

# FACIES SALINAS EN LA CALIZA DE MONTAÑA (CORDILLERA CANTÁBRICA)

J. GONZALEZ LASTRA

TRABAJOS DE  
GEOLOGIA

González Lastra, J. (1978).—Facies salinas en la Caliza de Montaña (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 10, 000-000.



Se estudian las facies de la Caliza de Montaña en la parte oriental de la Cordillera Cantábrica. Se describen facies correspondientes a medio marino de plataforma restringida y a lagoon inter a submareal con depósitos evaporíticos. Se estudia la diagénesis y en especial los procesos de disolución, brechificación y dedolomitización de las facies salinas, y la dolomitización derivada de estos mecanismos.

They are studied the «Caliza de Montaña» facies in the Oriental area from Asturias (Spain). They are described facies correspondant to a marine environment (restricted platform) and to a lagoon inter-subtidal with evaporitic deposits, their diagenesis and specially the disolution, brecciation and dedolomitization developments and the dolomitization coming from this processes.

*J. González Lastra, Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 15 de junio de 1978.*

En las primeras publicaciones geológicas sobre la Cordillera Cantábrica, aparece el nombre «Caliza de Montaña», como traducción del término inglés «Mountain Limestone» (EZQUERRA DEL BAYO 1844). Posteriormente, fue llamada «Caliza carbonífera» (SCHULZ 1858) y «calcaire des canons» (BARROIS 1881).

En 1964, BROUWER y VAN GINKEL, la llaman «Formación Escapa» por la sierra de Escapa, pero no describieron estratotipo. WINKLER PRINS (1968), distinguió en la zona norte de León dos miembros: «Vegacervera» y «Valdeteja». En 1971, WAGNER et alt. elevaron a la categoría de formaciones a estos dos miembros, cambiando el estratotipo del inferior. Las dos formaciones descritas, son la «Formación Barcaliente» y «Formación Valdeteja».

En el borde Sur de la cordillera, la caliza de montaña es reemplazada por una sucesión terrígena descrita como «facies Culm» por DE SITTER (1962), a la que se superponen bancos calizos. El conjunto de las facies terrígenas y calcáreas fue llamado en 1968 «Formación Cuevas» por BOSCHMA y VAN STAALDUINEN. WAGNER et alt. (1971), consideran que las calizas superiores son indentaciones de la Formación Barcaliente, y denominan a las facies terrígenas «Formación Olleros», considerándolo como cambio lateral de facies respecto a la Formación Barcaliente.

La base de la caliza de montaña, está formada por la caliza griotte que ha sido estudiada ampliamente desde el punto de vista de su contenido faunístico. La edad del techo de esta formación se sitúa entre el Viseense superior-Namuriense inferior (RÍO FERNÁNDEZ 1977).

El techo de la caliza de montaña, sin embargo, es claramente diacrónico,

presentándose problemas de datación debido a la escasez de fauna. Para la zona oriental de Asturias, objeto de este estudio, el único dato es el aportado por MARTÍNEZ GARCÍA (1971) que encuentra fauna de edad Namuriense B en Meré, 50 metros por encima del techo de la caliza.

En la zona estudiada (Fig. 3), la caliza de montaña se ha descrito muy someramente como una caliza «de color oscuro o negro, fétida; se trata generalmente de una sucesión homogénea de caliza...» (JULIVERT 1967).

Se estudian las facies del tramo inferior, correspondientes a aproximadamente las dos terceras partes de la sucesión total. La columna de la Figura 1, puede considerarse representativa de la zona.

Se pueden distinguir dos tipos de facies: la inferior, que aparece en el campo como calizas negras, fétidas, en general bien estratificadas, se interpreta como correspondiente a un medio marino de plataforma restringida. La parte superior, aparece como de color más claro, masiva, muy laminada, y se interpreta como un lagoon hipersalino, con condiciones inter a submareales.

## LITOFACIES

### 1.-FACIES MARINA DE PLATAFORMA

Ocupan la mayor parte de la sección estudiada. Se han distinguido cuatro subfacies como las más representativas:

1a) *P a c k s t o n e s* y *w a c k e s t o n e s* de peloides.-(Lám. 1 A). Son calizas con altas concentraciones de peloides de forma generalmente irregular o de disco, en los que en algunas ocasiones se reconocen estructuras de tipo celular.

Los peloides se encuentran orientados, lo que da a la caliza aspecto laminado. Se presentan frecuentemente estratificaciones cruzadas y estructuras de migración de ripple marks. En ocasiones puede encontrarse también asociado a este tipo de facies laminación «flaser».

Se trata de una caliza formada bajo condiciones de suave agitación por oleaje y corrientes de marea, donde el único material transportado es micrita y estos peloides, que se suponen restos de destrucción de una llanura de algas por el oleaje.

Esta subfacies se encuentra siempre en el límite entre la facies marina de plataforma y la inter a submareal, teniendo una distribución espacial muy irregular, y faltando en muchas de las secciones estudiadas.

1b) *M u d s t o n e s* con algunas *w a c k e s t o n e s* (microesparita).-El tamaño de grano es microesparita producido por acreción de la micrita (Lám. 1 B) (GONZÁLEZ LASTRA 1977). El contenido en restos esqueléticos oscila entre 0 y 12 %, estando formado fundamentalmente por calcisferas y en menor cantidad por ostrácodos, lamelibranquios de concha fina, y crinoideos y equinodermos de pequeño tamaño. Frecuentemente, estos restos se encuentran micritizados y en general, están poco fracturadas a pesar de la fragilidad de algunos de ellos.

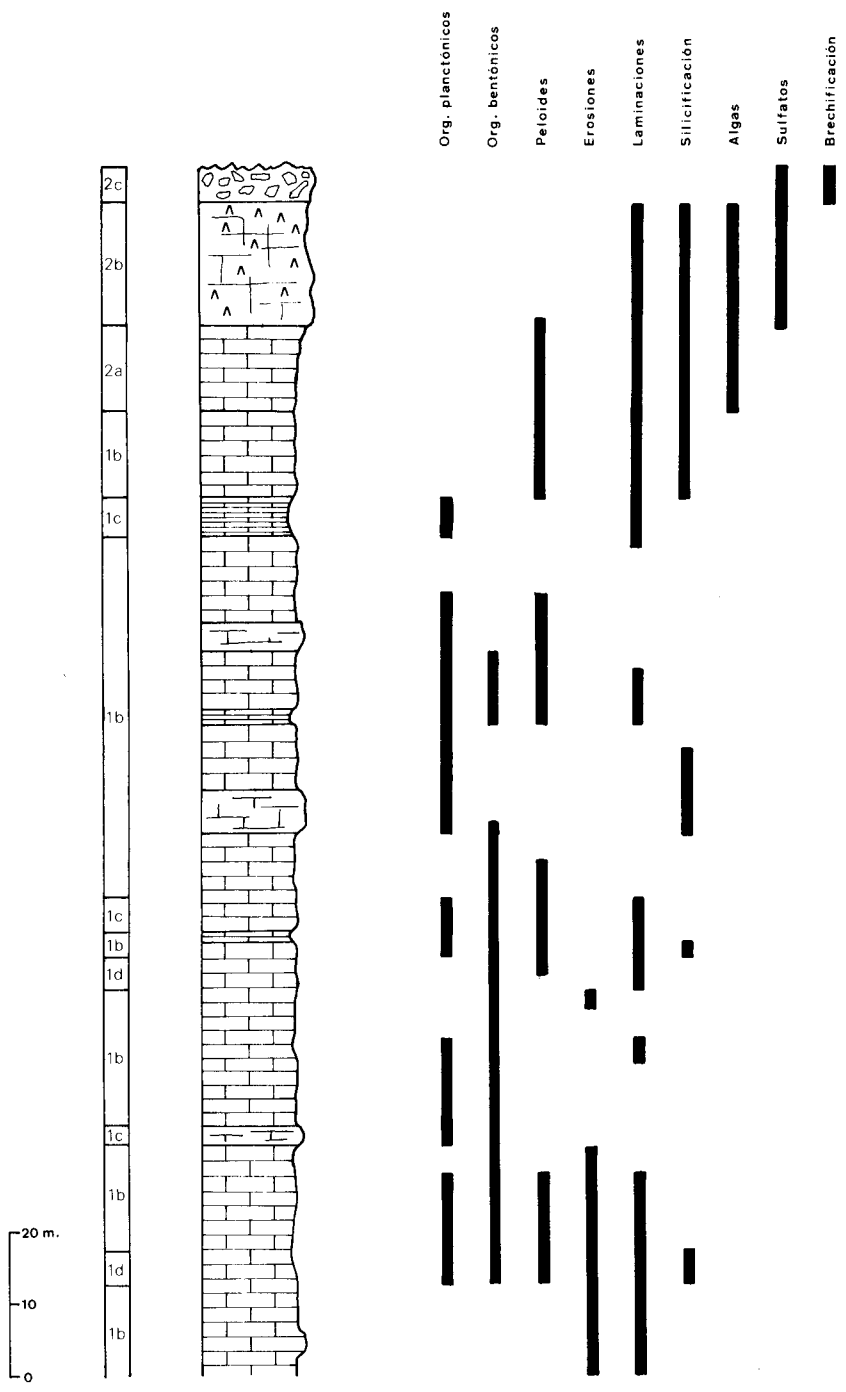


Fig. 1.-Serie de Viego-I, representativa de la zona estudiada.

Localmente pueden producirse concentraciones importantes de «grumos» micríticos en una matriz de microesparita, que pueden dar a la roca el aspecto de «structure grumeleuse» (CAYEUX 1935). Se encuentran dos tipos de «grupos»: ovoides y subesféricos, y de forma irregular o de disco. Los primeros corresponden probablemente a pellets de origen fecal, mientras los segundos son similares a los peloides de algas, descritos en la subfacies 1a.

Se suele encontrar abundante materia orgánica no oxidada, unida o no a arcilla, situada de forma dispersa entre los granos de microesparita, y en ocasiones en grumos de pequeño tamaño (5 a 15 $\mu$ ). También se encuentran con relativa frecuencia pentagonododecaedros de pirita (Lám. 1 C), que localmente pueden ser muy abundantes.

Durante la diagénesis, se producen nódulos de sílice, con formas esferoidales, y en ocasiones capas continuas. Estos nódulos y capas están formados por megacuarzo, cuarzo microcristalino y calcedonia, que en todos los casos en que se ha medido su elongación es largo-lento.

Las calizas están bien estratificadas, en capas de 5 a 20 cms con algunos tramos masivos intermedios. Presentan frecuentemente superficies onduladas (Lám. 1 D) debidas tanto a ondulaciones deposicionales, como a superficies erosivas producidas por suaves corrientes de fondo que arrastran generalmente material fino, y en ocasiones restos de organismos fragmentados. A veces, estas superficies erosivas tienen forma de amplios y someros canales de hasta 20 m de anchura para una excavación máxima no superior a los 50 cms.

Se piensa que esta subfacies corresponde a zonas submareales no muy profundas, sometidas únicamente a la acción de suaves corrientes de origen probablemente mareal. Al mismo tiempo, el mar se encuentra restringido en cuanto al mecanismo de renovación de oxígeno, como demuestra la escasez y las peculiaridades morfológicas de la fauna bentónica y la existencia de indicadores de condiciones reductoras (materia orgánica no oxidada y cristales de pirita).

1c) **W a c k e s t o n e a p a c k s t o n e d e o r g a n i s m o s p l a n c t ó n i c o s .**—Son calizas formadas por gran cantidad de organismos planctónicos, principalmente calcíferas (Lám. 1 D), radiolarios y goniatítidos (Lám. 2 A). La micrita en general no se ha transformado en microesparita.

Esta subfacies se presenta en intercalaciones no muy potentes de calizas tableadas o masivas. Cada una de las intercalaciones corresponde a una invasión de organismos que se multiplican y mueren en un tiempo relativamente corto. Cada invasión puede caracterizarse por el porcentaje de cada tipo de organismos, lo que hace que sean correlacionables lateralmente. Desde este punto de vista, es especialmente significativa una que se produce hacia la mitad de la sucesión, caracterizada por un alto contenido en goniatítidos (Lám. 2 A) que ha podido emplearse como nivel guía para casi toda la zona incluida en este estudio.

Las invasiones corresponden a momentos de máxima oxigenación en la cuenca, debido a aumentar el nivel del mar o aberturas en el sistema de cierre. El depósito es muy lento, y pueden producirse en ocasiones convergencia de facies con la caliza griotte.

ld) *Mudstones laminadas*.—Esta subfacies está formada por micrita, en general transformada en microesparita, alternando con láminas oscuras con alto contenido en materia orgánica. El contenido esquelético suele ser muy bajo.

Esta laminación se ha interpretado como correspondiente a ciclos estacionales en que alternan depósitos carbonatados con restos de algas, probablemente flotantes que se conservan sin oxidarse debido a las condiciones reductoras del fondo de la cuenca. Los factores ambientales que controlan este tipo de alternancia, son, según ANDERSON y KIRKLAND (1960) la temperatura, la evaporación, la entrada de agua en la cuenca, y los procesos de fotosíntesis producidos por microplancton. Como consecuencia de la acción combinada de estos cuatro factores, durante la estación cálida y/o seca, se obtiene una capa de carbonato cálcico, y una de materia orgánica en la estación fría y/o húmeda.

En resumen, como características más destacadas de la facies, se pueden resaltar las siguientes:

- Escasez de organismos bentónicos, y cuando se encuentran, poseen características especiales que indican un medio de muy baja energía, y condiciones adversas para el desarrollo de la vida.

- Abundancia de materia orgánica no oxidada y de cristales de pirita.

- El único mecanismo de distribución de sedimentos, son suaves corrientes de fondo que arrastran material fino casi exclusivamente, excepto hacia la parte alta en que puede haber señales de un oleaje poco intenso.

- Presencia ocasional de gran número de organismos planctónicos.

Nos encontramos pues ante una plataforma en la que la renovación de oxígeno y la circulación de agua se encuentran restringidas. Son facies de acumulación de fangos carbonatados de tipo detrítico, llevados hasta esta zona por corrientes de origen probablemente mareal a partir de zonas de mayor productividad orgánica.

## 2.—FACIES INTER A SUBMAREALES

Se distinguen las siguientes subfacies:

2a) *Llanura de algas*.—Se encuentran en tránsito gradual con las subfacies 1b, o brusco con la 1a. En el campo, aparecen como calizas masivas, muy laminadas, en las que se observan pocas estructuras de crecimiento contra la gravedad. Hay frecuentemente láminas rotas, pero no llegan a desarrollarse grietas de desecación. El análisis microscópico, muestra que la laminación está formada por alternancias de microesparita y películas con alto contenido en materia orgánica en las que pueden encontrarse fijados algunos granos de carbonato clásico, o calcisferas.

En los espacios entre láminas, se pueden encontrar huecos rellenos por esparita, con disposición similar a la porosidad fenestral, aunque la transformación de la micrita en microesparita ha borrado su contorno, y su interpretación se hace difícil.

La disposición de las láminas es fundamentalmente paralela, aunque se observan en ocasiones estructuras de crecimiento.

2b) **F a c i e s s a l i n a s .**—Sobre las facies anteriores empiezan a desarrollarse grandes cristales que ahora están sustituidos por un mosaico de calcita o cuarzo, que se interpretan como yeso y/o anhidrita. Las características de estos cristales, se observan en la Lámina 2 B:

- Contornos lobados.
- Angulos rectos.
- Conservación de la forma original de cristales y maclas de yeso y anhidrita.
- Crecimiento dentro del sedimento a partir de un núcleo original, por lo que la laminación se deforma tanto hacia arriba como hacia abajo.
- Mosaico de calcita equigranular con aumento de tamaño de grano desde el exterior hacia el interior.

El análisis por S.E.M. permite, además de ofrecer aspectos característicos de la forma (Lám. 2 C), descubrir porosidades dentro de los cristales de calcita con morfología correspondiente a cristales esqueléticos de yesos (Lám. 2 D) de anchura inferior a 0,1 micras.

Por encima de esta zona de grandes cristales relativamente aislados, empieza a aumentar la proporción de sulfatos, y el yeso y/o anhidrita se presentan en forma nodular con estructura «chicken-wire» y abundancia de pliegues enterolíticos (Lám. 3 A). Localmente, pueden aparecer los sulfatos en forma de costras rotas y deformadas, muy similares a las descritas en sedimentos actuales para lagos hipersalinos y costras supramareales. DEFFEYES et al. (1965), por ejemplo, describen costras de este tipo encontradas en lagos hipersalinos en Bonaire (compárese su Figura 16 con la Lámina 2 E de este trabajo). Las sales, en este caso, se han depositado probablemente en la superficie del sedimento, en condiciones que van desde el medio intermareal superior al supramareal.

Cuando las sales son sustituidas por cuarzo, ofrecen un aspecto característico en superficie meteorizada (Lám. 3 B) con los nódulos resaltando sobre fondo laminado. Como se puede ver en esta lámina, el crecimiento de los nódulos de sulfatos, se realiza más intensamente sobre determinados niveles.

Cada alternancia de una lámina de calcita y otra de yeso y/o anhidrita, representa probablemente un ciclo estacional (ANDERSON y KIRKLAND 1960), donde la calcita representa la estación húmeda y las sales la seca. No ha sido posible, sin embargo realizar el cálculo del depósito medio por año porque el espesor real está reducido por una estilolitización paralela a la laminación (Lám. 2 E).

En la literatura geológica, son relativamente frecuentes los casos en que se describen reemplazamientos de evaporitas por cuarzo, calcita o dolomita (CHONNS y ELKINS 1974; TUCKER 1976). Los criterios para su reconocimiento, han sido resumidos por LUCÍA (1972), y coinciden plenamente con los descritos en este trabajo.

2c) **B r e c h a s d e d i s o l u c i ó n .**—Las brechas se encuentran intercaladas con la subfacies anterior, y casi constantemente se sitúan en el techo

de la sucesión evaporítica. Las características de estas brechas son las siguientes (Lám. 3 D):

- Clastos de caliza angulosos o muy angulosos, con clasificación muy pobre, correspondientes a la subfacies 2b y 2a, o formados por mudstones con abundante material arcilloso.

- Soporte de clastos, y cemento de esparita granular. Límite clastos-cemento neto.

- Estructuras de colapso.

- Procesos diagenéticos tempranos desarrollados en los clastos: restos de calcita, estilolitización, silicificación, etc.

Todos estos caracteres coinciden con los datos para brechas de disolución por BLOUNT y MOORE (1969).

Por otra parte, las relaciones de campo son muy características, siendo el muro de las brechas una superficie de estratificación plana, mientras el techo es irregular (Lám. 3 C).

El contenido en yeso y/o anhidrita en las zonas no brechificadas, va aumentando de muro a techo, sin llegar a sobrepasar nunca el 42-43 % (Fig. 2). Cuando el porcentaje de sulfatos es inferior a esta cifra, la disolución no llega a crear la cantidad suficiente de huecos para que se produzca el colapso, mientras con porcentajes superiores, se produce la brechificación.

Este aumento en sulfatos del muro hacia el techo, es indicativo también de un aumento en la intensidad del crecimiento de cristales en el interior del sedimento, correspondiente a una mayor concentración de sales en el agua intersticial.

El proceso seguido para llegar al estado actual de la roca en esta facies, ha podido ser el siguiente:

- Formación de una llanura de algas.

- Crecimiento de cristales y nódulos de yeso y/o anhidrita dentro de las láminas debido al paso de soluciones hipersalinas por el interior del sedimento durante la diagénesis del mismo (MURRAY 1964; SHEARMAN 1966). Este proceso se produjo probablemente en condiciones inter a submareales en el principio, sin necesidad de pasar a la zona supramareal (DEAN et al. 1975), aunque la zona brechificada, con mayor contenido en sulfatos, pudo corresponder a facies intermareal superior a supramareal.

- Circulación de aguas hiposalinas, probablemente debida a emersión y disolución de los sulfatos. En los puntos en que el contenido en yeso y/o anhidrita era superior al 42-43 %, la disolución produjo la brechificación por colapso del sedimento al mismo tiempo que se produce la disolución (STANTON 1966).

- Las aguas ricas en ión  $\text{Ca}^{2+}$  resultantes de este proceso, lavan el sedimento inferior arrastrando iones  $\text{Mg}^{2+}$ , y son probablemente las responsables de la acreción de micrita a microesparita. (FOLK 1974; FOLK y SIEDLECKA 1974).

- Los huecos son rellenados por calcita espática, posteriormente sustituida en parte por sílice.

Una de las características más frecuentes en los medios hipersalinos, es la

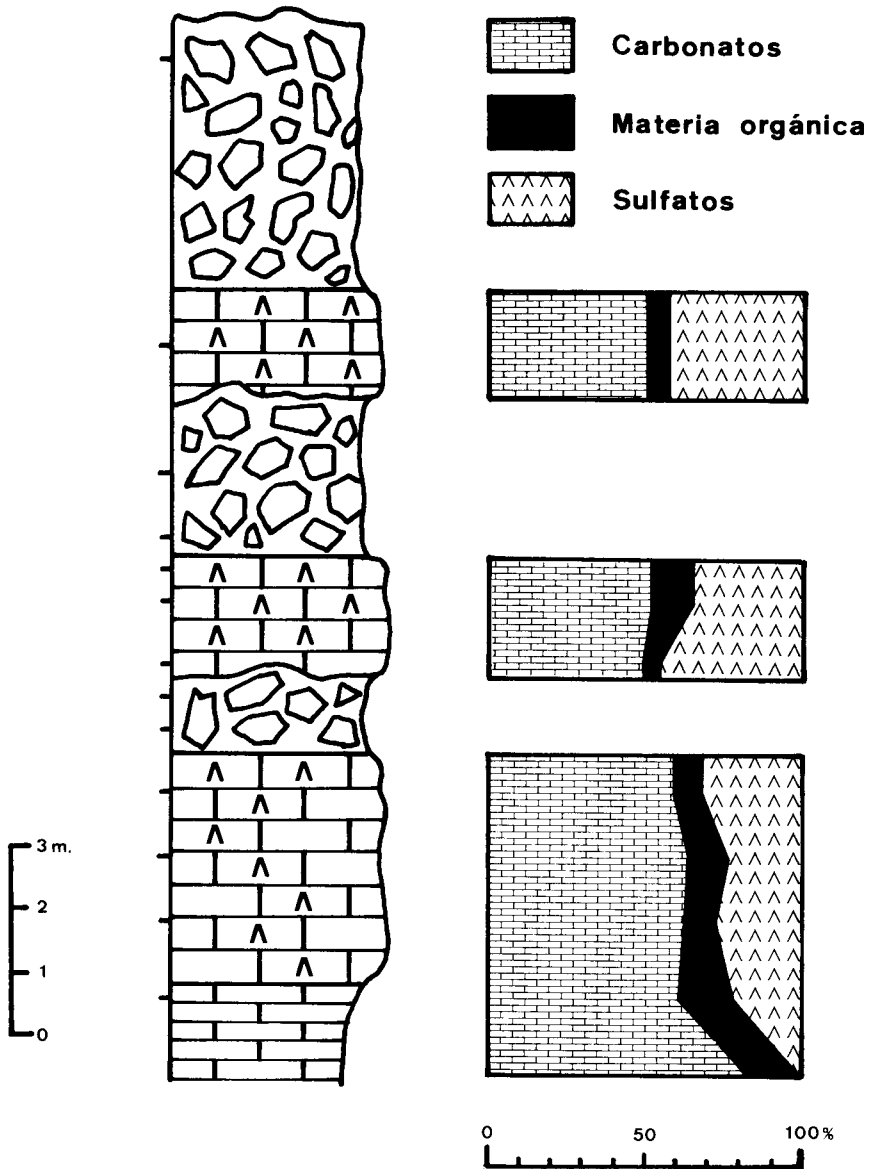


Fig. 2.-Serie de Sellaño. Tramo evaporítico. Se representan los porcentajes de carbonato cálcico, materia orgánica en forma de láminas, y sulfatos, actualmente transformados en calcita o cuarzo.

formación de dolomías como carbonato más abundante. Además del control sistemático de las muestras por tinción con rojo de alizarina y ferricianuro potásico, se han hecho análisis de Rayos X sobre muestra en polvo en algunos puntos seleccionados. En ninguno de los casos se ha detectado la presencia de carbonato magnésico primario. Esta ausencia, puede explicarse por dos caminos:



el depósito fue originalmente de carbonato cálcico, o bien, ha tenido lugar una dedolomitización casi exhaustiva.

En sedimentos actuales, se encuentran algal mats formados en condiciones submareales en relación con calizas, sin la presencia de dolomías. Tal es el caso de las llanuras de algas de la Bahía de Shark descritas por DAVIES (1970). Sin embargo, son pocos los casos de depósitos evaporíticos de una cierta magnitud que no estén relacionados con dolomías.

En el proceso descrito anteriormente para explicar la sustitución de los sulfatos por calcita o sílice, se supone un paso intermedio en el que se produce la disolución prácticamente total del yeso-anhidrita por aguas hiposalinas, probablemente en relación con una emersión.

Como vimos anteriormente, el techo de la sucesión es el más abundante en evaporitas, ya que es el que prácticamente siempre sufre una brechificación por colapso. Desde que atraviesan estos primeros niveles, las aguas hiposalinas, van a alcanzar una elevada concentración en ión  $\text{Ca}^{2+}$  que van a producir la calcitización de las dolomías originales. Este proceso ha sido reproducido experimentalmente por GROOT (1967), que fija al mismo tiempo una serie de condiciones ambientales para que pueda llevarse a cabo: alto flujo de agua, presión parcial de  $\text{CO}_2$  muy inferior a 0,5 atmósferas y temperatura no superior a  $50^\circ\text{C}$ . Todas estas condiciones pueden cumplirse en el medio que estamos estudiando.

El mecanismo, ha sido descrito para sedimentos antiguos por diversos autores (LUCÍA 1961; EVAMY 1967).

Las huellas que encontramos en la caliza de montaña, que nos indican que se ha producido una dedolomitización de este tipo, son fundamentalmente la aparición de rombos de dolomía reemplazados totalmente por calcita.

El hecho de que se forme microesparita, también apunta hacia la circulación de aguas intersticiales hiposalinas, según las ideas de FOLK (1974) y FOLK y SIEDLECKA (1974). La eliminación de los iones  $\text{Mg}^{2+}$  que rodean los cristales, va a permitir su crecimiento hasta el tamaño de microesparita.

Como consecuencia de estos procesos, se va a obtener un agua intersticial que está circulando por gravedad hacia el exterior de la zona emergida, con una relación  $\text{Mg}/\text{Ca}$  muy alta.

Este superavit de  $\text{Mg}^{2+}$  va a producir una dolomitización secundaria en la zona en que se equilibran las presiones que producen la circulación del agua, y ésta se detiene, es decir, al llegar a sedimentos que aún están sumergidos. En efecto, según se ve en la Fig. 3, rodeando las facies evaporíticas en las que se ha producido brechificación, se encuentra un cinturón de dolomías secundarias. El proceso sería similar al descrito por DEFFEYES et al. (1965) en sedimentos actuales, o por FISHER y RODDA (1969) en el Cretácico de Texas.

## CONCLUSIONES

Se identifican facies salinas evaporíticas en la Caliza de Montaña asociadas a etapas de circulación muy restringida durante la sedimentación. Estas



- Series estudiadas
- ⊗ " con brechas de disolución
- ▧ Zonas dolomitizadas

Fig. 3.—Esquema de la región incluida en el estudio. Rodeando los puntos en los que se desarrollan depósitos evaporíticos con posterior disolución, se encuentran las zonas de dolomitización secundaria abundante.

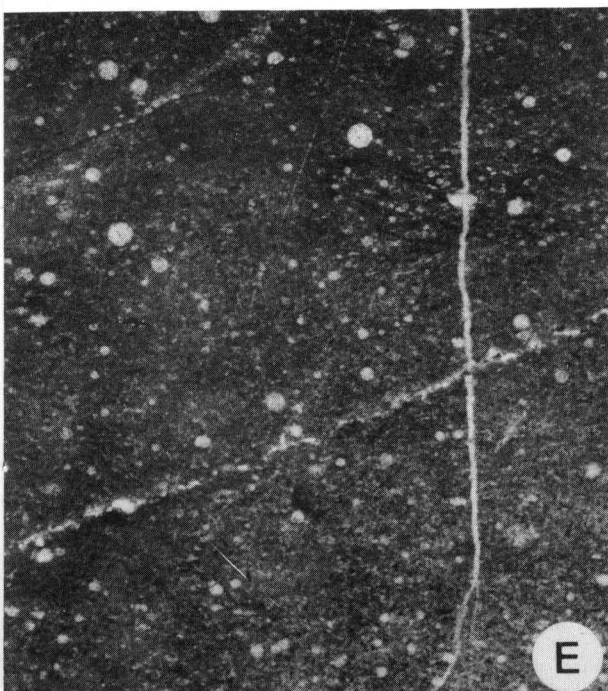
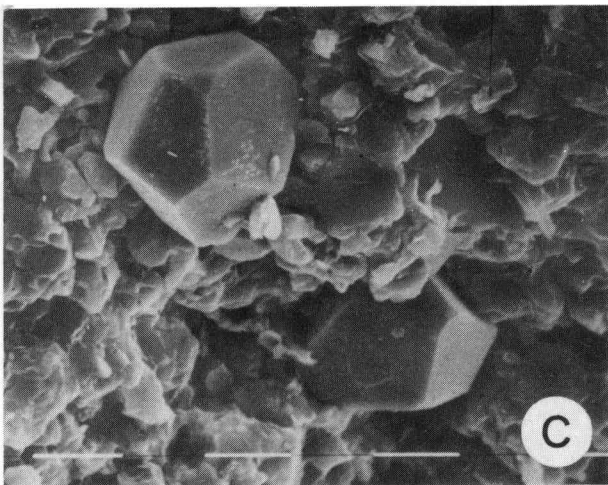
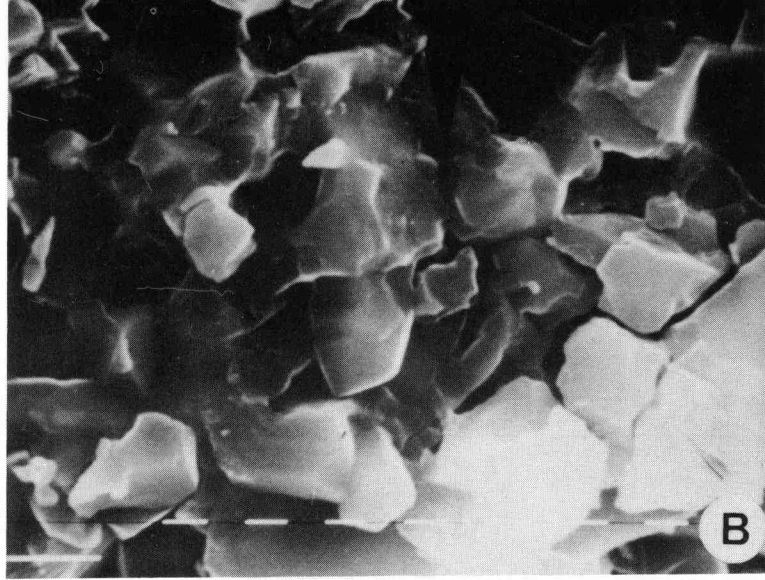
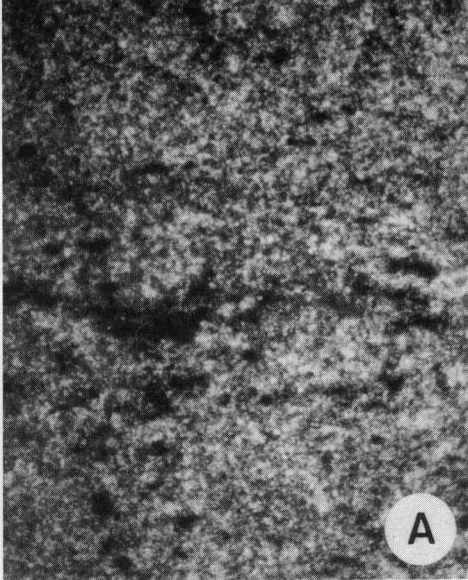
facies están formadas por yesos y/o anhidritas tanto sedimentarios como diagenéticos tempranos. Algunos aspectos, como la situación de las zonas dolomitizadas y tramos brechificados, pueden explicarse simplemente por las últimas etapas de circulación de las salmueras.

## BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, R. Y. y KIRKLAND, D. W. (1960).—Origin, varves, and cycles of Jurassic Todilto Formation, New Mexico. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geologists*, 44, 37-52.
- BARROIS, C. H. (1881).—Sur le calcaire Carbonifère du Nord de l'Espagne. *Ass. français Avanc. Sc.C.R.*, X Session. 516-524.
- BLOUNT, D. N. y MOORE, C. H. (1969).—Depositional and non-depositional carbonate breccias, Chiantla Quadrangle, Guatemala. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 429-442.
- BOSCHMA, D. y STAALDUINEN, C. J. Van. (1968).—Mappable units of the Carboniferous in the Southern Cantabrian Mountains. *Leidse. Geol. Meded.*, 43, 221-232.
- BROUWER, A. y GINKEL, A. C. Van. (1964).—La succion Carbonifère dans la partie meridionale des montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest). *C.R. 5 Congrès Carb.* I, 307-319.
- CAYEUX, L. (1935).—Les Roches Sédimentaires de France: Roches Carbonatées. 435. Mason, Paris.
- CHONNS, T. M. y ELKINS, J. E. (1974).—The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silicification of anhydrite nodules. *Jour. Sed. Petrology*, 44, 885-903.
- DAVIES, G. R. (1970).—Algal laminated sediments, Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia. *Am. Assoc. Petrol. Geologists*, Mem. 13, 169-205.
- DEAN, W. E.; DAVIES, G. R. y ANDERSON, R. Y. (1975).—Sedimentological significance of nodular and laminar anhydrite. *Geology*, 3, 367-372.
- DEFFEYES, K. S.; LUCIA, F. J. y WEYL, P. K. (1965).—Dolomitization of recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. In: L.C. PRAY y M. C. MURRAY (Eds.), Dolomitization and limestone diagenesis. *Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ.* 13, 71-88.
- EVAMY, B. D. (1967).—Dedolomitization and the development of rhomboedral pores in limestones. *Jour. Sed. Petrology*, 37, 1.204-1.215.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844).—Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia. *Bol. Oficina Minas*. 14, 160-163.
- FISHER, W. L. y RODDA, P. U. (1969).—Edwards Formation (Lower Cretaceous), Texas: Dolomitization in a Carbonate Platform System. *Am. Assoc. Petrol. Geologists. Bull.* 53, 55-72.
- FOLK, R. L. (1974).—The Natural History of Crystalline Calcium Carbonate: Effect of Magnesium content and Salinity. *Jour. Sed. Petrology*, 44, 40-53.
- FOLK, R. L. y SIEDLECKA, A. (1974).—The «schizohaline» environment: its sedimentary diagenetic fabrics as exemplified by late Paleozoic rocks of Beart Island, Svalbard. *Sed. Geol.*, 11, 1-15.
- GONZÁLEZ LASTRA, J. (1977).—Formación de microesparita (Caliza de Montaña, Carbonífero, Cordillera Cantábrica). Comunicación al VIII Congreso Nacional de Sedimentología. Oviedo-León (Inédito).
- GROOT, K. de (1967).—Experimental dedolomitization. *Jour. Sed. Petrology*, 37, 1.216-1.220.
- JULIVERT, M. (1967).—La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto de Ponga. *Trabajos de Geología*, Fac. Cienc. Univ. Oviedo, 1, 1-26.
- LUCÍA, F. J. (1961).—Dedolomitization in the Tansill (Permian) Formation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 72, 1.107-1.110.
- LUCÍA, F. J. (1972).—Recognition of evaporite-carbonate shoreline sedimentation. *Soc. Econ. Paleont. Min.*, Spec. publ., 16, 160-191.
- MARTÍNEZ-GARCÍA, E. (1971).—The age of the caliza de montaña in the Eastern Cantabrian Mountains. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 3, 267-276.
- MURRAY, R. C. (1964).—Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *Jour. Sed. Petrology*, 34, 512-523.
- RÍO FERNÁNDEZ, P. del (1977).—Estratigrafía y sedimentología de las formaciones Caliza de Candamo-Caliza Griotte carbonifera en Tellego (Zona central de Asturias). Tes. Licenc. Univ. Oviedo (inédito).
- SCHULZ, G. (1858).—Descripción geológica de la provincia de Oviedo. José González. Madrid. 138.
- SHEARMAN, D. J. (1966).—Origin of marine evaporites by diagenesis. *Inst. Mining. Met. Trans.*, 75, 208-215.
- SITTER, L. U. de (1962).—The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 26, 255-264.
- STANTON, R. J. Jr. (1966).—The solution brecciation process. *Geol. Soc. America Bull.* 77, 843-848.
- TUCKER, M. E. (1976).—Replaced evaporites from the Late Precambrian of Finnmark, Arctic Norway. *Sediment. Geol.*, 16, 193-204.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F. y RIDING, R. E. (1971).—Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern León, Spain. *Trabajos de Geología*, Fac. Cienc. Univ. Oviedo, 4, 603-663.
- WINKLER PRINS, C. F. (1968).—Carboniferous Productidina and Chonetidina of the Cantabrian Mountains (NW Spain): systematics, stratigraphy and paleoecology. *Leidse Geol. Meded.*, 43, 41-126.

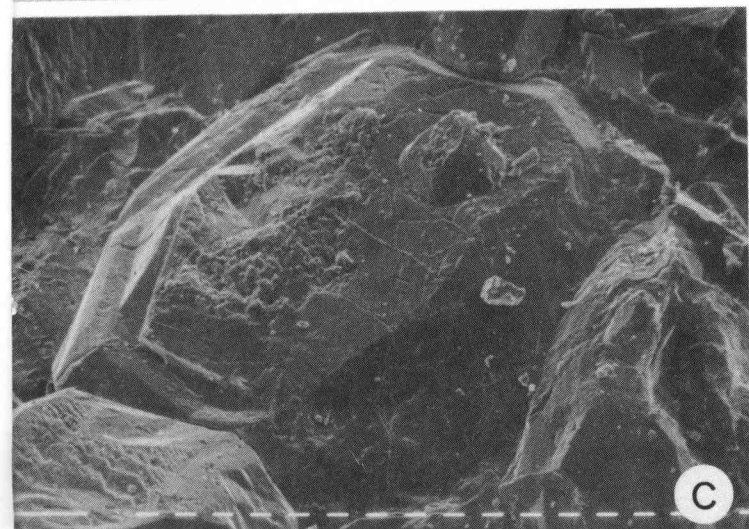
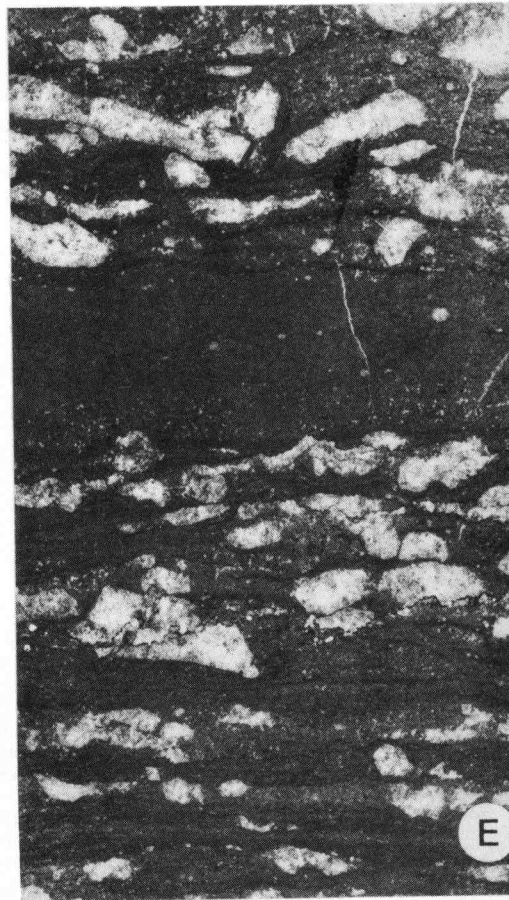
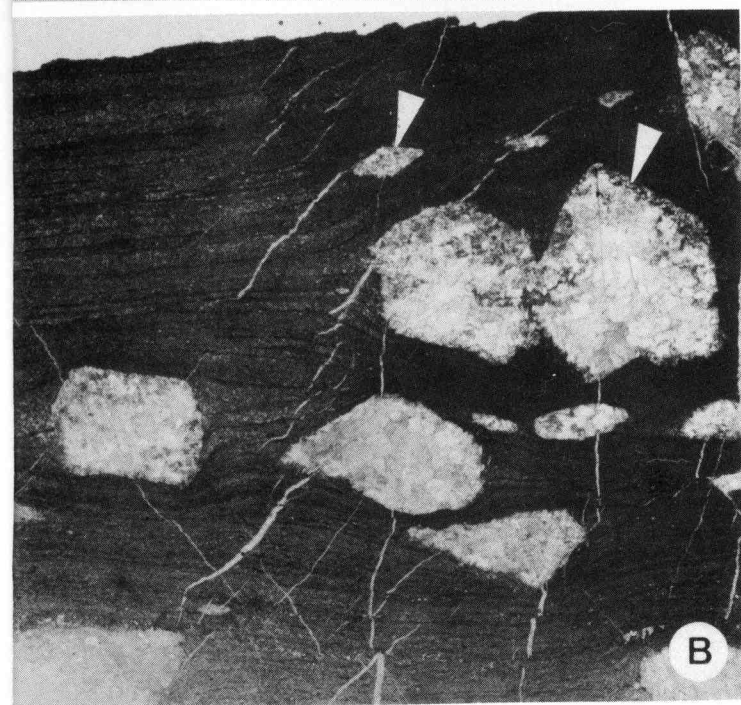
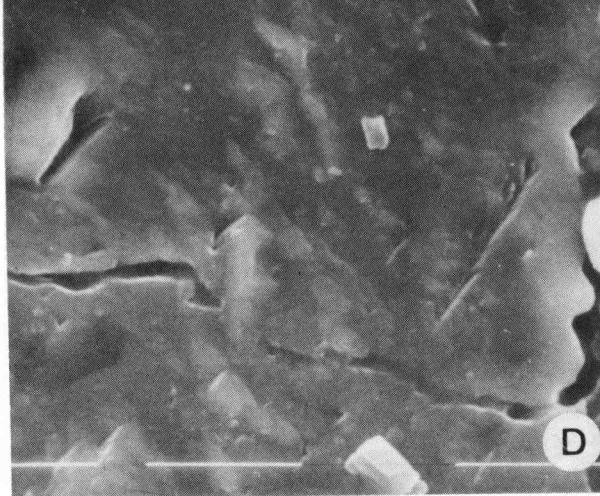
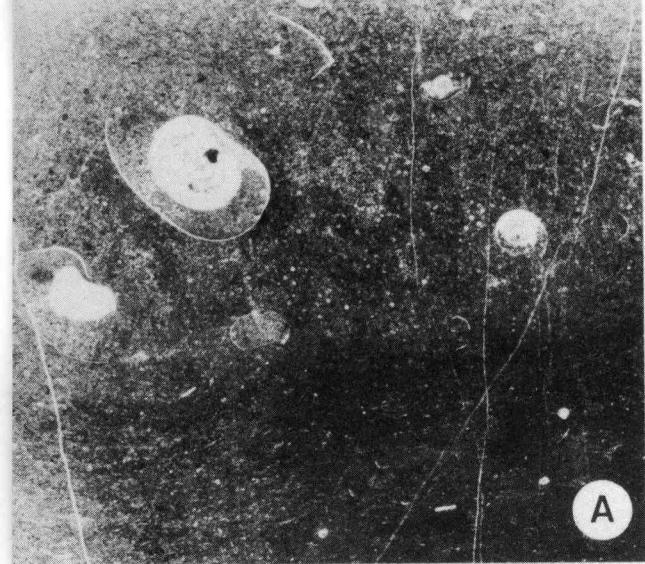
## LAMINA I

- A.-Wackestone de peloides. Subfacies 1a. Se puede observar la orientación y la forma irregular de los peloides. La matriz es microesparita ( $\times 20$ ).
- B.-Micrita pasando por acreción a microesparita. Subfacies 1b. Se ven los granos de 2-3 micras que se funden para dar un conjunto de un diámetro aproximado de 10 micras. Escala = 1 micra. S.E.M.
- C.-Pentagonododecaedros de pirita incluidos en microesparita. Escala = 10 micras. S.E.M.
- D.-Capas onduladas por erosiones de corrientes submareales y ondulaciones sedimentarias. Subfacies 1b. Longitud del marcador 14 cms.
- E.-Wackestone de organismos planctónicos. Subfacies 1c. La roca está formada fundamentalmente por calcisferas en una matriz micrítica ( $\times 5$ ).



## LAMINA II

- A.-Wackestone de goniátidos. Subfacies 1c. Se ven los goniátidos con rellenos geopetales, organismos planctónicos y bentónicos de concha fina ( $\times 5$ ).
- B.-Caliza laminada con grandes cristales de calcita en los que se reconocen formas debidas a yesos y anhidritas. Se puede ver el aumento del tamaño de los cristales que sustituyen a los sulfatos desde el exterior hacia el interior. Subfacies 2b ( $\times 5$ ).
- C.-Cristal de calcita en que se reconoce la forma original debida a anhidrita. Subfacies 2b. Escala = 10 micras. S.E.M.
- D.-Porosidad debida a cristales esqueléticos de yeso en cristales de calcita similares al de la lámina anterior. Subfacies 2b. Escala = 1 micra. S.E.M.
- E.-Costras y nódulos de sulfatos. Estilolitización paralela a la laminación. Subfacies 2b ( $\times 5$ ).



### LAMINA III

- A.-Nódulos de anhidrita con estructura «chicken wire», sustituidos por calcita. Subfacies 2b ( $\times 5$ ).
- B.-Aspecto de campo de la subfacies 2b, donde los nódulos resaltan por la meteorización al estar sustituidos por cuarzo. Obsérvese la disposición de los nódulos en capas. Longitud del lápiz 15 cms.
- C.-Techo de las facies evaporíticas. La zona más masiva a la derecha es la brecha de disolución de la subfacies 2c. El techo se sitúa a la izquierda. Obsérvese el techo irregular y el colapso parcial de las capas superiores.
- D.-Brecha de disolución. Subfacies 2c. En algunos de los fragmentos se observan los sulfatos sustituidos por calcita.



