

Implicaciones paleoclimáticas de la distribución geocronológica de espeleotemas en la Cueva del Cobre (Palencia)

Paleoclimatic implications of the growth frequency of speleothems in Cueva del Cobre (Palencia)

M. B. Muñoz ⁽¹⁾, J. Martín-Chivelet ⁽¹⁾, C. Rossi ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Estratigrafía, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Fac. Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid

⁽²⁾ Departamento de Petrología y Geoquímica, Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM), Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040, Madrid

ABSTRACT

Twenty two Uranium-series datings carried on seven stalagmites collected in the cold, high mountain karstic system of Cueva del Cobre (Cantabrian Mountains, N Spain) allow to distinguish three phases of major growth frequency of speleothems in the cave for the last 150 ky. This difference in growth frequency is interpreted to be climatically induced: stalagmite growth was impeded during the coldest time intervals when the cave was probably covered by a mountain glacier and, on the contrary, their maximum growth took place during warmer humid episodes. This hypothesis is supported by the correlation of the speleothem growth frequencies with the oxygen isotopic stages of the late Quaternary.

Key words: Paleoclimate, late Quaternary, speleothems, Cantabrian Mountains, U-series

Geogaceta, 35 (2004), 179-182
ISSN:0213683X

Introducción y objetivos

Este trabajo constituye una primera aproximación a la geocronología de los espeleotemas recientes de la Cueva del Cobre (Fig. 1). Esta cueva ha sido escogida para realizar un estudio paleoclimático de alta resolución del Cuaternario más reciente por sus características karstológicas, su climatología, su ubicación geográfica y su bajo impacto antrópico. La microestratigrafía de los espeleotemas y, dentro de ella, las variaciones registradas en las tasas de crecimiento, la mineralogía, la textura y la composición química e isotópica, constituyen excelentes fuentes de información paleoclimática y paleoambiental de áreas continentales (p.ej.: Schwarcz, 1986). La utilización de estos depósitos para la obtención de series paleoclimáticas viene sin embargo condicionada por la datación precisa de los mismos, la cual, gracias a la combinación de técnicas radiométricas y microestratigráficas ha conseguido alcanzar en algunos casos resolución anual (p.ej. Brook *et al.*, 1999 y Genty y Quinif, 1996) e incluso subanual (Huang *et al.*, 2001). En este sentido, la obtención de edades absolutas con métodos radiométricos se perfila como un objetivo

fundamental. En la actualidad la técnica con la que se obtienen mejores resultados es la del $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$. Se basa en que el uranio es relativamente soluble y acompaña al carbonato en las aguas vadosas pasando a formar parte de los espeleotemas como impureza. El torio, en cambio, es relativamente insoluble y permanece en el suelo adsorbido a la materia orgánica o los minerales detríticos. El U-234 y 238 comienza así a desintegrarse en el espeleotema en ausencia del isótopo hijo (Th-230) en el mismo momento de precipitación de la calcita. Para llevar a cabo dataciones absolutas con este método es necesario que los espeleotemas tengan una actividad de uranio mayor de 0,1 ppm, que se hayan comportado como un sistema cerrado para el uranio y el torio y que no contengan torio inicial.

Localización y marco geológico

La Cueva del Cobre está situada en la Sierra de Peña Labra (Fig. 1) dentro del Parque Natural de Fuentes Carrionas, y en las proximidades de Sta. María de Redondo (Palencia). Se desarrolla en calizas carboníferas y tiene una única entrada conocida que se abre en el flanco SO de la sierra a ~1600 m sobre el nivel del mar.

En la cueva se conocen actualmente ~10 km de conductos, en un desnivel vertical de ~225 m. Contiene un colector principal por el que discurre un río subterráneo de bajo gradiente que drena el Circo de Covarrés y el valle de Sel de la Fuente, ambos de origen glaciar y cubiertos por depósitos morrénicos cuaternarios (para detalles sobre la cueva ver Rossi *et al.*, 1997). En la zona de muestreo no se detectan corrientes de aire y la temperatura parece permanecer constante alrededor de 5,7°C.

Materiales y método

Se han muestreado siete estalagmitas de la Cueva del Cobre, en principio todas sin señales externas de alteración ni disolución. Tres de ellas estaban situadas bajo un goteo activo por lo que eran susceptibles de estar creciendo en el momento del muestreo. Varían en longitud entre 12 y 71 cm y en diámetro entre 5 y 25 cm. Todas las estalagmitas son de composición calcárea. Un estudio petrográfico previo a las dataciones ha revelado la presencia de al menos una superficie de interrupción del crecimiento en la mayor parte de ellas. Los análisis radiométricos han ido

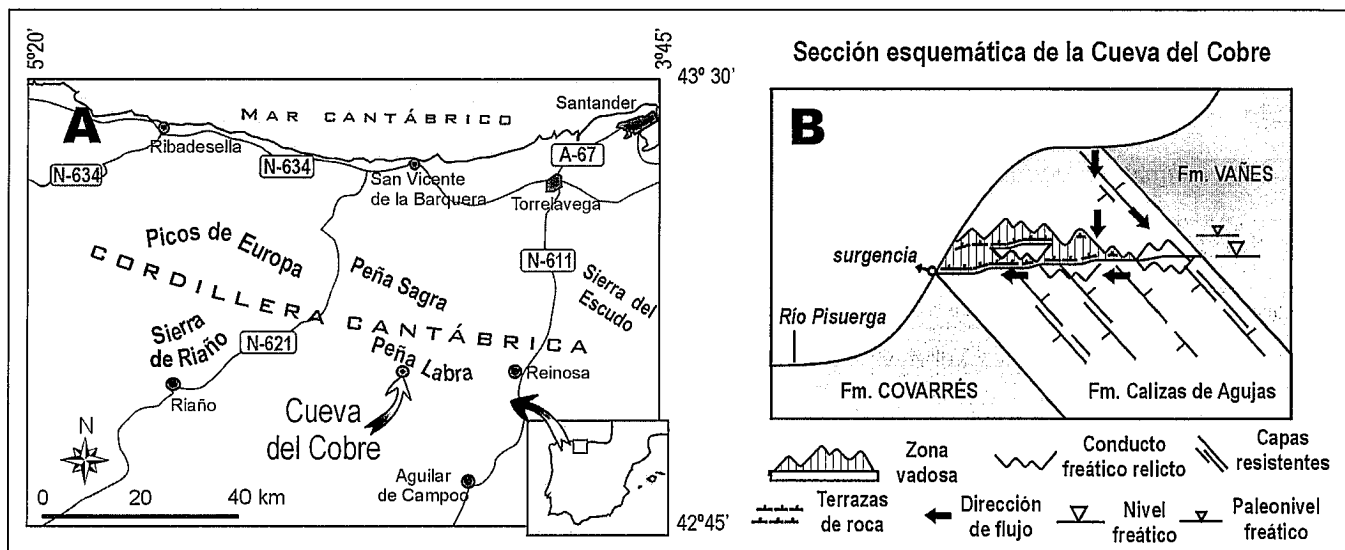


Fig. 1.- A) Mapa de situación de la Cueva del Cobre. Se muestran las principales carreteras, poblaciones y sierras. B) Corte esquemático de la Cueva del Cobre según la dirección de buzamiento.

Fig. 1.- A) Situation map of Cueva del Cobre. Main roads, cities and mountains are shown. B) Schematic section of the Cueva del Cobre in the dip direction.

dirigidos a acotar los intervalos temporales de no crecimiento así como la base y el ápice de cada estalagmita.

Para calcular la edad de cada muestra se miden las proporciones $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ y $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (cadena de desintegración del U-238). Como los isótopos de esta cadena se desintegran emitiendo partículas α y β además de radiación γ es posible calcular la abundancia relativa de cada isótopo recogiendo el espectro de emisión de partículas α o bien calculando la relación isotópica en un espectrómetro de masas. Para este estudio se han llevado a cabo dataciones por estos métodos en varios laboratorios: las dataciones por espectrometría α han sido realizadas en la Academia de Ciencias Polaca (Varsovia) y las demás en espectrómetro de masas de ionización térmica (TIMS, McMaster University, Hamilton) o de fuente de plasma (ICPMS, laboratorio GEOTOP-UQAM, Montreal). Para futuros estudios también se está poniendo a punto y calibrando una línea de trabajo para datar carbonatos por espectrometría α en colaboración con el Ciemat (Madrid).

En todos los casos el uranio y el torio son separados del carbonato por coprecipitación con Fe y después purificados por medio de columnas de intercambio catiónico. El tamaño de las muestras varía entre ~2,5 g para ICPMS y ~25 g para espectrometría α . Los errores también varían entre 0,3% y 1,1% para ICPMS y TIMS respectivamente (el error corresponde a 2σ) y 10% para espectrometría alfa (1σ). Los datos se muestran en la tabla 1.

Además de las relaciones citadas anteriormente se mide otra que da cierta información sobre la bondad de la muestra. La relación $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ se utiliza para comprobar si la actividad inicial de torio en el sistema era cero ya que el torio-232 es de origen cosmogénico. Su presencia indica que cierta cantidad de torio fue transportada desde el exterior a través del agua de goteo adsorbida sobre alguna impureza y que es necesario corregir la actividad inicial de torio. Todas las muestras con un valor de $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} < 20$ están corregidas según el método descrito por Li *et al.*, (1989). Por otro lado, tanto el uranio-234 como el uranio-238 vienen disueltos en las aguas vadadas formando complejos. El valor de la relación entre estos dos isótopos es muy variable dentro de la naturaleza. El valor normal de la relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ en aguas superficiales se sitúa en torno a 1,2-1,3, (Ivanovich y Harmon, 1992). Se suele asumir que si el valor final analizado en el carbonato cayera fuera del rango 1-1,5, esto podría ser indicio de que el espeleotema no se ha comportado como un sistema cerrado a lo largo de su historia.

En la tabla 1 se muestran los resultados de las dataciones. Se observa que la mayoría de los espeleotemas analizados no tienen contaminación inicial de torio-232. Sólo tres edades han tenido que ser corregidas. Además, en general los valores de la relación $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ también se sitúan dentro del rango normal entre 1 y 1,5.

Han surgido problemas con varias muestras en distintas fases del estudio (algunas durante la preparación química y otras durante el análisis en el espectrómetro) imposibilitando el cálculo de edad. En sólo una, C3b, se obtuvo una relación $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U} > 1$, físicamente imposible según las premisas de este método de datación. Esta muestra está formada por calcita con mucha contaminación detrítica. Es posible que la corrección aplicada habitualmente para datar calcitas "sucias" de este tipo no sea válida en casos en los que hay tanta contaminación inicial de torio.

Discusión y conclusiones

En la figura 2 se representa la distribución de edades de las siete estalagmitas estudiadas. Hay que suponer que, si no hubiera ningún control externo de la deposición de la calcita, la gráfica mostraría una frecuencia continua de edades con menor número de espeleotemas conservados cuanto mayor fuera la edad. Sin embargo, se observa que se agrupan preferentemente en torno a tres periodos: el Holoceno y los intervalos comprendidos entre 40 y 55 ka BP y entre 90 y 115 ka BP. Los periodos en los que no creció ninguna de las estalagmita estudiadas podrían coincidir con etapas de ausencia de goteo o falta de reactivos para la precipitación de calcita. Una distribución de edades similar a la de la figura 2 aparece en muchas cuevas situadas en latitudes medias y altas (p. ej. Harmon *et al.*, 1975; Gascoyne, 1992).

Muestra	Peso muestra (g)	Contenido en uranio (ppm)	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Edad (años BP)	Error (años BP)	Porcentaje error	Método
C1t	4,79	0,18	170,37	0,230219	1,498076	27825	2258	8,1	TIMS
C1x4	4,44	0,22	2093,0597	0,657113	1,533103	107138	6884	6,4	TIMS
C1x3	5,99	0,12	1575,9561	0,590741	1,485065	91349	1671	1,8	TIMS
C1m	6,48	0,15	2954,5728	0,639344	1,477868	103120	1673	1,6	TIMS
C1b	5,68	0,13	863,3646	0,644642	1,405735	105117	1194	1,1	TIMS
C2b	4,98	0,09	6,7853	0,690298	1,142273	105768	6407	6,1	TIMS
C3m	4,72	0,11	49,3108	0,407825	1,277389	54462	1362	2,5	TIMS
C3b	12,30	0,12	6,6014	1,2247	1,2131	---	---	---	ALFA
C4t	4,36	0,75	2707,9096	0,304546	1,165753	39136	472	1,2	TIMS
C4x5	4,61	0,47	1213,36	0,1166826	1,07933	51376	1018	2,0	TIMS
C4x4	4,93	---	---	---	---	---	---	---	TIMS
C4x3	4,98	---	---	---	---	---	---	---	TIMS
C4m ICP	2,94	1,37	7484,08	0,6511	153,8176	114534	386	0,3	ICPMS
C4m TIMS	5,83	0,47	5297,2197	0,647649	1,01867	112910	1316	1,2	TIMS
C4b ICP	3,07	0,73	3464,315	0,5904	0,9793	97500	263	0,3	ICPMS
C7t	5,09	0,42	6,3213	0,004643	1,073674	386	187	48,4	TIMS
C7m ICP	2,73	0,37	93,9	0,0279	0,9974	3077	123	4,0	ICPMS
C7m TIMS	5,16	0,36	79,2999	0,028903	1,015517	3130	92	2,9	TIMS
C7b ICP	3,12	0,54	278,652	0,0474	0,9982	5281	103	2,0	ICPMS
C7b TIMS	4,71	0,53	395,1612	0,07287	1,00762	8198	2720	33,2	TIMS
C8-1617	23,20	0,15	214,29	0,6979	1,1114	129854	12501	9,6	ALFA
C8m ICP	3,98	0,12	1173,044	0,6513	1,0487	113208	952	0,8	ICPMS
C8b TIMS	6,56	0,09	482,37	0,621457	1,082152	103362	1112	1,1	TIMS
C8b ICP	3,84	0,10	720,465	0,6253	1,0792	104960	1286	1,2	ICPMS
C10t	3,75	---	---	---	---	---	---	---	TIMS
C10m	5,37	0,78	923,5188	0,082	1,181223	9271	1348	14,5	TIMS
C10b ICP	2,62	0,62	113,628	0,0716	1,1664	8066	105	1,3	ICPMS
C10b TIMS	5,11	---	---	---	---	---	---	---	TIMS

Tabla I.- Resultados de las dataciones por $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ de siete estalagmitas de la Cueva del Cobre.

Table I- Results of the $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates of seven stalagmites from Cueva del Cobre.

El origen de estas discontinuidades del registro ha sido anteriormente interpretado desde un punto de vista climático, estando controladas las interrupciones del crecimiento fundamentalmente por tres mecanismos (Lauritzen, 1993): (1) En periodos fríos el permafrost haría cesar la escorrentía subterránea y por tanto el goteo, inhibiendo así la fuente de reactivos para el crecimiento de la calcita. (2) En periodos fríos también cesaría o se vería muy disminuida la actividad orgánica, principal fuente del exceso de CO_2 , presente en el suelo, necesario para la disolución y posterior precipitación del carbonato. (3) En zonas cubiertas por glaciares con lámina de agua subglaciar, ésta podría inundar las galerías vadosas de la cueva lo que podría a su vez provocar la corrosión de los espeleotemas ya formados. En la figura 2 se ha representado también la curva SPECMAP obtenida a partir de la composición isotópica de foraminíferos bentónicos marinos (Imbrie *et al.*, 1984) y sobre ella los números correspondientes a los estadios isotópicos definidos por Shackleton y Opdyke en 1973 en función

del volumen de hielo en el hemisferio norte, interpretándose los estadios con números impares como periodos cálidos como el actual y los pares como periodos fríos.

Se puede observar que los periodos de máximo crecimiento de espeleotemas analizados de la Cueva del Cobre coinciden aproximadamente con los tres últimos estadios cálidos (1, 3 y 5) mientras que durante los episodios fríos (estadios pares) parece que el crecimiento estuvo muy disminuido, probablemente debido al permafrost y a la baja actividad orgánica. Esta hipótesis encuentra apoyo en que las principales fuentes de drenaje de la cueva provienen en la actualidad de formas de origen glaciar (el Circo de Covarrés y el valle del Sel de la Fuente). Dentro de los tres "estadios de crecimiento" obtenidos en este estudio, el que presenta una mayor cantidad de espeleotemas es el estadio isotópico número 5 aunque en muchas cuevas es común que el mayor número de espeleotemas conservados sea holoceno. A pesar del sesgo que puede haber acompañado al muestro, en

principio esto conduce a pensar que posiblemente las condiciones ambientales fueran más favorables para el crecimiento de estalagmitas durante este estadio que en la actualidad, quizá por una mayor actividad orgánica inducida por una vegetación más densa en el suelo situado sobre la cueva o por una mayor humedad que la actual. La preservación exterior de estas estalagmitas "antiguas" es además muy buena, indicando que no ha habido inundación de los conductos kársticos ni cambio radical en la química del agua de goteo que, al seguir activo en algunos casos, podría haber provocado corrosión o alteración.

Este armazón cronológico constituye una base fundamental de un estudio más amplio encaminado a la obtención de series de variabilidad climática de alta resolución mediante el análisis de isótopos estables de oxígeno y carbono en los espeleotemas.

Agradecimientos

Los autores quieren expresar su agradecimiento a los Profs. Derek Ford

y Henry Schwarcz (McMaster University, Hamilton), Helena Hercman (Polska Akademia Nauk-Academia de Ciencias Polaca, Varsovia) y a la Dra.

M^a Teresa Crespo (CIEMAT, Madrid) por la ayuda en la realización e interpretación de las dataciones, y a Adriano Cortel, Carmen Pino y Araceli Saria y

José Matas por su colaboración en el muestreo. Este trabajo es una contribución del proyecto de investigación REN2001-1409/CLI.

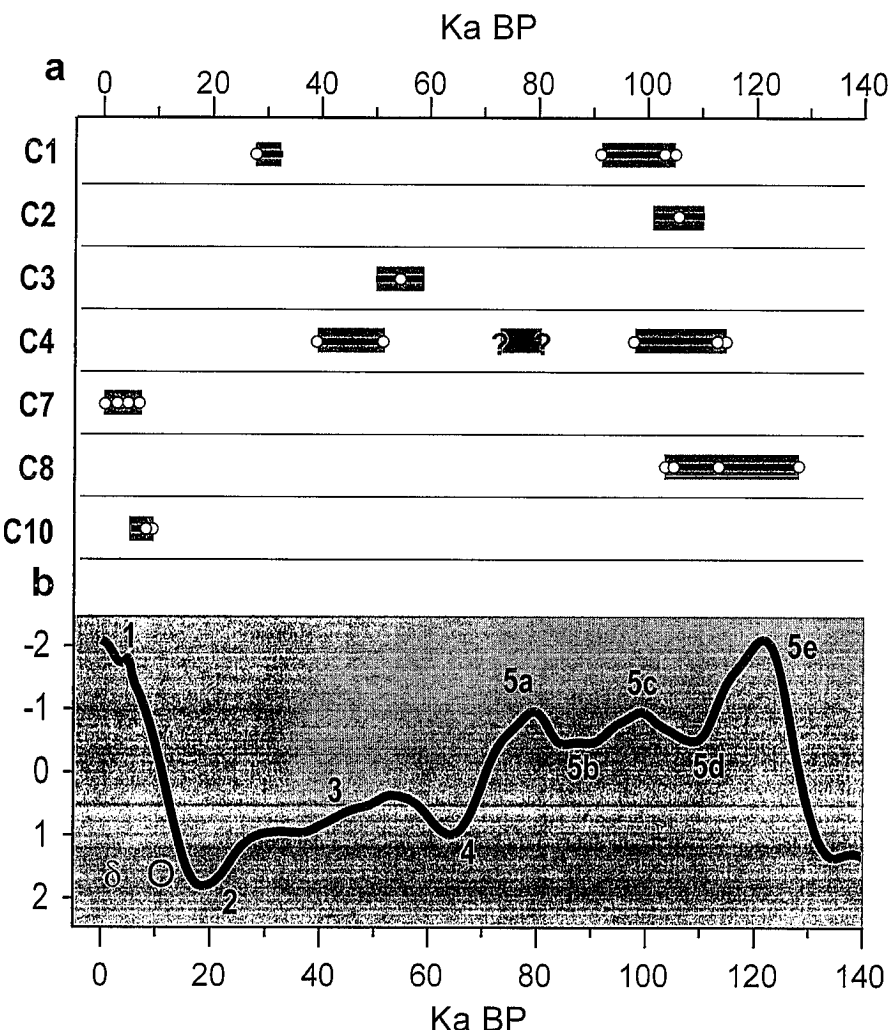


Fig. 2.- a) Resultados de las dataciones obtenidas en la Cueva del Cobre y b) curva SPECMAP (Imbrie et al., 1984). $\delta^{18}O$ está expresado en ‰ respecto a SMOW. Los números indican los estadios isotópicos definidos por Shackleton y Opdyke en 1973.

Fig. 2.- a) Dating results from Cueva del Cobre and b) SPECMAP curve (Imbrie et al., 1984). $\delta^{18}O$ is given as ‰ respect to SMOW. Numbers show the oxygen isotopic stages defined by Shackleton and Opdyke, 1973.

Referencias

Brook, G.A., Rafter, M.A., Railsback, L.B., Sheen, S.W. y Lundberg, J. (1999): *The Holocene*, 9, 695-705
 Gascoyne, M. (1992): *Quat. Sci. Rev.*, 11 (6), 609-632
 Genty, D. y Quinif, Y. (1996): *Jour. Sed. Res.*, 66, 275-288
 Harmon, R.S., Thompson, P., Schwarcz, H.P. y Ford, D.C. (1975): *Nat. Speleological Soc. Bul.*, 37 (2), 21-33
 Huang, Y.M., Fairchild, I.J., Borsato, A., Frisia, S., Cassidy, N.J., McDermott, F., Hawkesworth, C.J. (2001): *Chem. Geol.*, 175, 429-448
 Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W. y Shackleton, N.J. (1984): En Berger, A. et al. (eds.) *Milankovitch and Climate*. D. Reidel: 269-305
 Ivanovich, M. y Harmon, R.S. (1992): *Uranium-series Disequilibrium*. Clarendon Press. 910 p.
 Lauritzen, S-E. (1993): En Karst terrains, environmental changes, human impact. *Catena Supplement* 25, 21-40
 Li, W-X., Lundberg, J., Dickin, A.P., Ford, D.C., Schwarcz, H.P. y Williams, D. (1989): *Nature*, 339, 534-536
 Rossi, C., Muñoz, A. y Cortel, A. (1997): En Jeannin, P.Y. (eds.): *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology* vol. 1. Speleo Projects: 179-182
 Schwarcz, H.P. (1986): En Fritz, P. y Fontes, J.C., J.C. (eds.): *Handbook of Environmental Geochemistry* vol.2. Elsevier: 271-303
 Shackleton, N.J. y Opdyke, N.D. (1973): *Quat. Res.*, 3, 39-55