de humedad es más reducido para las distintas profundidades. La consecuencia de esto es que la recarga será superior lógicamente para los valores más elevados. Por otra parte, esta mayor velocidad de redistribución del agua en el suelo implica un menor tiempo de exposición del agua en el suelo por lo que la evaporación será menor también en este caso.

En la figura 3 se ilustran las diferencias que se producen como consecuencia de la variación del valor de la conductividad hidráulica saturada. Como se puede observar, estas diferencias son bastante significativas, teniendo en cuenta que la oscilación del valor de  $K_s$  que se ha considerado, en relación a las variaciones que se pueden alcanzar debido al propio método de medida, etc., es pequeña. Las diferencias máximas que se aprecian para la recarga son: 23.3 mm en el año 92-93, 17.6 mm en el 93-94 y 21.9 mm para el último año. Estos valores representan el 7.7%, el 3.8 % y el 9.5 % de la precipitación de los años respectivos. Un matiz interesante, que surge del análisis de estos datos, es que las diferencias, como consecuencia de la variación de  $K_s$ , son mayores para años con precipitaciones menores, es decir, cuanto más seco es el año. Esto puede ser debido a que en años secos la disponibilidad del agua en el suelo es menor y la recarga, al depender de la redistribución del agua en el suelo, es más sensible a la variación del valor de la conductividad hidráulica saturada.

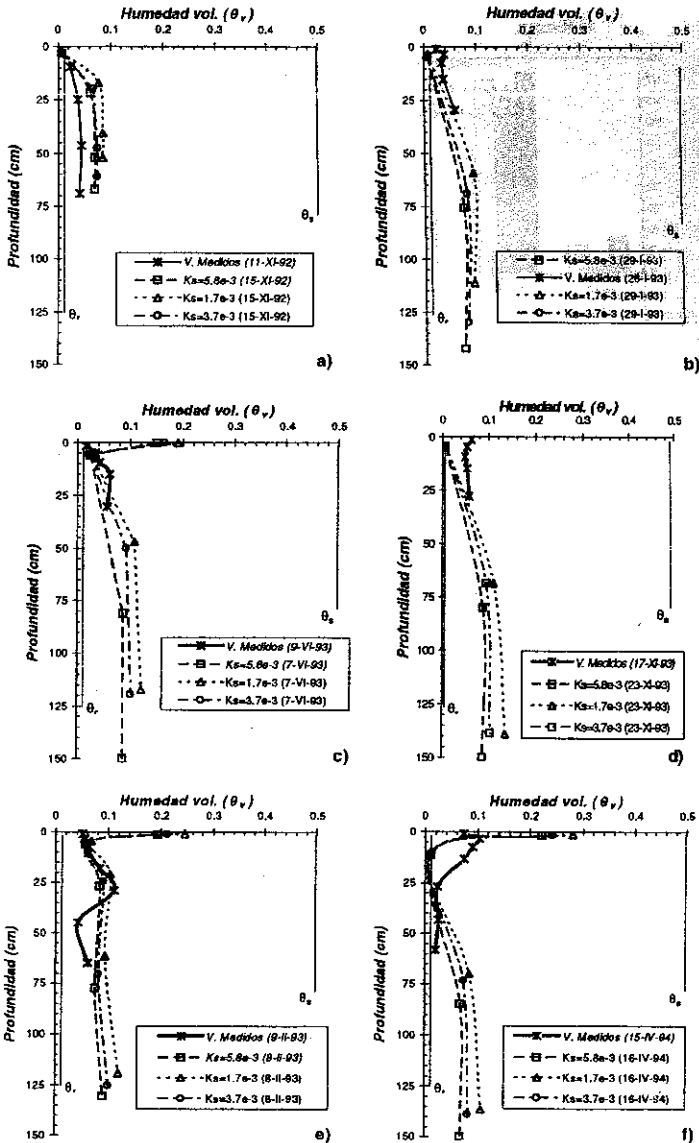


Fig. 2. Perfiles de humedad para las distintas conductividades hidráulicas saturadas elegidas.

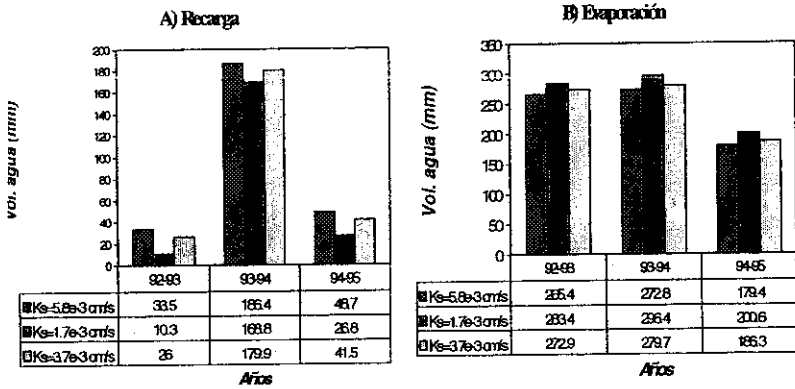


Fig. 3. Valores anuales de la recarga (A) y evaporación (B) para los distintos valores de conductividad hidráulica saturada.

En la figura 4 se presentan las variaciones mensuales de la recarga, evaporación y volumen de agua almacenada en el suelo con respecto al valor de la conductividad hidráulica saturada. De las representaciones de la figura 4 así como de la anterior se deduce que los mayores valores de recarga se dan para los valores de  $K_s$  más elevados, de forma inversa ocurre con la evaporación y con el contenido de humedad, es decir, los valores superiores se dan para los valores más pequeños de conductividad. Evidentemente, con valores altos de  $K_s$  la redistribución del agua en el suelo es más rápida por lo que aumenta la recarga y queda menos agua en el suelo disponible para evaporarse.

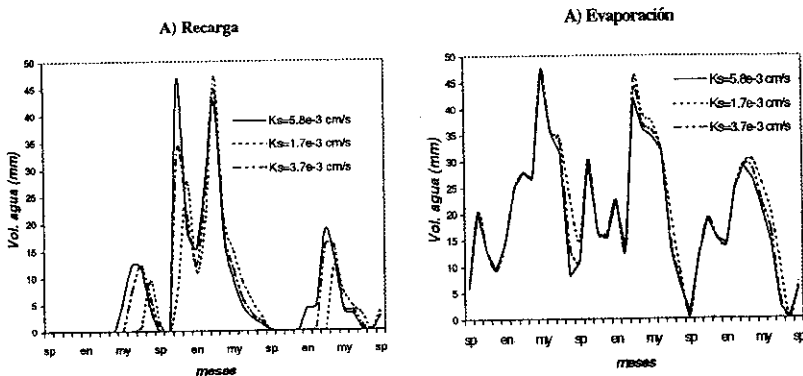


Fig. 4. Valores mensuales de la recarga (A), evaporación (B) y volumen de agua en el suelo para los distintos valores de conductividad hidráulica saturada en El Acebuche.

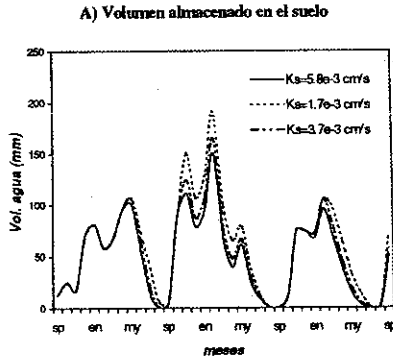


Fig. 4. Valores mensuales de la recarga (A), evaporación (B) y volumen de agua en el suelo para los distintos valores de conductividad hidráulica saturada en El Acebuche.

#### CONCLUSIONES

Se puede concluir que el valor de la conductividad hidráulica de saturación tiene mucha influencia en el balance de agua en el suelo simulado mediante el modelo CBAS. Las diferencias que se obtienen en la estimación de la recarga, como consecuencia de la variación de  $K_s$ , son mayores para años con precipitaciones menores. Por otra parte, hay que señalar que las diferencias motivadas por el hecho de estimar el valor de la conductividad hidráulica saturada, a partir de una de las clases texturales posibles, no son elevadas, incluso menores que las diferencias introducidas por la utilización de distintas técnicas de medida.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha llevado a cabo en el marco de los Proyecto de Investigación AMB 92-636 y AMB 95-0372, financiado por la CICYT. Queremos, por lo tanto, expresar nuestro agradecimiento a dicho organismo por su financiación, así como al investigador principal, D. Emilio Custodio, y a todos los integrantes del equipo investigador por su desinteresada ayuda y colaboración.

#### REFERENCIAS

- ALLISON, G.B., G.W. GEE y S.W. TYLER. 1994. Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58:6-14.
- BERGE H.F.M., ten. 1986. *Heat and water transfer at the bare soil surface*. PUDOC, Wageningen, Holanda.

- BROOKS R.H. y A.T. COREY. 1964. Hydraulic Properties of Porous Media. *Hydrology Paper n° 3*. Colorado State Univ., Fort Collins.
- CHOW V.T., D.R. MAIDMENT y L.W. MAYS. 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill. New York.
- CLAPP R.B., G.M. HORNBERGER y B.J. COSBY. 1983. Estimating Spatial Variability in Soil Moisture with a Simplified Dynamic Model. *Water Resour. Res.* 19:739-745.
- DEARDORFF J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface of temperature and moisture, with inclusion of layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*; 83(C4): 1.889-1.903.
- EAGLESON P.S., 1978. Climate, soil and vegetation 3. A simplified model of soil moisture movement in the liquid face. *Water Resour. Res.* 14:722-730.
- GARDNER W.R., 1959. Solution of the flow equation for the drying of soils and other porous media. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 23:183-187.
- GEE, G.W. y D. HILLEL. 1988. Groundwater. Recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods. *Hydrology Processes*, 2:255-266.
- GIRÁLDEZ J. V., R. ORDÓÑEZ, J. DE HARO y P. GONZÁLEZ. 1994. Estudio sobre la hidrología del Parque Natural del Entorno de Doñana: Resultados preliminares. *XII Jornadas Técnicas sobre Riegos*. Pamplona.
- IGLESIAS M, E. CUSTODIO, J.V. GIRÁLDEZ, M. MANZANO y R. ORDÓÑEZ. 1996. Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el área de El Abalario, Doñana, Huelva. *SIAGA 96. IV Simposio sobre el Agua en Andalucía*. Almería
- LÓPEZ J.J., 1997. Medida de la recarga por la lluvia: métodos instrumentales en parcelas y de trazadores. En *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica*. E. Custodio, M. R. Llamas y J. Samper (eds). AIH GEITGE. Madrid.
- LÓPEZ J.J. y J.V. GIRÁLDEZ, 1992. ¿Es el barbecho necesario?. Análisis de la eficiencia del barbecho mediante un modelo de la evolución de la humedad del suelo. *Invest. Agr. Prod. Prot. Veg.* 7(3): 327-343.
- MEIN R.G. y C.L. LARSON. 1973. Modeling Infiltration During a Steady Rain. *Water Resour. Res.* 9: 384-394.
- MILLY P.C.D., 1984. A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil. *Water Resour. Res.*, 20(8): 1087-1098.
- MILLY P.C.D., 1986. An event-based simulation model of moisture and energy fluxes at a bare soil surface. *Water Resour. Res.* 22: 1.680-1.692.
- PRESS W.H., B.P. FLANNERY, S.A. TEUKOLSKY y W.T. VETTERLING, 1986. *Numerical Recipes. The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press. Cambridge; pp. 818.
- RAWLS W.J., D.L. BRAKENSIEK y K.E. SAXTON, 1982. Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE* 25(5): 1316-1328.
- SAMPER, J. y J. GUIMERÀ, 1993. Interpretación numérica de un ensayo de trazado químico para el estudio de la recarga en el acuífero del Parque Nacional de Doñana. *De La Zona no Saturada y la Contaminación de la Aguas Subterráneas*. L. Candela y M. Varela (eds). CIMNE-UPC, Barcelona. 277-302.
- SUSO, J y M. R. LLAMAS, 1991. El impacto de la extracción de aguas subterráneas en el Parque Nacional de Doñana. *Estudios Geológicos*, 46: 317-345.
- SUSO, J y M. R. LLAMAS, 1993. Influence of groundwater development on the Doñana National Park ecosystems (Spain). *J. Hydrology*, 141: 239-270



- TRICK T y E. CUSTODIO, 1996. Resultados de una serie de ensayos de bombeo comparado con los resultados de un modelo de flujo en el sector occidental del área de Doñana. *SIAGA 96. IV Simposio sobre el Agua en Andalucía*. Almería
- VAN GENUCHTEN, M.TH., F.J. Leij y S.R. YATES, 1.991. *The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils*. U.S. Environmental Protection Agency.