

initially in Brackwasser Sarmatian deposits in Hungary (Pantocsek, 1889). Its presence serves to attest the Miocene age of the diatomite deposits in the Madrid Basin.

Paleoenvironment of diatomite sedimentation

The continental character, inferred from regional geology, of the miocene formations, is also attested by diatoms provided a complete absence of non-continental diatom species in the studied samples. The sedimentation of the Intermediate Unit in the Esquivias area began with fluvio-lacustrine deposits that vertically gave pass to a complex mosaic of clays, carbonates, and siliceous sediments that were deposited in lacustrine environments. According to this scheme, diatomites would be deposited during stages of maximum regional enlargement of the lake areas.

Sedimentological data as well as evidence provided by diatoms strongly suggest that, as a whole, deposition took place in shallow lakes and surrounding paludal areas. Probably, the lacustrine sedimentary sequence resulted from small, more or less permanent shallow lakes that shifted, and sometimes coalesced, through time. In this picture, diatomite beds should be deposited into most stable lake areas. Evidence of very shallow conditions, such as root holes, suggest that the lake experienced some oscillations of the water level. Further evidence of shallowness is provided

by diatoms. The whole of the diatom specimens that we have recognized in our samples is constituted by epiphytic and/or epilithic species. Living forms of these species are commonly found in shallow waters, frequently in littoral lake environments.

A closer view of the distribution of diatoms in vertical sequence (Zones I to VI in section ESC) allows to infer that Zones I and VI, both of them characterized by *Fragilaria bituminosa*, reflect slightly higher salinities in lake water. This circumstance is clearer in Zone VI, where *Fragilaria bituminosa* occurs associated with mesohalobien species, such as *Anomooneis sphaerophora*, *Navicula cincta*, *Amphora veneta*, and *Amphora coffaeiformis*. On the other hand, Zones III, IV, and V are characterized by *Cymbella* species, which are oligohalobien and alkaliphilic species, and they are indicative of fresh-water, shallow lake environments. In this context, Zone V displaying the highest occurrence of *Cocconeis placentula*, represents a more marked lowstand in water level. Finally, the transitional Zone II would represent an episode of progressive freshening between Zones I and III.

It follows from the previous paragraph that diatoms in the miocene formations of the Malcovadeso area are mostly freshwater or tolerant of moderately saline conditions. This seems to fit well with the commonly observed low-Mg calcite composition of the carbonate phase in the diatomite beds. In addition, diatom ecology indicates that the observed species were adapted to somewhat alkali-

ne waters, which in turn favoured the formation of authigenic clays such as palygorskite and sepiolite (Leguey *et al.*, 1985) within the shallow lake. Authigenesis of these clays could be related to the colloidal silica provided from dissolution of diatom frustules.

Finally, main diagenetic features in the diatomites concern to corrosion or even total dissolution and later calcitization of the diatom frustules. Nevertheless, the definite paths of these processes have not been yet evaluated. It does not seem unreal to assume that diatom dissolution mostly accounted for the formation of the opaline levels widely extended within the miocene formations in the studied area.

References

- Bustillo, M. A. (1984): *Estudios geol.*, 40, 137-151.
 Bustillo, M. A. y Bustillo, M. (1987): *Resúmenes II Congreso Nacional de Geoquímica*, Soria, 183-185.
 Junco, F. y Calvo, J. P. (1983): en, *Geología de España, Libro Jubilar J. M. Ríos*, t. II, 534-543.
 Leguey, S.; Pozo, M. y Medina, J. A. (1985): *Miner. Petrogr. Acta*, 29-A, 287-301.
 Pantocsek, J. (1889): *Beitrag zur Kenntnis der Fossilen Bacillarien Hongarns*. Vol. II, *Brackwasser Bacillarien*, 123 pp. Nagy Tapolcsany, Julius Platzko.
 Pozo, M.; Medina, J. A. y Leguey, S. (1985): *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 271-183.

Recibido el 8 de enero de 1988
 Aceptado el 21 de enero de 1988

Isótopos estables de carbono y oxígeno de los rellenos de calcita (falsa ágata) y su interés paleoambiental

C. Jiménez de Cisneros. E. E. Zaidín. CSIC. Albareda, 1. Granada.

J. Linares. E. E. Zaidín. CSIC. Albareda, 1. Granada.

E. Reyes. E. E. Zaidín. CSIC. Albareda, 1. Granada.

J. A. Vera. Departamento Estratigrafía-Paleontología. Universidad de Granada.

ABSTRACT

The isotopic composition of modern calcite fills (onyx marble) in fractures and related caves is studied. Carbon and oxygen stable isotopes in this material are similar to the vadose speleothems (stalactites and stalagmites) in modern caves and to calcareous concrete-

tions in modern soils. This study can contribute to the recognition of analogous deposits in paleokarsts.

Jiménez de Cisneros, C.; Linares, J.; Reyes, E., y Vera, J. A. (1988): Isótopos estables de carbono y oxígeno de los rellenos de calcita (falsa ágata) y su interés paleoambiental. *Geogaceta*, 4, 17-20.

Key words: *Calcite fills, onyx marble, stable isotopes, Pliocene, Betic Cordillera.*

Introducción

Los relieves subbéticos de Sierra Gorda y Sierra de Parapanda, en la provincia de Granada, están formados por calizas (más localmente dolomías) del Jurásico. En ellos se observa una red de fracturas y fisuras muy manifiesta, que con frecuencia presentan rellenos de calcita que pueden alcanzar gran desarrollo hasta tal punto que son explotados como piedra ornamental en la Sierra de Parapanda con el nombre de «falsa ágata» (IGME 1985), y que equivale al «onyx marble» de la nomenclatura inglesa (Bates y Jackson 1987). Estos rellenos ocupan los volúmenes de separación entre los dos bloques de las fracturas, dando dispositivos que se alinean según una recta (venas de calcita); además se disponen rellenando cavidades kársticas relacionadas genética y temporalmente con

dichas fracturas. La fracturación ocurrió claramente después de la etapa principal de deformación de los materiales subbéticos, que acaeció durante el Mioceno medio. La edad de los rellenos es, por tanto, como muy antigua del Mioceno superior, aunque probablemente sea del Plioceno e incluso del Pleistoceno.

Métodos utilizados

Se han muestreado los materiales en el campo, se ha visto su relación con la roca encajante y se han efectuado estudios ópticos de los mismos. Sobre diferentes muestras de mano con un taladro manual se han hecho perforaciones de 1,5 mm de diámetro hasta obtener unos 10 mg para su estudio isotópico. El ataque de las muestras se realizó con ácido fosfórico del 100% y a 25 grados centí-

grados (McCrea 1950; Sharma y Clayton 1965). Los análisis de carbono y oxígeno se efectuaron con un espectrómetro de masas Finnigan-Mat 251, con doble sistema de admisión para muestras y standard. Los resultados se presentan en relación con los standards establecidos por Craig (1957), más concretamente con respecto al PDB.

Material estudiado

Se trata de una calcita con grandes cristales traslúcidos, con color amarillento-parduzco, que se dispone rellenando superficies abiertas de fracturas y cavidades de morfología kárstica relacionadas con las mismas.

El tamaño de los cristales varía desde el milimétrico al centimétrico, y se observa en ellos diferentes etapas de crecimiento (figura 1), separadas

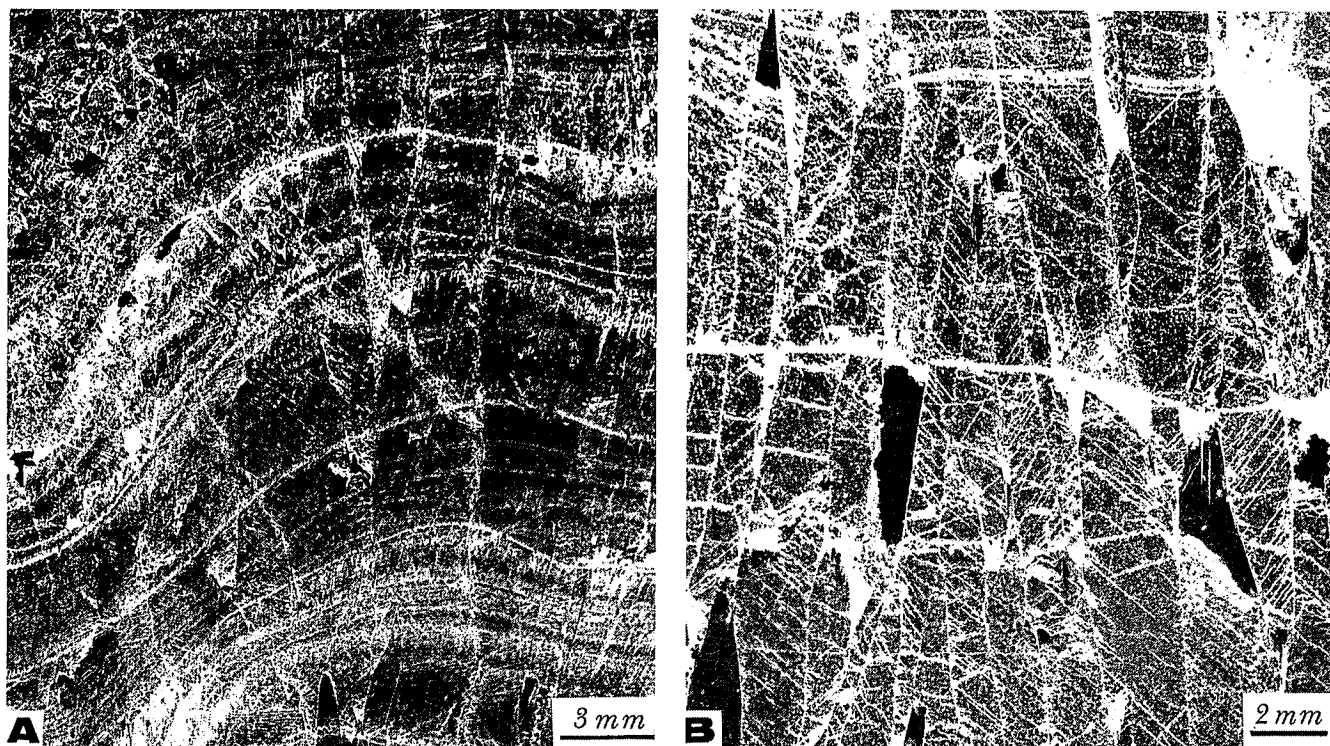


Fig. 1.—Microfacies de la falsa ágata: A) Vista de conjunto donde se observan las diferentes capas de crecimiento de la calcita (negativo obtenido directamente de la lámina delgada). B) Aspecto de la calcita en empalizada; las bandas de crecimiento ricas en óxidos de hierro son las blancas que cortan a los cristales (negativo obtenido directamente de la lámina delgada).

por superficies con óxidos de hierro, con lo que se obtiene un dispositivo de capas que crecen desde la superficie de la pared hacia el interior de la cavidad hasta el relleno completo de ésta. En numerosos casos la abertura de las fracturas y la anchura del relleno de las cavidades presenta magnitudes superiores al metro, a veces incluso los 5 metros (canteras de Sierra de Parapanda). La textura o fábrica dominante es la de una calcita en empalizada (Folk y Assereto 1976) o de cristales de calcita columnares (Kendall y Broughton 1978). En su conjunto presenta una estructura interna muy compacta de escasa porosidad que permite su explotación como piedra ornamental.

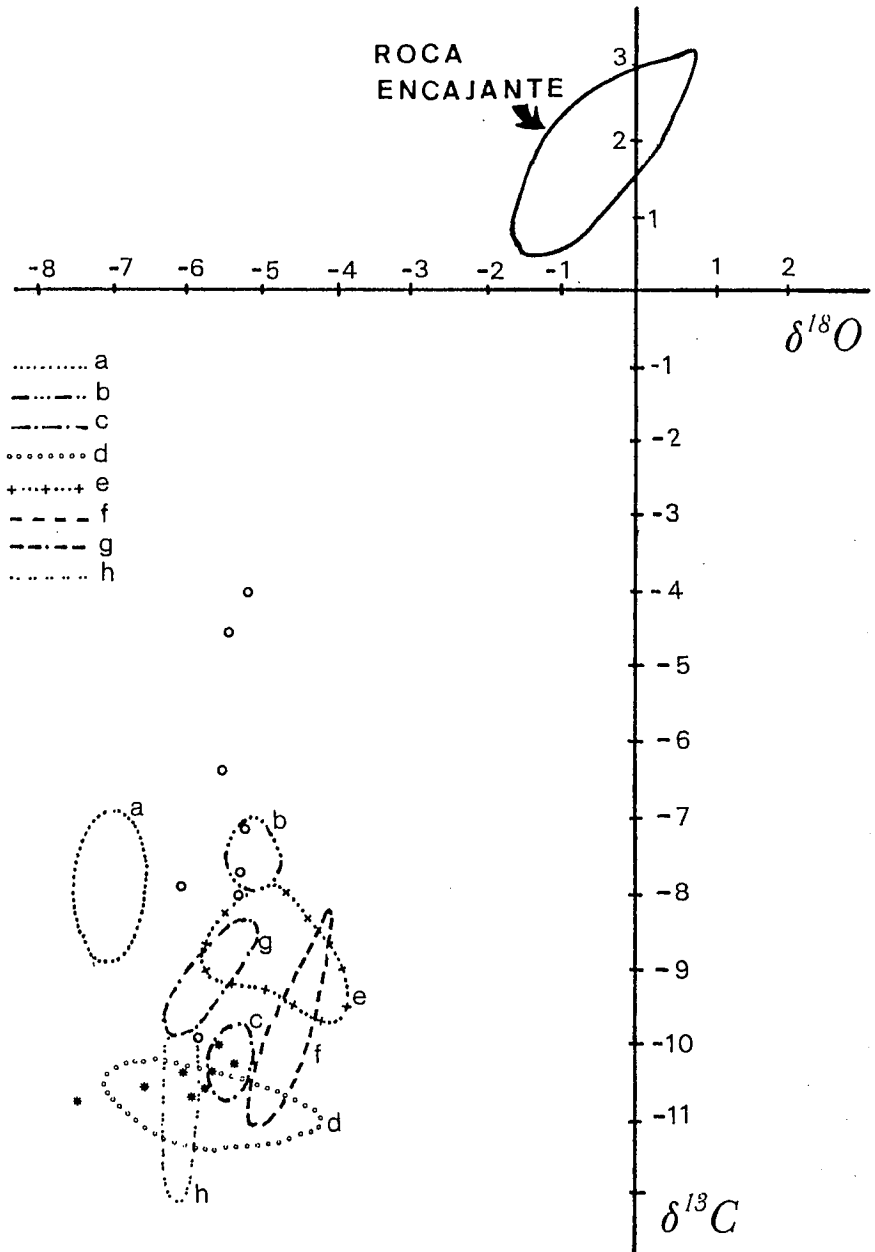
Contenido isotópico y su significado

En la tabla 1 se detalla el resultado del estudio isotópico de estos materiales.

Igualmente en la figura 2 se representan gráficamente estos resultados. Los valores de $\delta^{13}C$, siempre negativos, para las muestras de Sierra Gorda varían entre -9,948 y -10,833, con un valor medio de -10,517, mientras que para la Sierra de Parapanda oscilan entre -4,146 y -10,081, con un valor medio de -7,315. Los resul-

Tabla 1
Resultados del análisis isotópico expresado con respecto al PDB

Muestra	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
<i>Sierra Gorda</i>		
ZL1	-6,531	-10,793
ZL2	-5,646	-10,361
ZL3	-5,712	-10,667
ZL4	-5,848	-10,833
ZM1	-7,402	-10,766
ZM2	-5,639	-9,948
ZN1	-5,990	-10,331
ZN2	-5,606	-10,436
Valores medios	-6,047	-10,517
<i>Sierra de Parapanda</i>		
PAR1	-5,777	-10,081
PAR2	-5,973	-7,986
PAR3	-5,283	-8,061
PAR4	-5,181	-7,238
PAR5	-5,190	-7,867
PAR6	-6,348	-9,506
PAR7	-5,376	-4,562
PAR8	-5,165	-4,146
PART	-5,394	-6,391
Valores medios	-5,522	-7,315



*MUESTRAS DE SIERRA GORDA
○ IDEM PARAPANDA

Fig. 2.—Diagrama donde se representa la composición isotópica de las muestras de falsa ágata estudiadas. Se incluyen datos globales de la composición isotópica de la roca encajante (inéditos de los mismos autores), que son muy diferentes. Se incluyen, además, los valores de materiales afines descritos en bibliografía: a) Estalactitas y estalagmitas de Alemania (Fantidis y Ehhalt, 1970). b) y c) Estalactitas y estalagmitas, respectivamente, de cuevas de Kentucky (Harmon *et al.*, 1978). d) Estalagmitas de cuevas en Bélgica (Gewelt, 1981). e) Valores genéricos para sedimentos de cuevas según Moore y Druckman (1980). f) y h) Valores para dos cuevas diferentes en Italia (Fornaca-Rinaldi *et al.*, 1968). g) Concreciones de cuevas en Francia (Duplessy *et al.*, 1969).

tados del $\delta^{18}O$ igualmente son siempre negativos, comprendidos, para las muestras de Sierra Gorda, entre -5,606 y -7,402, con un valor medio de -6,047, y para la Sierra de Parapanda entre -5,165 y -6,348, con un valor medio de -5,522.

Estos valores difieren ampliamente de

la composición isotópica de las rocas encajantes (ver figura 2) por tanto lo que primero se deduce es que aunque se trate de materiales formados, por disolución y posterior precipitación, a partir de dichas rocas, las condiciones genéticas en ambos casos fueron absolutamente diferentes.

Comparándolos con los datos de contenido isotópico disponibles en la bibliografía se puede ver fácilmente que estos valores se asemejan a los de medios subaéreos. Mimran (1985) para venas de calcita da valores análogos ($\delta^{13}\text{C}$ entre -5 y -6 , y $\delta^{18}\text{O}$ entre -8 , -9). Thompson *et al.* (1976) y Schwarcz (1986) para espeleotemas de diferente procedencia dan valores de $\delta^{18}\text{O}$ de -6 a -8 y del $\delta^{13}\text{C}$ de -7 a -9 , con un orden de magnitud semejante. En la propia figura 2 se representan, para su comparación gráfica, los valores de estalagmitas de cuevas de Bélgica (Gewelt 1981), de estalactitas y estalagmitas de cuevas de Kentucky (Harmon *et al.*, 1978), de depósitos en dos cuevas italianas (Fornaca-Rinaldi *et al.*, 1968), valores generales para depósitos de cuevas (Moore y Druckman, 1980), concreciones de cuevas en Francia (Duplessy *et al.* 1969) y los correspondientes a estalactitas y estalagmitas en Alemania (Fantidis y Ehhalt, 1970). En todos los casos los depósitos son subaéreos, por tanto de la zona vadosa, y en ellos el orden de magnitud del contenido isotópico es semejante a los resultados aquí obtenidos. La mayor variación en el conjunto de datos se tiene en el $\delta^{13}\text{C}$ que oscila entre -7 y -12 , mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ varía entre -4 y -7 .

Por su parte Magaritz *et al.* (1981) para nódulos carbonatados de suelos suministran valores $\delta^{13}\text{C}$ entre $-7,5$ y $-11,5$ y del $\delta^{18}\text{O}$ entre -4 y $-5,2$ análogos a los obtenidos. Cerling (1984) en suelos recientes obtiene valores que oscilan más ampliamente ($\delta^{13}\text{C}$ entre -2 a $-10,5$ y $\delta^{18}\text{O}$ entre -2 y -14), comprobando que el $\delta^{13}\text{C}$ está regido por la biomasa, mientras que el $\delta^{18}\text{O}$ lo está más por el contenido isotópico del agua dulce, a su vez controlado por el clima. James y Choquette (1984) suministran valores para concreciones de suelos y para caliches, con un orden de magnitud semejante.

Aplicando la fórmula de Craig (1965) se pueden hacer estimaciones de la temperatura de formación. Esta

viene regida por el $\delta^{18}\text{O}$ del carbonato y el $\delta^{18}\text{O}$, respecto al SMOW, del agua durante la precipitación. Si consideramos este último valor semejante al del agua dulce actual (-4‰ respecto al SMOW) como hace Mimran (1985) en su cálculo, los resultados que se obtienen son 22 a 31,5 grados centígrados, para los niveles del menor y mayor contenido en oxígeno 18, respectivamente. Si los cálculos los hacemos con los valores medios los resultados son: 26 grados para las muestras de Sierra Gorda y 23,6 para las de Sierra de Parapanda. Estos valores no pasan de ser más que una estimación, ya que para su medida correcta tendríamos que conocer con precisión el contenido isotópico del agua durante la formación. Sin embargo, indican que estos materiales se pudieron formar en condiciones climáticas semejantes a las actuales, y no relacionadas con aguas termales.

Conclusiones

Los rellenos de calcita (falsa ágata) son precipitados químicos en el seno de fracturas y cavidades kársticas a partir de aguas dulces freáticas, saturadas en carbonatos, que circulaban y se estancaban temporalmente en las mismas. Genéticamente se asemejan a los espeleotemas subaéreos (estalactitas, estalagmitas y depósitos afines) de cuevas recientes. La presencia de materiales análogos en relación con discontinuidades estratigráficas como las descritas por Vera *et al.* (1988) puede constituir un importante criterio para reconocer fases de emersión y etapas de paleokarst. El contenido isotópico de estos materiales constituye uno de los criterios más claros para su reconocimiento.

Agradecimientos

Para la elaboración de este trabajo se ha contado con una subvención de la CAICYT (proyecto 1224-84).

Referencias

- Bates, R. L. y Jackson, J. A. (1987): *Glossary of Geology*, American Geological Institute, p. 461.
- Cerling, T. E. (1984): *Earth Planet. Sci. Letters*, 71, 229-240.
- Craig, H. (1957): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, 133-149.
- Craig, H. (1965): *Stable isotopes in oceanographic studies and Paleotemperatures* (T. E. Consiglio, ed), Pisa, Naz. Rich. 3-24.
- Duplessy, J. C.; Lalou, C. y Gomes de Azevedo, A. E. (1969): *C.R.Ac. Sc. Paris*, 268, 2327-2330.
- Fantidis, J. y Ehhalt, D. H. (1970): *Earth Planet. Sci. Letters*, 10, 136-144.
- Folk, R. y Assereto, R. (1976): *Jour. Sediment. Petrology*, 46, 486-496.
- Fornaca-Rinaldi, G.; Panichi, C. y Tongiorgi, E. (1968): *Earth Planet. Sci. Letters*, 4, 321-324.
- Gewelt, M. (1981): *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 104, 269-279.
- Harmon, R. S.; Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1978): *Journal of Geology*, 86, 373-384.
- IGME (1985): Mármoles españoles. Publ. Ministerio de Industria y Energía.
- James, N. P. y Choquette, P. W. (1984): *Geoscience Canada*, 11, 161-194.
- Kendall, A. C. y Broughton, P. L. (1978): *Jour. Sediment. Petrology*, 48, 519-538.
- Magaritz, M. (1975): *Jour. Sediment. Petrology*, 45, 599-603.
- Magaritz, M.; Kaufman, A. y Yaalon, D. H. (1981): *Geoderma*, 25, 157-172.
- McCrea, J. M. (1950): *Jour. Chem. Phys.*, 8: 849-857.
- Mimran, Y. (1985): *Carbonate cements* (N. Schneiderman y P. M. Harris, eds), SEPM, mem. 36, 371-379.
- Moore, C. H. y Druckman, Y. (1980): *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 65, 597-628.
- Schwarcz, H. P. (1986): *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, (P. Fritz y J. Ch. Fontes, eds) Vol. 2: The Terrestrial Environment, B. 271-303, Ed. Elsevier, Amsterdam.
- Sharma, T. y Clayton, R. N. (1965) *Geochim. Cosmochim. Acta*, 29: 1347-1353.
- Thompson, P.; Schwarcz, H. P. y Ford, D. C. (1976): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 1730-1738.
- Vera, J. A.; Ruíz-Ortiz, P. A.; García-Hernández, M. y Molina, J. M. (1988): *Paleokarst*, (N. P. James y J. Choquette, eds), Springer-Verlag, 364-384.

Recibido el 8 de enero de 1988
Aceptado el 21 de enero de 1988