

ESTUDIO DE LA RECARGA DE LOS SUELOS ARENOSOS DEL ENTORNO DE
EL ABALARIO, PARQUE NATURAL DE DOÑANA

R. ORDÓÑEZ⁽¹⁾, J.M. DE HARO⁽¹⁾ y J.V. GIRÁLDEZ⁽²⁾

Departamento de Suelos y Riegos, CIFA, Córdoba.a⁽¹⁾
Departamento de Agronomía, Universidad de Córdoba.⁽²⁾

RESUMEN

El Arroyo de la Rocina, último afluente de la margen derecha del río Guadalquivir, contribuye de forma notable a la alimentación hidrológica del Parque Nacional. La topografía de la zona, formaciones dunares estabilizadas con escaso relieve, la edafología, suelos arenosos con granulometría bastante uniforme, y la meteorología, lluvias otoñales y primaverales, espaciadas por periodos secos relativamente largos, condicionan de tal forma el flujo del agua en el suelo que da lugar a una notable recarga, que se estima oscila entre el 15 y el 75 % de la precipitación. Esta última cifra, tan elevada, se debe a la frecuencia de lluvias durante los recientes años hidrológicos, y a la rápida circulación del agua en los suelos arenosos.

En este trabajo se analiza el proceso de recarga desde las perspectivas del balance entre la infiltración y la evaporación, el flujo de agua, y el transporte de un soluto no reactivo, el cloruro aportado por la lluvia.

ABSTRACT

One of the main water supplies of the Doñana National Park in South West Spain is the Rocina creek, the last affluent of the Guadalquivir River in

its right margin. The watershed is composed by sandy soils with a rather uniform texture, where scarce and shortlived runoff events have created several closed lagoons. The fall and winter rains stimulate recharge process through the sandy soils to underground shallow aquifers, fluctuating among the 15 to the 75% of the annual rainfall, during the last five years. The large fraction of recharge corresponds to the rainy 95-96 and 96-97 hydrologic years. The different processes are discussed.

INTRODUCCIÓN

El suelo es la capa más o menos descompuesta de la corteza terrestre en la que tiene lugar la mayoría de los procesos esenciales para la vida en el planeta. Periódicamente llega al suelo el agua de lluvia sufriendo una serie de procesos tales como infiltración, redistribución, percolación profunda, absorción y evaporación, pudiendo establecerse un balance, cuyo saldo de ser positivo es la recarga, o descarga en caso contrario. Generalmente la recarga tiene lugar en la estación de lluvias, de otoño a primavera en los climas mediterráneos del hemisferio norte, quedando un volumen de agua en el suelo para disposición de las plantas que podrán así mantenerse durante la estación seca en la que crecerán y se desarrollarán. El exceso de agua que no se retiene en los horizontes superficiales del suelo, los explorados por las raíces, se desplaza hacia los acuíferos subyacentes, constituyendo otra reserva que alimentará a manantiales arroyos y ríos que fluyen en cotas inferiores. La recarga del suelo es un problema del máximo interés tanto agronómico como ambiental, que resume muchos de los conocimientos hidrológicos actuales, como han mostrado autores como Caro y Eagleson (1981), explotando un modelo dinámico del balance de agua, (Eagleson, 1978). Para estos autores el balance de agua en el suelo planteado como valores promediados en un largo periodo es

$$E\{I_A(s_0)\} = E\{E_{TA}(s_0)\} - E\{E_{rA}(s_0)\} + E\{R_{gA}(s_0)\} \quad (1)$$

en la que los valores medios están representados por la esperanza matemática, E , y los procesos relevantes son la infiltración, I_A , la evapotranspiración total, E_{TA} , las pérdidas en la retención superficial, como charcos, E_{rA} , y flujo de escorrentía subsuperficial o subterráneo, E_{gA} , todos ellos en el periodo anual, en función del grado de saturación de agua en el suelo, s_0 .

Para estimar la recarga de un suelo se ha recurrido tradicionalmente a modelos o esquemas simplificados del suelo que permiten una evaluación rápida y relativamente certera. Entre estos modelos destaca una temprana propuesta de Thornthwaite y Mather de 1957 utilizada para establecer balances de extensas cuencas y recarga de acuíferos, como mostraba Alley (1984). La entrada de agua, el aporte de la lluvia menos la evaporación, incrementa el

volumen almacenado en el suelo hasta un volumen, que una vez superado, da lugar a un exceso que percola hacia horizontes más profundos, constituyendo la recarga.

Sin embargo, para mayor precisión, es necesario medir la evolución del perfil de humedad *in situ*, como, entre otros destacan Steenhuis y col. (1985). De forma complementaria, el uso de marcadores ambientales como el cloruro, procedente de la suspensión de cristalitas de cloruro sódico originados durante el oleaje del mar en la zona costera, que al secarse la espuma quedan en la atmósfera hasta que el viento los desplaza al interior cayendo después sobre el suelo bien como sedimentación en seco, o disuelto en el agua de lluvia. Esta sal, conocida como sal cíclica, (Bresler y col., cap. 1.1.1), ha permitido una buena estimación de la recarga, como algunos autores, (e.g. Peck y Hurlé, 1973) han mostrado. El objetivo de este informe es presentar un avance de los estudios de recarga en la zona de El Abalarío.

DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE EL ABALARIO

La zona litoral del sureste de la provincia de Huelva está ocupada por un manto de arenas de origen eólico y fluvial que forman un cordón dunar en la costa, estabilizado con una vegetación en la que, entre otras especies, se mezclan pinos, eucaliptos, y sabinas con algunos alcornoques y madroños, (e.g. ITGE, 1992). La topografía es más bien plana, con numerosas depresiones de extensión variable, en las que unas partículas de menor tamaño dificultan la infiltración del agua dando lugar a lagunas efímeras. Algunos cauces, en algunos casos muy marcados por la erosión de la escorrentía superficial, que puede ser bastante incisiva, desaguan la zona hacia el norte por donde discurre el Arroyo de la Rocina que desemboca en la marisma en las inmediaciones de El Rocío.

El suelo es muy arenoso por lo general, con fracciones de arena que superan el 90 %, lo que le da a la curva de retención de agua una forma muy típica de grandes poros que se vacían fácilmente, para valores del componente matricial del potencial del agua en torno a -50 cm. (Giráldez y col., 1994).

La climatología es muy similar a la de toda la zona suratlántica peninsular, con precipitaciones generadas por los vientos del oeste, en un régimen mediterráneo, con el periodo estival seco. Existen varios observatorios, aunque para este estudio se ha seleccionado el del Centro de El Acebuche en donde está situada la administración del Parque Nacional de Doñana. La figura 1 muestra la precipitación mensual media de este observatorio. La precipitación media anual para el periodo 1983-1997 es de 621 mm.

Con objeto de estudiar la recarga en esta zona se inició una campaña de muestreo en la que se toman muestras periódicas de suelo en diferentes puntos de la zona para determinar los perfiles de humedad y la concentración de cloruros en el extracto de saturación de cada uno de estos puntos.

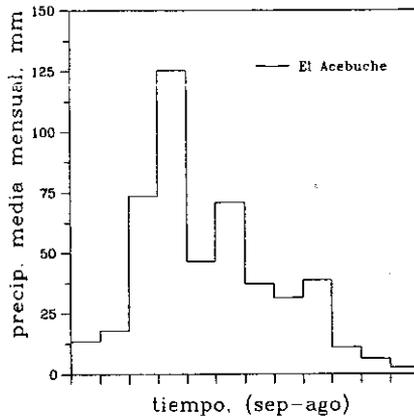


Fig. 1. Precipitación media mensual de El Acebuche

ESTIMACIÓN GLOBAL DE LA RECARGA

La información meteorológica disponible en la estación de El Acebuche permite una evaluación sencilla de la recarga utilizando el modelo de Thornthwaite y Mather. Este modelo fué propuesto inicialmente para periodos mensuales, aunque puede ser aplicado a periodos con una escala temporal menor, como recomendaban Steenhuis y Van der Molen (1986). Se supone que la humedad del suelo h_{st} para el estado correspondiente al tiempo t es igual a la contribución de la lluvia, p , menos la de la evaporación, e , de forma directa, si aquella supera a ésta, o una fracción del valor máximo que será la denominada *capacidad de campo*, h_{cc} , en el caso contrario. El excedente de la capacidad de campo es la recarga r_t , que ocurre en el periodo t .

$$h_{st} = \begin{cases} h_{cc} \exp \left[\frac{-(pat-1 + e - p)}{h_{cc}} \right] & e > p \\ \min \left[\Delta r, h_{cc} \right] & e \leq p \end{cases} \quad (2)$$

La pérdida acumulada de agua, pat , se va actualizando, y en periodos con mayor precipitación que evaporación se puede recurrir a la expresión exponencial de (2) con la ayuda de la magnitud auxiliar Δr ,

$$\Delta r = h_{st-1} + p - e \quad (3)$$

por lo que queda,

$$pa_t = \begin{cases} 0 & r_t = \Delta r - h_{cc} \quad \Delta r < h_{cc} \\ -h_{cc} \ln \left[(\Delta r) / h_{cc} \right] & r_t = \bar{0} \quad \Delta r < h_{cc} \end{cases} \quad (4)$$

Este modelo requiere dos parámetros tan sólo, la humedad del perfil en la capacidad de campo, h_{cc} , y el coeficiente de cubeta, c_{cub} que corrige el valor de la evaporación medida en la cubeta convencional de los observatorios meteorológicos.

En El Acebuche se ha completado la información disponible del evaporímetro de cubeta con ayuda de la expresión de Hargreaves (*e.g.* Shuttleworth, 1992, cap 4.2.44), que ha sido aplicada con éxito a diferentes zonas, incluso más secas (Samani y Pessarakli, 1986). El modelo se ajustó a los datos de los perfiles de humedad obtenidos en las proximidades de El Abalarío, hasta una profundidad de 50 cm, mediante el algoritmo de optimización de Rosenbrock (Himmelblau, 1972, cap 4.3), obteniéndose como valores de los parámetros $h_{cc} = 33.4 \text{ mm} \equiv 0.0668 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$, y $c_{cub} = 0.556$. Ambos valores concuerdan con lo que cabría esperar, aproximándose el coeficiente de cubeta a los resultados de Caro y Eagleson (1981). La figura 2 muestra la evolución de la humedad del suelo en el periodo de muestreo de casi cinco años, en la que aparecen también los valores observados en campo. Es de destacar las rachas secas del año 1994-95, y de los meses que siguieron a los mas lluviosos de 1995-96 y 1996-97.

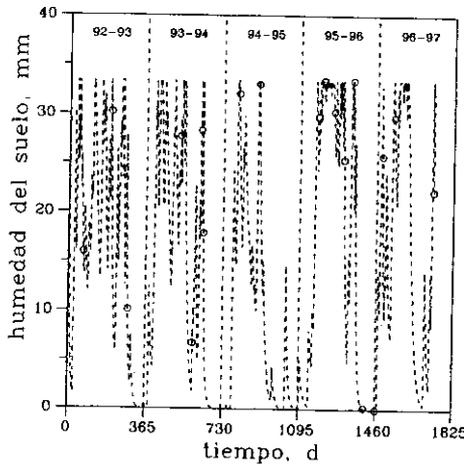


Fig. 2. Evolución de la humedad en los 50 cm superficiales del suelo de El Abalarío, indicando los círculos los resultados obtenidos en campo.

La recarga calculada en este periodo se recoge en el cuadro 1.

Cuadro 1.
Recarga anual estimada en El Abalarío.

Año	Precipitación mm	Recarga
1992-93	348.0	60.9
1993-94	392.7	125.8
1994-95	241.0	83.8
1995-96	1062.7	170 170.0
1996-97	797.0	566.8

A pesar de tratarse de años *secos*, con precipitación inferior a la media, la recarga ha sido notable, oscilando entre un 12.5 % en el primer año y un 76.9 % en el año más lluvioso, 1995-96. La secuencia de lluvias justifica que el año más seco 1994-95, haya tenido una recarga mayor que la de otros periodos con mayor precipitación pero con menores valores diarios. Estos valores son parecidos a los presentados por Iglesias y col. (1996), aunque superiores por no haber recogido estos autores el periodo posterior más lluvioso.

EVOLUCIÓN DE LOS PERFILES DE HUMEDAD

La circulación del agua en el suelo de El Abalarío es muy rápida, por el alto valor de la conductividad hidráulica saturada, de Haro, y col. (1997) han obtenido valores de $K_s = 2.7 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, así como por la aparente inmovilización una vez ha pasado el agua y los poros grandes se han secado. Los resultados de Moral y col. (1997) también corroboran este aspecto. Como prueba de ello se incluyen los gráficos de la figura 3, en la que aparecen las precipitaciones registradas en los quince días precedentes a dos muestreos, uno en un periodo seco, en el invierno de 1995, y otro en un periodo húmedo, en el invierno del siguiente año. En el primer caso, periodo seco, una racha de días lluviosos da lugar a unas ondas de humedad que se van transmitiendo por el perfil de suelo. En el segundo caso, periodo húmedo, la humedad se ha acumulado al fondo del perfil hasta donde ha ascendido la capa freática, por lo que los valores son muy superiores a los del primer caso.

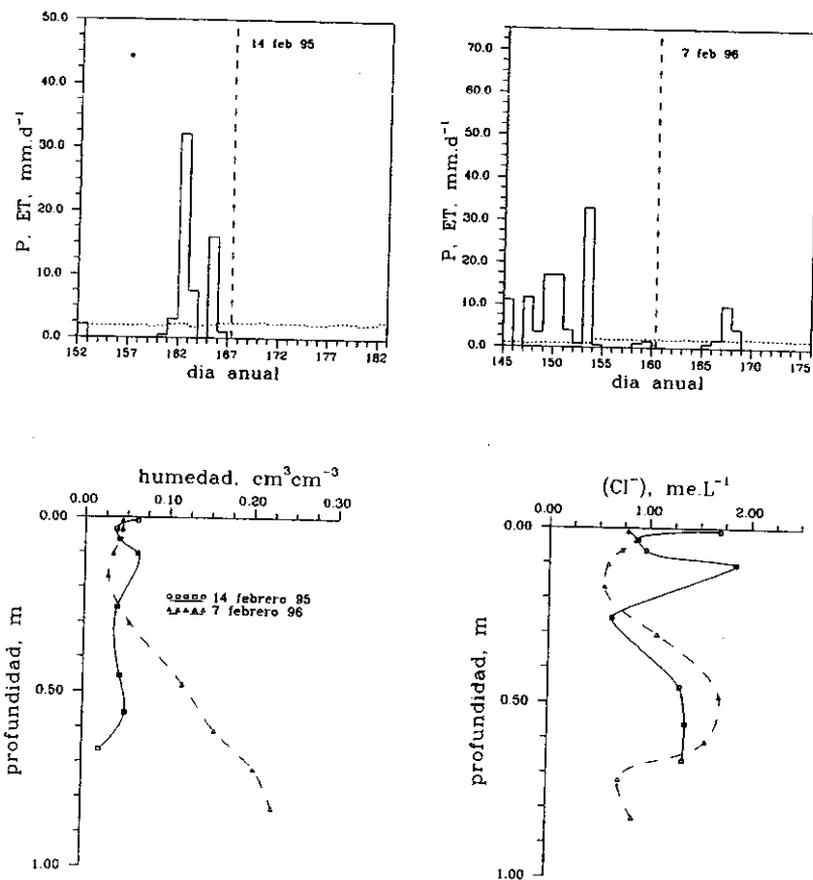


Fig. 3. Precipitación diaria registrada en un entorno de quince días con respecto al de muestreo, evaporación potencial, perfiles de humedad y concentración de cloruros en El Abalarío, en los días 14 de febrero de 1995 y 7 de febrero de 1996.

USO DE MARCADORES AMBIENTALES

Desde hace tiempo se ha venido usando los trazadores ambientales, sustancias presentes en la atmósfera que son trasladadas al suelo por el agua de lluvia, para el estudio de la recarga de acuíferos, (Gee y Hillel, 1988). En general se usa: a) la posición de la concentración máxima del trazador en el perfil de donde se infiere la recarga determinando el volumen

de agua en el perfil por encima de este nivel ; b) la forma del perfil, de concentraciones en el suelo para relacionar entradas y salidas del trazador; y c) la cantidad total del trazador en el perfil, (Allison y col., 1994). Una propuesta comúnmente adoptada consiste en asumir condiciones de régimen permanente, con un equilibrio entre los flujos de agua y el trazador. Así para una precipitación anual P , con una concentración media del trazador, c_p , la cantidad total de éste recibida en una zona, incluyendo los depósitos de la precipitación seca, al sedimentarse en el transcurso del tiempo la suspensión sólida atmosférica, es $M_p = \sum p_i c_{pi}$. Esta cantidad se concentra de tal forma que el volumen de agua que queda en la zona, tras la pérdida debida a la evapotranspiración, E , es aceptado como la recarga, R , lo que permite escribir,

$$R = P \cdot c_p / c_s \quad (5)$$

con c_s como la concentración del trazador en el suelo. Numerosos autores han escogido esta expresión, (Sharma y Hughes, 1985; Mazor y George, 1992; Edmunds y Gaye, 1994; Iglesias y col., 1996). Con el mismo fundamento Peck y Hurle (1973) establecieron el balance de cloruros en una cuenca australiana en la que se había deforestado una extensa superficie, considerando el equilibrio entre los aportes, M_p , y la descarga de solutos en la escorrentía superficial. También Claasen y Halm (1996) estimaron con esta ecuación la evapotranspiración en cuencas de las Montañas Rocosas, comparando M_p con la concentración de cloruros en el flujo base de los ríos que desaguaban estas cuencas, c_b ,

$$E = P \cdot (c_b - c_p) / c_b \quad (6)$$

siendo por tanto $R = P - E$. La hipótesis básica de régimen permanente puede ser probada de forma sencilla en los datos de concentración de cloruros en El Acebuche. Si el agua de lluvia una vez infiltrada en el suelo, cuando no hay una evaporación apreciable, tiene una cantidad de sales que no se pierde en el perfil, al reducirse posteriormente el líquido, se concentrarán los solutos. Al representar las concentraciones frente a las humedades, como se hace en la figura 4a, se obtendrá una hipérbola, que no es muy aparente. Si, por el contrario, se representa el producto de la concentración por la humedad frente a la humedad, como se muestra en la figura 4b, se obtiene una recta de regresión durante el periodo de muestreo.

$$c_s \theta = 0.00273 + 0.94739\theta \quad (7)$$

con un coeficiente de correlación $r^2 = 0.88274$ para 255 pares de datos, de donde se puede aproximar, despreciando el término independiente, y tomando la pendiente como la unidad, que $c_s \approx 1 \text{ me L}^{-1}$, lo que puede observarse como valor medio en 4a. La consideración de régimen permanente no parece

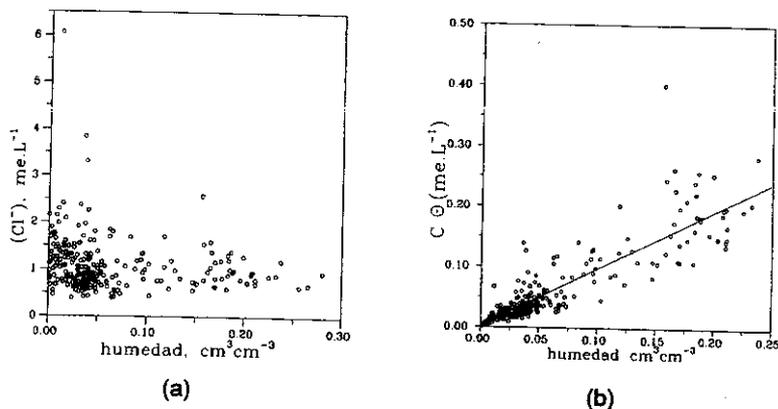


Fig. 4. Relación entre la concentración de cloruros y la humedad, (a), y del producto de la concentración por la humedad con la humedad, (b), en las muestras de suelo del Abalarío, durante el periodo de muestreo.

muy conveniente con estos datos. Es de destacar que los datos obtenidos anteriormente por este equipo no difieren mucho de lo estimado aquí en años secos. Sin embargo estos resultados, así como la variabilidad de la composición de la lluvia requieren una revisión crítica del método.

Alternativamente se puede proponer como hicieron Thornburn y col. (1991) un modelo de desplazamiento de solutos que, basado en una ecuación de continuidad para el soluto,

$$z\theta_1 \frac{d\bar{c}}{dt} = pc_p - qc_z \quad (8)$$

siendo z la profundidad hasta la que se examina el perfil, θ la humedad en la que se produce el lixiviado de la solución infiltrada, \bar{c} la concentración media del soluto en el perfil desde la superficie hasta z , para el instante t , c_z la concentración a la profundidad z , y q el flujo vertical de agua, positivo hacia abajo, que pasa por esa profundidad. Introduciendo un parámetro que relaciona las concentraciones, $\psi = c_z / \bar{c}$ que se supone constante, se puede integrar esta última ecuación, llegándose a

$$\bar{c}_t = \bar{c}_0 + \left[\frac{pc_p}{q\psi} - \bar{c}_0 \right] \left[1 - \exp\left(-\frac{q\gamma t}{\theta_h} \right) \right] \quad (9)$$

que permite calcular la intensidad de recarga, q en el tiempo que media entre sendos perfiles de solutos para los pares de valores (\bar{c}_0, \bar{c}_t) . Willis y Black han aplicado con éxito este modelo para estudiar el incremento de la recarga debido a un regadío en Nueva Gales del Sur.

Este modelo esta siendo considerado en la actualidad.

CONCLUSIONES

La recarga de un acuífero somero puede ser analizada a partir de modelos sencillos basados en el balance de agua del suelo. Para mayor detalle es conveniente recurrir a análisis detallados del movimiento del agua en el suelo utilizando modelos con mayor fundamento físico. El uso de trazadores ambientales como el cloruro puede dar una idea aproximada aunque el incumplimiento de algunas hipótesis básicas siembra dudas en la interpretación de los datos.

El comportamiento del suelo arenoso del El Abalario permite una estimación sencilla del movimiento del agua por la rapidez con la que fluye ésta a su través. La influencia de los últimos años lluviosos ha supuesto una considerable recarga del acuífero subyacente.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración de Catalina Lara del Dpto. de Suelos y Riegos del CIFA de Córdoba, y de Francisco del Moral del Dpto. de Agronomía de la Universidad de Córdoba, en la toma de datos en campo; de Catalina Lara, Carmen del Moral, Araceli Nevado, y Isabel Ordóñez, del Dpto. de Suelos y Riegos del CIFA de Córdoba en el análisis de datos en el laboratorio; de Carlos Udiales del Parque Nacional de Doñana, en el Centro de El Acebuche, por los datos meteorológicos, a los doctores Pedro González del Dpto. de Suelos y Riegos del CIFA de Córdoba y Javier López del Dpto. de Ingeniería Rural de la Universidad Pública de Navarra, la toma y discusión de datos, y a los Dres. Emilio Custodio y Marisol Manzano, y a los doctorandos Mireia Iglesias y Thomas Trick del Depto. de Ingeniería del terreno de la Universidad Politécnica de Cataluña los numerosos comentarios en las reuniones de trabajo de los Proyectos de investigación financiados por la CICYT, AMB 92-636, y AMB 95-372, cuyo apoyo financiero también se agradece.

REFERENCIAS

- ALLEY, W.M., 1984, *Water Resour. Res.* 20:1137-49.
 BRESLER, E., B.L. McNeal, y D.L. Carter, 1982, *Saline and sodic soils*, Springer, Berlín.
 CARO, R., y P.S. Eagleson, 1981, *J. Hydrol.* 53:185-211.
 EAGLESON, P.S., 1978, *Water Resour. Res.* 14:705-776.
 EDMUNDS, W.M., y C.B. GAYE, 1994, *J. Hydrol.* 156:47-59
 GEE, G.W. y D. HILLEL, 1988, *Hydrol. Proc.* 2:25-66.
 GIRÁLDEZ, J.V., R. ORDÓÑEZ, J.M. DE HARO, y P. GONZÁLEZ, 1994, *XII congreso Nacional de Riegos*, AERYD, pp. 171-77.
 HARO, J.M., de, K. VANDERLINDEN, J.A. GÓMEZ, y J.V. GIRÁLDEZ, 1997, este symposium.

- HIMMELBLAU, D.M., 1972, *Applied nonlinear programming*, McGraw-Hill, Nueva York.
- IGLESIAS, M., E. CUSTODIO, J.V. GIRÁLDEZ, M. MANZANO, y R. ORDÓÑEZ, 1996, *SIAGA IV*, II:99-121.
- ITGE, 1992, *Hidrogeología del Parque Nacional de Doñana y su entorno*. ITGE. Col. Informes aguas subterráneas y geotecnia, Ministerio Industria, Comercio y Turismo, Madrid.
- MAZOR, E., y R. GEORGE, 1992, *J. Hydrol.* 139:22-67.
- MORAL, F.J., J.V. GIRÁLDEZ, y A. LAGUNA, 1997, este symposium.
- PECK, A.J. y D.H. HURLE, 1973, *Water Resour. Res.* 9:648-57.
- SAMANI, Z.A. y M. PESSARAKLI, 1986, *Trans. ASAE* 29:522-24.
- SHARMA, M.L. y M.W. HUGHES, 1985, *J. Hydrol.* 81:93-109
- SHUTTLEWORTH, W.J., Evaporation, cap. 4 de la monografía editada por D.R. Maidment, *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, Nueva York. Adviértase que al término δ de esta ecuación le falta un exponente 1/2.
- STEENHUIS, T.S., C.D. JACKSON, S.K.J. KUNG, y W. BRUTSAERT, 1984, *J. Hydrol.* 79:145-69.
- STEENHUIS, T.S., y W.H. VAN DER MOLEN, 1986, *J. Hydrol.* 84:221-29.
- THORNBURN, P.J., B.A. COWIE, y P.A. LAWRENCE, 1991, *J. Hydrol.* 124:43-58.
- WILLIS, T.M., y A.S. BLACK, 1996, *Aust. J. Soil Res.* 34:837-847.