

ESTRATIGRAFIA DEL CAMBRICO DEL ORIENTE DE ASTURIAS Y ESTUDIO PETROGRAFICO DE LAS FACIES CARBONATADAS

POR

I. ZAMARREÑO & M. JULIVERT (*)

ABSTRACT

An outstanding feature of the cambrian stratigraphy in northwestern Spain is the presence of a carbonate-rock formation (Láncara fm.) of georgian-acadian age with a maximum thickness of about 150 m. Within the Cantabrian Area, the Láncara Formation is always composed of two different members. The lower member is made up of dolomite (dolomicrite), and more or less dolomitized gray limestones constituted by laminated pelmicrites, pelsparites and algal biolithites (sometimes as stromatoliths and algal mats). The characteristics of this lower member are similar to that of the recent carbonate sediments in the Bahamas, Persian Gulf, etc. Its depositional environment must have been littoral therefore. On the contrary, the limestone upper member was formed in a neritic environment, and is composed of a red nodular limestone with a "griotte" facies made up of more or less recrystallized biomicrites with trilobites, echinoderms and brachiopods, and with also *Girvanella* in the lowermost part. Two different facies can be established in the Middle-Upper Cambrian of the Cantabrian Area. The Beleño facies contains abundant glauconite in the recrystallized biomicrite member, and in the overlying shale-sandstone formation (Oville fm.), and does not have the typical "griotte" appearance of the second facies, although it does have a nodular aspect and is reddish from time to time. The second, or Barrios facies, has much less glauconite in the biomicrite upper member; the limestones are more clayey and reddish, and their appearance is that of the typical "griotte". The geographical setting of these two facies is about the same as the Nappe Region (Beleño facies), and the Fold and Nappe Region (Barrios facies). The top of the Láncara Formation is diachronic; in the Nappe Region (Beleño facies), the top is within the *Acadolenus* zone, or uppermost part of the *Paradoxides* (*Acadoparadoxides*) "stage" of $\text{S}\delta\text{z}\nu\text{y}$; on the other hand, in the Fold and Nappe Region (Barrios facies), the top of the Láncara Formation is somewhat higher, within the *Solenopleuropsis* "stage" of $\text{S}\delta\text{z}\nu\text{y}$; nevertheless the coincidence is not absolute (see fig. 7). A third facies can be added to these just described (Vegadeo facies) that shows up west of the Narcea Anticlinorium, that is, outside of the Cantabrian Area. This facies lacks the nodular limestones and deserves yet further study.

(*) Dpto. de Estratigrafía C.S.I.C. y Dpto. de Geomorfología y Geotectónica, Universidad de Oviedo.

INTRODUCCION

Las campañas geológicas realizadas por uno de nosotros (M. J.) a partir de 1964, por la parte oriental de Asturias, han permitido reconocer ampliamente el Cámbrico por toda esta región, establecer su estratigrafía y recoger una serie de faunas, procedentes de ocho localidades. La presencia constante del nivel de calizas y dolomías del Cámbrico formando la parte más inferior de todas las unidades cabalgantes, que caracterizan la región, fue la causa de que se le prestara particular atención. El hallazgo de las primeras faunas en este sector fue dado a conocer en una breve nota (JULIVERT, 1966); estas faunas, estudiadas por el profesor SDZUY* y completadas con otras recolecciones realizadas por este último autor, así como por el señor TOSAL, han puesto de manifiesto el carácter diacrónico del techo del nivel carbonatado del Cámbrico (Láncara en la denominación de COMTE, 1959, establecida en León). Por otra parte la facies del Cámbrico medio y superior (?) en el sector oriental de Asturias (sector al E de la Cuenca Carbonífera Central) difiere algo de la que se presenta en León y al W de la Cuenca Central. Por todos estos motivos se ha creído interesante llevar a cabo el estudio con cierto detalle, incluyendo el estudio petrográfico de los niveles de carbonatos, realizado por uno de nosotros (I. Z.). Para ello se han obtenido seis sucesiones detalladas; de cada una de ellas se han recogido muestras seriadas de las que se han estudiado las secciones delgadas al microscopio; el número total de muestras estudiadas es de 110. De algunas de estas muestras se han obtenido además réplicas de acetato, previamente teñidas con rojo alizarina, siguiendo la técnica de KATZ y FRIEDMAN (1965) para diferenciar la calcita de la dolomita.

ESTRATIGRAFIA SUCINTA DEL CAMBRICO Y EL ORDOVICICO INFERIOR

La estratigrafía del Cámbrico y del Ordovícico inferior en el sector al E de la Cuenca Carbonífera Central presenta unas características bastante constantes en toda la región. De acuerdo con la sucesión dada a conocer en la nota a la que se ha hecho referencia, pueden distinguirse de abajo arriba los siguientes niveles:

- 1) Dolomía y caliza gris de grano fino (Georgiense-Acadiense), 15 a 40 m.
- 2) Caliza detritica, frecuentemente de grano grueso y con niveles muy glauconíticos (Acadiense), 15 a 30 m.
- 3) Pizarras verdes, ricas en Trilobites (Acadiense), 15 a 20 m.
- 4) Areniscas glauconíticas y cuarcitas en capas delgadas alternando con pizarras (Acadiense-Potsdamiense-Tremadoc ?), 100 a 200 m.
- 5) Cuarcita blanca maciza, "cuarcita armoricana" (Skiddaw), 400 a 500 m.

En ninguna localidad al E de la Cuenca Carbonífera Central (Región de Mantos de JULIVERT, 1967b) afloran niveles inferiores a la dolomía cámbrica, debido a que la tectónica de esta región está en gran parte determinada por un despegue por

(*) La descripción de estas faunas puede verse en un trabajo de SDZUY (1967), publicado en este mismo número.

debajo de este nivel. No se conoce por tanto al E de la Cuenca Central el espeso nivel de areniscas denominado de La Herrería por COMTE (1959) y Cuarcita de Cándana por LOTZE (1957), sin que pueda definirse si se ha depositado o no en este ámbito. Por lo que se refiere al techo de la "cuarcita armoricana", generalmente lo constituye el Carbonífero (un Tournaisiense o un Visense) o un Devónico superior o tal vez Struniense. Así pues, en toda la Región de Mantos, al E de la Cuenca Carbonífera Central, existe una gran laguna estratigráfica que comprende por lo general el Ordovícico medio y superior, el Silúrico y el Devónico. Tan solo en la parte occidental de la región existe por encima de la cuarcita un cierto espesor de pizarras del Ordovícico medio, que en el Suevo han dado recientemente fauna del Llanvirn (PELLO & PHILIPPOT, 1967).

LA REPARTICIÓN DE AFLORAMIENTOS CÁMBRICOS AL E DE LA CUENCA CENTRAL Y LA POSICIÓN DE LAS SUCESIONES ESTUDIADAS

Como ya se ha indicado, el Cámbrico forma la parte basal de todos los mantos y escamas, y como consecuencia, sus afloramientos coinciden con el trazado cartográfico de los contactos cabalgantes, aunque a veces el nivel de dolomías y calizas puede faltar y ser las areniscas glauconíticas, o aún la "cuarcita armoricana" los niveles cabalgantes. Una cartografía detallada puede encontrarse en los trabajos de JULIVERT (1967 *a, b*), PELLO (1967) y MARCOS (1967).

Esta disposición da lugar a que el Cámbrico aflore ampliamente, y esto permite reconocer la uniformidad, tanto de la sucesión estratigráfica como de las facies, en toda la Región de Mantos, con la excepción a lo sumo de ciertos cambios de espesor o en la proporción entre pizarras y areniscas, en el nivel que se interpone entre las pizarras verdes acadienses y la cuarcita armoricana.

Para llevar a cabo un estudio más detallado se han escogido cuatro cortes: uno en el Km 2 de la carretera de Carangas, en el valle del Ponga, otro en la carretera de Sebares a Cazo, cerca del Km 5 y dos en la carretera al Puerto de Tarna, uno aproximadamente en el Km 11,5 y el otro alrededor del Km 12,5.

DESCRIPCIÓN DE LAS SUCESIONES

A continuación se va a dar por separado una descripción petrográfica de cada una de las sucesiones estudiadas, utilizando la nomenclatura de Folk (1959, 1962). Para la descripción litológica véase la que se da en cada una de las columnas (figs. 1 a 6).

Sucesión de la carretera al Puerto de Tarna, en el Km 11,5.—Esta sucesión tiene unos 26 m de potencia de los cuales los 23 superiores corresponden a calizas y los 3,20 m inferiores a dolomías, aunque la base de este nivel dolomítico no aflora.

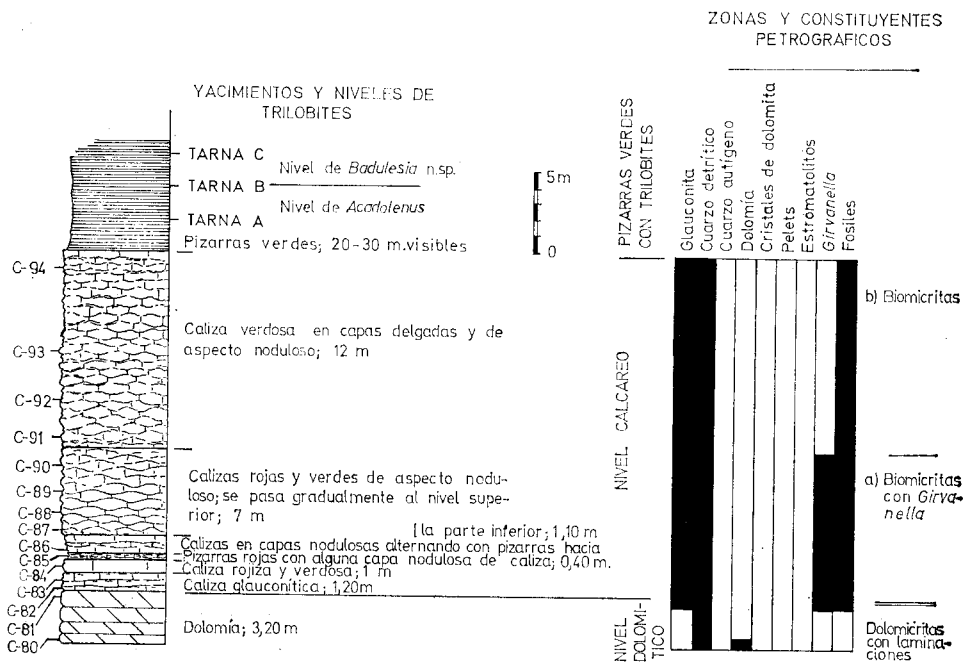


Fig. 1.—Columna estratigráfica del Láncara en el Km. 11,5 de la carretera al Puerto de Tarna.

El nivel dolomítico está constituido por dolomicrocristas con laminación paralela, con algo de cuarzo detrítico de tamaño limo (1/6 a 1/256 mm en la escala de WENTWORTH) y muy ricas en pirita.

El nivel calcáreo está todo él constituido por biomicrocristas, en distintos grados de recrystalización según los niveles y con algunas características petrográficas que permiten distinguir dos zonas.

Zona a) constituida por biomicrocristas parcialmente recrystalizadas; como la recrystalización no es completa se conservan áreas de micrita, aunque en escasa proporción. Entre los fósiles se reconocen restos de trilobites, equinodermos y algas indeterminadas. Las muestras 81 y 83 presentan procesos de chertificación. Es característica de esta zona la abundancia de algas calcáreas del género *Girvanella* que se presentan en forma de pequeños agregados oscuros que a primera vista parecen pelets pero que observados a 80 o más aumentos se pone de manifiesto en ellos la existencia de los filamentos entrelazados característicos de las algas de este género. La textura de las secciones que contienen *Girvanella* es la típica textura en malla, con abundantes tinciones de óxidos de hierro en las suturas de los esfilolitos. Este nivel es además muy rico en cuarzo de tamaño limo, así como en mica (moscovita) y glauconita. Hay que destacar que hacia la parte alta de esta zona los fragmentos de Trilobites se hacen de mayor tamaño y además aparecen con mayor abundancia restos de equinodermos, sobre todo en las muestras 89 y 90, que constituyen por el tamaño biomicrocristas; estas dos muestras además no pre-

sentan recristalización ninguna de la matriz micrítica que rodea a los constituyentes fosilíferos y que además es muy abundante. Hacia la parte alta de esta zona, la glauconita y el cuarzo detrítico aumentan.

Zona b), que consta de biomicritas en distintos grados de recristalización. Empieza esta zona (muestra 91) con unas biomicritas en que los restos de trilobites y equinodermos están muy rodados, así como la glauconita; presenta además abundante cuarzo detrítico de tamaño limo, moscovita y material arcilloso. Todos los fragmentos de fósiles están impregnados de óxidos de hierro opacos y abundan los estilolitos en los que se concentra el hierro. El resto de la zona está constituido por biomicritas con trilobites y equinodermos; estos últimos se hacen más abundantes hacia la parte superior de la zona a la vez que aumenta el tamaño de los constituyentes fosilíferos. Las muestras 92 y 93 están bastante recristalizadas mientras que la 94 lo está mucho menos. Tanto el cuarzo detrítico como la glauconita se hacen más escasos a partir de la muestra 92 hacia el techo de la zona.

Sucesión del Puerto de Tarna en el Km 12,5.—Esta sucesión tiene unos 30 metros de potencia, de los cuales los 17 superiores corresponden a calizas, mientras que los 13 inferiores son de dolomías, aunque como es norma, su base no aflora.

El nivel dolomítico puede dividirse en tres zonas desde el punto de vista petrográfico: a) La zona inferior de dolomicritas y pelmicritas dolomitizadas. Es

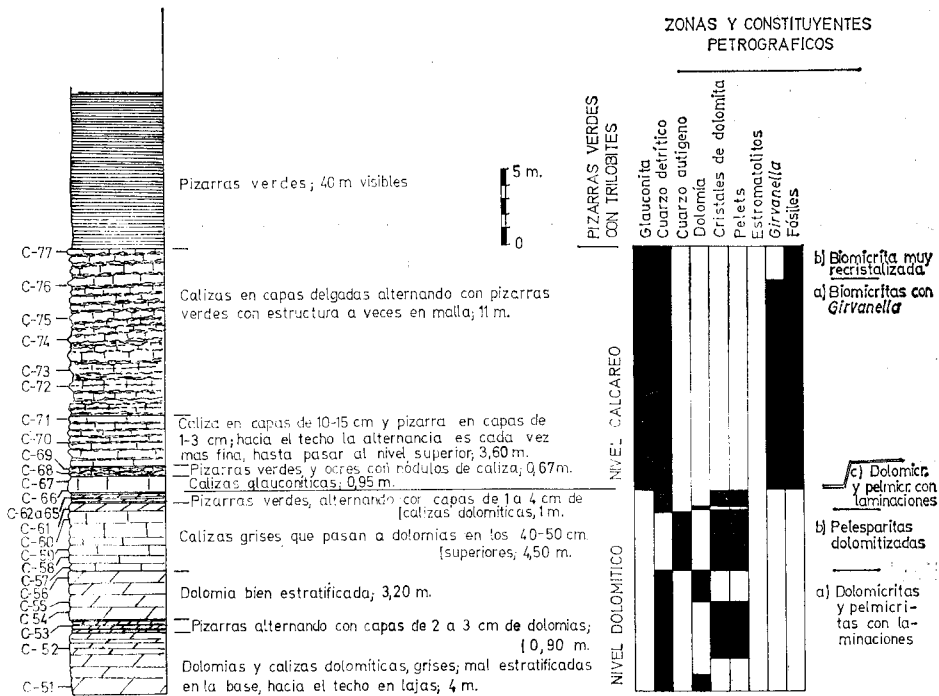


Fig. 2.— Columna estratigráfica del Láncara en el Km. 12,5 de la carretera al Puerto de Tarna.

típico de esta zona la estructura en láminas; las laminaciones son paralelas o irregulares y están constituidas en las pelmicritas por la alternancia de capas ricas en pelets con otras desprovistas de ellos. También es característica de esta zona la extraordinaria abundancia de pirita, y la presencia de cuarzo detrítico de tamaño limo y de moscovita (estos dos componentes están en muy baja proporción). Las muestras más ricas en dolomita se presentan en la parte más baja así como en la parte alta de la zona (muestras 51, 55 y 56); la dolomita es de grano fino.

b) La zona media se caracteriza por estar constituida por pelesparitas dolomitizadas que contienen también abundantes algas. Contienen pirita, aunque en menos proporción que la zona anterior. Es característico de esta zona, aparte de los pelets y algas, el presentar abundantes rombos de dolomita en la matriz que los rodea. Otra característica de esta zona es la abundancia de cuarzo autógeno de tamaño limo, localizado en el interior de los pelets; este cuarzo autógeno está en algunos casos corroído por calcita pero sin destruir completamente la forma idiomorfa, en algunos cristales se observan en su interior inclusiones de calcita (muestra 60).

c) Esta zona está constituida por dolomicritas y pelmicritas con laminaciones paralelas; en las pelmicritas las laminaciones se deben a la alternancia de láminas ricas en pelets con láminas desprovistas de ellos; en las dolomicritas la laminación se debe a la alternancia de láminas de grano fino con otras de grano más grueso. Las laminaciones son menos marcadas que en la zona a) y además esta zona contiene menos cuarzo detrítico que la zona a) y muy poca moscovita.

El nivel calcáreo consta desde el punto de vista petrográfico de dos zonas:

Zona a) Biomicritas formadas por restos de trilobites y equinodermos que contienen además algas calcáreas del género *Girvanella*. Las *Girvanella* se presentan como en la sucesión anterior en forma de pelets oscuros que a pocos aumentos ($\times 20$) parecen pelets pero que al observarlos a mayores aumentos ($\times 80$ y más) se ven perfectamente en su interior los filamentos entrelazados típicos de las *Girvanella*. Desde el punto de vista de la distribución de las *Girvanella*, esta zona no es homogénea; en la base (muestras 66 y 67) las *Girvanella* son muy escasas y abundan más los restos de equinodermos y trilobites que además están muy redondeados. Abundan también en esta parte basal, la glauconita y el cuarzo de tamaño limo. A partir de la muestra 68 la glauconita se hace más escasa, aunque sin llegar a desaparecer; el material micrítico se hace más abundante así como el cuarzo detrítico y las *Girvanella*. En la muestra 72 la glauconita se hace escasísima y además la roca presenta una textura distinta que en el resto de la zona. Los pelets de *Girvanella* se distribuyen en bandas paralelas separadas por bandas muy recrystalizadas en que es difícil reconocer la naturaleza del material original. Esta muestra tiene además la peculiaridad de presentar una banda de chertificación en forma de calcedonia; la banda de chertificación presenta siderita abundante. A partir de esta muestra, el resto de la zona presenta las mismas características descritas antes, sólo que los equinodermos se hacen más abundantes y de mayor tamaño, a la vez que aumentan en proporción las zonas recrystalizadas. Es característica de esta

zona la típica textura en malla que presentan todas las muestras y también abunda la moscovita. Como ya se ha indicado, el grado de recristalización que presentan las calizas de esta zona no es constante, las muestras 66 a 71 (con excepción de la 68) están muy poco o nada recristalizadas, mientras que a partir de la muestra 72 empieza a aumentar de grado de recristalización.

La zona b) está representada por una sola muestra y es una biomicrita muy recristalizada.

Sucesión del Km 5 de la carretera de Sebares a Cazo.—Esta sucesión tiene unos 33 m de potencia; el nivel dolomítico tiene 19 m de espesor visible y el nivel calcáreo 14 m.

Desde el punto de vista petrográfico, el nivel dolomítico puede dividirse en tres zonas:

a) La zona basal consta de pelesparitas con abundantes algas, todas ellas dolomitizadas. La dolomitización se presenta en tres formas distintas: 1) rombos

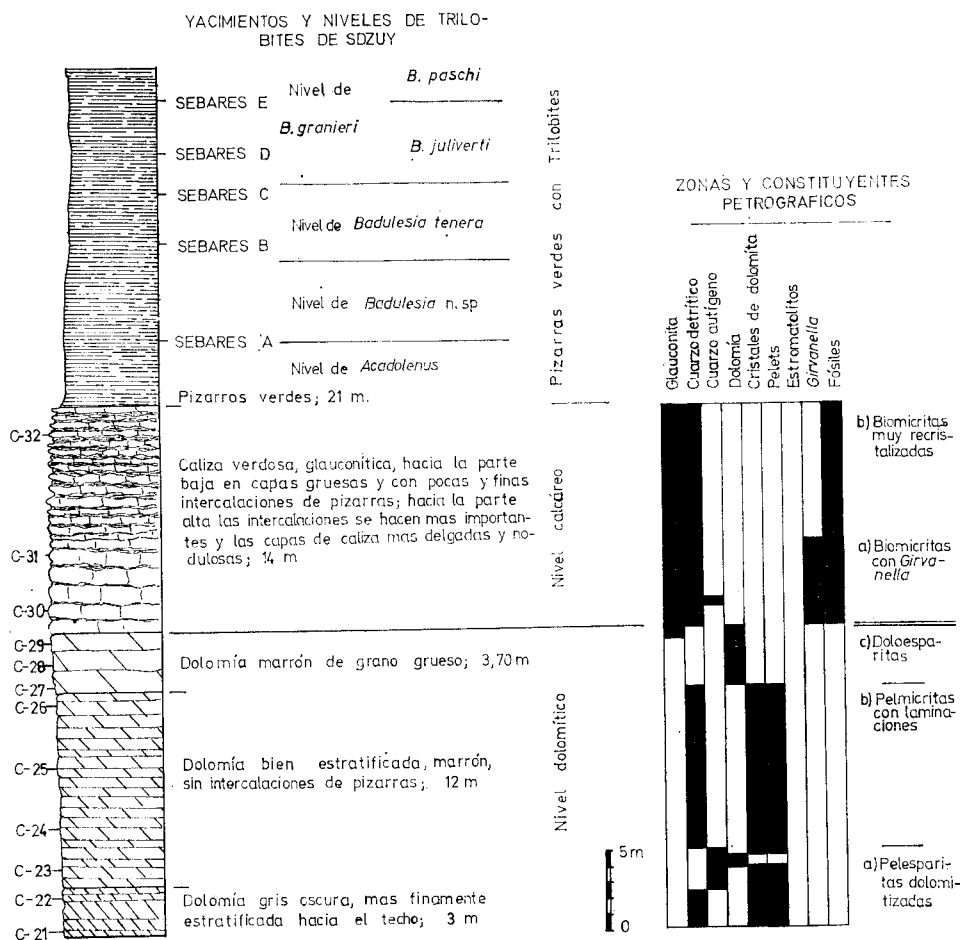


Fig. 3.—Columna estratigráfica del Láncara en el Km. 5 de la carretera de Sebares a Cazo.

de dolomita concentrados en áreas (muestra 21); 2) rombos diseminados en la matriz que rodea los pelets (muestra 22); 3) roca completamente dolomitizada (muestra 23, en la parte alta de la zona) formando un mosaico de cristales de dolomita en el que se pueden observar los "fantasmas" de forma circular de los pelets. En toda esta zona existen además algunos fragmentos de algas (intraclastos) y abunda la pirita y el cuarzo autígeno localizado especialmente en el interior de los pelets.

b) La zona media está formada por pelmicritas con estructura laminar. Las láminas están formadas por la alternancia de capas ricas en pelets con otras desprovistas de ellos. Abunda en esta zona el cuarzo detrítico de tamaño limo, así como la moscovita; el cuarzo y la moscovita se concentran en las láminas ricas en pelets. El contenido en cuarzo no es constante; es más abundante en la base de la zona (muestra 24) y se hace más escaso hacia la parte alta. La parte alta (muestra 26) presenta algunos intraclastos y bird's-eye.

c) Por encima de la zona de pelets con estructuras laminares se presenta una zona de dolomías, de grano grueso (doloeparitas) formando un apretado mosaico en el que aparecen "islas" de dolomita de grano más fino; en todas las muestras existe yeso (?) cristalizado en los interespacios de los cristales de dolomita. Hay que señalar que la muestra del techo de esta zona (número 29) presenta una gran abundancia de glauconita.

El nivel calcáreo de esta sucesión puede dividirse en dos zonas, a pesar de la escasez de muestras estudiadas. La zona a) consta de biomicitas parcialmente recristalizadas (salvo la muestra 31, cuya matriz micrítica no está nada recristalizada). Las biomicitas están constituidas por restos de trilobites, equinodermos y algas del género *Girvanella*. Las algas *Girvanella* se presentan como en las demás sucesiones descritas en forma de pelets; su abundancia varía también en la zona, la base (muestra número 30) contiene muy pocas *Girvanella*; la muestra 31, en cambio, contiene una gran abundancia de ellas. Aparte de la naturaleza y contenido en fósiles, este nivel presenta una gran abundancia de glauconita y cuarzo detrítico de tamaño limo. En la muestra 30 hay que señalar una gran abundancia de cuarzo autígeno en cristales idiomorfos perfectamente desarrollados que están localizados únicamente en el interior de las paredes de los restos de Trilobites que son además de gran tamaño y no presentan muestras de redondeamiento. El resto de los constituyentes orgánicos (equinodermos) no presentan trazas de silicificación. HINTZE (1953) cita un caso similar de silicificación selectiva en el Ordovícico de Utah y Nevada (U.S.A.) en que sólo los trilobites presentan silicificación mientras que el resto de organismos no muestran señales de reemplazamiento por sílice. Según dicho autor, la silicificación es penecontemporánea con la sedimentación y el carácter selectivo podría ser controlado por la profundidad, temperatura, salinidad y disponibilidad de sílice de la cuenca, así como por las diferencias en el contenido orgánico de los caparazones de los diversos organismos. DAPPLES (1967), al analizar el reemplazamiento selectivo de los fósiles por sílice, indica que no es razonable atribuir esta selección al hábito cristalino o composición de los carbonatos que cons-

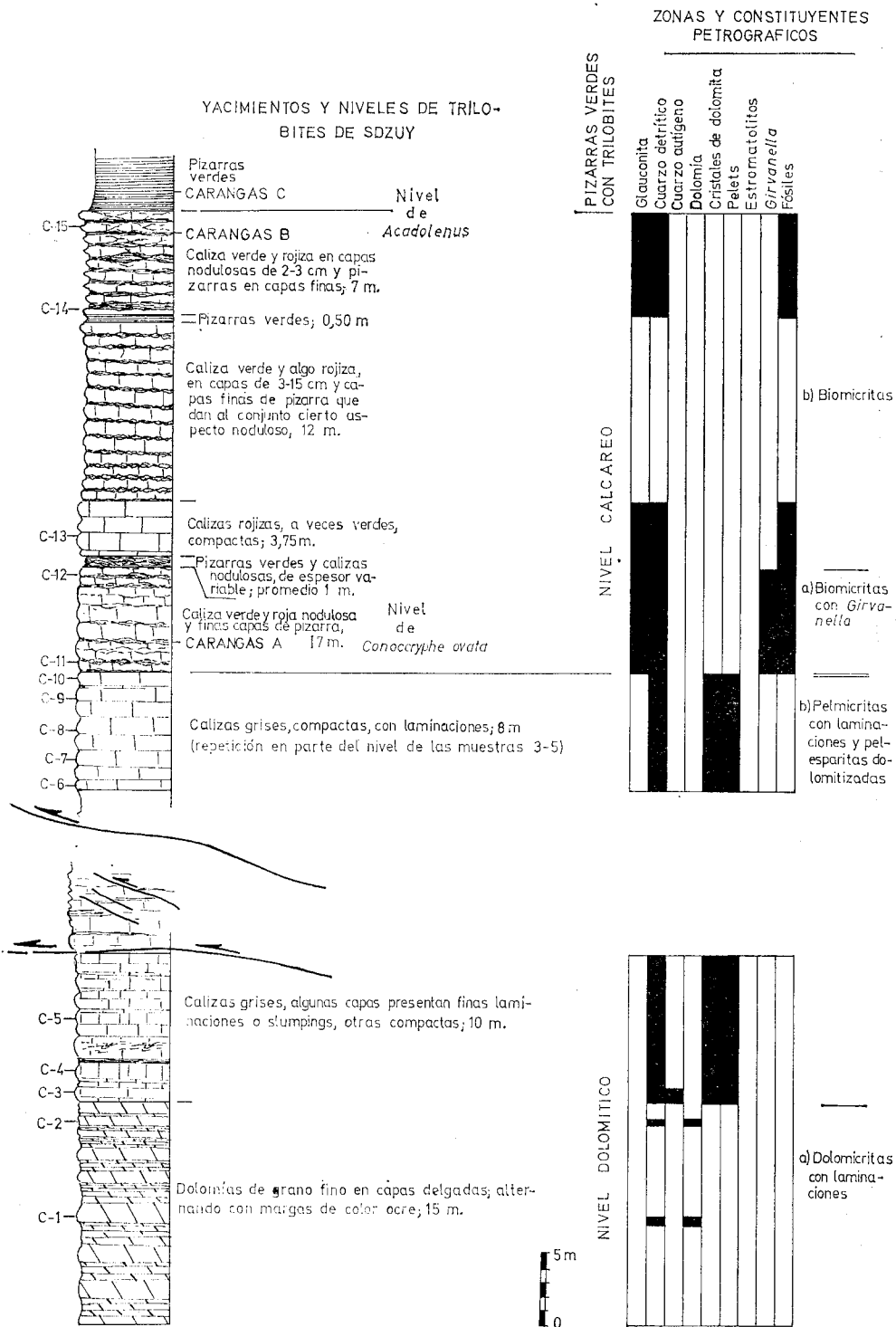


Fig. 4.—Columna estratigráfica del Láncara en el ramal a Carangas.

tituyen el caparazón del fósil sino más bien a la distancia de los centros de precipitación de sílice y a la cantidad de sílice que precipita.

Aparte de las diferencias en el grado de recristalización y en la abundancia de *Girvanella* que presentan las distintas muestras de esta zona, hay que señalar la diferencia en contenido y tamaño de los equinodermos que va aumentando hacia la parte alta de la zona (a partir de la muestra 31).

La muestra 32 representa posiblemente la zona b) de las demás sucesiones, es decir, la zona de biomicritas muy recristalizadas. Esta muestra está formada por un mosaico de cristales grandes de calcita, en los que pueden aún observarse las estructuras propias de los equinodermos y pelets de *Girvanella*; contiene también glauconita en abundancia y algo de cuarzo detrítico.

Sucesión del Km. 2 de la carretera de Carangas.—La sucesión que aflora en la región de Carangas alcanza unos 60 m de potencia. El nivel dolomítico está repetido tectónicamente, se ha calculado que alcanza unos 30 m y el nivel calcáreo tiene 30 m.

El nivel dolomítico consta, desde el punto de vista petrográfico, de dos zonas.

Zona a) constituida por dolomicritas con laminaciones; estas laminaciones están formadas por la alternancia de láminas de grano muy fino con otras de grano algo más grueso. Contienen además pirita y algo de cuarzo detrítico de tamaño limo.

Zona b) formada por bancos de pelmicritas con laminaciones alternando con otros de pelesparitas que contienen algas calcáreas (indeterminadas). Ambos tipos de calizas están bastante dolomitizadas. Las pelmicritas con laminaciones están formadas por la alternancia de láminas ricas en pelets con otras desprovistas de ellos. En las pelesparitas abundan los cuarzos idiomorfos de tamaño muy pequeño, que están localizados en el interior de los pelets.

El nivel calcáreo consta esencialmente de dos zonas. La zona a) de biomicritas con restos de trilobites y equinodermos; es característica de esta zona la presencia de abundantes algas del género *Girvanella* distribuidas en forma de pelets. Abunda también el cuarzo detrítico, la moscovita y material arcilloso indeterminado, así como la glauconita. La muestra 11 no está nada recristalizada, mientras que la 12 está bastante recristalizada, las áreas de la preparación que no muestran recristalización son aquellas en que se concentra el cuarzo, la glauconita, la moscovita y el material arcilloso.

La zona b) está constituida por biomicritas que no contienen *Girvanella*. La muestra 13, situada en la base de esta zona, está bastante recristalizada, aunque se pueden observar bien los restos de fósiles (trilobites y equinodermos) y presenta también glauconita y cuarzo detrítico; tanto los fósiles como la glauconita están muy redondeados. Es característico de esta muestra, además, el elevado contenido de hierro localizado en áreas o bien impregnando los fósiles. El resto de la sucesión está formada por biomicritas, con la misma composición en cuanto a los componentes orgánicos (trilobites y equinodermos); no obstante, existen diferencias en

cuanto al grado de recristalización de las muestras; la muestra 14 está bastante recristalizada, mientras que la 15 no presenta ningún síntoma de recristalización y además contiene mayor abundancia de equinodermos que el resto de la sucesión. En toda esta zona se presenta cuarzo detrítico de tamaño limo, glauconita y moscovita.

Conclusiones y caracterización de la facies.—El estudio petrográfico de la Formación Láncara en el oriente de Asturias, pone de manifiesto que consta de dos niveles netamente distintos: un nivel inferior dolomítico y uno superior de biomicritas glauconíticas con distintos grados de recristalización.

El nivel dolomítico, en todas las sucesiones, está constituido por dolomicritas con abundantes laminaciones, pelmicritas con laminaciones y pelesparitas ricas en algas calcáreas, localizadas en diferentes zonas a través del nivel. Todas las zonas de pelmicritas y pelesparitas están ampliamente dolomitizadas. En el campo, este nivel se reconoce fácilmente por la presencia de dolomías y de calizas grises, ambas de grano fino.

El nivel calizo, que se superpone siempre al nivel dolomítico, está constituido por biomicritas en distintos grados de recristalización y muy ricas en glauconita. Este nivel se ha subdividido desde el punto de vista petrográfico, en dos zonas que se diferencian por el grado de recristalización de las biomicritas (mucho más recristalizadas hacia la parte alta) y por el contenido en algas del género *Girvanella* que abundan en la parte baja y desaparecen hacia la parte superior. Este nivel calizo es fácilmente reconocible en el campo por la ausencia de dolomías, por el carácter esparítico de las calizas, así como por la presencia en ellas de glauconita, que les da unos tonos verdosos que pasan a rojizos, cuando existen óxidos de hierro.

La abundancia de glauconita, es propia no sólo de la parte superior de la Formación Láncara, sino también de la Formación Oville, que se le superpone. El Oville está constituido por un nivel de pizarras verdes de 15-20 m en su parte basal y el resto de la sucesión por pizarras y ortocuarcitas, frecuentemente muy glauconíticas; la glauconita puede encontrarse particularmente concentrada formando delgadas capas. También es propio de las areniscas del Oville, el presentar un moteado de limonita, resultado de la alteración de la glauconita. Estas características, junto con la presencia de frecuentes niveles de pizarras, diferencian este nivel de la "cuarcita armoricana" que se le superpone y que es blanca y mucho más maciza.

El nivel dolomítico tiene unas características comunes con otras áreas, pero los rasgos señalados para el nivel de calizas (biomicritas más o menos recristalizadas) glauconíticas que se le superpone y para el Oville, difieren de los que estos niveles presentan en otras áreas y permiten caracterizar al Cámbrico medio de esta región; esta facies va a denominarse en lo sucesivo Facies de Beleño.

LA FORMACIÓN LÁNCARA EN LA REGION AL W Y AL S DE LA CUENCA CARBONÍFERA CENTRAL

Con el fin de comparar las características del Láncara de la Región de Mantos, con las que presenta al W y S de la Cuenca Carbonífera Central (Región de Pliegues y Mantos), se han estudiado dos sucesiones situadas al S de la Cuenca, una de ellas en la escama de Bodón (DE SITTER, 1962), en el camino que va desde la carretera al Puerto de Vegarada, aproximadamente en el Km 14, a los pueblos de La Braña y Arintero, la otra en Barrios de Luna, en la carretera en la margen izquierda del río. Para la sucesión litológica véanse las figs. 5 y 6.

Sucesión en la escama de Bodón (camino de Arintero).—Esta sucesión consta en la parte inferior de 20 m que corresponden al nivel dolomítico. El nivel calcáreo alcanza 17,50 m. Por encima se encuentran unas margas nodulosas que pasan hacia arriba a las pizarras verdes que siguen conteniendo nódulos calcáreos.

El nivel dolomítico consta desde el punto de vista petrográfico de dos zonas:

Zona a) constituida por dolomicritas en que se reconoce todavía la existencia de una cierta laminación y con una relativa abundancia de microestilolitos.

Zona b) que consta de mallas de algas, (=algal mat) con pelets bastante deformados y que hacia la parte alta se enriquece en fragmentos angulares a subredondeados de las mallas de algas; es característica además de esta parte alta de la zona la gran chertificación sufrida por las calizas. No hay duda de que esta silicificación ha tenido lugar por reemplazamiento de un material calcáreo ya que son muy abundantes las inclusiones de calcita.

El nivel calcáreo está formado por dos zonas:

Zona a) formada por biomicritas que constan de equinodermos y trilobites y que además contienen bastante cuarzo detrítico de tamaño limo, material arcilloso, moscovita, piritita y en mucha menor proporción glauconita. Los equinodermos abundan más que los trilobites y las muestras están bastante recristalizadas a pseudoparita.

Zona b) consta también de biomicritas en las que abundan más los trilobites que los equinodermos, contiene además cuarzo detrítico de tamaño limo, piritita, algo de glauconita y el material arcilloso es mucho más abundante que en la zona anterior, lo mismo que las impregnaciones de óxidos de hierro (que dan una tonalidad roja a la roca); los fragmentos de fósiles están también muy impregnados de hierro. Los estilolitos son muy abundantes. Estas muestras, además, están muy poco recristalizadas y las zonas donde se aprecia recristalización es en forma de microesparita.

En esta sucesión, a diferencia de otras localidades, se pasa insensiblemente del nivel calcáreo al nivel de pizarras verdes a través de una zona de nódulos calcáreos (fig. 5). El estudio microscópico de estos nódulos pone de manifiesto la existencia de dos zonas.

Zona a), los nódulos están formados por micritas fosilíferas, arenosas, muy ricas en moscovita, material arcilloso, pelets de algas del género *Girvanella* y piritita,

ZONAS Y CONSTITUYENTES
PETROGRAFICOS

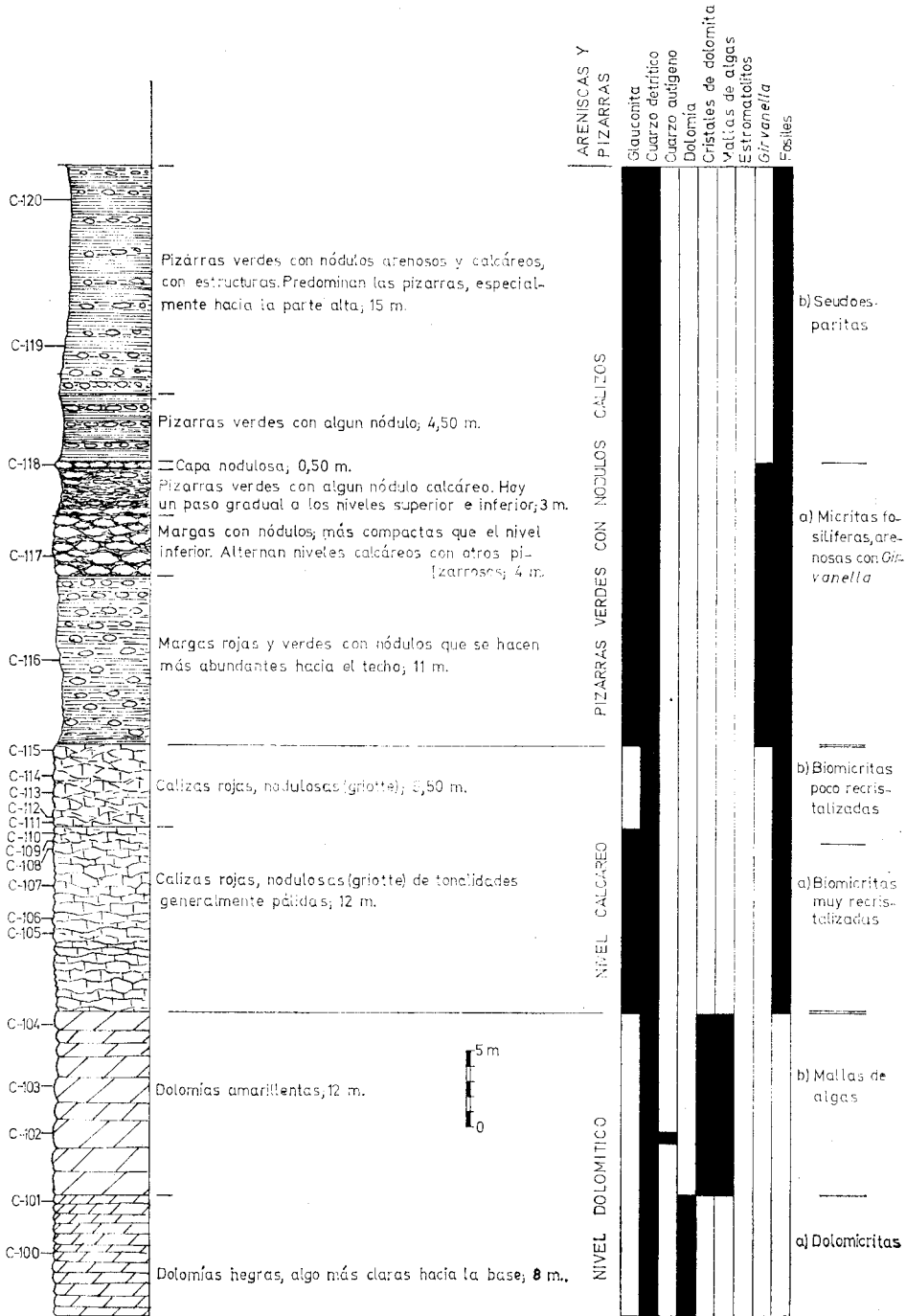


Fig. 5.—Columna estratigráfica del Láncara en el camino de Arintero (escama de Bodón).

contienen trilobites y equinodermos. La textura de estos nódulos no es homogénea sino que abundan los estilolitos en los que se concentra el cuarzo, la moscovita y el material arcilloso. Todas las muestras contienen algo de glauconita.

Zona b), los nódulos de esta zona están constituidos por calizas recristalizadas a seudospirita, la recristalización ha borrado completamente los restos orgánicos, aunque todavía puede reconocerse algún resto de trilobites y equinodermos. Contiene además material arcilloso (ilítico?) moscovita, cuarzo detrítico de tamaño limo, algunos feldespatos y glauconita en poca proporción. La muestra 106 contiene además algo de dolomita. Esta zona no contiene *Girvanella*.

Sucesión de Barrios de Luna.—Esta sucesión ha sido obtenida a lo largo de la carretera, en la margen izquierda del río; alcanza una potencia de unos 140 m. El nivel calcáreo tiene un espesor de unos 27 m y el nivel dolomítico (y de calizas grises de grano fino) alcanza 115 m.

El nivel dolomítico (y de calizas grises de grano fino) consta en la sucesión que se está estudiando, de dos partes bien diferenciables en el campo: una parte inferior dolomítica y una parte superior de caliza gris, que corresponden respectivamente a la dolomía de León y caliza gris de León de LOTZE (LOTZE & SDZUY, 1961). Desde el punto de vista petrográfico se puede dividir en cuatro zonas de las cuales las tres inferiores (a, b, c), corresponden a la dolomía de León y la superior (d) a la caliza gris de León:

Zona a) formada por dolomicritas con abundante piritita. La muestra 221 contiene además abundantes tinciones de hierro; en esta muestra, la dolomicrita no es de textura homogénea, ya que presenta abundantes áreas más o menos circulares de doloesparita, en estas áreas los rombos de dolomita muy bien desarrollados muestran una neta zonación separada por una película de óxidos de hierro.

Zona b) constituida por mallas y fragmentos de biolitos de algas, con abundantes bird's-eye. En la muestra 220 abunda mucho la piritita y aparecen abundantes grietas perpendiculares a la estratificación rellenas de esparita y algo de cuarzo detrítico de tamaño limo. Todas las muestras contienen piritita y están algo dolomitizadas (especialmente la 218). En la muestra 218 las láminas formadas por las mallas de algas presentan también signos de agrietamiento probablemente por retracción.

Zona c), formada por doloesparitas en las que no se reconocen trazas de la textura preexistente. La muestra 217 contiene cuarzo autógeno localizado en el interior de los cristales de dolomita. La muestra 218 presenta abundantes grietas rellenas de óxidos de hierro mezclados con material arcilloso.

Zona d), en toda esta zona dominan los biolitos de algas con abundantes bird's-eye y bastante dolomitizados. Hacia la parte media los biolitos se presentan en forma de estromatolitos, que según LOGAN, REZAK & GINSBURG (1964) serían del tipo LLH, en ocasiones se presentan los tipos LLH y SH e intercalados con ellos aparecen, aunque en menor proporción, capas con los de tipo SS. Según LOGAN *et al.* estas formas por comparación con las actuales indicarían: el tipo LLH (*Collenia*) un

ZONAS Y CONSTITUYENTES
PETROGRAFICOS

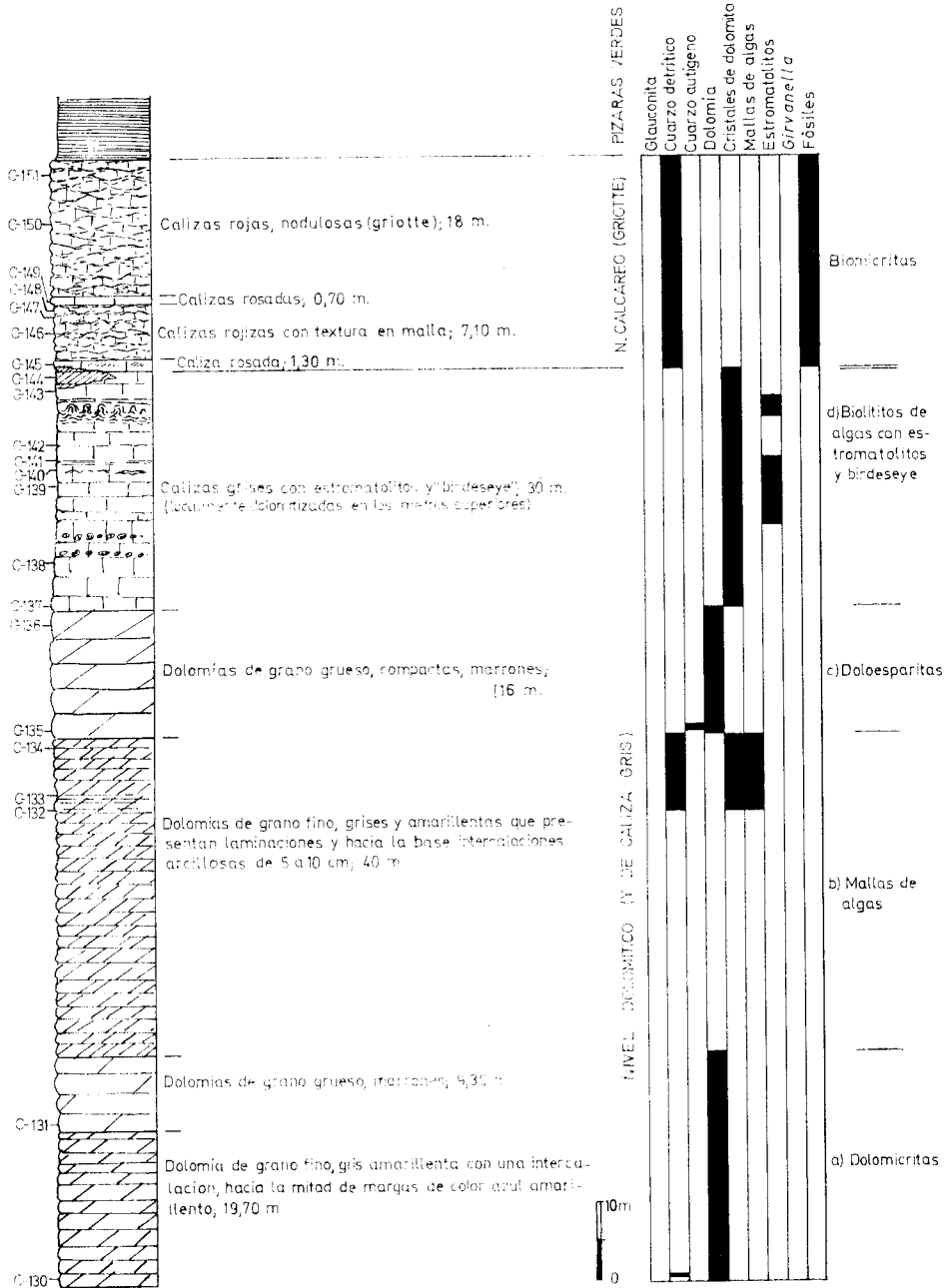


Fig. 6.—Columna estratigráfica del Lánacara en Barrios de Luna (margen izquierda del río).

medio litoral protegido; el tipo SH (*Cryptozoon*) un medio litoral expuesto y el tipo SS (oncolitos) un medio litoral bajo (siempre cubierto de agua). La existencia de los tres tipos en una misma sucesión vertical sugiere que ha habido variaciones del nivel del mar. No obstante, estos estromatolitos no alcanzan nunca el desarrollo que tiene un nivel intercalado en la dolomía, en la otra parte del valle y del que se hablará a continuación.

La sucesión que acaba de darse se refiere a la franja más septentrional del Láncara, ya que en Barrios de Luna el nivel del Láncara se presenta tectónicamente duplicado. La estratigrafía cambia no sólo de una franja a otra sino longitudinalmente dentro de la misma franja. Así por ejemplo en la margen derecha del río existe dentro de la dolomía un nivel de estromatolitos muy desarrollado como ya indican VAN DER MEER MOHR & SCHREUDER (1967). Los cambios de la estratigrafía pueden ser aún más importantes; en la franja más meridional falta la caliza gris de León, ya que la dolomitización ha afectado a todo el nivel.

El nivel calcáreo consta de una sola zona desde el punto de vista petrográfico. Está formado (a excepción de las muestras 207 y 203) por biomicritas con un elevado contenido en material arcilloso, óxidos de hierro, cuarzo detrítico de tamaño limo y moscovita, materiales que se concentran formando una malla que da a las calizas una estructura nodulosa. A la abundancia de óxidos de hierro se debe el que en el campo las calizas tengan una tonalidad roja intensa. Los restos orgánicos consisten en equinodermos, trilobites y braquiópodos. Todas las calizas descritas presentan muy poca recristalización de la matriz micrita-arcilla, no obstante hay pequeñas áreas recristalizadas a microesparita. Debido a la estructura nodulosa de las calizas hay zonas que son en realidad micritas fosilíferas. Las muestras 207 y 203 presentan otras características petrográficas. La muestra 203 tiene las mismas características descritas anteriormente con la diferencia de que el contenido en óxidos de hierro es muy bajo, lo mismo que el de material arcilloso; presenta bastantes áreas recristalizadas a microesparita y abunda la piritita. La muestra 207 es una biomicrita completamente recristalizada a seudoesparita en que a veces pueden reconocerse los restos de estructura orgánica (equinodermos, trilobites), contiene algo de cuarzo detrítico de tamaño limo, piritita y algo de óxidos de hierro. Las calizas a que pertenecen estas dos muestras tienen en el campo una tonalidad rosada (por el poco contenido en hierro).

Conclusiones y caracterización de la facies.—El estudio petrográfico de las dos sucesiones de la Formación Láncara, situadas en la región al W y al S de la Cuenca Carbonífera Central, pone de manifiesto que consta también de dos niveles distintos. Un nivel inferior dolomítico y un nivel superior calcáreo formado por biomicritas y micritas fosilíferas, con algunas características petrográficas algo distintas en las dos sucesiones.

El nivel dolomítico consta de dolomicritas, doloesparitas (sólo en la sucesión de Barrios de Luna) y alternando con ellas, bancos formados por mallas de algas (algal mats). La sucesión de Barrios de Luna presenta, además de los tipos citados,

biolitos de algas con bird's-eye y estromatolitos con diversas estructuras geométricas (*Collenia*, *Cryptozoon* y *Oncolitos*), localizados en la parte alta del nivel dolomítico. En el campo, este nivel se reconoce por la presencia de dolomías y calizas grises de grano fino.

El nivel calcáreo que se superpone al nivel dolomítico, está formado por biomicritas que constan de restos de trilobites y equinodermos y que son muy ricas en material arcilloso y están fuertemente teñidas de óxidos de hierro. En estas sucesiones, cuando existe recristalización del material calcáreo que rodea a los componentes fosilíferos, es del tipo microesparita. En la sucesión estudiada en la escama de Bodón (camino de Arintero), en las pizarras verdes que se superponen al nivel calcáreo, existen multitud de nódulos calcáreos en los que puede distinguirse una zona de micritas fosilíferas (con trilobites y equinodermos) ricas en material arcilloso y algas del género *Girvanella* y otra zona de calizas recristalizadas en que aún se pueden reconocer los restos de trilobites y equinodermos, pero no las *Girvanella*. En el campo, el nivel calcáreo se reconoce por su color rojo y por su facies de tipo "griotte".

Comparando estas sucesiones del Láncara con las que se han estudiado en la región al E de la Cuenca Carbonífera Central, puede indicarse que en las dos regiones el aspecto del nivel dolomítico es muy semejante, si bien hay que señalar que en la región al E de la Cuenca Carbonífera, no se han localizado las zonas de mallas de algas (algal mats) ni de estromatolitos.

Por lo que al nivel calcáreo se refiere, sí existen diferencias notables. Este nivel, en la región al W y S de la Cuenca Carbonífera, es mucho más arcilloso, menos glauconítico y en el campo presenta un aspecto más típicamente "griotte". Asimismo, la formación Oville no es tan glauconítica como en la región al E de la Cuenca Carbonífera Central. Estas diferencias, que se aprecian bien en el campo, justifican el que distingamos en el Cámbrico medio dos facies: Facies de Beleño situada al E de la Cuenca Carbonífera Central y Facies de Barrios, localizada al W y S de dicha cuenca.

DISTRIBUCIÓN DE LAS FACIES DE BELEÑO Y BARRIOS DE LUNA, EN EL CÁMBRICO MEDIO

Las dos facies caracterizadas, tienen una distribución que en sus grandes rasgos coincide con las dos unidades que separa la Cuenca Carbonífera Central y que se han denominado, Región de Mantos (al E de la cuenca) y Región de Pliegues y Mantos (al W y S) (JULIVERT, 1967 b). La facies de Beleño, se extiende por toda la Región de Mantos y en ella no se encuentran en ningún momento las típicas calizas griottes de Barrios de Luna, aunque las calizas son nodulosas y tienen a veces también tonos algo rojizos. La facies de Barrios, se extiende por toda la Región de Pliegues y Mantos, aunque en su parte más próxima a la Cuenca Carbonífera Central, puede aparecer ya la facies de Beleño, como sucede

en la zona junto a la Falla de León, al N del manto del Esla y también en las proximidades del Puerto de Pajares. Igualmente, pueden encontrarse facies intermedias, dentro de la Región de Pliegues y Mantos, especialmente en las unidades más próximas a la Cuenca Carbonífera Central. Por lo que respecta al límite oriental de la facies de Barrios, éste coincide con el Anticlinorio del Narcea; más al W no se ha proseguido el estudio, pero en la bibliografía existente no se citan facies griottes y tampoco han sido vistas en los recorridos que se han podido hacer por esta región. Así, pues, provisionalmente puede pensarse en una nueva facies al W del Anticlinorio del Narcea, que se podría llamar Facies de Vegadeo.

LOS YACIMIENTOS FOSILÍFEROS

Las faunas de trilobites permiten en el Cámbrico una zonación muy precisa (LOTZE & SDZUY, 1961; SDZUY, 1967); por ello se pueden establecer algunas correlaciones de detalle. Las faunas son abundantes en el nivel de pizarras verdes que se superpone a la caliza, pudiéndose encontrar en cualquier localidad en la que aflore este nivel. En la caliza se encuentra también fauna, aunque es difícil de separar. Se han hecho recolecciones en ocho localidades, que cubren el área del manto del Ponga y las escamas situadas entre este manto y la Cuenca Carbonífera Central.

La más oriental de estas localidades se encuentra junto a las minas de cinabrio de Riosol, cerca del Puerto de Tarna, en una escama situada inmediatamente por delante (y por debajo) del Manto del Ponga; a esta localidad se la llamará *Riosol*, al igual que en el trabajo de SDZUY (1967).

Cuatro de las localidades se encuentran dentro del manto del Ponga; estas localidades, empleando también la misma nomenclatura que en el trabajo de SDZUY, son las siguientes: *Tarna*, situada en el Km 12,5 de la carretera al Puerto de Tarna, entre los pueblos de Tarna y La Foz; *Carangas*, en el Km 2 del ramal que va a Carangas, desde la carretera de San Juan de Beleño; *Soto (de Caso)*, a unos 2 Km al SSW de este pueblo, en el afloramiento del Cámbrico más externo, de las varias escamas que afloran en la ventana del río Monasterio, junto a un camino, en la margen izquierda del río; *Cangas de Onís*, situada junto a las últimas casas del pueblo, a la salida hacia Parres (esta localidad, explorada recientemente por SDZUY, no se cita en el trabajo de este autor). A estos yacimientos puede añadirse el de *Sebares*, situado en el Km 5 de la carretera de Sebares a Cazo, en el frente de la escama de Espinaredo, que hacia el S se incorpora al Manto del Ponga (JULIVERT, 1965).

En posición más occidental se sitúan otros dos yacimientos, uno (*Tanes*) cerca del Km 47 de la carretera de Laviana a Campo de Caso (y al Puerto de Tarna), situado en el frente de la escama de Rioseco y otro (*Puerto de Vegarada*) a unos 3,5 Km al ENE del Puerto, al S del Pico de Fuentes.

Con excepción de los yacimientos de Cangas de Onís, Riosol y el Puerto de Vegarada, los demás han dado varios horizontes fosilíferos, que si bien próximos

entre sí pueden llegar a acusar diferencias de faunas. En Sebares se han reconocido cinco horizontes fosilíferos que se han denominado de abajo arriba de la A a la E. En Tarna tres horizontes (A, B, C, de abajo arriba) y en Carangas también tres (A, B, C). La posición de estos horizontes puede verse en las columnas estratigráficas que se dan de estas localidades (fig. 2, 3 y 4). El horizonte de Cangas de Onís, se sitúa en las pizarras verdes, a unos 5 m del techo de la caliza del Láncara. De Riosol se ha explotado un solo horizonte situado en el nivel de pizarras verdes, cerca de la base; este nivel de pizarras verdes tiene en Riosol, hacia la base, alguna intercalación de caliza de unos 5 cm de espesor.

En Soto de Caso se ha recogido fauna de seis horizontes (denominados de A, el inferior, a F, el más alto), situados todos en el nivel de pizarras verdes que se superpone a las calizas. La posición de estos horizontes es la siguiente: Soto A, a menos de 2 m por encima del techo de la caliza; B, unos 2-3 m por encima del horizonte anterior; C, unos 2-3 m más alto que el horizonte B; D, aproximadamente a unos 2 m por encima de C, la fauna fue recogida frente al establo que hay junto al camino a 1 m por encima de la superficie del camino; Soto E, se sitúa unos 3 m por encima del horizonte D y se localiza unos 2 m más al E del punto anterior; finalmente el horizonte F, se encuentra 1 m más alto y es el nivel más alto que existe en el afloramiento. Estas faunas están, pues, distribuidas en unos 12 m de pizarras verdes que se superponen inmediatamente al nivel calizo.

En Tanes se ha recolectado fauna de dos horizontes, el inferior (A) en los centímetros más altos del nivel calizo; el superior (B), en las pizarras verdes que se superponen, a unos 2 m por encima del techo de las calizas.

Por lo que respecta al yacimiento del Puerto de Vegarada, se ha recogido fauna de un solo horizonte, situado en las pizarras verdes, el afloramiento no es bueno pero la fauna no está alejada del techo de las calizas.

LOS DATOS APORTADOS POR LAS FAUNAS

Todos estos horizontes, situados en su mayor parte en el nivel de pizarras verdes y algunos de ellos en las calizas subyacentes, han permitido controlar con mucha precisión la posición del techo del nivel calizo. Sdzuy (1967), ha distinguido cuatro pisos en el Cámbrico medio inferior, que de arriba abajo son: Piso de *Solenopleuropsis*, Piso de *Pardailhania*, Piso de *Badulesia*, y Piso de *Paradoxides* (*Acadoparadoxides*), cada uno de ellos dividido además en varios niveles (véase Sdzuy, 1967, tabla 2). A continuación va a precisarse la posición del contacto entre el nivel calizo y el de pizarras verdes, para cada una de las localidades controladas por las faunas, de acuerdo con los datos dados por Sdzuy (1967).

En la localidad Riosol, situada en la unidad más oriental, el techo del nivel calizo queda dentro del piso de *Paradoxides* (*Acadoparadoxides*). La fauna recogida se sitúa en el límite entre el nivel de *Acadolenus* (el más alto del piso) y el de *Conocoryphe ovata*.

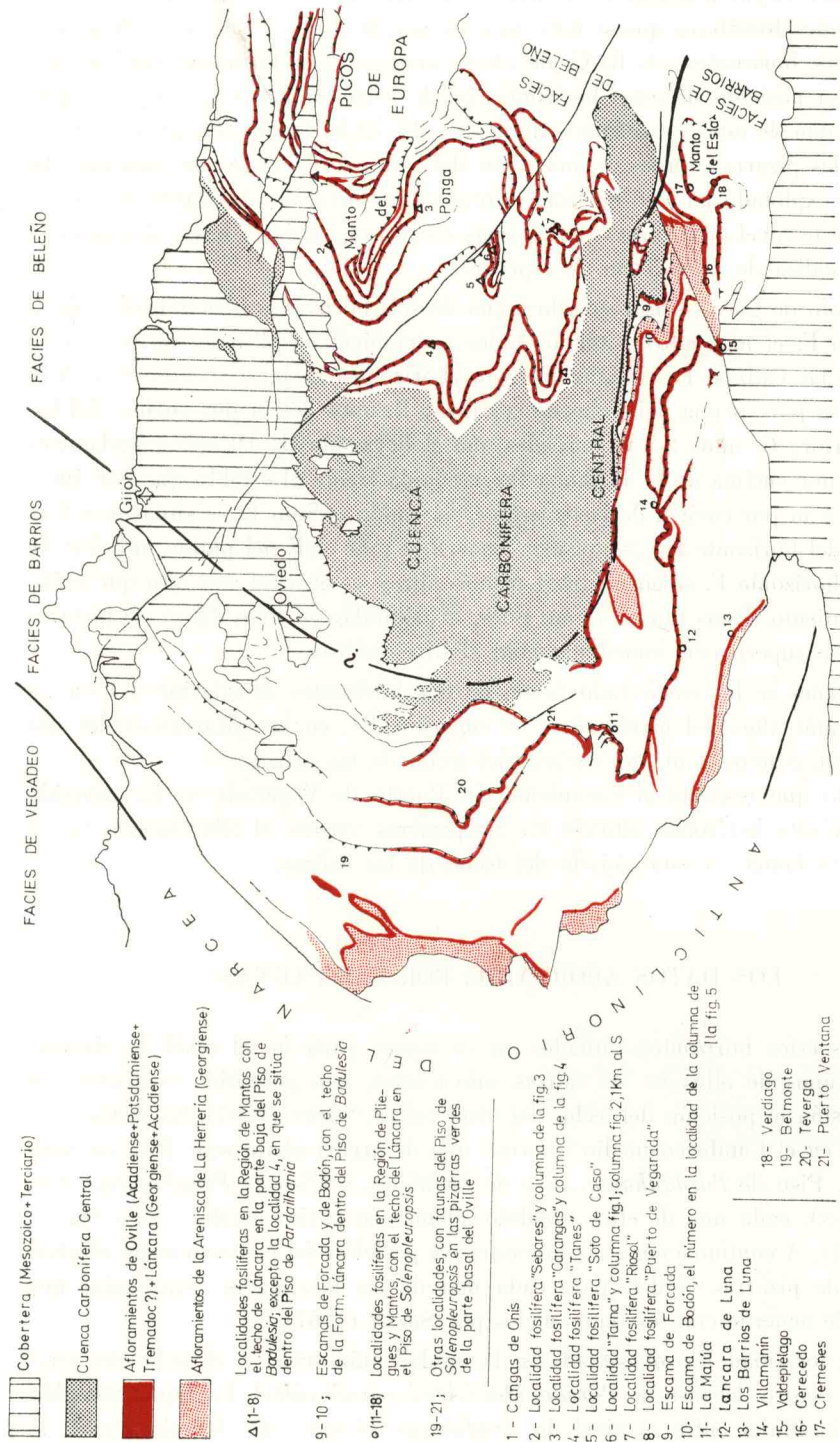


Fig. 7.—Mapa de afloramientos del Cámbrico de la Zona Cantábrica (según datos principalmente de DE SITTER 1962, JULIVERT 1967a, b y PELLO 1967), distribución de las diferentes facies del Cámbrico Medio (y Superior) y localización de las localidades fosilíferas.

En las localidades situadas en el manto del Ponga (Tarna, Carangas, Soto de Caso, Sebares y Cangas de Onís) el techo de la caliza se sitúa ligeramente más alto aunque la diferencia no es muy notable. En Carangas, la fauna del horizonte B, que se recogió en la parte más alta de la caliza, es semejante a la de Riosol; el límite entre caliza y pizarras verdes se encuentra entre los horizontes fosilíferos B y C. Por lo que respecta a la localidades Tarna, Soto de Caso, Sebares y Cangas de Onís, todas las faunas han sido recogidas en las pizarras verdes, aunque a muy poca distancia de la caliza. La fauna más baja de Tarna (A) corresponde al nivel de *Acadolenus* y las faunas más bajas de Soto de Caso y Sebares se sitúan o bien en la parte más alta del nivel de *Acadolenus* o en la más baja del piso de *Badulesia*. La fauna de Cangas de Onís, contiene *Acadolenus inornatus* SDZUY, *Parabailiella* cf. *schmidti* SDZUY y *Paradoxides* sp., y corresponde al mismo nivel que Tarna A (según comunicación del Prof. SDZUY). Esto significa que para las cinco localidades consideradas el techo de la caliza se sitúa dentro del nivel de *Acadolenus* y como las cinco localidades están bien distribuidas a través del manto del Ponga puede pensarse que éste es un hecho general para esta unidad.

Por lo que se refiere a las dos localidades situadas en unidades más occidentales (Puerto de Vegarada, Tanes) han dado faunas más altas aún que las de los horizontes fosilíferos más elevados del nivel de pizarras verdes en Soto de Caso y en Sebares. Las dos faunas de Tanes se sitúan ambas en el piso de *Pardailhanina*, una en el límite inferior y la otra en la parte más alta del nivel de *Pardailhanina hispanica* y como la inferior está situada en la parte más alta de la caliza, y la superior queda ya dentro del nivel de pizarras verdes, esto sitúa suficientemente el límite. La fauna del Puerto de Vegarada aunque contenida en el nivel de pizarras verdes es más baja que la de Tanes, en la localidad de Puerto de Vegarada es donde más imprecisa queda la posición del techo de la caliza.

En conclusión, puede aceptarse que en todo el manto del Ponga la posición del techo de la caliza se mantiene constante o con pocas variaciones, situándose en la parte más alta del piso de *Paradoxides* (*Acadoparadoxides*); incluso la localidad de Riosol, ligeramente más oriental, se aparta poco de esta disposición. Hacia el W, pero dentro aún de la Región de Mantos, el techo de la caliza parece ascender, aunque este hecho no ha sido controlado en un número suficiente de localidades, de modo que no puede estarse seguro del valor general que tenga la observación de Tanes. Sobre este punto se volverá a insistir.

Si se compara ahora con las unidades situadas al W (y al S) de la Cuenca Carbonífera Central (Región de Pliegues y Mantos, JULIVERT, 1967b), se observa que las faunas citadas hasta ahora, procedentes de las pizarras verdes, corresponden al piso de *Solenopleuropsis*. Tal sucede con las faunas de la región de Barrios de Luna, Puerto Ventana, Belmonte, etc. Recientemente, nuevas recolecciones llevadas a cabo por el Prof. SDZUY permiten dar mayores precisiones. En los afloramientos del Cámbrico medio correspondientes a las unidades más próximas al Anticlinorio del Narcea, el techo de la Formación Láncara se sitúa dentro del Piso de *Solenopleuropsis*; tal puede afirmarse para las localidades de Cerecedo,

Barrios de Luna, Láncara de Luna y Villamanin, con menos seguridad para La Majua y casi con seguridad para Valdepiélagu, Verdiagu y Cremenes (comunicación personal del Prof. Sdzuy), y aunque no se hayan hecho recolecciones tan cuidadosas, la misma posición señalan las faunas de *Solenopleuropsis* de la región de Puerto Ventana, Teverga y Belmonte; es decir, que esta posición quedaría confirmada para la escama (o manto) de Correcilla (DE SITTER, 1962) y su prolongación W (Láncara) y NW (manto de Somiedo, región de Belmonte), así como para la región del manto del Esla. Por lo que respecta a las unidades más próximas a la Cuenca Carbonífera Central, recientemente Sdzuy (comunicación personal), ha recogido fauna en el valle del Porma, en la escama de Bodón, que permite afirmar que en esta localidad el techo del Láncara se sitúa dentro del nivel de *Acadolenus*, es decir, en posición idéntica a la del manto del Ponga. Esta posición probablemente se mantiene a lo largo, por lo menos, de buena parte de las escamas de Bodón y Forcada. Es decir, que, por lo que se refiere a la posición del techo de la Formación Láncara, el extremo E de las escamas de Bodón y Forcada tiene las mismas características que la Región de Mantos. Es interesante recordar al respecto, que la facies de Beleño se encuentra no solo en la Región de Mantos, sino que se ha reconocido también en algunas localidades de la región de Pliegues y Mantos (al N del manto del Esla, cerca de la falla de León, en el Puerto de Pajares) próximas, claro está, a la Cuenca Carbonífera Central. No obstante, en las escamas de Forcada y Bodón (nomenclatura de DE SITTER, 1962) las características del Láncara corresponden prácticamente a la Facies de Barrios; es de señalar de todos modos, que en la sucesión estudiada, en la escama de Bodón, existe algo de glauconita y, sobre todo, la presencia de numerosos nódulos calizos en el nivel de pizarras verdes, hecho que puede interpretarse como un anuncio del ascenso del techo de la caliza, que tiene lugar más al S.

Así pues, se observa que el techo de la Formación Láncara es oblicuo con respecto a las líneas isocronas y que asciende regularmente hacia la convexidad del arco (*); la localidad Tanes representa la única anomalía a esta regularidad. Se observa también que en líneas generales, hay una cierta coincidencia entre: 1) Facies de Beleño, posición del techo de la caliza en el nivel de *Acadolenus* (o en casos excepcionales dentro del Piso de *Pardailhania*), extensión geográfica, la Región de Mantos penetrando algo en la Región de Pliegues y Mantos; 2) Facies de Barrios, posición del techo de la caliza (Láncara) dentro del piso de *Solenopleuropsis*, extensión geográfica la Región de Pliegues y Mantos.

Las excepciones encontradas a este esquema se refieren a las unidades más septentrionales de los valles del Porma y Curueño, a la zona al N del manto del Esla y al Puerto de Pajares. Es interesante señalar que precisamente las escamas de Forcada y Bodón, en la zona del Porma y el Curueño, carecen de Silúrico y Devónico, al igual también que la Región de Mantos y a diferencia de la Región de Pliegues y Mantos a la que tectónicamente corresponden.

(*) En cambio parece ocupar una posición constante en el tiempo la primera capa de arenisca que aparece por encima del Láncara (según comunicación del Prof. Sdzuy).

Aunque no se ha llevado el estudio más al W del Anticlinorio del Narcea, conviene señalar que al W del Anticlinorio se han señalado nuevamente faunas bajas (WALTER, 1963; SDZUY, 1967), no obstante no existe todavía un número suficiente de localidades controladas. Sería interesante al respecto precisar la posición del techo de la caliza en el mayor número de localidades posible.

Sería interesante también estudiar la posición del límite entre el nivel de dolomías y calizas de grano fino y el nivel de calizas de aspecto más o menos griotte que se le superpone. Para la región de Beleño, el único dato se refiere a Carangas, de donde se obtuvo una fauna (Carangas A) de la parte inferior del nivel de calizas; esta fauna se sitúa en la parte inferior del nivel de *Conocoryphe ovata*.

CONSIDERACIONES SOBRE EL MEDIO DE DEPOSITO

Origen y medio de depósito del nivel dolomítico.—El origen de las dolomías constituye uno de los grandes misterios de la sedimentología y por ello ha dado lugar a grandes debates. No obstante, en los últimos quince años parece que el misterio empieza a esclarecerse en parte gracias a los estudios que se llevan a cabo en el dominio de la sedimentación carbonatada actual, principalmente en las Bahamas, Golfo Pérsico, Bahía de Florida, Australia, etc., y en parte por la aplicación de los mecanismos actuales de formación de las dolomías a las formaciones carbonatadas antiguas. Por ello el origen sedimentario de la mayoría de las dolomías pertenecientes a formaciones antiguas (paleozóicas, mesozóicas, etcétera) es ya un hecho universalmente admitido y, en general, es considerado como consecuencia de un proceso de reemplazamiento de sedimentos constituídos por carbonato cálcico en dolomías, a partir de salmueras hipersalinas; aunque recientemente FRIEDMAN & SANDERS (1967) indican que la formación de dolomías penecontemporáneas a partir de salmueras, pero en forma de micrita o de cristales de grano fino es más frecuente de lo que se ha interpretado hasta hoy y por ello distinguen entre otros, dos grandes grupos de dolomías, las singenéticas y las diagenéticas (formadas por reemplazamiento). El principal problema en la mayoría de los casos estriba en poder explicar cómo se forman estas salmueras. De las diversas hipótesis propuestas hay actualmente, según FRIEDMAN & SANDERS (1967), dos procesos principales que pueden explicar la formación de la mayoría de las dolomías. Las salmueras pueden formarse por: 1) “concentración capilar”, en este proceso el movimiento capilar del agua del mar “hacia arriba” es el mecanismo predominante; 2) “reflujo”, mediante un proceso de flujo “hacia abajo” de las salmueras muy densas y que actuaría principalmente en los medios restringidos.

En el proceso de formación de salmueras por “concentración capilar” (término aplicado por MUELLER en 1960 para explicar la formación de depósitos no marinos de nitratos, en Chile) el agua intersticial de los sedimentos carbona-

tados marinos, muy porosos, que a veces puede tener una salinidad casi normal, transpira "hacia arriba" y se concentra en sales por un mecanismo de evaporación-transpiración. La formación de las salmueras por este mecanismo requiere que exista una temperatura elevada y un exceso de evaporación sobre el aporte de aguas del exterior al medio sedimentario, si esto tiene lugar y el clima es húmedo (como sucede en las Bahamas o Florida) únicamente se formará dolomita a partir de las salmueras; en cambio si el clima es árido como sucede en las *sebkhas* del Golfo Pérsico además de dolomita se forman anhidrita, yeso y halita. Este proceso conduce a la formación de dolomías (por precipitación o reemplazamiento) principalmente en los medios litorales. Estos medios poseen unos rasgos sedimentarios característicos que permiten reconocerlos fácilmente en las formaciones antiguas: calizas y dolomías ricas en pelets (es frecuente que las dolomías sean de tipo dolomicritas); ausencia de fósiles; abundante flora en forma de algas calcáreas que, generalmente, se desarrollan en forma de mallas de algas y que a veces llegan a constituir espesos estromatolitos, oncolitos, etc. Estos materiales presentan además estructuras sedimentarias que también son típicas del medio litoral: laminaciones (paralelas o no), "boudinages" sedimentarios, "bird's-eye", canales rellenos de oolitos o intraclastos, etc. Estas características las presentan los sedimentos actuales de las Bahamas (BLACK, 1933; GINSBURG, 1960; PURDY & IMBRIE, 1964; SHINN et al., 1965); Florida (GINSBURG et al., 1954); Golfo Pérsico (WELLS, 1962; ILLING et al., 1965); Antillas (DEFNEY et al., 1965); Australia (LOGAN, 1961) y también se han citado en formaciones antiguas de diversas edades, entre estas publicaciones cabe citar los trabajos de LAPORTE (1967), SCHENK (1967) y ROEHL (1967).

El nivel dolomítico de la Formación Láncara está constituido por: dolomicritas, la mayoría de ellas con laminaciones paralelas y por diversos tipos de calizas más o menos dolomitizadas: pelmicritas con laminaciones, pelesparitas, biolitos de algas con estructuras en "bird's-eye", mallas de algas y estromatolitos. En las zonas de dolomicritas las salmueras hipersalinas habrían dado lugar a la precipitación de dolomita de grano fino o bien habrían dolomitizado (por reemplazamiento) un fino barro calcáreo. En las zonas de pelesparitas, biolitos de algas y estromatolitos las salmueras habrían dolomitizado parcialmente, por reemplazamiento, el material calcáreo pre-existente y en algunos casos como por ejemplo en las zonas *c* de las sucesiones de Barrios de Luna y Sebares el reemplazamiento habría sido total originándose doloesparitas que no han conservado traza de la textura original de la roca; en la parte alta de la zona *a* de Sebares las doloesparitas presentan vestigios de pelets, que constituirían la roca original.

Por tanto el nivel dolomítico de la Formación Láncara del oriente de Asturias presenta unas características petrográficas análogas en todas las sucesiones estudiadas, que por comparación con las que presentan los sedimentos recientes de las Bahamas, Florida, Golfo Pérsico, etc., indican un medio de depósito litoral en el que los procesos que actuaron dando origen a las dolomías y calizas dolomitizadas fueron muy semejantes a los actuales.

Origen y medio de depósito del nivel calcáreo.—El nivel calcáreo de la Formación Láncara, que se superpone siempre al nivel dolomítico indica unas condiciones de depósito distintas a las del nivel dolomítico. Todas las calizas que forman dicho nivel calcáreo tienen unas características que indican su depósito en un medio nerítico poco profundo; están constituidas por calizas muy ricas en fósiles (trilobites, equinodermos, braquiópodos) que sólo en ocasiones se presentan fragmentados y redondeados. Debido a los procesos de recristalización que han sufrido estas calizas, durante la diagénesis parece difícil saber si se trataba de biomicritas o bioesparitas; no obstante, en la mayoría de los casos la recristalización no es completa y las áreas no recristalizadas se ve que están constituidas por micrita por lo que hemos considerado que todas las calizas se depositaron en forma de biomicritas. Las biomicritas de la parte inferior del nivel calcáreo contienen además agregados (pelets) de algas azul-verdes del género *Girvanella*; según KLEMENT & TOOMEY (1967) estas algas se presentan en medios marinos de aguas poco profundas, generalmente a una profundidad inferior a los 50 m y en cualquier tipo de zona climática. Tal vez estas mismas algas contribuyeron con su acción destructiva a la formación de la micrita que rodea al resto de constituyentes. Como materiales accesorios que acompañan a las biomicritas tenemos: glauconita, cuarzo detrítico de tamaño limo, óxidos de hierro, moscovita y algo de feldespatos.

Conclusiones.—En resumen podemos indicar las conclusiones siguientes:

1. El estudio petrográfico detallado de la Formación Láncara del oriente de Asturias pone de manifiesto la existencia de dos niveles carbonatados con facies distintas: un nivel inferior dolomítico y un nivel superior calcáreo.
2. Las características del nivel dolomítico son análogas a las que presentan los sedimentos carbonatados litorales actuales de las Bahamas, Florida, Golfo Pérsico, Antillas y Australia. De ello se deduce que el medio de depósito de este nivel del Láncara tuvo lugar en un medio litoral análogo al actual (especialmente al de las Bahamas y Florida).
3. Algunas diferencias locales dieron lugar a variaciones dentro de las características petrográficas del nivel dolomítico que a grandes rasgos es análoga en todas las sucesiones. Así por ejemplo el desarrollo de estromatolitos en la región de Barrios de Luna que no se presenta en las otras sucesiones.
4. El nivel superior calcáreo representa tanto por la características petrográficas como contenido en fauna, estructuras sedimentarias, etc., un medio de depósito nerítico.
5. La distribución vertical de estos niveles en la Formación Láncara sugiere una sucesión transgresiva.

BIBLIOGRAFIA

- BLACK, M., 1933.—The algal sediments of Andros Island, Bahamas. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, Ser. B, n. 222, pp. 165-192.
- COMTE P., 1959.—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 60, pp. 1-440, 6 fig., 1 map., Madrid.
- CURTIS, R., EVANS, G., KINSMAN, D. J. J. & SHEARMAN, D. J., 1963.—Association of dolomite and anhydrite in the recent sediments of the Persian Gulf. *Nature*, vol. 197, pp. 679-680.
- DAPPLES, E. C., 1967.—Silica as an agent in diagenesis. In *Diagenesis in sediments* (LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V., edit.). *Developments in sedimentology*, n. 8, pp. 323-342, 1 fig., 2 tbs., Elsevier Publ. Co., Amsterdam.
- DEFREYES, K. S., LUCIA, F. J. & WEYL, P. K., 1965.—Dolomitization of Recent and Pliopleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherland Antilles. In *Dolomitization and Limestone Diagenesis-A Symposium* (PRAY, L. C. & MURRAY, R. C., edit.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publ.* n. 13, pp. 71-88, 18 fig., 1 tb.
- FOLK, R. L., 1959.—Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, v. 43, n. 1, pp. 1-38, 7 fig., 2 tbs., 5 lám., Tulsa.
- FOLK, R. L., 1962.—Spectral subdivision of limestone types. In *Classification of Carbonate Rocks-A Symposium* (W. E. HAM, edit.). *Am. Ass. Petr. Geol., Mem.* n. 1, pp. 62-84, 7 fig., 3 tbs., 1 lám., Tulsa.
- FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. E., 1967.—Origin and occurrence of dolostones. In *Carbonate Rocks: origin, occurrence and classification* (CHILINGAR, G. V., BISSELL, H. J. & FAIRBRIDGE, R. W., edit.). *Developments in Sedimentology* 9A, pp. 267-348, 2 fig., 6 tbs., 2 lám., Elsevier Publ. Co., Amsterdam.
- GINSBURG, R. N., ISHAM, L. B., BEIN, S. J. & KUPERBURG, J., 1954.—Laminated algal sediments of South Florida and their recognition in the fossil record. *Marine Lab. Univ. Miami*, Rept. 54-21, 33 pp., Coral Gables.
- GOMEZ DE LLARENA, J., 1946.—Nuevos yacimientos cámbricos de la Babia Baja (León) y Teverga (Asturias). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 44, pp. 101-111, 2 fig., 2 lám., Madrid.
- HINTZE, L. F., 1953.—Silicification of Ordovician fossils in Utah and Nevada. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 64, n. 12, part. 2, p. 1508, New York.
- ILLING L. V., WELLS, A. J. & TAYLOR, J. C. M., 1965.—Penecontemporary Dolomite in the Persian Gulf. In *Dolomitization and Limestone Diagenesis-A Symposium* (PRAY, L. C., & MURRAY, R. C., edit.). *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publ.*, n. 13, pp. 83-111, 10 fig., 1 tbl., Tulsa.
- JULIVERT, M., 1965.—Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chaîne Cantabrique (étude géologique de la région à l'Est du bassin central, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 7, (7a sér.) n. 4, pp. 644-651, 2 fig., Paris.
- JULIVERT, M., 1966.—Sur la présence du Cambrien à l'Est des Asturies (Chaîne Cantabrique, Espagne). *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 263, (série D), n. 16, pp. 1.033-1.035, Paris.
- JULIVERT, M., 1967a.—La ventana tectónica del Río Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España), *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n. 1, pp. 1-26, 3 fig., 1 map., Oviedo.
- JULIVERT, M., 1967b.—La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n. 1, pp. 59-76, 5 fig., 1 map., Oviedo.
- KATZ, A. & FRIEDMAN, G. M., 1965.—The preparation of stained acetate peels for the study of carbonate rocks. *J. Sed. Petrol.*, vol. 35, n. 1, pp. 248-249, Menasha.

- KLEMENT, K. W. & TOOMEY, D. F., 1967.—Role of the Blue-Green Alga *Girvanella* in Skeletal Grain Destruction and Lime-Mud Formation in the Lower Ordovician of West Texas. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 37, n. 4, pp. 1.045-1.051, 7 fig., Menasha.
- LAPORTE, L. F., 1967.—Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, vol. 51, n. 1, pp. 73-101, 34 fig., 3 tbs., Tulsa.
- LOGAN, B. W., 1961.—*Cryptozoon* and associate stromatolites from the Recent Shark Bay, Western Australia. *J. Geol.*, vol. 69, n. 5, pp. 517-533, 3 fig., 2 lám., Chicago.
- LOGAN, B. W., REZAK, R., GINSBURG, R. N., 1964.—Classification and environmental significance of algal Stromatolites. *Jour. Geol.*, vol. 72, n. 1, pp. 68-83, 5 fig., 4 lám., Chicago.
- LOTZE, F., 1957.—Zum Alter norwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1957, H. 10, pp. 464-471, Stuttgart.
- LOTZE, F. & SDZUY, R., 1961.—Das Kambrium Spaniens. *Akad. Wiss. Lit. Mainz., Abh. Math. Naturw. Kl., Jahrg* 1961, n. 6, pp. 283-498, 48 fig., 12 tbl.; n. 7, pp. 499-594, 23 fig., 15 lám.; n. 8, pp. 595-693, 30 fig., 19 lám., Wiesbaden.
- MARCOS, A., 1967.—Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (Región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo n. 1, pp. 39-46, 1 fig., 1 map., Oviedo.
- OELE, E., 1964.—Sedimentological aspects of four Lower-Paleozoic Formations in the Northern part of the Province of León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 30, pp. 1-99, 56 fig., 8 tbs., Leiden.
- PELLO, J., 1967.—Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la cuenca minera central de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n. 1, pp. 27-38, 1 fig., 1 map. Oviedo.
- PELLO, J. & PHILIPPOT, A., 1967.—Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (zone orientale des Asturies, NW de l'Espagne). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 4, pp. 156-157, 1 fig., Paris.
- PURDY, E. G. & IMBRIE, J., 1964.—Carbonate sediments, Great Bahama Banks, *Geol. Soc. Amer. Guidebook*, Ann. Meeting, 66 pp.
- ROEHL, P. O., 1967.—Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analogs of recent low-energy marine and subaerial carbonates, Bahamas. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 51, n. 10, pp. 1.979-2.032, 48 figs., Tulsa.
- SCHENK, P. E., 1967.—The Macuber formation of the Maritime Provinces, Canada—A Mississippian analogue to recent strand-line carbonates of the Persian Gulf. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 37, n. 2, pp. 365-376, 20 fig. Menasha.
- SDZUY, K., 1967.—Trilobites del Cámbrico Medio de Asturias. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n. 1, pp. 77-134, 1 fig., 10 láms., Oviedo.
- SHINN, E. A., GINSBURG, R. N. & LLOYD, R. M., 1965.—Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In: Dolomitization and Limestone Diagenesis, A Symposium (PRAY, L. C. & MURRAY, R. C., edit.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, n. 13, pp. 112-123, 9 fig., 1 tb., Tulsa.
- SITTER, L. U. De, 1962.—The structure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 26, pp. 255-264, 3 lám. f.t., Leiden.
- SITTER, L. U. De, 1966.—L' "ammonitico rosso" paléozoïque du Nord de l'Espagne. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, fasc. 2, pp. 74-75, Paris.
- VAN DER MEER MOHR, C. G. & SCHREUDER, G.A.N.H., 1967.—On the petrography of the Lancara Formation from the Sierra de la Filera (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 38, pp. 185-189, 3 fig., 3 lám., Leiden.

- WALTER, R., 1963.—Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums in Galicien (Nordwest-Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 117 (Fest-band Lotze), n. 1-3, pp. 360-371, 1 map., Stuttgart.
- WELLS, A. J., 1962.—Recent dolomite in the Persian Gulf. *Nature*, vol. 194, pp. 274-275.
- WOLF, K. H., 1965.—Littoral environment indicated by open-space structures in algae limestones. *Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol.*, vol. 1, pp. 183-223, 6 fig., 8 tbs., 10 lám., Amsterdam.

G L O S A R I O

- Biolitito** (Biolithite) = Término petrográfico que se aplica a rocas constituidas por organismos (fauna y/o flora) que crecen y permanecen *in situ*. Se distinguen biolititos de algas, biolititos de corales, etc., según el organismo que los construya.
- Biomicrocrista** (Biomicrocrite) = Término petrográfico para designar una roca carbonatada formada por un predominio de organismos, fragmentados o no, que están englobados en microcrista. Si los organismos tienen un tamaño superior a 2 mm se denominan *biomicrocristas*.
- Biomicrocristita** (Biomicrocristite) = Véase *biomicrocrista*.
- Bird's-eye** o *birdseye* = Manchas regulares e irregulares rellenas de esparita que se presentan en calizas de diversos tipos pero en especial microcristas (*microcrista* FOLK, 1959, 1962) o ricas en pellets (*dispelet* WOLF, 1960). Parecen haberse originado por uno (o varios) de los procesos siguientes: 1) esparita que ha precipitado en las galerías excavadas por animales o en el interior de tubos de gusanos; 2) esparita que rellena cavidades en el interior de biolititos de algas, como los que se originan por acción de las algas azul-verdes de los medios litorales; 3) esparita que rellena espacios originados por slumping o agrietamiento de sedimentos carbonatados blandos. Tienen aspectos de fracturas (con las paredes deformadas) rellenas; 4) esparita que rellena espacios dejados por el escape de burbujas de gas; 5) por "remaniement" y redépósito rápido de un sedimento poco consolidado entre los que quedan manchas irregulares de esparita. Es difícil a veces diferenciar este tipo de roca de una intraesparita; 6) por recristalización parcial (en manchas) de un barro calcáreo.
- Doloesparita** (Doloesparite) = Término petrográfico que designa las dolomías de grano grueso (generalmente superior a 0,02 mm).
- Dolomicrocrista** (Dolomicrocrite) = Término petrográfico para designar las dolomías de grano fino. Se pueden formar por precipitación o por dolomitización de una microcrista. Las dolomicrocristas son frecuentes en las sucesiones de evaporitas.
- Esparita** (Sparite) = En la actualidad, este término se usa en sentido descriptivo para designar cualquier tipo morfológico de calcita y aragonito transparente. Puede originarse principalmente por: 1) precipitación (= *ortoesparita*); 2) recristalización (= *pseudoesparita*). Suele tener un tamaño superior a 0,02 mm; si el tamaño oscila entre 0,05 y 0,02 mm se denomina *microesparita*.
- Estromatolito** (Stromatolite) = Sedimento con estructuras laminares formado por algas calcáreas que fijan partículas detríticas de tamaño arena y más fino y/o carbonato cálcico de precipitación. LOGAN et al, 1964, los clasifican de acuerdo con la forma geométrica de la estructura en tres formas principales: 1) LLH (laterally linked hemispheroids) semiesferas unidas lateralmente; 2) SH (Stacked hemispheroids) semiesferas superpuestas verticalmente, y 3) SS (spheroidal structures) estructuras esféricas (= *oncolitos*). Las estructuras LLH y SH suelen combinarse dando una serie de formas compuestas. La forma es útil como indicador del medio sedimentario.
- Malla de Algas** (Algal mat) = Malla formada por algas calcáreas unicelulares y filamentosas que impregnan la superficie de un sedimento y que forman en ella un revestimiento elástico de más de 5 mm de espesor. El complejo malla-sedimento puede presentar un gran número de especies de algas en el que las especies filamentosas suelen predominar (LOGAN, 1961).

Micrita (Micrite) = Término descriptivo para designar un material calcáreo consolidado o no de tamaño fino, generalmente inferior a 0,005 mm. Puede tener un origen químico o mecánico.

Micrita fosilífera (Fossiliferous micrite) = Término petrográfico para designar una roca constituida por un predominio de micrita en la que se encuentran diseminados organismos fósiles (entre 1 y 10 %).

Microesparita (Microsparite) = Véase *esparita*. Según Folk (1965) se origina por recristalización, para otros autores es un limo calcáreo detrítico (característico de las facies arrecifales).

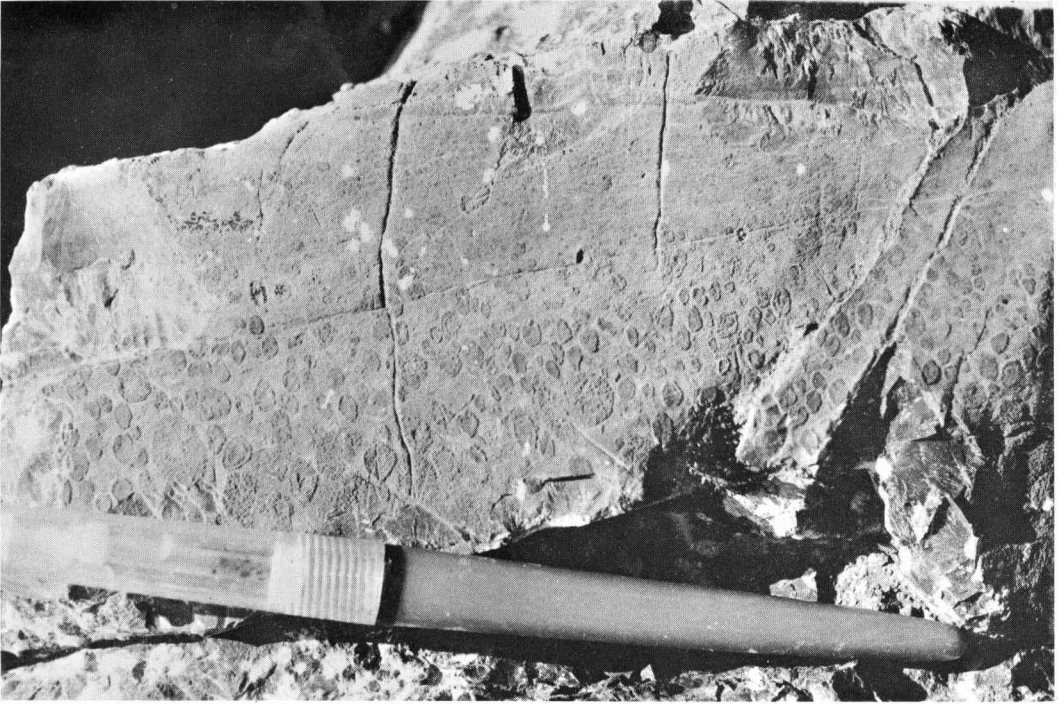
Oncolito (Oncolite) = Véase *estromatolito*.

Pelesparita (Pelsparite) = véase *pelet*.

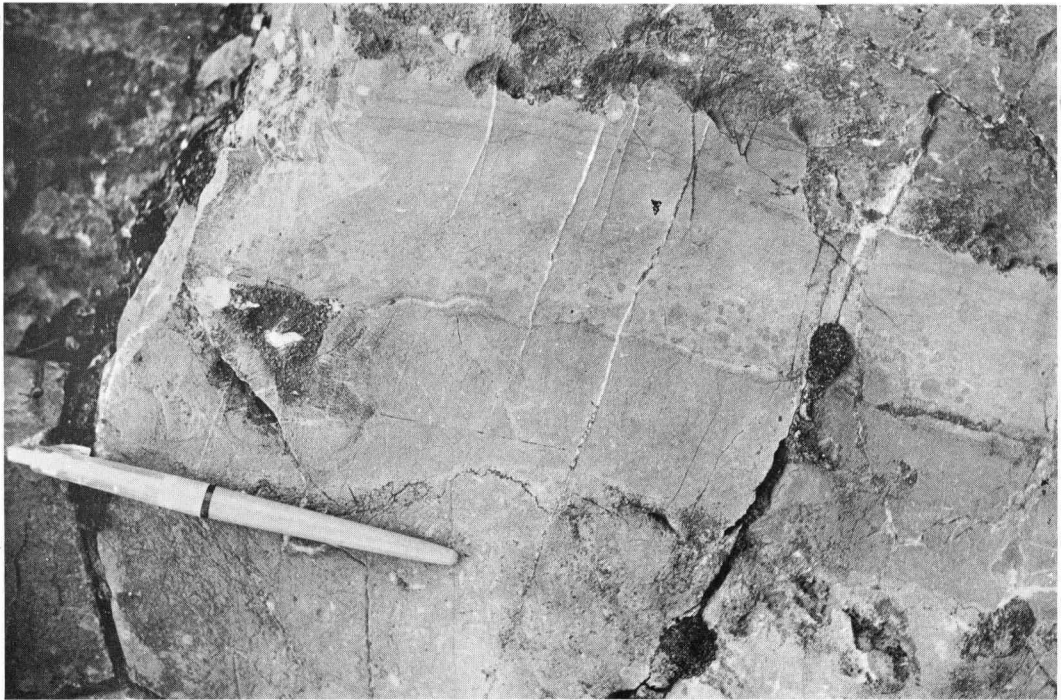
Pelet (Pellet) = Término descriptivo que indica granos constituidos de micrita, desprovistos de estructura interna, de forma en general ovoide y de tamaño pequeño (< 0,15 mm), generalmente de 2-4 μ . Su origen puede ser por uno (o varios) de los procesos siguientes: 1) fecal; 2) por aglutinación orgánica; 3) precipitación inorgánica y cementación; 4) recristalización; 5) a partir de algas. Los pellets pueden estar unidos por micrita o por esparita y a dichas rocas se las denomina *pelmicritas* y *pelesparitas*, respectivamente.

Pelmicrita (Pelmicrite) = Véase *pelet*.

Seudoesparita (Pseudosparite) = Véase *esparita*.



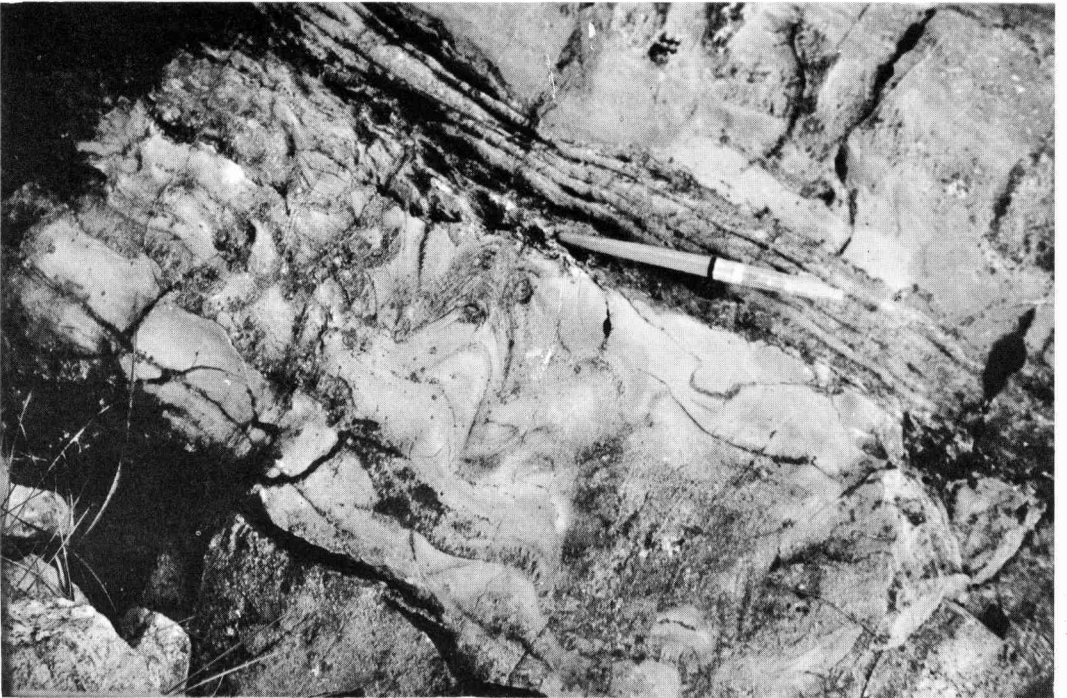
Oncolitos en la caliza gris de Barrios de Luna.



Oncolitos en la caliza gris de Barrios de Luna.



Estromatolitos en una zona caliza dentro del nivel dolomítico, en Barrios de Luna, margen derecha del río.



Estromatolitos en la caliza gris, Barrios de Luna, margen izquierda del río.



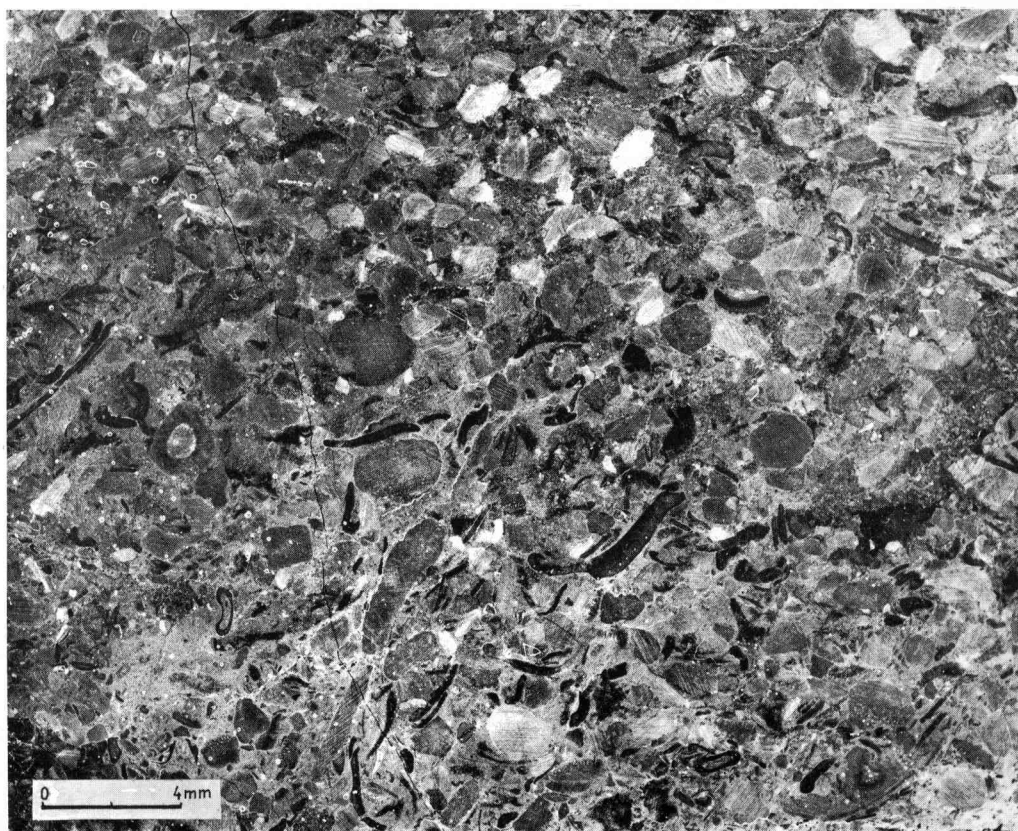
Caliza con «birdseyes» en la caliza gris de Barrios de Luna, margen izquierda del río.



Caliza roja nodulosa («griotte») en Barrios de Luna (muestra C-150 de la columna de la fig. 6; negativo).



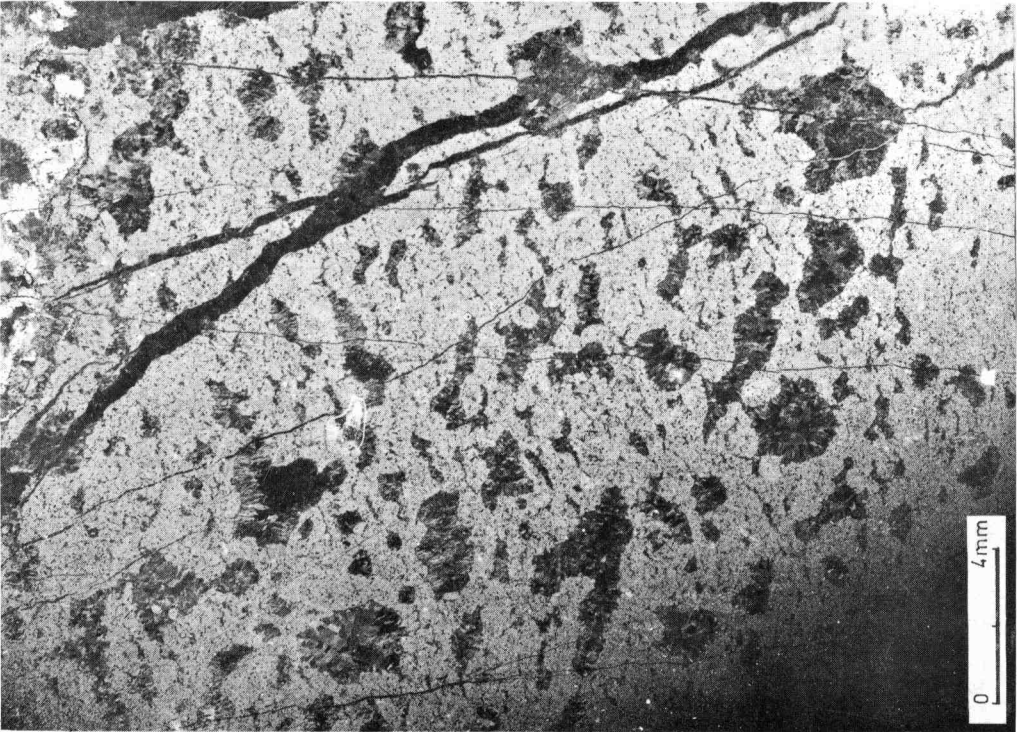
Laminaciones y «slumpings» de una pelmicrita en el nivel dolomítico (muestra C-24, fig. 3; negativo)



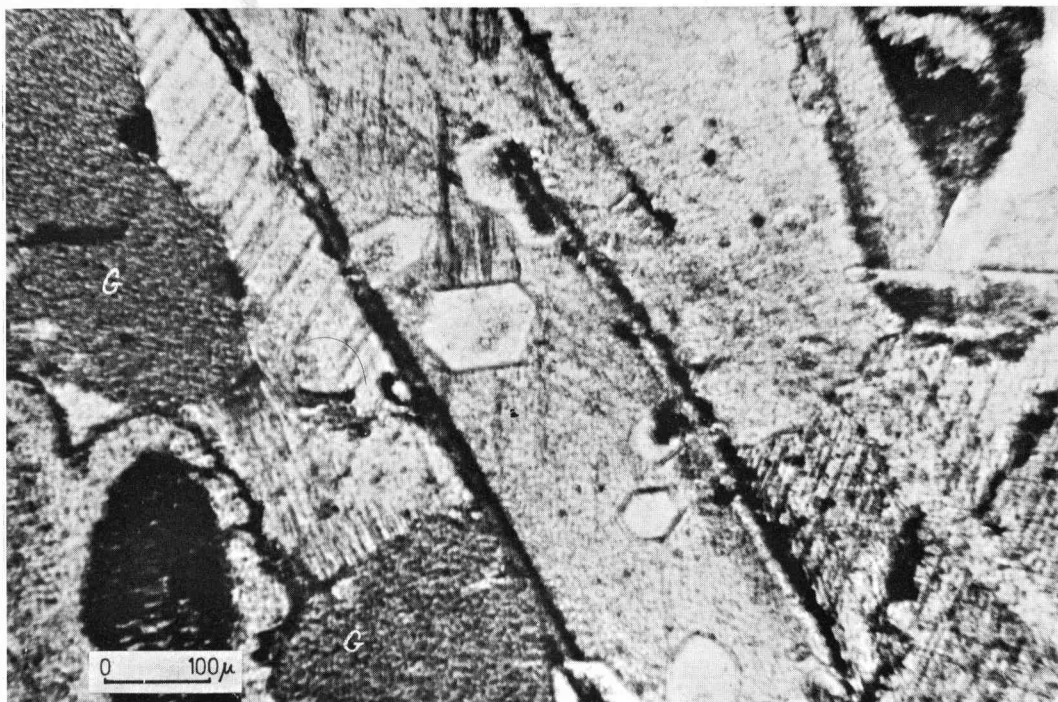
Nivel calcáreo (muestra C-94, fig. 1; negativo).



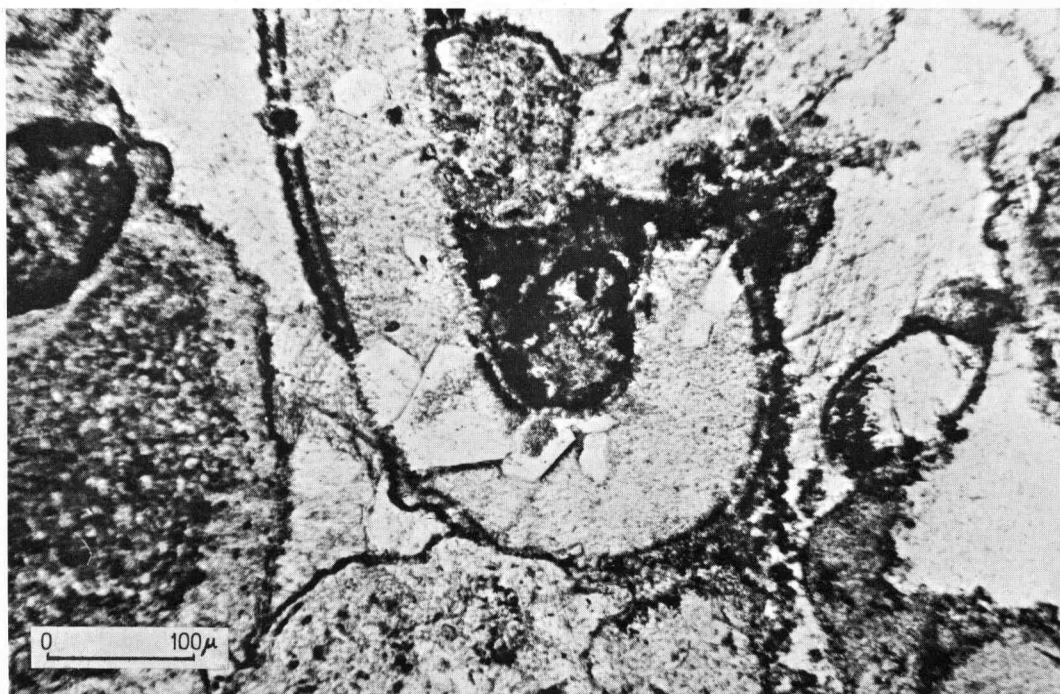
Mallas de algas en la sucesión de Barrios de Luna (muestra C-134; fig. 6)



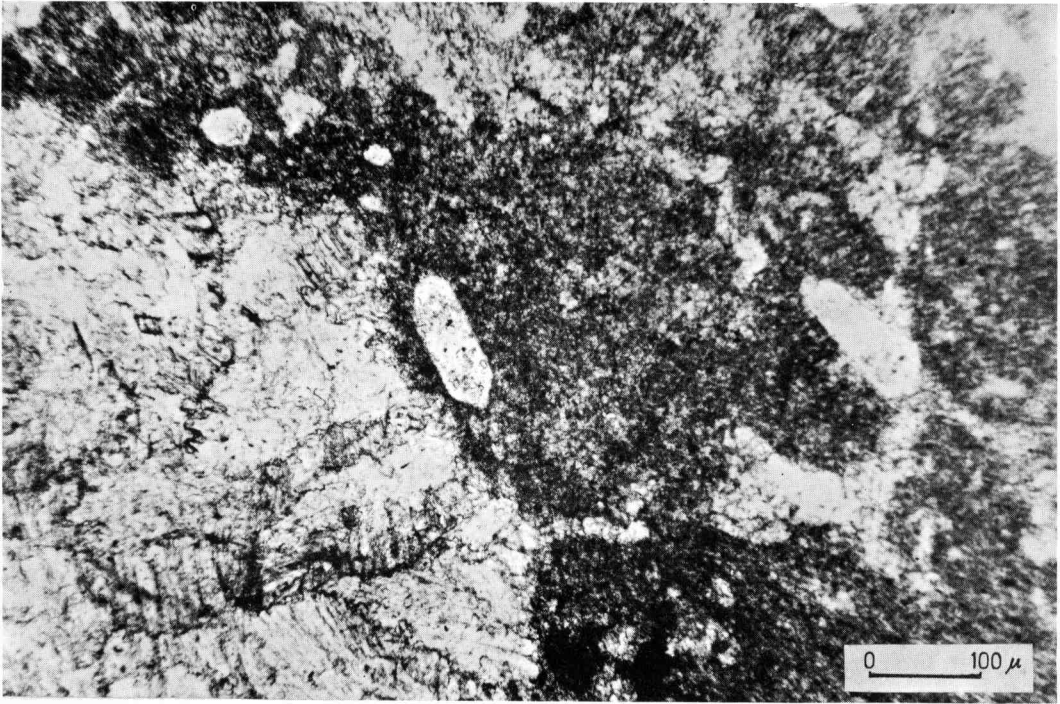
Caliza con «birdseyes» en la sucesión de Barrios de Luna (muestra C-137, fig. 6; negativo).



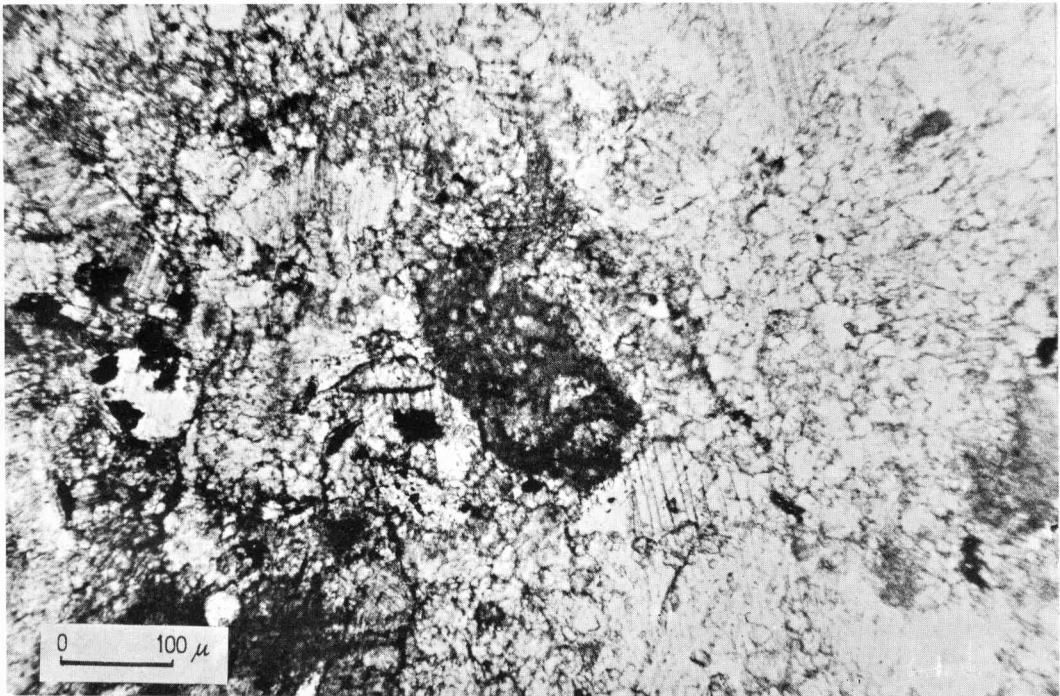
Cuarzos autógenos en el interior de un trilobites (muestra C-30, fig. 3; G = glauconita)



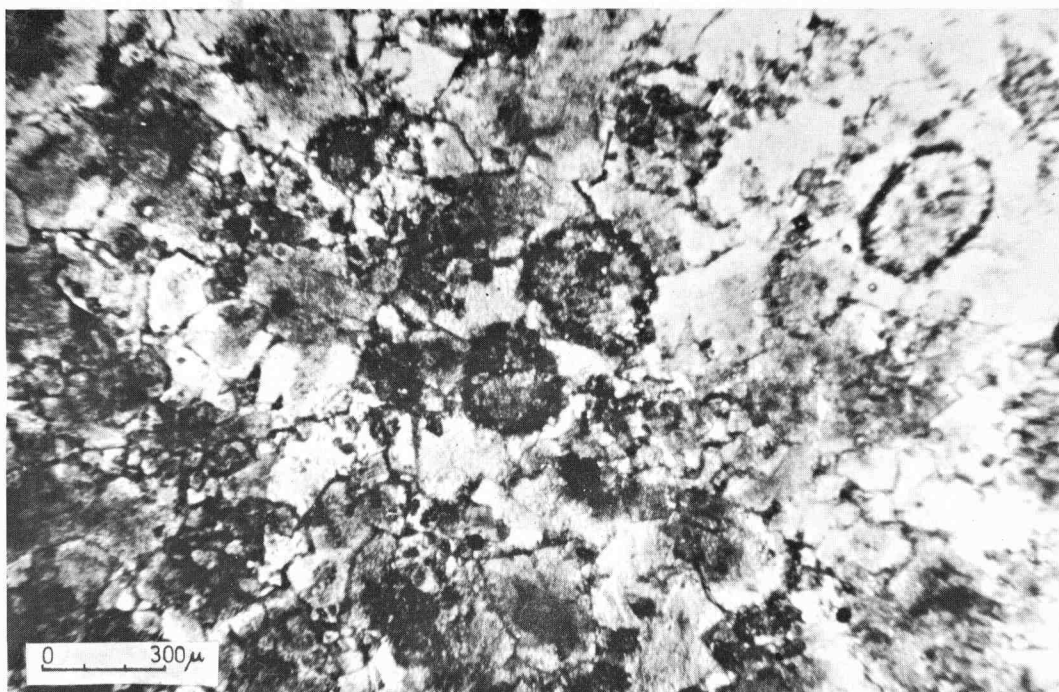
Cuarzos autógenos en el interior de un trilobites (muestra C-30; fig. 3)



Cuarzos autógenos en la caliza con «birdseyes» en la sucesión de Barrios de Luna (muestra C-137; fig. 6)



Girvanella, con los tubos seccionados longitudinal y transversalmente (muestra C-87 de la fig. 1)



Dolomía con «fantasmas» de pelets (muestra C-23; fig. 3)



Rombos de dolomita con crecimiento secundario (muestra C-131; fig. 6)