

## PROCESOS DE KARSTIFICACION ACTUAL EN EL AREA DEL CERRO DE LA OLIVA (PATONES, MADRID)

S. Sánchez-Moral\*, J. Lario\*\*, I. Bustamante\*\*\*, J. C. Cañaveras\*\*\*\*, M. Echeagaray\*\*\*\*\*, E. Sanz\*, M. Segura\*\*\* y S. Cuezva\*

### RESUMEN

El karst del Cerro de la Oliva constituye uno de los mejores ejemplos de este tipo de sistemas morfodinámicos en el Sistema Central. El estudio de los procesos de karstificación actuales evidencia nuevos datos sobre el inicio de la karstificación en esta zona y los mecanismos de su reciente reactivación, aportando datos sobre la génesis y desarrollo de procesos endokársticos singulares en las vertientes noroeste y sureste del Sistema Central. Se ha observado que la karstificación afecta preferentemente a los materiales dolomíticos y se produce por un proceso de dedolomitización favorecido por la disolución de materiales yesíferos suprayacentes. Este mecanismo, actualmente activo, es muy similar al que dio origen a los sistemas kársticos desarrollados a uno y otro lado del Sistema Central, implicando que el desarrollo de las primeras etapas de karstificación de los materiales cretácicos del Cerro de la Oliva se produjo estando estos materiales cubiertos por los yesos y arcillas paleógenas, al final del Pleistoceno inferior.

**Palabras clave:** karst, cavidad kárstica, dedolomitización, colapsos, hidroquímica, Patones.

### ABSTRACT

The Cerro de la Oliva karst is one of the best examples in this type of morphodynamic systems located in the Sistema Central Mountains. The study of the processes of current karstification evidences new data on the beginning of the karst in this area and the mechanisms of its recent reactivation, providing with data on the genesis and development of singular endokarstic processes both in the northwest and southeast sides of the Sistema Central. We have observed that karstification affects specifically to dolomitic materials taking place by means of dedolomitization processes favoured by the dissolution of overlying gypsiferous materials. This mechanism, at the moment active, is very similar to the one that gave origin to the karstic systems developed to both sides of the Sistema Central, implying that the first stages of cretacic limestones karstification of Cerro de la Oliva took place at the end of early Pleistocene, being these materials still covered for palaeogene gypsum and clays.

**Key words:** karst, karstic cave, dedolomitization, sinkholes, hydrochemistry, Patones.

### Introducción

El karst del Cerro de la Oliva constituye uno de los mejores ejemplos de este tipo de sistemas morfodinámicos en el Sistema Central, estando situado en el borde nororiental de la provincia de Madrid,

en la confluencia de los ríos Lozoya y Jarama. La evolución de este sistema kárstico, con abundante relleno detrítico, ha sido estudiada previamente y en detalle por varios autores (Hernanz, 1967; Torres, 1970, 1974; Corchón, 1976; Torres *et al.*, 1994a, 1994b, 1995; Barea, 2001; Barea *et al.*, 2002) que

\* Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. José Gutiérrez Abascal, 2. 28006 Madrid.

\*\* Departamento de Ingeniería Geológica y Minera. Facultad de Ciencias del Medio Ambiente. Universidad de Castilla-La Mancha. 45071 Toledo. Javier.Lario@uclm.es

\*\*\* Departamento de Geología. Universidad de Alcalá. 28871 Alcalá de Henares, Madrid.

\*\*\*\* Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Unidad Asociada CSIC-UA. Universidad de Alicante. 03080 Alicante.

\*\*\*\*\* Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Plaza España, sector II. 41071 Sevilla.

coinciden en afirmar que una vez que se produce el máximo levantamiento del Sistema Central al final del Mioceno, la unidad carbonatada cretácica queda al descubierto, comenzando su karstificación, desarrollada ampliamente desde el Plioceno superior hasta la actualidad. Uno de los aspectos más característicos del karst del Cerro de la Oliva es su desarrollo en materiales dolomíticos junto a la escasez de formas exokársticas. Este último hecho contrasta con el singular desarrollo, en áreas localizadas, de procesos endokársticos que han dado lugar a la formación de cavidades de amplio recorrido como la Cueva del Reguerillo, con más de 10 Km de galerías subterráneas. En cuanto a la naturaleza dolomítica de la roca encajante del karst, recientemente Barea *et al.*, (2002a) indican que es un hecho común en los macizos kársticos desarrollados sobre rocas carbonatadas cretácicas situados en los bordes norte y sur del Sistema Central.

Los procesos de karstificación en régimen freático siguen actuando en la actualidad (Corchón, 1976) con formación de cavernas por ensanchamiento de los conductos kársticos existentes, debido a la mayor velocidad de circulación del agua subterránea en los puntos de drenaje que constituyen los manantiales kársticos de la zona. En este sentido, durante la extrema sequía que se produjo en el período 1992-1995, el Canal de Isabel II (empresa gestora del abastecimiento a la Comunidad de Madrid) puso en explotación recursos subterráneos entre los que se encontraban un campo de ocho pozos que explotan mayoritariamente las aguas de un acuífero carbonatado-dolomítico cretácico en la zona de Torrelaguna (Madrid) y del acuífero cuaternario-terciario suprayacente (Echegaray *et al.*, 1998). Estos bombeos provocaron la reactivación de procesos naturales consistentes en la aparición de grandes colapsos circulares en los materiales aluviales superiores, indicando la formación de dolinas subyacentes y, por tanto, confirmando la situación activa de procesos kársticos en profundidad. Diferentes actuaciones llevadas a cabo por la empresa citada (construcción de nuevas captaciones) dieron resultados satisfactorios y dichos procesos se vieron suspendidos.

## Descripción del área de estudio

### *Marco geológico*

Los materiales que forman el Cerro de la Dehesa de la Oliva en el que se desarrolla el sistema kárstico estudiado, son de edad Cretácico superior y yacen, mediante discordancia angular, sobre los materiales metamórficos del Ordovícico, compues-

tos primordialmente por pizarras (ITGE, 1991; García *et al.*, 1996) (fig. 1). En los materiales cretácicos de esta zona, Corchón (1976) distingue dos formaciones: la *Formación Patones* (sinónimo de la *Formación Arenas de Utrillas*) y la *Formación Pontón de la Oliva*, de naturaleza calco-dolomítica y margosa en la base. La Memoria y Cartografía de la Hoja de Valdepeñas de la Sierra realizada por el ITGE (1991) distingue seis unidades cartográficas que se correlacionan con las definidas por Alonso (1981) y Floquet *et al.* (1982) para el Cretácico de Segovia y Cameros, respectivamente. Trabajos más recientes (García *et al.*, 1996) consideran que, desde el punto de vista litoestratigráfico, se pueden diferenciar en el Cretácico de esta zona una unidad terrígena basal asimilable a la *Formación Arenas de Utrillas*, en su sentido más amplio, dentro de la cual pueden diferenciarse tres litosomas: *Arenas de Aienza* (Cenomaniense superior), *Areniscas de Patones* (Cenomaniense terminal-Turonense inferior) y *Areniscas del Molar* (Turonense medio bajo). Forman un conjunto de unos 40-50 m de arenas y areniscas dolomíticas con pasadas de arcillas y margas. Sobre esta unidad terrígena se reconoce un conjunto dolomítico en el cual se distingue de base a techo una unidad de dolomías tableadas, frecuentemente cubierta por derrubios y considerada por García *et al.* (1996) como *Calizas dolomíticas de la Tranquera* (Turonense superior-Conaciense inferior). A techo de esta unidad se identifican las *Calizas nodulares de Hortezuolos* (Conaciense superior-Santoniense inferior) que se disponen en dos barras parcialmente dolomitizadas; la inferior, localmente subdivisible en dos y formando la base del resalte carbonatado. Estas calizas contienen frecuentes niveles de Rudistas en los cuales se ha podido determinar la presencia de *Bournonia gardonica* (Gil *et al.*, 2002) y datarlas como Conaciense. A techo de estas calizas se sitúa un tramo de margas con intercalaciones de dolomías sobre las que descansa una gruesa barra carbonatada sistemáticamente dolomitizada, la cual por su posición estratigráfica y sus características petrológicas se han considerado como pertenecientes a las *Dolomías detríticas de Hontoria* (Santoniense inferior). A techo de este último conjunto se sitúan las *Calizas del Burgo de Osma*, que aparecen muy dolomitizadas y recristalizadas, reconociéndose por conservar restos de una estratificación muy regular en bancos decimétricos. Localmente se pueden observar a techo de la anterior unidad, unos tramos de dolomías limosas o de dolomías brechoides las cuales pueden ser consideradas como parte de las *Dolomías del Valle de Tabladillo* (García *et al.*, 1996) o de una unidad de brechas (localmente denominadas como *Brechas del Pontón de la Oliva*).

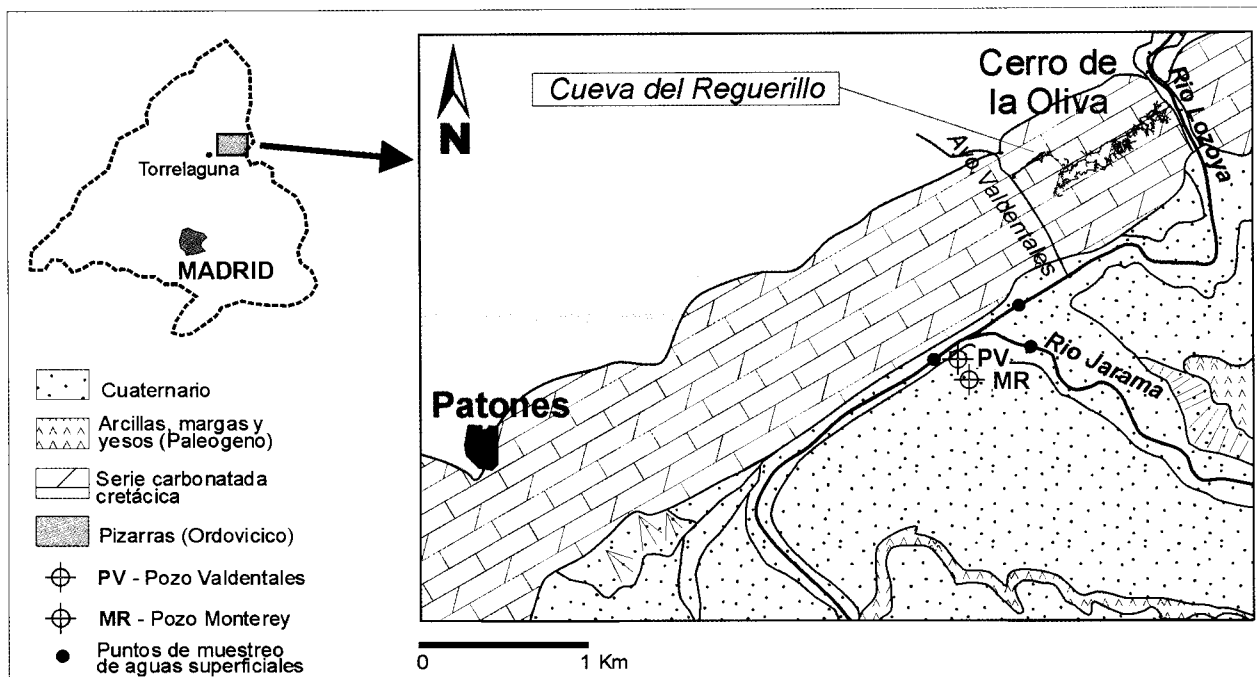


Fig. 1.—Situación y esquema geológico del área de estudio.

En conjunto, los materiales cretácicos presentan buzamientos entre 30° y 40° hacia el SE, lo que origina un típico relieve en cuestras que ha condicionado el desarrollo del karst sobre estos materiales y sus formas asociadas (figs. 1 y 2). En la parte inferior de las cuestras, por donde actualmente discurre el río Lozoya inmediatamente antes de su confluencia con el río Jarama, sobre los materiales cretácicos se disponen en discordancia progresiva un conjunto de materiales terciarios detríticos y evaporíticos (yesos, margas y arcillas yesíferas). A nivel regional sobre los depósitos paleógenos aparece una serie neógena de carácter detrítico (arenas y arcillas). En la zona de estudio sobre los materiales paleógenos se disponen sedimentos cuaternarios de origen fluvial y, en general, mal seleccionados, formados por cantos de granito, cuarcita y caliza con matriz arenoso-arcillosa.

*El karst del Cerro la Oliva*

El relieve en cuesta monoclin, junto a la red de fracturación y diaclasado que afecta a los materiales carbonatados del Cerro de la Oliva (figs. 2 y 3), han favorecido la instalación de una red de drenaje rectangular constituida por cauces subsecuentes en el contacto con las pizarras (barranco de Valdeman-

co) y consecuentes transversalmente al afloramiento, excavando a ambos lados gargantas muy encajadas por karstificación (arroyo de Valdetales al Oeste y río Lozoya al Este). Estas características favorecen el hecho de que las formas exokársticas, cuando aparecen, sean de desarrollo incipiente debido a las elevadas tasas de escorrentía superficial. Por el contrario, las formas endokársticas aparecen bien desarrolladas, siendo su máximo exponente la Cueva del Reguerillo, con cerca de 10 km de desarrollo, así como una treintena de cavidades menores, destacando, entre otras, las cuevas de la Escarihuela, las Pinturas, los Huesos y la Solana (Torres, 1974).

En relación con el condicionamiento estructural del sistema kárstico se ha observado que en el Cerro de la Dehesa de la Oliva los materiales cretácicos están afectados por un sistema de diaclasas en el que la dirección predominante está comprendida entre N140E y N150E, y la dirección secundaria entre N40E y N60E (fig. 3). Igualmente hemos observado que el Cerro está afectado por dos grandes fracturas, una de dirección N140E y otra de dirección N60E, además de un conjunto de fracturas menores de dirección también N140E. Es evidente, a partir de la observación de la topografía de la Cueva del Reguerillo, cómo estas direcciones han condicionado totalmente el desarrollo

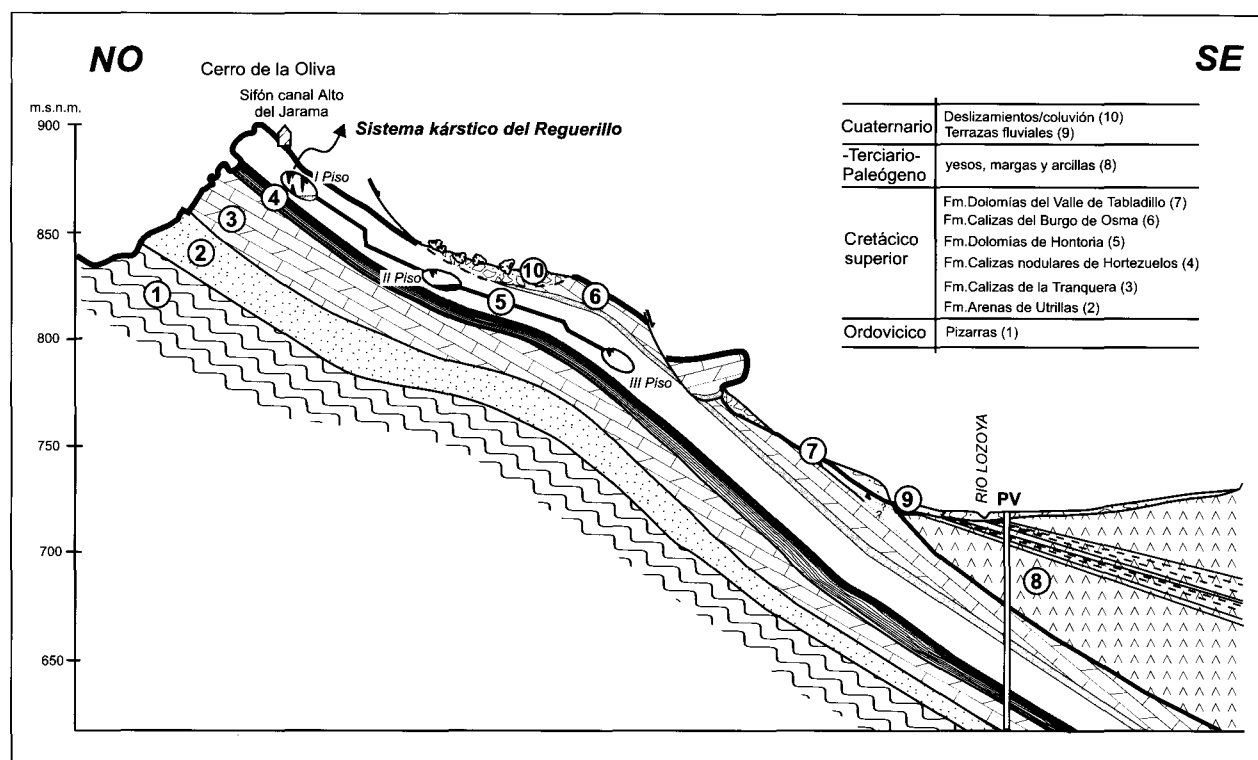


Fig. 2.—Corte geológico NO-SE del Cerro de la Oliva en su vertiente suroeste (arroyo Valdentaes) (modificado de Hoyos *et al.*, 1996).

de la red endokárstica. Las grandes galerías que marcan la dirección predominante de la cavidad (NE-SO) están condicionadas tanto por la dirección de la estratificación (gran desarrollo en longitud a partir de las juntas de estratificación) como por la dirección de diaclasado N60E, mientras que el numeroso conjunto de galerías de menores dimensiones (pero con gran longitud acumulada entre todas ellas) de dirección NO-SE se genera ortogonal a la dirección de estratificación, condicionado por el sistema de diaclasado N140-150E y a favor del buzamiento, lo que ocasiona que, a favor de estas galerías, se produzca el encajamiento de la red subterránea, siendo actualmente las que permiten conectar entre los distintos pisos de la cavidad. El tránsito entre el Primer Piso y Segundo Piso, marcado por una serie de galerías descendentes y el único pozo vertical de la cavidad (El Tubo), coincide con la fractura N140E observada en superficie, mientras que la fractura N60E limita el desarrollo del sistema endokárstico hacia el SE. En este sentido, Barea *et al.* (2002b) observan que los lineamientos medidos en los macizos kársticos del borde norte y sur del Sistema Central se agrupan preferentemente en la dirección N120-150E, constituyendo las direccio-

nes preferenciales para el desarrollo de la karstificación en la región.

Diversos trabajos (Torres, 1974; Corchón, 1976; Torres *et al.*, 1994a, 1994b; Barea, 2001; Barea *et al.*, 2002a) indican que, debido a la falta de formas de absorción y otras formas exokársticas de importancia y bien desarrolladas en la zona, las formas iniciales del karst se generaron como parte de un karst profundo cubierto, funcionando en régimen freático. Las posteriores fases de karstificación, con diversas etapas de desactivación, rejuvenecimiento y reactivación, se generaron en relación con las diversas fases de encajamiento de la red fluvial exterior. De hecho, en su encajamiento, los cursos epigeos se sumieron durante varias etapas a través de los conductos subterráneos, que en ese momento actuaban ya en régimen vadoso, como atestiguan los depósitos fluvio-kársticos observables en varias de las cavidades.

Actualmente, la mayoría de las cuevas accesibles se encuentra en la zona vadosa del karst, bastante por encima de los niveles de base de los ríos Lozoya, Jarama y el Arroyo de Valdentaes. Por esta razón, la alimentación hídrica natural del karst en esta zona se debe a la infiltración directa de aguas de lluvia. Las actuales condiciones climáticas y el

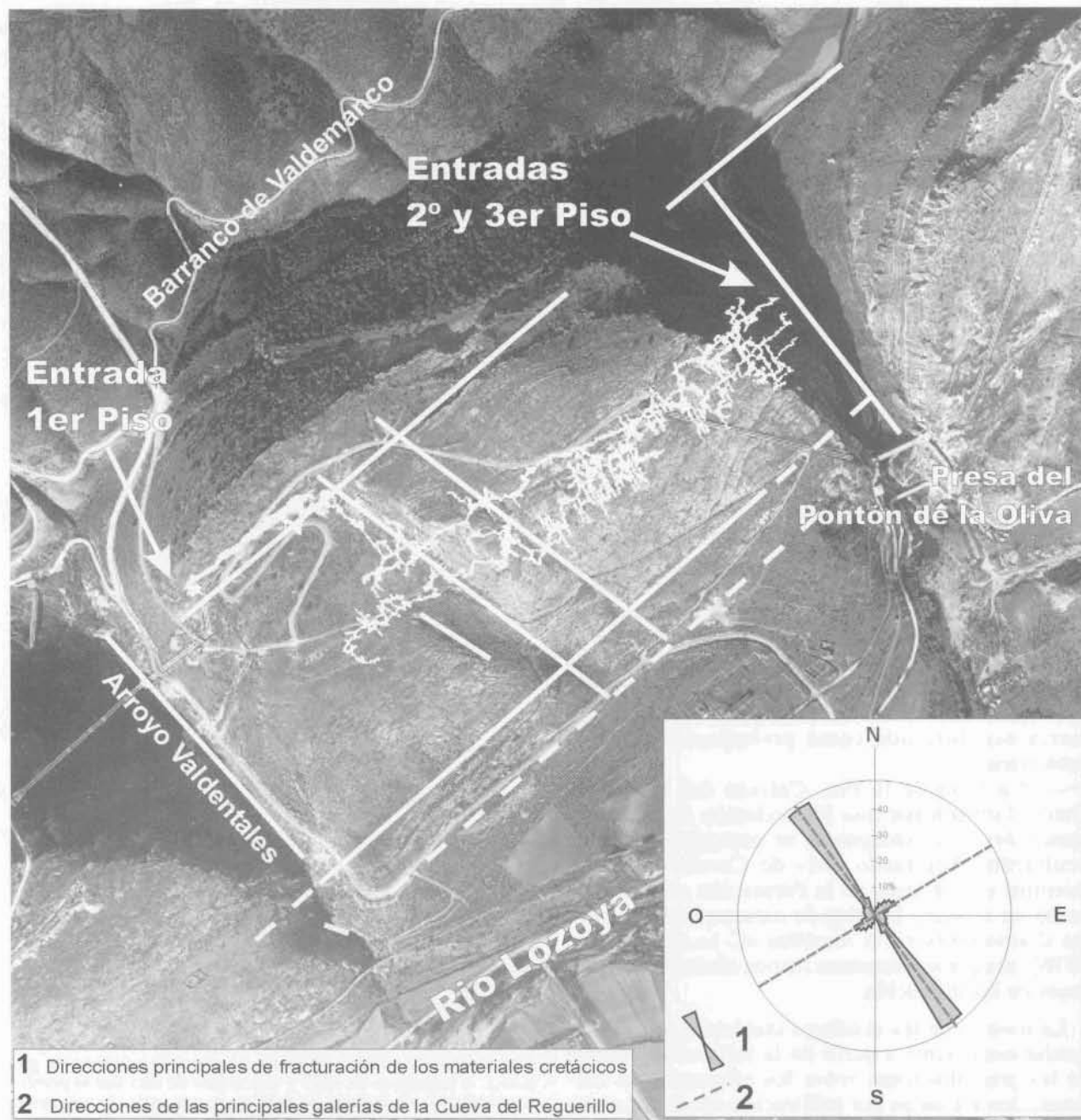


Fig. 3.—Esquema tectónico del Cerro de la Oliva y condicionamiento estructural del desarrollo de la Cueva del Reguerillo. Se han marcado las principales direcciones de facturación y diaclasado de los materiales cretácicos en relación con las direcciones de las galerías principales de la cueva (datos propios y de Corchón, 1976, modificado de Hoyos *et al.*, 1996).

régimen de pluviosidad en esta área justificarían una mayor existencia de puntos de infiltración y gours en la cueva, pero sin embargo, éstos son en general escasos. La principal hipótesis para explicar este déficit hídrico es la particular estructura (buzamiento y fisuración) de los materiales calcáreos que forman el encajante del karst, provocando que el agua de infiltración sea dirigida preferencialmente hacia el nivel freático, donde aún la karstificación permanece como un proceso activo.

miento y fisuración) de los materiales calcáreos que forman el encajante del karst, provocando que el agua de infiltración sea dirigida preferencialmente hacia el nivel freático, donde aún la karstificación permanece como un proceso activo.

Desde el punto de vista hidrogeológico, los materiales cretácicos se comportan de diferentes modos:

— Los materiales de la Fm. Utrillas (Acuífero «U» de Corchón, 1976) se comportan como un acuífero con permeabilidad primaria por porosidad intergranular, siendo su base impermeable el zócalo paleozoico. El mismo se comporta como confinado o semiconfinado, siendo los sondeos situados en el mismo de tipo surgentes, con un nivel piezométrico por encima del nivel de agua de los acuíferos kársticos superiores (Corchón, 1976).

— Los materiales calco-margosos (Calizas dolomíticas de la Tranquera, Calizas nodulares de Hortezuelos) que separan este paquete de los materiales kárstificados superiores se comportan como un acuitardo (Acuitardo «S» de Corchón, 1976), con poca circulación de agua a través del mismo, como corresponde a su baja permeabilidad.

— El principal acuífero de la serie cretácica lo constituye la Fm. Dolomías de Hontoria (Acuífero «C-2» de Corchón, 1976), nivel donde se desarrolla la cueva del Reguerillo, y que presenta una alta permeabilidad debido a su fracturación y karstificación. En el Cerro de la Oliva, debido a que las isopiezas se curvan hacia el NE, ajustándose al cauce del río Lozoya, las líneas de flujo tienen una dirección SE, claramente en relación con el diaclasado y fracturación de dirección N140E, que marca esa dirección como preferencial del flujo subterráneo.

— La base de la Fm. Calizas del Burgo de Osma, formada por una intercalación de margas y materiales calco-margosos, se comporta como un acuitardo (Acuitardo «M» de Corchón, 1976), mientras que el resto de la Formación se comporta como un acuífero kárstico de características similares al anterior (sería el Acuífero «C-1» de Corchón, 1976), aunque se encuentra menos afectado por procesos de karstificación.

La recarga de los acuíferos cretácicos se produce fundamentalmente a partir de la infiltración directa de las precipitaciones sobre los afloramientos carbonatados así como por infiltración desde los materiales suprayacentes terciarios y cuaternarios.

Estos dos acuíferos kársticos («C-1» y «C-2») descargan en varios manantiales situados en la margen derecha del río Jarama, comportándose este, en condiciones naturales, como efluente, recargando estos acuíferos. Esta situación se vio alterada puntualmente por las extracciones realizadas por el Canal de Isabel II en el área, habiendo desaparecido algunos de los manantiales, y comportándose el río Jarama como drenante en los momentos de máximas extracciones, situación que remitió después de las actuaciones realizadas por el Canal.

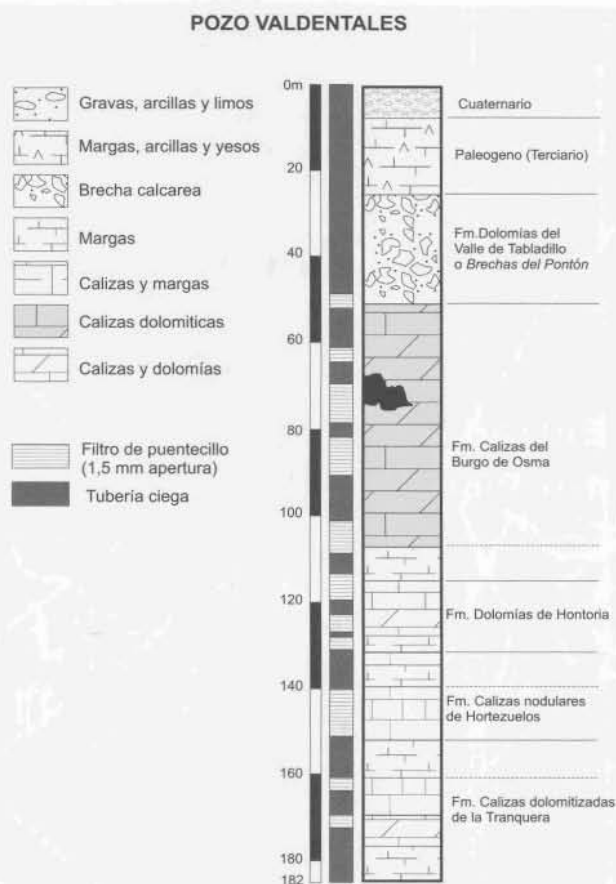


Fig. 4.—Columna del Pozo de Valdentes-1.

## Metodología

La problemática asociada a la explotación de los pozos de suministro de agua a Madrid del Canal de Isabel II en épocas de sequía (período 1992-1995) aceleró un fenómeno natural desarrollado en la zona de Valdentes: la formación de depresiones de origen kárstico en el terreno (Echegaray *et al.*, 1998). Asimismo, durante las extracciones se observaban algunos problemas en el mantenimiento del caudal de bombeo producidas por la salida repentina de pequeñas bolsas de gas ( $\text{CO}_2$ ). A principios de 1997 y con objeto de estudiar el problema producido en la zona, se realizaron una serie de muestreos para conocer las características físico-químicas de las aguas subterráneas y superficiales del área de trabajo. De esta forma se llevaron a cabo tomas de muestras en las diferentes formaciones acuíferas afectadas: en dos pozos de abastecimiento del Canal de Isabel II (Valdentes-1 y Monterrey 2), en diversas galerías de la Cueva del Reguerillo y en los ríos Lozoya y Jarama (fig. 1).

Los dos pozos muestreados se sitúan muy próximos y fueron construidos durante la década de los setenta del pasado siglo. El pozo Valdentes-1 se trata de un sondeo de 182 m de profundidad y 400 mm de diámetro de entubación que explota agua subterránea de las tres formaciones ya mencionadas, cretácica, terciaria y cuaternaria (fig. 4), para lo cual se encuentra ranurado con filtros de puentecillo (1,5 mm de apertura) a las siguientes profundidades: 54,5 a 56 m; 62 a 65 m; 71 a 77 m; 83 a 89 m; 101 a 107 m; 113 a 119 m; 122 a 125 m; 131 a 134

Tabla 1.—Análisis geoquímicos de las aguas muestreadas

MUESTRAS	Localización	C.E. (µS/cm)	T (°C)	pH	HCO <sub>3</sub>	NO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Cl <sup>-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>
PV-1	-50 m	ND	14,5	7,42	51,8	ND	78,3	5,5	19,7	16,8	3,5	1,5
PV-2	-68 m	ND	14,3	7,54	48,8	ND	76,7	6,0	20,0	16,9	3,5	1,5
PV-3	-100 m	ND	14,1	7,65	51,8	ND	88,7	5,5	21,3	17,3	3,5	1,5
PV-4	-125 m	ND	14,2	7,79	54,9	ND	80,4	5,5	19,5	17,0	3,5	1,5
PV-5	-180 m	ND	16,3	7,48	259,1	ND	38,6	7,5	46,2	29,1	4,0	3,3
PV1-1a	-100 m	305	15,1	7,96	45,73	ND	95,04	7,5	19,5	17,62	3,57	2,79
PV1-3a	-135 m	280	14,8	7,80	51,83	ND	110,5	7	32,93	18,06	3,6	1,47
PV1-4a	-140 m	277	14,6	7,89	48,78	ND	94,8	6	19,25	17,72	3,57	1,51
PV-5a	-145 m	292	14,7	7,92	48,78	ND	92,76	6	17,29	17,96	3,52	1,43
Monterrey-1	Bombeo	1.133	15,1	6,65	204,27	ND	604,6	10	190,8	25,28	6,97	14,6
Monterrey-2	Bombeo	1.160	15,3	6,72	207,32	ND	627,8	26	267,7	25,23	7,14	13,6
Monterrey-3	Bombeo	1.287	17,6	6,25	204,30	ND	499	71,5	237,0	37	6,82	1,29
Lozoya	Río	657	17,8	6,93	198,2	ND	212,6	7,5	92,8	19,7	5,4	1,06
Jarama-1	Río	760	18,6	6,85	216,5	ND	271,5	9,0	126,6	25,2	5,84	0,87
Jarama-2	Río	660	17,6	6,81	198,17	ND	220,4	7,5	99	20,81	5,39	1,05
R-1	1.º piso (filtración)	45	8,2	7,54	30,5	ND	3,5	1,5	6,8	1,9	1,0	0,5
R-2	1.º piso (filtración)	23	7,4	7,59	15,2	ND	4,5	2,5	4,5	0,6	1,0	0,5
R-3	1.º piso (filtración)	40	11,9	7,56	24,4	ND	3,8	1,5	4,8	1,2	1,1	0,7
R-4	1.º piso (goteo cenital)	76	14,3	7,47	39,6	ND	2,7	2,0	10,5	3,0	1,1	0,7
R-5	2.º piso (gour)	377	10,3	8,14	220,1	ND	41,3	5,0	40,4	25,7	1,8	2,1
R-6	2.º piso (gour)	326	11,1	8,14	162,6	ND	40,6	4,5	30,9	23,6	1,5	1,4
R-7	2.º piso (goteo cenital)	339	11,6	8,03	209,6	ND	9,0	4,5	31,3	20,1	1,0	1,9
R-8	2.º piso (gour)	508	11,3	7,88	192,1	33,7	93,3	26,0	44,7	31,8	4,9	3,0
R-9	2.º piso (gour)	484	10,6	8,30	225,6	17,4	79,5	27,5	44,7	31,4	4,9	4,2
R-10	1.º piso (filtración)	282	13,7	7,92	140,2	6,5	2,6	13,5	37,1	7,57	2,9	5,2
R-11	1.º piso (filtración)	243	13,8	7,48	155,5	1,4	11,1	15,0	33,7	8,22	3,1	2,0

m; 140 a 149 m; 161 a 164 m; y 170 a 176 m. Cuando se realizó la perforación, se detectó una oquedad probablemente de origen kárstico entre 67 y 69 m de profundidad. Las primeras cinco muestras se tomaron en el mes de febrero de 1997 con el pozo en régimen estático sin verse afectado por bombeos recientes. Se recogieron cinco muestras con un tomamuestras de profundidad a 50 m, 68 m, 100 m, 125 m y 180 m. El tomamuestras consta de un tubo de 650 mm de largo por 40 mm de diámetro y dos válvulas de apertura y cierre. Para la obtención de la muestra, se introdujo el toma-muestras por la boca del sondeo hasta la profundidad deseada cerrándose las dos válvulas y extrayendo la muestra para su almacenaje y transporte. El pozo Monterrey-2, situado al sureste del anterior, atraviesa un mayor espesor de la serie paleógena y se encuentra ranurado en toda su longitud, pero no se dispone de testificación del momento de su perforación. En este sondeo se tomaron dos muestras a principios de mayo del mismo año en la boca del pozo durante un ensayo de bombeo con caudal de extracción de 29 l/s y el nivel del agua a 79 m. A finales de ese mismo mes se tomó una nueva muestra (Monterrey-3) con un caudal de extracción de 35 l/s y el nivel a 26,45 m. En esa misma campaña se llevó a cabo un nuevo muestreo del pozo Valdentales-1 siguiendo el mismo método anteriormente descrito, con recogida de cuatro muestras a 100 m, 135 m, 140 m y 145 m. A finales del mes de mayo se tomó una nueva muestra durante otro ensayo de bombeo.

Para estudiar los procesos de karstificación actuales en la zona vadosa del karst se tomaron un total de once muestras de agua en diversos pisos de la Cueva del Reguerillo (Tabla 1). El objetivo de este muestreo era conocer las principales características físico-químicas de las aguas de infiltración y de las que circulan por la cavidad. Con este fin, se recogieron seis muestras en el Primer Piso (R-1, R-2, R-3, R-4, R-10, R-11) y cinco muestras de agua en el Segundo Piso (R-5, R-6, R-7, R-8, R-9), correspondientes a filtraciones, goteos cenitales y a acumulaciones de agua en gour.

Las aguas del Jarama y el Lozoya fueron muestreadas en las cercanías de los pozos de abastecimiento dado que son las que recargan el acuífero detrítico cuaternario y afectan a los sedimentos terciarios suprayacentes a los materiales paleógenos y cretácicos. En total se tomaron tres muestras muy próximas a la zona de confluencia de ambos ríos, una en el cauce de cada río previas a dicha confluencia y otra en el río Jarama después de dicho punto.

Durante la toma de todas las muestras, se midieron *in situ* los parámetros de temperatura, conductividad eléctrica y pH con equipos portátiles, mientras que los contenidos en CO<sub>2</sub>, HCO<sub>3</sub> y CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> fueron establecidos con métodos de titulación standard. Los recipientes con muestras de agua fueron transportados al laboratorio a temperatura constante (12-13 °C) para evitar en la medida de lo posible variaciones en los parámetros susceptibles de sufrir cambios durante su transporte. Los análisis químicos completos se efectúan mediante electroforesis iónica capilar con un analizador QUANTA 4000. Los cálculos geoquímicos y de especiación se obtuvieron usando el código PHRQPITZ (Plummer *et al.*, 1988).

## Resultados

Los resultados de las determinaciones *in situ* y de los análisis químicos quedan reflejados en la Tabla 1. En la figura 5 se han representado gráficamente dichos resultados dividiendo las 26 muestras analizadas en cinco grupos bien diferenciados. En la Tabla 2 se muestran los valores de la presión parcial de CO<sub>2</sub> y los índices de saturación mineral de todas las muestras frente a los principales minerales carbonatados y sulfatados cálcicos.

*Zona vadosa del karst (Cueva del Reguerillo)*

A partir de sus características físico-químicas se observa una clara diferencia composicional entre las muestras correspondientes al Primer Piso de la cavidad y las recogidas en el Segundo Piso.

Dentro de las primeras muestras del Primer Piso pueden diferenciarse dos grupos:

— Aguas con muy baja mineralización ( $< 80 \mu\text{S}/\text{cm}$ ), y composición de tipo bicarbonatado-cálcico con las mayores proporciones relativas de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$  entre las aguas analizadas (muestras R-1, R-2, R-3, R-4). Estos rasgos composicionales corresponden a aguas de escorrentía superficial que discurren por zonas con litología poco soluble (pizarras) como las existentes en los relieves próximos. Su entrada en la cueva se produce de forma inmediata a partir de las conducciones de agua del Canal de Isabel II (Canal Alto del Jarama), con lo cual su tiempo de residencia y de interacción con la roca encajante es bajo y sus rasgos composicionales no reflejan una alta de disolución de los materiales calcáreos. Este hecho se confirma al observar su alto grado de subsaturación en los minerales más comunes de la cavidad.

— Aguas que presentan un mayor índice de mineralización ( $< 300 \mu\text{S}/\text{cm}$ ), y composición de tipo bicarbonatado-cálcico (muestras R-10, R-11). Estos rasgos composicionales corresponden a aguas que atraviesan calizas dolomíticas con un mayor tiempo de residencia y de interacción con el encajante carbonatado que en el caso de las aguas precedentes. Estas características se reflejan en su estado de saturación mineral próximo a la saturación en las fases minerales carbonatadas. Destaca su menor subsaturación frente al yeso, especialmente en el caso de la muestra R-11 que podría indicar una leve interacción del agua con fases minerales sulfatado-cálcicas.

Las aguas del Segundo Piso presentan una composición característica de aguas kársticas de tipo bicarbonatado magnésico-cálcico, cuya mineralización es resultado de la infiltración de aguas meteóricas a través de la litología dolomítica del encajante de la cueva. Su alto contenido relativo en sulfatos parece indicar cierta interacción con materiales yesíferos. Este hecho coincide con la observación de cortezas y eflorescencias parietales, compuestas por aragonito y yeso (Hoyos *et al.*, 1996) dentro de las galerías del Segundo Piso, muy próximas a las muestras R-5 y R-6. Las cristalizaciones de aragonito se disponen formando pequeñas drusas o racimos radiales de cristales fibrosos. Las cristalizaciones de yeso consisten en cortezas homogéneas con aparición de «flores» compuestas de cristales fibrosos de hasta 3-4 cm. de longitud, dispuestos en haces de formas curvas.

Tabla 2.—Valores de la presión parcial de  $\text{CO}_2$  e índices de saturación mineral (IS.) de las muestras frente a los principales minerales carbonatados y sulfatados cálcicos

MUESTRAS	$\text{Pco}_2$	Aragonito	Calcita	Dolomita	Yeso
PV-1	$10^{-2.78}$	-1.42	-1.22	-2.18	-2.10
PV-2	$10^{-2.93}$	-1.32	-1.13	-1.99	-2.10
PV-3	$10^{-3.01}$	-1.17	-0.98	-1.70	-2.02
PV-4	$10^{-3.13}$	-1.04	-0.84	-1.41	-2.10
PV-5	$10^{-2.14}$	-0.29	-0.10	-0.03	-2.12
PV1-1a	$10^{-3.38}$	-0.94	-0.75	-1.19	-2.04
PV1-3a	$10^{-3.16}$	-0.84	-0.64	-1.2	-1.77
PV1-4a	$10^{-3.28}$	-1	-0.8	-1.29	-2.04
PV-5a	$10^{-3.31}$	-1.01	-0.81	-1.27	-2.09
Monterrey-1	$10^{-1.44}$	-0.7	-0.5	-1.64	-0.51
Monterrey-2	$10^{-1.50}$	-0.6	-0.4	-1.46	-0.48
Monterrey-3	$10^{-1.02}$	-1.07	-0.88	-2.16	-0.61
R-1	$10^{-3.15}$	-1.99	-1.79	-3.92	-3.72
R-2	$10^{-3.50}$	-2.43	-2.22	-5.09	-3.77
R-3	$10^{-3.24}$	-2.15	-1.95	-4.23	-3.84
R-4	$10^{-2.93}$	-2.50	-2.30	-3.98	-4.50
R-5	$10^{-2.91}$	+0.14	+0.34	+0.75	-2.11
R-6	$10^{-3.03}$	-0.08	+0.12	+0.40	-2.21
R-7	$10^{-2.81}$	-0.04	+0.15	+0.39	-2.84
R-8	$10^{-2.70}$	-0.14	+0.06	+0.25	-1.76
R-9	$10^{-3.06}$	+0.33	+0.53	+1.17	-1.83
R-10	$10^{-2.85}$	-0.20	0.00	-0.38	-3.28
R-11	$10^{-2.36}$	-0.63	-0.44	-1.17	-2.69

En cuanto a los valores de la  $\text{Pco}_2$  de las muestras de agua, son relativamente bajos en general, como corresponde al escaso desarrollo de suelos ricos en materia orgánica y ausencia de cobertera vegetal en el exterior de la cueva en su parte superior. Se observa un progresivo incremento hacia la zona inferior del karst (segundo piso). Los mayores contenidos en  $\text{CO}_2$  disuelto detectado en las aguas, corresponden a la muestra del goteo, ya que las aguas acumuladas en los gours sufren una progresiva desgasificación, ayudada por las bajas tasas de percolación, y por las bajas concentraciones de  $\text{CO}_2$  existentes en el aire de la cueva (Hoyos *et al.*, 1996).

*Escorrentía superficial (Ríos Lozoya y Jarama)*

En la zona de estudio, las aguas de los ríos Jarama y Lozoya corresponden a aguas de tipo sulfatado (bicarbonatado) cálcico con altos contenidos en magnesio ( $> 20\%$ ) dado que circulan sobre gran parte de los afloramientos de sedimentos detrítico-yesíferos del Paleógeno que quedan en el área. Este hecho se refleja en un menor índice de subsaturación frente al yeso que en las muestras anteriores. La elevada concentración en magnesio podría indicar la conexión entre los acuíferos cuaternario, terciario y cretácico. La composición química de la



muestra Jarama-2, tomada tras su confluencia con el río Lozoya, revela la mezcla de las aguas aportadas por ambos cauces fluviales. Previa a esa confluencia, destaca la composición sulfatada de las aguas del Lozoya a pesar de su escaso recorrido por los terrenos terciarios lo que indica una alta de interacción agua/sedimento. En las zonas por donde discurre sobre los relieves paleozoicos su mineralización es muy baja, con características muy similares a las analizadas en las zonas donde se producen filtraciones a la Cueva del Reguerillo.

*Aguas subterráneas y zona freática del karst*

Como ya se ha indicado anteriormente, se realizaron dos campañas de muestreo en los pozos de abastecimiento: un primer muestreo del pozo Valdentales-1 en estático y sin verse afectado por bombeos recientes, y otro segundo en el que se tomaron muestras de ese mismo pozo durante un ensayo de bombeo que se efectuaba en ese momento en el sondeo Monterrey-2.

Los análisis de todas las muestras tomadas en el sondeo Valdentales-1, a excepción de la PV-5 del muestreo inicial, indican que corresponden a aguas de tipo  $SO_4(HCO_3)$ -Mg-Ca (fig. 5) reflejando la interacción del agua subterránea con la serie yesífera paleógena y el conjunto superior cretácico calcáreo-dolomítico incluida la formación de calizas nodulares de Hortezielos (ver fig. 2). La presión parcial de  $CO_2$  disminuye con la profundidad, hecho que unido a la reducción del índice de subsaturación respecto a los minerales carbonatados parece indicar el progreso de los procesos de disolución en profundidad con el consiguiente consumo de dióxido de carbono. Las muestras correspondientes al segundo muestreo, con el pozo afectado por el bombeo cercano, reflejan un proceso de mezcla con aguas superiores de carácter más sulfatado. En este sentido, las aguas del sondeo de Monterrey en el momento del ensayo corresponden con aguas de tipo  $SO_4$ -Ca, correspondiendo a la entrada de agua de los acuíferos detrítico-yesíferos superiores. Esto provoca su subsaturación respecto a los minerales carbonatados pero un estado más próximo a la saturación en yeso que el resto de las muestras analizadas. El cono de depresión generado por el ensayo de bombeo provocaría el enriquecimiento en sulfatos de las muestras del segundo muestreo del pozo Valdentales.

La muestra PV-5 corresponde a un agua de tipo  $HCO_3$ -Ca-Mg con unas características completamente distintas a las anteriores y es el resultado directo de la disolución de los materiales dolomíticos-calcíticos situados en la parte superior de la

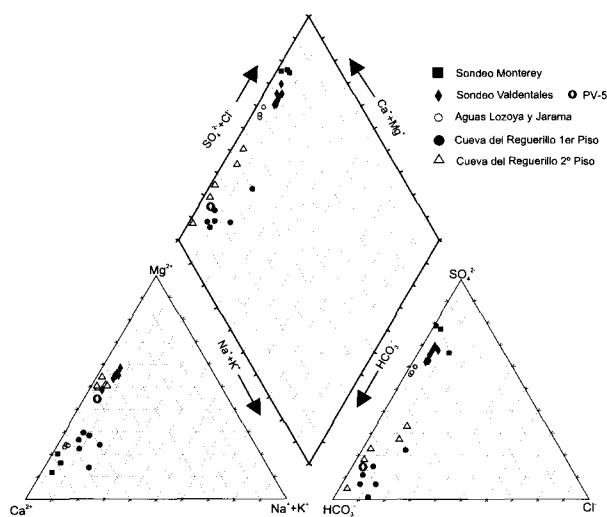


Fig. 5.—Diagrama de Piper modificado de las muestras analizadas.

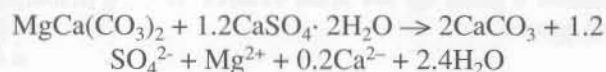
columna cretácica aflorante en los relieves en cuesta, que actúan como una zona de recarga del acuífero cretácico, sin atravesar directamente la serie yesífera paleógena. Es un agua aislada de las formaciones acuíferas superiores, con valores de la presión parcial de  $CO_2$  mucho más elevados que las muestras superiores. Su circulación más lenta por las calizas de la Tranquera (acuitardo S de Corchón, 1976) favorece una alta tasa de interacción agua-roca, lo que explica que se encuentren prácticamente en equilibrio respecto a la dolomita y la calcita a pesar de los altos valores de  $CO_2$  disuelto en agua.

**Discusión**

Las características químicas de las cuatro primeras muestras (PV-1 a PV-4) son típicas de aguas procedentes del desarrollo de un proceso de dedolomitización (Back *et al.*, 1983; Raines y Dewers, 1997). A partir de la composición media de estas cuatro muestras ( $SO_4$ : 63% -  $HCO_3$ : 32% - Cl: 5% - Mg: 54% - Ca: 38% - Na + K: 8%) se puede realizar una aproximación cuantitativa del modelo de interacción de las aguas subterráneas con las distintas formaciones sedimentarias por las que discurren. El primer paso del proceso consistiría en la disolución de materiales yesíferos terciarios por las aguas meteóricas y fluviales superiores, con el consiguiente enriquecimiento en  $Ca^{+2}$  de la solución. Su posterior infiltración a través de los materiales dolomíticos cretácicos favorecería el reemplazamiento de dolomita por calcita, según la reacción:



Fotografías 1 y 2.—Colapsos generados en el acuífero aluvial del río Jarama.



Con el resultado de la liberación en solución de sulfatos, magnesio, y pequeñas proporciones de calcio. Esta solución progresivamente (o alternativamente) se ve afectada por un proceso de mezcla con aguas bicarbonatadas cálcicas procedentes de la interacción con las calizas cretácicas que alternan con los materiales dolomíticos, con una proporción de  $0.5 \text{HCO}_3\text{Ca}$ , y con aguas de débil mineralización (incorporando Cl, y Na+K por recarga de los acuíferos cuaternarios y terciarios, inducida por el descenso del nivel freático) que le confiere sus características definitivas. Todo este proceso conlleva una pérdida inicial de volumen por la disolución de yesos, que sería la causa principal de la formación de colapsos en las capas superiores. En los momentos de sequía, debido a los intensos bombeos en los pozos de abastecimiento del Canal de Isabel II, se aceleraría este fenómeno natural, con la aparición de colapsos y depresiones en superficie (Foto-

grafías 1 y 2), debido a la aceleración de los procesos de disolución en los yesos y carbonatos subyacentes (Echegaray *et al.*, 1998). Los resultados del muestreo en el pozo Monterrey-2 durante el ensayo de bombeo muestran el fuerte carácter sulfatado del acuífero superior más acusado que en el muestreo en estático (muestra Monterrey-3). Además se observa cómo este bombeo afecta al acuífero cretácico en el pozo Valdentalés con el consiguiente aumento de los sulfatos y un marcado descenso de la subsaturación en dolomita en las aguas de ambos pozos, reflejando una incipiente intensificación de los procesos de dedolomitización.

El carácter progresivo del proceso de dedolomitización y mezcla en profundidad, es coherente con la evolución de los índices de saturación mineral (IS.) de las muestras del primer muestreo del pozo Valdentalés: el IS. del yeso se mantiene constante ya que su disolución se produce en las capas superiores, y este mineral no aparece en el resto de la columna; el IS. de la dolomita y la calcita aumenta con la profundidad (disminuyendo su subsatura-

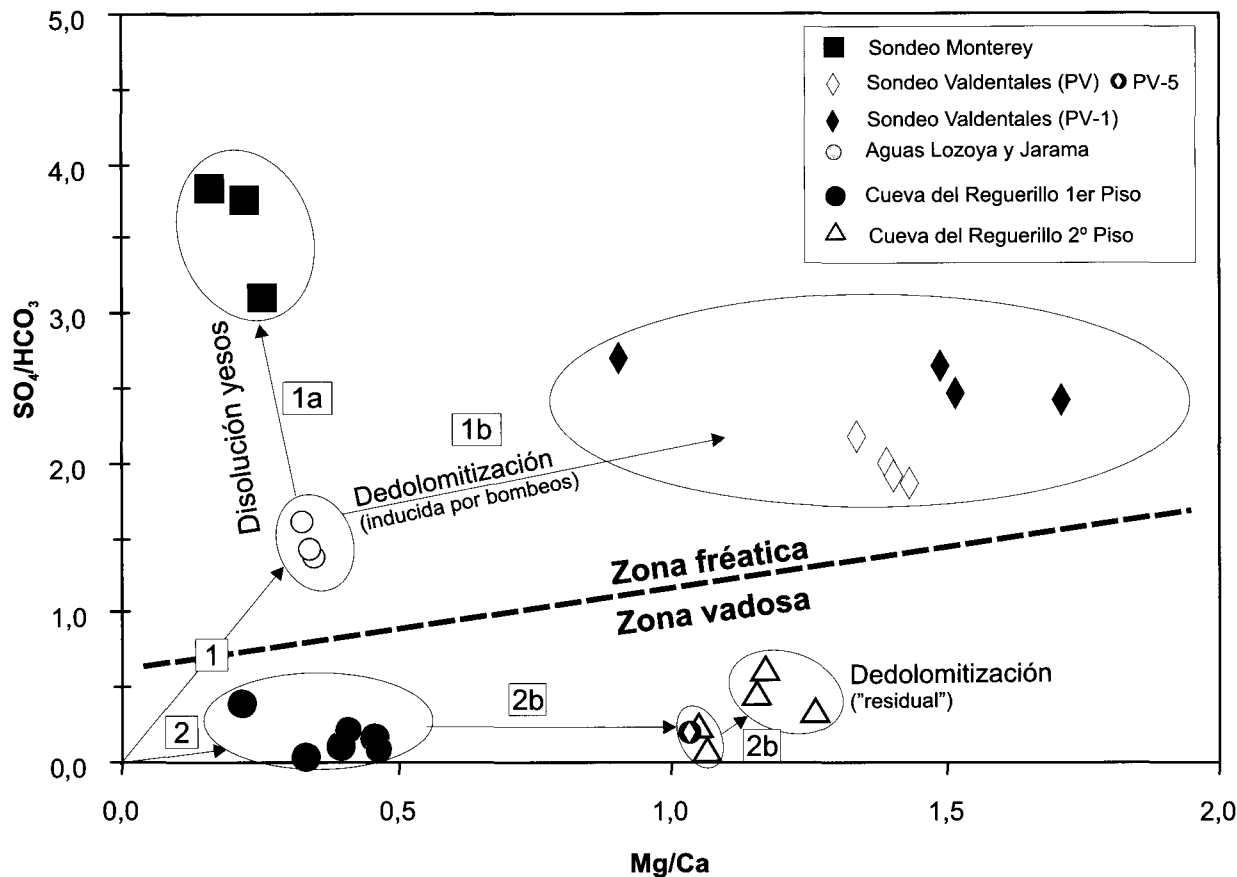


Fig. 6.—Relación Mg/Ca frente a la relación  $SO_4/HCO_3$ , con indicación de la evolución seguida por los distintos grupos de muestras.

ción), como consecuencia del progresivo desarrollo del fenómeno de dedolomitización. El estado de subsaturación respecto a las fases minerales involucradas en el proceso de estas cuatro muestras, indica que en el momento del muestreo el proceso sigue activo. La solución presenta poder dedolomitizante y esto podría provocar la disolución de los materiales cretácicos, y con ello la posibilidad de formación de cavidades en profundidad.

Estos procesos se observan claramente en la figura 6, donde se representa la relación  $Mg/Ca$  frente a la relación  $SO_4/HCO_3$ . A partir de un agua de baja mineralización vemos su evolución en relación a los materiales que afecta: por una parte (itinerario 1) el agua que circula por los ríos Lozoya y Jarama interaccionan rápidamente con los yesos paleogenos provocando la disolución de los mismos. Si este agua, debido a la explotación de los pozos de abastecimiento, sobrepasa el acuífero aluvial cuaternario e interaccionan con los yesos subyacentes, provoca una mayor disolución de los mismos, tal como ocurre en el pozo de Monterrey (itinerario 1a). Si esas

aguas interaccionan con los materiales dolomíticos cretácicos, se favorece el proceso de dedolomitización lo que, tal como se ha comentado, provoca una liberación de sulfato y magnesio en el medio (itinerario 1b). En el caso de la Cueva del Reguerillo, en ambiente vadoso, el proceso es el mismo aunque amortiguado, ya que en esta zona del karst los procesos actúan de modo residual. A partir de un agua meteórica que discurre por las calizas y dolomías del Burgo de Osma (itinerario 2) se produce la disolución de las mismas, disolución que continúa cuando estas aguas alcanzan las dolomías de Hontoria (2a). A partir de aquí, y debido a la presencia de mineralizaciones de yeso, se produce el proceso de dedolomitización citado, a menor escala (2b). Además, como hemos comentado, en los otros casos el proceso se ve intensificado y acelerado por la puesta en explotación de los pozos de abastecimiento.

En conjunto, los análisis químicos de las aguas de la cavidad muestran rutas de infiltración diferentes relacionadas con el alto buzamiento de las rocas encajantes del karst. Estas diferencias se reflejan en

su composición química y en su estado de saturación frente a los principales minerales constituyentes del acuífero kárstico. Las aguas del Segundo Piso son de tipo bicarbonatado-sulfatado magnésico-cálcico, como hemos comentado, dicha composición es el resultado de un proceso residual y de baja intensidad de dedolomitización de la roca encajante, que sigue siendo activo en puntos localizados de esta zona del karst y en las áreas situadas por debajo del nivel freático regional.

Este proceso de dolomitización comentado está actualmente casi inactivo en la zona vadosa del karst (Cueva del Reguerillo y otras cavidades), pero ha debido ser el responsable del desarrollo del sistema kárstico, dado que los materiales dolomíticos en los que se desarrollan las cavidades son, en condiciones normales, menos solubles que las calizas supra- y subyacentes. Los trabajos sobre la evolución del karst del Cerro de la Oliva sitúan el inicio de la karstificación al final del Mioceno superior o al inicio del Plioceno inferior (Torres *et al.*, 1995; Barea, 2001), estando de acuerdo que la misma se inicia una vez que se ha producido el máximo levantamiento del Sistema Central y cuando la unidad carbonatada, que hasta entonces se encontraba bajo arcillas y yesos paleógenos, queda al descubierto y, por tanto, comienza la disolución de la misma. Como se ha mostrado, la karstificación de los materiales dolomíticos en los que se desarrollan los sistemas kársticos del Cerro de la Oliva se producen por un proceso de dedolomitización para el que se necesita que se produzca una disolución de materiales yesíferos y que esas aguas ricas en sulfatos circulen posteriormente por los materiales dolomíticos. Esta condición, unido a la ausencia de formas exokársticas, implica que el desarrollo de las primeras etapas de karstificación de los materiales cretácicos del Cerro de la Oliva se ha producido estando estos materiales cubiertos por los yesos y arcillas paleógenas, habiéndose producido el desmantelamiento de esta cobertera paleógena según se fue encajando la red fluvial cuaternaria (Plioceno superior hasta finales del Pleistoceno inferior), lo que iría desplazando los procesos de karstificación en profundidad, siempre por debajo del nivel de base local. Probablemente, el desmantelamiento total de los materiales paleógenos sería una realidad al final del Pleistoceno inferior, cuando se produjo la rotura del umbral entre el Lozoya y el Jarama y se realizó la conexión entre ellos (Torres *et al.*, 1995), restringiéndose la karstificación a los materiales paleógenos y cretácicos situados por debajo del nivel freático del Jarama.

Si bien el trabajo se restringe al sistema kárstico del Cerro de la Oliva, la observación del desarrollo de cavidades en ambas vertientes del Sistema Cen-

tral en los materiales cretácicos se produce preferentemente sobre los niveles dolomíticos (Barea, 2001; Barea *et al.*, 2002a). En el caso de la vertiente norte del Sistema Central no hay presencia de yesos paleógenos que favorezcan el proceso de dedolomitización, pero la unidad Dolomías del valle del Tabladillo, bien representada en esa vertiente, está caracterizada por la presencia de yesos intraformacionales (Alonso, 1981) que, en este caso, serían los responsables del proceso de dedolomitización.

## Conclusiones

Los resultados obtenidos evidencian que los procesos de karstificación de los materiales cretácicos son activos en la actualidad en régimen freático intraestratal y que la karstificación está inducida por un proceso de dedolomitización que afecta tanto a las unidades dolomíticas de la serie cretácica como a los yesos paleógenos suprayacentes. Como hemos comentado, estos procesos son casi inactivos en la zona vadosa actual del karst (Cueva del Reguerillo), pero han debido ser los responsables del desarrollo de la karstificación de los materiales cretácicos (principalmente dolomíticos), no sólo en esta zona, sino también en los carbonatos cretácicos de la vertiente sur y norte del Sistema Central.

En definitiva, el karst del Cerro de la Oliva constituye un magnífico ejemplo de la evolución de un acuífero kárstico intraestratal, ya que se puede observar en el mismo acuífero diferentes estadios o tipos evolutivos, desde el karst profundo confinado (*deep-seated karst*) hasta la de karst subyacente y karst denudado.

## AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido parcialmente financiado por el Convenio Específico MNCN-Consejería de Educación y Cultura de la Comunidad de Madrid y el proyecto MCYT: BTE2002-04492-C02-02. Es una aportación al Grupo Español del Proyecto I.G.C.P. n.º 448 y a la *INQUA Commission on Carbon*. Agradecemos la colaboración prestada por el Canal de Isabel II para la realización del presente trabajo.

## Referencias

- Alonso, A. (1981). El Cretácico de la provincia de Segovia (borde Norte del Sistema Central). *Sem. Estratigrafía, Ser. Monografías*, 7, 271 págs.
- Back, W., Hanghaw, B. B., Plumier, L. N., Rahn, P. H., Rightmire, C. T. y Rubin, M. (1983). Process and rate of dedolomitization: mass transfer and C-14 dating in a regional carbonate aquifer. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 1415-1429.

- Barea, J. (2001). Geomorfología y evolución paleoclimática durante el Cuaternario a partir del estudio de los macizos kársticos de los bordes del Sistema Central y de Valporquero (León). *Tesis Doctoral*, UCM: 267 págs.
- Barea, J., López-Martínez, J. y Durán, J.J. (2002a). Desarrollo del karst *versus* litoestratigrafía en los bordes norte y sur del Sistema Central español. *Bol. Geol. Min.*, 113: 155-164.
- Barea, J., López-Martínez, J. y Durán, J.J. (2002b). Condicionantes estructurales para el desarrollo del karst en los alrededores del Sistema Central español. *Geogaceta*, 31: 43-45.
- Corchón, F. (1976). Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid y Guadalajara). *Bol. Serv. Geol.*, 40, 189 págs.
- Echegaray, M., Iglesias, J.A., Sánchez Moral, S., Oliveros, C., Segura, M., Cabrera, E., López-Camacho, B. y De Bustamante, I. (1998). Environmental implications of a karstic aquiferous exploitation during an extreme drought in the central region of Spain. *The second International Conference on Climate and Water. Espoo, Finland*.
- Floquet, M., Alonso, A. y Meléndez, A. (1982). El Cretácico superior de Cameros-Castilla. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid, pp. 387-453.
- García, A., Gil, J. y Segura, M. (1996). La terminación sobre el Macizo Hespérico de las plataformas sedimentarias cretácicas del Surco Ibérico, a lo largo del flanco meridional de la Cordillera Carpetana (Guadalajara y Madrid). En: *Itinerarios Geológicos desde Alcalá de Henares*. (M. Segura, I. de Bustamante y T. Bardaji, edits.), IV Congreso Geológico de España. Servicio de Publicaciones, Universidad de Alcalá, p. 247-269.
- Gil, J., Pons, J. M. y Segura, M. (2002). Redescrición de *Bournonia gardonica* (Toucas, 1907) (Radiolitidae, Bivalvia) y análisis de las facies en que aparece (Coniacense, Sistema Central, España). *Revista Esp. Paleont.*, 17: 245-256.
- Hernanz, A. (1967) *La cueva del Reguerillo y el carst del Cerro de la Oliva*. Com. Hidrol. Cont. y Cient., C.E.H. del M.O.P., Madrid, 7 págs.
- Hoyos, M., Lario, J., Sánchez-Moral, S., Cañaveras, J. C. y Sanz-Rubio, E. (1996). Estudio y evaluación del deterioro de la Cueva del Reguerillo (Cerro de la Dehesa de la Oliva, Patones, Madrid). *Informe Técnico. Convenio MNCM-CAM*, 61 págs.
- I.T.G.E. (1991) Valdepeñas de la Sierra. Memoria y Mapa Geológico. *Mapa Geológico de España Escala 1:50.000*, Hoja 485.
- Plummer, L.N., Parkhurst, D.L., Fleming, G.W. y Dunkle, S.A. (1988). PHRQPITZ, a computer program incorporating Pitzer's equations for calculation of geochemical reactions in brines. *US. Geol. Surv. Water. Res. Inv.*, 88-4153, 310 págs.
- Raines, M. A. y Dewers, T. A. (1997). Dedolomitization as a mechanism for karsts generation in Permian Blaine Formation, southwestern Oklahoma, U.S.A.. *Carbonates and Evaporites*, 12: 24-31.
- Torres, T., Cobo, R., García Alonso, P., Grün, R., Hoyos, M., Julía, R., Llamas, J. y Soler, V. (1995). Evolución del sistema fluvial Jarama-Lozoya-Guadalix durante el Plioceno final y el Cuaternario. *Geogaceta*, 17: 46-48.
- Torres, T. (1970). Estudio cronoestratigráfico de la Cueva del reguerillo y su relación con la geología cuaternaria. *Comunicaciones del Primer Congreso Nacional de Espeleología*, Barcelona, 79-88.
- Torres, T. (1974a). Estudio de la Cueva del Reguerillo. *Proyecto fin de carrera*. ETSI Minas, Madrid, 375 págs. (Inédito).
- Torres, T., Cobo, R., Gracia Cortés, A., Hoyos, M. y García Alonso, P. (1994a). Cronoestratigrafía de los depósitos fluviokársticos del Cerro de la Oliva (Patones, Madrid). *Geogaceta*, 15: 90-93.
- Torres, T., Cobo, R., Hoyos, M., Mansilla, H., Soler, V. y Coello, F.J. (1994b). Sedimentología, magnetoestratigrafía e isotopía de los depósitos fluviokársticos de la Cueva del Reguerillo (Patones, Madrid): interpretación medioambiental. *Geogaceta*, 15: 127-130.

Recibido el 27 de febrero de 2003.

Aceptado el 4 de junio de 2003.