

Recarga a los acuíferos extensos a partir de la deposición atmosférica de cloruros y de la temperatura del terreno

E. Custodio

Dept. Ingeniería del Terreno, Cartográfica y Geofísica / Fundación CIHS. Universidad Politécnica de Cataluña. C/. Jordi Girona 1-3, Campus Nord, Edificio D2, Despacho 007. 08034 Barcelona (España)
Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
emilio.custodio@upc.edu

RESUMEN

Uno de los valores más imprecisos y al mismo tiempo esencial para el conocimiento y gestión de las aguas subterráneas es la recarga a los acuíferos, en especial en áreas extensas y con escasos datos. En circunstancias estacionarias, el balance del aporte de cloruro atmosférico es un método efectivo para estimar la recarga difusa media y su posible error. Se han producido avances en determinados acuíferos, en algunos de los cuales se tiene en cuenta las mezclas que se producen en el muestreo del agua subterránea del acuífero a causa de la variabilidad espacial de la recarga. También se considera el efecto de la recarga sobre la distribución de la temperatura en el terreno, como indicador de recarga. Se consideran ejemplos españoles en la Península Ibérica: Doñana, el Anoaia, el delta del Llobregat y toda la península, y en los archipiélagos de Canarias: Gran Canaria, Fuerteventura y La Gomera, y de Baleares: Mallorca.

Palabras clave: acuíferos, balance de cloruros, España, gradiente geotérmico, recarga

Recharge to extensive aquifers by means of atmospheric chloride deposition and ground temperature

ABSTRACT

One of the most uncertain and at the same time essential values for groundwater knowledge and management is aquifer recharge, especially in large areas with scarce data. Under steady state circumstances the atmospheric chloride deposition balance is an effective method to estimate average diffuse recharge and its possible error. Progress in the application are reported to some aquifers, in some of which the water mixtures in groundwater sampling from the aquifer due to recharge spatial variability are considered. Also, recharge affects in ground temperature distribution is considered as an indicator of recharge. Spanish examples from the Iberian Peninsula: Doñana, Anoaia, the Llobregat delta, and the whole territory are considered, and also from the archipelagos The Canaries: Gran Canaria, Fuerteventura and La Gomera, and the Balearic Islands: Mallorca.

Key words: aquifer, chloride balance, geothermal gradient, recharge, Spain

Introducción

La correcta evaluación de la recarga a los acuíferos es crucial para establecer cuantitativamente el funcionamiento y balance de los sistemas acuíferos, y al mismo tiempo es uno de los mayores desafíos a la ciencia hidrogeológica dadas las generalmente grandes imprecisiones asociadas. La recarga a un acuífero freático depende por un lado de la precipitación y su distribución a nivel diario, y de las condiciones atmosféricas ambientales, principalmente la temperatura, y por otra de las características del suelo edáfico y de la vegetación que soporta. Así hay variaciones a lo largo del año, de un año a otro y según el

lugar. Además la recarga puede estar influida por acciones antrópicas que afectan al estado del territorio.

La evaluación de la recarga puede variar desde valores referidos a un lugar determinado y en cierto intervalo de tiempo (por ejemplo para estudios en relación con la contaminación antrópica) hasta valores medios para un territorio amplio, desde anuales a valores medios multianuales. Cada caso requiere aplicar métodos diferentes. También los diferentes métodos disponibles proporcionan valores que hacen referencia a situaciones espaciales y temporales diferentes, y por lo tanto los resultados pueden y suelen ser distintos. En cualquier caso es muy acon-

sejable usar simultáneamente varios métodos, lo más independientes entre sí como sea posible, así como calibrar los más simplificados por comparación con los más sofisticados, que requieren mayor información, aunque no siempre por ello han de ser más precisos y sin sesgo.

La estimación de la recarga debería ir acompañada de una estimación de la incertidumbre, lo que es necesario para poner en contexto las elaboraciones que se puedan hacer posteriormente. Aunque el coeficiente de variación (desviación estándar dividida por el valor medio) para valores acumulados anuales de la recarga en condiciones normales valga entre 0,1 y 0,3, no es raro que pueda llegar a valer 0,3 a 0,5, e incluso más, aunque esta circunstancia no queda especificada en la mayoría de casos. Esta notable incertidumbre también se presenta en el caso de otras variables hidrológicas y de la Naturaleza, aunque con frecuencia no se dice y se dan cifras ilusoriamente precisas, que hacen que las planificaciones del agua carezcan de margen para albergar la inevitable incertidumbre asociada, y que las atribuciones legales puedan llegar a ser incorrectas y fuente de conflictos.

Hay diversos métodos para estimar la recarga (Custodio y Llamas, 1976/1983; De Vries y Simmers, 2002; Lerner et al., 1990; Scanlon et al., 2002; Simmers et al., 1997; Custodio et al., 1997). Hay que distinguir los de carácter local de los regionales, los que se refieren a un tiempo determinado de los a largo plazo. Los métodos locales se basan principalmente en resultados de lisímetros, repetición de perfiles de humedad del suelo con su interpretación mediante la ecuación de Richards, y también de su contenido salino (principalmente de cloruro), y ensayos con trazadores artificiales. Los métodos regionales más utilizados son los de balance del agua de precipitación infiltrada en el suelo edáfico, con valores que se suponen representativos del área en que se aplican, y más recientemente por balances en múltiples porciones homogéneas del territorio con ayuda de técnicas de Sistemas de Información Geográfica. La calibración de parámetros y la validación meteorológica se basan en la capacidad de reproducir las variaciones temporales observadas del nivel freático o de la descarga en manantiales y cursos de agua.

Con frecuencia se supone que el nivel freático está suficientemente por debajo de la base del suelo edáfico. Cuando el nivel freático es alto, las plantas freatófilas toman agua subterránea y la transpiran, e incluso se puede producir evaporación directa, con lo que la recarga neta es menor que la total. También sucede cuando la recarga se concentra en un periodo corto de tiempo y se llegan a formar cuerpos de agua

colgados temporales, con descarga lateral que contribuyen a la escorrentía superficial diferida. La consideración de estos hechos requiere modificar convenientemente los métodos de evaluación.

El balance en el terreno de la aportación atmosférica de ión cloruro es un método para la evaluación de la recarga a los acuíferos freáticos que es independiente de los hidrodinámicos. De aplicabilidad mucho más reducida es el análisis de la perturbación térmica que la recarga produce en el terreno ya que sólo es aplicable con altas tasas de recarga. Ambas son técnicas regionales para la evaluación de la recarga media multianual, y son las que se consideran muy sucintamente en este escrito. Para mayor detalle se remite a las referencias.

Recarga a partir del balance en el suelo de la aportación salina atmosférica

La deposición atmosférica húmeda (precipitación) y seca (polvo) aporta una cantidad de sales al terreno, variable a lo largo del tiempo, pero con unos valores medios estacionarios si el clima es estable no se han producido cambios territoriales significativos. Entre las sustancias aportadas, el cloro, que en su casi totalidad está como ión cloruro, es la de mayor interés por su carácter conservativo y no sufrir interacciones a largo plazo con el terreno si se produce recarga (no se acumula por precipitación de sales salvo en clima árido), a pesar de que puede hacer cierta retención temporal en la materia orgánica del suelo edáfico.

La deposición atmosférica se puede determinar por muestreo repetido a lo largo del tiempo en dispositivos totalizadores que recojan la deposición húmeda (con la lluvia) y seca, en condiciones similares de entorno y de turbulencia a las que se producen en la superficie del terreno (Alcalá, 2006; Alcalá y Custodio, 2008a). Es cartografiable con su incertidumbre. El balance de cloruro en el terreno a largo plazo (es decir sin variación del almacenamiento en el perfil del terreno) y sin otras fuentes de cloruro naturales o antrópicas, en condiciones climáticas y territoriales estables, es:

$$\text{deposición atmosférica (A)} = \text{recarga (R)} \times \text{concentración de Cl (Cl}_R\text{)} \\ - \text{escorrentía superficial (ES)} \times \text{concentración de cloruro (Cl}_{ES}\text{)}$$

En muchos casos $ES \cdot Cl_{ES}$ es un término menor y puede despreciarse en terreno llano, en especial en climas semiáridos, pero no siempre, y puede ser una causa importante de sesgo en determinadas circunstancias.

Esta metodología ya se aplicó en la década de 1960 (Erikson y Khunakasem, 1969) y se ha ido aplicando con éxito para evaluar valores medios areales (Custodio et al. 1997; Custodio, 2009), cuando existe o se puede generar información suficiente sobre la deposición atmosférica de cloruro. Ya existen mapas regionales en varios países. Se puede estimar la incertidumbre de los diferentes términos a través de series de datos y muestreos repetidos. Con ello es posible estimar la incertidumbre de la estimación de la recarga (Alcalá, 2006).

La información adecuada sobre el contenido en cloruro del agua de recarga es difícil ya que en general no hay datos hidrogeoquímicos sobre el medio no saturado, y menos cuando el nivel freático es profundo y/o el medio es roca consolidada. La recarga evaluada a partir del contenido en cloruro de las aguas subterráneas de la parte inmediata al nivel freático, presupone que existe un flujo estacionario por el medio no saturado. En general es cierto, salvo para tasas muy pequeñas de recarga en medio árido y semiárido y con grandes espesores de la zona vadosa. En medios no saturados en los que se produce flujo preferente de agua por discontinuidades en vez de flujo difuso, los resultados de la evaluación hay que ponerlos en el contexto adecuado. La fisuración abundante del suelo edáfico y de la parte superior del terreno produce infiltración que evita en gran manera la evapotranspiración edáfica, pero que a efectos prácticos se suma de forma difusa en la entrada al nivel freático, excepto en el caso de fisuras grandes esporádicas y alimentadas desde la superficie, o por el medio edáfico cuando se satura tras lluvias intensas, o a partir de acuíferos colgados estacionales o permanentes.

Manantial	Recarga (R) mm/a	R/P
Santa Candia	205±70	0,33±0,11
Molí Major	195±124	0,30±0,19
R. Carme (Cal Tort)	130±55	0,19±0,08
Capellades	165±65	0,25±0,10
Les Deus	125±110	0,21±0,18

Tabla 1. Recarga media(R) y su incertidumbre (± 1 desviación estándar) en la Unidad Anoia. P = precipitación media. R/P tiene en cuenta la propagación de errores

Table 1. Average recharge (R) and its uncertainty (± 1 standard deviation) for the Anoia Unit. P = average precipitation. R/P considers error propagation

No siempre se dispone pozos y sondeos de muestreo que justo penetren hasta el nivel freático. Lo más común es que se trate de captaciones con notables penetraciones en el acuífero, de modo que la muestra que se extrae de las mismas por bombeo es una mezcla de aguas recargadas en diversos lugares del territorio, tanto más alejadas cuando mayor es la profundidad bajo el nivel freático. En acuíferos en pendiente el contenido en cloruro de la recarga local puede variar notablemente en el espacio (Custodio et al., 1997). El tratamiento de tales casos se puede hacer integrando el efecto de recarga a lo largo de la cuenca para obtener funciones areales de recarga, como se presenta en Custodio et al. (1997) y Custodio (2009).

Ejemplos de evaluación de la recarga por balance de cloruros en el suelo en España

Aquí se dan de forma muy resumida los resultados obtenidos para algunas áreas de España. Una recopilación general se encuentra en Alcalá (2006) y los datos más recientes de los casos aquí presentados en Custodio (2009). Sólo se pretende ilustrar el potencial del método. Las referencias de detalle se encuentran en esas publicaciones.

La Unidad Anoia es un macizo carbonatado situado 60 km al noroeste de Barcelona (NE de España), con descarga por varios manantiales y precipitación media entre 600 y 675 mm/año. Los resultados se dan en la tabla 1. Las muestras son de manantiales localmente importantes. La relativamente pequeña variación altitudinal y ambiental de la deposición atmosférica de cloruro no exige correcciones espaciales. La recarga se refiere a la cuenca de alimentación del manantial.

La Serra de Tramuntana es la elevada cordillera costera al norte de la isla de Mallorca, en el mar Mediterraneo, 250 km al sur-sudeste de Barcelona. Existe un notable efecto altitudinal, con precipitación media que crece desde 750 a 1000 mm/a desde la costa hasta la cumbre (más de 1000 m). Los resultados se indican en la tabla 2. Aunque hay una gran variación territorial de la recarga, que se integra en el agua de los manantiales, la deposición atmosférica de cloruro es poco variable, lo que soslaya la necesidad de corrección territorial. La recarga se refiere a la cuenca de alimentación del manantial.

Doñana es un amplio territorio llano en el sudoeste de España, al final de la depresión del Guadalquivir. Se trata de materiales arenosos recientes y una extensa marisma estacional, que alberga una de las áreas naturales más importantes de Europa. La precipitación media varía entre 550 y 600

Manantial	Recarga (R) mm/a	R/P
Sa Costera	435±80	0,48±0,10
Ses Ufanes	290±70	0,36±0,10
S'Almadrava	215±30	0,29±0,06

Tabla 2. Recarga media (R) y su incertidumbre en la Serra de Tramuntana de Mallorca. El terreno kárstico está casi desnudo en la cuenca de Sa Costera, con vegetación rala en la de Ses Ufanes y con bosque en la de S'Almadrava. P = precipitación media. R/P tiene en cuenta la propagación de errores

Table 2. Average recharge (R) and its uncertainty (± 1 standard deviation) for the Serra de Tramuntana range (Mallorca). The karstic land is almost bare in the Sa Costera catchment, with sparse vegetation in that of Ses Ufanes, and forested in that of S'Almadrava. P = average precipitation. R/P considers error propagation

mm/a. La principal área de recarga del sistema acuífero es la arenosa, que tiene una cubierta eólica estabilizada reciente situada en el sector oeste (El Abalarío). Se han realizado diversos estudios de recarga a diferentes niveles de detalle (De Haro et al, 2000; Iglesias et al., 1996; López y Giráldez, 1999; Trick, 1998; Trick y Custodio, 2004). Se ha muestreado

el agua subterránea inmediata al nivel freático a partir de una extensa red piezométrica multitubo. Los resultados de la estimación de la recarga se muestran en la Figura 1 y en la tabla 3.

Se han realizado diversas aplicaciones en las Islas Canarias, en el Océano Atlántico, 1500 km al sur de la Península Ibérica y frente a la costa Sahariana de África. Se trata de islas oceánicas volcánicas con un apreciable relieve, con la cumbre a 3700 m de altitud en la isla de Tenerife. El clima es árido en la costa, con efecto orográfico sobre los vientos alisios húmedos del noroeste, por lo que en las islas altas la precipitación media (P), que es de 80–150 mm/a en la costa, asciende hasta 1000 mm/a entre 800 y 1500 m de altitud (cumbres) a barlovento, y descae de nuevo más arriba. Las muestras proceden principalmente de captaciones con una notable penetración, y de algunos manantiales. Como el efecto altitudinal en la precipitación y en la deposición atmosférica de cloruro es muy relevante, hay que corregir el efecto de acuífero en ladera. Esto no permite, por ahora, estimar la incertidumbre.

En el sector noreste de la isla de Gran Canaria, entre semiárido en la costa y subhúmedo en cumbres (1500 m), se tiene el resultado de la Figura 2. Para el sector sudeste, que es árido (P de 80 a 150 mm/a, de costa a cumbre a 900 m) se obtiene una recarga media en cumbre de 30 mm/a, que decrece hacia la costa a la tasa de 3 mm/a/km, donde resulta R=0 mm/a.

En la isla de Fuerteventura, de clima árido, la precipitación media varía entre 60 y 200 mm/a desde la costa a la cumbre del Macizo de Betancuria, de 800 m de altitud. La recarga media varía entre >1 y 5 mm/a,

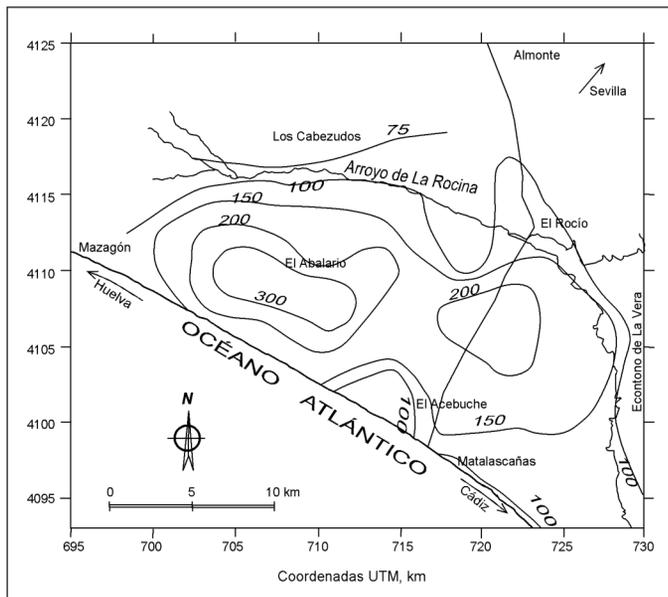


Figura 1. Estimación de la recarga media en mm/a para el área de El Abalarío, oeste de Doñana, Huelva (SW de España) por balance de la deposición media de cloruro atmosférico, utilizando datos de la parte superior del acuífero freático (según Custodio, 2009)

Figure 1. Average recharge estimation in mm/a for the El Abalarío area, western Doñana area, Huelva (SW Spain) by means of average chloride atmospheric deposition balance, by using data from the top water-table aquifer (after Custodio, 2009)

Área	Recarga (R) mm/a	R/P
Franja costera	95±50	0,17±0,09
Trasdunas costeras	145±75	0,24±0,13
Domo de El Abalarío	140±85	0,23±0,14
La Mediana	165±100	0,25±0,16
Sur de La Rocina	125±80	0,21±0,15
Norte de La Rocina	70±40	0,11±0,06
Ecotono de la Vera	125±70	0,21±0,12

Tabla 3. Recarga media (R) y su incertidumbre en el Área de Doñana. P = precipitación media. R/P tiene en cuenta la propagación de errores

Table 3. Average recharge (R) and its uncertainty for the Doñana Area. P = average recharge. R/P considers error propagation

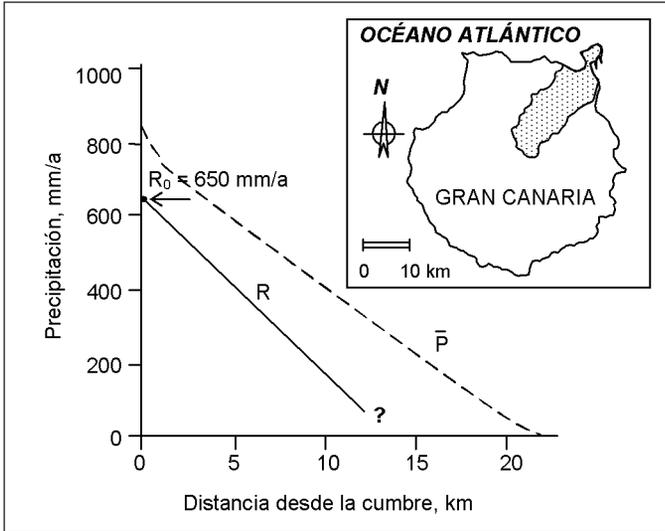


Figura 2. Evaluación de la recarga media a lo largo del sector nor-oriental (cuencas del Guiniguada-Tenoya) de la isla de Gran Canaria con datos de pozos penetrantes, por lo que se ha considerado el efecto de acuífero en pendiente (Custodio, 2009)
 Figure 2. Average recharge evaluation along the northeastern sector of the Gran Canaria Island (Guiniguada-Tenoya watersheds) using data from deep penetrating wells. Due to this circumstances the slopping aquifer effect has been considered (Custodio, 2009)

con notable incertidumbre (coeficiente de variación superior a 0,5).

En la isla de La Gomera, con altitud de 1350 m, el lado norte está bien vegetado, mientras el lado sur es aparentemente árido por la escasa vegetación, aunque es más un efecto de suelo escaso y poco retentivo que de falta de precipitación. Los datos de las aguas subterráneas son de manantiales y de pequeñas descargas (rezumes). La recarga media, corregida territorialmente para los manantiales, varía entre 50 y 600 mm/a. Este último valor es casi del 80% de la precipitación media en cumbre, aunque este resultado debe ser reconsiderado cuando se disponga de nuevos datos.

La recarga media mediante la aplicación del balance en el suelo de la deposición atmosférica de cloruro a todo el territorio español peninsular es la que se muestra en la Figura 3.

Perturbaciones térmicas del terreno debidas a la recarga

El calor interno de la Tierra se disipa hacia la atmósfera a través de las rocas, dando origen a una temperatura creciente en profundidad, con un gradiente que en los primeros centenares de metros toma un valor más frecuente entorno de 0,03°C/m. Los mate-

riales no consolidados (arenas, limos y arcillas) saturados tienen una difusividad térmica (a) entre $0,6 \cdot 10^{-6}$ y $0,09 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, aunque la cifra puede variar al tener en cuenta el efecto de dispersividad hidrodinámica.

La recarga supone la circulación vertical por el terreno de agua de diferente temperatura. Esto perturba el perfil de temperatura, cuyo gradiente se altera para decrecer cerca de donde el penetra agua y luego crecer en puntos más dejados a partir de los que se restablece el flujo térmico predominantemente conductivo. La recarga por la lluvia desde la superficie es en general más fría, mientras que el agua que se puede transferir ascensionalmente desde formaciones profundas hacia otras menos profundas, a través de un acuitardo o zonas intermedias de un acuífero de gran espesor, suele ser más caliente, aunque a veces sucede lo contrario por circunstancias locales.

La distribución del gradiente térmico vertical entre dos niveles de terreno a profundidades $z_0=0$ y z_f , para una difusividad térmica a , y temperatura θ_0 donde penetra la recarga vertical y θ_f fija en el otro extremo, viene dada por la ecuación (Cartwright, 1979; Bredehoeft y Papadopulos, 1965):

$$\frac{\theta - \theta_0}{\theta_f - \theta_0} = \frac{e^{\beta z/z_f} - 1}{e^\beta - 1}; \quad \beta = \frac{qz_f}{a}$$

en la que θ es la temperatura a la profundidad z y q el flujo vertical de agua, que para la penetración desde la superficie es la recarga.

El gradiente vertical vale:

$$i = (\theta_f - \theta_0) \frac{\beta}{z_f} \cdot \frac{e^{\beta z/z_f}}{e^\beta - 1}$$

o bien

$$\log i = \frac{\beta}{z_f} z \log e + \log \left(\frac{\beta}{z_f} \cdot \frac{\theta_f - \theta_0}{e^\beta - 1} \right)$$

que en un gráfico $\log i$ en función de z es una recta de pendiente $\beta/z_f \cdot \log e$. $\log e = 0,4343$.

El análisis de perfiles térmicos por debajo de la zona de efecto térmico estacional permite determinar β , y por lo tanto q , siempre y cuando pueda suponerse que el flujo del agua es esencialmente vertical.

Aplicaciones a Doñana y al Delta del Llobregat

En diversos acuíferos españoles y en diferentes momentos se han realizado perfiles térmicos de sondeos de observación, aunque con precisión reducida,

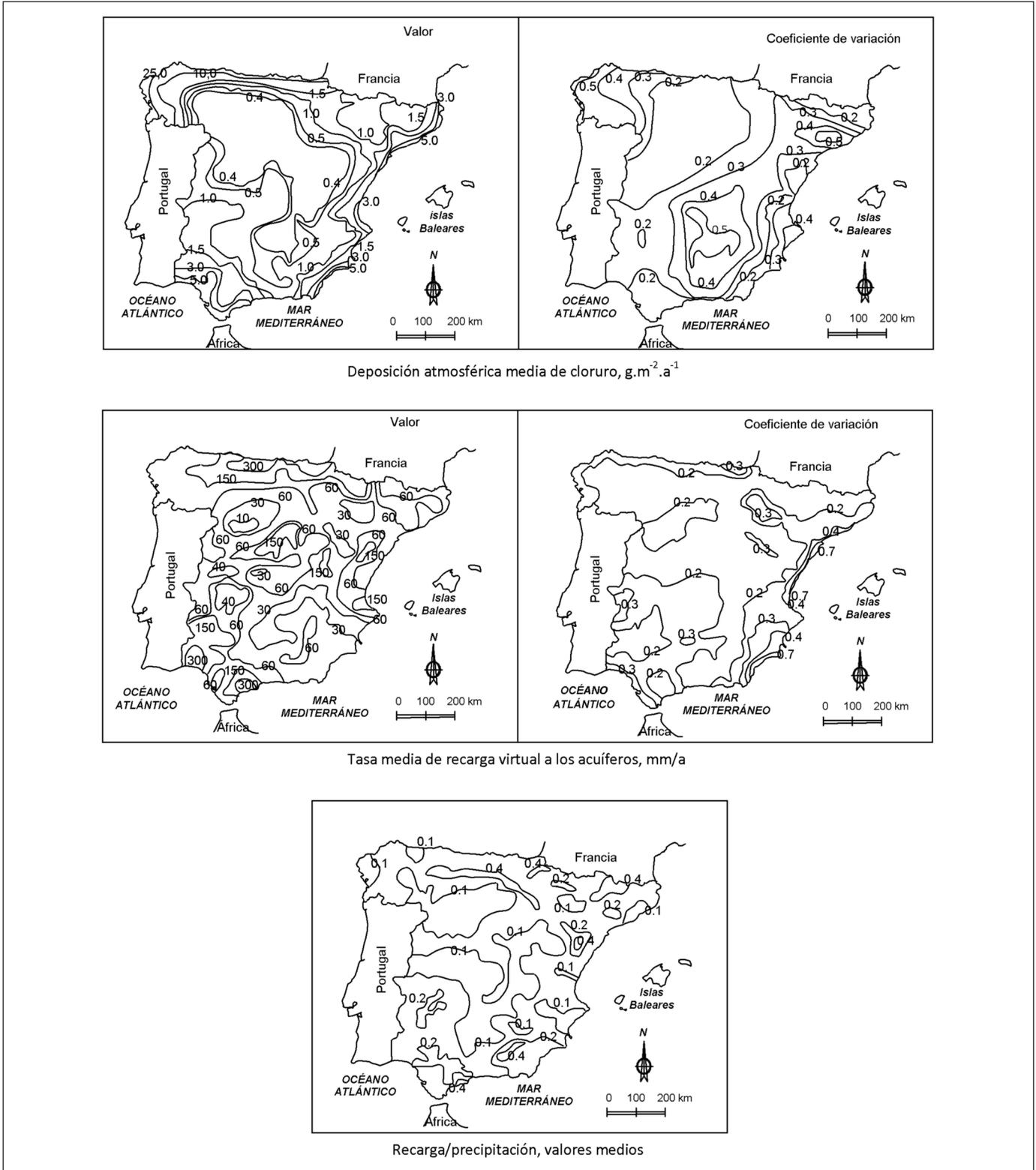


Figura 3. Evaluación de la recarga media en la España peninsular, con indicación de la deposición media atmosférica de cloruro y su incertidumbre, la tasa de media de recarga y su incertidumbre, y la fracción que supone la recarga media respecto a la precipitación media (Custodio, 2009, a partir de datos de Alcalá, 2006)

Figure 3. Average recharge evaluation in peninsular Spain, showing average atmospheric chloride deposition and its uncertainty, average recharge rate and its uncertainty, and the ratio of average recharge rate to average precipitation (Custodio, 2009, using data from Alcalá, 2006)

ya que la instrumentación empleada sólo era capaz de discriminar a nivel de 0,1°C. Se trata de sondeos bien entubados, con rejilla únicamente en su extremo inferior, de modo que se supone que no hay flujo de agua en su interior ni efectos de convección térmica. En estos casos el efecto de la variación térmica anual llega a 15–20 m de profundidad.

En el área de Doñana existe una perturbación térmica producida por la reciente alteración de los usos del territorio. Los resultados han sido ya analizados (Custodio et al., 1996) y aquí se aportan algunas nuevas elaboraciones. La distribución del gradiente térmico bajo la zona de variaciones superficiales es la que muestra la Figura 4. En el área principal de recarga, el sector oeste (El Abalarío), donde hay un flujo de agua vertical descendente por las arenas finas hacia los niveles de arenas gruesas y gravas profundas, el gradiente térmico decrece inicialmente. A lo largo del Ecotono de la Vera se tiene una de las áreas regiona-

les de descarga, con flujos de agua ascendentes y pequeños gradientes térmicos (0,005°C/m) en una franja estrecha, y con la temperatura media algo mayor. Esto delata el efecto localizado de descarga ascendente desde los niveles profundos del acuífero. Los gradientes geotérmicos observados se explican para β entre 1 y 1,5. Para $a = 0,8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ y $z_f = 60 \text{ m}$ es $q = 420$ a 630 mm/a . Entre los diferentes perfiles térmicos disponibles (fig. 5) se analiza el de El Arenosillo (fig. 6), obteniéndose groseramente que β vale entre 1 y 1,5. El valor de q (recarga) obtenido es un tanto elevado y aunque de similar orden de magnitud, respecto a lo obtenido con otros métodos, entre ellos el balance de cloruro de la figura 1, y de lo que se obtiene por modelación. Esto se podría explicar por no ser el flujo totalmente vertical, por efectos hidrodinámicos en el valor de a no considerados y la insuficiente precisión en la medida de la temperatura.

El Delta del Llobregat está al sudoeste de

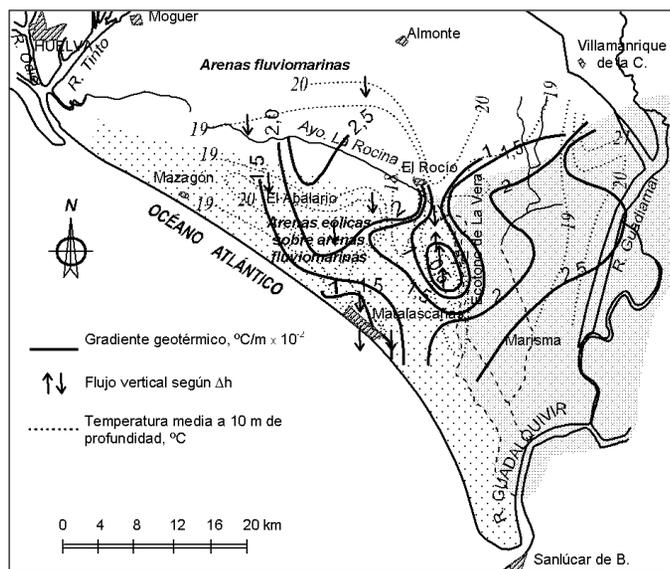


Figura 4. Área de Doñana, en el sudoeste español, con las áreas de arena eólica (punteado), arena fluvio-marina y marisma estacional. El agua recargada en el área de El Abalarío fluye hacia la costa, al arroyo de La Rocina y al ecotono de La Vera. Se muestra el gradiente geotérmico vertical y la temperatura media del terreno a 10 m bajo la superficie (modificado de Custodio et al., 1996). El flujo vertical es el deducido de las variaciones verticales de nivel piezométrico (Δh) en los multipiezómetros

Figure 4. The Doñana Area, southwestern Spain, with the eolian sand areas (dotted), fluvio-marine sands and seasonal marshes. Water recharged in the El Abalarío area flows toward the coast, the La Rocina creek and the La Vera ecotone. The average vertical geothermal gradient and the average ground temperature 10 m below the surface are shown (modified from Custodio et al., 1996). Vertical flow is deduced from vertical piezometric level changes (Δh) in the piezometer clusters

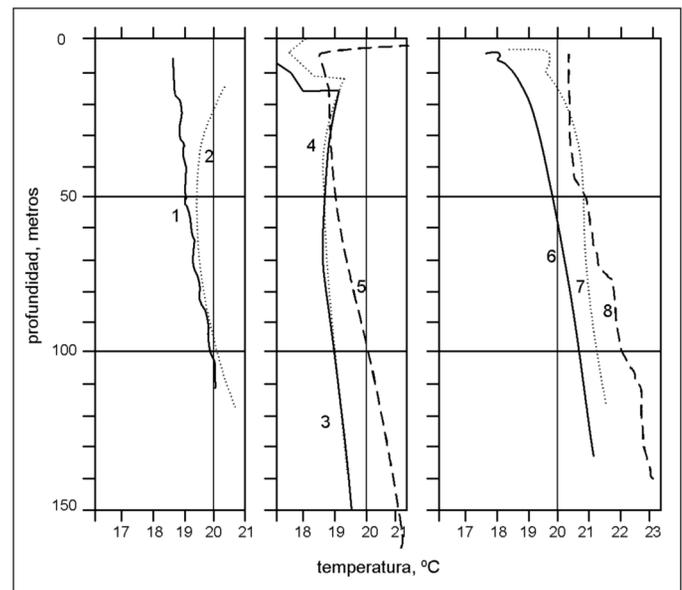


Figura 5. Perfiles geotérmicos de sondeos en el Área de Doñana, con sensibilidad de 0,1°C. Son sondeos entubados con la rejilla en el fondo, salvo el 8 que es multirejilla a todo lo largo. Efecto de recarga en los perfiles 1 y 2. Posible descarga profunda en el perfil 6 y quizás en el 5. Los diferentes perfiles corresponden a 1.- El Asperillo; 2.- El Alamillo; 3.- Surfásaurus-Matalascañas; 4.- Oeste de Matalascañas; 5.- Palacio de Doñana; 6.- Marismas M1.1; 7.- Marismas AM.1; 8.- El Pescante

Figure 5. Borehole geothermal profiles in the Doñana Area, with 0,1°C sensitivity. The boreholes are cased ones with only a bottom screen, except no. 8 that has several screens along it. There is possible deep discharge in profile 6, and perhaps in 5. The different profiles correspond to 1.- El Asperillo; 2.- El Alamillo; 3.- Surfásaurus-Matalascañas; 4.- West Matalascañas; 5.- Palacio de Doñana; 6.- Marshes M1.1; 7.- Marshes AM.1; 8.- El Pescante

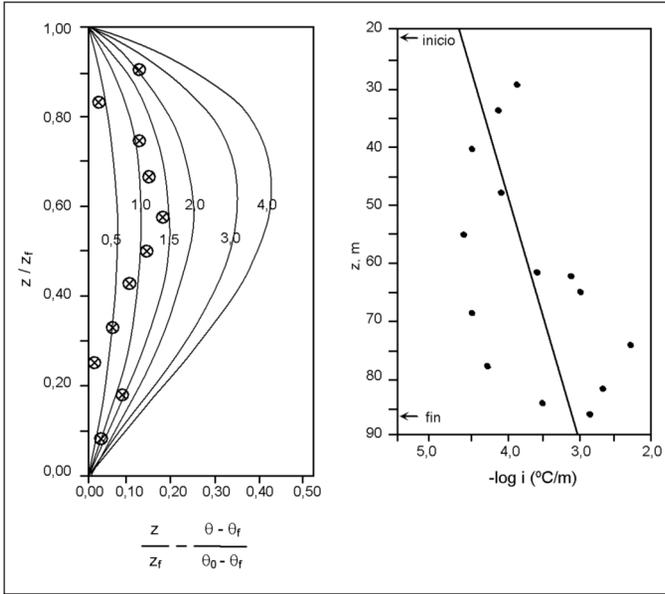


Figura 6. Aplicación de las fórmulas del efecto de la recarga en el perfil geotérmico del sondeo El Arenosillo (área costera del oeste de Doñana). Las notables desviaciones son debidas al uso de una sonda con sensibilidad de sólo 0,1°C

Figure 6. Application of the recharge effect formulae to the El Arenosillo geothermal profile (western Doñana coastal area). The conspicuous deviations are due to 0,1°C sensitivity of the temperature probe

Barcelona, dentro de su Área Metropolitana. Es un biacuifero, con sus niveles profundos intensamente explotados desde el valle hasta la mitad del área (Custodio, 2007). La perturbación térmica es intensa, en buena parte por la transformación desde 1970 de extensas áreas regadas con canal en áreas urbanas e industriales, y superficies ocupadas por el aeropuerto y las áreas de mercancías del puerto. En el acuitardo limoso-arcilloso que separa el acuífero profundo (a 40–70 m de profundidad) del superior (menos de 15 m de espesor) no se aprecia ya el transitorio de la perturbación por lo que únicamente se puede analizar la distribución de gradientes térmicos (fig. 7). En ciertas áreas estos pueden ser negativos al estar la superficie calentada por la ocupación industrial (mayor absorción de radiación solar y menor enfriamiento por evapotranspiración) mientras el agua del acuífero profundo, que se renueva abundantemente hasta las posiciones de los pozos (mitad del delta), mantiene la temperatura más fría de recarga, además del efecto refrigerador de la proximidad al mar Mediterráneo (figura 8). El hecho de que se aprecien gradientes térmicos verticales aproximadamente constantes indica que domina el efecto de conducción térmica sobre el de advección de agua, o sea que el flujo vertical

ascendente o descendente de agua es menor que 100 mm/a.

Agradecimientos

Este trabajo, que es muy resumido por razones de espacio, se presentó oralmente en el VI Congreso Argentino de Hidrogeología (AIH-GA) y IV Simposio Hispano-Argentino de Técnicas Modernas en Aguas Subterráneas, que tuvo lugar en Santa Rosa (La Pampa, Argentina) en la última semana de Agosto de 2009. Se agradece a los organizadores (Drs. C. Schulz, E. Mariño, L. Vives y L. Rodríguez) la invitación para participar, y al comité científico la relación de este trabajo para ser publicado en el BGM, en especial a la Dra. María del Carmen Cabrera. Los datos de tempe-

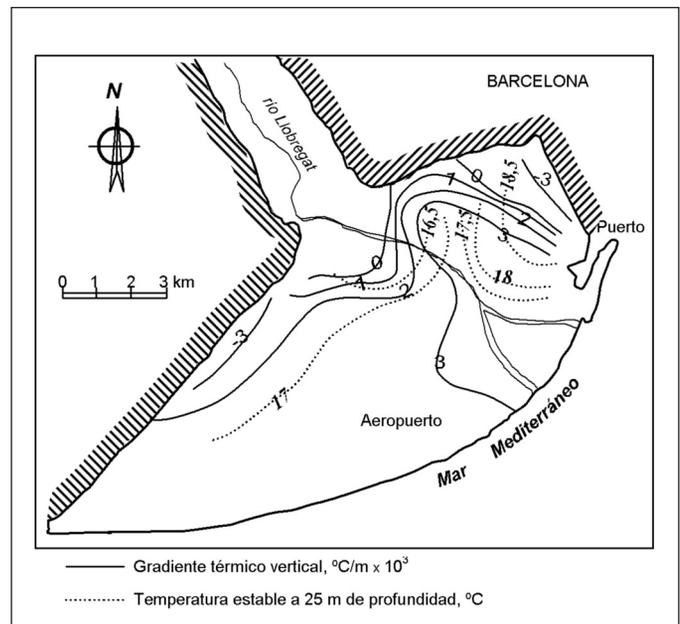


Figura 7. Distribución del gradiente geotérmico vertical entre la superficie y el acuífero profundo del Delta del Llobregat (Barcelona), y de la temperatura estable a 25 m de profundidad. En el sector noroeste y el área oriental (Zona Franca) se ve el calentamiento por ocupación industrial y urbana desde hace más de 40 años de un territorio que antes era agrícola. Esto se refleja en un gradiente geotérmico negativo al mantenerse más fría el agua del acuífero profundo por recarga por el borde y transferencia lateral desde el valle bajo. Datos de 1996

Figure 7. Vertical geothermal gradient distribution between land surface and the deep Llobregat delta aquifer (Barcelona), and of the stable temperature at 25 m depth. In the northwestern sector and the eastern area (Zona Franca) the heating due to the industrial and urban land occupation of former agricultural lands for more than 40 years is seen. This produces a negative geothermal gradient since the deep aquifer water is kept cooler by boundary and lateral transfer recharge from the lower valley. Data from 1996

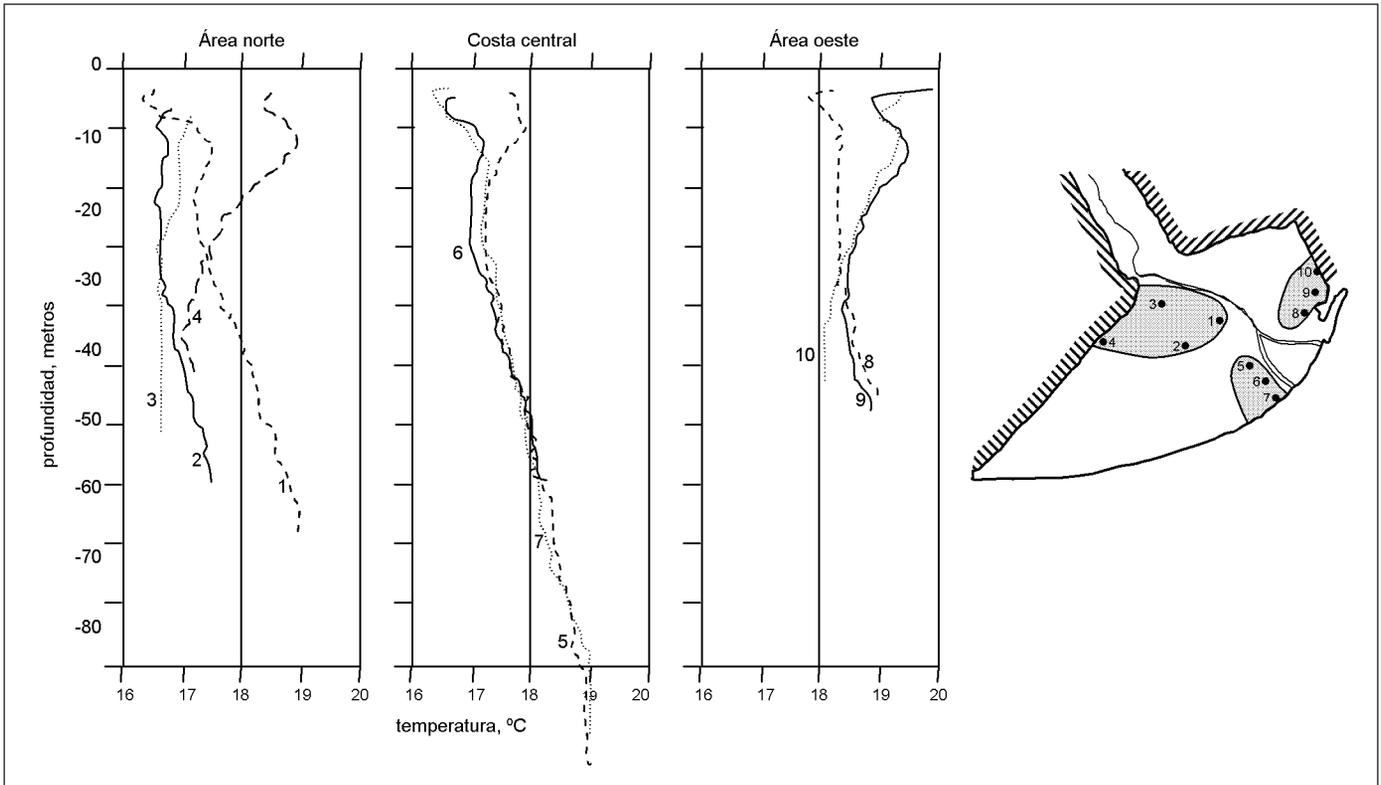


Figura 8. Perfiles geotérmicos en tres áreas del Delta del Llobregat, con resolución de 0,1°C. El área norte evoluciona desde confinada a semiconfinada al desplazarse hacia el borde. El área costera central está confinada. El área oeste es industrial y urbana, pero el acuífero profundo tiene agua más fría que se recarga en el valle bajo del río y el borde. Datos de 1996

Figure 8. Geothermal profiles of three Llobregat Delta areas, with 0,1°C resolution. The north area evolves from confined to leaky when moving toward the boundary. The coastal area is a confined one. The western area is industrial and urban, but the deep aquifer has cooler water recharged in the river valley and at the boundary. Data from 1996

ratura del Delta del Llobregat fueron tomados por la Dra. M. Manzano, que los ha cedido gentilmente.

Referencias

- Alcalá, F.J. 2006. *Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico*. Tesis doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya (UPC). Barcelona. 2 Vols, 1-719.
- Alcalá, F.J. and Custodio, E. 2008a. Atmospheric chloride deposition in continental Spain. *Hydrological Processes*, 22(98), 3636-3650.
- Bredehoeft, J.D. and Papadopoulos, I.S. 1965. Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. *Water Resources Research*, 15, 1616-1622.
- Cartwright, K. 1979. Measurement of fluid velocity using temperature profiles: experimental verification. *Journal of Hydrology*, 43, 185-194.
- Custodio, E. 2007. Acuíferos detríticos costeros del litoral mediterráneo peninsular: valle bajo y delta del Llobregat. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra: Las Aguas Subterráneas*. Rev. Asoc. Esp. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra. Madrid, 15(3), 295-304.
- Custodio, E. 2009. Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance in the soil. *Contributions to Science I*, 5(2) (en prensa).
- Custodio, E. y Llamas, M.R. (eds) 1976/1983. *Hidrología subterránea*. Ediciones Omega. Barcelona, 3 Vols, 1-2350.
- Custodio, E. et al. 1996. Análisis térmico preliminar de los acuíferos en Doñana. *Actas IV Simposio del Agua en Andalucía (IV - SIAGA)*. II, 57-87.
- Custodio, E. et al. (eds) 1997. *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la Planificación Hidrológica*. Assoc. Intern. Hidrogeólogos-Grupo Español. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1-455.
- De Haro, J.M. et al. 2000. Variación temporal de la recarga al acuífero freático del Parque Natural de Doñana, Huelva. *Boletín Geológico y Minero*, 111(1), 77-88.
- De Vries, J.J. and Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10, 5-17.
- Eriksson, E. and Khunakasem, V. 1969. Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposi-

- tion of chloride in the Israel coastal plain. *Journal of Hydrology*, 7(2), 178–197.
- Iglesias, M. *et al.* 1996. Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el area de El Abalarío, Doñana, Huelva. *Actas del III Simposio del Agua en Andalucía*. Almería. II, 99–121.
- Lerner, D.N. *et al.* 1990. Groundwater recharge: A guide to understanding and estimating natural recharge. *International Contributions to Hydrogeology*. Intern. Assoc. Hydrogeologists. Vol: 8. Heise. Hannover, 1–345.
- López, J.J. y Giráldez, J.V. 1999. Estimación de la recarga mediante un método de balance de agua en el suelo desnudo del Parque Natural del entorno de Doñana. *Ingeniería del Agua*, 6(1), 37–48.
- Scanlon, B.R. *et al.* 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 18–39.
- Simmers, I. *et al.* 1997. Recharge of phreatic aquifers in (semi)arid areas. *Contributions to Hydrogeology* 19, Intern. Assoc. Hydrogeologists. Balkema, 1–277.
- Trick, T. 1998. *Impactos de las extracciones de aguas subterráneas en Doñana: aplicación de un modelo numérico con consideración de la variabilidad de la recarga*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona.
- Trick, T. and Custodio, E. 2004. Hydrodynamic characteristics of the western Doñana region (area of El Abalarío), Huelva, Spain. *Hydrogeology Journal*, 12(3), 321–335.

Recibido: febrero 2009
Revisado: agosto 2009
Aceptado: agosto 2009
Publicado: diciembre 2009