

FLUJO DE CLORURO POR LA ESCORRENTÍA DIRECTA EN ESPAÑA

F.J. Alcalá

Estación Experimental de Zonas Áridas
Consejo Superior de Investigaciones Científicas
General Segura, 1. 04001 Almería, España
francisco.alcala@upc.edu

E. Custodio

Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica
Universidad Politécnica de Cataluña
08034 Barcelona, España

Resumen: Se ha estudiado el flujo del ion cloruro por la escorrentía directa en el territorio español con vistas a evaluar la recarga a los acuíferos mediante métodos químicos ambientales. Las series plurianuales de datos bibliográficos y de datos elaborados por los autores de este trabajo sobre el volumen de escorrentía directa y su contenido en Cl han permitido calcular la tasa anual de flujo de Cl por la escorrentía, A_E , y su variación temporal en España. Los periodos de medida son generalmente inferiores a cinco años, y usualmente de un sólo año. Esto significa que los valores promedio de A_E tienen una notable incertidumbre, de hasta el 50 %, debida al corto periodo de muestreo. A_E oscila entre 2 y 8 g m⁻² a⁻¹ en zonas costeras, y entre 0,02 y 0,05 g m⁻² a⁻¹ en el centro peninsular. El coeficiente de variación varía entre 0,1 y 0,3 en zonas costeras, y entre 0,3 y 1 en zonas de interior. Se obtienen gradientes tentativos de disminución de A_E entre 0,05 y 0,2 g m⁻² a⁻¹ km⁻¹ en zonas costeras, que disminuyen hasta ~0,01 en el interior. En las áreas insulares de mayor relieve existe un claro componente radial de disminución de A_E desde la costa hacia el interior, con gradientes de ~ 0,5 g m⁻² a⁻¹ km⁻¹ y coeficientes de variación próximos a 1. El valor calculado de la recarga a los acuíferos es más ajustado a la realidad cuando se considera el flujo de Cl por la escorrentía directa. Así la tasa de recarga se reduce entre un 5 y un 30 % en zonas semiáridas respecto del valor que se obtendría comparando sólo la deposición total de Cl y el contenido en Cl del agua de recarga. La variación en zonas húmedas puede alcanzar el 50 % de la estimación.

INTRODUCCIÓN

Los métodos químicos ambientales constituyen una metodología ampliamente utilizada para estimar la recarga difusa por la lluvia a los acuíferos (Eriksson y Khunakasem, 1969; Wood y Sanford, 1995; Iglesias *et al.*, 1997; Custodio, 1997). Estos métodos se basan en el balance de un soluto conservativo, en este caso el ion cloruro (Cl⁻), comparando el aporte atmosférico total de Cl que se produce sobre el terreno por la precipitación y por la contribución de polvo atmosférico con el contenido en Cl del agua bajo el nivel freático, y descontando el flujo de Cl por escorrentía directa (superficial y subsuperficial) neta (entradas-salidas) (Custodio y Llamas, 1983; Wood y Sanford, 1995; Custodio, 1997). La recarga se calcula en régimen transitorio para un periodo de tiempo suficientemente amplio en el que se pueda despreciar la influencia de periodos vecinos (Scanlon *et al.*, 2006; Minor *et al.*,

2007) y en el que suele ser mínima la influencia de una posible retención de Cl en forma de compuestos organoclorados en el suelo (Öberg y Sandén, 2005).

En zonas áridas suele ser habitual despreciar el flujo de Cl por la escorrentía directa en el cálculo de la recarga a los acuíferos mediante balance de Cl debido a la reducida magnitud de este término dentro del balance de masas y por la complejidad que habitualmente supone medirlo. En estas zonas la escorrentía anual suele ser inferior al 5 % de la precipitación y suele concentrarse en unos pocos eventos singulares de precipitación (Wood y Sanford, 1995; Sami y Hughes, 1996; Bazuhair y Wood, 1996). Aunque la escorrentía directa no es nula, se ha considerado habitualmente así para no incluir el término de flujo de Cl asociado y de esta forma simplificar los cálculos de recarga a los acuíferos. En cambio la mayor magnitud de la escorrentía directa en zonas húmedas hace que su determinación sea importante para calcu-

lar con mayor precisión la recarga a los acuíferos mediante balance de CI (Prych, 1998).

Este trabajo presenta los resultados preliminares del cálculo del flujo de CI por la escorrentía directa que han servido para estimar la recarga a los acuíferos mediante balance de CI de forma distribuida a escala de todo el territorio español. Para obtener más información sobre los datos iniciales utilizados y los métodos de cálculo desarrollados, se recomienda consultar la Tesis Doctoral de Alcalá (2006) que está disponible en la página web [<http://www.tesisenxarxa.net/TDX-0607106-104930/>].

SELECCIÓN Y ADAPTACIÓN DE DATOS

El flujo de CI por la escorrentía directa, A_E (Figura 1), se define como:

$$A_E = E \cdot C_E \quad (1)$$

donde E es el volumen medio anual de escorrentía directa (mm a^{-1}) y C_E es su concentración media en CI (g L^{-1}). La precisión en la estimación requiere que C_E deba tener un origen exclusivamente atmosférico y que no incluya otras fuentes de CI de origen natural o antrópico. E no debe incluir escorrentía subterránea (caudal de base).

Los datos de E se han aproximado a partir de los valores del mapa de escorrentía total elaborado por el CEDEX (MIMAN, 2000) para todo el territorio español. Este trabajo también incluye un mapa del coeficiente de variación de la escorrentía total (relación desviación estándar/valor medio de escorrentía total, en %) que informa sobre su variación temporal relativa. La escorrentía total incluye una fracción desconocida de escorrentía subterránea. Por eso su uso como mapa de valores orientativos de escorrentía directa sólo es posible en zonas donde la escorrentía total corresponde durante la mayor parte del tiempo y en su mayor proporción (referido a volumen) a escorrentía directa, predominantemente hortoniana (Ward y Robinson, 1990). Esto sucede en zonas con niveles freáticos regionales en general profundos y con condiciones climáticas que favorecen caudales fluviales nulos durante gran parte del año, ciertas zonas de meseta o de altiplano, zonas a cota elevada no afectadas de forma apreciable por el aporte de escorrentía subterránea y zonas con tipos litológicos que limitan la escorrentía subterránea o limitan la escorrentía superficial, como son los terrenos metamórficos, ígneos, etc. cuando la fracturación o el desarrollo edáfico es escaso.

En el resto del territorio español (valles de ríos, arroyos y cauces menores, zonas cercanas a áreas lagunares, relieves calcáreos o volcánicos fracturados, zonas a cota baja o muy próximas a la costa, etc.) y especialmente en las zonas del N, NW y SW peninsular, donde es mayor la pluviometría, se requiere la utilización expresa de valores de escorrentía directa.

No se han utilizado los hidrogramas disponibles de pequeños cauces que desglosan las componentes de la escorrentía para calcular la escorrentía directa, por su escaso número y por su deficiente distribución espacial y temporal.

Debido a su mayor cobertura territorial, se han adaptado de forma cualitativa los datos de escorrentía total de MIMAN (2000) a valores probables de escorrentía directa según las componentes de la escorrentía medidas en hidrogramas de algunas cuencas situadas en diferentes ambientes geográficos y climáticos, y un conjunto de variables que controlan este tipo de escorrentía como el grado de permeabilidad del substrato geológico (ITGE, 1989), la cota topográfica y la pendiente y la climatología (Colosimo y Mendicino, 1996). Este procedimiento se ha utilizado en otras zonas con similar propósito (Wood *et al.*, 1997). Según esta aproximación, el valor probable de E en zonas a cota baja con nivel freático regional poco profundo (Helwett, 1961), con posible existencia de flujo subsuperficial (mecanismo de Dunne, 1978) y con substrato geológico de permeabilidad moderada, como aquellas situadas cerca del mar, cerca de grandes ríos o cerca de zonas lagunares, es $\sim 10\%$ del volumen de la escorrentía total, $\sim 50\%$ en zonas de medianías con litología de permeabilidad media y $\sim 70\%$ en zonas con litología de mayor permeabilidad. La escorrentía subterránea a cota elevada es $\sim 25\%$ del volumen de escorrentía total en zonas con litología de permeabilidad media y alta, y es $\sim 10\%$ en zonas con litología de permeabilidad baja. Se sabe que esta simplificación es arbitraria y está realizada a una escala espacial muy amplia como para incluir elementos singulares de detalle. Los valores de E deben ser considerados únicamente orientativos de su orden de magnitud.

Los datos de C_E se han obtenido de series de análisis químicos de al menos 2 años de duración correspondientes a medidas realizadas en pequeños cauces y a muestras individuales tomadas durante crecidas que dan un valor orientativo de C_E , pero que no informan de su variabilidad temporal. Se ha descartado usar datos del contenido en CI de muestras tomadas

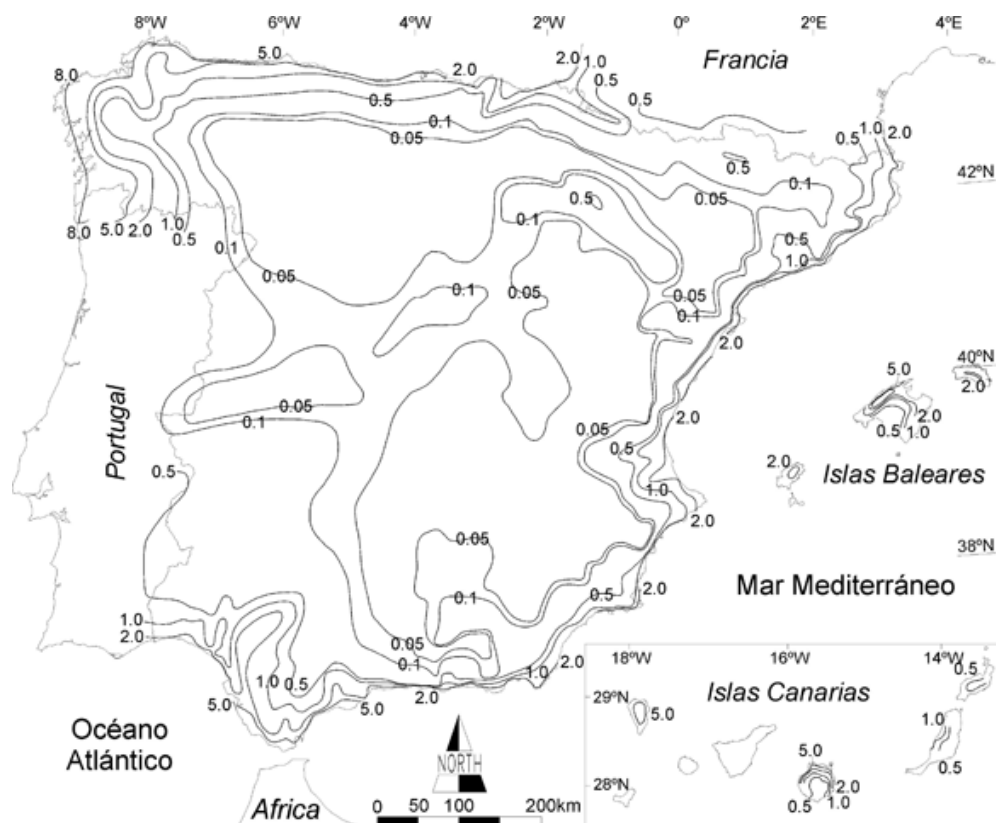


Figura 1. Mapa preliminar de isovalores de la tasa de flujo medio de cloruro por la escorrentía directa en España (en $\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$)

en grandes ríos por incorporar habitualmente Cl de origen antrópico (halita de uso doméstico, industrial, etc.) y/o natural (lavado de rocas evaporíticas), etc. El uso de técnicas hidroquímicas, ocasionalmente isotópicas, y en especial la aplicación de la relación Cl/Br como identificador del origen de la salinidad (Alcalá y Custodio, 2005a), han ayudado en muchos casos a distinguir el origen atmosférico del ion Cl del asociado a otras procedencias.

Ante la escasez de datos recopilados de C_E y su mala distribución espacial se ha optado por comparar el contenido en Cl de las medidas disponibles de deposición total atmosférica, C_D (Alcalá y Custodio, 2004) con datos de C_E medidos de forma ocasional durante similares intervalos de tiempo en el mismo entorno geográfico (Wood y Sanford, 1995; Prych, 1998; Sumioka y Bauer, 2003). La comparación se realiza como:

$$f_C = C_E / C_D \quad (2)$$

donde f_C es el factor de reconcentración de C_E respecto a C_D . La heterogeneidad a escala local de f_C por condicionantes climáticos puntuales, variaciones altitudinales y orográficas, distinto tamaño de la cuenca, usos del suelo, etc. es pa-

tente (Asaf *et al.*, 2004) y queda incluida dentro de unos rangos característicos de variabilidad de orden superior que se observan a escala regional. f_C suele variar entre 1 y 4 en zonas áridas (Maurer *et al.*, 1996; Wood *et al.*, 1997) y excepcionalmente alcanza valores de hasta 8 (Dettinger, 1989; Greenslade, 2003), mientras que en zonas húmedas suele ser sólo algo superior a 1 (Prych, 1998). En España se observan valores habituales entre 1 y 4 similares a los obtenidos en otras zonas del mundo con similar condición climática y ambiental (Alcalá, 2006). Los valores de f_C pueden ser cartografiados y correlacionados espacialmente, al ser característicos de las distintas zonas donde han sido medidos.

Suponiendo nulo el aporte no atmosférico de Cl a la escorrentía y considerando que el contenido en Cl de la deposición total atmosférica se refleja de forma directa en el contenido en Cl de la escorrentía directa, se puede admitir similar desviación estándar de C_D y C_E para periodos largos de tiempo en zonas a cota elevada. La desviación de C_D y C_E suele diferir en zonas costeras, a cota baja, donde existe mayor radiación solar, más evaporación y más reconcentración de Cl en la escorrentía directa.

Estos factores se unen a la mayor cantidad de deposición seca de Cl que se produce en zonas costeras a cota baja, la cual es posteriormente lavada por la escorrentía directa. Este fenómeno es especialmente evidente en zonas áridas costeras de relieve abrupto del archipiélago canario (Custodio, 1992) y del SE peninsular (Alcalá *et al.*, 2007).

En zonas sin datos de C_E y C_D se han aplicado aquellos factores obtenidos en zonas con datos que presentan similar ambiente de muestreo, cota topográfica, orografía, distancia al mar, etc; se desconoce el error asociado. El conjunto de datos medidos y adaptados de C_E presentan una adecuada distribución espacial para su interpretación.

FLUJO DE CLORURO POR LA ESCORRENTÍA DIRECTA

Del mapa de escorrentía total de MIMAN (2000) se han seleccionado aquellas celdas con valor orientativo estimado de escorrentía directa que están situadas en similares posiciones geográficas a los datos disponibles y adaptados de C_E . De cada celda se dispone de un valor medio y de un coeficiente de variación de la escorrentía directa, E y CV_E respectivamente. Relacionando E y C_E mediante la ec.(1) se obtiene la tasa media anual de flujo de Cl por la escorrentía directa, A_E (en $\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$) (Figura 1).

Los coeficientes de variación del contenido en Cl de la deposición total atmosférica, CV_{CD} (Alcalá y Custodio, 2004) se han convertido a coeficientes de variación orientativos del contenido en Cl de la escorrentía directa, CV_{CE} , como:

$$f_E = CV_{CE}/CV_{CD} \quad (3)$$

donde f_E es el factor de conversión de CV_{CE} respecto a CV_{CD} .

A partir de CV_E y CV_{CE} , y de E y C_E , se obtienen σ_E y σ_{CE} como:

$$\sigma_E = E \cdot CV_E \quad \text{y} \quad \sigma_{CE} = C_E \cdot CV_{CE} \quad (4)$$

donde σ_E y σ_{CE} son la desviación estándar interanual del volumen de escorrentía directa (mm a^{-1}) y de su contenido en Cl (g L^{-1}). Se supone que los errores acumulados durante la determinación de las series de datos de E y C_E tienen una distribución normal y que su suma es próxima a 0, pudiendo relacionar σ_E y σ_{CE} (Bertouex y Brown, 1994; Iglesias *et al.*, 1996).

A partir de σ_E y σ_{CE} se obtiene la desviación estándar interanual del flujo de Cl por la escorrentía directa ($\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$), σ_{AE} , como:

$$\sigma_{AE} = \sigma_E \cdot \sigma_{CE} \quad (5)$$

A partir de σ_{AE} y A_E se obtiene CV_{AE} utilizando la ec.(4). CV_{AE} es indicativo de la variabilidad temporal de A_E en términos relativos (Figura 2).

El menor volumen anual de escorrentía directa que se produce en un lugar respecto del volumen de escorrentía total hace que su coeficiente de variación sea siempre superior al de la escorrentía total calculada en ese emplazamiento. Este aspecto, que es producto del tratamiento numérico, resulta a su vez coherente con que el volumen de escorrentía directa presente mayor variabilidad temporal que la escorrentía total al estar asociado directamente a la generación de determinados eventos de precipitación que presentan mayor variabilidad temporal que la aportación de escorrentía subterránea, por ejemplo la producida a través de la descarga de acuíferos.

DISCUSIÓN PRELIMINAR

A_E oscila entre 2 y $8 \text{ g m}^{-2} \text{a}^{-1}$ en las zonas costeras peninsulares, donde se miden valores de CV_{AE} entre 0,1 y 0,3 y gradientes territoriales de disminución de A_E hacia el interior entre 0,05 y $0,2 \text{ g m}^{-2} \text{a}^{-1} \text{ km}^{-1}$. A_E oscila entre 0,02 y $0,1 \text{ g m}^{-2} \text{a}^{-1}$ en zonas con escasa variación de relieve del interior peninsular, presenta valores de CV_{AE} entre 0,3 y 1 y se miden gradientes territoriales de A_E menores a $0,01 \text{ g m}^{-2} \text{a}^{-1} \text{ km}^{-1}$ (Tabla 1). En zonas de mayor relieve del interior peninsular existe un cierto incremento de A_E con el aumento de la cota topográfica. Esto genera gradientes locales algo superiores a 0,01 y valores de CV_{AE} menores a los indicados.

A_E presenta un claro componente radial en aquellas zonas insulares de relieve más pronunciado con datos disponibles. En las zonas de costa y del interior de estas islas se miden valores similares a los obtenidos en la Península Ibérica en ambientes de muestreo análogos. La consecuencia es la existencia de gradientes territoriales superiores a $0,5 \text{ g m}^{-2} \text{a}^{-1} \text{ km}^{-1}$ y valores de $CV_{AE} \sim 1$ (Figura 1 y Figura 2).

La localización geográfica determina el rango esperable de A_E y de su gradiente de variación espacial. En el interior peninsular se miden gradientes muy bajos de A_E cuando la variación topográfica es escasa que aumentan ligeramente en las zonas de mayor relieve (Tabla 1). En estas zonas elevadas el gradiente altitudinal es un orden de magnitud mayor que el horizontal. En cambio, en las áreas costeras el gradiente horizontal de A_E es mayor que en zonas de interior y generalmente un orden de magnitud superior al gradiente vertical de A_E , que a su vez es también algo superior al medido en zonas de interior (Tabla 1).

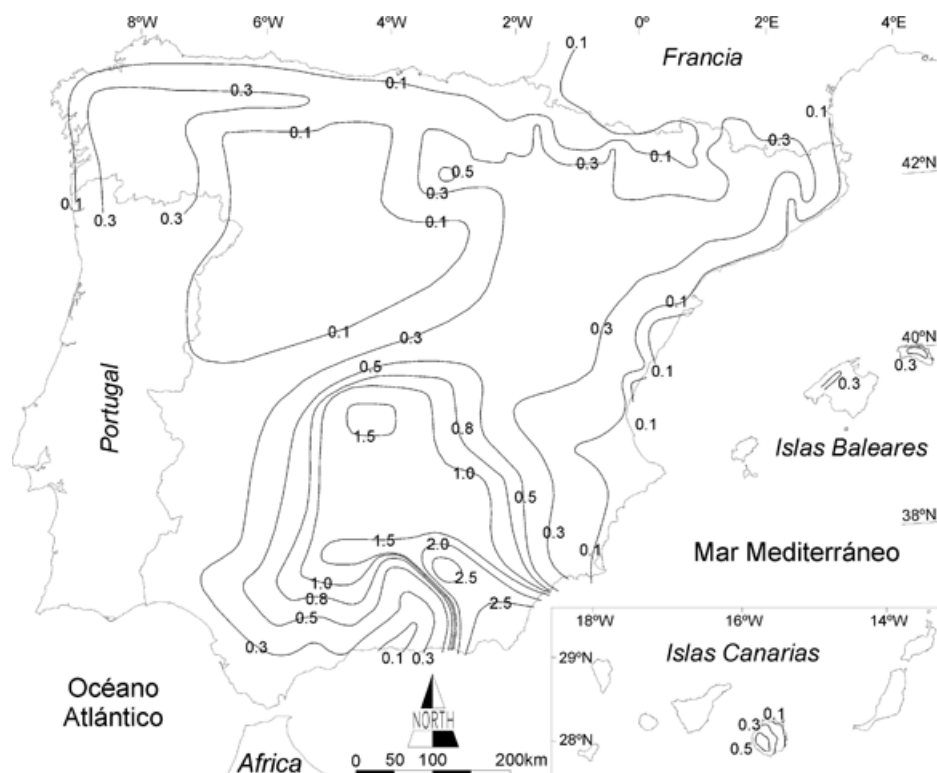


Figura 2. Mapa preliminar de isovalores de coeficiente de variación del flujo de cloruro por la escorrentía directa en España (en partes por 1, adimensional)

Variables	Costa	Valles	Llanuras de interior	Cordilleras de interior
A_E ($\text{g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$)	1-5 (hasta 10)	0,1-1	0,05-0,1	0,1-0,5
gradiente de A_E ($\text{g m}^{-2} \text{ a}^{-1} \text{ km}^{-1}$)	0,05-0,5 (hasta 3)	0,005-0,01	0,001-0,005	0,01-0,05
CV_{AE} (en tanto por 1)	0,10-0,40 (hasta 3 en SE)	0,2-0,8	0,1-0,5 en N; 0,3-1,5 en S	0,2-0,7
gradiente de CV_{AE} ($\% \text{ km}^{-1}$)	0,01-0,02 (hasta 0,05)	0,002-0,004	0,002-0,005 (hasta 0,05 en S)	0,005-0,01

Tabla 1. Valor medio, coeficiente de variación y gradientes de variación espacial del flujo de cloruro por la escorrentía directa en los principales dominios geográficos del territorio español. N: Norte, S: Sur, SE: Sureste

A_E varía desde la mitad hasta un orden de magnitud inferior a la tasa de deposición total atmosférica de Cl que ha sido medida en iguales puntos geográficos. El valor de CV_{AE} es generalmente algo inferior al valor que presenta la deposición total de Cl, excepto en el SE peninsular donde los valores de $CV_{AE} > 2$ son explicables por una alta variabilidad espacial y temporal de E y no tanto por la variabilidad de C_E que está mayormente controlada por tasas de deposición seca de Cl generalmente elevadas (Alcalá y Custodio, 2004; Alcalá *et al.*, 2007).

CONCLUSIONES

La dificultad para obtener de forma precisa datos básicos con los que determinar el flujo de Cl por la escorrentía directa ha conducido en numerosas ocasiones a no poder incluir este término dentro del balance de Cl para estimar la recarga a los acuíferos. Esto ha limitado la precisión de la estimación de la recarga mediante este método en una magnitud desconocida.

La metodología y los cálculos aquí descritos tienen como objetivo aportar un orden de mag-

nitud de A_E y CV_{AE} a escala del territorio español, sabiendo que el error de estimación puede alcanzar el 50 %. Estos valores y los disponibles de deposición total atmosférica de Cl (Alcalá y Custodio, 2004) y de contenido en Cl del agua de recarga (Alcalá y Custodio, 2005b) permiten precisar que el cálculo de la recarga a los acuíferos considerando el flujo de Cl por la escorrentía directa no disminuye substancialmente la magnitud del valor final de recarga calculado en zonas semiáridas de la que se obtendría comparando únicamente la deposición total de Cl y el contenido en Cl del agua de recarga. En este caso se observa una reducción de entre 5 y 30 %, con 10 % como valor medio. En cambio, la disminución que se observa de forma preliminar en zonas húmedas del N, NW y SW peninsular puede alcanzar el 50 % de la estimación.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la CICYT la dotación del proyecto de investigación HID 1999-0205. Muestran su agradecimiento a las diversas personas de diversos organismos que han colaborado en la adquisición inicial de datos, y especialmente al Dr. Francesc Gallart, investigador del Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" (CSIC), por la importante gestión inicial para la adquisición de datos. El primer autor agradece a la Dirección de Hidrogeología y Aguas Subterráneas del IGME la concesión de una beca doctoral desde junio de 2001 a diciembre de 2004, reconoce al Ministerio de Educación y Ciencia la concesión de un contrato postdoctoral (ref. JCI-2007-334) del programa "Juan de la Cierva" y agradece el soporte económico del proyecto europeo de investigación DESURVEY (GOCE-CT-2003-003950). Los autores agradecen los comentarios y sugerencias aportadas al trabajo por dos revisores anónimos.

REFERENCIAS

- Alcalá F.J., (2006). Recarga a los acuíferos españoles mediante balance hidrogeoquímico. Tesis Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, pp 719.
- Alcalá F.J. y Custodio E., (2004). La deposición atmosférica de cloruro al terreno en España. *Boletín Geológico y Minero* 115, pp. 319–330.
- Alcalá F.J. y Custodio E., (2005a). Use of the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in some coastal aquifers of Spain. 18th Salt Water Intrusion Meeting, IGME y IAH, Cartagena, pp. 481–497.
- Alcalá F.J. y Custodio E., (2005b). Datos preliminares sobre el contenido en cloruro del agua de recarga por la lluvia a los acuíferos españoles. II Seminario Hispano Latinoamericano sobre temas actuales de Hidrología Subterránea, IAH, Río Cuarto, pp. 67–75.
- Alcalá F.J., Custodio E., Contreras S., Araguás L.J., Domingo F., Pulido-Bosch A. y Vallejos Á., (2007). Influencia de la aridez climática, la altitud y la distancia al mar sobre el contenido en cloruro y en $\delta^{18}\text{O}$ del agua de recarga y del agua subterránea en macizos carbonatados costeros del SE peninsular español. Caso de Sierra de Gádor, III Simposio Internacional sobre Tecnología de la Intrusión de agua de mar en Acuíferos Costeros, Madrid, pp. 871–885.
- Asaf L., Nativ R., Shain D., Hassan M., y Geyer S., (2004). Controls on the chemical and isotopic compositions of urban stormwater in a semiarid zone. *Journal of Hydrology*, 294, pp. 270–293.
- Bazuhair A.S. y Wood W.W., (1996). Chloride mass-balance method for estimating ground water recharge in arid areas: examples from western Saudi Arabia. *Journal of Hydrology*, 186, pp. 153–159.
- Berthouex P.M. y Brown L.C., (1994). *Statistics for environmental engineers*. Lewis Publisher, pp. 335.
- Colosimo C. y Mendicino G., (1996). GIS for distributed rainfall-runoff modeling. *Geographical Information System in Hydrology*, Kluber Academic Publishers, pp. 195–235.
- Custodio E., (1992). Coastal aquifer salinization as a consequence of aridity: the case of Amurga phonolitic massif, Gran Canaria Island. *Study and Modelling of Saltwater Intrusion*, CIMNE-UPC, Barcelona, pp. 81–98.
- Custodio E., (1997). Evaluación de la recarga por la lluvia mediante métodos ambientales químicos, isotópicos y térmicos. *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica*. IGME y AIH, Las Palmas de Gran Canaria-Madrid, pp. 83–110.

- Custodio E. y Llamas M.R., (1983). Hidrología Subterránea. Omega, Barcelona, pp. 2350.
- Dettinger M.D., (1989). Reconnaissance estimates of natural recharge to desert basins in Nevada (USA) by using chloride-balance calculations. *Journal of Hydrology*, 106, pp. 55–78.
- Dunne T., (1978). Field studies of hillslope flow processes. *Hillslope Hydrology*, John Wiley & Sons, pp. 227–293.
- Eriksson E. y Khunakasem V., (1969). Chloride concentrations in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel coastal plain. *Journal of Hydrology*, 7, pp. 178–197.
- Greenslade W.M., (2003). Assessment of groundwater recharge N-aquifer system Arizona, Utah and Colorado. 11th Biannual Symposium of Groundwater Recharge, Phoenix, pp. 14.
- Helwett J.D., (1961). Some ideas about storm runoff and baseflow. *Process studies in hillslope hydrology*, John Wiley & Sons, pp. 314.
- Iglesias M., Custodio E., Giráldez J.V., Manzano M. y Ordóñez R., (1996). Caracterización química de la lluvia y estimación de la recarga en el área de El Abalarío, Doñana, Huelva. IV Simposio del Agua en Andalucía, Almería, 2, pp. 99–121.
- ITGE, Las Aguas Subterráneas en España. Estudio de síntesis. Ministerio de Industria y Energía, Madrid, pp. 591, (1989).
- Maurer D.K., Berger D.L. y Prudic D.E., (1996). Subsurface flow to Eagle Valley from Vicee, Ash, and Kings Canyons, Carson City, Nevada, estimated from Darcy's Law and the chloride-balance method. U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations, Report 96-4088, pp. 74.
- MIMAM, El libro del Agua en España. Ministerio de Medio Ambiente. Secretaría de Estado de Aguas y Costas. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas, Madrid, pp. 637, (2000).
- Minor T.B., Russell Ch.E. y Mizell S.A., (2007). Development of a GIS-based model for extrapolating mesoscale groundwater recharge estimates using integrated geospatial data sets. *Hydrogeology Journal*, 15, pp. 183–195.
- Öberg G. y Sandén P., (2005). Retention of chloride in soil. *Hydrological Processes*, 19, pp. 2123–2136.
- Prych E.A., (1998). Using chloride and chlorine-36 as soil-water tracers to estimate deep percolation at selected locations on the U.S. Department of Energy Hanford Site, Washington. U.S. Geological Survey, Water Supply, Paper 2481, pp. 67.
- Sami K. y Hughes D.A., (1996). A comparison of recharge estimates to a fractured sedimentary aquifer in South Africa from a chloride mass balance and an integrated surface-subsurface model. *Journal of Hydrology*, 179, pp. 111–136.
- Sumioka S.S. y Bauer H.S., (2003). Estimating ground-water recharge from precipitation on Whidbey and Camano Islands, Island County, Washington, Water Years 1998 and 1999. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations, Report 03-4101, pp. 49.
- Scanlon B.R., Keese K.E., Flint A.L., Flint L.E., Gaye C.B., Edmunds W.M. y Simmers I., (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20, pp. 3335–3370.
- Ward R.C. y Robinson M., (1990). *Principles of Hydrology*. McGraw Hill, pp. 365.
- Wood W.W. y Sanford W.E., (1995). Chemical and isotopic methods for quantifying ground-water recharge in a regional, semi-arid environment. *Ground Water*, 33, pp. 458–468.
- Wood W.W., Rainwater K.A. y Thompson D.B., (1997). Quantifying macropore recharge: examples from a semi-arid area. *Ground Water*, 35, pp. 1097–1106.