

Propagación de la recarga inducida por una crecida del río Ebro en el acuífero aluvial urbano de Zaragoza (España)

The propagation of a flood induced recharge through the alluvial urban aquifer of Zaragoza (Spain)

Alejandro García Gil^{1,2}, José Ángel Sánchez Navarro¹, Eduardo Garrido Schneider³, Enric Vazquez-Suñé², Antonio Pérez García¹, Diego Sampietro Lardiés¹ y Jesús Mateo Lázaro¹

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra Universidad de Zaragoza, c/ Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza, España.

agargil@unizar.es, joseange@unizar.es, anperez@unizar.es, jesumateo@eid.es

² GHS, Grupo de Hidrogeología Subterránea (IDAEA), CSIC, c/ Jordi Girona, 18-26, 08034 Barcelona, España. enric.vazquez@idaea.csic.es

³ Instituto Geológico y Minero de España. Unidad de Zaragoza. Manuel Lasala 44, 9^ºB 50006, Zaragoza, España. egarrido@igme.es

ABSTRACT

This paper studies the recharge induced by a flood event in the alluvial urban aquifer of Zaragoza from a quantitative point of view. Thanks to the implementation of a groundwater flow numerical model, the propagation of the recharge front through the alluvial aquifer has been simulated. The results obtained have shown a propagation of the recharge front through the aquifer driven by the transmissivity field and the existent river-aquifer regime prior to the flood event. In general, the recharge front has a 35-45 m·h⁻¹ displacement in the first 20 hours. Subsequently, the front decelerates to almost zero velocity at the flood peak. Finally, it is concluded that the recharge front reaches 1,000 m in previous river effluent zones and 2,000-2,500 m in other zones.

Key-words: Flood event, River-aquifer relationship, alluvial aquifer, urban hydrogeology, groundwater modelling.

RESUMEN

En este artículo se estudia desde un punto de vista cuantitativo la recarga del acuífero aluvial urbano de Zaragoza inducida por una crecida del río Ebro. Mediante la implementación de un modelo numérico de flujo se ha simulado la propagación de la crecida por el acuífero aluvial. Los resultados obtenidos muestran una dinámica de la recarga estrechamente ligada a la anisotropía de la transmisividad y las relaciones río-acuífero previas a la crecida. En general se produce un avance del frente de la recarga rápido, velocidades de 35-45 m·h⁻¹ en las primeras 20 horas. Posteriormente, dicho frente experimenta una importante deceleración con velocidades muy bajas entorno al inicio de la curva de decrecida del río Ebro. El alcance de la recarga es de 1.000 m en zonas fuertemente efluentes previamente a la crecida y de 2.000-2.500 m en otras zonas.

Palabras clave: Crecidas, relaciones río-acuífero acuífero aluvial, hidrogeología urbana, modelación matemática del flujo subterráneo.

Geogaceta, 56 (2014), 91-94.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 31 de enero de 2014
Fecha de revisión: 29 de abril de 2014
Fecha de aceptación: 30 de mayo de 2014

Introducción

La zona de estudio tiene 80 km² y se sitúa en el sector central del valle del río Ebro en el medio urbano de la ciudad de Zaragoza donde confluyen dos de sus tributarios, el río Gallego y el río Huerva (Fig. 1). Corresponde a un acuífero libre definido por la Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) como "Acuífero aluvial del río Ebro", masa de agua subterránea 058. La zona de estudio se centra en la porción de ese aluvial bajo el casco urbano de Zaragoza y ha sido denominado como "Acuífero Aluvial Urbano de Zaragoza" (Garrido *et al.*, 2006, 2010). Este acuífero se compone de terrazas alu-

viales constituidas por gravas depositadas por el río Ebro y sus afluentes. Además en el acuífero pueden presentarse materiales de abanicos aluviales procedentes del Huerva y barrancos adyacentes. Estos materiales del acuífero se encuentran apoyados sobre la Formación Yesos de Zaragoza de edad Oligocena-Miocena (Quirantes, 1978). La formación se compone de una secuencia subhorizontal que incluye una alternancia de yesos y margas con niveles arcillosos. El espesor del acuífero varía entre 5 y 40 m, y el nivel freático se encuentra a una profundidad de 7 a 34 m. En la figura 2 se presenta la red de flujo para el acuífero aluvial en la zona de estudio. La zona del aluvial consi-

derada es drenada por el río Ebro, siendo la dirección de flujo general del agua subterránea de sentido suroeste a noreste en la parte central del dominio, de Oeste a Este en la parte Norte y paralelo al río (noroeste a sureste) en la parte oriental, lo que hace compleja la relación río-acuífero en el espacio y en el tiempo. Existe un canal de regadío, el "Canal Imperial de Aragón", en la parte Sur del área de estudio con filtraciones al aluvial que han sido evaluadas en estudios previos de 10 L·s⁻¹·km⁻¹ (Garrido *et al.*, 2006). La transmisividad del acuífero aluvial se encuentra entre rangos muy dispares desde 3·10² hasta 4·10³ m²·día⁻¹ (Garrido *et al.*, 2006; CHE, 2010) debido tanto a dife-

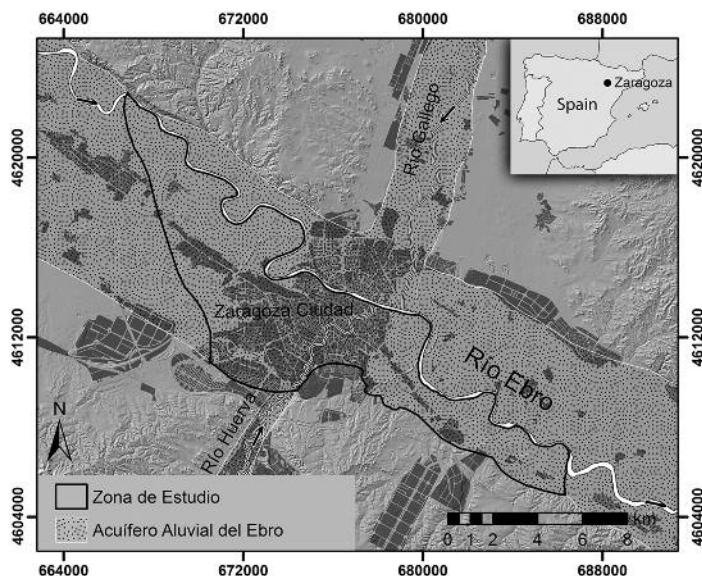


Fig. 1.- Localización de la zona de estudio. Proyección: WGS 1984 Complex UTM Zone 30N, Datum DWGS1984.
Fig. 1.- Location of the research area. Projection: WGS 1984 Complex UTM Zone 30N, Datum DWGS1984.x

rencias de permeabilidad como de espesor saturado del acuífero.

Las crecidas del río Ebro modifican el régimen de flujo del agua subterránea en el acuífero aluvial del Ebro en Zaragoza. Dichas crecidas se producen principalmente en invierno y primavera generando subidas del nivel en el río de 2-4 metros en crecidas ordinarias, y más de 5 m en extraordinarias. La subida del nivel del agua del río genera en el acuífero un gradiente hidráulico que induce una recarga estacional de agua del río en el acuífero. Dicha recarga modifica la compleja relación río-acuífero que es diferente a lo largo del cauce del río.

En este artículo se pretende estudiar la propagación de una crecida que tuvo lugar entre febrero y marzo del 2011, de la cual se dispone de un registro continuo tanto del nivel del río como del nivel freático en varios puntos piezómetros. Esta crecida coincidió con un evento de elevada precipitación en el entorno urbano de Zaragoza, (precipitación de 65 mm·día⁻¹), no observando respuesta en los piezómetros, por lo que se resalta la escasa incidencia en el acuífero que la recarga por infiltración directa de la precipitación tiene en el medio urbano de Zaragoza. De todos modos, la recarga anual por infiltración en el acuífero ha sido evaluada entre 70 y 76 mm·año⁻¹ según las zonas (Garrido *et al.*, 2006).

Metodología

Monitorización

Dentro del área de estudio se dispone de 240 puntos de observación de nivel correspondientes al inventario de puntos de agua de la CHE (Fig. 2). Estos datos tienen una frecuencia de medición mensual o su-

perior y han servido para establecer el régimen general de flujo. Además existe una red de control, con 7 piezómetros en la zona de estudio, creada y gestionada por el IGME y la CHE (IGME-CHE, 2009). Los piezómetros se encuentran equipados con sensores de presión (BARO-DIVER Schlumberger datalogger) con registro continuo de alta resolución y precisión de 0,5 cmH₂O. En las fi-

guras 2 y 4 se muestra la posición de los piezómetros utilizados para éste estudio y su denominación.

En la figura 2 se muestra la evolución de los niveles de agua del río y los de los piezómetros considerados. Como puede verse el nivel del río supera ampliamente los niveles de los piezómetros estudiados. La crecida del río se traduce en un ascenso de los niveles piezométricos del acuífero, que como puede observarse en la figura 2 son menores conforme nos alejamos del río.

Los valores de ascenso máximos para los piezómetros son: P1 (107 cm a 50 m de distancia del río Ebro), P2 (98 cm a 526 m del río), P3 (60 cm a 758 m), P4 (51 cm a 819 m) y P5 (33 cm a 853 m).

En la misma gráfica puede observarse como el nivel en el piezómetro P1 es totalmente solidario con el nivel del río, de manera que puede ser representativo de cómo se produce la conexión hidráulica río-acuífero a una distancia de 50 metros. Es interesante observar como las dos ondas de crecida del río se atenúan hasta desaparecer conforme nos alejamos del río y sólo se manifiestan en los piezómetros P2 y P3.

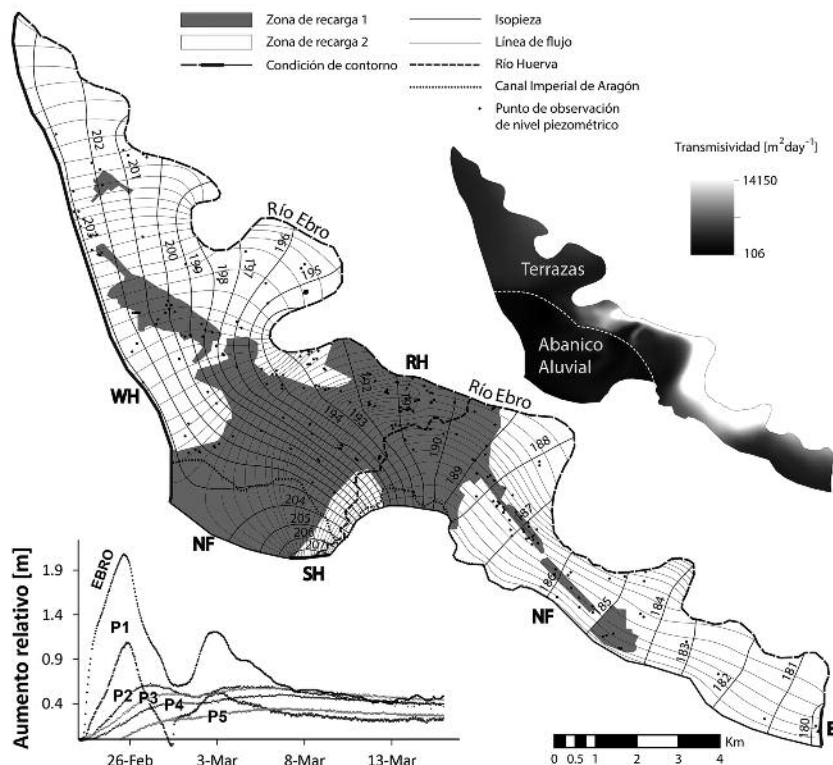


Fig. 2.- Condiciones de contorno del modelo (Términos en negrita, ver texto), campo de transmisividades y puntos de observación de nivel piezométrico utilizados en la calibración del modelo. También se presentan los hidrogramas del río Ebro y de piezómetros con medidas de alta resolución (localización en figura 4).

Fig. 2.- Boundary conditions (explained in the text) of the groundwater flow model, transmissivity field and head observation points used in the calibration process. Hydrographs of the Ebro River and piezometers with high-resolution measurements are also presented (piezometers location are shown in figure 4).

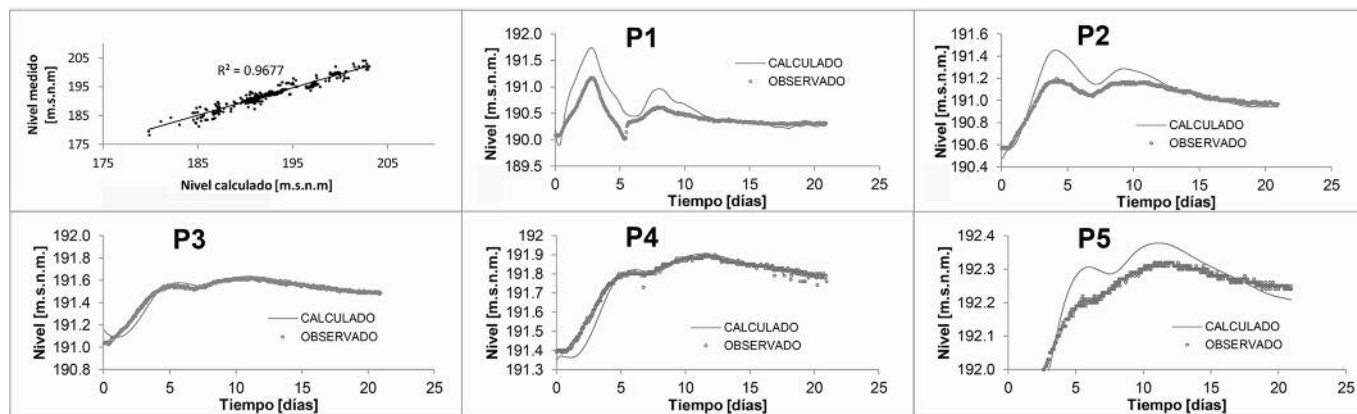


Fig. 3.- Resultados de la calibración del modelo de flujo de agua subterránea. La localización de los puntos de observación se muestra en la Fig. 4.

Fig. 3.- Calibration process results obtained from the groundwater flow model. Location of the observation points is presented in Fig. 4.

Modelo conceptual y calibración

El flujo de agua subterránea se ha simulado gracias al código TRANSIN-IV (Medina y Carrera, 1996) usando la interfaz gráfica VisualTRANSIN (GHS, 2003). El modelo cubre los 36,6 km de ribera del río Ebro además del área comprendida entre el río y los afloramientos terciarios en la zona de estudio. Dado que únicamente existe un acuífero de una capa se ha realizado una malla 2D no estructurada con un total de 21.902 elementos triangulares y 11.244 nodos. La malla presenta un refinado desde zonas marginales con elementos triangulares con 200 m de lado a zonas en contacto con el cauce del río con elementos de 3 metros de lado (Fig. 4). El modelo simula la crecida del río Ebro del 23 de febrero de 2011 hasta pasados 20 días después. El incremento de tiempo utilizado para el cálculo es de 1 hora. Discretización adecuada para reproducir los hidrogramas, tanto del río como los observados en los piezómetros de observación durante la crecida (Fig. 2).

En la figura 2 se muestran las condiciones de contorno del modelo. En el límite Norte (RH) que representa el río Ebro se ha impuesto una condición mixta o Cauchy transitoria con un factor de goteo constante que representa la conexión hidráulica del río y el acuífero. Dicha condición calcula el caudal de entrada-salida en el contorno en función de la conductancia del río y del gradiente hidráulico entre el nivel del agua subterránea y el nivel de referencia externo. El nivel externo de referencia corresponde con la cota del río la cual se ha implementado en el modelo en cada nodo a lo largo del río, desde 210 m al Oeste a 175 m al Este. Para simular la crecida se ha multiplicado en cada nodo la cota de referencia por un factor que varía en el tiempo según el

estado de la crecida. El resultado final es la variación del nivel fijo del río según los cambios de nivel observados en la estación de aforo del río Ebro en el núcleo urbano de Zaragoza (estación nº 9011 de la CHE). El río Huerva y el canal Imperial de Aragón han sido también modelados mediante una condición de contorno mixta tipo Cauchy estacionaria. Las condiciones de contorno consideradas en los límites Oeste (WH) y Este (EH) del dominio modelado son de nivel fijo o Dirichlet en régimen estacionario correspondientes a un modelo previo (Garrido *et al.*, 2006). Los límites laterales del acuífero con el terciario se han considerado impermeables (NF). La recarga superficial (condición Neumann) se ha considerado estacionaria considerando 2 zonas principales: una de 70 mm en zona urbana (zona de recarga 1) y 76 mm en el resto del dominio (zona de recarga 2), ambas obtenidas de un modelo regional previo (Garrido *et al.*, 2006).

Partiendo de una simulación en estado estacionario en enero de 2011 se han simulado los cambios de nivel del río Ebro hasta obtener las condiciones iniciales para el 23 de febrero de 2011.

Para la parametrización del modelo se han discretizado dos zonas; una para las terrazas del Ebro y otra para los abanicos alu-

viales (Fig. 2). Los parámetros previos utilizados se presentan en la tabla I.

Resultados y discusión

En el modelo de flujo realizado se han calibrado los diferentes parámetros hidráulicos (Tabla I) con 240 datos de nivel obtenidos del inventario de puntos de la CHE junto con los datos extraídos de la red de piezómetros del IGME. Los resultados de la calibración tal y como pueden observarse en la figura 3 son satisfactorios corroborando así la utilidad del modelo elaborado. Las mayores desviaciones se producen en el punto P1 donde el pico de la crecida observado es sobrestimado por el modelo. Esto se debe probablemente a la existencia de un Azud en el río Ebro aguas abajo del punto P1 que al no ser incluido en el modelo el pico de la crecida simulado tendrá un valor superior al real dado que el azud tiende a atenuar los picos.

A partir de los resultados obtenidos por el modelo se han restado las condiciones iniciales para reproducir los incrementos relativos de nivel producidos por la crecida. Se ha estudiado la evolución de un incremento de 10 cm del nivel en el tiempo para ver la propagación de la onda de la crecida (recarga) a través del acuífero aluvial. En la fi-

Parámetro	Estimaciones previas	Parámetros calibrados	
		Terrazas	Abanicos aluviales
Conductividad hidráulica [m· día ⁻¹]	20-270 *	245	80
Coefficiente de almacenamiento específico [m ⁻¹]	5E-03-3E-02 *	0,019	0,018
Factor de goteo Ebro [m ² · día ⁻¹]	-	-	9200
Factor de goteo Huerva [m ² · día ⁻¹]	-	0,1	0,1
Factor de goteo Canal Imperial de A. [m ² ·día ⁻¹]	0,001*	-	0,0012

Tabla I.- Parámetros previos y calibrados del modelo de flujo (* Garrido *et al.*, 2006).

Table I.- Previous and calibrated parameters for the flow model (* Garrido *et al.*, 2006).

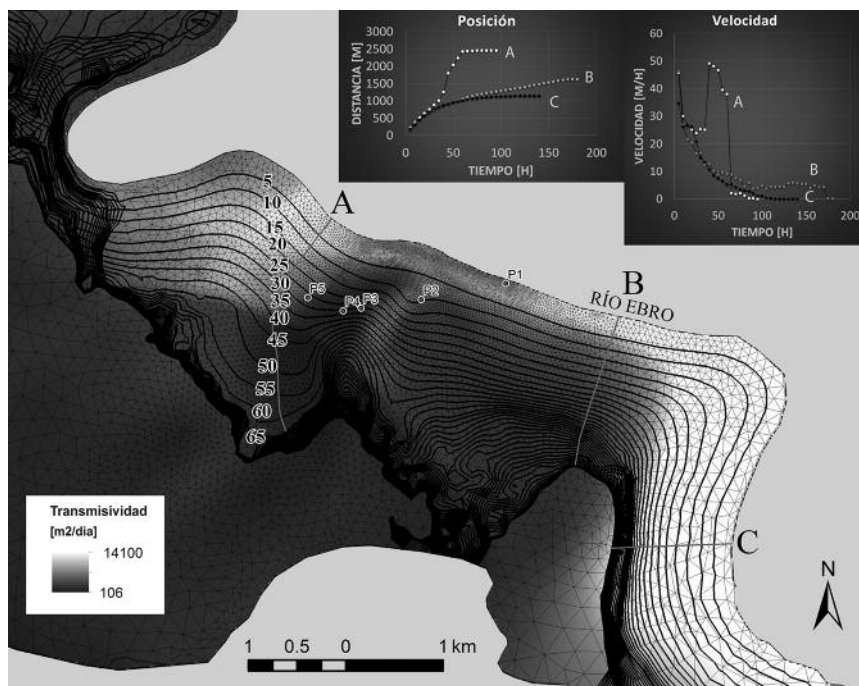


Fig. 4.- Mapa de isócronas del frente de propagación de la recarga para el acuífero aluvial y evolución de la velocidad de la recarga. Las líneas A, B y C representan tres trayectorias del frente de propagación.

Fig. 4.- Isochron map of the recharge 0,1 m front and representation of the velocity changes of the flood front. Lines A, B and C represents three different trajectories of the head wavefront.

gura 4 se muestran las isócronas del frente de propagación para intervalos de 5 horas. En el primer intervalo el frente es razonablemente paralelo al río. En tiempos posteriores, se observa una deformación del frente adaptándose al campo de transmisividades del acuífero.

Se ha estudiado la velocidad de propagación de la recarga (incremento de 0,1 m en el nivel del agua) a lo largo de tres trayectorias representativas del dominio (Fig. 4). En la trayectoria "A" se observa que el frente de onda se desplaza a $45 \text{ m}\cdot\text{h}^{-1}$ en las primeras 5 horas, decelera a $25 \text{ m}\cdot\text{h}^{-1}$ a las 35 horas, y posteriormente sufre una aceleración muy importante pudiendo llegar a $49 \text{ m}\cdot\text{h}^{-1}$. Esta última aceleración se debe a una reducción de la sección de paso del frente de onda, las zonas notablemente menos transmisivas dificultan el flujo de agua subterránea modificando el flujo a favor de la trayectoria estudiada. El frente de recarga queda detenido hacia las 60 y 65 horas del inicio de la crecida, coincidiendo con la curva de decrecida en el río. A partir de este momento el avance espacial de la recarga es nulo, y se sitúa a una distancia del río de unos 2.500 metros

En las trayectorias "B" y "C" el frente de recarga varía de una velocidad inicial de avance muy rápida (46 y $34 \text{ m}\cdot\text{h}^{-1}$ en "B" y "C" respectivamente) a una intensa de-

celeración; el avance de la recarga es prácticamente nulo a 1.000-1.500 m de distancia al río.

Hay que señalar que el diferente comportamiento de la trayectoria "B" respecto de la "A" y de la "C" se debe a la relación río-acuífero previa a la crecida: "A" y "C" corresponden a tramos que eran efluentes y "B" corresponde a un tramo que era ligeramente influente. Esto explicaría que aun cuando la transmisividad en "B" es menor, el hecho de que corresponda a un tramo previamente influente hace que la crecida avance mucho más rápido y tarde más en decelerarse. Esto resalta la importancia de la relación río acuífero previa a la crecida.

Conclusiones

La disponibilidad de datos piezométricos con cadencia horaria ha permitido estudiar la respuesta del acuífero aluvial urbano de Zaragoza a una crecida del río Ebro. A partir de la evolución de niveles observados se ha verificado un modelo numérico que ha permitido la simulación de la recarga inducida por la crecida estudiada.

Se ha elaborado un mapa de isócronas del frente de avance de la recarga en el acuífero, observándose una dinámica de la crecida estrechamente ligada a la heterogeneidad de la transmisividad y las relacio-

nes río-acuífero previas a la crecida. En cuanto a la dinámica, se observa inicialmente un rápido frente de avance de la recarga, velocidad $35\text{-}45 \text{ m}\cdot\text{h}^{-1}$ en las primeras 20 horas; posteriormente, experimenta una rápida deceleración de manera que a partir de las 50 horas la velocidad es prácticamente nula. Este tiempo corresponde con el inicio de la curva de decrecida del río Ebro.

Para ésta crecida el frente de recarga alcanza una distancia al río que oscila según la zona considerada entre 1.000 m en zonas fuertemente efluentes anteriormente a la crecida y de 2.000-2.500 m en otras zonas.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado por la Universidad de Zaragoza-IAEA con datos obtenidos por el IGME en el marco del Convenio de Colaboración entre el IGME y la CHE para el estudio del impacto térmico generado por los pozos de climatización en la ciudad de Zaragoza. Este trabajo ha sido financiado, en parte, por el proyecto de MICINN: CGL2009-09165BTE, FEDER, Fondo Social Europeo y Grupo de Análisis de Cuenas Sedimentarias Continentales del Gobierno de Aragón.

Alejandro García Gil agradece la ayuda económica recibida del Gobierno de Aragón a través del programa de subvenciones destinadas a la formación y contratación de personal investigador (DGA 2012).

Referencias

- Confederación Hidrográfica del Ebro (CHE) (2010). Base de datos SITEbro. <http://iber.chebro.es/sitebro/sitebro.aspx>
- Garrido, E., García, M., Arce, M. y Serrano, J. (2006). *Hidrogeología y Aguas subterráneas* 21, 335-342.
- Garrido, E., Sánchez Navarro, J.A. y Coloma, P. (2010). *Geogaceta* 49, 115-118.
- Grupo de Hidrogeología Subterránea (GHS) (2003). *Visual Transin Code*.
- IGME-CHE (2009). *Convenio específico de colaboración IGME-CHE para el análisis del impacto térmico generado por los pozos de climatización en las aguas subterráneas de la ciudad de Zaragoza*. Ref. 2009/07.
- Medina, A. y Carrera, J. (1996). *Resources Research* 32, 3063-3076.
- Quirantes J. (1978). *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis Doctoral, Departamento de Sedimentología y Suelos (CSIC), 200 p.