

# Propiedades hidrogeológicas de la matriz de rocas carbonatadas de la Cordillera Bética (sur de España)

*Hydrogeological properties of the matrix of carbonate rocks from the Betic Cordillera (southern Spain)*

J. Motyka <sup>(1)</sup>, A. Pulido-Bosch <sup>(2)</sup>, P. Pulido-Leboeuf <sup>(2)</sup> y S. Borczak <sup>(3)</sup>

<sup>(1)</sup>Facultad de Minas, Universidad de Minas y Metalurgia, ul. Mickiewicza 30, 30059 Cracovia, Polonia

<sup>(2)</sup>Departamento de Hidrogeología y Q.A. Universidad de Almería, La Cañada de S. Urbano, 04120, Almería

<sup>(3)</sup>Facultad de Geología, Geofísica y Protección Ambiental, Universidad de Minas y Metalurgia, ul. Mickiewicza 30, 30059 Cracovia, Polonia

## ABSTRACT

The study of 181 rock samples from boreholes drilled in different locations of the Betic Cordillera throw hydraulic conductivity values that range from  $5,25 \times 10^{-5}$  to  $2,71 \times 10^{-12}$  cm/s and interconnected porosity values between 0.2091 and 0.004458. Higher values generally correspond to miocene calcareous sandstones, although hydraulic conductivity can reach more elevated values in some limestone and dolostone samples. Lower values were found in marly limestones and marbles.

**Key words:** Betic Cordillera, carbonate rocks, interconnected porosity, hydraulic conductivity, specific yield, relative drainability

Geogaceta, 32 (2002), 311-314  
ISSN:0213683X

## Introducción

A pesar de que la porosidad de la matriz de los acuíferos carbonatados es la principal reserva para el transporte de solutos y el principal contribuyente al caudal específico en este tipo de acuíferos (Zuber y Motyka, 1998), estas propiedades suelen ser ignoradas en el momento de caracterizarlos. Con el objeto de reducir un poco esta carencia en los materiales carbonatados de las Cordilleras Béticas se tomaron 181 muestras de testigos de sondeos perforados previamente a la construcción de diversos embalses de la región.

El objetivo principal de la presente nota es caracterizar las rocas carbonatadas de la Cordillera Bética desde un punto de vista hidrodinámico, a través del estudio de su comportamiento a pequeña escala.

## Métodos

Antes de estudiar las características hidráulicas de las muestras, éstas fueron cuidadosamente lavadas con agua, con la intención de eliminar los efectos del método de perforación.

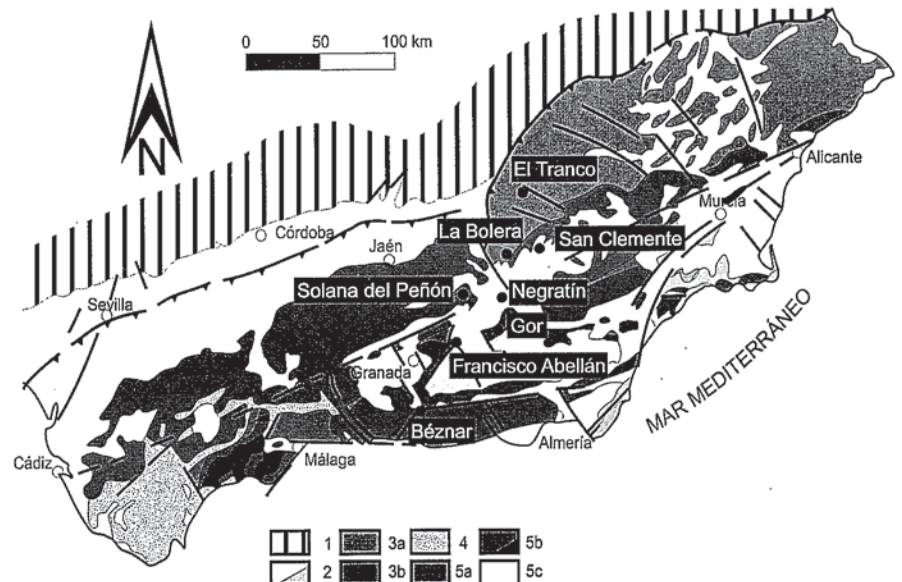


Fig. 1.- Localización geológica de los embalses de los que se han tomado muestras para este estudio en el marco de la Cordillera Bética. 1: Antepaís; 2: Cuencas neógenas; Volcanismo; 3: Zona Externa; a: Prebético; b: Subbético; 4: Flysch; 5: Zona Interna; a: Maláguide y Dorsal; b: Alpujárride; Peridotitas; c: Nevado-Filábride. (Modificada de Sanz de Galdeano, 1993).

Fig. 1.- Geological location in the Betic Cordillera of the dams where rock samples have been taken for this study. 1: Foreland; 2: Neogene basins; Vulcanism; 3: External Zone; a: Prebetic; b: Subbetic; 4: Flysch; 5: Internal Zone; a: Malaguide and Dorsal; b: Alpujarride; Peridotites; c: Nevado-Filabride (Modified from Sanz de Galdeano, 1993).

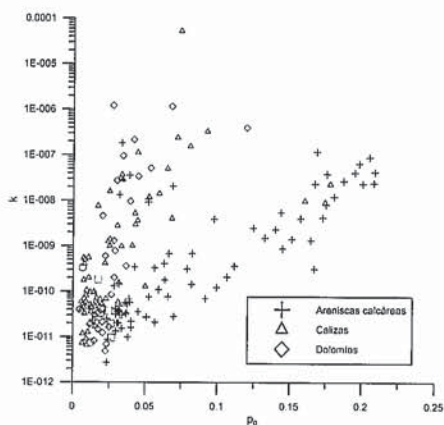


Fig. 2.- Comparación de los valores de conductividad hidráulica y porosidad interconectada.

Fig. 2.- Hydraulic conductivity-interconnected porosity plot.

Las muestras estudiadas han sido tomadas en los sondeos de investigación que se realizaron para la construcción de 8 embalses distribuidos en las provincias de Jaen y Granada (figura 1). Algunos de estos embalses están situados en las Zonas Internas, otros en las Zonas Externas y otros en depresiones Neógenas, por lo que los materiales atravesados en los sondeos cubren un amplio espectro de edades (desde el Paleozoico hasta el Cenozoico). Las 181 muestras fueron tomadas a profundidades comprendidas entre 1 y

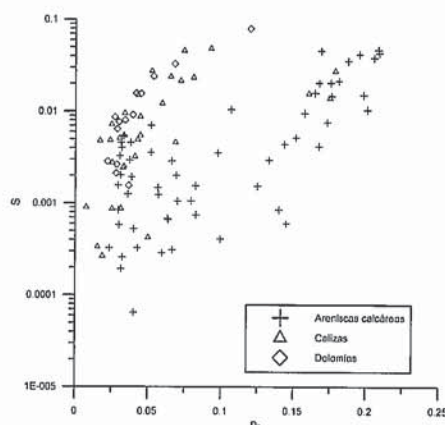


Fig. 3.- Comparación de los valores de caudal específico y porosidad interconectada.

Fig. 3.- Specific yield-interconnected porosity plot.

258 m. 104 muestras corresponden a calizas y dolomías -6 de ellas margosas-, 75 a areniscas calcáreas y 2 a mármoles. Los diámetros de las muestras eran de 46 a 47 mm, mientras que su longitud era cercana a los 50 mm.

La «porosidad abierta» (open porosity) fue medida en una cámara de vacío; se extrajo todo el aire de la muestra y se rellenó ese espacio con agua, para pesar la muestra varias veces. De esta forma, se mide el volumen de poros interconectados. Antes de introducirlas

en la cámara de vacío, las muestras fueron secadas en estufa a 105-110°C durante 24 h.

Para el cálculo de la porosidad interconectada (interconnected porosity,  $p_0$ ) se usó la siguiente expresión (Borczak et al, 1990):

$$P_0 = \frac{G_n - G_s}{G_n - G_{nw}} \quad (1)$$

donde  $G_n$  es el peso de la muestra saturada con agua,  $G_s$  es el peso de la muestra secado a 105-110°C y  $G_{nw}$  es el peso de la muestra saturada con agua pesada en agua, aplicando el principio de Arquímedes.

El método que se ha usado para calcular el caudal específico (Specific yield, S) se basa en el centrifugado de las muestras (Prill et al., 1965). Dado que el agua es drenada de forma lenta por la gravedad, se usó una centrifugadora para acelerar el proceso. La presión de succión que actúa sobre la muestra debido a la fuerza centrífuga libera parte del agua de la muestra (agua gravífica, «gravitational water»), calculada con la siguiente fórmula:

$$H = \frac{\left(\frac{2\pi n}{60}\right)^2 r h}{g} \quad (2)$$

donde  $H$  es la presión de succión del agua de la matriz, expresada en metros de altura de columna de agua;  $n$  es el número de revoluciones por minuto;  $r$  es el radio de centrifugación (distancia en metros desde el eje de centrifugación al centro de gravedad de la muestra);  $h$  es la longitud de la muestra en metros y  $g$  es la aceleración de la gravedad (9.81 m/s<sup>2</sup>).

El problema consiste en establecer la presión de succión adecuada para simular las condiciones naturales; con el método aplicado, esta es el equivalente a una columna de 10 m de agua. El caudal específico se ha calculado a partir del volumen de agua extraído por centrifugado. Una vez establecidas todas las variables ( $H=98$  kPa y la longitud de cada muestra), se determina el número de revoluciones necesario para cada muestra. La cantidad de agua expulsada por centrifugado permite el cálculo del caudal específico (S):

$$S = \frac{V_w}{V_r}$$

donde  $V_w$  es el volumen de agua liberado por una presión de succión equivalente a 10 m de columna de agua (cm<sup>3</sup>) y  $V_r$  es el volumen de roca (cm<sup>3</sup>). La presión de extracción de agua simulada mediante

| Roca           | Parámetro                 | 1                      | 2                      | 3                      | 4                      | 5                      |
|----------------|---------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| Nº de muestras |                           | 75                     | 68                     | 30                     | 6                      | 2                      |
| $P_0$          | min                       | 0.0137                 | 0.005739               | 0.004458               | 0.0174                 | 0.006562               |
|                | max                       | 0.2091                 | 0.1782                 | 0.1198                 | 0.0266                 | 0.01223                |
|                | media                     | 0.0846                 | 0.031796               | 0.02963                | 0.0223                 | 0.009396               |
|                | desv tip                  | 0.0612                 | 0.036497               | 0.02153                | 0.004                  | 0.004008               |
| S              | min                       | 0                      | 0                      | 0                      | 0                      | 0                      |
|                | max                       | 0.04677                | 0.0485                 | 0.0798                 | 0                      | 0                      |
|                | media                     | 0.00640                | 0.005165               | 0.00724                | 0                      | 0                      |
|                | desv tip                  | 0.01174                | 0.0102                 | 0.01856                | 0                      | 0                      |
| $S_0$          | min                       | 0                      | 0                      | 0                      | 0                      | 0                      |
|                | max                       | 0.2699                 | 0.6175                 | 0.6659                 | 0                      | 0                      |
|                | media                     | 0.0505                 | 0.0882                 | 0.131177               | 0                      | 0                      |
|                | desv tip                  | 0.0652                 | 0.1432                 | 0.18463                | 0                      | 0                      |
| k              | min                       | 2.71x10 <sup>-12</sup> | 6.51x10 <sup>-12</sup> | 4.85x10 <sup>-12</sup> | 9.59x10 <sup>-12</sup> | 7.4x10 <sup>-12</sup>  |
|                | max                       | 1.83x10 <sup>-7</sup>  | 5.35x10 <sup>-5</sup>  | 1.21x10 <sup>-6</sup>  | 1.82x10 <sup>-10</sup> | 3.28x10 <sup>-10</sup> |
|                | media                     | 1.09x10 <sup>-8</sup>  | 8.03x10 <sup>-7</sup>  | 1.07x10 <sup>-7</sup>  | 5.37x10 <sup>-11</sup> | 1.68x10 <sup>-10</sup> |
|                | desv tip <sub>log k</sub> | 2.912                  | 3.175                  | 4.016                  | 0.978                  | 2.681                  |

Tabla I.- Características estadísticas básicas de los cuatro parámetros estudiados en los cinco grupos de muestras considerados. 1: areniscas calcáreas bioclásticas neógenas; 2: calizas mesozoicas; 3: dolomías mesozoicas; 4: calizas margosas mesozoicas; 5: mármoles paleozoicos;  $p_0$ : porosidad interconectada; S: caudal específico;  $S_0$ : drenabilidad relativa; k: conductividad hidráulica.

Table I.- Basic statistical characteristics for the four studied parameters in the five sample groups considered. 1: neogene bioclastic calcareous sandstones, 2: mesozoic limestones, 3: mesozoic dolostones, 4: mesozoic marly limestones, 5: paleozoic marbles;  $p_0$ : interconnected porosity; S: specific yield;  $S_0$ : relative drainability; k: hydraulic conductivity.

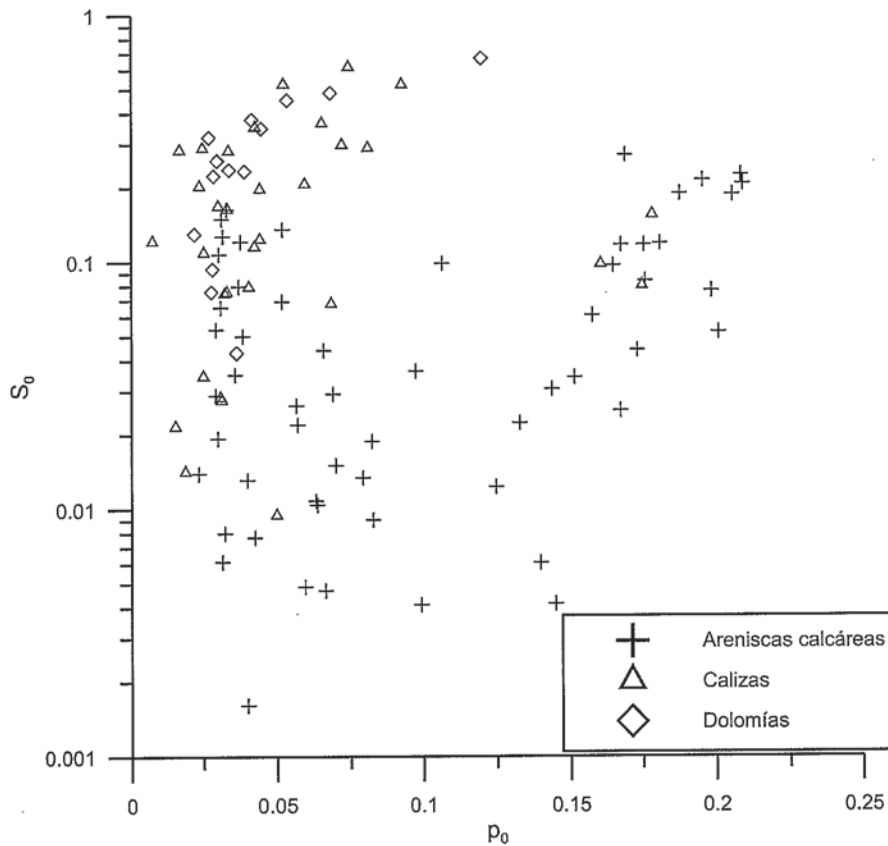


Fig. 4.- Comparación de los valores de drenabilidad relativa y porosidad interconectada.

Fig. 4.- Relative drainability-interconnected porosity plot.

centrifugación de pequeñas muestras es equivalente a la presión de extracción natural máxima ejercida por la gravedad en un estrato de espesor  $h$ .

La aceleración centrífuga ( $a$ ) se expresa como  $a = wr^2$ , donde  $w$  es la velocidad angular.

De la ecuación 2 se deduce:

$$\frac{H}{h} = \frac{a}{g}$$

donde:

$$a = \left(\frac{2\pi n}{60}\right)^2 r$$

de donde se puede calcular  $n$  (rpm) para cada muestra. De acuerdo con Prill et al. (1965), la relación entre el tiempo de percolación del agua gravífica en la naturaleza ( $T_n$ ) y el tiempo de centrifugado ( $t$ ) se puede expresar como:

$$\left(\frac{T_n}{t}\right) = \left(\frac{a}{g}\right)^2$$

Las implicaciones hidrogeológicas de esta expresión incluyen, por ejemplo, la estimación del tiempo en el que se producirán los descensos en los pozos. Todas las muestras fueron centrifugadas 30 min ( $t$ ), que, dependiendo de la longitud de la muestra, sería equivalente al tiempo de percolación en condiciones naturales ( $T_n$ ) de entre 660 y 940 días (entre 2 y 2.5 años).

La drenabilidad relativa (*relative drainability*,  $S_0$ ) consiste en:

$$S_0 = \frac{S}{p_0}$$

donde  $S$  es el caudal específico y  $p_0$ , la porosidad interconectada. Este coeficiente da una idea del diámetro de los poros de la matriz y de la naturaleza de la porosidad (fisuras, poros capilares pequeños, etc.).

Para averiguar la conductividad hidráulica hemos usado el método de Dulinski (1965). Las muestras fueron secadas a 105-110°C para disponerlas en un permeámetro de aire. La expresión usada para calcular el coeficiente de permeabilidad de Darcy ( $K_g$ ) es:

$$K_g = \frac{2Q_0 p_0 L \eta}{F(p_1^2 - p_2^2)}$$

donde  $Q_0$  es el flujo de gas ( $\text{cm}^3/\text{s}$ );  $p_0$  es la presión atmosférica (atm);  $L$  es la longitud de la muestra (cm);  $\eta$  es el coeficiente de viscosidad del gas;  $F$  es la sección de la muestra ( $\text{cm}^2$ );  $p_1$  es la presión del gas antes de atravesar la muestra (atm) y  $p_2$ , la presión del gas después de atravesar la muestra (atm).

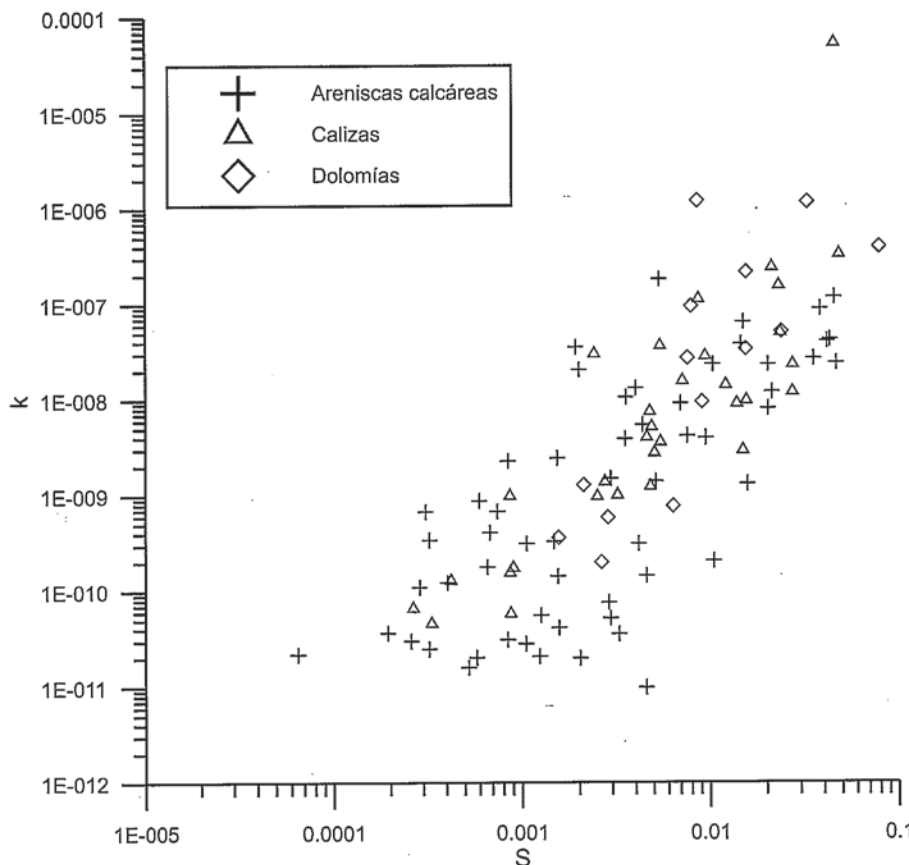


Fig. 5.- Comparación de los valores de conductividad hidráulica y caudal específico.

Fig. 5.- Hydraulic conductivity-specific yield plot.

Los coeficientes obtenidos fueron recalculados para agua a 10°C ( $K_{10}$ ) de acuerdo con la ecuación:

$$K_{10} = K_g \frac{\gamma}{\eta}$$

donde  $g$  es el peso específico del agua. De aquí se obtiene que  $K_{10} = 7.66 \cdot 10^{-6} \cdot K_g$ . La conductividad hidráulica obtenida de este modo no coincide con la que se obtiene usando agua. Así, hay que considerar el coeficiente de corrección de Klinkenberg, que depende de muchos factores y que es inherente a cada tipo de roca. De este modo, sabemos que  $K_g$ , y el cálculo para agua  $K_{10}$  son en realidad menores, especialmente en muestras con baja conductividad hidráulica (Klinkenberg, 1941).

## Resultados

Las muestras de roca fueron descritas macroscópicamente antes de analizarlas. De acuerdo con sus características de textura y estructura macroscópica se han distinguido 5 grupos de muestras: areniscas calcáreas bioclásticas (75), calizas (68), dolomías (30), calizas margosas (6) y mármoles (2). En la tabla 1 se muestran las características estadísticas básicas de las propiedades estudiadas en estos cinco grupos de muestras.

Los valores de la porosidad interconectada y la conductividad hidráulica muestran un rango de variación bastante amplio (entre 0.004458 y 0.2091 la primera y entre  $2.71 \times 10^{-12}$  y  $5.25 \times 10^{-5}$  la segunda). Los valores más altos de porosidad interconectada se encuentran en las muestras de areniscas calcáreas, mientras que la conductividad hidráulica más alta se encuentra en una muestra de calizas. 79 muestras no liberaron agua durante la

prueba para el cálculo del caudal específico, entre ellas las dos muestras de mármol y las seis de calizas margosas. El caudal específico más alto se obtuvo en una muestra de dolomía.

A pesar de que existe una ligera relación entre la porosidad interconectada y la conductividad hidráulica, se diferencian dos ramas en la distribución de las muestras en el gráfico  $p_0$ - $k$  (figura 2). En la primera rama se acumulan mayoritariamente areniscas calcáreas, mientras que en la otra dominan las calizas y dolomías. Esto se debe a que los poros de las muestras de la primera rama son de menor tamaño y atraen el agua con mayor fuerza que los de la segunda rama, que seguramente tendrán poros ensanchados por disolución, pequeñas fracturas, etc.

La separación de estas ramas es menos clara al comparar  $p_0$  y  $S$  (figura 3), aunque también se distingue el grupo predominantemente arenoso del formado sobre todo por calizas y dolomías. En este último grupo los caudales específicos son del mismo orden de magnitud con porosidades específicas mucho más reducidas. Al enfrentar la drenabilidad relativa a la porosidad interconectada (figura 4) se confirma la separación de estos dos grupos de características diferentes: el grupo de muestras con alta porosidad abierta y el grupo con alta drenabilidad.

La figura 5 pone de manifiesto la relación entre el caudal específico y la conductividad hidráulica. La tendencia es similar para los tres tipos de muestras, si bien los valores más altos se encuentran en muestras de calizas y dolomías.

## Consideraciones finales

A pesar de que suele ser ignorada, la matriz de las rocas carbonatadas jue-

ga un papel muy importante en el transporte de solutos y en el almacenamiento de los sistemas kársticos.

Los rangos de la conductividad hidráulica y la porosidad abierta de las rocas carbonatadas de la Cordillera Bética son muy amplios. En general, las areniscas calcáreas bioclásticas tienen una porosidad interconectada mayor, pero las calizas y dolomías presentan una mayor conductividad hidráulica. Las calizas margosas y los mármoles presentan porosidades interconectadas y conductividades hidráulicas mucho menores que las de los otros grupos.

## Agradecimientos

Esta investigación se ha llevado a cabo en el seno de los proyectos AMB 095-0495 y HID99-0597-CO2-02. Nuestro agradecimiento a las Confederaciones Hidrográficas del Sur de España y del Guadalquivir por facilitar las muestras estudiadas.

## Referencias

- Borcak, S., Motyka, J. y Pulido-Bosch, A. (1990). *Hydrol. Sci. Journal*, 35(5): 523-534.
- Klinkenberg, L.J. (1941). *Amer. Petroleum Inst. Drilling Prod. Practice Dallas*, 200.
- Motyka, J., Pulido-Bosch, A., Borcak, S. y Gisbert, J. (1998). *J. of Hydrol.* 211: 140-150.
- Prill, R.C., Johnson, A.J. y Morris, D.A. (1965). *US Geol. Survey Water Sup. Pap.*, 1662B.
- Sanz de Galdeano, C. (1993). In: *Some Spanish Karstic Aquifers* (A. Pulido-Bosch ed.):1-17.
- Zuber, A. y Motyka, J. 1998. *Environm. Geol.*, 34 (2/3): 243-250.