

Comparación de la recarga natural estimada con el balance de agua en el suelo y con el balance de la deposición atmosférica de cloruro en un sistema carbonatado en el área semiárida del Baix Ebre, Cataluña, España

Comparison of groundwater recharge evaluated by soil water balance and atmospheric chloride deposition in a carbonate system in the semi-arid area of the Lower Ebre area, Catalonia, Spain

Espinosa-Martínez, S.^{a1}, Custodio, E.^{a2} y Loaso-Vierbücher, C.^b

^aDpto. Ing. Terreno. Universidad Politécnica de Cataluña (UPC). Gran Capità, s/n, edif. D2, 08034 Barcelona (España). E-mail: ^{a1} sespmar@gmail.com, ^{a2} emilio.custodio@upc.edu

^bAgència Catalana de l'Aigua. C/ Maria Rosa Molas, 41, 43500 Tortosa (España). E-mail: ^b jloaso@gencat.cat

Recibido: 13/02/2015

Aceptado: 29/04/2015

Publicado: 23/07/2015

RESUMEN

Se realiza la estimación de la recarga media multianual con el método de balance de la deposición atmosférica de cloruro (BCI) y con el balance de agua en el suelo (BaS) en el área del Baix Ebre (Sur de Cataluña). Se trata de un sistema acuífero complejo formado por una cordillera carbonatada moderadamente lluviosa (los Ports) que transfiere agua a un llano semiárido (Plana de La Galera), según un modelo hidrogeológico conceptual de funcionamiento apoyado en técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales y que considera la escorrentía superficial en la zona montañosa. Según el BCI la tasa media de recarga en los Ports de $340 \pm 155 \text{ mm a}^{-1}$ y $150 \pm 55 \text{ mm a}^{-1}$ en la Plana y según el BaS de $500 \pm 60 \text{ mm a}^{-1}$ en los Ports y $230 \pm 25 \text{ mm a}^{-1}$ en la Plana. Las diferencias dependen de cómo se considera la escorrentía superficial, de la concentración cloruro en la recarga y de las series de datos de precipitación.

Palabras clave | Recarga; Deposición atmosférica de ión cloruro; Balance de agua en el suelo; Clima semiárido; Baix Ebre; Ports de Beseit-Plana de La Galera.

ABSTRACT

The estimation of long-term average recharge is performed with the balance of atmospheric chloride deposition (BCI) and the soil water balance (BaS) applied in the Baix Ebre area (Southern Catalonia). It is a complex aquifer system characterized by a moderately rainy large mountain massif (Ports) adjacent to a piedmont sedimentary basin of semi-arid climate (Plana de La Galera). According to a conceptual hydrogeological model supported by hydrogeochemical and water environmental isotopes techniques, which considers the production of runoff in the mountain massif area. After the BCI the average long-term rate of recharge in the Ports is $340 \pm 155 \text{ mm yr}^{-1}$ and $150 \pm 55 \text{ mm yr}^{-1}$ in the Plana, and after the BaS it is $500 \pm 60 \text{ mm yr}^{-1}$ in the Ports and $230 \pm 25 \text{ mm yr}^{-1}$ in the Plana. The differences depend on how runoff is considered, the values of chloride concentration in groundwater recharge and the representativeness of meteorological daily data series.

Key words | Groundwater recharge; Balance of atmospheric chloride deposition; Soil water balance; Semi-arid climate; Baix Ebre; Ports de Beseit-Plana de La Galera.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la recarga natural a los acuíferos en zonas áridas y semiáridas es fundamental para la evaluación, conservación, gestión y planificación a corto, medio y largo plazo de los recursos hídricos subterráneos. Su importancia radica en que en muchas de estas zonas la concentración de población estable y estacional y las actividades agrícolas de regadío demandan caudales de agua importantes. Para la buena gestión de los recursos hídricos y para la conservación de los ecosistemas y de sus funciones y servicios es necesario el estudio de la cantidad y calidad de los recursos de agua subterránea en los acuíferos. Además, la recarga media en estos territorios es sólo una fracción de moderada a pequeña de la precipitación, lo que incrementa su incertidumbre (Custodio, 2011). Para tratar de disminuir dicha incertidumbre se puede recurrir a utilizar simultáneamente diversos métodos de estimación, que sean lo más independientes posible entre sí (Scanlon *et al.*, 2002).

En el presente trabajo se muestran los resultados experimentales de recarga media multianual obtenidos de la aplicación del método de balance de la deposición atmosférica de ión cloruro y del balance de agua en el suelo en el Baix Ebre, en el Sur de Cataluña, una región compleja de clima mediterráneo semiárido. En la Plana de la Galera, donde se desarrolla la mayoría de las actividades que demandan agua, está conectada hidrogeológicamente a un sistema montañoso más húmedo, los Ports de Beseit-Tortosa. Se trata de estudiar la coherencia entre dos métodos de estimación de la recarga y verificar si se pueden complementar entre ellos para su aplicación conjunta. Para cubrir los objetivos ha sido necesario avanzar en el conocimiento del funcionamiento hidrodinámico del sistema acuífero a fin de establecer un modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico coherente con la información obtenida a partir del estudio del origen del agua subterránea y la localización de las áreas y fuentes de recarga mediante métodos hidrogeoquímicos y técnicas isotópicas ambientales. Así mismo, también ha sido necesaria la estimación de la escorrentía superficial y sub-superficial en el macizo de los Ports de Beseit-Tortosa mediante la aplicación del balance de agua en el suelo y del análisis de hidrogramas de caudales de aforo de los cursos de agua.

CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área estudiada se localiza al sur de Cataluña, en el noreste de la Península Ibérica, en la provincia de Tarragona, en su límite con la Comunidad Autónoma de Valencia (Castellón) y con Aragón. En este trabajo se la denominará Baix Ebre y engloba la Plana de La Galera (referida como la Plana) y la vertiente marina de los Ports (Puertos) de Beseit-Tortosa o simplemente Ports de Beseit o Ports (Figura 1).

El ámbito considerado tiene una superficie de 915 km². Se extiende desde Xerta, en el río Ebro y al norte de Tortosa, hasta el río de La Sènia, que es el límite entre las provincias de Tarragona y Castellón. Toda esta superficie se denomina Plana de La Galera, que se prolonga hacia el suroeste en la Plana del Regne y la Plana de Vinaròs. El límite noroeste es la divisoria de aguas superficiales en los Ports de Beseit-Tortosa, el noreste el margen derecho del río Ebro y el sureste la línea de costa (Mar Mediterráneo). En la divisoria de aguas superficiales de los Ports y margen derecho del río de La Sènia se ha ampliado el límite en 2 a 3 km para tener una visión más general de la zona de estudio, que así tiene una extensión total de 1050 km².

El área se caracteriza por un fuerte contraste de relieves (de 2 a 300 m snm en la Plana de La Galera y hasta 1447 m snm en los Ports). La precipitación media es de 550 mm a⁻¹ en la zona de la Plana de la Galera (condiciones de semi-aridez) y aproximadamente 1100 mm a⁻¹ en la zona alta de los Ports de Beseit-Tortosa (clima mediterráneo sub-húmedo), con lluvias intensas y estacionales.

Se pueden diferenciar 4 grupos de usos de suelo y cobertura vegetal: coníferas y matorral bajo en la zona de los Ports y cultivo de secano y mixto (con regadío de apoyo) en la Plana; el cultivo mixto en regadío ocupa una superficie pequeña en el entorno del río Ebro y un área pequeña cerca de Ulldecona. Aquí no se considera la estrecha franja regada con el canal de la Derecha del Ebro a lo largo del río.

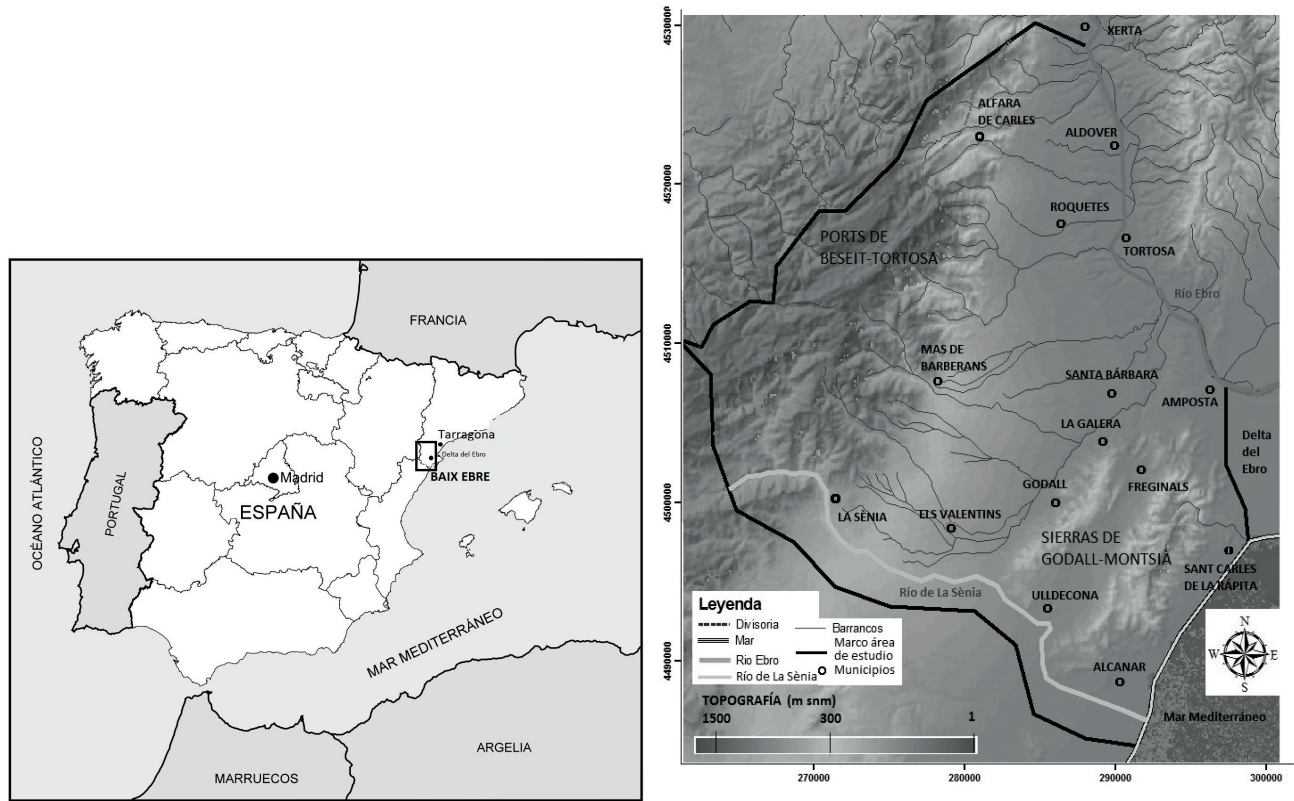


Figura 1 | Localización del Baix Ebre, sur de Cataluña, noreste de la Península Ibérica (izquierda) y de los municipios y límites de la zona de estudio (derecha).

EL SISTEMA ACUÍFERO

Tras un periodo geológico fuertemente compresivo se formó una cuenca distensiva notablemente tectonizada (Plana de La Galera), rellena de materiales detríticos de edad terciaria y cuaternaria, cubierta por materiales groseros de piedemonte. Dicha cuenca se encuentra limitada por fallas normales sub-verticales que dan lugar los fuertes relieves en los materiales de edad mesozoica, en los que predominan los de edad cretácica y jurásica en los Ports de Beseit y macizos de Godall-Montsià (Figura 2). Los materiales mesozoicos se individualizan en bloques aflorantes (Sierra de Godall-Montsià al SE y al NW Ports de Beseit al NW, mucho más extensos y elevados) y otros en la base de la depresión, en forma de horst y graben, recubiertos por depósitos terciarios y cuaternarios excepto en los macizos de Godall-Montsià.

Dentro de la compleja estructura se pueden distinguir tres unidades hidrogeológicas: (1) acuífero regional en materiales mesozoicos; (2) acuífero detrítico terciario y cuaternario (pliocuaternario) cubierto por materiales de piedemonte, que yace sobre el acuífero regional y en relación hidráulica al menos en ciertas áreas extensas, en especial con los niveles acuíferos en materiales cenomanienses (Mesozoico), de modo que las respectivas piezometrías tienden a coincidir, salvo en determinadas áreas; (3) acuífero aluvial libre ligado al río Ebro y a lo largo del mismo.

Las principales líneas de flujo del agua subterránea van desde los Ports hasta tres zonas de descarga preferente: margen derecho del río Ebro (Ebre) entre las poblaciones de Xerta y Tortosa, franja costera en el entorno de Sant Carles de la Ràpita y probablemente la que corresponde a las Planas del Regne y Vinaròs. Este funcionamiento es coherente con la evolución espacial hidrogeoquímica del agua subterránea, representada mediante diagramas modificados de Stiff. La composición de las aguas subterráneas está notablemente influenciada por la litología. De forma general se observan dos tipos de agua diferenciados, uno bicarbonatado cálcico-magnésico originado en los Ports y que fluye hacia el río Ebro y posiblemente hacia las Planas del Regne y

Vinaròs y otro bicarbonatado cálcico, con menor variación a lo largo de una posible línea de flujo en la zona de la Plana de La Galera y fosa de Ulldecona. A este respecto, el río Ebro es un límite de descarga, pero no lo es el río de La Sènia ya que en su tramo en la Plana es un barranco seco la mayoría del año con el cauce claramente por encima del nivel freático.

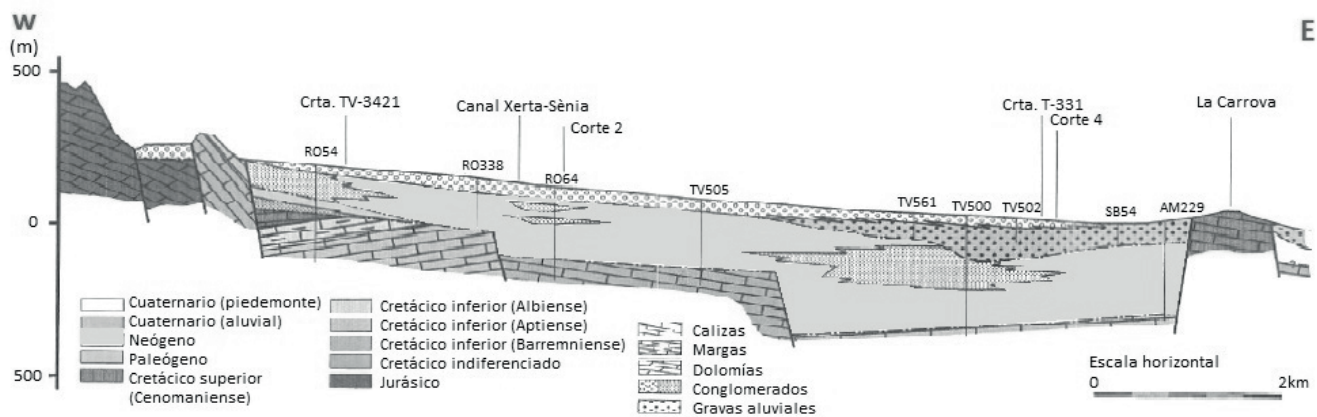


Figura 2 | Corte geológico general de la zona de estudio (Badiella, 2009).

MATERIAL Y MÉTODOS

La recarga de agua a un acuífero depende de gran cantidad de variables. Por ello, relacionar valores de la recarga sobre un territorio extenso con una o pocas observaciones sobre áreas reducidas o puntuales o relacionar la distribución temporal de la recarga con observaciones en determinados momentos o en intervalos de tiempo limitados, son algunas de las dificultades inherentes. Para evitar la problemática de la variabilidad espacial se pueden regionalizar los parámetros (parámetros agregados) o considerar variables regionalizadas. En cuanto a la variabilidad temporal, en función del periodo de estudio, se considera un sistema estacionario suponiendo que dentro de dicho periodo no se han producido variaciones climáticas ni de uso del territorio ni de tipo de suelo ni quedan situaciones residuales de épocas anteriores (Custodio *et al.*, 1997).

Además, para la evaluación de la recarga y descarga de acuíferos es fundamental partir de un buen modelo hidrológico-hidrogeológico conceptual. Para definirlo se aplican técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas ambientales, consistentes en la caracterización de las aguas subterráneas mediante análisis de química elemental completa y de los isótopos estables y radioactivos de la molécula de agua, combinadas con la información disponible de carácter geoestructural e hidrogeológica regional.

Para los sistemas que consisten en un gran macizo montañoso y un llano a su pie es importante trabajar a escala regional para considerar la contribución de los sistemas montañosos a la recarga de acuíferos en cuencas adyacentes (Manning, 2002). En los acuíferos adyacentes, la recarga puede producirse por pérdida de caudal en los cauces fluviales que discurren por ellos o a través de los materiales de piedemonte, pero en ocasiones la fuente principal de recarga se produce por transferencia lateral de agua subterránea desde estos macizos (Hely *et al.*, 1971; Maurer *et al.*, 1999). Además, la recarga difusa a los acuíferos de las áreas llanas en climas áridos o semiáridos debida a de la infiltración directa de la moderada precipitación suele ser muy escasa a causa de la importante evapotranspiración real en los suelos notablemente retentivos y vegetados con plantas de buen desarrollo de las raíces. Sin embargo, en las zonas montañosas, debido a efectos altitudinales y orográficos, las precipitaciones suelen tener mayor magnitud y la recarga se incrementa por factores que reducen la evapotranspiración real, como temperaturas más bajas y mayor albedo si hay nieve, poco espesor de suelo y existencia de fracturas y rasgos kársticos de la roca que facilitan una infiltración profunda (Wilson y Guan, 2004) y escasa vegetación si se trata de materiales predominantemente carbonatados.

La recarga se determina mediante la aplicación de métodos seleccionados en función de la viabilidad de su aplicación y de la escala de trabajo, que es función de la variabilidad espacial y temporal de la recarga en el sistema. A continuación se describen las

técnicas empleadas para la definición del modelo conceptual de flujo, los métodos de cálculo de la recarga media anual utilizados y la justificación de su selección.

Técnicas para la identificación de zonas de recarga y definición del modelo hidrogeológico conceptual

Hidrogeoquímica del agua subterránea

A partir del estudio de los principales procesos físico-químicos que afectan al agua subterránea se puede determinar el funcionamiento del acuífero para definir el modelo hidrológico-hidrogeológico conceptual para el estudio de la recarga.

Para establecer una relación entre la evolución química elemental del agua subterránea a lo largo de distintas líneas de flujo preferentes deducidas de la piezometría, se han utilizado diagramas de columnas verticales logarítmicas (Schoeller-Berkaloff) y mapas con diagramas modificados de Stiff como elementos de apoyo al razonamiento, que luego se complementan con consideraciones de detalle y valores estadísticos.

Los muestreos tuvieron lugar durante las campañas de campo programadas para invierno y verano de los años 2011, 2012 y 2013. Los pozos muestreados son entubados y con bomba, aunque sin cementaciones de aislamiento; la muestra se ha tomado tras 15 a 20 minutos de bombeo para asegurar la renovación del agua del pozo. En las surgencias naturales (manantiales) la muestra se ha tomado directamente del punto en que mana el agua.

Isótopos ambientales de la molécula de agua

A la vez que la composición hidroquímica, se estudian los isótopos de la molécula del agua para determinar el origen de las aguas subterráneas y ubicar las zonas de recarga, ya que el valor del contenido en ^{18}O y ^2H es función de la cota y de la distancia a la línea de costa. Para determinar el periodo de renovación de las aguas subterráneas se ha recurrido al análisis del contenido en tritio, para definir flujos rápidos o lentos de circulación.

El análisis de isótopos estables de la molécula de agua de la primera campaña 2011 se ha realizado en el laboratorio de isotopía ambiental de la Universidad de Salamanca mediante equilibrio con CO_2 para la determinación de $\delta^{18}\text{O}$ en un espectrómetro de tipo flujo continuo modelo Isoprime y reducción del agua a H_2 con Cr para la determinación de $\delta^2\text{H}$ en un segundo espectrómetro de tipo flujo continuo modelo Isoprime.

Las muestras obtenidas en las campañas posteriores (2012-2013) se han analizado en el laboratorio de isotopía ambiental de la Universidad de Málaga, a través de la Universidad de Barcelona, con un equipo de espectroscopía láser (CRDS, cavity ring-dong spectroscopy) modelo I2120i-CRS = WS-CRDS, previa filtración a $0.45\ \mu\text{m}$. En ambos casos los resultados se refieren al estándar V-SMOW.

El análisis de tritio (^3H) de las muestras obtenidas en las campañas 2011-2013 se ha realizado en los laboratorios de isotopía ambiental del CEDEX (Madrid), con concentración electrolítica y medición en contador de centelleo líquido de muy bajo fondo. Los resultados se expresan en unidades de tritio (UT) siendo $1\text{UT} = 1 \cdot 10^{-18}\ ^3\text{H}/^1\text{H}$.

Métodos para la estimación de la recarga

Balance hídrico

Para hacer un balance hídrico ha de aplicarse el principio de la conservación de masa a un cierto volumen conocido, definido por unas condiciones de contorno y durante un determinado período de tiempo. La diferencia entre las entradas y las salidas debe ser igual al cambio en el almacenamiento de agua. La mayor parte de los métodos de balance de agua determinan la recarga a partir de los demás componentes. Este tipo de balances se puede hacer en la zona superficial, en la zona no saturada y en la zona saturada, Samper (1997).

La expresión más sencilla que define el balance de agua en el suelo en un periodo de tiempo determinado es la que considera la recarga igual a la precipitación en dicho periodo menos la escorrentía superficial, la evapotranspiración y el incremento de almacenamiento de agua, donde se asume que la recarga media en volumen es igual al flujo medio de descarga subterránea y que la divisoria de la cuenca coincide con la divisoria de aguas subterráneas (Freeze y Cherry, 1979).

$$R = P - Es - ET - DS \quad (1)$$

Donde R = recarga, P = precipitación, Es = escorrentía, ET = evapotranspiración, DS = incremento de almacenamiento.

La limitación principal radica en la incertidumbre de los componentes que intervienen en la estimación del balance (Scanlon *et al.*, 2002), además de la necesidad de una buena caracterización hidrogeológica, lo que requiere realizar mediciones para cuantificar el estado de humedad inicial del suelo o durante el proceso y los parámetros del suelo, como espesor, punto de marchitez, capacidad de campo y pososidad, así como del acuífero: transmisividad y coeficiente de almacenamiento (en su caso la porosidad drenable), o en su defecto su estimación junto con la incertidumbre asociada. Dicha incertidumbre se incrementa en climas áridos puesto que este método fue concebido para su aplicación en zonas de clima húmedo. Por ello los resultados serán más certeros cuando el balance se realiza en suelos desarrollados y con relativa alta humedad (Samper, 1997). Otra limitación es la necesidad de trabajar con datos diarios debido a que la recarga depende fuertemente de los eventos pluviométricos diarios, sobretudo en regiones de clima semiárido (Forte Lay y Villagra, 1986). Por otro lado, la facilidad del procesamiento de los datos, el bajo coste de su aplicación y la exactitud de resultados para zonas propicias a su aplicación hacen de los balances hídricos un método ventajoso.

El código VISUAL BALAN (Samper *et al.*, 1999/2005) es un modelo simple unidimensional capaz de realizar el balance de agua en el suelo en un cierto lugar aplicando diferentes métodos para el cálculo de cada una de las variables que intervienen en el proceso. Calcula la respuesta esperable en cuanto a niveles y caudales de descarga, tanto de forma agregada (monocelda) como de forma distribuida en la cuenca de estudio (multicelda). Esto permite calibrar la recarga estimada mediante niveles piezométricos o con datos de aforo de manantiales o el caudal de base de cursos de agua; también permite realizar análisis de sensibilidad de los parámetros que intervienen en el proceso de cálculo de la recarga, tanto en el suelo edáfico como en la zona no saturada. Este modelo ha sido el seleccionado para la estimación de la recarga dado que es una herramienta de acceso público, capaz de generar simulaciones de cuencas de todo tipo de tamaño, además de la accesibilidad a sus creadores. Para el cálculo, la cuenca se subdivide en un número determinado de subcuencas en las cuales las propiedades y usos del suelo y usos sean homogéneas, para así tener en cuenta las heterogeneidades más destacables en el área de estudio. La información de entrada para todas las subcuencas se agrupa por categorías, las cuales son función del clima del área de estudio, del uso de suelo, tipo de suelo y gestión en cada subcuenca. El código permite tener en cuenta las dotaciones de riego para los balances en áreas de regadío.

Balance de masa de trazadores naturales

El principio general del método de trazadores es el balance de la masa del trazador, asumiéndose que el agua y el trazador son transportados a la misma velocidad. El trazador se utiliza para seguir el movimiento del agua, por lo que debe ser soluble, no reactivo e inalterable durante su transporte, además de fácilmente cuantificable, y de origen natural para poder obtener promedios de la recarga a largo plazo. El cloruro es el anión más importante debido a su gran movilidad, ausencia de intercambio significativo con el medio y estabilidad química. Por ello, la aplicación del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro es un método óptimo para la aplicación a un territorio extenso. El aporte (deposición) de ión cloruro atmosférico se produce tanto como deposición húmeda (disuelta en el agua de precipitación, sea lluvia o nieve) como incorporado a la deposición sólida con el polvo o como aerosol. Permite cuantificar la recarga media multianual a partir de las concentraciones de cloruro acumuladas, lo cual es importante dado que en climas semiáridos la distribución de los eventos de precipitación a lo largo de un año hidrológico es muy variable. No incluye explícitamente la evapotranspiración real, lo cual es una ventaja ya que es una variable con una gran incertidumbre asociada. Para su aplicación es necesario suponer que no existen entradas externas de agua superficial o subterránea en el sistema, que el régimen es estacionario y que no hay aportes de cloruro por el terreno o por actividades antrópicas. Por lo tanto, el agua subterránea freática recibe un flujo másico de cloruro que coincide con el resultado de restar a la aportación de agua precipitada el flujo evacuado con la escorrentía superficial y sub-superficial (Wood y Sanford, 1995; Custodio *et al.*, 1997).

Para la estimación de la deposición total de ión cloruro atmosférico se instalaron 9 colectores de agua de lluvia permanentemente abiertos, distribuidos en todo el área de estudio, configurando 3 perfiles longitudinales de mayor a menor cota topográfica, con el fin de poder apreciar posibles influencias tanto altitudinales como de situación en función de la distancia a la línea de costa y consecuente influencia del aerosol marino. Para su ubicación también se ha tenido en cuenta la proximidad a pluviómetros en funcionamiento para poder obtener la pluviometría acumulada en el periodo de tiempo muestreado y compararla con la pluviometría estimada a partir del volumen de agua recogida en el colector (Figura 3). Las muestras de agua de lluvia se han recolectado con frecuencia mensual o bimensual o tras eventos significados de precipitación, salvo en el periodo de estiaje, en que los intervalos pueden llegar a ser de tres meses por ausencia de lluvias. Para evitar la pérdida de muestra de agua de lluvia por evaporación durante el periodo de tiempo que permanece el agua precipitada en el tomamuestras (colector) se colocaba una capa de 2 mm de parafina en el vaso graduado. Este método ha sido preferido al de un largo tubo de conexión con la atmósfera para evitar la difusión del vapor.

En la recogida de la muestra de agua de lluvia se mide el volumen total de agua acumulado en el vaso graduado para estimar aproximadamente la precipitación caída durante el periodo de muestreo y así comparar con la precipitación registrada en la estación meteorológica más cercana al punto de muestreo. Para los análisis se recoge como máximo 1.5 L de agua de lluvia, que es la capacidad de la botella de muestreo que se ha utilizado en este estudio. La parafina contenida en la muestra es retirada en el laboratorio. Cada vez que se realiza un muestreo se vuelve a depositar 1-2 mm de espesor de parafina para evitar la evaporación de la siguiente muestra de lluvia.

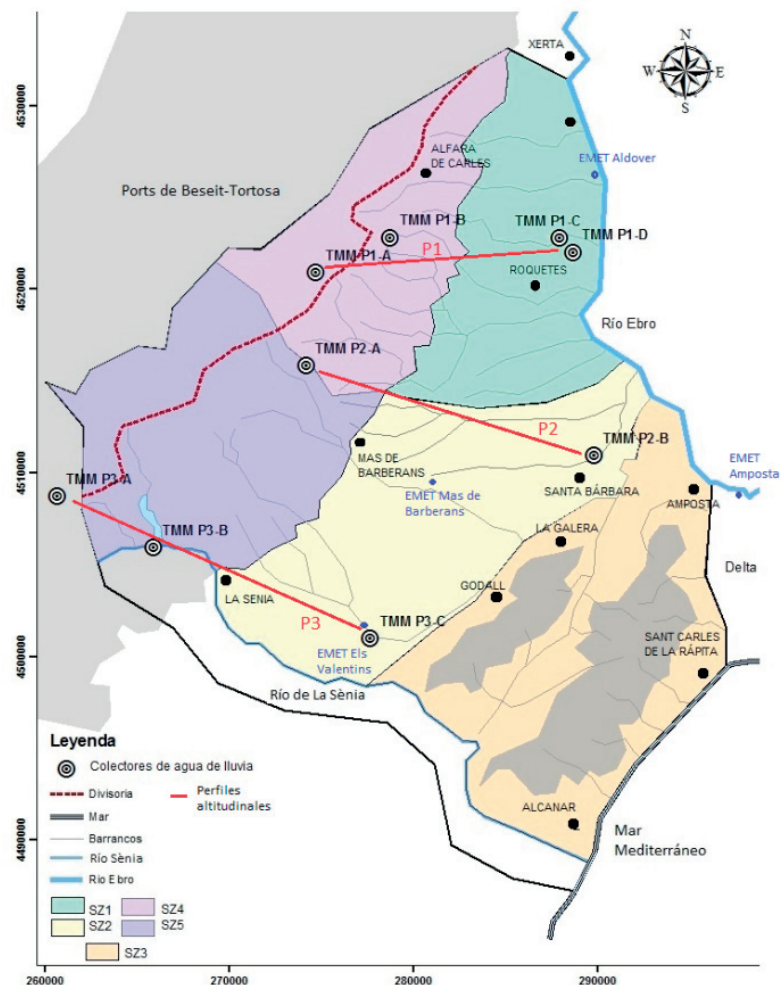


Figura 3 | Ubicación de los captadores de agua de lluvia (TMM = tomamuestras; P1-2-3 = perfil al que pertenecen; A-B-C-D = emplazamiento, de mayor a menor cota topográfica). Situación de las estaciones meteorológicas más cercanas.

Información disponible y generada

Los datos de química elemental del agua subterránea proceden de la base de datos hidrogeológicos (BDH) de la Agència Catalana de l'Aigua (ACA). A partir de esta BDH se ha generado y completado una base de datos extensa, con información de hidrometría, química elemental e isotópica. Además se dispone de estudios hidrogeológicos previos con información específica del área en cuestión (Tourís 1986, Badiella 2009), de información general de la Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea en los trabajos de curso realizados en el Baix Ebre, principalmente de Ansón y Yañez (2010), y la aportada por la Confederación Hidrográfica del Ebro.

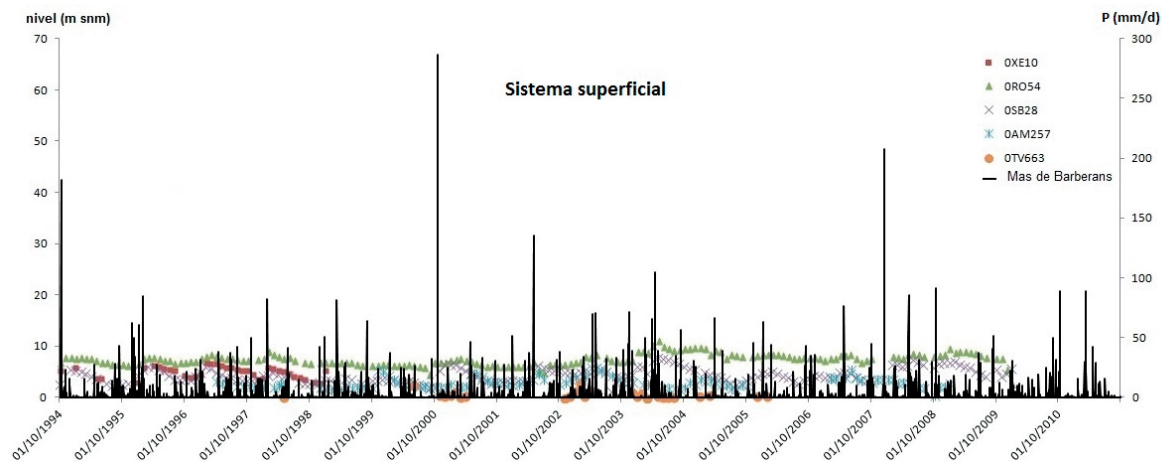
La base de datos generada cuenta con un total de 352 puntos de agua de la BDH, que se ha ampliado con 72 nuevos puntos entre pozos, sondeos y manantiales, en especial para cubrir la parte de los grandes relieves, de la cual no existía información previa. Existen 36 puntos de control con registro piezométrico histórico de la ACA, de los cuales, en función de la continuidad del registro piezométrico temporal y de la información sobre las características constructivas del punto de captación, se han seleccionado 20 para el estudio hidrométrico y de balance de agua en el suelo. Se han recuperado los análisis químicos de iones mayoritarios de agua de lluvia del captador TMM PA (periodo 2002-2003) y de la estación de deposición húmeda ES03 (Alcalá 2005), ambas ubicadas en el Observatori de l'Ebre, en Roquetes.

Para la caracterización del agua de lluvia se han generado tres años completos de datos.

RESULTADOS

Funcionamiento hidrodinámico del sistema

A partir del estudio de los hidrogramas de niveles piezométricos de los puntos de control con registro mensual disponibles se han diferenciado dos tipos de comportamiento acuífero. Uno con oscilaciones de niveles suaves en cuanto a la respuesta a los eventos de lluvia y con cierto retraso respecto a los mismos (posible efecto de transferencia a través de un espeso medio no saturado), el cual representa a los materiales que conforman el sistema detrítico del relleno de la depresión, y otro con oscilaciones de nivel de hasta decenas de metros, con respuesta rápida a los eventos de lluvia, típico de acuíferos confinados, que representa el efecto transmitido de la recarga en los materiales carbonatados que afloran en los Ports, que es donde se produce la recarga (Figura 4).



(Figura 4, continúa en la página siguiente)

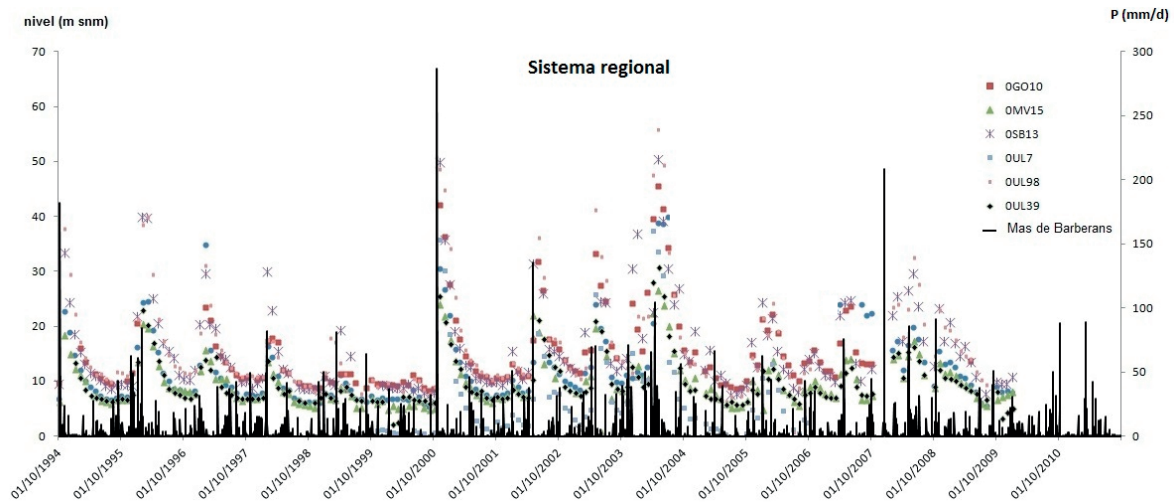


Figura 4 | Hidrogramas de niveles piezométricos del sistema acuifero superficial y del sistema acuifero regional. Ubicación de los puntos de control. El intervalo de tiempo va desde Octubre de 1994 hasta Septiembre de 2011, para niveles entre 0 y 70 m y precipitación entre 0 y 300 mm/a.

A partir de los análisis químicos del agua subterránea se ha visto que no hay variabilidad temporal significativa bajo un punto de vista hidrogeoquímico. Los mismos tipos de agua aparecen tanto en la zona de los Ports como en numerosos lugares de la Plana. Esto indica flujos de transferencia complejos y la existencia de procesos de mezcla generalizada y no homogénea, aunque en su mayor parte responden al propio proceso de bombeo o descarga por el manantial. Para verificar el origen del agua se han comparado los resultados isotópicos del agua de lluvia con los del agua subterránea de los puntos de control ubicados en la Plana con el fin de observar la influencia del agua de recarga en cada zona. La marca típica para el agua de lluvia en la zona de estudio es de $\delta^{18}O = -6.5\%$ a -8% en la zona de los Ports y de $\delta^{18}O = -5.5\%$ a -6% en la Plana. Los valores obtenidos de los puntos de control que extraen del acuifero en los materiales terciarios en la Plana de la Galera es de $\delta^{18}O = -6.5\%$ a -7.5% . Con base en estos resultados se establece la hipótesis de mezcla de agua subterránea de varias procedencias, asimilando el sistema a un modelo de recarga en ladera (Custodio 2010, 2013) en el cual se produce recarga sobre la Plana de la Galera (R2) y también recarga (R1) en los Ports (Figura 5) que es transferida lateralmente a la Plana, en parte directamente y en parte a través de los materiales de piedemonte, donde se mezcla con la recarga R2.

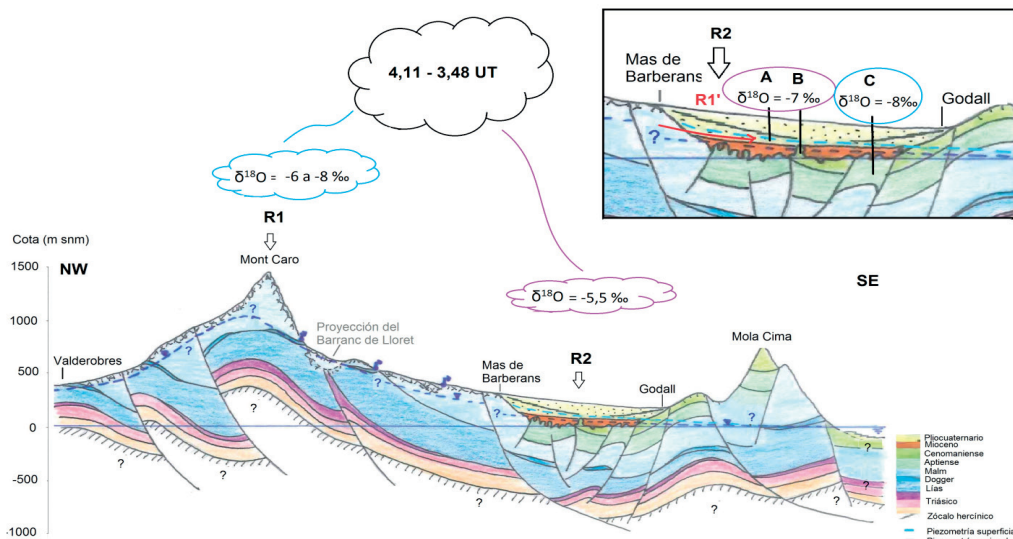


Figura 5 | Modelo conceptual de recarga en ladera. R1 = recarga producida en los Ports (Pozo C); R2 = recarga producida en la Plana (Pozo B); R1' + R2 = recarga transferida de los Ports de Beseit-Tortosa a la Plana de La Galera mezclada con la recarga producida en la Plana de La Galera (Pozo A).

Estimación de la escorrentía superficial

La importancia de tener en cuenta o no la escorrentía superficial en la aplicación del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro afecta notablemente a los resultados de recarga obtenidos. De acuerdo con los resultados obtenidos con el balance general de agua en el suelo, la escorrentía superficial supone en torno a un 20% de la recarga en la zona montañosa de los Ports, por lo que debe considerarse su influencia en el balance de cloruros.

Los valores medios de la escorrentía superficial obtenidos para los Ports de Beseit-Tortosa a partir del balance general de agua en el suelo están entre 95 y 115 mm a⁻¹. Estos resultados cuantifican la magnitud de la escorrentía superficial pero carecen de la robustez necesaria al ser extremadamente dependientes de los parámetros de ajuste utilizados en los balances, que no están calibrados con variaciones de niveles piezométricos.

Para una estimación más fidedigna de la magnitud de escorrentía superficial se ha recurrido al estudio de los hidrogramas de caudales de agua superficial de la vertiente NW del macizo (cuenca del río Matarranya). Los resultados obtenidos son coherentes en su magnitud con los anteriores (Tabla 1), con valores medios de 96 mm a⁻¹ para el afluente Ulldemó del río Matarranya.

Para mayor precisión se han calculado las aportaciones medias de la cuenca receptora del embalse de Ulldecona, a la salida del río de La Sènia de los Ports, ya que las características de los eventos de escorrentía superficial que allí acontecen pueden extrapolarse al resto de los Ports. Dicho cálculo se ha realizado a partir del hidrograma de volúmenes de entradas al embalse, resultando una escorrentía de 103 mm a⁻¹.

Se ha realizado también un balance de agua en el suelo para dicha cuenca, en la que se considera que el llenado del embalse de Ulldecona (entradas en Tabla 1) es debido a dos tipos de flujo de escorrentía, uno superficial y subsuperficial con un agotamiento rápido que se refleja en los hidrogramas y otro de la zona vadosa, más lento, que corresponde al agotamiento de niveles acuíferos colgados temporales. El flujo subterráneo producido por la recarga en los Ports de Beseit-Tortosa es transferido directamente al acuífero regional y no descarga aguas arriba del embalse de Ulldecona ya que la base del embalse está desconectada de dicho acuífero por su mayor cota topográfica. La aportación media es de 107 mm a⁻¹.

Por tanto, la escorrentía superficial media se puede avaluar en 105±20 mm a⁻¹, teniendo en cuenta la incertidumbre asociada a los métodos de cálculo utilizados para la estimación de la escorrentía.

Tabla 1 | Valores de escorrentía media anual obtenida por los diferentes métodos de estimación. ID= identificación del punto, S = superficie en km², A = aportación en mm.a⁻¹, AT = aportación total, ASS = aportación escorrentía de la zona vadosa, AS = aportación superficial, AL = aportación de escorrentía lenta.

PERIODO	ID	ESTACIÓN	Años	Aportación media anual de escorrentía				
				S	AT	ASS	AS	AL
ANÁLISIS DE HIDROGRAMAS								
1994-2010	9110	Pena (Beceite)	16	49	52	48	4	-
1994-2007	9052	Matarranya (Ulldemó)	13	48	177	81	15	80
1994-2010	9153	Algars (Horta SJ)	16	115	180	161	19	-
1994-2009		EMB. ULLDECONA						
		Entradas	15	126	103	73	30	-
		Salidas	15	126	100	-	-	-
APLICACIÓN DEL CÓDIGO VISUAL BALAN								
1994-2009	EMBALSE ULLDECONA	-	15	126	107	56	51	-
1994-2011	PORTS DE BESEIT	SZ4	17	175	103			
		SZ5-serie 1	17	138	95			
		SZ5-serie 2			113			

Estimación de la recarga media anual

Se ha considerado los dos tipos de recarga establecidos según el modelo hidrogeoquímico: (1) la producida en los Ports de Tortosa-Beseit, que se transfiere lateralmente a la Plana de La Galera y recarga al acuífero mesozoico subyacente y (2) la producida

directamente sobre la Plana de La Galera, la cual se ha considerado como recarga local a los materiales terciarios. La distinción de estos dos tipos de recarga se basa en la diferencia de comportamiento observado en los hidrogramas de los puntos de control abiertos en los materiales de edad mesozoica y de los que lo están en materiales de edad terciaria. La recarga local procedente del cenozoico produce variaciones pequeñas, sin grandes ascensos en los eventos intensos de lluvia, mientras que la recarga resultante de la transmisión desde los Ports produce respuestas mucho más acentuadas, como cabe esperar de una mayor recarga y menor porosidad.

Dada esta diferencia en el modo de recarga, la zona de estudio se ha dividido en sub-zonas, con parámetros hidrodinámicos supuestos homogéneos dentro de cada sub-zona (Figura 3).

Balance de agua en el suelo

A continuación se muestran los resultados de los balances de las 5 sub-zonas y la estimación de la incertidumbre de la recarga media anual. En la Tabla 3 se recogen los resultados de las medias anuales de las variables que intervienen en el balance de agua en el suelo por sub-zonas.

Para los valores obtenidos de la recarga media anual en los balances calculados en las 5 sub-zonas se supone que:

- El balance de agua en el suelo calculado con el código Visual Balan es una herramienta de carácter regional, utilizable a pesar de que se está aplicando a una zona de grandes dimensiones con notables heterogeneidades geomorfológicas, hidrogeológicas e hidrodinámicas. La incertidumbre de los resultados para cotas altas (zona de los Ports de Tortosa-Beseit) es mayor puesto que la estación meteorológica disponible que representa a la zona entró en funcionamiento en enero de 2007. Para prolongar la serie de datos se ha realizado una extensión de la estación de Mas de Barberans, dada su óptima ubicación en el centro de la cuenca de estudio y la representatividad de sus datos en la zona, con corrección por altitud.
- Algunos hidrogramas de niveles reflejan una intensificación de las extracciones que alteran la evolución piezométrica a partir del año 2000. En ellos se ha supuesto que el hidrograma del periodo (1/10/1994-30/09/2000) se acercaba más a las condiciones naturales del acuífero ya que las extracciones parecen que eran menores.
- Para el cálculo de la ETP se ha optado por el modelo de Penman-Monteith ya que utiliza valores diarios de precipitación y temperatura y tiene en cuenta la energía incidente en la superficie estudiada, frente a los obtenidos por la fórmula de Thornthwaite, que utiliza medias mensuales. Además el modelo de Penman-Monteith es más adecuado en zonas de clima semiárido que la fórmula de Thornthwaite (Forte Lay y Villagra, 1983). Cuando sólo se dispone de datos de temperatura se han utilizado los resultados de aplicar la fórmula de Thornthwaite tras corregirlos por correlación con los resultados de Penman-Monteith en las estaciones en que es posible.

Considerando que la incertidumbre en el valor de la recarga media anual obtenida mediante el balance de agua en el suelo se deriva de los errores de los datos de partida y de los parámetros del modelo de balance, puede estimarse a partir de la varianza de la recarga obtenida a partir de la sensibilidad de la recarga a las variaciones de los parámetros y/o variables que intervienen en su cálculo.

El cálculo de la varianza se realiza a partir de la expresión de la propagación de errores:

$$\sigma_R^2 = \sum_{i=1}^{N_p} \left(\frac{\partial R}{\partial P_i} \right)^2 \cdot \sigma_{P_i}^2 \quad (2)$$

Donde σ^2 es la varianza de cada una de las variables P_i y de R , N_p el número de variables y $\partial R / \partial P_i$ representa la sensibilidad de la recarga a las variaciones de la variable P_i . Los parámetros utilizados para la estimación de la incertidumbre son aquellos a los que la recarga presenta mayor sensibilidad. En este estudio, tanto para la Plana de La Galera (SZ1 y SZ2) como para los Ports (SZ4 y SZ5), los parámetros a los cuales la recarga resulta sensible son la reserva máxima de agua en el suelo (representada aquí en función de espesor aparente del suelo edáfico, e_a), el Número de Curva (N) que define la generación de escorrentía superficial en los eventos de lluvia y la fracción de recarga en tránsito que se ha generado por infiltración por vías preferentes (que evita el suelo

edáfico) calculado como un coeficiente CKRD aplicado a la infiltración (ver Tabla 2). Por tanto, la expresión para la estimación de la incertidumbre de la recarga es:

$$\sigma_R^2 = (\partial R / \partial e_a)^2 \cdot \sigma_{e_a}^2 + (\partial R / \partial N)^2 \cdot \sigma_N^2 + (\partial R / \partial CKRD)^2 \cdot \sigma_{CKRD}^2 \quad (3)$$

Tabla 2 | Incertidumbre de la recarga en las diferentes sub-zonas. La desviación equivale a 1σ , en cifras redondeadas; $(\partial R / \partial P_i)^2$ se calcula como la pendiente de la recta descrita por los valores de recarga máximos y mínimos de los parámetros extremos utilizados para el análisis de sensibilidad de la recarga; $\sigma_{P_i}^2$ es para el espesor aparente que permite el cálculo de la humedad del suelo (la desviación se mide en mm).

Zona		P_i	valor medio	rango	$(\partial R / \partial P_i)^2$	$\sigma_{P_i}^2$	σ_R (mm)
Plana de La Galera	SZ1	ea (m)	2	(1.25 – 2.75)	348	0.56	
		N	35	(25 – 45)	3	100	25
		CKRD	0.1	(0.01 – 0.19)	494	0.008	
	SZ2	ea (m)	2	(1.25 – 2.75)	348	0.56	
		N	59	(49 – 69)	1	100	20
		CKRD	0.1	0.01 – 0.19	494	0.008	
Ports de Beseit-Tortosa	SZ4 y SZ5	ea (m)	0.5	(0.25 – 0.75)	19600	0.065	
		N	50	(40 – 60)	25	100	60
		CKRD	0.1	(0.01 – 0.19)	5216	0.008	

Tabla 3 | Resultados del balance de agua en el suelo por sub-zonas, con ETP según la fórmula de Thornthwaite corregida por comparación con el modelo de Penman-Monteith (valores medios anuales mm a^{-1}).

ZONA		Precipitación	Interceptación	Escorrentía superficial	ETR	Recarga	Caudal total
SZ1		660	29	16	397	216±25	232
SZ2		660	58	34	375	202±20	236
SZ3		660	77	32	311	240±20	272
SZ4		1086	90	102	383	490±60	593
SZ5*	serie 1	1035	101	95	388	470±60	565
	serie 2	1114	98	113	378	540±60	654

*Los datos de la sub-zona SZ5 se han dividido en dos series para poder realizar la calibración. Se sospecha que a partir del año 2000 pudo haber un aumento de la explotación del pozo con el que se está calibrando la zona o de su entorno, lo que genera dos formas de comportamiento en el hidrograma. El ajuste de los tramos de agotamientos del acuífero se hace por separado en las series 1 y 2.

En la tabla 4 se muestra la relación entre la pluviometría y la recarga media anual estimada a partir del balance de agua en el suelo. Los resultados indican que para las sub-zonas SZ1, SZ2 y SZ3 (Plana de La Galera) el umbral medio de pluviometría necesario para que exista recarga es de 240-300 mm a^{-1} y en las sub-zonas SZ4 y SZ5 (Ports de Beseit-Tortosa) el umbral es menor, entre 56-108 mm a^{-1} , por lo que la capacidad de recarga en los Ports de Beseit-Tortosa en años secos es significativamente mayor que en la Plana de La Galera, además de ser mayor la precipitación (Tabla 4).

Tabla 4 | Relación entre la pluviometría anual con la recarga producida. $R = \alpha (P - P_0)$; P = precipitación anual (mm a^{-1}); R = recarga anual (mm a^{-1}); P_0 = precipitación umbral anual por debajo de la cual no se produce recarga; α = pendiente de la recta de regresión).

Localización	sub-zona	Relación P vs. R
Plana NE	SZ1	$R=0.60(P-300)$
Plana SE	SZ2	$R=0.50(P-248)$
Godall-Montsià	SZ3	$R=0.57(P-242)$
Ports N	SZ4	$R=0.51(P-108)$
Ports S	SZ5	$R=0.52(P-56)$

Balance de la deposición atmosférica de ión cloruro

La expresión estacionaria del balance para valores medios multianuales es:

$$D = A_E + R Cl_R \quad (4)$$

siendo:

D = deposición atmosférica total (húmeda+seca) de cloruro (en $\text{g m}^{-2}\text{a}^{-1}$) calculada como la suma anualizada de las deposiciones atmosféricas totales obtenidas para cada muestreo. La deposición para cada muestreo se calcula como el producto de la precipitación acumulada durante el periodo de muestreo y la concentración de ión cloruro en dicha precipitación ($D = P \cdot Cl_p$).

A_E = salida de cloruro como escorrentía superficial $\approx E_S Cl_{ES}$

E_S = escorrentía superficial directa y subsuperficial en m a^{-1}

R = recarga media multianual (en mm a^{-1}).

Cl_{ES} = contenido en cloruro en E_S en g L^{-1}

Cl_R = concentración de ión cloruro del agua de recarga (en g L^{-1}) que llega al nivel freático, suponiendo que el paso por el medio vadoso es lo suficientemente rápido como para que la recarga muestreada sea la producida en el periodo estacionario considerado para el estudio. Para verificar esta suposición se ha hecho una estimación de cálculo del tiempo de tránsito del agua de recarga a través de la zona vadosa, considerando un modelo de flujo de pistón:

$$\tau = \frac{e \cdot m_r}{R} \quad (5)$$

En la zona de estudio, para e = espesor de la zona vadosa, con 75 m como valor medio, m_r = porosidad eficaz, con un valor medio de 0.1 y R =recarga media anual, con valor de 0.2 m a^{-1} (200 mm a^{-1}) como media, resultan valores de τ = tiempo de tránsito del agua de recarga a través de la zona vadosa en torno a 35 años. Por tanto se puede considerar que el tránsito del agua de recarga a través de la zona vadosa es rápido, sin variaciones climáticas ni variaciones significativas en el estado y usos de suelo.

La recarga media multianual calculada depende de la deposición atmosférica de ión cloruro (D), la cual ha sido obtenida a partir de los valores de concentración de cloruro atmosférico obtenidos en los sucesivos muestreos. Se dispone de 3 años completos de registro continuo de datos, Estos resultados se considerarán representativos del valor medio multianual ya que no existen variaciones climáticas aparentes ni han existido variaciones en el uso de suelo significativas dentro del periodo de estudio (1994-2014) y que la diferencia entre las precipitaciones medias anuales de estos tres años no difiere significativamente de la precipitación media del periodo completo (Custodio, 2009; Alcalá y Custodio, 2014).

La incertidumbre de la recarga medida R ha sido estimada a partir del cálculo de la varianza, siendo ésta la suma de las varianzas de los parámetros involucrados en el cálculo de la recarga media multianual. A partir de dicha varianza se ha obtenido la desviación estándar (σ_R) y el coeficiente de variación ($CV = \sigma_R/\text{media}$) para la interpretación de los resultados. Para distribuciones normales puede obtenerse según la fórmula (2).

Por tanto, para $R = (D - A_E)/Cl_R$ la varianza de la recarga media multianual obtenida del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro se describe con la expresión (6).

$$\sigma_R^2 = (\sigma_D^2 + \sigma_E^2 + R^2 \sigma_{Cl_R}^2) / Cl_R^2 \quad (6)$$

La media anual de deposición atmosférica total de ión cloruro con tres años de recogida de muestras de agua de lluvia, en los cuales se incluye un año húmedo y otro seco, ha sido de $4\text{-}5 \text{ g m}^{-2}\text{a}^{-1}$ en los Ports de Beseit-Tortosa y de $3 \text{ g m}^{-2}\text{a}^{-1}$ en la Plana de La Galera, con coeficientes de variación del 0.4 y 0.2 respectivamente (ver Figura 6). Según Alcalá y Custodio (2014) se requieren 10 años de muestreo para lograr una razonable estabilidad de los promedios. Para el periodo de 10 años, el coeficiente de variación

vale en torno a 0.1 y aumenta a 0.4 cuando se consideran series de 5 años y entre 0.01 y 0.6 para series de dos años. Los coeficientes de variación calculados se encuentran dentro de los límites de incertidumbre definidos.

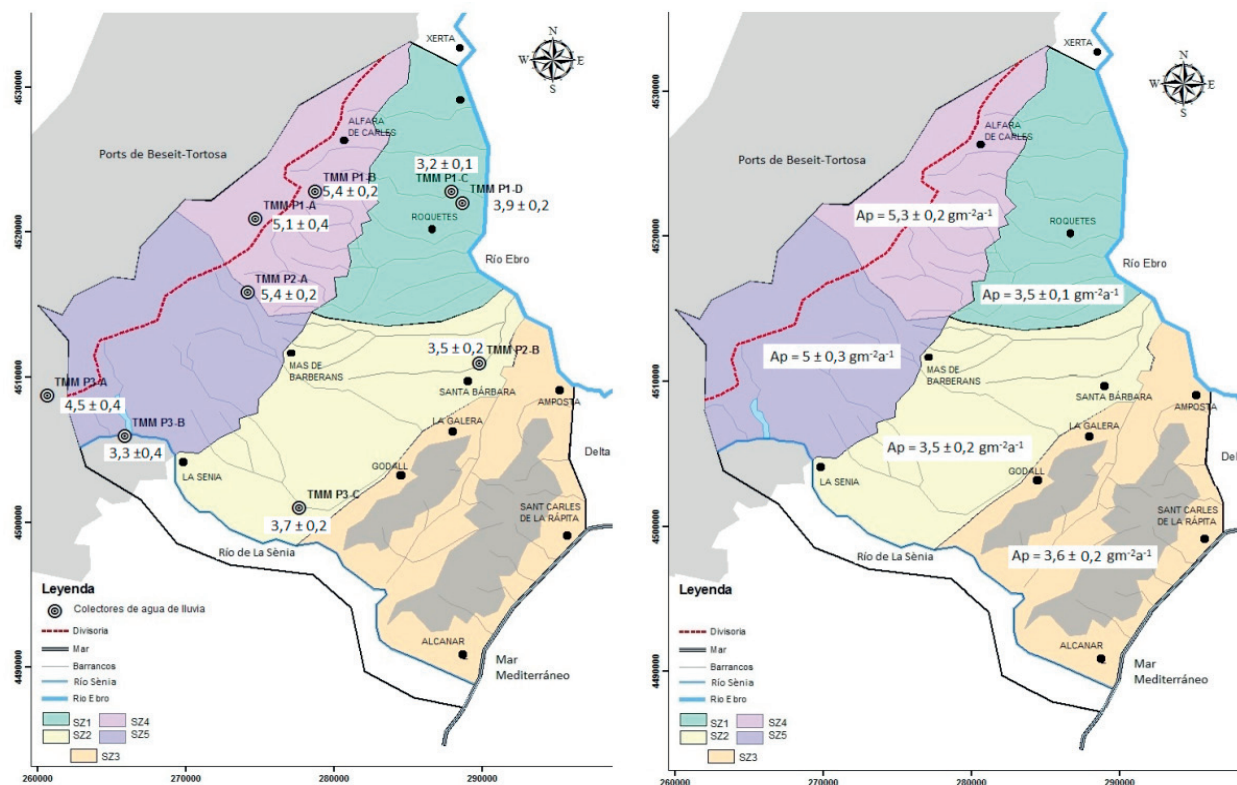


Figura 6 | Localización de los colectores de agua de lluvia y valor promedio de deposición de cloruro atmosférico en el agua de lluvia para cada sub-zona.

Los resultados de la recarga media anual, suponiendo que las concentraciones de ión cloruro en el agua de recarga son representativas de la recarga local en la Plana de La Galera, se presentan en la Tablas 5.

Tabla 5 | Resultados de la estimación de la recarga para el periodo 2011-2014. P en mm a^{-1} , D y A_E en $\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$, Cl_R en mg L^{-1} y R en mm a^{-1} , superficie en km^2 ; el coeficiente de variación $CV = \sigma / m$; m = media y σ = desviación estándar; σ_R en mm a^{-1} .

	Sub-zona	Superficie	P	D	CV D	σ D	A_E	CV A_E	σ A_E	Cl_R	CV Cl_R	σ Cl_R	R	CV R	σ R
2011-2014	SZ1	140	535	3.5	0.1	0.4	0.0	0.0	0.0	20	0.4	7.8	175	0.4	70
	SZ2	205	540	3.5	0.2	0.9	0.0	0.0	0.0	22.5	0.2	3.5	160	0.3	45
	SZ3	215	560	3.6	0.2	0.6	0.0	0.0	0.0	28	0.2	5.6	130	0.3	35
	SZ4	175	1090	5.3	0.2	1.1	0.95	1.5	1.4	12	0.1	1.4	365	0.4	160
	SZ5	180	1080	5	0.3	1.3	0.95	1.5	1.4	13	0.1	1.7	315	0.5	150

Balance de la deposición atmosférica de ión cloruro con el modelo de recarga en ladera

Los resultados anteriores de recarga media anual se han calculado suponiendo que las concentraciones de cloruro en el agua de recarga representan a la recarga local. Para asegurar que esta hipótesis es razonable se han calculado los valores de la recarga media anual suponiendo que hay mezcla en la muestra tomada según el modelo de recarga en ladera con flujo paralelo de la Figura 7.

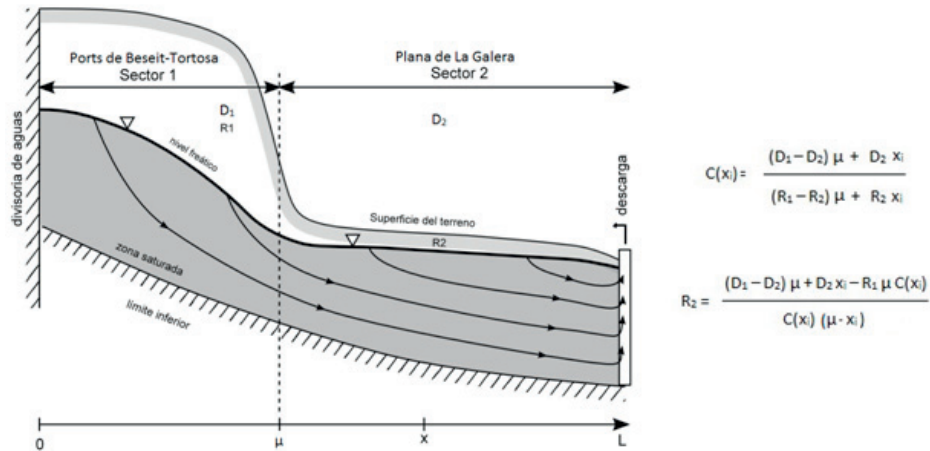


Figura 7 | Esquema del modelo de mezcla de aguas subterráneas de distinto origen (Custodio, 2009; Custodio 2013) y formulación para la obtención de la recarga media anual suponiendo un flujo paralelo. $C(x_i)$ = la concentración de ión cloruro en función de la distancia a la divisoria de aguas superficiales, x_i : distancia desde la divisoria de aguas superficiales al punto de medición del cloruro de agua subterránea, D_1 y D_2 = deposición atmosférica de ión cloruro media para los Ports y para la Plana respectivamente, μ = distancia a la cual se encuentra el límite del sistema montañoso con el llano, R_1 = recarga media anual calculada con el balance de la deposición atmosférica de ión cloruro para los Ports y R_2 = recarga media anual para la Plana.

Dado que la forma de flujo real no es estrictamente de flujo paralelo, se ha realizado el cálculo de la recarga tanto considerando flujo paralelo como líneas discretas de flujo (Figura 8 y resultados en Tablas 6 y 7). Los resultados, presentados en las Tablas 5, 6 y 7 son coherentes entre sí, salvo para la línea discreta de flujo L2, en la que la recarga de la zona más distal de la línea de flujo es notablemente pequeña, lo cual puede ser producido por la baja representatividad de la concentración de cloruro del agua de recarga en la zona.

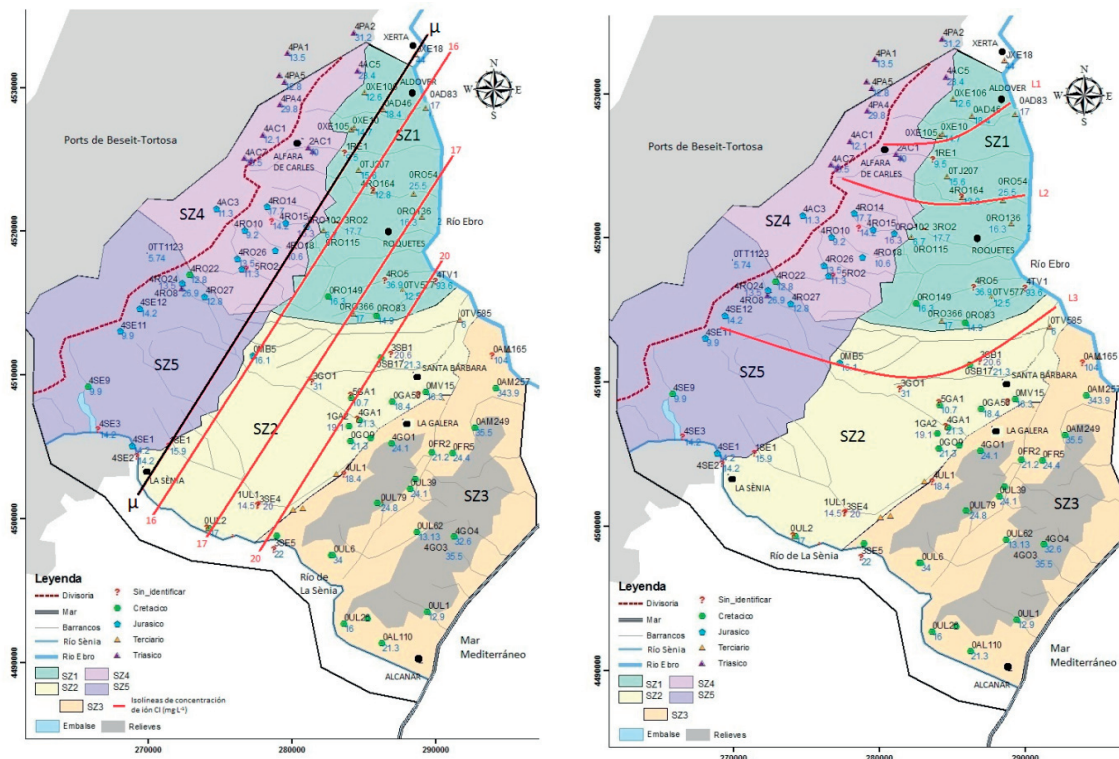


Figura 8 | Flujo paralelo (izquierda) y flujo en el que la concentración de cloruro del agua subterránea varía según líneas discretas de flujo (derecha).

Tabla 6 | Resultados de la recarga media anual en la Plana de La Galera con flujo paralelo.

	C (x _i) (mg L ⁻¹)	x _i (m)
i=1	16	7810
i=2	17	12090
i=3	20	15140
D ₁	(g m ⁻² a ⁻¹)	5
D ₂		3.5
μ	(m)	5580
R ₁	(m a ⁻¹)	0.35
R ₂ (C(x ₁))		125
R ₂ (C(x ₂))	mm a ⁻¹	160
R ₂ (C(x ₃))		120

Tabla 7 | Resultados de la recarga media anual en la Plana de La Galera para líneas discretas de flujo.

L1	C (x _i) (mg L ⁻¹)	x _i (m)	L2	C (x _i) (mg L ⁻¹)	x _i (m)	L3	C (x _i) (mg L ⁻¹)	x _i (m)
i=1	15	7350	i=1	15	5214	i=1	16	2841
i=2	18	11910	i=2	25	7714	i=2	18	12141
D ₁	(g m ⁻² a ⁻¹)	5	D ₁	(g m ⁻² a ⁻¹)	5	D ₁	(g m ⁻² a ⁻¹)	5
D ₂		3.5	D ₂		3.5	D ₂		3.5
μ	(m)	5580	μ	(m)	5580	μ	(m)	5580
R ₁	(m a ⁻¹)	0.35	R ₁	(m a ⁻¹)	0.35	R ₁	(m a ⁻¹)	0.35
R ₂ (C(x ₁))	mm a ⁻¹	180	R ₂ (C(x ₁))	mm a ⁻¹	214	R ₂ (C(x ₁))	mm a ⁻¹	141
R ₂ (C(x ₂))		130	R ₂ (C(x ₂))		28	R ₂ (C(x ₂))		160

DISCUSIÓN

Diferencias generales observadas entre los resultados de recarga

Los resultados de la recarga media anual obtenida por el método del balance de agua en el suelo difieren de los valores obtenidos con el método de la deposición atmosférica de cloruro (Tabla 8). Estos métodos evalúan la recarga anual media de forma diferente. El método regional de balance de la deposición atmosférica de ión cloruro proporciona la recarga media multianual, calculada a partir de parámetros agregados. El código Visual Balan realiza el balance de agua en el suelo evento a evento, es decir, calcula la recarga diaria producida a lo largo del periodo de datos; se puede obtener el valor medio anual si dicho periodo de tiempo es lo suficientemente largo.

Tabla 8 | Resultados de recarga por zonas (BCI: método del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro, BaS: método del balance de agua en el suelo, S = superficie en km², P = precipitación media anual en mm a⁻¹, R = recarga en mm a⁻¹; Es = escorrentía en mm a⁻¹; V = recarga ponderada por la superficie en hm³ a⁻¹).

Sub-zona		P	S	BaS			BCI		
				Es	R	V	Es*	R	V
Plana de La Galera	SZ1	660	140	16	215 ± 25	30	0	175 ± 70	24.5
	SZ2	660	205	34	200 ± 20	41	0	160 ± 45	28
	SZ3	660	215	32	240 ± 20	51.6	0	130 ± 35	28
Ports de Beseit-Tortosa	SZ4	1086	175	103	490 ± 60	89.2	105	365 ± 160	64
	SZ5	1086	180	105	510 ± 60	88.2	105	315 ± 150	57

La Es* en la Plana de La Galera y en los macizos de Godall-Montsià (SZ1, SZ2 y SZ3) se ha considerado despreciable en el balance de la deposición atmosférica de ión cloruro debido a los resultados obtenidos en el balance de agua en el suelo.

En la aplicación de ambos métodos se ha considerado la existencia de escorrentía superficial en los Ports (Tabla 8). Dados los resultados de escorrentía superficial obtenidos por el balance de agua en el suelo en la Plana de La Galera (16 mm a^{-1} en la zona N de la Plana y en torno a 30 mm a^{-1} en la zona S), no se ha tomado en consideración en el balance de cloruros de la deposición atmosférica puesto que modificarían el balance por debajo del nivel de incertidumbre. Esta determinación se apoya en las observaciones transmitidas por técnicos de campo de la ACA de la oficina de Tortosa y en la falta de rasgos geomorfológicos que evidencien que ocurre escorrentía superficial ocasional en dicha zona, salvo muy episódicamente y con un volumen total pequeño. El agua ocasional circulante por los cauces se origina mayormente en el macizo y en la Plana se infiltra progresivamente. De esta forma, en la Plana existe una recarga ocasional producida cuando el agua de escorrentía es transferida desde los Ports por medio de los barrancos, cuyos lechos permiten su infiltración, produciéndose así recarga a la unidad superior en la Plana. Esta recarga no es cuantificable con los métodos de balance utilizados para la estimación de la recarga media anual ya que se produce de forma esporádica y localizada, lo que dificulta su registro, medición, muestreo e identificación en los hidrogramas.

Con la aplicación de ambos métodos existe una notable diferencia entre la recarga media anual que se produce a cotas altas (Ports de Beseit-Tortosa) con respecto a la que ocurre en zonas de menor altitud (Plana de La Galera) (Tabla 8). Es algo esperable, por dos motivos: (1) las precipitaciones en el macizo son de mayor magnitud que en la Plana (la precipitación media anual en la Plana es de 550 mm a^{-1} y de 1100 mm a^{-1} en los Ports) y (2) debido a las características geomorfológicas de los materiales carbonatados que afloran en los Ports y a sus propiedades hidráulicas que favorecen la recarga directa por fisuras y rasgos kársticos en el macizo.

El balance de agua en el suelo proporciona resultados de recarga media anual superiores a los que se derivan del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro, tanto en la Plana como en los Ports:

- Para la Plana de La Galera (sub-zonas SZ1 y SZ2) la diferencia es de 40 mm a^{-1} , la cual a priori está dentro del error de cálculo asumible para la recarga media anual.
- Para el entorno del macizo Godall-Montsià (sub-zona SZ3) el resultado de la recarga media anual difiere considerablemente entre los dos métodos, en 110 mm a^{-1} .
- En la zona de los Ports (sub-zonas SZ4 y SZ5), las diferencias entre las recargas obtenidas por ambos métodos varían entre 145 y 175 mm a^{-1} , los que también están dentro del margen de error esperable.

En la Plana de la Galera se ha querido verificar si una de las causas de que se obtenga mayor recarga con el balance de agua en el suelo ha sido la utilización de la serie diaria de precipitación correspondiente a la estación de Mas de Barberans, la cual registra una precipitación media anual de 660 mm a^{-1} frente a los 450 mm a^{-1} del resto de estaciones de la Plana. Para ello se ha realizado el balance de agua en el suelo utilizando las series meteorológicas de la estación de Els Valentins (570 mm a^{-1}) ubicada en la zona S de la Plana. Analizando los resultados se observa que la diferencia de recargas medias anuales obtenidas no supera 10 mm a^{-1} , por lo que se descarta que la diferencia de precipitación media sea causa de la diferencia de los resultados entre los dos balances. La causa de esta diferencia tan pequeña está en estudio, pero es posiblemente debida a que en ambas estaciones los eventos grandes de precipitación, los que producen la mayoría de la recarga, son muy similares y corresponden a situaciones generales, mientras que la diferencia de valores medios anuales son debidos a las lluvias menores, que casi no contribuyen a la recarga.

Es muy posible que los valores de las concentraciones de cloruros en el agua de recarga utilizados estén diluidos por la transferencia de agua subterránea de los Ports, lo cual infravalora la recarga, resulta más razonable pensar que la causa de la diferencia de resultados para la Plana sea debida a las limitaciones encontradas en la aplicación del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro, pudiendo resultar más representativo de la recarga real producida en la Plana la evaluación con el balance de agua en el suelo tras su calibración con las series de niveles piezométricos.

La diferencia de resultados obtenidos en los Ports puede ser debida a que en la aplicación del balance de agua en el suelo, la estación meteorológica disponible representativa de la zona (PN Els Ports) entró en funcionamiento en enero de 2007, de modo que, como se ha comentado anteriormente, para prolongar la serie de datos se han utilizando los datos de la estación de Mas de Barberans, dada su óptima ubicación en el centro de la cuenca de estudio, realizando una corrección por altitud. Esto aumenta la posibilidad de sesgo en los datos, pudiendo tener precipitaciones excesivamente elevadas que generen recargas de mayor magnitud. En cuanto a los parámetros de suelo introducidos en el código Visual Balan, después del análisis de sensibilidad realizado, se ha observado

que aumentando la reserva útil del suelo o disminuyendo la cantidad de flujo preferente, la recarga disminuye notablemente. Sin embargo, el balance de la deposición atmosférica de ión cloruro proporciona valores de recarga más fiables en esta zona ya que, tanto la concentración de cloruro en la precipitación como el registro de precipitación y la concentración de cloruro del agua de recarga, se consideran representativos de la zona al proceder principalmente de pequeños manantiales.

Valoración de las diferencias entre los resultados de recarga media anual de ambos métodos

Observando tanto los resultados de recarga media anual como su desviación típica, los resultados alcanzados con ambos métodos serían aceptables dentro del error calculado. Para valorar si ambos métodos se complementan entre sí, se ha realizado el test estadístico T de Student. Consiste en comparar las medias de los resultados para ambos métodos, considerando que ambas series de resultados tienen una distribución normal, para verificar si la diferencia entre ellas está dentro de lo probable. Para ello se parte de la hipótesis nula, en la cual la diferencia de las medias es igual a cero; por tanto $\mu_{\text{BaS}} = \mu_{\text{BCI}}$, siendo μ la media de la recarga para la serie de datos de cada método.

Para verificar o rechazar la hipótesis nula se compara el valor P obtenido del test con el valor α , que es la probabilidad máxima de fallo que se está dispuesto a asumir en caso de que se rechace la hipótesis nula cuando es cierta, es decir, probabilidad de que se obtenga de manera errónea una diferencia entre dos muestras cuando no la hay. El nivel α comúnmente utilizado es 0.05. Como en este caso el valor de P es menor que α , se puede asegurar al nivel de confianza establecido que la diferencia entre las dos series de resultados es estadísticamente significativa. Esto significa que los resultados de ambos métodos difieren y que su comparación ha de ser cautelosa, ya que estadísticamente presentan diferencias significativas.

Para completar el test se ha calculado el intervalo de confianza para el cual se producirían la mayoría de los valores plausibles de la diferencia de las medias a partir de un análisis estadístico básico. Los resultados muestran que para los pares de valores obtenidos por ambos métodos, cuyas diferencias queden fuera del intervalo de confianza de 26 a 178 mm a⁻¹, no se puede asegurar que sean comparables. Aplicando la lógica, es más probable que sean comparables los valores con diferencias por debajo del límite máximo definido que por encima del mismo.

Con esta evaluación y considerando las diferencias descritas para las sub-zonas, los pares de valores de recarga media anual obtenidos por ambos métodos para las sub-zonas SZ1, SZ2, SZ3 y SZ4 estarían dentro del intervalo de confianza, pero no tanto para la SZ5.

CONCLUSIONES

El modelo hidrogeológico conceptual de funcionamiento de los acuíferos del Baix Ebre es el de un sistema acuífero en clima semiárido con dos unidades relacionadas entre sí, en el cual existe (1) recarga en los afloramientos de materiales mesozoicos en los Ports de Tortosa-Beseit, que es más lluvioso y en los macizos de Godall-Montsià y (2) una recarga local en toda la superficie de la Plana de La Galera sobre los materiales pliocuaternarios. Esta recarga local debe tener una marca diferenciada, como lo dejan ver algunos datos, pero que no aparece clara debido a la mezcla con el agua subterránea transferida desde los Ports a través de los materiales de piedemonte o directamente. Esta mezcla se produce en parte en el propio acuífero, pero principalmente al obtener la muestra por bombeo en un pozo de largo tramo filtrante.

La escorrentía superficial media los Ports de Beseit-Tortosa vale 105 ± 20 mm a⁻¹. Es un valor importante que afecta de forma significativa a los balances de agua y de deposición atmosférica de cloruro.

La media anual de deposición atmosférica total de ión cloruro deducida tras tres años de recogida de muestras de agua de lluvia, en los cuales se incluye un ciclo húmedo y uno seco, ha sido de 4 a 5 g m⁻²a⁻¹ en los Ports de Beseit-Tortosa y de 3 g m⁻²a⁻¹ en la Plana de La Galera, con coeficientes de variación de 0.4 y 0.2 respectivamente, encontrándose dentro de los límites de incertidumbre encontrados por Alcalá y Custodio (2014).

El balance de agua en el suelo proporciona valores de recarga media anual en la Plana de La Galera entre 215 y 240 mm a⁻¹, con una desviación estándar entre 20 y 25 mm a⁻¹, según la sub-zona, y de 500±60 mm a⁻¹ en los Ports de Beseit-Tortosa. El balance de la deposición atmosférica de ión cloruro en la Plana de La Galera proporciona valores de la recarga media de 130-175 mm a⁻¹, con una desviación estándar de 35-70 mm a⁻¹, y en los Ports de Beseit-Tortosa de 315-365 mm a⁻¹, con una desviación estándar de 150-160 mm a⁻¹. Los coeficientes de variación se sitúan en torno a 0.1 para el balance de agua en el suelo y a 0.35 para el balance de la deposición atmosférica de ión cloruro. Con este coeficiente de variación, los valores obtenidos por el balance de agua en el suelo estarían dentro del rango esperable de recarga media anual producida.

Los valores de recarga local obtenidos en la Plana a partir del balance de la deposición atmosférica de ión cloruro (130-175 mm a⁻¹) son coherentes con los obtenidos considerando que se produce recarga en ladera con dos altitudes diferenciadas y mezcla con flujo paralelo (120 a 180 mm a⁻¹). Esto confirma que los puntos de control seleccionados muestrean agua representativa de la recarga producida localmente en la Plana.

Se obtiene una dispersión de los valores de recarga típica de climas semiáridos en la relación recarga-pluviometría, con mayor registro de eventos de recarga en los meses de octubre, diciembre, enero y mayo, con máximos en las series anuales que reflejan que la mayor parte de la recarga produce en eventos de precipitación extraordinarios. No todas las recargas son proporcionales a la lluvia que las ha generado. La media de la recarga anual acumulada es 0.38 veces la precipitación anual acumulada. Dado que el 1% de las lluvias de gran magnitud generan más del 70% de la recarga anual producida en la zona de estudio, la estimación de la recarga en zonas de características similares al Baix Ebre debe realizarse evento a evento. Aunque las medias anuales de precipitación de las estaciones representativas de una misma área sean similares y se aprecie una coincidencia de eventos, la selección de la estación meteorológica tiene gran influencia en la distribución de la recarga media anual, debido a que hay eventos de precipitación cercanos al umbral de la generación de recarga que no han sido registrados en todas las estaciones.

Para que exista recarga en la Plana de La Galera, el umbral medio de pluviometría anual necesario es de 240-300 mm y en los Ports de Beseit-Tortosa de 56-108 mm, por lo que la capacidad de recarga en los Ports de Beseit-Tortosa en años secos es significativamente mayor tanto en intensidad como en cantidad que en la Plana de La Galera.

Aunque con la aplicación simultánea del balance de agua en el suelo y del balance de la deposición atmosférica total de ión cloruro es posible minorar las limitaciones de cada método aplicado de manera aislada, consiguiendo así una mayor fiabilidad de los resultados, se presentan diferencias en los resultados. Dichas diferencias dependen de cómo se tiene en cuenta la escorrentía superficial, de los valores representativos de la concentración en ión cloruro en la recarga y de la representatividad de las series de precipitación aplicadas.

El balance general no se puede cerrar si no muy groseramente debido a que las salidas del agua subterránea al río Ebro no pueden cuantificarse directamente.

AGRADECIMIENTOS

La investigación se enmarca en el desarrollo de la beca de FPI (CGL2009-12910-C03-01) del primer autor dentro del proyecto REDESAC (MICINN CGLI2009-12910-C03-01). Los autores agradecen la disponibilidad de todas las personas que han hecho posible el desarrollo de los trabajos de campo, tanto en instalación de captadores de agua de lluvia como en localización y muestreo de puntos de interés, así como a los laboratorios de análisis químico elemental e isotópico ambiental por la eficiencia de su trabajo y aportación de ideas. Otros diversos expertos en la zona han proporcionado notables datos e información, en especial Teresa Carceller, Javier San Román y Miguel Ángel García Vera de la Confederación Hidrográfica del Ebro, así como Javier Lambán y Antonio Azcón de la Unidad del IGME de Zaragoza. También se agradece a Josep Torrens de Tarragona la información proporcionada sobre la zona de estudio. La Confederación Hidrográfica del Júcar ha facilitado el acceso dirigido a sus bases de datos.

REFERENCIAS

- Alcalá, F.J. (2005). *Recarga a los acuíferos españoles por medio de un balance hidrogeoquímico*. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. Barcelona, 719 pp.
- Alcalá, F.J., Custodio, E. (2014). Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in a large varied territory. *Hydrological Processes*, 28(2), 218-236. doi:10.1002/hyp.9556.
- Ansón, I., Yáñez, J. (2010). *Estudio hidrológico de La Plana de la Galera*. 44 Edición Curso Internacional de Hidrología Subterránea. FCIHS y Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona.
- Badiella, P. (2009). *Estudi d'actualització hidrogeològica del sector de La Carrova y Plana de la Galera per avaluació de recursos hidrològics subterranis pel subministrament a les poblacions litorals del Montsià*. Agència Catalana de l'Aigua, Barcelona (Informe interno).
- Custodio, E. (2009). Recarga a los acuíferos extensos a partir de la deposición atmosférica de cloruros y de la temperatura del terreno. *Boletín Geológico y Minero*, 120(4), 631-640
- Custodio, E. (2010). Estimation of aquifer recharge by means of atmospheric chloride deposition balance. *Contributions to Science*, 6(1): 81-97.
- Custodio, E. (2011). Hidrogeología en regiones semiáridas y áridas. *VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea*. Hidrogeología Regional y Exploración Hidrogeológica. Salta, Argentina: 1-17. ISBN: 978-987-23936-9-4.
- Custodio, E. (2013). Simple solutions for steady-state diffuse recharge evaluation in homogeneous unconfined aquifers using atmospheric tracers. Paper under final preparation to be submitted to *Hydrogeology Journal*.
- Custodio, E., Llamas, M.R., Samper, J. (eds.) (1997). *La evaluación de la recarga a los acuíferos en la planificación hidrológica*. Asociación Española de Hidrogeólogos-Grupo Español /ITGE. Madrid: 455 pp.
- Forte Lay, J.A., Villagra, M.M. (1986). El balance hidrológico de Thornthwaite y Mather (1955) aplicado bajo diferentes unidades de tiempo. Verificación con valores observados y comparación de resultados. *Actas del XI Congreso Nacional del Agua (Córdoba, Argentina)*. Tomo I, Aguas Superficiales 1: 89-119.
- Freeze, R.A., Cherry, J.A. (1979). *Groundwater*. New Jersey: Ed. Prentice Hall. 604 p.
- Hely, A.G., Mower, R.W., Harr, C.A. (1971). *Water resources of Salt Lake County, Utah*. Utah Dept. of Natural Resources. Technical Publication No.31.
- Manning, A.H. (2002). *Using noble gas tracer to investigate mountainblock recharge to an intermountain basin*, Dissertation, University of Utah.
- Maurel, D.K., Prudic, D.E., Berger, D.L., Thodal, C.E. (1999). Sources of water flowing into basin-fill aquifers underlying Carson City, Nevada, *Geological Society of America, 1999. Annual Meeting Abstracts with Programs*, 31(7), 87.
- Samper, J. (1997). Métodos de evaluación de la recarga por la lluvia por balances de agua: utilización, calibración y errores. En: E. Custodio, M.R. Llamas y J. Samper (eds.), *La Evaluación de la Recarga a los Acuíferos en la Planificación Hidrológica*. Seminario de la AIH-GE-Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid: 41- 79.
- Samper, J., Huguet, Ll., Ares, J., García-Vera, MA. (1999/2005). *Manual del usuario del programa VISUAL BALAN v2.0: código interactivo para la realización de balances hidrológicos y la estimación de la recarga*. Publicación Técnica de ENRESA. Madrid. 134 pp.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1): 18-39. doi:10.1007/s10040-001-0176-2

Tourís, R. (1986). *Recursos hídricos de la vessant catalana de l'Ebre. Servei Geològic de Catalunya*. Departament de Política Territorial i Obres Públiques. Barcelona (Informe interno del Servei Geològic de Catalunya), 300 pp.

Wilson, J.L., Guan, H. (2004). Mountain-block hydrology and mountain-front recharge. *New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro, New México. Water Sci. and Appl. Groundwater Recharge in a Desert Enviroment: The Southwestern United States*: 23 p.

Wood, W.W., Sanford, W.E. (1995). Chemical and isotopic methods for quantifying ground water recharge in a regional semiarid environment. *Ground Water*, 33(3): 458-468. doi:10.1111/j.1745-6584.1995.tb00302.x