

# CUATRO DÉCADAS DE INVESTIGACIÓN Y FORMACIÓN EN AGUAS SUBTERRÁNEAS

LIBRO HOMENAJE AL  
PROFESOR EMILIO CUSTODIO

Zaragoza, septiembre 2011



María del Carmen Cabrera  
Luis Javier Lambán  
Marisol Manzano  
Margarida Valverde  
(editores)



ASOCIACIÓN INTERNACIONAL DE HIDROGEÓLOGOS  
GRUPO ESPAÑOL



### 2.3.4. EVALUACIÓN DE LA RECARGA DIFUSA Y CONCENTRADA EN MACIZOS CARBONATADOS MEDIANTE TÉCNICAS FÍSICAS Y DE TRAZADORES: RESULTADOS OBTENIDOS EN SIERRA DE GÁDOR (SURESTE DE ESPAÑA)

**Francisco J. ALCALÁ\***, **Albert SOLÉ-BENET\*\***, **Yolanda CANTÓN\*\*\***, **Luis RIBEIRO\***, **Sergio CONTRERAS\*\*\*\***, **Ana WERE\*\*\*\*\***, **Penélope SERRANO-ORTIZ\*\***, **Juan PUIGDEFÉBREGAS\*\*** y **Francisco DOMINGO\*\***

(\*) Geo-Systems Centre/CVRM. Instituto Superior Técnico. 1049-001 Lisboa, Portugal.  
francisco.alcala@ist.utl.pt

(\*\*) Estación Experimental de Zonas Áridas, CSIC. 04120 Almería

(\*\*\*) Departamento de Edafología y Química Agrícola. Universidad de Almería.  
04120 Almería

(\*\*\*\*) Centro de Edafología y Biología Aplicada del Segura, CSIC. 30100 Murcia

(\*\*\*\*\*) Department of Hydrology and Geo-environmental Sciences. Vrije Universiteit  
Amsterdam. 1081 HV Amsterdam, The Netherlands

## RESUMEN

Algunos manantiales locales que drenan la recarga potencial en tránsito ( $R_T$ ) en Sierra de Gádor (SE de España), han permitido evaluar la aplicabilidad del balance de masa del ión cloruro atmosférico (CMB) para estimar  $R_T$  en macizos carbonatados heterogéneos. La influencia del clima sobre  $R_T$  se ha evaluado en el año hidrológico 2003-04 (con precipitación (P) cercana a la media) y en el año seco 2004-05.  $R_T$  a escala de pequeña cuenca se comparó con  $R_T$  obtenida mediante balance hídrico en el suelo (SWB) a escala puntual, tras medir la evapotranspiración real (E) mediante la técnica de *Eddy Covariance*. En 2003-04,  $R_T$  varió entre 0,35 y 0,40 de P anual, y en 2004-05 varió desde <0,05 de P en la medianía hasta 0,20 a cota alta. La diferencia entre métodos fue ~5% en ambos años. A partir del contenido de humedad en el suelo se determinó la fracción de recarga difusa ( $R_D$ ) y, por diferencia con  $R_T$ , la recarga concentrada ( $R_C$ ) a escala puntual en ambos años.  $R_D$  anual fue 0,16 de P en 2003-04 y ~0,01 de P en 2004-05. El método de CMB aplicado a escala de pequeña cuenca permite validar  $R_T$  a escala puntual a la vez que aporta estimaciones en lugares sin posibilidad de calcular  $R_T$  con métodos de SWB, incluso durante episodios de marcada aridez climática.

**Palabras clave:** *recarga, difusa, concentrada, macizo carbonatado, semiárido, SE España*

## INTRODUCCIÓN

En la mayoría de regiones montañosas carbonatadas semiáridas existen condiciones para la

generación de recarga difusa ( $R_D$ ) y concentrada ( $R_C$ ) que contribuyen de forma variable a la recarga potencial total ( $R_T$ ) (Wood et al., 1997; Simmers et al., 1997). Aunque su división no es clara, y admitiendo una fracción relevante de  $R_C$  en  $R_T$ , se puede decir que  $R_C$  está menos afectada por la evapotranspiración ( $E$ ) que  $R_D$  y puede incluir parte de la escorrentía infiltrada en lugares preferenciales (Custodio et al. 1997). En estas zonas, la variación estacional y altitudinal del clima se combina con ciclos climáticos globales para aumentar  $R_T$  desde  $<0,1$  de  $P$  anual a baja altitud hasta  $>0,5$  de  $P$  a mayor altitud, con una proporción variable de  $R_D$  y  $R_C$  (Gee & Hillel, 1988). Las técnicas hidrodinámicas y de balance de agua en el suelo (SWB) son las más utilizadas para estimar  $R_T$  desde climas áridos a húmedos y a diferentes escalas espacio-temporales. Su complejidad y precisión dependen del número de variables que puedan instrumentalizarse (Simmers et al., 1997; Scanlon et al., 2006).  $R_T$  suele presentar una magnitud residual frente a  $P$  y  $E$ , y por tanto su resultado puede ser incierto y sesgado cuando se utilizan métodos semi-empíricos para estimar  $E$ , especialmente en regiones con clima árido (España et al., 2011). En este sentido, es recomendable utilizar métodos alternativos para comparar las estimaciones (De Vries & Simmers, 2002; Scanlon et al., 2006).

En macizos carbonatados montañosos, la descarga de una fracción de la recarga en tránsito a través de manantiales locales - a veces efímeros - que drenan pequeños acuíferos colgados permite estudiar  $R_T$  mediante el balance de masa del ión cloruro atmosférico (CMB). Esta técnica ha sido muy utilizada para estimar  $R_T$  en regiones llanas semiáridas continentales (Scanlon et al., 2006). Su uso en zonas costeras montañosas debe considerar el alto gradiente espacial de la deposición atmosférica de cloruro (Alcalá & Custodio, 2008a) y la posibilidad de que el agua subterránea muestreada integre la recarga producida en diferentes partes del territorio y altitudes, aumentando la incertidumbre de estimación de  $R_T$  (Custodio, 2010).

Por otra parte,  $R_T$  y  $R_D$  se pueden cuantificar con precisión a escala puntual en lugares experimentales mediante métodos basados en el balance de agua en el suelo (Simmers et al., 1997; Eilers et al., 2007), como procedimiento alternativo a la separación de hidrogramas. La estimación precisa de  $R_T$  en unos pocos lugares limita la posibilidad de validar resultados regionales de  $E$  obtenidos mediante teledetección o interpolación de la variable. El método de CMB puede complementar el número de estimaciones necesarias para regionalizar  $R_T$ .

Este trabajo muestra (1) la aplicabilidad del método de CMB para estimar  $R_T$  a escala de pequeña cuenca en acuíferos carbonatados montañosos en clima semiárido, y (2) el reparto esperable de  $R_T$  entre  $R_D$  y  $R_C$  a esa escala espacial. Para ello, (1) se evalúa la influencia climática en la estimación de  $R_T$  en dos años hidrológicos contrastados, el año medio 2003-04 y el inusualmente seco 2004-05, y (2) se comprueba que es mínima la diferencia entre  $R_T$  obtenida mediante los métodos de CMB y SWB para el mismo período y rango de elevación, para proponer como orientativo el reparto de  $R_T$  entre  $R_D$  y  $R_C$  calculado a escala puntual.

## ÁREA DE ESTUDIO

Sierra de Gádor (altitud máxima de 2246 m s.n.m.) es un macizo carbonatado de 670 km<sup>2</sup> situado al SW de la provincia de Almería (SE de España). Es la principal zona de recarga de los acuíferos profundos del Campo de Dalías, una llanura semiárida costera de 360 km<sup>2</sup> donde se capta agua subterránea para el riego de 260 km<sup>2</sup> de invernaderos y el abastecimiento de 250.000 habitantes (Figura 1). Sierra de Gádor consiste en una serie potente de calizas y dolomías triásicas sobre un basamento metapelítico pérmico-triásico de menor permeabilidad

perteneciente a las Unidades de Gádor y Felix (Complejo Alpujárride, Zona Interna Bética). El acuífero carbonatado triásico continúa bajo el Campo de Dalías, donde queda confinado por calcarenitas y margas mio-pliocenas y coluviales cuaternarios (Domínguez, 2000).

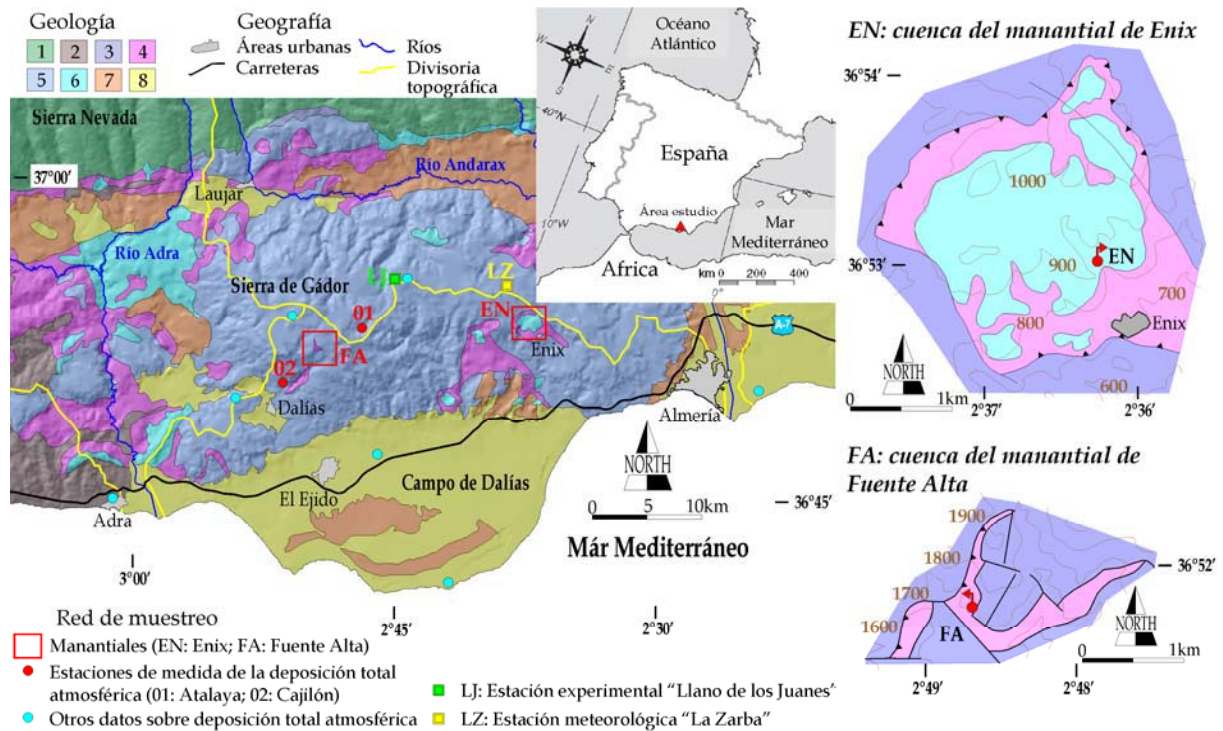


Figura 1. Localización y esquema geológico de Sierra de Gádor, modificado de Alcalá et al. (2011); a la derecha se muestra un esquema de detalle de dos manantiales locales estudiados (EN Enix, FA Fuente Alta). (1) Esquistos paleozóicos (N); (2) Esquistos paleozóicos (A); (3) Mármoles triásicos (N); (4) Filitas pérmicas-triásicas (A); (5) Calizas y dolomías triásicas (A); (6) Calizas triásicas (A); (7) Sedimentos neógenos; (8) Sedimentos cuaternarios. Complejos tectónicos Nevado-Filábride (N) y Alpujárride (A) de la Zona Interna Bética.

El clima semiárido regional modula una alta variabilidad intra e interanual de la precipitación, cifrada en torno al 38% de la precipitación anual en la estación meteorológica La Zarba (36°55'00"N, 2°38'21"W, 1219 m s.n.m.; Figura 1), con un registro de 30 años. Los valores promedio oscilan desde 215 mm año<sup>-1</sup> en el Campo de Dalías hasta 650 mm año<sup>-1</sup> en la cumbre de Sierra de Gádor, con volúmenes máximos mensuales en otoño y mínimos en verano. La temperatura media anual es de 18 °C en la plana costera y de 9 °C en la cumbre, lo que induce una tasa de evapotranspiración de ~0,5 de P anual en la cumbre y de ~0,85 de P anual en las zonas bajas (Contreras et al., 2008).

A partir del análisis de isótopos estables en la precipitación y el agua subterránea, se ha deducido un rango principal de recarga entre 1000 m s.n.m. y la cumbre (Vallejos et al., 1997; Alcalá et al., 2007). Dentro de este rango de altitud, se han seleccionado los manantiales locales de Fuente Alta (36°52'02' N, 2°48'36" W, 1735 m s.n.m.) y Enix (36°52'58" N, 2°36'11" W, 825 m s.n.m.) para evaluar  $R_T$  mediante el método de CMB en los años hidrológicos 2003-04 y 2004-05. Estos manantiales drenan pequeños acuíferos colgados que interceptan parte de la recarga total potencial ( $R_T$ ) en tránsito que debería llegar al nivel freático regional en el futuro.

En el Llano de los Juanes (36°55'56" N, 2°44'55" W, 1600 m s.n.m.), un sitio cercano de

investigación dentro de este rango de altitud (Figura 1), se han cuantificado  $R_T$  diaria mediante métodos de SWB y  $R_D$  diaria a partir del contenido de agua en el suelo para evaluar la fracción de  $R_D$  y  $R_C$  en  $R_T$ . Se ha comprobado que la estructura geológica, la litología, el tipo y propiedades del suelo y la cubierta vegetal de las cuencas de los manantiales de Fuente Alta y Enix y del Llano de los Juanes es similar, lo que permite comparar tasas y mecanismos de recarga entre ambas escalas de observación.

## MÉTODOS

### Estimación de la recarga total, difusa y concentrada a escala puntual

El Llano de los Juanes es un área endorreica. En régimen estacionario de humedad en el suelo, para un período suficientemente largo como un año hidrológico (octubre a septiembre), el balance hídrico en el suelo se puede expresar como:

$$P = E + R_D + R_C \quad (1)$$

donde  $P$  = precipitación,  $E$  = evapotranspiración real;  $R_D$  = recarga difusa producida en un medio poroso;  $R_C$  = una combinación de mecanismos de recarga desde *quasi*-difusa afectada de forma variable por  $E$  hasta concentrada en macro-poros, fracturas, etc. Los términos se expresan en mm y se refieren a un período diario de balance. La suma de  $R_D$  y  $R_C$  representa la recarga total potencial ( $R_T$ ). Los detalles sobre la medida de  $E$  mediante la técnica de *Eddy Covariance* pueden consultarse en Serrano-Ortiz et al. (2009).

El cálculo de  $R_T$  considera que el suelo deja de drenar cuando su contenido de humedad ( $\theta$ ) recupera la capacidad de campo ( $\theta_{FC}$ ) tras un evento de  $P$ . Para cuantificar  $R_T$  diaria, se midió  $P$ ,  $E$  y  $\theta$  diarias y se simuló la condición de humedad del suelo durante todo el año (Rushton et al., 2006). El contenido de agua del suelo se calcula en cada paso de tiempo a partir del valor previo, como:

$$R_T = \theta_D \text{ (para } \theta_D < 0 \text{) y } R_T = 0 \text{ (para } \theta_D \geq 0 \text{)} \quad (2)$$

$$\theta_D = \theta_{PD} - P + E \quad (3)$$

donde  $\theta_D$  = déficit diario de humedad necesario para que el suelo alcance la  $\theta_{FC}$  ( $\theta$  a -33 kPa);  $\theta_{PD}$  =  $\theta_D$  el día anterior. El primer valor de  $\theta_{PD} = 131$  mm se obtuvo calibrando las estimaciones hasta que la suma de  $R_T$  diaria coincidió con el valor anual de  $R_T$ .

$R_D$  fue calculada a escala de evento de  $P$  a partir de datos de  $\theta$  medidos cada 30 minutos a 6 y 25 cm de profundidad, asumiendo que un evento  $i$  de  $R_D$  comienza cuando  $\theta$  alcanza  $\theta_{FC}$  y termina cuando  $\theta$  vuelve a decrecer bajo  $\theta_{FC}$  (Eliens et al., 2007).  $\theta(t)$  = contenido de humedad promedio del suelo en el tiempo  $t$  en cada profundidad del suelo. Si  $\theta(t) > \theta_{FC}$  entonces:

$$R_{Di} = \int (\theta(t) - \theta_{FC}) dt \quad (4)$$

donde  $\theta(t)$  es parte de  $\theta_{FC}$  al final de cada evento  $R_{Di}$ . La suma de los  $R_{Di}$  eventos proporciona

la tasa anual de  $R_D$ . Los detalles sobre la medida de  $\theta$  y la simulación de  $R_T$  y  $R_D$  aparecen en Cantón et al. (2010).  $R_C$  diaria fue calculada como diferencia de  $R_T$  y  $R_D$  diarias.

### Estimación de la recarga total a escala de pequeña cuenca

El reducido rango de elevación de las cuencas de los manantiales de Fuente Alta y Enix propicia similares condiciones de contorno que en el Llano de los Juanes. La diferente escala espacial afecta a los resultados si existe diferente litología, vegetación, estado del suelo, etc. Este no es el caso, y por tanto es esperable similar magnitud de  $R_D$  y  $R_C$  en  $R_T$  a largo plazo.

En régimen estacionario de humedad en el suelo y de aporte de sales atmosféricas, el balance de masa de cloruro atmosférico (CMB) durante un año hidrológico se puede expresar transformando la ecuación [1] como:

$$P \cdot C_P = R_D \cdot C_{RD} + R_C \cdot C_{RC} \pm F \quad (5)$$

donde  $C$  = concentración media de cloruro de cada término del balance durante el intervalo de muestreo ( $C_P$  para  $P$ ), o la concentración media de un número de muestras en el intervalo ( $C_{RD}$  y  $C_{RC}$  para  $R_D$  y  $R_C$ ).  $F$  = otras fuentes de cloruro como contribuciones litológicas, o minerales precipitados en el suelo durante largos periodos de sequía anteriores. A largo plazo, la descarga de los manantiales locales se supone igual a la media ponderada de  $R_T$  en la cuenca, con fracciones desconocidas de  $R_D$  y  $R_C$ , que se suponen bien mezcladas en la zona no saturada antes de la descarga. Se supone que: (1) es corto el tiempo de tránsito medio de  $R_T$  por la zona no saturada; (2) los procesos de difusión, dispersión, etc. no modifican las condiciones de muestreo; (3) el aporte de cloruro de la humedad del suelo se adiciona a  $R_T$ ; y (4)  $F$  es insignificante. Así  $R_T$  se estima mediante la transformación de la ecuación [5] en:

$$P \cdot C_P = R_T \cdot C_{RT} \quad (6)$$

donde  $A_P = P \cdot C_P$  es la deposición total de cloruro en el período de estudio ( $\text{g m}^{-2}$ ) medida en colectores abiertos que recogen el aporte de cloruro por la precipitación y por la deposición seca la misma muestra, o la tasa anual cuando se suman períodos sucesivos hasta completar un año ( $\text{g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ) (Alcalá & Custodio, 2008a). La frecuencia de muestreo del agua subterránea se determinó a partir de su tiempo medio de renovación. A partir de la geometría, espesor saturado y parámetros hidráulicos del acuífero, y asumiendo un flujo de tipo pistón (*plug*), Alcalá et al. (2011) determinaron una frecuencia de entre 1 y 3 meses para el muestreo de ambos manantiales.

El muestreo de la deposición total atmosférica en los colectores de Atalaya (36°52'36" N, 2°45'28" W, 1702 m a.s.l.) y Cajilón (36°50'28" N, 2°47'27" W, 438 m a.s.l.) entre octubre de 2003 y octubre de 2005 se realizó trimestralmente para asegurar que se cubre todo el periodo potencial de renovación del agua subterránea (Figura 1). Los detalles sobre el muestreo, el análisis de cloruro en muestras de deposición atmosférica y manantiales y la precisión alcanzada aparecen en Alcalá & Custodio (2008b).

## **RESULTADOS**

### **R<sub>T</sub> y R<sub>D</sub> a escala puntual en el área experimental del Llano de los Juanes**

La suma de los balances de agua diarios para los años 2003-04 y 2004-05 ha permitido obtener los valores mensuales y anuales de R<sub>T</sub> (Figura 2a). Casi el 70% de R<sub>T</sub> anual en 2004 se produjo entre febrero y mayo; en 2005 toda la R<sub>T</sub> se produjo en marzo. R<sub>T</sub> fue 189,1 mm en 2003-04 (0,37 de P) y 7,8 mm en 2004-05 (0,04 de P).

R<sub>D</sub> anual fue ~ 81,3 mm (0,16 de P) en 2003-04 y de ~2,3 mm (0,01 de P) en 2004-05 (Figura 2a). Los resultados muestran que en estos suelos delgados, el efecto hidráulico de R<sub>D</sub> se demora varios días, mientras que R<sub>C</sub> es coetánea a los eventos de P.

### **R<sub>T</sub> a escala de pequeña cuenca en manantiales locales**

En los colectores de Atalaya y Cajilón, los valores acumulados de P (mm) y su contenido en C<sub>P</sub> (mg L<sup>-1</sup>) permitieron obtener valores trimestrales de deposición total atmosférica de cloruro. Su suma durante un año proporciona la tasa anual (A<sub>P</sub>). En 2003-04, A<sub>P</sub> fue 0,73 y 0,89 g m<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup> en Atalaya y Cajilón, mientras que en el año 2004-05 A<sub>P</sub> fue 0,45 y 0,47 g m<sup>-2</sup> año<sup>-1</sup> (Figura 3).



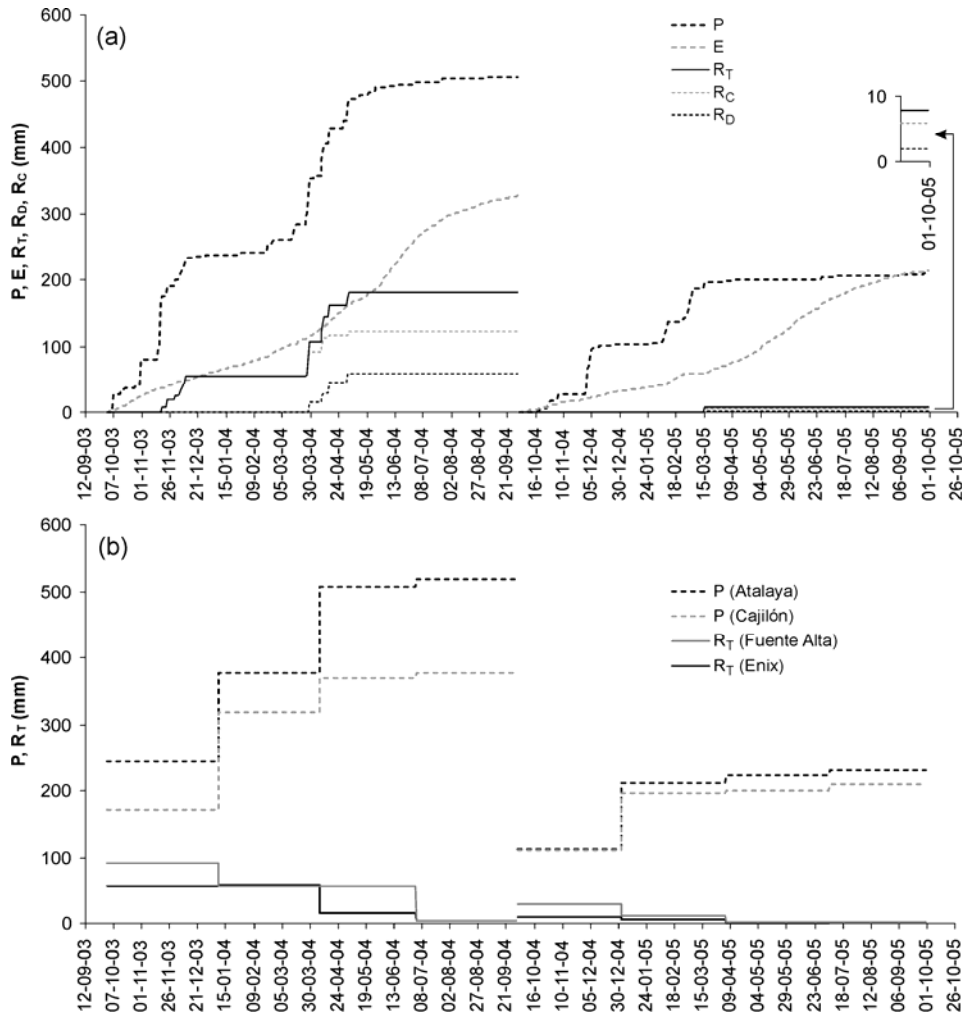


Figura 2. P (precipitación), E (evapotranspiración real), y recarga total ( $R_T$ ), difusa ( $R_D$ ), y concentrada ( $R_C$ ) para los años hidrológicos 2003-04 y 2004-05. (a) valor diario acumulado de P, E,  $R_T$ ,  $R_D$  y  $R_C$  en el Llano de los Juanes. (b) P trimestral acumulada en los colectores de Atalaya y Cajilón y  $R_T$  trimestral calculada a partir de los valores de deposición total de Cl (corregidos respecto de la altitud) en los citados colectores y los valores de  $C_{RT}$  registrados en los manantiales de Fuente Alta y Enix.

A partir de las series temporales disponibles de 3-4 años de  $A_P$ , Alcalá et al. (2007) y Alcalá & Custodio (2008a) calculan un gradiente exponencial de disminución espacial de  $A_P$  hacia el interior de  $0,5 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1} \text{ km}^{-1}$  en la costa hasta  $0,05 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1} \text{ km}^{-1}$  en el interior. A partir de 10-15 km de la costa, el gradiente espacial de  $A_P$  pasa a ser lineal. Esto permite expresar la variación espacial de  $A_P$  en términos de variación altitudinal para determinar el valor medio ponderado de  $A_P$  en la cuenca vertiente de los manantiales de Fuente Alta y Enix a partir de los valores de  $A_P$  medidos en los colectores de Atalaya y Cajilón. La variación estacional de  $R_T$  en los manantiales de Fuente Alta y Enix se obtiene a partir de los valores corregidos de  $A_P$  y del valor de  $C_{RT}$  promedio de varias medidas realizadas durante ese periodo (Figura 3).  $R_T$  anual fue 209 y 132 mm en el año 2003-04, y 44 y 9 mm en el año 2004-05 en los manantiales de Fuente Alta y Enix.

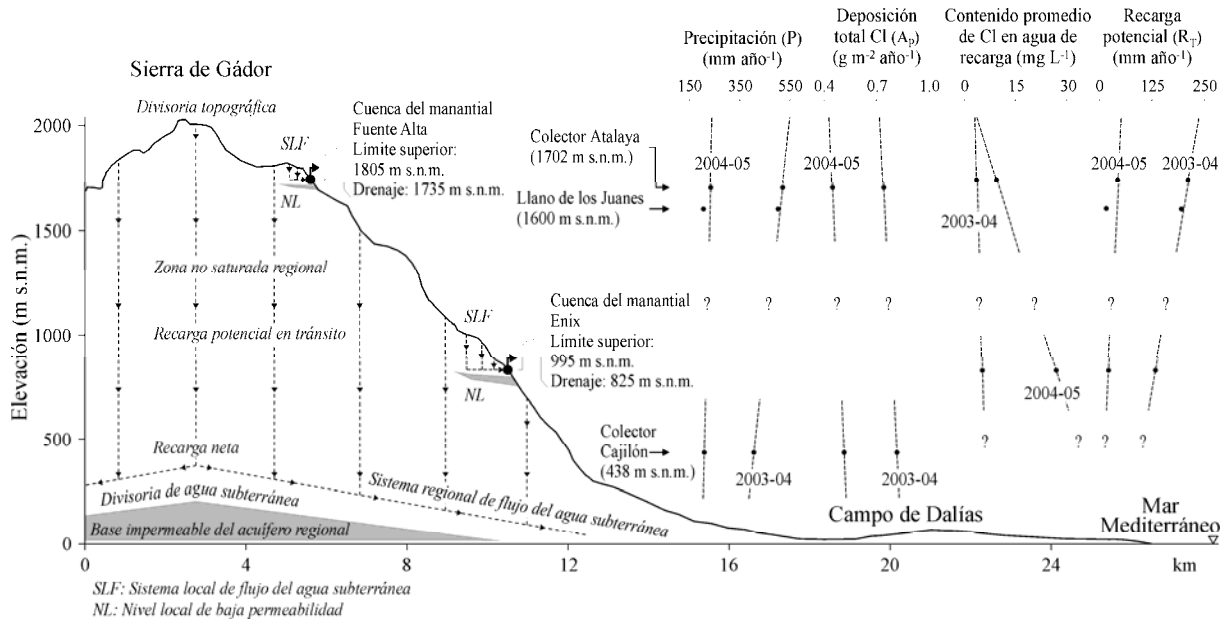


Figura 3. Proyección de los manantiales de Fuente Alta y Enix, los colectores de Atalaya y Cajilón, y la estación del Llano de los Juanes sobre una sección topográfica desde la cumbre de Sierra de Gádor hasta la costa. Sobre el modelo hidrogeológico regional simplificado, las líneas discontinuas representan las líneas de flujo regional de  $R_T$  a través de la zona no saturada y las líneas de flujo local de  $R_T$  integradas en el punto de descarga de los citados manantiales. Se incluye la variación lineal con la altitud de las tasas anuales de  $P$ ,  $A_p$ ,  $C_{RT}$  y  $R_T$  para los años 2003-04 y 2004-05.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En macizos carbonatados con relieve abrupto y geología compleja en climas áridos, es previsible que la magnitud de  $R_T$  tienda a ser algo superior que la estimada para la recarga neta que alcanza el nivel freático regional. La diferencia puede alcanzar hasta el 30% (Andreu et al., 2011) cuando el nivel freático regional es profundo, la zona no saturada incluye niveles de menor permeabilidad que favorecen la transferencia lateral entre acuíferos de parte de  $R_T$ , o existe una orografía abrupta que induce una descarga – a veces en forma difusa - de una parte de  $R_T$  ya cuantificada a distinta altitud. Esta situación requiere combinar métodos físicos, hidrodinámicos, de balance hídrico, de trazadores y de modelación numérica en la zona superficial, no saturada y saturada para calcular con precisión  $R_T$  y la recarga neta.

$R_T$  anual a escala de pequeña cuenca estimada mediante el método de CMB y a escala puntual mediante el método de SWB (midiendo  $E$  con la técnica de *Eddy Covariance*) representan entre 0,35 y 0,40 de  $P$  anual para el año hidrológico medio 2003-04. La diferencia entre métodos es ~5%. En el año seco 2004-05,  $R_T$  aumenta desde <0,05 de  $P$  a cota media (800-1200 m s.n.m.) hasta 0,20 de  $P$  a mayor altura (>1700 m s.n.m.), con similar diferencia entre métodos. La evolución temporal de  $R_T$  con ambas técnicas es similar, y ambas se consideran precisas para estimar tasas bajas de  $R_T$  (incluso <0,05 de  $P$  anual ~200 mm). Las técnicas de trazado permiten validar la estimación de  $R_T$  basada en técnicas físicas y obtener nuevas estimaciones en lugares no instrumentalizados cuando existen manantiales locales donde aplicar con precisión el método de CMB. Esto, que es bien conocido en zonas semiáridas permeables llanas y homogéneas - donde es intuitivo poder despreciar la escorrentía en el balance hídrico (Simmers et al., 1997; Wood et al., 1997) –, constituye un paso para mejorar la estimación de  $R_T$  en zonas semiáridas montañosas heterogéneas cuando

la estimación se puede realizar en pequeños manantiales locales. La aplicación requiere asegurar que toda la recarga producida en la cuenca vertiente equivale a la descarga medida en el manantial. Sin embargo, pueden existir limitaciones en años húmedos cuando la escorrentía suele suponer más de 0.1 de P anual en macizos carbonatados (Frot et al., 2008) y el flujo de cloruro por la escorrentía puede alcanzar casi una tercera parte de  $A_P$  (Alcalá & Custodio, 2008c).

La similitud de  $R_T$  a escala puntual y de pequeña cuenca apunta hacia una similitud de la magnitud de  $R_D$  y  $R_C$  a escala de pequeña cuenca, donde no es posible obtener estimaciones directas. Determinar como varía  $R_D$  y  $R_C$  a lo largo del tiempo en pequeños acuíferos colgados con baja interacción agua-roca – cuya descarga representa una fracción de la recarga en tránsito - puede informar sobre la variabilidad esperable del fondo químico del agua subterránea y de la ciclicidad de llenado-vaciado en macizos carbonatados. La relación  $R_C/R_D$  aumenta conforme aumenta la aridez climática. La variación de la salinidad asociada, trazada mediante el contenido de  $C_{RT}$  medido en los manantiales, está controlada por una contribución variable de  $R_C$  (recarga cuyo  $C_{RC}$  está menos afectado por evapoconcentración salina) y  $R_D$  (recarga cuyo  $C_{RD}$  está más afectado por evapoconcentración salina) inducidas por el clima. La relación promedio anual de  $C_{RT}$  entre 2003-04 y 2004-05 en los manantiales de Fuente Alta y Enix fue de 0,27 y 0,16. Esta relación (1) aumenta a medida que disminuye la aridez climática con la altitud; (2), proporciona el factor de salinidad adquirida por  $R_T$  en esos lugares (o elevaciones) (~3,5 en Fuente Alta y ~6 en Enix) entre un año medio y un año seco posterior; (3) se puede utilizar para modelar la salinidad de la recarga neta que alcanzará el nivel freático regional después de producirse un conjunto de eventos de  $R_T$  bajo diferentes condiciones climáticas a diferente altitud. Estas aplicaciones requieren medidas precisas y bien distribuidas espacialmente de la deposición total atmosférica a lo largo de la ladera.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el ofrecimiento de los editores para participar en esta publicación homenaje al Profesor Emilio Custodio. Esta investigación está financiada por los proyectos de la FCT PTDC/CLI/72585/2006, de la CICYT CGL2006-11619/HID, y de la Junta de Andalucía P06-RNM-01732, RNM-332 y RNM-3721. El primer autor agradece al Ministerio de Ciencia, Tecnología e Investigación de Portugal la concesión del contrato C2008-IST/CVRM.1 del Programa “Ciência 2008”.

## REFERENCIAS

- Alcalá, F.J.; Custodio, E.; Contreras, S.; Araguás, L.J.; Domingo, F.; Pulido-Bosch, A.; Vallejos, Á. (2007). *Influencia de la aridez climática, la altitud y la distancia al mar sobre el contenido en cloruro y en  $\delta^{18}O$  del agua de recarga y del agua subterránea en macizos carbonatados costeros del SE peninsular español. Caso de Sierra de Gádor*. Coastal aquifers intrusion technology: mediterranean countries (TIAC'07). 1: 871-885. IGME. Madrid.
- Alcalá, F.J. & Custodio, E. (2008a). Atmospheric chloride deposition in continental Spain. *Hydrological Processes* 22(18): 3636-3650.
- Alcalá, F.J. & Custodio, E. (2008b). Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifers in Spain and Portugal. *Journal of Hydrology* 359(1-2): 189-207.

- Alcalá, F.J. & Custodio, E. (2008c). Flujo de cloruro por la escorrentía directa en España. *Ingeniería del Agua* 15(1): 5-11.
- Alcalá, F.J.; Cantón, Y.; Contreras, S.; Were, A.; Serrano-Ortiz, P.; Puigdefábregas, J.; Solé-Benet, A.; Custodio, E.; Domingo, F. (2011). Diffuse and concentrated recharge evaluation using physical and tracer techniques: results from a semiarid carbonate massif aquifer in southeast Spain. *Environmental Earth Sciences*. 62(3): 541-557.
- Andreu, J.M.; Alcalá, F.J.; Vallejos, Á.; Pulido-Bosch, A. (2011). Recharge to aquifers in SE Spain: different approaches and new challenges. *Journal of Arid Environments*. doi:10.1016/j.jaridenv.2011.01.011.
- Cantón, Y.; Villagarcía, L.; Moro, M.J.; Serrano-Ortiz, P.; Were, A.; Alcalá, F.J.; Kowalski, A.S.; Solé-Benet, A.; Lázaro, R.; Domingo, F. (2010). Temporal dynamics of soil water balance components in a Mediterranean carbonate range in SE Spain: estimation of potential recharge. *Hydrological Sciences Journal*. 55(5): 737-753.
- Contreras, S.; Boer, M.M.; Alcalá, F.J.; Domingo, F.; García, M.; Pulido-Bosch, A.; Puigdefábregas, J. (2008). An ecohydrological modelling approach for assessing long-term recharge rates in semiarid karstic landscapes. *Journal of Hydrology* 351: 42-57.
- Custodio, E. (2010). Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance. *Contributions to Science* 6(1): 81-97.
- Custodio, E.; Llamas, M.R.; Samper, J. (1997). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica*. IAH Grupo español /ITGE. Madrid. 455 pp.
- De Vries, J.J. & Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal* 10(1): 5-17.
- Domínguez, P. (2000). *Funcionamiento hidrogeológico y mecanismos de intrusión marina en sistemas carbonatados de estructura compleja: aplicación al Acuífero Inferior Noreste (AIN) del Campo de Dalías (Almería)*. Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona. 417 pp.
- Eliers, V.H.M.; Carter, R.C.; Rushton, K.R. (2007). A single layer soil water balance model for estimating deep drainage (potential recharge): An application to cropped land in semi-arid North-east Nigeria. *Geoderma* 140: 119-134.
- España, S.; Alcalá, F.J.; Pulido-Bosch, A.; Vallejos, Á. (2011). ArcE: a GIS tool for modelling actual evapotranspiration. *Computers & Geosciences*. doi:10.1016/j.cageo.2011.03.008.
- Frot, E.; Van Wesemael, B.; Solé-Benet, A.; House, M.A. (2008). Water harvesting potential in function of hillslope characteristics: A case study from the Sierra de Gador (Almeria province, south-east Spain). *Journal of Arid Environments* 72(7): 1213-1231.
- Gee, G.W. & Hillel, D. (1988). Groundwater recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods. *Hydrological Processes* 2: 255-266.
- Rushton, K.R.; Eilers, V.H.M.; Carter, R.C. (2006). Improved soil moisture balance methodology for recharge estimation. *Journal of Hydrology* 318: 379-399.
- Scanlon, B.R.; Keese, K.E.; Flint, A.L.; Flint, L.E.; Gaye, C.B.; Edmunds, M.; Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes* 20(15): 3335-3370.
- Serrano-Ortiz, P.; Domingo, F.; Cazorla, A.; Were, A.; Cuezva, S.; Villagarcía, L.; Alados-Arboledas, L.; Kowalski, A.S. (2009). Interannual CO<sub>2</sub> exchange of a sparse Mediterranean shrubland on a carbonaceous substrate. *Journal of Geophysical Research* 114, G04015, doi:10.1029/2009JG000983.
- Simmers, I.; Hendrickx, J.M.H.; Kruseman, G.P.; Rushton, K.R. (1997). *Recharge of phreatic aquifers in (semi)arid areas*. International Contributions to Hydrogeology 19. IAH. Balkema. Rotterdam. 292 pp.

Vallejos, A.; Pulido-Bosch, A.; Martín-Rosales, W.; Calvache, M.L. (1997). Contribution of environmental isotopes to the knowledge of complex hydrologic systems. A case study: Sierra de Gador (SE Spain). *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 1157-1168.

Wood, W.W.; Rainwater, K.A.; Thompson, D.B. (1997). Quantifying macropore recharge: examples from a semi-arid area. *Ground Water* 35(6): 1097-1106.