

## MORFOLOGIA Y COMPOSICION DE DOLOMITAS: APLICACION A SU INTERPRETACION GENETICA (\*)

C. Fernández Calvo (\*\*) y J. Soriano Carrillo (\*\*\*)

### RESUMEN

Las dolomías del Cretácico superior de la Ibérica suroccidental presentan dos tipos texturales bien diferenciados: dolomicritas y doloesparitas. Su distinto origen ha sido ya discutido en anteriores trabajos (Fernández Calvo, 1983) en base a criterios geométricos, sedimentológicos y petrográficos. Los análisis por difracción de rayos-X han dado como resultado que en ambos casos se trata de dolomitas estequiométricas. La morfología cristalina observada en el microscopio electrónico de barrido indica una evolución diagenética distinta para cada tipo, cuya interpretación está de acuerdo con el origen ya establecido.

**PALABRAS CLAVE:** Dolomita, Estequiometría, Morfología cristalina, Cretácico superior, Cordillera Ibérica.

### ABSTRACT

Dolostones from the Upper Cretaceous in the southwest of Iberian Range are characterized by two textural types; dolomicrites and dolosparites. Its different origin was discussed (Fernández Calvo, 1983) in base to its geometry, sedimentology and petrography. Analysis by X-ray diffraction show that both dolomites are stoichiometric. Observed under the scanning electron microscope the crystal morphology indicates a different diagenesis, according to the origin above mentioned.

**KEY WORDS:** Dolomite, Stoichiometry, Crystal morphology, Upper Cretaceous, Iberian Range.

### Introducción

Uno de los problemas clásicos que aún hoy día la Geología se plantea es el origen y causas de los procesos de dolomitización. Si bien los estudios que se están realizando en los medios actuales de formación de carbonatos, en los que muy localmente se encuentra la dolomita (o protodolomita) como mineral neoforado, están experimentando un importante avance, a medida que estudiamos materiales más antiguos los datos obtenidos son más difíciles de interpretar. Ello es debido a las transformaciones experimentadas en la compleja evolución diagenética de los carbonatos.

En este trabajo se pretende, mediante la utilización de una serie de técnicas analíticas, tales como Microscopía electrónica de barrido (M. E. B.), en combinación con un espectrómetro de dispersión de

energía de rayos-X (E. D. A. X.) y estudio por difracción de rayos-X de la variación del pico a 2,886 Å de la dolomita, realizar un contraste con los resultados obtenidos anteriormente mediante análisis sedimentológicos y petrológicos en nuestros estudios de índole más general (Fernández Calvo, 1982, 1983).

### Antecedentes y situación geológica

Los trabajos que tratan de una manera específica el tema de la dolomitización del Cretácico superior de la Cordillera Ibérica son muy escasos y recientes. Podemos decir que es a partir de Fernández Calvo (1982) cuando se realiza una descripción litológica con detallados análisis sedimentológicos y petrográficos de las dolomías en el enlace meridional de la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica. Posteriormente (Fernández Calvo, 1983) se establece la geometría de los distintos cuerpos dolomitizados en relación a las unidades litoestratigráficas formales definidas por Villas *et al.*

(\*) Comunicación presentada en el "X Congreso Nacional de Sedimentología", Menorca, septiembre de 1983.

(\*\*) M.O.P.U. - C.E.A.T. de Valladolid. División de Materiales. Ctra. Madrid-Valladolid, kilómetro 185,700.

(\*\*\*) M.O.P.U. Laboratorio Central de Estructuras y Materiales. Alfonso XII, 3, Madrid-7.

(1982) en el libro *El Cretácico de España*, para la región Ibérica suroccidental.

En síntesis, y teniendo en cuenta los trabajos anteriormente citados, en la región estudiada se pueden diferenciar dos tipos de dolomías (fig. 1), cuya formación la hemos atribuido a un distinto origen y mecanismo de dolomitización. Según su posición estratigráfica tenemos: las infe-

### Estudio de las dolomías por difracción de rayos-X (Estequiometría)

La metodología utilizada en la realización e interpretación de los difractogramas está descrita en los trabajos de Füchtbauer y Goldschmidt (1965) y Richter (1974), siendo

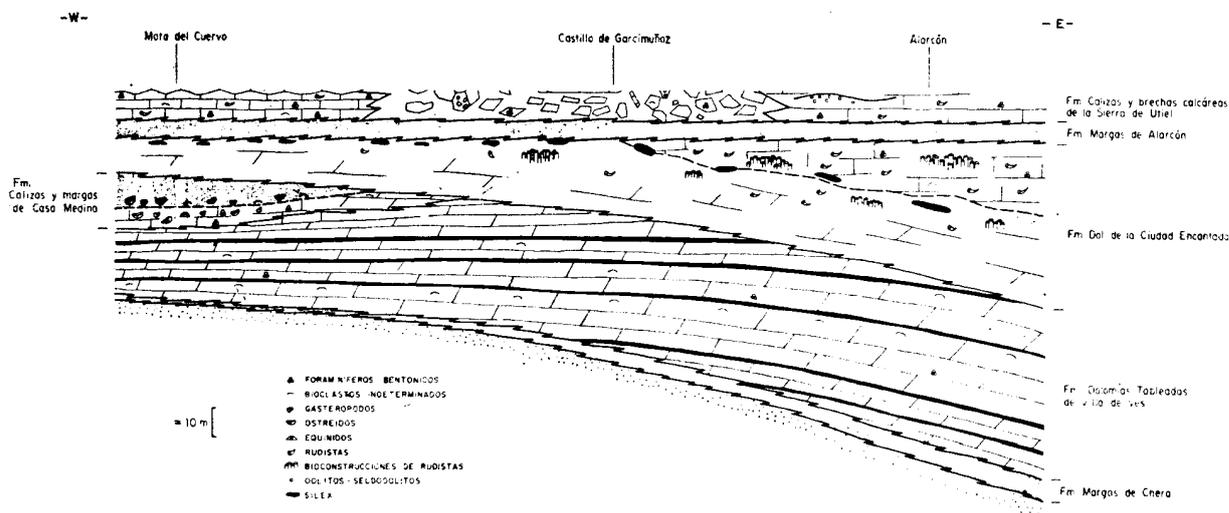


Fig. 1 - Perfil litoestratigráfico en una transversal W-E (según FERNANDEZ CALVO, 1983)

riores, correspondientes a la Formación Dolomías Tableadas de Villa Vés, son fundamentalmente dolomicritas y se suponen formadas bajo condiciones de alta salinidad (dolomías penecontemporáneas), características del medio de sedimentación, mientras que las superiores, que constituyen gran parte de la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada, son generalmente doloesparitas y su origen se atribuye a la acción de soluciones diluidas, sin relación directa con la sedimentación (dolomías diagenéticas tardías).

Manteniendo la denominación de "dolomicritas" y "doloesparitas", correspondiente a la textura que caracteriza a las dolomías en las respectivas Formaciones citadas, se escogieron una serie de muestras de cada grupo para su análisis.

la que actualmente se lleva a cabo en la Universidad de Bochum (Alemania).

De cada tipo de dolomías descritas anteriormente se efectuó una selección de muestras, de manera que la identificación por microscopía óptica (tinción) y espectrometría de rayos-X no detectarían contenidos de Fe y Mn. Esta limitación es debida a que una apreciable sustitución de estos cationes en las posiciones del Mg distorsionan la celdilla unidad, ampliándola. Ello podría provocar una confusión al interpretarse como un exceso de  $\text{CaCO}_3$  en la red.

Al hacer dicha selección se evita la realización de correcciones innecesarias que dificultan la validez e interpretación de los resultados.

Señalar también que cada muestra se pasó cuatro veces

MUESTRA	CALCITA d(104)	DOLOMITA d(104)	COMPOSICIÓN		OBSERVACIONES
			CALCITA	DOLOMITA	
PA-7	—	2.8885	—	$\text{Ca}_{50.75} \text{Mg}_{49.25}$	Dolomicrita
VA-10	—	2.8875	—	$\text{Ca}_{50.5} \text{Mg}_{49.5}$	Dolomicrita
VH-10	—	2.8866	—	$\text{Ca}_{50.1} \text{Mg}_{49.9}$	Dolomicrita
PA-15	—	2.8867	—	$\text{Ca}_{50.1} \text{Mg}_{49.9}$	Dolomicrita
LH-B	—	2.8866	—	$\text{Ca}_{50.1} \text{Mg}_{49.9}$	Dolomicrita. Seudomorfos de evaporitas
PA-29	3.0342	2.8872	$\text{Ca}_{99.65} \text{Mg}_{0.35}$	$\text{Ca}_{50.4} \text{Mg}_{49.6}$	Doloesparita. Dedolomitizada
VA-35	3.0355	2.8876	$\text{Ca}_{100}$	$\text{Ca}_{50.4} \text{Mg}_{49.6}$	Doloesparita. Dedolomitizada
PA-26	—	2.8876	—	$\text{Ca}_{50.4} \text{Mg}_{49.6}$	Doloesparita
PA-27	—	2.8866	—	$\text{Ca}_{50.1} \text{Mg}_{49.9}$	Doloesparita
CL-20	3.0339	2.8886	$\text{Ca}_{99.65} \text{Mg}_{0.35}$	$\text{Ca}_{50.75} \text{Mg}_{49.25}$	Doloesparita. Dedolomitizada

por el difractor en el intervalo  $2\sigma$  comprendido entre  $25$  y  $32^\circ$ , a una velocidad de  $1^\circ 2\sigma^{\circ}/\text{min}$ . Para la mediación del pico de la dolomita se utilizaron dos patrones de referencia: cloruro sódico y cuarzo, ambos en una proporción del 10%.

## Resultados

Los resultados obtenidos se expresan en el cuadro 1, donde se incluye el valor del ángulo  $2\sigma$  de las reflexiones  $d(104)$  de la calcita y  $d(104)$  de la dolomita, así como la transformación a la relación molar en la composición química de ambos minerales. Vemos que en su totalidad se pueden considerar como dolomitas estequiométricas, con un valor ligeramente superior del Ca sobre el Mg, pero en todos los casos comprendido entre 50,10 y 50,75 moles % de  $\text{CaCO}_3$ .

## Discusión

La composición química de la dolomita en cuanto a estequiometría se refiere, se ha utilizado en ocasiones para determinar las condiciones de formación de la dolomita, aunque, como veremos, no existe un acuerdo entre los autores.

Goldsmith y Graf (1958) fueron los primeros en documentar una relación entre las condiciones evaporíticas y la dolomita con relativo bajo contenido en Ca. Füchtbauer y Goldsmith (1965) y Füchtbauer (1972) encuentran que las muestras relacionadas con evaporitas tienen una composición más próxima a la estequiometría que los depósitos de salinidad marina normal. Posteriormente, Füchtbauer (1974) establece que el exceso de Ca en la dolomita está relacionado con la salinidad del fluido dolomitizante registrando una variación, desde dolomita de alto contenido en Ca hasta casi estequiométrica, según vamos desde un clima húmedo a otro árido en medios actuales. Subraya la presencia de dolomita estequiométrica en las capas alternantes de calizas y dolomías con anhidrita accesoria.

Lumsden y Chimahusky (1980) no encuentran una correlación estadística entre la estequiometría y parámetros, tales como el % de R. I., proporción de dolomita en el total de carbonatos, tipo de roca, % de fragmentos de crinoides, grado de recristalización y tamaño cristalino. Sin embargo, las dolomitas más gruesamente cristalinas (secundarias) son más estequiométricas que las dolomicritas y fango calcáreos dolomitizados, cuyos análisis composicionales presentan una distribución bimodal en la que la dolomita relacionada con evaporitas es la más próxima a la estequiometría.

Por el contrario, Veizer y Demovic (1974) suponen que la dolomita penecontemporánea de los medios actuales en costras finas superficiales, formada a partir de fluidos dolomitizantes hipersalinos, es una dolomita no estequiométrica. Además, otros autores como Folk *et al.* (1973) y Folk y Land (1975), su-

ponen que en la zona de mezcla de agua, con soluciones diluidas, precipita una dolomita estequiométrica en forma de cristales euhedrales limpios, con tamaños que oscilan entre 20 y  $100 \mu$ . Randazzo y Hickey (1978), en carbonatos del Eoceno medio y superior, encuentran que la textura original está preservada más frecuentemente en las rocas correspondientes a un medio supramareal, siendo reemplazada por dolomita estequiométrica (49-51 moles % de  $\text{MgCO}_3$ ) en forma de cristales subeuhedrales equidimensionales de 10-30  $\mu$  de tamaño. La dolomita no estequiométrica (44-48 moles % de  $\text{MgCO}_3$ ) pertenece a texturas originales oscurecidas u obliteradas y son romboedros subeuhedrales a euhedrales de 10-80  $\mu$ . La dolomita estequiométrica contenía menos Sr que la no estequiométrica, por lo que se habría formado lentamente a partir de una solución hiposalina.

Dunham y Olson (1978) sugieren que la ordenación precisa de los cationes Ca y Mg requerida para el crecimiento de un cristal de dolomita estequiométrica puede verse favorecida en presencia de soluciones diluidas. Por el contrario, los cristales de dolomita formados a partir de salmueras, debido a su cristalización rápida, produce una dolomita rica en Ca.

Por otro lado, Richter (1974) encuentra, en una misma formación, dolomías con exceso de Ca (hasta  $\text{Ca}_{57} \text{Mg}_{43}$ ) y de Mg (hasta  $\text{Ca}_{48} \text{Mg}_{52}$ ). Observa también que las dolomías ricas en Ca se dedolomitizan más fácilmente que las estequiométricas.

El hecho de que todas las muestras analizadas por nosotros correspondan a dolomías estequiométricas parece estar de acuerdo tanto con los autores que afirman una estequiometría debida a soluciones hipersalinas (caso de las dolomicritas), como con los que apoyan la estequiometría a partir de aguas diluidas (doloesparritas). Esta aparente contradicción podría explicarse si consideramos que en condiciones hipersalinas la dolomitización tiene lugar mediante soluciones con una relación Mg/Ca alta (normalmente de 7 a 22), y la rápida precipitación tendería a un mayor contenido de Mg en la red (es decir, la estequiometría). Por otra parte, bajo soluciones diluidas la formación de dolomita es tan lenta que tiene tiempo suficiente para que se realice la total ordenación de los cationes en las correspondientes capas de Mg y Ca, con lo que igualmente se obtendría una dolomita estequiométrica. Finalmente, no hay que olvidar que las condiciones telogenéticas actuales representan una tendencia a la mayor estabilidad, por lo que las dolomitas ricas en Ca tienden a perder dicho exceso y alcanzar la composición estequiométrica (Land, 1983).

## Estudio de las dolomías al M. E. B.

Dicho estudio se ha realizado en todas las muestras analizadas por difracción de rayos-X, sobre superficies de fractura a las que se metalizó previamente con oro para su

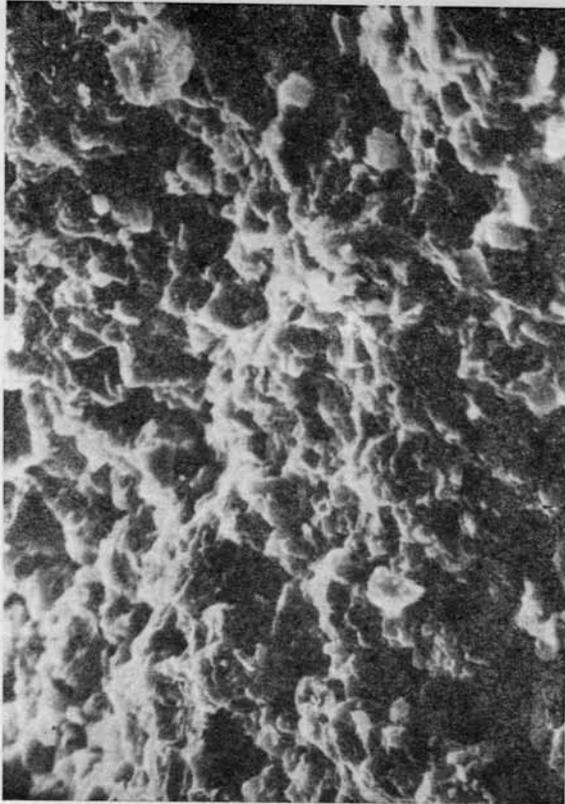


Fig. 2.—Aspecto homogéneo de la textura cristalina en las dolomicritas.  $\times 1.000$ .



Fig. 3.—Superficie de los cristales de doloesparita con morfologías de disolución que ofrecen un aspecto picoteado.  $\times 650$ .

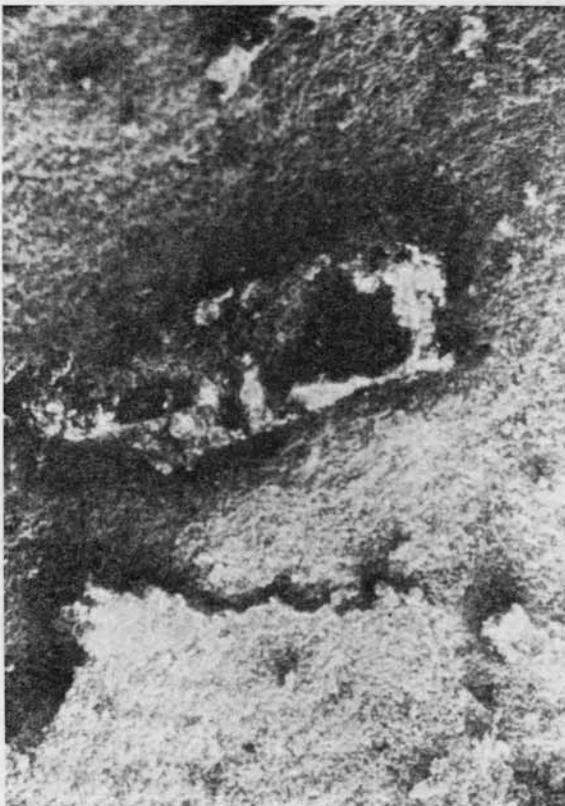


Fig. 4.—Poro móldico correspondiente a un primitivo cristal de evaporita formado en la masa de dolomicrita.  $\times 50$ .

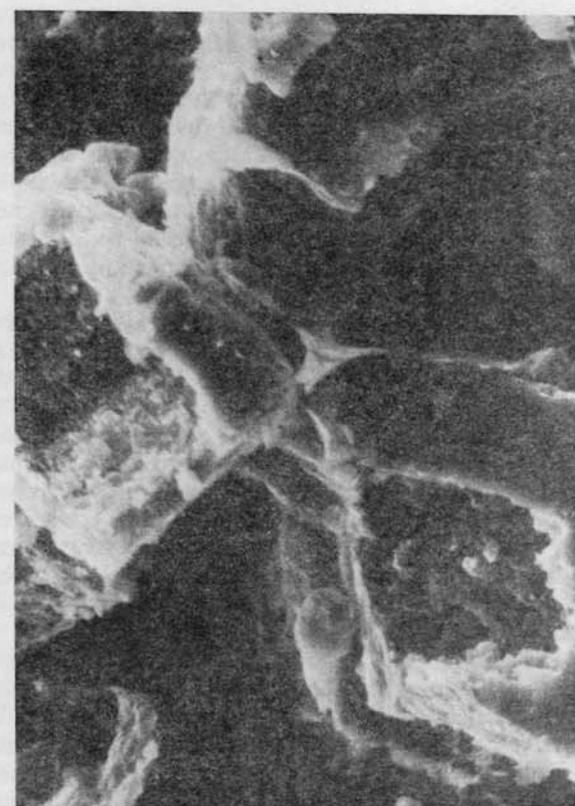


Fig. 5.—Romboedros de dolomita disueltos, manteniendo su zonado interno.  $\times 1.000$ .

posterior análisis en un equipo compuesto por un microscopio electrónico de barrido de la marca International Scientific Instruments, modelo Super III, equipado con un espectrómetro de dispersión de energía KIEVEX, modelo 5.100 c. Esta técnica permite estudiar las diferentes morfologías cristalinas con una gran profundidad de campo y una mejor resolución, pudiéndose realizar análisis semicuantitativos simultáneamente con el espectrómetro (EDAX).

## Resultados

**Dolomicritas.**—Su aspecto es el de una masa cristalina homogénea en la que predominan las formas cristalinas anhedrales o subeuhedrales, bastante equidimensionales, con tamaños normalmente menores de 10  $\mu$ , rara vez llegan a 20  $\mu$  (fig. 2).

Sin embargo, no es difícil observar que algunos cristales tienden a dar formas euhedrales a causa de un recrecimiento con desarrollo de caras cristalinas. En este caso, las superficies o caras cristalinas son planas y relativamente limpias, con un desarrollo de tipo planar o en capas, de la misma manera que indica Weaver (1975).

En ocasiones, la dolomicrita se encuentra asociada a poros móldicos atribuidos a cristales de evaporitas disueltos (fig. 3).

Las determinaciones mediante el EDAX indican un alto contenido en Ca y Mg, y, en menor proporción, Si y Al. La relación Ca/Mg es muy alta, lo que parece indicar que se trata de dolomías ricas en Ca, en oposición a los resultados de la difracción de rayos-X. El contenido en Si y Al se debe a la presencia de arcillas y cuarzos de tamaño aleurítico.

**Doloesparitas.**—Generalmente están constituidas por cristales romboédricos bien formados, euhedrales, cuyo tamaño suele oscilar entre 50 y 100  $\mu$ , aunque en algunas ocasiones llegan a tener 400  $\mu$ .

Frecuentemente están afectados por procesos de disolución, tanto en la superficie del cristal, presentando un aspecto picoteado (fig. 4), como en el interior, conservando el zonado romboédrico (fig. 5). La superficie de los cristales a veces también sugiere una formación capa a capa.

Los análisis mediante el EDAX dan resultados similares a los anteriores. Ca y Mg son abundantes, y Si y Al como accesorios. La relación Ca/Mg parece igualmente muy alta.

## Discusión

Las morfologías cristalinas observadas al M. E. B. han sido utilizadas por bastantes autores para establecer teorías acerca del origen y transformaciones diagenéticas de las dolomías.

En primer lugar, cabe destacar, de acuerdo con la diferenciación previamente efectuada, una mayor cristalinidad en cuanto a tamaño y forma en las do-

loesparitas respecto de las dolomicritas, confirmando los resultados de los análisis petrográficos y de difracción de rayos-X. Sin embargo, un hecho importante a señalar es que las dolomicritas presentan generalmente pocas evidencias de disolución, puesto que la masa cristalina resulta poco porosa, apreciándose en ocasiones una recristalización por sobrecrecimiento de los cristales originales que llega a formar caras cristalinas netas. Por otro lado, las doloesparitas presentan frecuentemente huellas de disolución, bien en el interior de los cristales o en su superficie.

En cuanto al tamaño cristalino, la mayoría de los autores están de acuerdo con las ideas de Folk y Land (1975) sobre la formación de pequeños cristales en un ambiente hipersalino, donde se produce una gran nucleación y un crecimiento rápido, mientras que los cristales mejor desarrollados tienen lugar en condiciones hiposalinas, donde hay un menor contenido de impurezas y la velocidad de crecimiento es mucho más lenta. En este mismo sentido, Richter (1974) encuentra que el tamaño cristalino de la dolomita decrece al aumentar el residuo insoluble de arcilla y limo, ya que éstos impiden el crecimiento de los cristales de carbonato.

Los cristales zonados huecos han sido objeto de diversas interpretaciones: Katz (1971) supone que representan estados de crecimiento con variación de la composición química de las aguas intersticiales. Según Lippman (1973) se forman debido a que los núcleos de los cristales estequiométricos de dolomita fueron menos estables y de una dolomita más calcárea, por lo que se disolvieron más fácilmente. Land *et al.* (1975) sugieren que podrían haberse formado a causa de dos mecanismos o ambientes de dolomitización, formándose el núcleo no estequiométrico en condiciones salobres y, por un descenso en la salinidad del fluido dolomitizante, se produce una lenta cristalización de dolomita estequiométrica a partir de los bordes de los cristales previamente formados. Un posterior descenso de la salinidad provocaría la dedolomitización y disolución de los núcleos menos estables de dolomita calcárea (Folk y Siedlecka, 1974; Dunham y Olson, 1978; Longman y Mench, 1978).

Weaver (1975), sin embargo, propone un crecimiento de los romboedros de dolomita con dos, tres y hasta seis caras, dejando el núcleo hueco, es decir, sin haber disolución.

Los estudios petrográficos realizados en nuestro caso parecen apuntar hacia la idea de un mecanismo de dolomitización en dos etapas; la primera, que realiza la transformación de la caliza original englobando sus impurezas (que permite en ocasiones reconocer el componente reemplazado), y la segunda, que supone un recrecimiento limpio de dolomita, y que representaría más bien un cemento que un reemplazamiento. Posteriormente, se produce la disolución y dedolomitización de la parte interna, más impura, de manera que encontramos todas las etapas posibles;

romboedros huecos, núcleos dedolomitizados y núcleos de dolomita más oscura debido a las impurezas que no han sufrido transformación alguna.

En cuanto a la superficie de los cristales se refiere, Longman y Mench (1978) describen la existencia de romboedros de dolomita con sus superficies rugosas e irregulares, interpretándolos como un proceso de crecimiento cristalino, ya que, de acuerdo con Weaver (1975), si la causa fuera un ataque, la textura posiblemente debería seguir los planos de exfoliación.

En nuestro caso pensamos, sin embargo, que tanto la rugosidad de la superficie como los microporos, son consecuencia de procesos de disolución, ya que si admitimos como correcta la interpretación sobre la formación de estos cristales de doloesparita en condiciones "ideales", la superficie de los cristales debería ser lisa, lo cual es posible observar en algunas zonas.

Por último, otro hecho importante es la alta relación Ca/Mg que dan los análisis mediante el EDAX. Weaver (1975) también indica unos valores que oscilan entre 4 y 13 de la altura relativa del pico. Esto lo explica porque las capas superficiales son deficientes en Mg, ya que después de un tratamiento con CIH la relación bajó a 7. Este borde, rico en Ca, más que indicar una acreción de Ca y posterior difusión del Mg hacia adentro, podría indicar que el cristal era rico en Ca. No debemos olvidar, sin embargo, que la intensidad que produce el Ca mediante el espectrómetro es mucho mayor que la del Mg, a causa de su diferente número atómico.

## Conclusiones

El Cretácico superior de la Ibérica suroccidental presenta dos tipos de dolomías: las dolomicritas que caracterizan a la Formación Dolomías Tableadas de Villa de Vés y las doloesparitas de la Formación Dolomías de la Ciudad Encantada. De su estudio composicional y morfológico se obtienen las siguientes conclusiones:

- Los análisis de difracción de rayos-X han dado como resultado que ambas dolomías son estequiométricas, con un contenido en Ca que oscila entre 50,10 y 50,75 moles %.

Sin embargo, la morfología de los dos tipos está claramente diferenciada, no sólo en cuanto al tamaño cristalino, sino también en cuanto a las características superficiales de los cristales. De aquí que:

- Las dolomías microcristalinas han sufrido un proceso de agradación que tiende a formar romboedros, posiblemente a causa de la acción de aguas diagenéticas de carácter hiposalino.

- Las doloesparitas están afectadas por procesos diagenéticos de degradación, fundamentalmente disolución. Los núcleos, originalmente con importantes contenidos de impurezas, son los que se disuelven preferentemente.

- Los procesos de dedolomitización se encuentran relacionados con las dolomías que presentan una mayor disolución, es decir, las doloesparitas.

Como resumen de las conclusiones anteriores y como una prueba más del origen de la dolomitización ya establecido por Fernández Calvo (1982), se verifica que los procesos diagenéticos más intensos, hasta la total transformación de la textura deposicional original, se han realizado en las dolomías formadas bajo condiciones hiposalinas, cuya transformación ha sido lenta, pero de mucha mayor intensidad que las originadas en condiciones hipersalinas, cuyo reemplazamiento ha sido más rápido, pero, en general, conservando la textura deposicional original.

## Agradecimientos

Agradecemos las facilidades dadas en la Universidad de Bochum (Alemania), y particularmente a H. Visser, para la realización e interpretación de los difractogramas. Igualmente al doctor de la Peña Blasco, del Departamento de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid por su colaboración.

## Bibliografía

- DUNHAM, J. B. y OLSON, E. R.  
1978. Diagenetic dolomite formation related to Paleozoic paleogeography of the Cordilleran miogeoclinal in Nevada. *Geology*, 6, 556-559.
- FERNÁNDEZ CALVO, C.  
1982. *Sedimentología y Diagénesis del Cretácico superior de La Mancha (prov. de Cuenca)*. Tesis doctoral. Publ. Edit. Universidad Complutense de Madrid, 299 págs.  
1983. Diagénesis del Cretácico superior Manchego. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8, 450-466.
- FOLK, R. L.; ROBERTS, H. H. y MOORE, C. H.  
1973. Black phytokarst from Hell, Cayman Islands, British West Indies. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 2351-2360.
- FOLK, R. L. y SIEDLECKA, A.  
1974. The "schizohaline" environment: its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by Late Paleozoic rocks of Bear Island Svalbard. *Sediment. Geol.*, 11, 1-15.
- FOLK, R. L. y LAND, L. S.  
1975. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 59, 60-68.

- FÜCHTBAUER, H.  
1972. Influence of salinity on carbonate rocks in the Zechstein formation, north-western Germany. Proc. Hanover Sym. 1968 (Geology of saline deposits). *Earth Sciences*, 7, 23-31. Unesco, 1972.
1974. Sediments and Sedimentary Rocks. 1 In *Sedimentary Petrology. Part II*. Schweizerbart'sche Verlags Buch hand Lung. Stuttgart, 464 págs.
- FÜCHTBAUER, H. y GOLDSCHMIDT, H.  
1965. Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. *Geol. Runds.*, 55, 29-40.
- GOLDSMITH, J. R. y GRAF, D. L.  
1959. Structural and compositional variations in some natural dolomites. *J. Geol.*, 66, 678-693.
- KATZ, A.  
1971. Zoned dolomite crystals. *J. Geol.*, 79, 38-51.
- LAND, L. S.  
1983. Dolomitization. *A.A.P.G. Education Course Note Series*, 24, 20 págs.
- LAND, L. S.; SALEM, M. R. I. y MORROW, D. W.  
1975. Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 59, 1602-1625.
- LIPPMANN, F.  
1973. *Sedimentary Carbonate Minerals*. New York, Springer Verlag, 228 págs.
- LONGMAN, M. W. y MENCH, P. A.  
1978. Diagenesis of Cretaceous Limestone in the Edwards Aquifer System of South-Central Texas: A scanning electron microscope study. *Sediment. Geol.*, 21, 241-276.
- LUMSDEN, D. N. y CHIMAHUSKY, J. S.  
1980. Relationship Between Dolomite Nonstoichiometry and Carbonate Facies Parameters. In "Concepts and Models of Dolomitization". Zenger, Dunham & Ethington (Eds.). *SEPM. Spec. Pub.*, 28, 123-137.
- RANDAZZO, A. F. y HICKEY, E. W.  
1978. Dolomitization in the Floridan Aquifer. *Am. Jour. Sci.*, 278, 1177-1184.
- RICHTER, D. K.  
1974. Entstehung und Diagenese der devonischen und permotriassischen Dolomite in der Eifel. *Contribut. to Sedimentology*, 2, 1-101.
- VEIZER, J. y DEMOVIC, R.  
1974. Strontium as a tool in facies analysis. *Jour. Sed. Petrology*, 44, 93-115.
- VILAS *et al.*  
1982. Ibérica Suroccidental. In *El Cretácico de España*, Universidad Complutense de Madrid, 457-513.
- WEAVER, CH. E.  
1975. Construction of limpide dolomite. *Geology*, 3, 425-428.

Recibido el 7 de febrero de 1984.  
Aceptado el 23 de abril de 1984.