

De Haro, J. M., Giráldez, J. V., Ordóñez, R., Custodio, E., Iglesias, M., Manzano, M. y López Rodríguez, J. J. (2000). Variación temporal de la recarga al acuífero freático del Parque Natural de Doñana, Huelva. *Boletín Geológico y Minero*. Vol. 111-1, 77-88. ISSN 0366-0176

Variación temporal de la recarga al acuífero freático del Parque Natural de Doñana, Huelva.

J. M. de Haro⁽¹⁾, J. V. Giráldez⁽²⁾, R. Ordóñez⁽¹⁾, E. Custodio⁽³⁻⁴⁾, M. Iglesias⁽⁴⁾, M. Manzano⁽⁴⁻⁵⁾ y J. J. López Rodríguez⁽⁶⁾

(1) Dpto. de Suelos y Riegos, CIFA Centro Inv. y Form. Agraria, Univ. Córdoba, Córdoba.

(2) Dpto. de Agronomía, Universidad de Córdoba.

(3) Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid.

(4) Dpto. de Ingeniería del Terreno (DIT). Univ. Politéc. de Cataluña. Barcelona.

(5) Instituto Jaime Almera de Invest. Geológicas, CSIC. Unidad Asociada con el DIT, Barcelona.

(6) Dpto. de Proyectos e Ingeniería Rural. Universidad Pública de Navarra.

RESUMEN

Se ha estimado la recarga de los acuíferos freáticos del Parque Natural de Doñana con ayuda de unos modelos sencillos de balance de agua, cuyos parámetros se han ajustado con datos de perfiles de humedad observados durante los últimos cinco años. Con la información meteorológica disponible se puede deducir la probabilidad de ocurrencia de diferentes alturas de recarga, suponiendo que los demás factores condicionantes, suelo y vegetación principalmente, se mantienen constantes. De esta forma se pueden planificar las diferentes estrategias de manejo del Parque y su entorno. La recarga se ajusta a una expresión $R=P-260$, siendo P la precipitación anual y R la recarga anual, ambas en mm. Sin embargo, en años muy secos, con $P < 260$ mm, también puede haber algo de recarga.

Palabras clave: Recarga, Acuífero freático, Doñana.

Time changes of recharge to the water table aquifer of the Natural Park of Doñana, Huelva (Spain)

ABSTRACT

Recharge to the water table aquifers of the Natural Park of Doñana has been estimated by means of simple water balance models. The parameters are adjusted with soil moisture profiles measured along the last five years. Using the available meteorological information the probability of occurrence of different recharge depths can be obtained, if other circumstances are constant, mainly soil and vegetation. Thus different management strategies for the Park and its surroundings can be drawn. Annual recharge (R) follows the formula $R=P-260$, in which P is yearly precipitation and R is yearly recharge, both in mm. However, in very dry years, with $P < 260$ mm, some recharge is also possible.

Key words: Recharge, Water-table aquifer, Doñana.

INTRODUCCIÓN

La evaluación de la recarga a los acuíferos y su variación temporal tiene asociada una notable incertidumbre, incluso cuando se produce únicamente por la lluvia. Para reducir dicha incertidumbre se aplican diferentes técnicas independientes y se contrastan los resultados. Es lo que se ha llevado a cabo en el acuífero de El Abalarío, situado en el Parque Natural de Doñana, entre el Parque Nacional de Doñana y Huelva. Se trata de

un acuífero cuyo nivel freático está albergado en una formación de arenas silíceas de gran espesor que se extiende por todo el territorio, entre el mar y el arroyo de La Rocina, y entre el ecotono de la Vera (límite occidental de las Marismas del Guadalquivir) y la ría de Huelva (Fig. 1). Salvo bajo el notable cordón dunar costero y las inmediaciones del acantilado costero, el nivel freático está como mucho a escasos metros de profundidad y en épocas húmedas puede aflorar en numerosas lagunas someras temporales. Los

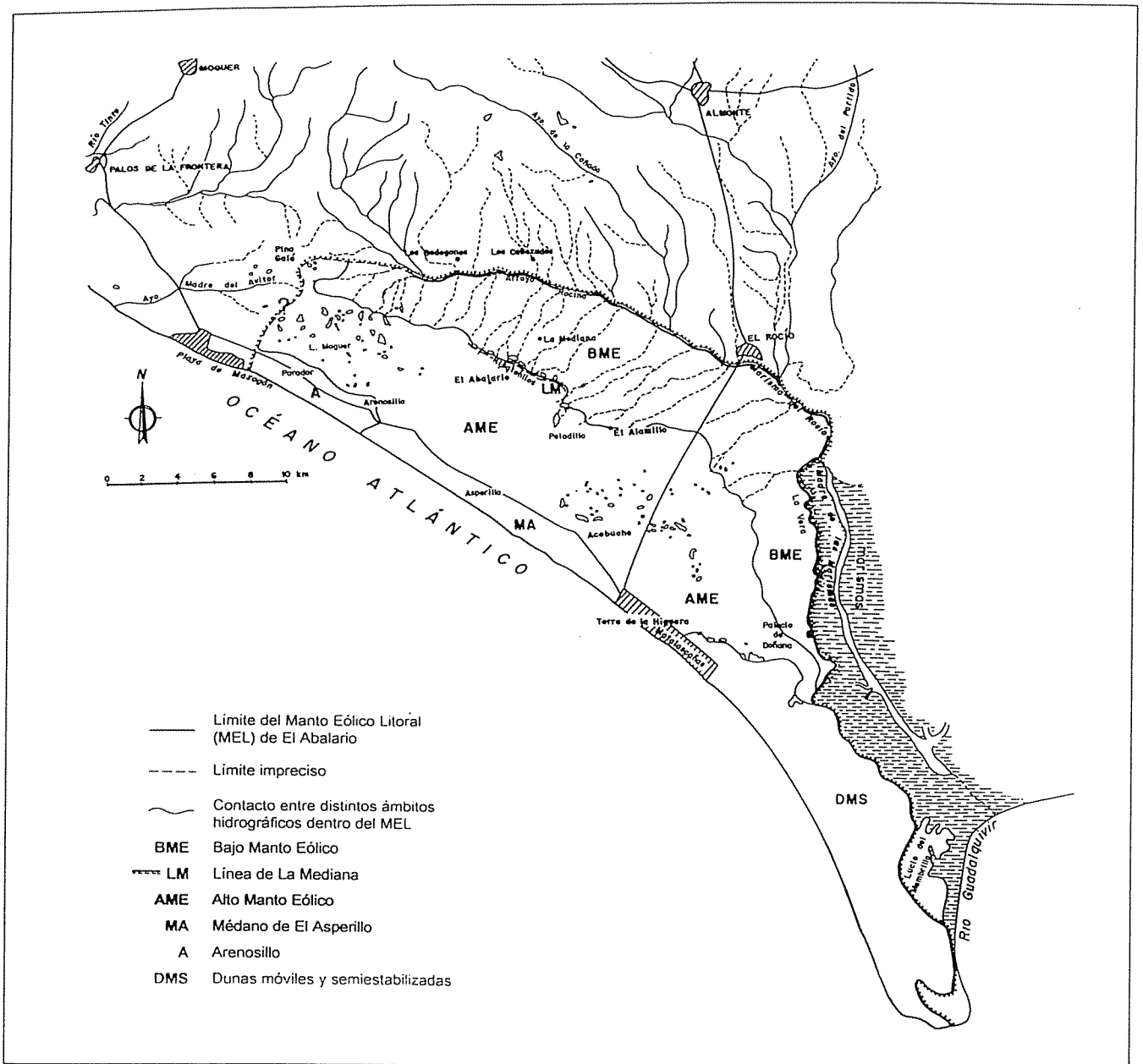


Figura 1. Situación y características del área de El Abalarío, en el Parque Natural de Doñana, entre la Ría de Huelva al oeste y el Parque Nacional de Doñana en el lado este.

suelos son esqueléticos, de modo que las arenas afloran en todas partes y casi no tienen alteración edáfica. Detalles sobre el área pueden encontrarse en Salvany y Custodio (1995) y Custodio y Palancar (1995).

Aquí se calcula cuánta agua de la precipitación que se infiltra (que se supone que es toda en las

áreas consideradas) se transforma en recarga al acuífero freático. Esta recarga se mide como el flujo descendente por debajo de la profundidad radical de la vegetación. Dado la corta distancia (como mucho 3 ó 4 m) entre esta profundidad y el nivel freático y la notable recarga que se produce, la respuesta de la recarga en el nivel freático sigue de cerca a la anterior.

La recarga en esta zona tiene gran trascendencia por su papel en la alimentación hídrica del Parque Nacional de Doñana y en la temporalidad de las lagunas, caños y arroyos del área de El Abalarío. Para completar y contrastar la escasa información disponible a comienzos de la década de 1990 se inició un proyecto de investigación con el fin de conocer la recarga de forma más precisa (cfr. Iglesias et al., 1998). Como resultado de una de las líneas de trabajo se ha seleccionado un modelo sencillo de recarga para ajustarlo a los datos experimentales y proyectar esta información al período 1973-97, del que se tiene información meteorológica de la zona.

En amplias zonas existe una vegetación arbórea natural (en especial cerca de los cauces) y plantada de eucaliptos, cuyas raíces llegan al nivel freático o a la franja capilar sobre la misma, y por lo tanto pueden transpirar agua del acuífero (evapotranspiración freática). Esta extracción no se incluye en los cálculos que siguen, que se refiere a la parte de la lluvia que se convierte en recarga en áreas sin escorrentía superficial apre-

ciable y con el nivel freático por debajo de la profundidad radical de la vegetación.

La figura 2 muestra a título indicativo el funcionamiento hidráulico en una sección perpendicular a la costa por el centro del área de El Abalarío.

MODELOS SENCILLOS DE RECARGA

La recarga de un acuífero somero puede ser descrita con modelos de balance de agua en el suelo, basados en un inventario de las entradas y salidas. Para períodos largos de tiempo da buenos resultados si el suelo se considera como un simple depósito con respuesta rápida a las perturbaciones externas, como la lluvia o la demanda evaporante. En una revisión, Alley (1984) proponía tres modelos de este tipo para estudiar la evolución de los caudales de un río.

El primero de estos modelos es la modificación efectuada por Thornthwaite y Mather (1955) a uno previo de Thornthwaite de 1948. Como se

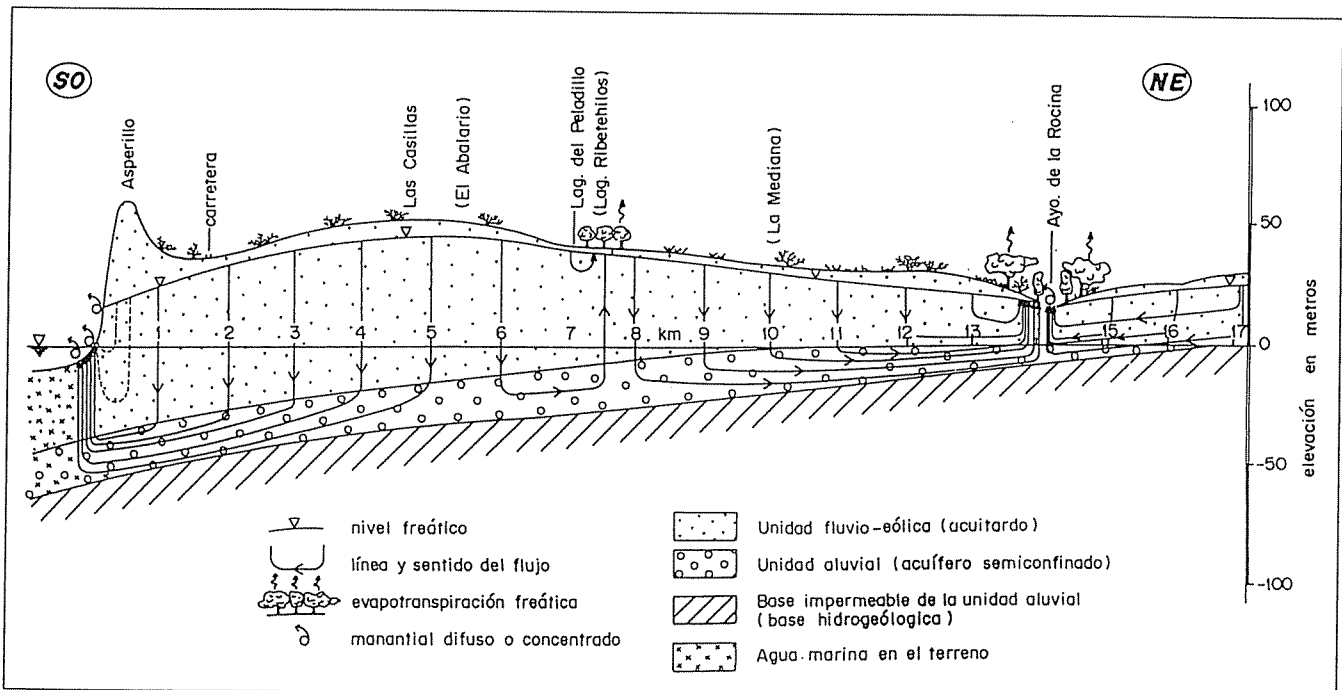


Figura 2. Sección hidrogeológica idealizada entre el Océano Atlántico y el arroyo de la Rocina, pasando por El Abalarío (ver figura 1) donde se indica la superficie freática y las líneas de corriente (según Custodio y Palancar, 1995)

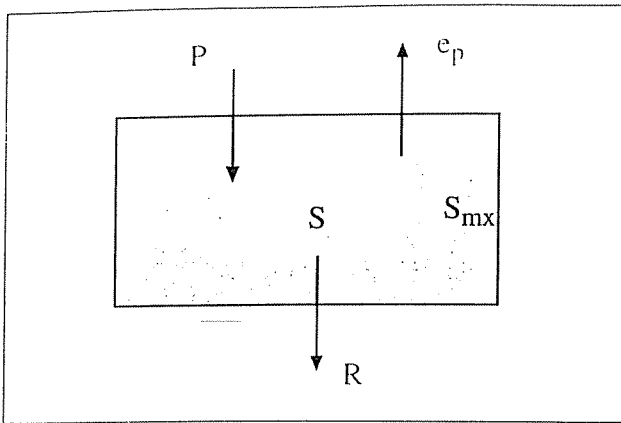


Figura 3. Modelo de Thornthwaite y Mather. Ver el texto.

indica en la figura 3, el suelo se considera como un depósito con humedad S (dada como lámina de agua libre contenida en el suelo), de capacidad máxima S_{mx} , en el que el agua se infiltra sin limitaciones. Ésto es una simplificación aceptable para un suelo arenoso sin excesiva pendiente. La evaporación tiene lugar de tal forma que la variación de la humedad en un período de tiempo determinado es proporcional a la diferencia entre la precipitación, p_i , y la evapotranspiración potencial, ep_i , en ese período de tiempo, por la relación entre la humedad real y la máxima, S_{mx} :

$$\frac{dS}{dt} = \frac{p - ep}{S_{mx}} S$$

En cada período de tiempo i , la humedad S_i se define como:

$$S_i = \begin{cases} \min(p_i - ep_i + S_{i-1}, S_{mx}) & \text{si } p_i \geq ep_i \\ S_{i-1} \exp\left(\frac{p_i - ep_i}{S_{mx}}\right) & \text{si } p_i < ep_i \end{cases}$$

siendo S_{i-1} la humedad en el período anterior.

La recarga (lámina de agua que abandona el suelo hacia la zona vadosa), se estima como el exceso de agua en el suelo que no se evapora, R_i :

$$R_i = \begin{cases} p_i - ep_i + S_{i-1} - S_{mx} & \text{si } S_i = S_{mx} \\ 0 & \text{si } S_i < S_{mx} \end{cases}$$

Si $p_i < ep_i$ la evapotranspiración real, $er_i < ep_i$, y vale: $er_i = p_i + S_{i-1} - S_i$

Un modelo parecido es el que utiliza Haan (1972), que retoma el de Ligon et al. (1965) y se asemeja al de Palmer (1965). Como muestra la figura 4, el suelo se divide en dos horizontes. En el horizonte superior (a) la evapotranspiración del agua ocurre a su valor potencial mientras contenga humedad. Cuando éste se seca la evapotranspiración toma el agua del horizonte inferior (b) siendo $e_i = ep_i \cdot S_i^a / S_{mx}^a$. La recarga vale $R_i = A \cdot S_i^b / S_{mx}^b$, siendo A un valor máximo a ajustar. El modelo necesita ajustar los parámetros S_{mx}^a (en los modelos iniciales tomado como 25,4 mm), S_{mx}^b y A , además de otros dos, I_{mx} (máxima capacidad de infiltración) y F (fracción de recarga que aparece como descarga). Se calibra comparando con la escorrentía superficial total de la cuenca.

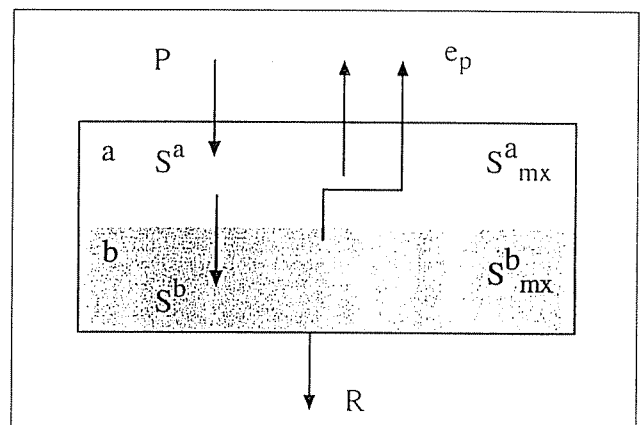


Figura 4. Modelo de Palmer - Haan. Ver el texto.

El modelo de Thomas (1981) utiliza dos variables, w_i e y_i , definidas como sigue, y cuatro variables de ajuste a , b , c y d :

$w_i = p_i + S_{i-1}$ (volumen disponible de agua)
 $y_i = er_i + S_i$ (volumen de agua utilizada)
 er = evapotranspiración real

Las relaciona mediante una función:

$$w_i = \frac{y_i (a y_i - b)}{y_i - b}$$

cuyas propiedades son que

$$y_i \leq w_i; y_{max} = b; dy_i / dw_i \Big|_{w_i=0} = 1;$$

$$dy_i / dw_i \Big|_{w_i=\infty} = 0$$

b (dimensiones de longitud) es un valor límite para el uso de agua y a (≤ 1 ; adimensional) refleja la tendencia del suelo a producir escorrentía antes de que se alcance la saturación. Dicha relación es en cierto modo similar a la que expresa la variación de la evapotranspiración real con la potencial sugerida por Milly (1994).

Estableciendo que $dS/dt = -ep$. S/b resulta:
 $S_i = y_i \exp(-ep/b)$

La recarga en el intervalo i viene dada por:
 $R = c(w_i - y_i)$.

El cuarto parámetro d es para ajustar la descarga de agua subterránea Q_i , siendo:

$$Q_i = \frac{c(w_i - y_i) + Q_{i-1}}{1 + d}$$

Al igual que el modelo anterior se calibra comparando con la escorrentía superficial total de la cuenca.

En el modelo de Thornthwaite y Mather (1955) hay un parámetro: la retención máxima de humedad, mientras que en el de Palmer (1965) y Haan (1972) hay cinco parámetros, y cuatro en el de Thomas (1981). A estos parámetros hay que añadir uno adicional, que es el coeficiente que transforma la evaporación medida en cubeta (si es éste el dato de partida) en el valor de la evapotranspiración potencial.

CALIBRACIÓN DE LOS MODELOS CON MEDIDAS DE LA HUMEDAD DEL SUELO.

En 1992 se iniciaron una serie de muestreos periódicos de los perfiles de humedad en varios puntos del área de El Abalarío, mediante la toma de muestras de terreno y su medición en laboratorio. Predominan aquí los suelos muy arenosos con poco relieve, y casi sin escurrimiento super-

ficial. La vegetación se compone de zonas donde predominan eucaliptos o pinos, éstos últimos asociados con sabinas, jaras, aulagas, etc. Algunas de sus características físicas se han descrito por De Haro et al. (1994).

El clima es mediterráneo, con un largo período seco en el estío y precipitación concentrada en el otoño e invierno. La precipitación media anual está en torno a 540 mm, aunque muy irregular. En el período de estudio, desde 1992 hasta 1997, se ha pasado de una sequía persistente a tres años consecutivos de lluvias superiores a la media.

Los datos meteorológicos disponibles proceden de las estaciones de El Acebuche (límite entre el Parque Nacional y el Natural, cerca de la costa), Casa de Brenes y Marismillas (estas dos últimas hacia el este, cerca de la desembocadura del río Guadalquivir). Han sido suministrados por el Centro de El Acebuche del Parque Nacional de Doñana. La evaporación se mide en una cubeta convencional (tipo A), aunque se puede calcular también por el método de Hargreaves (cfr. Hargreaves y Samani, 1985), basado en la radiación solar extraterrestre calculada y las temperaturas medias del aire. Dicho método da muy buenos resultados en la zona (Montovani, 1993) y en otras de características similares (Jensen et al., 1997).

No se conoce el caudal de descarga del acuífero ya que faltan aforos en el arroyo de la Rocina y la salida al mar es difusa. Por lo tanto no es posible efectuar una calibración con la salida y se hace con los datos periódicos de humedad del terreno.

Aplicando a los modelos hidrológicos los de precipitación y evaporación potencial se ajustaron los parámetros de los respectivos modelos, aproximando los valores de humedad del terreno en los primeros 50 cm a los datos obtenidos en las prospecciones de campo. La figura 5 muestra el grado de ajuste conseguido. Como cabe esperar, los modelos con mayor número de parámetros son los que mejor se aproximan a los valores de humedad medida en el perfil de los suelos, aunque destaca el buen ajuste conseguido con el modelo de Thornthwaite y Mather para tan sólo dos parámetros. Las mayores diferencias relativas son para los pequeños contenidos de humedad.

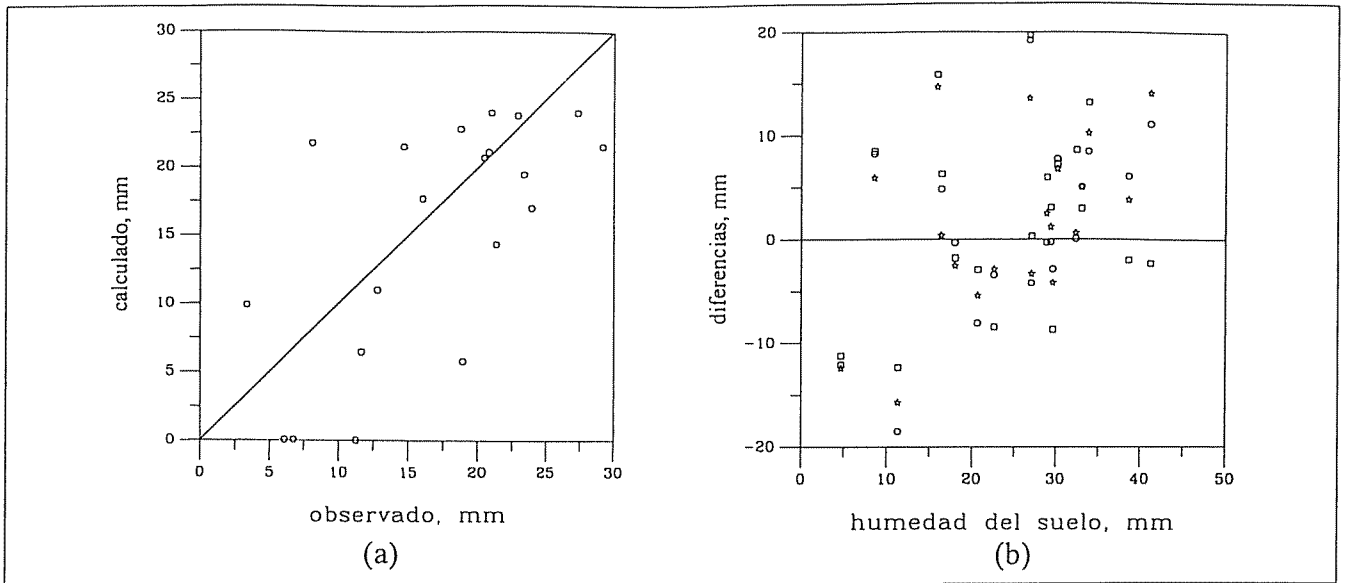


Figura 5. Contenido en humedad del suelo: a) Datos calculados con el modelo de Thornthwaite y Mather (1955); (b) Diferencias entre los valores calculados según los tres modelos estudiados. Corresponden a los primeros 50 cm de terreno. Los círculos corresponden al método de Thornthwaite y Matter, los cuadrados al de Palmer y las estrellas al de Thomas.

En la figura 6 se representa la evolución de la recarga anual (mm) y la humedad volumétrica del suelo según dicho modelo de Thornthwaite y Mather. A efectos de comprobación adicional del ajuste se incluyen los niveles medidos en los piezómetros freáticos instalados junto a diversas lagunas. Los episodios de recarga calculados coinciden con elevaciones de los niveles freáticos. Los descensos de nivel tras la recarga corresponden a la evolución del acuífero freático entre episodios de recarga como consecuencia de las descargas. Dado que se trata de niveles freáticos muy poco profundos se supone -como así se constata en la realidad- que la respuesta hidráulica a la recarga en el suelo se convierte en variación del nivel freático en horas o pocos días.

Los resultados en el período de cinco años considerado, que incluye un período seco inicial seguido de otro húmedo, se dan en la tabla 1.

A pesar de las escasas precipitaciones, en los primeros tres años el modelo predice recarga en momentos en los que se observa un aumento de los niveles freáticos. Si se analiza la evolución del contenido en humedad de los primeros 50 cm de terreno (fig. 6) se observa que hay precipitaciones especialmente intensas que saturan rápidamente el suelo y percolan en profundidad. Esto explica que a pesar de que en el año 1993-94 llovió menos que el anterior los niveles freáticos se mantengan parecidos y con recarga en ambos casos de 102 mm. Es un valor elevado tratándose

Año hidrológico (sepbre. a agosto)	Días	Precipitación mm (P)	Recarga mm (R)	R/P	Comentarios
1992-93	0-365	377	90	0,24	año seco
1993-94	365-730	374	102	0,27	año seco
1994-95	730-1095	271	103	0,38	año seco
1995-96	1095-1460	961	698	0,73	año húmedo
1996-97	1460-1825	862	600	0,70	año húmedo

Tabla 1.- Recarga en los cinco años de estudio.

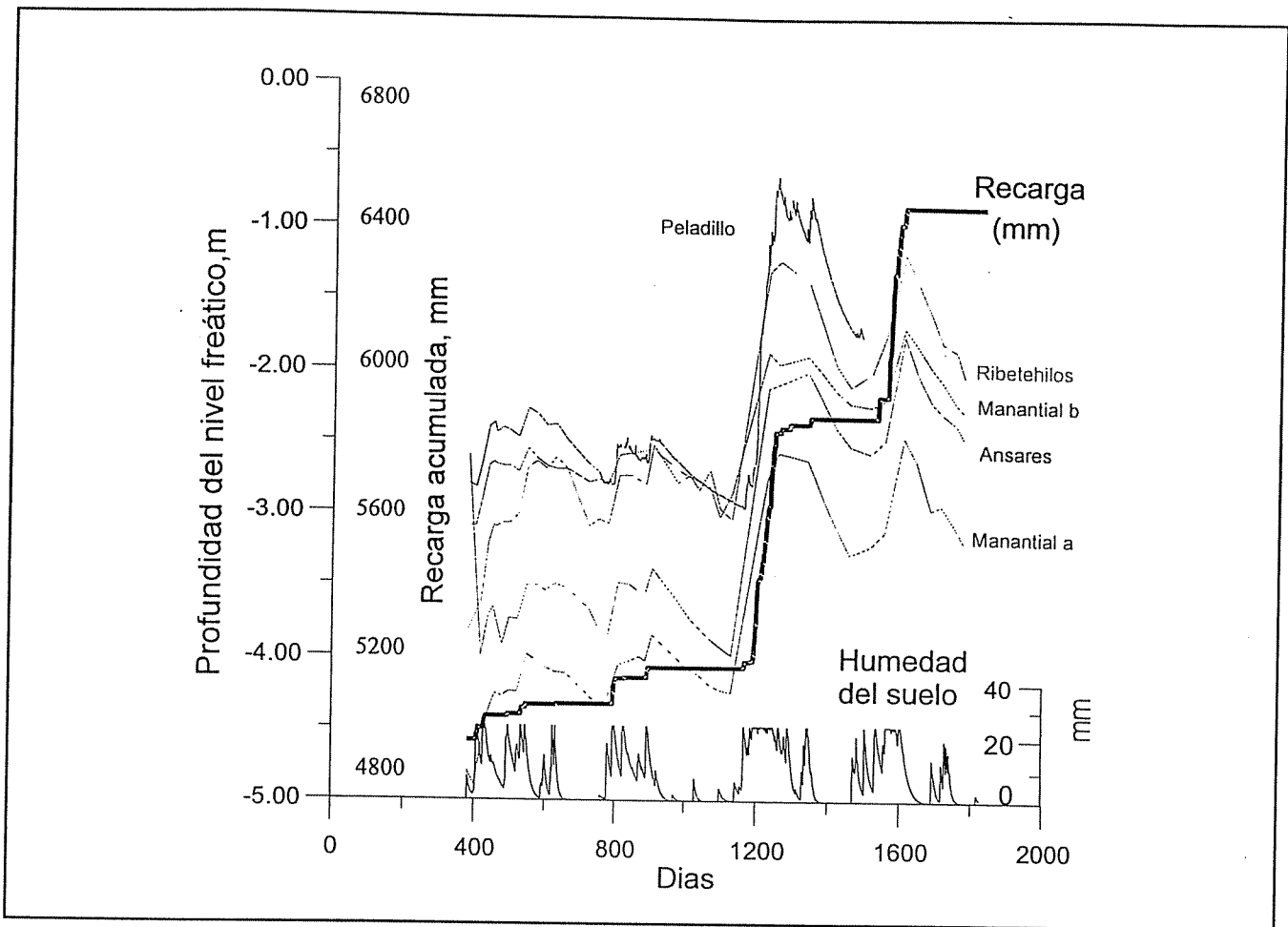


Figura 6. Recarga acumulada en mm, según el modelo de Thornthwaite y Matter, y humedad volumétrica en los primeros 50 cm de terreno en el período considerado (1993-97). El día de inicio es el 1 de septiembre de 1992. Como el cálculo se inicia mucho antes del período de observación, en 1973, la recarga acumulada parte de 4800 mm. La recarga mayor corresponde a períodos en que se mantiene una alta humedad del suelo durante un período dilatado. Se indica también la evolución de los niveles freáticos junto a algunas lagunas (Ribetehilos, Manantial y Ánsares). Se trata de lagunas en la línea de Ribetehilos, entre El Abalarío y La Rocina-La Mediana. Para la laguna del Manantial (parte central) se indican los niveles freáticos en un piezómetro encima de un nivel somero de arcilla (b) y bajo el mismo (a).

de años secos. Se explica por tratarse de arenas y suelos muy poco potentes, con pequeña capacidad de retención de agua. Aunque durante el año hidrológico 1992-93 llovió más frecuentemente que el año siguiente, la intensidad de las lluvias no llegó a las que se alcanzaron en el año 1993-94, en que llovió algo menos pero más torrencialmente. En los dos años finales la precipitación anual fue mucho mayor y también la recarga. Esto se observa también en las rápidas subidas de los niveles freáticos, que coinciden con períodos continuos de lluvias muy intensas.

ESTIMACIÓN DE LA RECARGA DURANTE EL PERÍODO 1973-97.

Seleccionando el modelo de Thornthwaite y Mather por su aceptable comportamiento con tan reducido número de parámetros, a continuación se analiza la posible recarga en el período 1973-97. Se supone que es utilizable, con los mismos valores de los parámetros estimados para el período 1992-97, lo que implica que, excepto la meteorología, todo permanece igual. Para obtener las series de precipitación y temperatura en

los puntos de estudio se cuenta con las estaciones del Instituto Nacional de Meteorología recogidas en la Tabla 2. Se adoptó el método de interpolación ponderada según el vecino más próximo, o poligonación de Thiessen, usando el algoritmo de Shih y Hamrick (1975).

Los resultados de recarga se muestran en la figura 7. La figura 7a indica la relación entre precipitación y recarga anuales. El número de días en los que se produce recarga es bastante inferior al de los días de lluvia (figura 7b). La relación entre precipitación (P) y recarga (R) anuales aparece en la figura 8. Si se ajusta una expresión lineal del tipo $R = \alpha (P - P_0)$ resulta $R = P - 260$ para valores en mm en el año. El valor $\alpha = 1$ indica que toda la lluvia que excede el valor umbral anual de 260 mm se convierte en recarga. Pero dicha figura 9 muestra que en años secos, en los que $P < 260$ mm, también se produce cierta recarga,

que es cuantitativamente importante (del orden de 100 mm/año).

La probabilidad de ocurrencia de la lluvia anual sigue aproximadamente una distribución normal, como indica la Figura 9, con un valor medio anual de 521 mm y un coeficiente de variación de 0.378. La recarga durante el período estudiado tiene un valor mediano anual de 269 mm, con un coeficiente de variación mayor, de 0.673. Se ajusta mejor con una distribución de probabilidad logarítmico-normal (Fig. 10), siguiendo la sugerencia de Caro y Eagleson (1981).

Comparación con otros estudios

Dentro del mismo proyecto se han realizado otros trabajos encaminados también a evaluar la recarga.

Estación	Coordenadas		Altitud (m)	Período	Datos Disponibles
859 G-Moguer 'Las Madres'	6-51-05	37-09-50	30	1985-97	P
853 E-Almonte 'La Cañada'	6-33-52	37-12-05	40	1971-92	P,T
854-Almonte 'La Rocina'	6-34-47	37-10-00	20	1985-93	P
856 I-Almonte 'Los Mimbrales'	6-30-39	37-06-14	20	1973-97	P,T
860 G-Almonte 'Acebuche'	6-34-01	37-03-00	47	1984-97	P,T
859 E-Almonte 'Marismillas'	6-22-22	36-50-25	10	1984-97	P,T
642-Moguer	6-50-17	37-16-29	51	1969-97	P
641 A-San Juan del Puerto	6-50-37	37-18-50	7	1988-97	P,T
845 U-Bollullos del Condado 'Majuelo'	6-26-30	37-19-48	105	1995-96	P
848-Almonte 'Comisaria de Aguas'	6-31-02	37-15-45	75	1995-96	P
858-Almonte Doñana	6-26-30	36-59-35	5	1995-96	P

Tabla 2. Estaciones meteorológicas de las que se tienen datos diarios de precipitación (P) y temperatura (T).

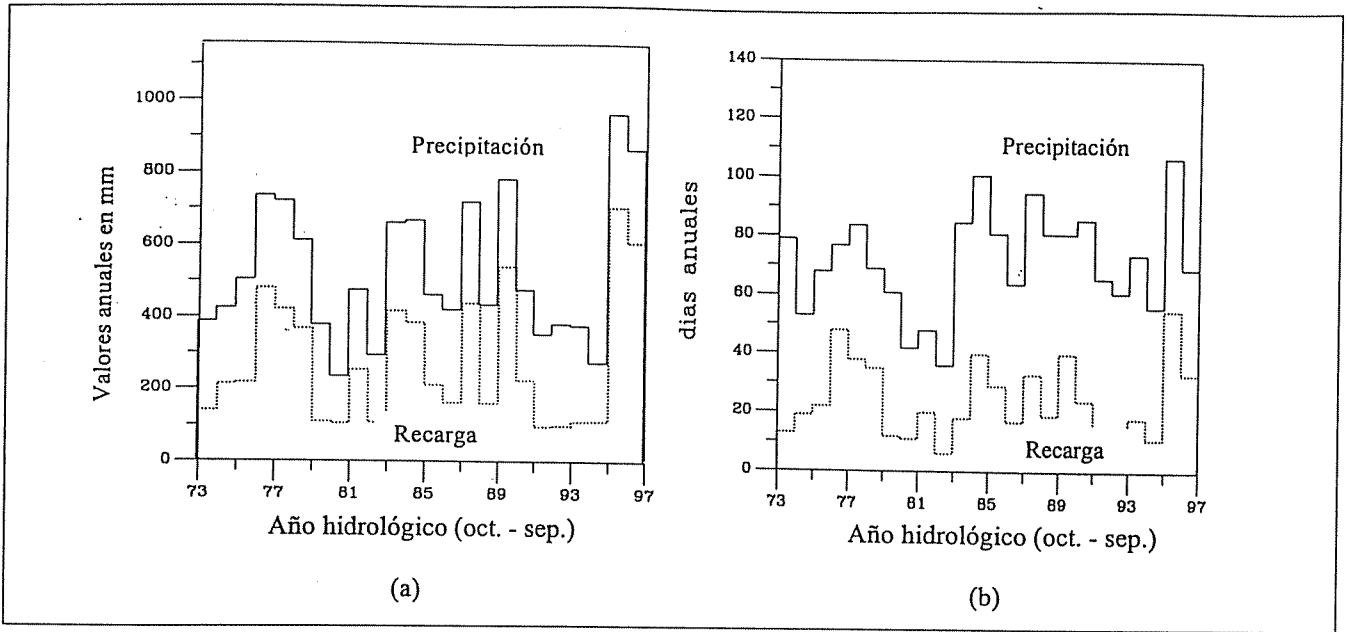


Figura 7. (a) Precipitación y recarga en los años 1973 a 1997; (b) Número de días por año en los que se produjo precipitación y recarga.

Aplicando el modelo BALAN (Samper, 1997; Samper et al., 1999), que se basa también en el modelo de Thornthwaite-Mather, durante 18 años se obtiene una recarga media de 250 mm/a, o sea el 44% de la precipitación media en ese período (Trick y Custodio, 1997; Trick, 1998). La

calibración se hace en este caso mediante las variaciones del nivel freático, utilizando para ello una función exponencial simple para el agotamiento del acuífero. Para valores anuales y la función de recarga $R = \alpha (P - P_0)$ se obtiene $\alpha \approx 0,9$ y $P_0 \approx 230$ mm para $P > 450$ mm, que son simila-

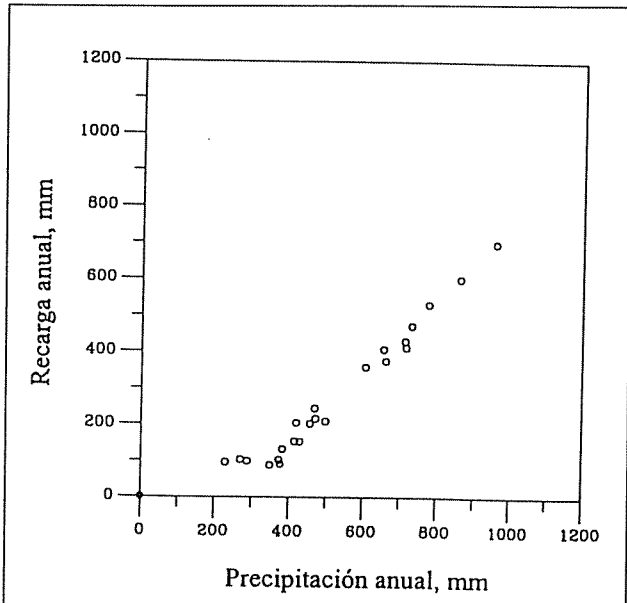


Figura 8. Relación entre la precipitación y la recarga anuales.

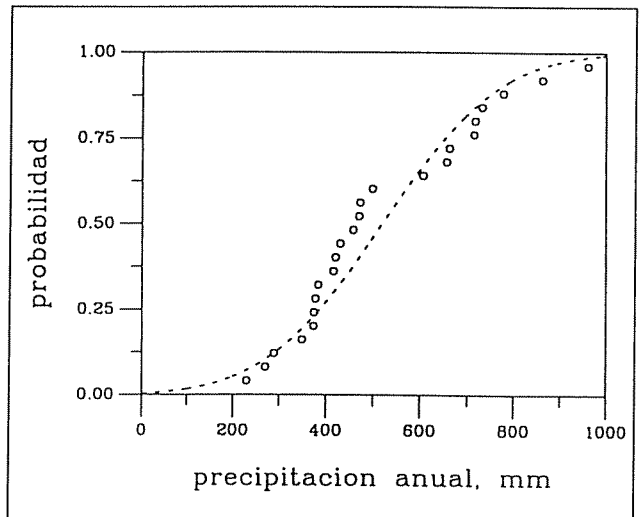


Figura 9. Función de probabilidad normal acumulada para la precipitación anual.

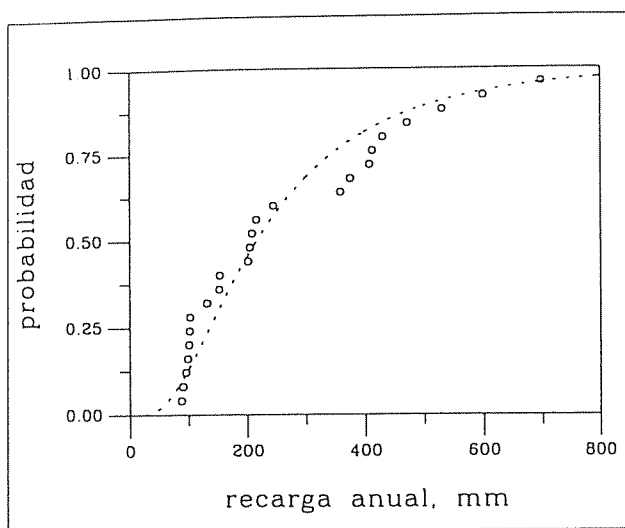


Figura 10. Función de probabilidad logarítmico-normal acumulada para la recarga anual.

res a los obtenidos en los trabajos a los que hace referencia este artículo.

La simulación estacionaria de un perfil hidrogeológico entre el arroyo de la Rocina y el mar permite calcular una recarga media entre 100 y 200 mm/a, con una cierta variación espacial (Trick, 1998). Se ha partido de un conjunto coherente y homogeneizado de valores de los parámetros hidráulicos de las formaciones acuíferas.

Sin embargo la simulación del flujo subterráneo en estado transitorio lleva a resultados que resultan menores, en un factor 0.50 para El Abalarío y hasta 0.30 para el entorno de la Rocina. La diferencia es debida a la heterogeneidad en el acuífero y a la variación espacial de la reserva útil del agua. Esta notable diferencia no implica que los cálculos de este artículo y los comentarios anteriormente sean erróneos, sino que expresan magnitudes diferentes. Mientras éstos sólo consideran la fracción de lluvia que se convierte en recarga en un lugar con el nivel freático a mayor profundidad que la radical, el modelo tiene en cuenta la existencia de salida de agua subterránea por evapotranspiración freática, y por lo tanto proporciona una recarga neta. Los resultados de dicho modelo transitorio (Trick, 1998) muestran que entre el 26 y el 31% de la precipitación se convierte en recarga neta en el área de las

dunas litorales, el 22% en los alrededores de El Abalarío y el 13% en el entorno de La Rocina, donde es mayor la capacidad de retención de agua (arenas con mayor proporción de finos) y mayor la evapotranspiración freática en los años simulados, principalmente a causa de las plantaciones de eucaliptus. Con estas consideraciones, para el Abalarío es ahora $\alpha = 0,45$ y $P_0 = 230$ mm.

Los resultados de los balances de cloruro, tanto en régimen estacionario (valor medio multianual) como transitorio en perfiles de cloruros en el suelo, indican una recarga entre el 30 y 40% de la precipitación, en valores medios, que son sólo del 16% en la margen izquierda de la Rocina (Iglesias et al., 1996; 1997; Iglesias, 1999). Esta evaluación descuenta la evapotranspiración freática.

Los valores obtenidos están dentro de los intervalos indicados por Iglesias et al. (1998, tabla 1) para la misma zona.

Cambios areales

Los estudios referidos se han hecho con la vegetación de pinos y eucaliptus características desde los años 1940, en que se implantaron substituyendo a la vegetación natural de monte blanco en las áreas de nivel freático más profundo y de monte negro en las de nivel freático somero o semiaflorante. A partir de mediados de la década de 1990 se ha iniciado un programa de erradicación progresiva y rápida de eucaliptales para dar lugar a la repoblación con la vegetación primitiva, con un intervalo de terreno casi desnudo. Esto supone un cambio notable de las condiciones de recarga en las áreas deforestadas y por lo tanto en su valor anual. El mayor efecto se está produciendo y se producirá en la recarga neta en las áreas que fueron de evapotranspiración freática.

CONCLUSIONES

Los modelos hidrológicos sencillos para estimar la recarga de los acuíferos freáticos del Parque Natural de Doñana permiten que, una vez calibrados con los datos disponibles de humedad del suelo, se pueda proyectar la información a un

período más extenso del que se conocen sólo los datos meteorológicos, suponiendo que las demás variables permanecen constantes. Aplicando estos modelos al período 1973-1997 se ha obtenido un valor de recarga media anual totalmente coherente con los valores e intervalos de variación obtenidos recientemente mediante otras técnicas independientes, como el balance de cloruro en el suelo y la simulación numérica.

La reciente deforestación transitoria que está sufriendo el Parque puede hacer cambiar la tendencia de la recarga, reduciendo la infiltración por la compactación del suelo que produce la maquinaria empleada, con lo que el agua queda encharcada, evaporándose directamente a la atmósfera. Será necesario incrementar el número de observaciones para detectar los cambios futuros.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la financiación de la CICYT a través de los Proyectos AMB 92-0636 y AMB95-0372. También agradecen al Parque Natural de Doñana su apoyo y la ayuda de la guardería, al Parque Nacional de Doñana, y en especial a Carlos Urdiales, el suministro de datos meteorológicos, y al personal del laboratorio de Suelos y Riegos del CIFA de Córdoba su colaboración en los trabajos. Se agradecen los comentarios y sugerencias de los Drs. M. Ramón Llamas y Andrés Sahuquillo, así como los de un tercer revisor.

REFERENCIAS

- Alley, W.M., (1984). On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models. *Water Resour. Res.* 20 (8): 1137-1149.
- Caro, R., Eagleson, P., (1981). Estimating aquifer recharge due to rainfall. *J. Hydrol.* 53:185-211
- Custodio, E., Palancar, M. (1995). Las aguas subterráneas en Doñana. *Rev. Obras Públicas*, Madrid, 142 (3340): 31-53
- Custodio, E. (2000). Groundwater-dependent wetlands. *Acta Geologica Hungarica*. Budapest (en prensa).
- De Haro, J.M., Giráldez, J.V., Ordóñez R. (1994). Movimiento del agua en el perfil de un suelo de Doñana. *Actas del XIV Congreso Nacional de Riegos*. AERYD, Pamplona: 282-288.
- Haan, C. T. (1972). A water yield model for small watersheds. *Water Resour. Res.* 8 (1): 58-69.
- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Trans. Amer. Soc. Agr. Eng.* 28: 96-99.
- Iglesias, M., Custodio, E., Giráldez, J.V., Manzano, M., Ordóñez, R. (1996). Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el área de El Abalarío, Doñana, Huelva. *IV Simposio sobre el Agua en Andalucía* (SIAGA-96). Almería. II-99-121.
- Iglesias, M., Lambán, J., Cardoso, G., Custodio, E. (1997). El balance de cloruros como indicador de la recarga: ejemplos recientes. *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica*. Asoc. Intern. Hidrogeólogos/Grupo Español-Instituto Tecnológico Geo-minero de España, Madrid: 357-366.
- Iglesias, M. (1999). Caracterización hidrogeoquímica del flujo del agua subterránea en El Abalarío, Doñana, Huelva. Tesis doctoral. Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica, ETSICCP- Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Jensen, D.T., Hargreaves, G.H., Temesgen, B., Allen, R.G. (1977). Computation of ET_c under non ideal conditions. *J. Irrig. Drain, Engng.* 123: 394-400.
- Ligon, J.T., Benoit, G.R., Elam, A.B.Jr. (1965). Procedure for estimating occurrence of soil moisture deficiency and excess. *Trans. Amer. Soc. Agr. Eng.* 8: 219-222.
- Milly, P.C.D. (1994). Climate, interseasonal storage of soil water, and the annual water balances. *Adv. Water Res.*, 17:19-24.
- Montovani, E.C. (1993). Desarrollo y evaluación de modelos para el manejo del riego. Tesis doctoral. Depto. Agronomía, Universidad de Córdoba. Córdoba
- Palmer, W.C. (1965). Meteorologic drought. Res. Pap. U.S. Weather Bur. 45:1-58.
- Salvany, J.M., Custodio, E. (1995). Características sedimentológicas de los depósitos pliocuaternarios del Bajo Guadalquivir en el área de Doñana. *Rev. Soc. Geolog. España*. Madrid, 8 (1-2): 21-31.
- Samper, F.J. (1997). Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balance de agua: utilización, calibración y errores. *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica*. Asoc. Intern. Hidrogeólogos/Grupo Español-Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid: 41-81.
- Samper, F.J., Huguet, H., Arès, J., García-Vera, M. (1999). *Manual del usuario del programa Visual Balan V.1.0*. ENRESA, Publ. Tec. 05/99:1-132.
- Shih, S-H., Hamrick R.L. (1975). A modified MonteCarlo technique to compute Thiessen coefficients. *J. Hydrol.*, 27: 339-56.
- Thomas H.A. (1981). *Improved methods for National Water*

Assessment. U.S. Water. Resour. Council. Rep. Contract WR 15249270, Washington D.C.

Thornthwaite, C.W. (1948). An approach toward rational classification of climate. *Geograph. Rev.* 38 (1):55-94.

Thornthwaite, C.W., Mather, J.R. (1955). The water balance. *Publ. Climatol., Lab. Climatol. Drexel Inst. Technol.* 8 (1): 1-104

Trick, Th., Custodio, E. (1997). Evaluación de la recarga en El

Abalarío (Huelva) por modelación estacionaria del flujo del agua subterránea. *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica*. Asoc. Intern. Hidrogeólogos/Grupo Español-Instituto Tecnológico Geominero de España, Madrid: 347-355.

Trick, Th. (1998). Impactos de las extracciones de agua subterránea en Doñana. Tesis doctoral. Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica, ETSICCP-Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.

Original recibido: Enero 2000.

Original aceptado: Febrero 2000.