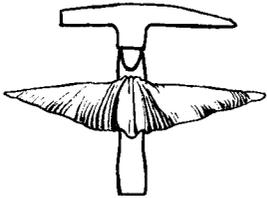


FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE OVIEDO

TRABAJOS DE
GEOLOGIA

N.º 5



OVIEDO, 1972

Depósito Legal: O. 274 - 1968

LAS LITOFACIES CARBONATADAS DEL CAMBRICO DE LA ZONA CANTABRICA (NW. ESPAÑA) Y SU DISTRIBUCION PALEOGEOGRAFICA

por
I. ZAMARREÑO (*)

INDICE

	Págs.		Págs.
ABSTRACT	3	EL MEDIO SEDIMENTARIO	79
INTRODUCCION	5	LA FORMACION OVILLE	95
REVISION HISTORICA	7	LA EDAD DE LAS FORMACIONES LANCARA Y OVILLE	97
DESCRIPCION DE LAS SUCESIONES LITOLOGICAS DE LA FORMACION LANCARA	15	LAS DOLOMITIZACIONES EPIGE- NETICAS	100
1. Características de la Formación Láncara en la Unidad de Somiedo-Correcilla (franja meridional)	16	DISTRIBUCION DE FACIES Y PALEOGEOGRAFIA DE LA FORMACION LANCARA EN LA ZONA CANTABRICA	101
2. Características de la Formación Láncara en la Unidad de Somiedo-Correcilla (franja septentrional)	26	1. La sucesión tipo y las sucesiones de referencia	101
3. Características de la Formación Láncara en la Unidad de La Sobia-Bodón	40	2. Caracterización y distribución geográfica de las diferentes facies; su relación con las unidades tectónicas	102
4. Características de la Formación Láncara en el Manto del Esla	54	3. Disposición del nivel detrítico en el miembro inferior del Láncara y significado	105
5. Características de la Formación Láncara en las escamas al N del Manto del Esla	61	4. Distribución de espesores en los dos miembros de la Formación Láncara .	106
6. Características de la Formación Láncara en la Unidad del Manto del Ponga <i>sensu lato</i> (Región de Mantos)	70	CONCLUSIONES	106
		BIBLIOGRAFIA	110

ABSTRACT

The sedimentary environment and paleogeography of the Early-Middle Cambrian carbonate Lancara Formation in the Cantabrian zone (Northwest Spain) is investigated. Fifty-six detailed stratigraphic sequences and some 1600 thin sections have been studied. In addition many more localities have been visited.

The Lancara Formation consists of two members, differing in their lithological characteristics and representing two different sedimentary environments. The upper member consists of very fossiliferous red and green nodular biomicrites. The red nodular biomicrites resemble the Devonian «griotte» facies and the Mesozoic «Ammonitico rosso» of the Alpine belt. This similarity suggests a somewhat analogous sedimentary environment. It has generally been accepted that the «griotte» and «ammonitico rosso» facies represent condensed sequences. The rate of deposition for the upper member of the Lancara Formation may be between 1,68 to 2,50 m/m. y. These values represent a very low rate and agree with the rate of deposition of the above-mentioned facies.

The lower member consists of laminated dolomites and grey birdseye limestones, overlying the dolomites in some localities; pellets, intraclasts and massive dolomites are abundant. The sedimentary structures include laminations, birdseyes, mud-cracks and algal structures such as algal mats and stromatolites. The composition, sedimentary structures, and lack of fauna, indicate environments of deposition analogous to the present-day carbonate tidal flats of both the Bahamas and of Shark Bay, in Australia.

(*) Departamento de Geología de Oviedo. Universidad.

The dolomites of the lower member of the Lancara Formation are of sedimentary origin, which is in accordance with the above indicated environment. Nevertheless, epigenetic dolomites also exist. They can be easily recognised by their dolosparitic character. The epigenetic dolomitisation can affect some parts of the Lancara Formation originally devoid of dolomite, such as the grey birdseye limestones and in some cases the biomicrites of the upper member.

The Lancara Formation includes beds of both Early and Middle Cambrian age. The lower member overlies the «Barrios beds» of LOTZE (uppermost part of the Herrería Formation) containing a trilobite fauna (*Dolerolenus*, *Metadoxides*) of Early Cambrian age, and underlies the limestones of the upper member which are rich in Middle Cambrian Trilobites. The only palaeontological data available in the lower member proper comes from Valdoré where a fauna of *Achaecocyatha* was recently found near the top. This fauna can be correlated with the Lena stage (uppermost Lower Cambrian) of Siberia. Thus, in the locality of Valdoré, at least, the boundary between Lower and Middle Cambrian can be drawn at the top of the lower member of the Lancara Formation.

The upper member and the lower part of the overlying Oville Formation are both very rich in fauna, especially trilobites. As a consequence, their ages have been precisely established. The lowermost fauna found in the upper member of the Lancara Formation is located near its base and corresponds to the *Conocoryphe* substage of SIZZY (early Middle Cambrian). The top of the Formation has been found to be diachronous. In the Ponga nappe province (*sensu lato*), the top is generally situated within the *Acadolenus* substage, although in the most western thrust sheets, it is situated in some localities within the *Pardailhanian* substage. In the Sobia-Bodón unit, the top of the Lancara Formation is located at different levels within the *Badulesia*, *Pardailhanian*, or *Acadolenus* substages in different places. In the Somiedo-Correcilla unit, the top is found within the *Solenopleuropsis* substage. Thus, the top of the Formation is situated progressively higher in the stratigraphic sequence, toward the west and south of the Asturian arc (see figs. 60 and 61).

The Lancara Formation extends throughout the Cantabrian zone, and its members have some constant characteristics, although both members show certain lateral changes. As a result several facies or subfacies can be distinguished in the Lancara Formation.

Concerning the upper member, two different facies exist: Beleño and Barrios. The Beleño facies is characterized throughout by an abundance of glauconite. From the petrographic point of view, the member is formed exclusively by glauconitic biomicrites. The fauna consists of Echinoderms and Trilobites. The abundance of Echinoderms gives these limestones their typical sparitic appearance, which together with the green colour of the glauconite and the nodular structure characterize the Beleño facies.

In the Barrios facies, the following succession can be seen from top to bottom: 1) red nodular biomicrites similar to the Devonian «griotte» or the Mesozoic «ammonitico rosso» facies; 2) pink limestones with stromatolite-like structures, only a few metres thick; 3) glauconitic biomicrites similar to those of the Beleño facies, but only a few metres thick. The red nodular limestones characterize the Barrios facies and form from 70 % to 90 % of the total thickness of the upper member.

Figure 61 shows the lateral passage from Barrios to Beleño facies. This happens by the thickening of the horizon of glauconitic biomicrites and by the passing of the red nodular limestones laterally into shales with nodules and finally into green shales (lower part of the Oville Formation). The boundary between the Lancara and Oville formations is thus diachronous. This lateral change of facies and diachronism are very well established by the trilobite faunas. Figure 61 shows the correlation between the different sections and the isochronous lines which can be established.

Concerning the lower member, three different facies can be described. Each of them can be represented by one reference succession: Carangas, in the Ponga valley, Arintero, in the Curueño valley, and Barrios de Luna, in the Luna valley.

The facies typical of the Carangas succession is found throughout the entire Ponga nappe province. It consists mainly of tan colored laminated dolomites rich in pellets; the laminations are of inorganic origin formed of laminae rich in pellets alternating with others devoid of them. Interbedded with the laminated dolomiticrites are pelosparites, massive dolomiticrites, intramicrites with pellets, and intrapelosparites rich in calcareous algae possibly referable to the genus *Nuia* (fig. 65).

The facies typical of the Arintero succession is peculiar to the Sobia-Bodón unit, as well as to the region of the relative autochthonous below of the Esla nappe. It consists mainly of tan laminated dolomites. The laminations, in contrast to those of the Carangas subfacies, are produced by algal mats. Flat pebble breccias are associated with the algal-laminated dolomites.

The facies typical of the Barrios de Luna succession is found throughout the Somiedo-Correcilla unit and the Esla nappe. In this area grey birdseye limestones overlie tan algal-laminated dolomites. So that, in this area the lower member can be divided into two parts. The lower dolomitic one resembles the Arintero subfacies but the algal mats are less abundant. Near the base and in the Barrios de Luna area some stromatolites occur. In some areas the upper birdseye limestones are very rich in calcareous algae referable to *Epiphyton*. This genus is particularly abundant in the Esla nappe and along only the northern edge of the Somiedo-Correcilla unit. The similarity of facies of the carbonate Cambrian rocks in the northern part of the Somiedo-Correcilla unit and in the Esla nappe indicates that both allochthonous units are part of a single major unit, although

the direct continuity cannot be observed. The field evidence and the facies of the remaining Palaeozoic systems support this view.

In the Cantabrian zone a close relationship between the facies and the main allochthonous tectonic units can be observed. The study of the Cambrian facies supports this relationship.

The three major overthrust units can be characterised from the point of view of the Cambrian carbonate facies, as follow:

1) Ponga nappe province (*sensu lato*).—Lower member of the Lánacara Formation consisting of tan dolomites with laminations of inorganic origin (Carangas type); upper member in the Belcño facies, that is, very glauconitic and with echinoderms as predominant fossils; top in the lower part of the Middle Cambrian (generally in the *Acadolenus* substage).

2) Sobia-Bodón unit and relative autochthonous below the Esla nappe.—Lower member of the Lánacara Formation composed by tan algal-laminated dolomites; upper member in the Barrios facies, characterized by a predominance of red nodular biomicrites; trilobites predominant; top ranging from the *Acadolenus* substage into the *Pardailhanian* substage.

3) Somiedo-Correcilla unit and Esla nappe.—Lower member of the Lánacara Formation consisting of two parts: the lower, with tan algal-dolomicrites and stromatolites in some localities and the upper, with grey birdseye limestones; upper member in the Barrios facies as in the Sobia-Bodón unit; top higher than in the other units (in the *Solenopleuropsis* substage).

Almost all these facies conform to the Asturian arc outlined by the Hercynian structures. However, in the region East of the Porma fault, at the top of the Lower member of the Lánacara Formation, there is a thin interval of detrital material consisting of crossbedded, calcareous sandstones and oölitic beds whose distribution is transverse to the structures.

In general terms, in the lower member of the Lánacara Formation, the different subfacies grade from supratidal, in the core of the Asturian arc, to subtidal in the direction of the Narcea antiform. In the Ponga nappe province supratidal conditions prevailed during the time of deposition. In the Sobia-Bodón and part of the Somiedo-Correcilla units intertidal conditions prevailed. Finally, in part of the Somiedo-Correcilla unit, the deposition took place in a subtidal environment.

Also, the thickness of the lower member increases towards the Narcea antiform indicating an increasing subsidence in this direction. Figure 70 shows the thickness distribution of the grey birdseye limestones, which attain a maximum thickness of about 150 metres in El Rodical, at the eastern limb of the Narcea antiform. The maximum values for the whole lower member are also reached in El Rodical, where approximately 225 metres have been computed.

INTRODUCCION

En la década de los años 1960 a 1970 ha tenido lugar un gran progreso en el conocimiento de la génesis de las rocas carbonatadas debido en gran parte al interés económico que tales rocas mostraban en su relación con la industria del petróleo. Los estudios llevados a cabo en el dominio de la sedimentación carbonatada actual y en especial sobre los medios someros como los de las Bahamas, Golfo Pérsico, Bahía de Florida, Australia, etc., han facilitado extraordinariamente la comprensión no sólo de los mecanismos de formación de las calizas sino también en parte de los procesos que conducen a la formación de las dolomías y como consecuencia se ha progresado mucho en la interpretación de los mismos tipos de formaciones en las series antiguas.

El presente estudio constituye el resultado de la labor de investigación llevada a cabo durante varios años sobre los niveles carbonatados del Cámbrico de la Zona Cantábrica (*), es decir, sobre la Formación Lánacara de edad Cámbrico inferior-medio.

(*) El término Zona Cantábrica se toma en el sentido de LOTZE (1945) y con los límites tal como han sido recientemente precisados por JULIVERT (1971a), a saber: el Antiforme del Narcea constituyendo su límite occidental y con los demás límites impuestos por la cobertera mesozoico-terciaria y el mar.

Durante este tiempo se han levantado 56 sucesiones estratigráficas detalladas y se han visitado muchísimas localidades más. El número de secciones delgadas estudiadas ha sido de unas 1.600.

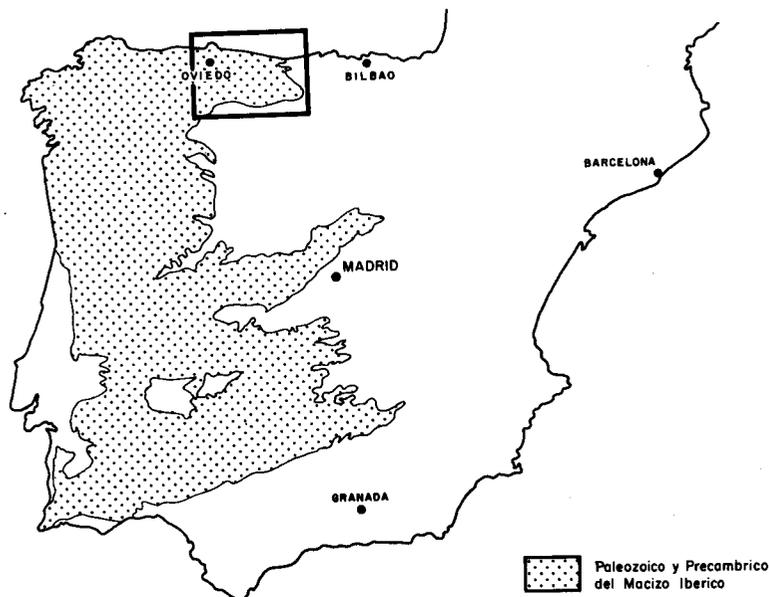


Fig. 1.—Situación de la región estudiada.

Los primeros reconocimientos llevados a cabo en la Formación Láncara del Cámbrico de la Zona Cantábrica, pusieron de manifiesto la existencia en dicha formación de un miembro inferior en gran parte dolomítico y depositado en unas condiciones muy análogas a las de los medios actuales antes indicados. Los resultados obtenidos en esos primeros estudios revelaron el interés de seguir profundizando en el tema.

Por otra parte si bien este estudio se ha enfocado al análisis de las facies carbonatadas y a los problemas en torno a estas facies, se ha procurado no perder de vista los datos auxiliares que pudiera aportar alguna otra de las ramas de la Geología. Así, si bien este estudio es predominantemente un estudio litoestratigráfico y de distribución de facies, se ha procurado en él obtener el máximo de documentación paleontológica posible con el fin de establecer unas isocronas, y conocer los límites de los diversos niveles litológicos ya que sólo así se puede llegar a una interpretación correcta; para ello se han utilizando, sobre todo, las faunas de Trilobites, que han sido determinadas por el Prof. Dr. K. SZUY, de Würzburg. De este modo se han podido poner de manifiesto una serie de heterocronismos en los límites de los diferentes niveles que de otro modo habrían pasado desapercibidos. Finalmente, a medida que se iban acumulando datos se ha visto cada vez más la relación existente entre las diferentes facies que presentaba la Formación Láncara y las unidades tectónicas en las que estaba encuadrada. Por ello y dado que la tectónica de la Zona Cantábrica es en gran parte una tectónica tangencial, se tiene que tener en cuenta este hecho al intentar realizar cualquier reconstrucción paleogeográfica.

Así como la utilización de los datos bioestratigráficos se han revelado de gran utilidad para el conocimiento de la verdadera forma de los cuerpos litológicos y, por tanto, de sus relaciones temporales con las otras unidades litológicas del Cámbrico, el comparar los datos aportados por la estratigrafía y distribución de facies con los aportados por la tectónica no sólo ha permitido una mejor comprensión de la paleogeografía sino que en ocasiones, como por ejemplo en el caso de las escamas situadas a uno y otro lado de la falla del Porma, ha suministrado datos muy valiosos para la correlación entre unidades tectónicas.

REVISION HISTORICA

El conocimiento del Cámbrico en la Cordillera Cantábrica y en general en toda España, pasó por una serie de vicisitudes debido a las controversias en torno a la definición de dicho Sistema en todo el mundo, las cuales hay que tener presente para comprender cómo se tardó tanto en aplicar dicho término en España. El término Cámbrico se creó en 1835 y no se adoptó en España hasta 1876 (EGOZCUE & MALLADA) aunque el término apareció citado ya por PASTOR y LÓPEZ (1853).

Hasta 1830 se denominaba en Europa a los materiales situados por debajo de la «Coal Formation» como *graywacke* o *grauwacke Formation*, término adoptado de los mineros alemanes, los cuales lo aplicaban a areniscas y otros sedimentos detríticos de grano más grueso. Sin embargo, el sentido del término se amplió y bajo la denominación de «grauwacke Formation» se incluían también pizarras y calizas. Fueron el escocés Sir R. I. MURCHISON y A. SEDGWICK de Cambridge los que en 1831, decidieron establecer una sucesión estratigráfica y, por tanto, una subdivisión de dicha Formación. Ambos trabajaron simultánea e independientemente en el país de Gales en dos zonas vecinas; SEDGWICK trabajó la zona situada más al NW de la de MURCHISON y que era mucho más complicada tectónicamente. En 1835 ambos autores habían llegado a establecer dos Sistemas distintos en sus regiones, cuyos resultados publicaron conjuntamente (SEDGWICK & MURCHISON 1835). SEDGWICK distinguió un conjunto de pizarras y areniscas que se situaban por debajo de las primeras capas fosilíferas y al que dio el nombre de Cámbrico, derivado de Cambria (denominación romana del país de Gales habitado por los Cambros). MURCHISON dio el nombre de Silúrico (denominación romana de la tribu celta de los Silures) a un conjunto de pizarras grises y calizas ricas en fósiles. No obstante, debido a las malas condiciones de afloramiento de la localidad tipo, el Sistema Cámbrico que en 1835 creían ambos autores que estaba por debajo del Silúrico, se vio posteriormente que incluía capas que en realidad pertenecían al Silúrico. Este error originó ya desde el comienzo una verdadera confusión que dio lugar a una serie de violentas discusiones entre SEDGWICK y MURCHISON (*in* HUNT, 1873) que terminó con la amistad entre ambos científicos y que tuvo como consecuencia la separación de los geólogos europeos en dos campos distintos. MURCHISON y sus partidarios incluían el Cámbrico dentro del Silúrico.

Casi al mismo tiempo el geólogo francés BARRANDE estudiaba en Bohemia lo que él denominó Sistema Silúrico y que publicó en 1852. A la fauna más baja que encontró la llamó fauna primera o fauna primordial por ser hasta aquel momento la fauna más antigua conocida y que ya en 1883 (*in* LAPPARENT) se aceptaba por la mayoría de geólogos como representativa del Cámbrico. Esta fauna se encontró después en Inglaterra en el Cámbrico medio de SEDGWICK. No fue hasta 1890 y gracias a los trabajos del norteamericano WALCOTT que se dio a conocer la fauna del Cámbrico inferior.

Por todas estas razones en las publicaciones antiguas sobre geología de España, el Cámbrico solía quedar incluido dentro del Silúrico, pues como ya indica MALLADA en 1896 (p. 9): «La preferencia que se dio en Europa a la clasificación del siluriano, ideada por Murchison para el paleozoico inferior de Inglaterra, sobre la de Sedgwick, cuyo cambriano coincidía en gran parte con el anterior, fue causa de que dentro y fuera de España se englobasen en aquél, rocas correspondientes al segundo, y de que, vuelto a admitir como independiente el cambriano, todavía no se hayan distinguido uno y otro con rigurosa exactitud entre las diferentes provincias donde existen reunidos o en contacto». Al conjunto del Cámbrico, Silúrico, Devónico y Permo-carbonífero se le denominaba Terreno de transición, término introducido en España por SCHULZ (1834) en sustitución del grupo de la grawacka.

Según ADARO (*in* ADARO & JUNQUERA, 1916, p. 118): «fue Mallada quien más contribuyó a la aceptación en España del Cambriano como período perfectamente definido por sus características estratigráficas y paleontológicas». En efecto, el término Cámbrico fue introducido en España por EGOZCUE & MALLADA en 1876 (*in* BARROIS, 1882, p. 409).

En la revisión de las publicaciones que hacen referencia a datos sobre el Cámbrico en la Cordillera Cantábrica se van a considerar únicamente las publicaciones a partir de 1860 ya que en las anteriores a dicha fecha el Cámbrico quedaba incluido dentro del Silúrico como por ejemplo, en el mapa de SCHULZ (1858).

1. EL HALLAZGO DE LA FAUNA PRIMORDIAL POR CASIANO DE PRADO (1860).

El año de 1860 marca un hito en el conocimiento del Cámbrico en la Cordillera Cantábrica, al descubrir Casiano de PRADO la existencia de la fauna primordial en la provincia de León, aunque como era corriente en aquella época la atribuya al Silúrico (*).

Casiano de PRADO (1860) da a conocer la fauna primordial en las calizas rojas que afloran al N de Sabero y Boñar, en la provincia de León, fauna clasificada por

(*) El primer hallazgo en España de la fauna primordial se debe también a PRADO (1855) en los Montes de Toledo.

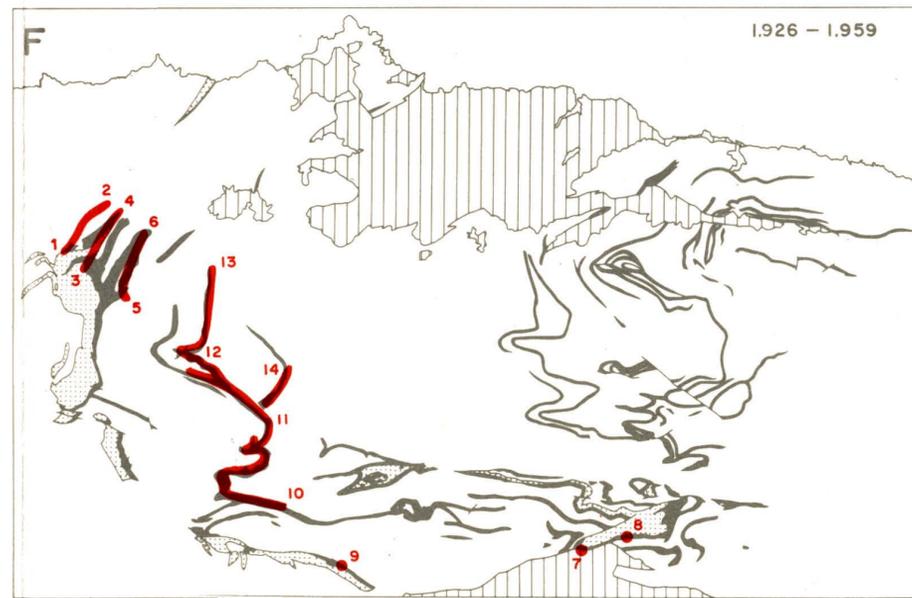
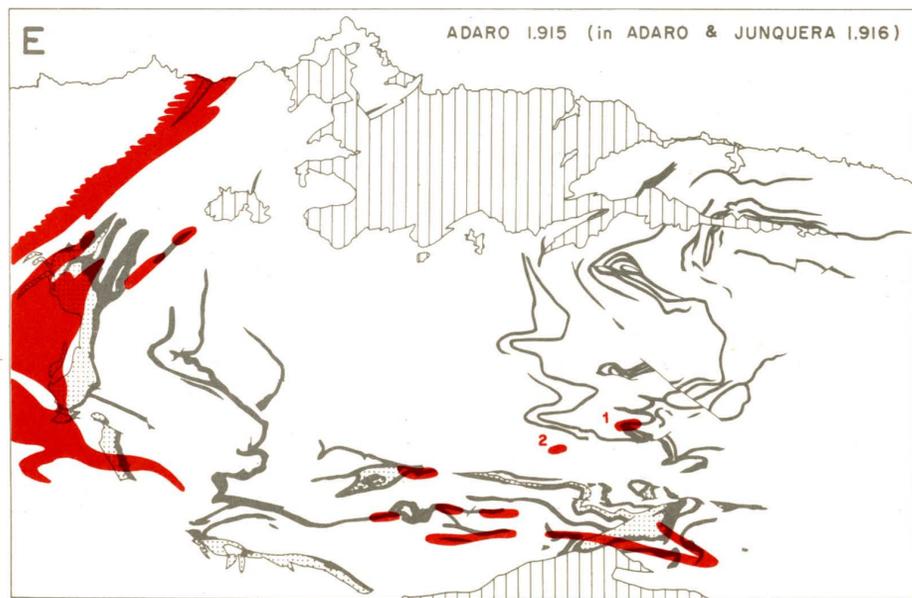
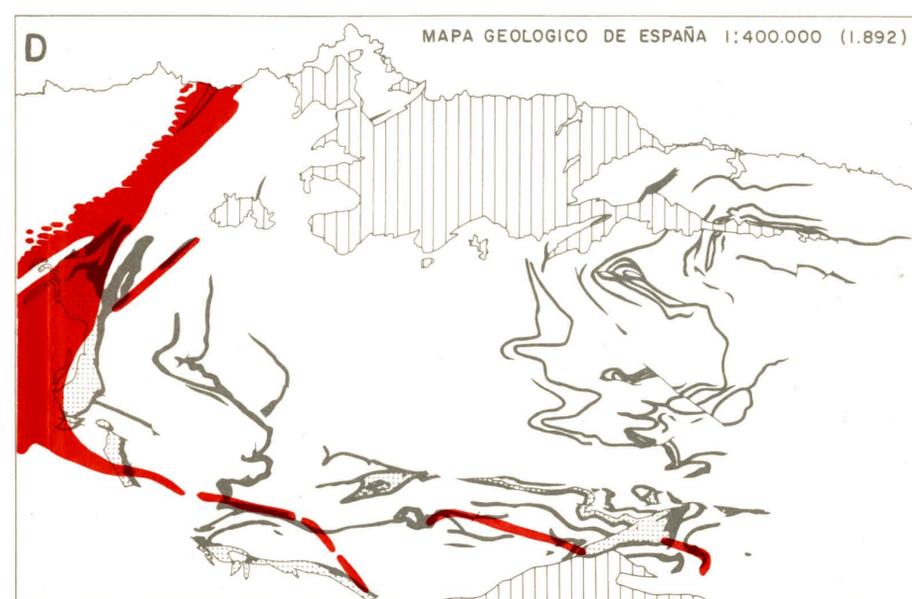
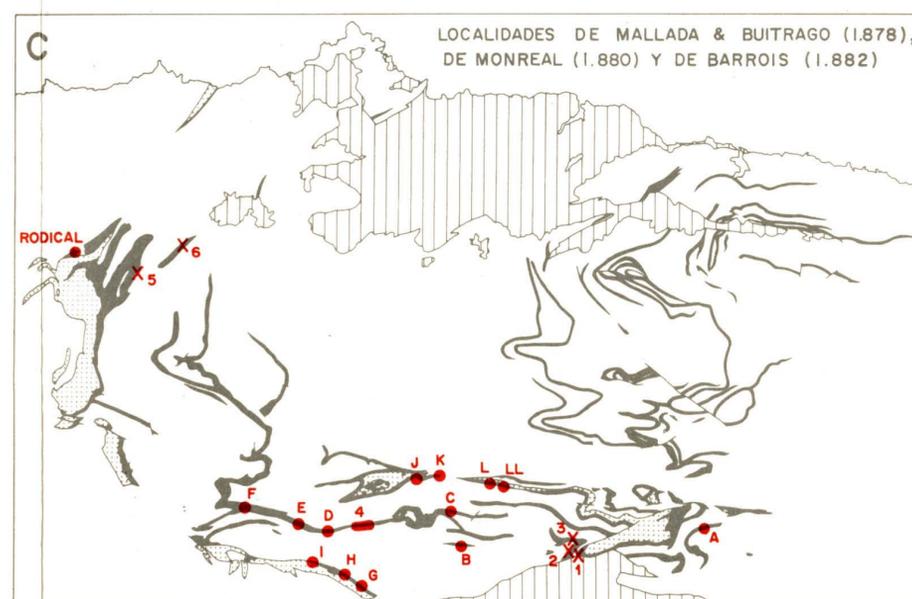
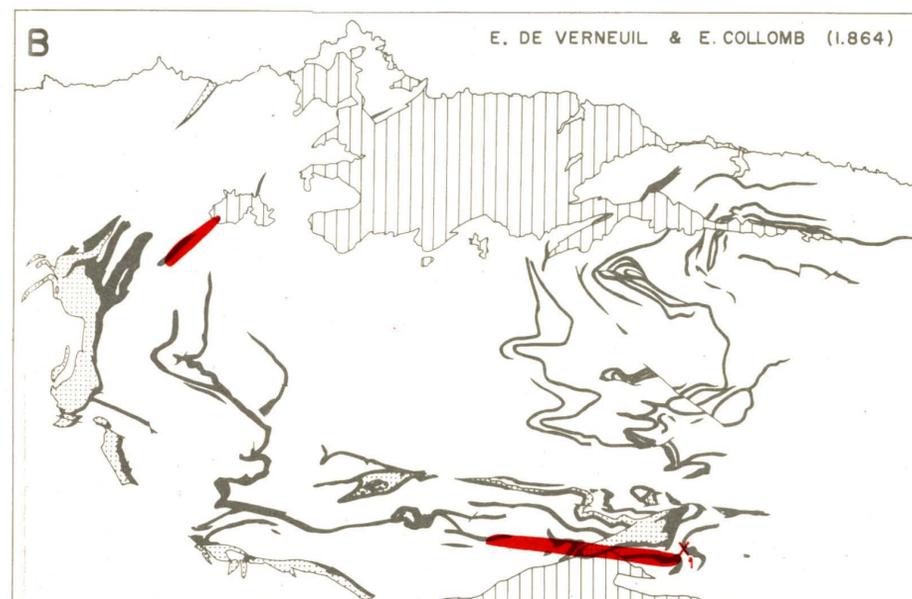
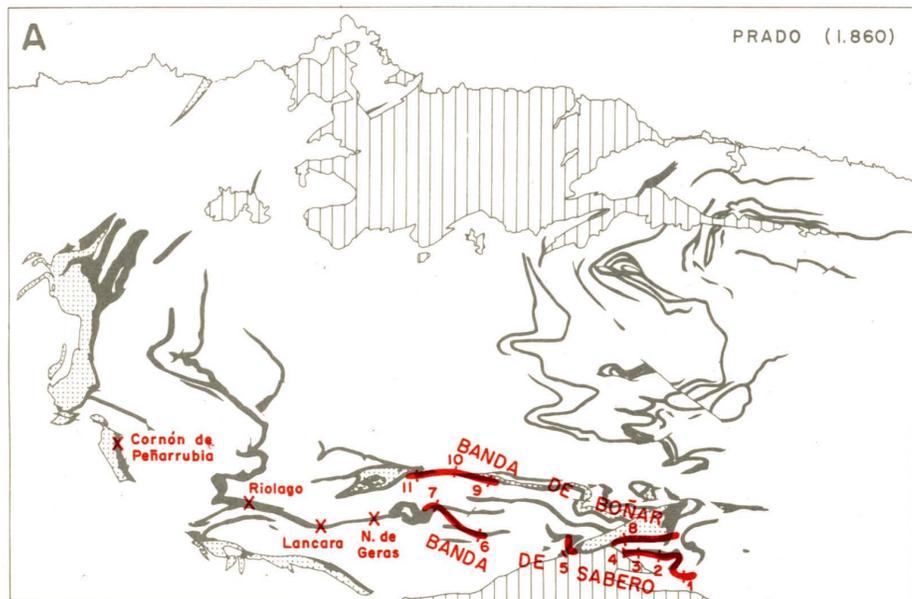


Fig. 2.—Progreso del conocimiento de los afloramientos del Cámbrico en la Zona Cantábrica. En gris la cartografía actual; en rojo los datos de las diferentes épocas.

- A.—Localidades del Cámbrico según la descripción de PRADO (1860), aunque este autor no incluye mapa. PRADO distingue dos franjas; la de Sabero que cita de Sabero (1) a Vozmediano (2), Adrados (3), hasta Voznuevo (4), y después de una interrupción la reconoce en Valdepiélagos (5), Vegacervera (6) y de allí hasta Villamanín (7). La otra franja la denomina de Boñar y la reconoce, al N de Vozmediano, en Cerecedo (8) y después de una interrupción la reconoce de nuevo en Cármenes (9), Millaro (10) y Busdongo (11). Cita además las localidades: N. de Geras, Lancara de Babia, Riolago y Cornón de Peñarrubia, por donde indica que la franja penetraría en Asturias.
- B.—La primera representación cartográfica la dan DE VERNEUIL & COLLOMB en 1864, no obstante esquematizan mucho los datos de PRADO, ya que pintan una sola franja y en forma rectilínea, desde La Velilla (de Valdoré) (1) hacia el W, hasta el río Torío. Se indica además un afloramiento entre Grado y Belmonte.
- C.—MALLADA & BUITRAGO (1878) citaron las localidades de Valdepiélagos (1), ya conocida por PRADO, Montuerto (2), Nocedo (3), Sierra de Cubillas, entre Geras y Aralla (4), El Ferredal (5) y Sierra del Pedrorio (6). MONREAL (1880) citó las localidades de Cremenés (A), Ciñera (B), Villamanín (C) y Lancara (D) (ya conocidas por PRADO), Arévalo (E), Riolago (F) (Localidad también de PRADO), Mora (G), Barrios de Luna (H), Irede (I) y en la franja de Boñar de PRADO: Busdongo (J), Camplongo (K), Villanueva de Pontedo (L) y Pontedo (LL). BARROIS (1882) descubrió la localidad de El Rodical.
- D.—La representación del Cámbrico en el Mapa Geológico 1:400.000, no utiliza todos los datos que ya eran disponibles en la época. El gran manchón que aparece al W se debe a la atribución al Cámbrico de las pizarras precámbricas del Narcea.
- E.—ADARO en su mapa, señala una nueva localidad del Cámbrico (Cofiañal, 1) y además señala erróneamente la localidad al E de Redipuestas (2). En este mapa, al igual que en el mapa geológico 1:400.000 se observa que si bien las localidades del Cámbrico entre el Esla y el Luna son ya bastante conocidas, no se sabe cómo relacionarlas cartográficamente de un modo correcto. Las pizarras precámbricas del Narcea se siguen figurando como cámbricas.
- F.—Después de la aparición del mapa de ADARO se descubrieron una serie de localidades más. En la Guía de Asturias del XIV Congreso Geológico Internacional (SANCHO *et al.* 1926) se describen los afloramientos de la zona de Belmonte a Tineo, distinguiéndose tres franjas. La más occidental se hace pasar de Rodical (1) a Posadorio (2). La central, de Santianes (3) a Idarga (4). La oriental, de la Sierra de La Cabra (5) a Millera (6). Como puede observarse aunque esto representa un progreso del conocimiento de los afloramientos cámbricos, las franjas no están bien trazadas. Más tarde se siguen citando localidades, en parte ya conocidas: La Vecilla (7) y Cerecedo (8) citadas por HERNÁNDEZ SAMPELAYO; Barrios de Luna (9) por SAENZ GARCÍA. El descubrimiento del Cámbrico en la región de Puerto Ventana se debe a GÓMEZ DE LLARENA el cual lo traza desde Rabanal (10) hasta Puerto Ventana (11), indicando una multitud de localidades fosilíferas y lo cita además de Villanueva de Teverga (12). Más tarde GARCÍA FUENTE (1959) y ALMELA, GARCÍA FUENTE & RÍOS (1956) trazan el Cámbrico desde Puerto Ventana a Tameza (13) y en La Sobía (14).
- G.—LOTZE (1961) al igual que en los mapas anteriores no recoge tampoco todas las localidades conocidas.

DE VERNEUIL & BARRANDE (*in* PRADO, 1860). PRADO dio a conocer además la localización del Cámbrico, en la provincia de León, de un modo muy perfecto para su época (véase fig. 2) al describir los afloramientos de las calizas rojas que contenían la fauna primordial.

Casiano de PRADO distingue dos bandas que denomina de Sabero y de Boñar, y que al E de la falla del Porma corresponden al Manto del Esla y a su autóctono relativo respectivamente, aunque cita que la banda de Sabero pasa por Sabero y Saelices, cuando en realidad no aflora en ninguna de estas localidades. Al W de la falla del Porma hace continuar la banda de Boñar por el frente de lo que actualmente corresponde a la Unidad de La Sobia-Bodón (MARCOS, 1968) y la de Sabero por el frente de la actual Unidad de Somiedo-Correcilla (JULIVERT, PELLO & FERNÁNDEZ, 1968), sin embargo, las localidades de Geras, Lán cara, Riolago y Cornón de Peñarrubia (al W del Puerto de Somiedo), que también cita, no las sitúa dentro de la banda de Sabero. Es decir, que a grandes rasgos y a pesar de no mencionar las unidades más pequeñas como son las pertenecientes a la escama de Forcada y a la de Gayo, reconoce la existencia de las dos grandes unidades en que se sitúa el Cámbrico. Añade además que el Cámbrico que aflora en El Cornón de Peñarrubia, penetra en Asturias y seguramente sigue hasta el mar, con lo cual apunta ya la existencia de la Rodilla Asturiana.

2. EL PERIODO ENTRE EL DESCUBRIMIENTO DE LA FAUNA PRIMORDIAL Y HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1935).

Este período abarca desde 1860 hasta 1935, en que HERNÁNDEZ SAMPELAYO publica la recopilación más completa del Cámbrico de toda España. Durante este período hay que destacar que los nuevos datos sobre el Cámbrico de la Zona Cantábrica se limitan al conocimiento de nuevas localidades en que aparece la fauna primordial o bien citas de localidades en que afloran las calizas rojas análogas a las que contienen la fauna primordial de PRADO.

Los primeros en representar cartográficamente el Cámbrico fueron DE VERNEUIL & COLLOMB (1864, 1868) al individualizar las capas con *Paradoxides* del resto del Silúrico. En las dos ediciones del Mapa geológico de España y Portugal (DE VERNEUIL & COLLOMB 1864, 1868) se señala la presencia de dos fajas Cámbricas, una al N de Sabero (León) y la otra al SW de Grado (Asturias), en la leyenda de dichos mapas se indica que la fauna primordial se ha encontrado únicamente en cinco localidades de España, una de ellas en la provincia de León, que corresponde a las localidades de PRADO y la otra entre Belmonte y Grado (Asturias) sin que se indique quién fue su descubridor (*). Debido a la imprecisión con que es citada esta última localidad hubo ciertas

(*) MALLADA & BUITRAGO (1878, p. 177) dicen: «en el mapa general de la Península, por De Verneuil y Collomb, señalase la fauna primordial en cinco puntos de los cuales tres estaban perfectamente reconocidos, uno incierto y otro entre Belmonte y Grado, acerca del cual ninguna prueba o nota aclaratoria existía a la sazón que fijase su posición y sus caracteres precisos».

dificultades en volverla a encontrar. BARROIS hizo precisamente su primer viaje al N de España en 1877 para localizar este yacimiento pero sin lograr encontrarlo, si bien descubrió nuevos yacimientos en la parte occidental de Asturias. En vista de las dificultades en localizar el yacimiento, FERNÁNDEZ DE CASTRO, Director del Mapa Geológico, comisionó a MALLADA & BUITRAGO para su hallazgo; a dicha comisión se unió el portugués N. DELGADO. El resultado de la expedición con el hallazgo de dos yacimientos, se publicó en el Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España (MALLADA & BUITRAGO, 1878) y en las Memorias de la Academia de Ciencias de Lisboa (DELGADO, 1879). Cabe destacar que en la publicación de MALLADA & BUITRAGO (1878) se incluyen los dos primeros cortes coherentes (fig. 3) del Cámbrico de Asturias al describir los yacimientos con fauna primordial de Capítulo (Sierra de Pedrorio, entre Vio y Lodos) y El

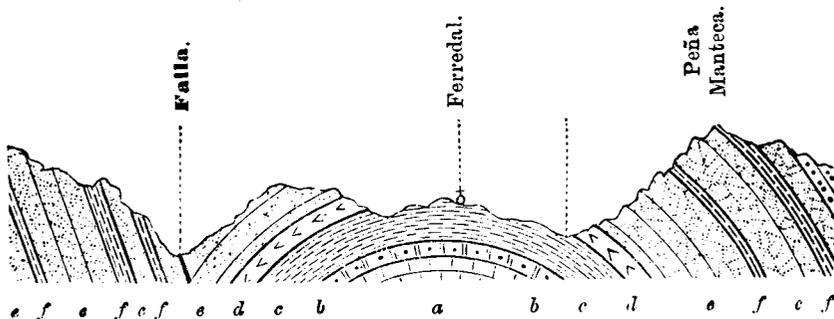


Fig. 3.—Corte en la localidad del Ferredal según MALLADA & BUITRAGO (1878, p. 180-181). La descripción litológica dada por estos autores es la siguiente: «a) Calizas subsacaroides y compactas, dolomíticas, de color amarillento claro, con muchos puntos espáticos; b) Caliza arcillo-ferruginosa de color rojizo con restos de fósiles espaticados; c) Pizarra arcillosa algo micáfera y clorítica, de color gris verdoso con manchas amarillentas, parduscas y negras... d) Pizarras silíceo-arcillosas y micáferas, tránsito a psamitas, areniscas y cuarcitas... e) Cuarcita en bancos de gran espesor... f) lechos de pizarrillas arcillo-carbonosas y arcillosas».

El nivel a) corresponde claramente a las dolomías y calizas con *birdeseyes* de la Formación Láncara; b) corresponde a la caliza nodulosa roja de la parte alta de la misma Formación; c) y d) corresponden a la Formación Oville representando c) su parte inferior constituida por pizarras verdes ricas en fauna (es en este nivel que MALLADA & BUITRAGO citan la fauna primordial); e) corresponde a la cuarcita ordovícica que presenta alguna intercalación de pizarras (f).

Ferredal. No obstante, dichos autores no dieron espesores a los diferentes niveles, como era frecuente en la época y por otra parte presentaron el corte como un dato local. MALLADA & BUITRAGO (1878) amplían además las localidades con fauna primordial de la provincia de León.

MONREAL, encargado de los estudios geológicos de la provincia de León, cita en sus trabajos publicados en 1879 y 1880 nuevos afloramientos del Cámbrico con lo que amplía las bandas descritas por C. DE PRADO (fig. 2).

A la muerte de MONREAL, el Director del Mapa Geológico de España, encomienda la revisión de sus trabajos a MALLADA. Los datos recogidos por este autor se publican en 1887; en este trabajo se dan dos nuevos cortes del Cámbrico.

BARROIS en 1882 establece la primera sucesión estratigráfica del Cámbrico de Galicia, acompañada de una descripción petrográfica de los materiales; incluye además la lista de fósiles de los yacimientos de Ribadeo y Puente Rodical. La nomenclatura establecida por BARROIS será utilizada por los autores posteriores. Así, es adoptada por MALLADA (1896) en su Explicación del Mapa Geológico de España E. 1:400.000 y con algunas ligeras modificaciones por HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1913, 1922, 1935), ADARO & JUNQUERA (1916) y SANCHO *et al.* (1926).

Este período culmina con el trabajo de HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1935) en el que se hace una recopilación de todos los datos existentes sobre el Cámbrico de España, pero sin llegar a dar una visión de conjunto sobre el mismo.

3. LA PRIMERA SUCESION ESTRATIGRAFICA DEL CAMBRICO DE LA ZONA CANTABRICA (COMTE 1937, 1938).

Aunque ya BARROIS (1882) dio a conocer la estratigrafía del Cámbrico, dicho autor tomó como base la sucesión en Galicia que difiere algo de la que existe en la Zona Cantábrica. La primera sucesión estratigráfica del Cámbrico de la Zona Cantábrica con un criterio moderno, dando los primeros nombres de las formaciones («Calcaires de Láncara» y «Schistes et grès d'Oville») la establece COMTE en 1937, para la vertiente Sur (León) de la Cordillera Cantábrica a la vez que las correlaciona con la nomenclatura dada por BARROIS para Galicia. Un año más tarde (COMTE 1938) crea el término de «Grès de la Herrería» y describe las características litológicas de las tres formaciones que constituyen el Cámbrico. Un trabajo más amplio sobre la estratigrafía y cartografía del Cámbrico y otras formaciones paleozoicas de la Zona Cantábrica en la vertiente leonesa, constituye la tesis doctoral de COMTE presentada en Lille en el año 1946 y publicada por el Instituto Geológico y Minero de España en el año 1959. La nomenclatura litoestratigráfica creada por COMTE, no sólo para el Cámbrico sino también para el Ordovícico, Silúrico y Devónico es la que sigue en uso en la actualidad en la Zona Cantábrica.

4. EL PERIODO COMPRENDIDO ENTRE COMTE Y LOTZE.

Después que COMTE (1937, 1938) establece en León la primera sucesión del Cámbrico, se desarrolla un nuevo período en el cual los datos geológicos que se aportan son de carácter local y se refieren principalmente a la localización de nuevos yacimientos fosilíferos bien sea en la provincia de León (SÁENZ GARCÍA 1942; A. HERNÁNDEZ SAMPELAYO 1942; P. HERNÁNDEZ SAMPELAYO 1943, 1944; GÓMEZ DE LLARENA 1946; GÓMEZ DE LLARENA & RODRÍGUEZ ARANCO 1948), o bien en Asturias (GÓMEZ DE LLARENA 1946; GARCÍA-FUENTE 1952, 1953). La fauna librada por todos estos yacimientos corresponde como siempre al Cámbrico medio. De todos estos yacimientos cabe destacar el de Barrios de Luna (SÁENZ GARCÍA 1942) por su riqueza y por la importancia que adquirió posteriormente. Es durante este período que aparece la obra de MELÉNDEZ (1943) sobre el Cámbrico español, pero en ella se hace referencia sólo muy ligeramente a la Cordillera Cantábrica.

5. LA OBRA DE LOTZE.

La obra de LOTZE marca un nuevo hito en el conocimiento del Cámbrico de la Zona Cantábrica y en general de España. LOTZE, que había comenzado sus observaciones en España en 1928, centra sus estudios a partir de 1952 en el Cámbrico español, estudiándolo de un modo sistemático, tanto desde el punto de vista litoestratigráfico como bioestratigráfico. El tema constituye el objeto de varias tesis doctorales de sus alumnos de la Universidad de Münster. El estudio de los Trilobites que habían iniciado Rudolf y Emma RICHTER es proseguido a partir de 1955 por Klaus SDZUY. A LOTZE se debe el descubrimiento del Cámbrico inferior que se creía que faltaba en España, al encontrar dicho autor faunas de Trilobites de esta edad (LOTZE 1954), precisamente en Barrios de Luna (León).

En 1958, LOTZE publica su primera visión de conjunto del Cámbrico español en la que ya establece, basándose en las faunas de Trilobites, la primera división bioestratigráfica que consta de 10 «niveles».

En 1961 se publica la obra: «Das Kambrium Spaniens» cuya primera parte que concierne a la estratigrafía la realiza LOTZE y la segunda parte que trata de la paleontología es realizada por SDZUY. Esta obra constituye la primera síntesis del Cámbrico de la Zona Cantábrica y de toda España; es por primera vez que se da una reconstrucción paleogeográfica del mismo. Desde el punto de vista litoestratigráfico LOTZE (1961) establece nueve tipos de sucesiones estratigráficas. Desde el punto de vista bioestratigráfico se establecen con base en la fauna de Trilobites, 32 «bandas» o niveles.

6. LOS TRABAJOS RECIENTES.

En la década de los años sesenta se progresa extraordinariamente en el conocimiento del Cámbrico de la Zona Cantábrica tanto por el impulso que se da a la cartografía detallada del mismo por parte sobre todo, de las escuelas francesa (COMTE) holandesa (DE SITTER y colaboradores) y española (Instituto Geológico y Minero de España y JULIVERT y colaboradores), como por los estudios lito y bioestratigráficos.

A) Descubrimiento del Cámbrico en el Oriente de Asturias.—El conocimiento del Cámbrico en el Oriente de Asturias se debe a JULIVERT. La existencia de materiales inferiores a la «cuarcita armoricana» fue puesta de manifiesto por JULIVERT en 1960, si bien sin atribuirlos al Cámbrico. Durante mucho tiempo no se prestó más atención a estos materiales ni tampoco fueron reconocidos en estudios realizados en áreas vecinas (MARTÍNEZ ALVAREZ 1962). Años más tarde durante las campañas realizadas por JULIVERT a partir de 1964 y proseguidas por SDZUY en 1966 y 1967 se recogieron Trilobites en diversas localidades. Fue en 1965 que estos materiales aparecen ya citados como Cámbricos, JULIVERT (1965) les asigna tal edad en su estudio sobre el Manto del Ponga y afirma que se localizan siempre en la parte inferior de los mantos y escamas. MARTÍNEZ ALVAREZ (1965) en su mapa de la zona oriental de Asturias representa como «Cámbrico medio, probablemente» los materiales inferiores a la cuarcita ordovícica cartografiados en 1960 por JULIVERT pero sin extender la car-

Fig. 4.—Mapa de distribución de afloramientos del Cámbrico, según el Mapa geológico de España E. 1:200.000 (Hojas n.º 2, 3, 9 y 10). Trazado de las estructuras según M. JULIVERT (1971a). Ventana de Villabandín según A. PÉREZ-ESTAUN (1971).

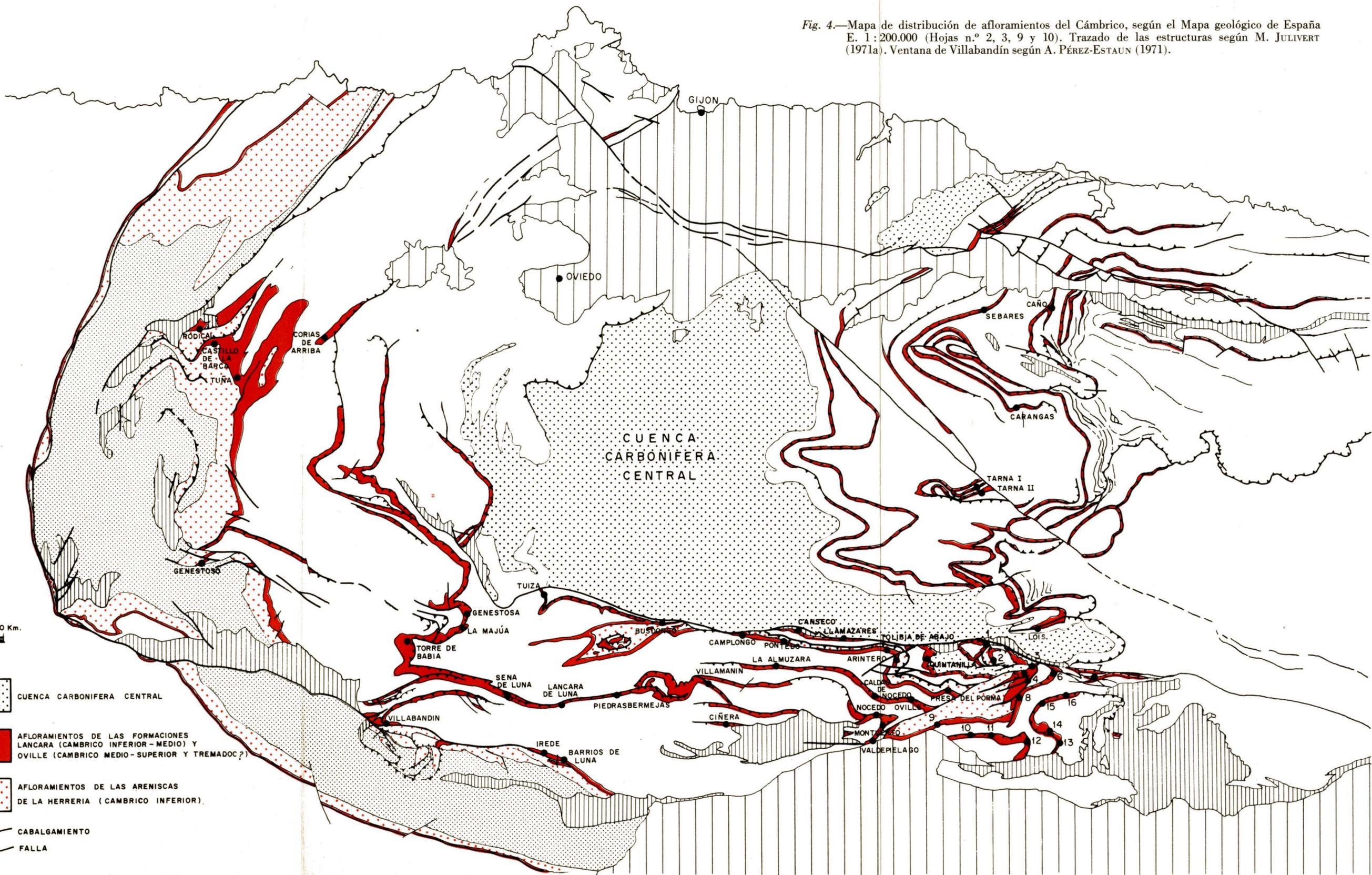
SITUACION DE LAS SUCESIONES ESTUDIADAS EN LOS VALLES DEL PORMA Y EL ESLA

- 1 - ORONES
- 2 - PALLIDE
- 3 - VIEGO
- 4 - PRIMAJAS I
- 5 - PRIMAJAS II
- 6 - VALBUENA DEL ROBLÓ
- 7 - PRESA DE RIAÑO
- 8 - RIOCHIN
- 9 - BOÑAR
- 10 - ADRADOS
- 11 - VOZMEDIANO
- 12 - LA VELILLA DE VALDORÉ
- 13 - VERDIAGO
- 14 - VALDORÉ
- 15 - CORNIERO
- 16 - CRÉMENES



- COBERTERA (MESOZOICO+TERCIARIO)
- ESTEFANIENSE
- PALEOZOICO ANTE-ESTEFANIENSE
- PRECAMBRICO DEL NUCLEO DEL ANTICLINORIO DEL NARCEA

- CUENCA CARBONIFERA CENTRAL
- AFLORAMIENTOS DE LAS FORMACIONES LANCARA (CAMBRICO INFERIOR-MEDIO) Y OVILLE (CAMBRICO MEDIO-SUPERIOR Y TREMADOC?)
- AFLORAMIENTOS DE LAS ARENISCAS DE LA HERRERIA (CAMBRICO INFERIOR)
- CABALGAMIENTO
- FALLA



tografía del Cámbrico a las áreas vecinas. La primera descripción con cierto detalle de la estratigrafía del Cámbrico de esta área, citando las localidades y faunas, es publicado en una nota previa por JULIVERT (1966). El resultado de las campañas llevadas a cabo durante este período por JULIVERT a las que se asocian ZAMARREÑO y SDZUY, por lo que al estudio del Cámbrico se refiere, se dio a conocer en el volumen n.º 1 de «Trabajos de Geología» publicado por la Universidad de Oviedo. En este volumen se da la cartografía de la mayor parte de la Región de Mantos, situada al E de la Cuenca Carbonífera Central (véase más adelante) y se publica un trabajo sobre la estratigrafía del Cámbrico de este sector (ZAMARREÑO & JULIVERT 1967) y otro sobre sus faunas de Trilobites (SDZUY 1967).

B) Progreso de la cartografía geológica.—Hasta 1959 en que el Instituto Geológico y Minero de España publica la tesis del francés COMTE acompañada de un mapa con la cartografía de toda la vertiente Sur de la Zona Cantábrica son escasas y de índole local las publicaciones en que se cartografía el Cámbrico. Entre las publicaciones correspondientes a la vertiente Norte cabe destacar las Hojas n.º 52 (Proaza) y n.º 77 (La Plaza, Teverga) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 realizadas por ALMELA, GARCÍA-FUENTE & RÍOS (1956) y GARCÍA-FUENTE (1959) respectivamente, así como los trabajos anteriores de GARCÍA-FUENTE (1952, 1953) que sirvieron de base a la realización de dichas hojas.

A partir de 1959 son numerosas las publicaciones con cartografías detalladas del Cámbrico, tanto en la vertiente Sur (León) como en la vertiente Norte (Oviedo). La provincia de León es objeto de estudio por parte del holandés DE SITTER y colaboradores de la Universidad de Leiden. DE SITTER en 1962 publica un mapa general a escala 1:100.000 que si bien esencialmente coincide con el de COMTE (1959), representa una cartografía más fina.

Posteriormente los colaboradores de DE SITTER publican mapas más detallados del sector (RUPKE 1965; EVERS 1967; SJERP 1967; Van Den BOSCH 1969). De la vertiente S, el Instituto Geológico y Minero de España ha publicado también varias hojas a escala 1:50.000 (PASTOR GÓMEZ 1963, 1969; JULIVERT 1970 *a*). La provincia de Oviedo ha sido objeto de estudio recientemente por parte de JULIVERT y colaboradores de la Universidad de Oviedo en las regiones al E y al W de la Cuenca Carbonífera Central. El resultado de estos trabajos se ha publicado en los n.º 1 y 2 de Trabajos de Geología, editados por la Universidad de Oviedo (JULIVERT, 1967*a*, 1967*b*; PELLO 1967; MARCOS 1967; JULIVERT, PELLO & FERNÁNDEZ 1968; MARCOS 1968) y ha servido de base para la publicación de algunas hojas a escala 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero (JULIVERT & MARCOS 1970*a*; JULIVERT, PELLO & MARCOS 1970).

Por último hay que destacar la publicación por el Instituto Geológico y Minero de España de las hojas n.º 2, Avilés (PELLO, MARCOS & JULIVERT 1970); n.º 3, Oviedo (JULIVERT & PELLO 1970); n.º 9, Cangas del Narcea (JULIVERT & MARCOS 1970*b*); n.º 10 Mieres (JULIVERT 1970*b*) a escala 1:200.000 que constituyen la recopilación más moderna que existe de toda la cartografía de la Zona Cantábrica y que se han tomado como base en la elaboración del mapa de afloramientos del Cámbrico que se incluye en este trabajo (fig. 4).

C) Progreso de la bioestratigrafía.—De los diversos grupos paleontológicos representados en el Cámbrico de la Zona Cantábrica: Braquiópodos (PRADO 1860, BARROIS 1882, HERNÁNDEZ-SAMPELAYO 1935), Celentéreos (LOTZE 1961, SEILACHER *in* ARAI & MCGUGAN 1968, Van Der Meer MOHR 1969), Equinodermos (PRADO 1860, GISLEN 1927), Moluscos (PRADO 1860, HERNÁNDEZ-SAMPELAYO 1935), Arqueociatos (DEBRENNE & ZAMARREÑO 1970) y Trilobites, (SDZUY 1961, 1967, 1968, 1971 *a* y *b*) estos últimos son los únicos que permiten una zonación bioestratigráfica fina.

Como ya se indicaba anteriormente el iniciador en España de los estudios bioestratigráficos sobre el Cámbrico, basándose en las faunas de Trilobites, fue LOTZE (1958). En 1961 LOTZE, de acuerdo con sus estudios estratigráficos y con el estudio realizado por SDZUY de los Trilobites, distinguió en el Cámbrico de España, 32 «bandas» o niveles. Posteriormente SDZUY (1967) al ocuparse del estudio de los Trilobites del oriente de Asturias en su excelente trabajo «Trilobites del Cámbrico medio de Asturias», afinó más en la división bioestratigráfica de la parte inferior del Cámbrico medio (entre las bandas 19 a 22 de LOTZE). Recientemente el mismo autor (SDZUY 1971 *a* y *b*) ha dado una zonación para el Cámbrico inferior y medio ibéricos.

Por otra parte LOTZE (*in* DEBRENNE & LOTZE, 1963) en un trabajo en que se recopilan los hallazgos de Arqueociatos en España y con base en la revisión que hace DEBRENNE de todo el material que existe en el Senkenberg Museum y la clasificación del nuevo material recolectado, establece 3 «bandas» de Arqueociatos que quedan comprendidas entre sus bandas de Trilobites 1 y 12. En dicho trabajo se citan ocho localidades en que se han hallado Arqueociatos, 6 en el Cámbrico del S de España y 2 en el NW. Las localidades del NW de España corresponden a la playa de Artedo (Asturias) y Hermita (Galicia) que caen fuera de la región estudiada (en la Zona Asturoccidental-leonesa). A estos hallazgos hay que añadir uno reciente en Valdoré que ha permitido datar en esta localidad el Cámbrico inferior alto (piso del Lena; DEBRENNE & ZAMARREÑO 1970).

D) Los estudios litoestratigráficos.—Si bien en todos los trabajos sobre el Cámbrico, desde tiempos antiguos, se hace una vaga referencia a la litología del mismo se trata únicamente de referencias muy someras. Es a partir de COMTE y sobre todo, en los trabajos de COMTE (1959) y LOTZE (1961) cuando se dan descripciones un poco más detalladas pero sin que se pueda considerar dentro de las líneas modernas de estudio dentro de este campo.

Los estudios litoestratigráficos modernos se inician muy recientemente. OELE en 1964 hace una descripción petrográfica de la Formación Láncara de Valdoré (León); posteriormente Van Der Meer MOHR & SCHREUDER (1967) estudian la Formación Láncara que aflora en Barrios de Luna (León) y la comparan con los depósitos carbonatados de los medios litorales actuales. ZAMARREÑO & JULIVERT (1967) hacen el estudio de varias sucesiones de la Formación Láncara de la Zona Cantábrica comparándolas también con las formaciones actuales litorales y dando por primera vez una distribución de las facies de la formación Láncara dentro del ámbito cantábrico. Por último Van Der Meer MOHR (1969) estudia nuevamente sucesiones de la Formación Láncara de la vertiente leonesa de la Cordillera Cantábrica.

DESCRIPCION DE LAS SUCESIONES LITOLOGICAS DE LA FORMACION LANCARA

Uno de los objetivos importantes del estudio litoestratigráfico de una formación sedimentaria es el establecimiento de los tipos de facies que presentan en un área determinada el conjunto de materiales que la constituyen para llegar por fin a establecer dentro de lo posible su distribución geográfica en el pasado, es decir, su paleogeografía. Para alcanzar estos objetivos se requieren unas ciertas bases geológicas previas. Como ya queda indicado en capítulos anteriores, LOTZE (1961) da una interpretación paleogeográfica del Cámbrico de toda España. Desde esa época se ha progresado extraordinariamente en el conocimiento geológico de la Cordillera Cantábrica. Dado que en la actualidad la cartografía de la Zona Cantábrica ha llegado a un grado avanzado de elaboración y que como consecuencia se dispone ya de una interpretación tectónica coherente de la misma, se ha creído llegado el momento de abordar el análisis de la Formación Láncara perteneciente al Cámbrico inferior-medio, de un modo lo más minucioso posible y hasta sus últimas consecuencias, es decir, tratando de establecer las diferentes facies que presenta en la Zona Cantábrica y sus relaciones paleogeográficas; estudio que constituye el tema de este trabajo. El Cámbrico de la Zona Cantábrica, objeto de estudio, pertenece al tipo denominado por LOTZE (1961) c a n t á b r i c o.

En los capítulos que van a seguir se va a hacer una descripción detallada de las características petrográficas y estructuras sedimentarias que presenta cada una de las sucesiones de la Formación Láncara estudiadas, a la vez que se completará con las características litoestratigráficas generales de la parte baja de la Formación Oville que se le superpone.

Al intentar describir los distintos elementos que constituyen un conjunto se tiende inmediatamente a distribuirlos por grupos con características comunes, es decir, a clasificarlos, lo cual facilita extraordinariamente la tarea de su descripción dando además una coherencia al conjunto. Por este motivo se van a agrupar las sucesiones estudiadas en unidades. Se han tomado como base de agrupación las diversas unidades tectónicas en que se divide la Zona Cantábrica; aunque no sea este el criterio que se siguió al realizar el trabajo de campo se ha visto luego al finalizar el estudio que es el criterio más adecuado.

En un primer trabajo sobre este tema (ZAMARREÑO & JULIVERT, 1967) se vio que a grandes rasgos la Formación Láncara se podía dividir en dos tipos de facies que coincidían con dos grandes unidades tectónicas; estudios posteriores han puesto de manifiesto, además, que puede llegarse a obtener una subdivisión más fina todavía tanto en la Formación Láncara como en la Formación Oville del Cámbrico de la Zona Cantábrica. Las unidades tectónicas escogidas son las establecidas por JULIVERT (1965) subdivididas posteriormente en unidades menores por MARCOS (1968) y JULIVERT, PELLO & FERNÁNDEZ (1968), una síntesis de todas ellas puede verse en la fig. 2 del trabajo de JULIVERT (1971a). De acuerdo con este último autor, en la Cordillera Cantábrica existen 3 grandes unidades cabalgantes: 1) La unidad de Somiedo-Correcilla; 2) la unidad de La Sobia-

Bodón y por último 3) la unidad del Ponga en sentido amplio. De estas tres unidades las dos primeras se sitúan en la vertiente S de la Cordillera Cantábrica y quedan interrumpidas al E por la falla del Porma. La tercera unidad se sitúa inmediatamente al E de la Cuenca Carbonífera Central. Por último hay que señalar que al E de la falla del Porma existe una región que aunque tiene ciertas analogías respecto a las unidades 1 y 2 antes mencionadas en lo que a las características del Cámbrico se refiere, éste presenta no obstante ciertas peculiaridades; dentro de esta región la estructura más importante es el Manto del Esla (DE SITTER 1959, RUPKE 1965).

Como además en la Unidad de Somiedo-Correcilla el Cámbrico aflora en dos franjas, en la descripción del Cámbrico se van a establecer cinco capítulos:

1) Características de la Formación Láncara en la Unidad de Somiedo-Correcilla (franja meridional).

2) Características de la Formación Láncara en la Unidad de Somiedo-Correcilla (franja septentrional).

3) Características de la Formación Láncara en la Unidad de La Sobia-Bodón.

4) Características de la Formación Láncara en el Manto del Esla y regiones próximas.

5) Características de la Formación Láncara en la Unidad del Manto del Ponga *sensu lato* (Región de Mantos).

En todas estas unidades, es decir, en toda la Zona Cantábrica, la Formación Láncara está constituida por dos partes, una parte inferior con dolomías amarillas o dolomías y calizas grises y una parte superior con calizas nodulosas principalmente. En la descripción que sigue se denominará a estas dos partes miembro inferior y miembro superior, respectivamente. Hay que señalar que existen además dolomitizaciones epigenéticas que pueden enmascarar en ocasiones la sucesión estratigráfica. De todos modos un examen atento permite reconocer, en la mayoría de los casos los tipos petrográficos originales.

1. CARACTERÍSTICAS DE LA FORMACION LANCARA EN LA UNIDAD DE SOMIEDO-CORRECILLA (FRANJA MERIDIONAL).

El Cámbrico en la Unidad de Somiedo-Correcilla aflora en dos franjas. Una franja que constituye el flanco E del Anticlinorio del Narcea a lo largo del cual aflora ampliamente y completo el Cámbrico, que está representado por las tres Formaciones: Herrería, Láncara y Oville. En esta franja la arenisca de la Herrería se apoya discordante sobre el Precámbrico, la discordancia señalada por primera vez por LOTZE (1956) se puede observar bien en muchas localidades (LOTZE 1956, DE SITTER 1961, JULIVERT, PELLO & FERNÁNDEZ 1968). Las Formaciones Herrería y Láncara de COMTE han sido denominadas por LOTZE (1961) en el sector N de la franja, Cuarcita de Cándana y Calizas del Rodical respectivamente. En este trabajo se va a seguir la nomenclatura de COMTE (1937, 1938) ya que tiene prioridad y ha alcanzado además mayor difusión.

La otra franja constituye el frente cabalgante de la Unidad de Somiedo-Correcilla sobre la Unidad de La Sobia-Bodón y de ella se tratará más adelante.

El Láncara que aflora en las dos franjas consta de los miembros característicos de esta Formación que se pueden separar muy bien en el campo. En el miembro inferior puede distinguirse una parte baja formada por dolomías amarillas y una parte alta constituida por calizas grises. Por lo que respecta al miembro superior éste consta de calizas nodulosas rojas (griotte) que hacia la base se presentan masivas mientras que hacia el techo contienen abundantes intercalaciones de lutitas rojas.

De la franja meridional se han estudiado siete sucesiones cuya localización (fig. 4) y características son las siguientes:

El Rodical.—En la carretera de Ponferrada a La Espina, entre los kms. 13 a 14, 5, en la localidad de El Rodical aflora una sucesión completa del Cámbrico (Formaciones Herrería, Láncara y Oville). En la fig. 5 puede verse un esquema de la zona de El Rodical donde ha sido obtenida la sucesión así como la columna estratigráfica. El miembro inferior de la Formación Láncara aflora muy bien y es muy potente debido a una repetición tectónica en su parte baja (dolomías amarillas). La parte alta del miembro inferior (calizas grises) alcanza en esta localidad un gran desarrollo (168 m); como puede verse en la fig. 5, las canteras que explotan las calizas en esta región están localizadas precisamente en este nivel. Por el contrario, las calizas nodulosas rojas (griotte) del miembro superior afloran muy mal. El espesor total de la Formación Láncara es de 223 a 227 m. En esta localidad se puede observar muy bien el tránsito de la Formación Herrería a la Formación Láncara que consta de una alternancia de dolomías y areniscas.

Tuñá.—En la carretera que va de Tuñá a Boinás, después de pasado el puente de Tuñá aflora una sucesión de la Formación Láncara que está muy tectonizada y que presenta varias repeticiones. No obstante, a pesar de las repeticiones y de la intensa dolomitización epigénica puede verse que consta de los dos miembros si bien la sucesión es menos completa que en otras localidades ya que no afloran las areniscas de la Herrería ni el nivel de tránsito a la Formación Láncara. Del miembro inferior de la Formación Láncara la parte que mejor puede reconocerse, a pesar del enmascaramiento por la dolomitización, es la parte alta mientras que del miembro superior es la parte baja. Un buen corte del miembro superior puede observarse a corta distancia, en la carretera de Tuñá a Jueres. En este corte, a las calizas nodulosas rojas masivas (griotte) se le superponen calizas nodulosas en capas con abundantes intercalaciones de lutitas rojas y por encima un nivel de lutitas con abundantes nódulos limoníticos que alcanzan 2,50 m de potencia. Por encima de los nódulos afloran varias decenas de metros de pizarras verdes típicas de la Formación Oville.

Castillo de la Barca.—En la carretera de La Florida a Cornellana, cerca de la localidad Castillo de la Barca aflora una sucesión bastante potente de la Formación Láncara. El miembro inferior consta de dolomías amarillas en la parte baja; el nivel de calizas grises propio de la parte alta está muy dolomitizado pero puede aún reconocerse. El miembro superior está formado por calizas nodulosas rojas (griotte). En otro corte que aflora en la colina al W de Castillo de la Barca se observan, en cambio, bien las calizas grises del miembro inferior que alcanzan un gran desarrollo. De ambos cortes se obtuvieron muestras sueltas (C-393 a C-410) para estudiar al microscopio sus características petrográficas.

Genestoso.—En el km 5 de la carretera de Sorrodiles a Genestoso, antes de llegar a este último pueblo aflora una sucesión completa del Cámbrico (Formación Herrería, Láncara y Oville). La Formación Láncara consta de los dos miembros característicos, el miembro inferior con dolomías amarillas (unos 52 m) en la parte baja y calizas grises (unos 84 m) en su parte alta y el miembro superior con calizas nodulosas rojas (griotte). Es de destacar que una buena parte de la sucesión, sobre todo, las calizas grises y las calizas nodulosas rojas, están muy dolomitizadas y con sus componentes bastante deformados; no obstante en la mayoría de los casos puede observarse la textura original de la roca. Otro hecho a señalar es la existencia de una intercalación detrítica (areniscas y lutitas) en la parte baja del miembro inferior que alcanza 10 m de espesor. El espesor total del Láncara es de unos 137 m.

Villabandín.—Esta sucesión aflora en el camino que recorre el arroyo del Collado, al N del pueblo de Villabandín, exactamente al pie de la fuente de La Peña Blanca. Aunque en este sector aflora el Cámbrico completo (Formaciones Herrería, Láncara y Oville), sólo se ha estudiado la Formación Láncara y aún incompleta, puesto que tanto la base como el techo (caliza nodulosa roja) aflora bastante mal, de modo que la sucesión se ha obtenido, sobre todo, del miembro inferior del Láncara que consta como siempre de dos partes, las dolomías amarillas (unos 37 m visibles) y las calizas grises (69 m); alcanzando estas últimas mayor desarrollo que las dolomías.

Irede.—En la loma que hay a la derecha de la carretera que va de Barrios de Luna a Irede y antes de llegar a este pueblo se ha obtenido una sucesión de la Formación Láncara que no está completa ya que sólo aflora el miembro inferior, alcanzando una potencia de unos 93 m. El miembro infe-

rior está formado como siempre por dolomías amarillas (50 m) en la parte baja y por unos 43 m de calizas grises en la parte alta. El miembro superior, como ya se ha indicado, no aflora, por lo que no puede asegurarse que el nivel de calizas grises esté completo. Hay que señalar que en la parte baja del miembro inferior existe un nivel con estromatolitos que tiene 5 m de espesor. Este nivel sólo se ha observado en esta sucesión así como en la de Barrios de Luna, como ya se indicará más adelante.

Barrios de Luna.—En la localidad de Barrios de Luna, famosa como ya se ha indicado en capítulos anteriores, por sus ricos yacimientos de Trilobites del Cámbrico inferior y medio, aflora el Cámbrico completo (Formaciones Herrería, Láncara y Oville). Por lo que al Láncara se refiere éste se presenta tectónicamente duplicado, la sucesión que se ha estudiado aflora a lo largo de la carretera, en la margen izquierda del río y corresponde a la franja más septentrional del Láncara; alcanza una potencia de unos 150 m. El miembro inferior consta de dolomías amarillas en la base (unos 90 a 95 m) y calizas grises (30 m) en el techo y el miembro superior está formado por unos 27 m de calizas nodulosas rojas (griotte). De esta localidad deriva el nombre de Facies Barrios con que ZAMARREÑO & JULIVERT (1967) denominaban al Láncara que aflora al S y al W de la Cuenca Carbonífera Central. Hay que señalar que la estratigrafía del Láncara en esta localidad cambia algo no sólo de una franja a otra sino incluso longitudinalmente dentro de la misma franja. Así, por ejemplo, en la margen derecha del río existe, dentro de las dolomías amarillas un nivel de estromatolitos que alcanza 3 a 4 m de espesor (Van Der Meer MOHR & SCHREUDER 1967), al igual que sucedía en Irede, nivel que se pierde longitudinalmente.

A) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO INFERIOR

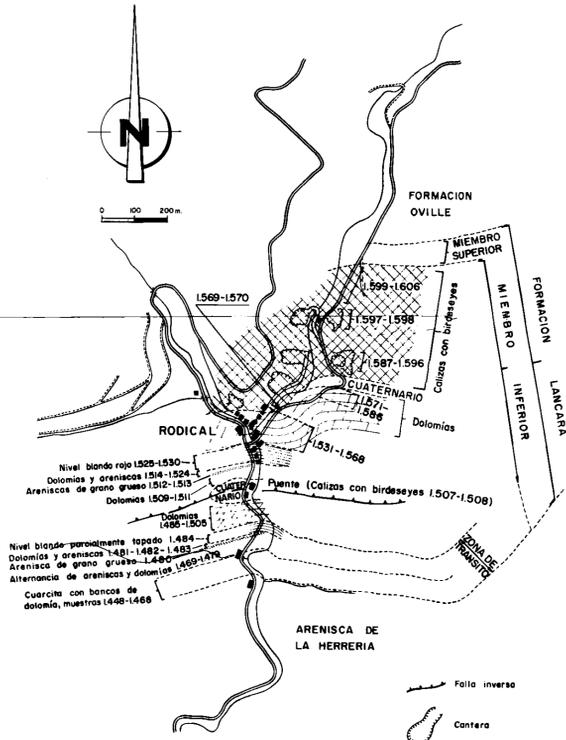
La Formación Láncara de esta franja presenta varios tipos litológicos siendo el miembro inferior el que presenta una mayor variedad de ellos. A continuación se va a hacer una descripción petrográfica de cada uno de los tipos presentes. En esta descripción no se tratará de las doloesparitas que aparecen en muchas localidades, debido a su carácter epigenético; de ellas se hablará más adelante.

Dolomicritas y micritas.—Este tipo petrográfico está formado por cristales de micrita o dolomita de tamaño muy fino ($< 4 \mu$) y en general presentan una textura homogénea. También es frecuente que este tipo de rocas se presente recrystalizado a microdoloesparita. Aparte de la textura homogénea pueden presentar a veces texturas bioturbadas («burrowed»).

Dolomicritas laminadas.—Dentro de este grupo se incluyen aquellas rocas carbonatadas de grano muy fino ($< 4 \mu$) provistas de finas laminaciones de origen inorgánico, a diferencia de otros tipos petrográficos de los que se tratará más adelante y que también son laminados pero cuya laminación es debida a algas. Las dolomicritas laminadas se pueden reconocer fácilmente en el campo, ya que la meteorización hace destacar el carácter laminado del sedimento. Las laminaciones pueden ser debidas a la alternancia de láminas de tamaño de grano distinto o bien a la presencia de abundantes estilolitos dispuestos en láminas paralelas; por lo general este último tipo se encuentra en aquellas muestras que presentan señales de recrystalización. Un tercer tipo de laminación se debe a la alternancia de láminas detríticas (cuarzo) con láminas de sedimento carbonatado.

Intramicroditas con pelets.—Este tipo de roca está formado por abundantes intraclastos de gran tamaño, de forma alargada, compuestos por micrita y englobados en una matriz de micrita con intraclastos más pequeños y pelets; en general, los intraclastos mayores se disponen paralelos a la estratificación. Se observa que capas de micrita con algún pelet alternan con capas en que los intraclastos y pelets son muy abundantes lo que sugiere que los intraclastos y pelets derivan de la fragmentación de capas más homogéneas. En otros casos los intraclastos que también tienen forma

ESQUEMA DE LOS ALREDEDORES DE RODICAL CON LA INDICACION DE LA PROCEDENCIA DE LAS MUESTRAS



RODICAL

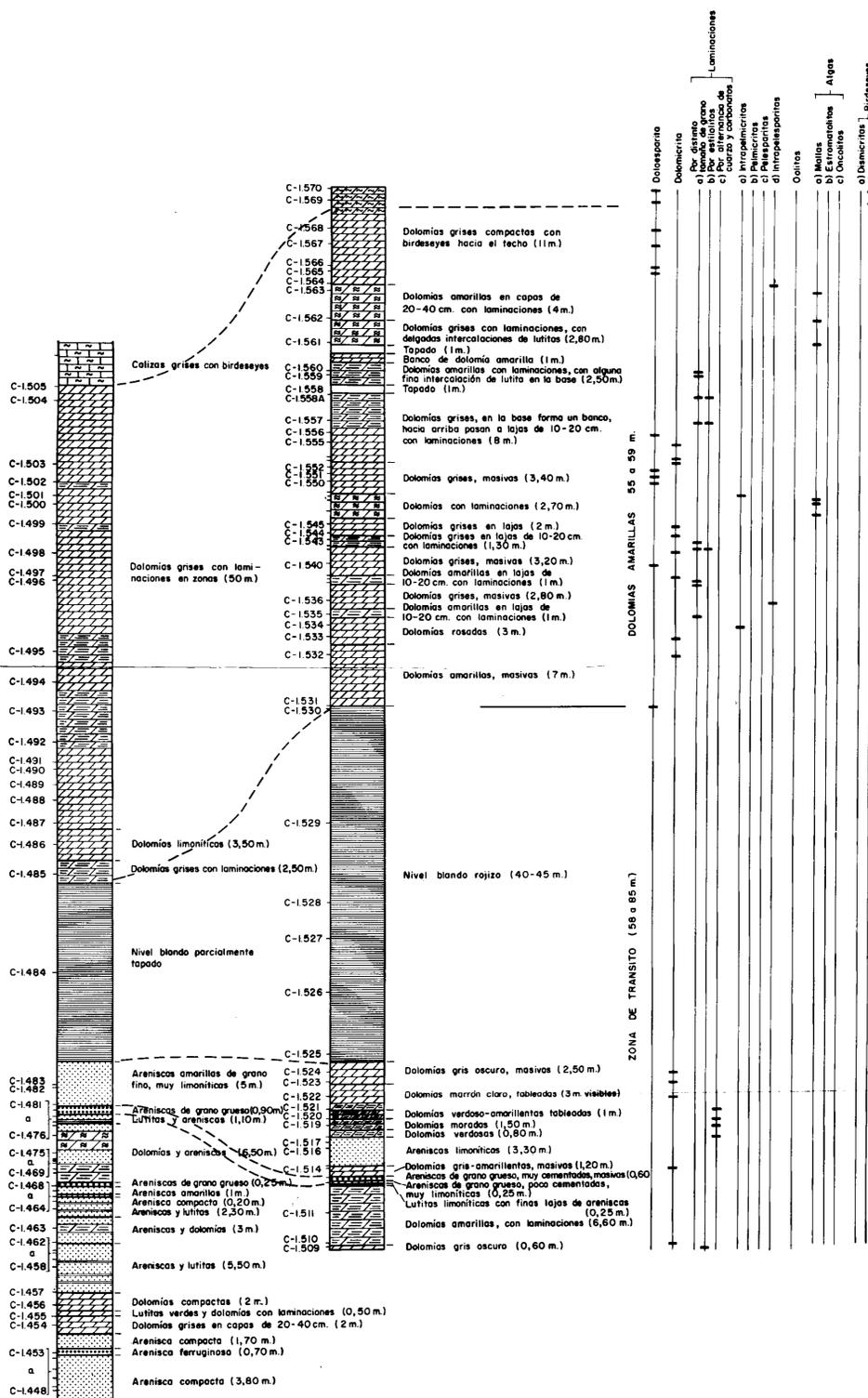
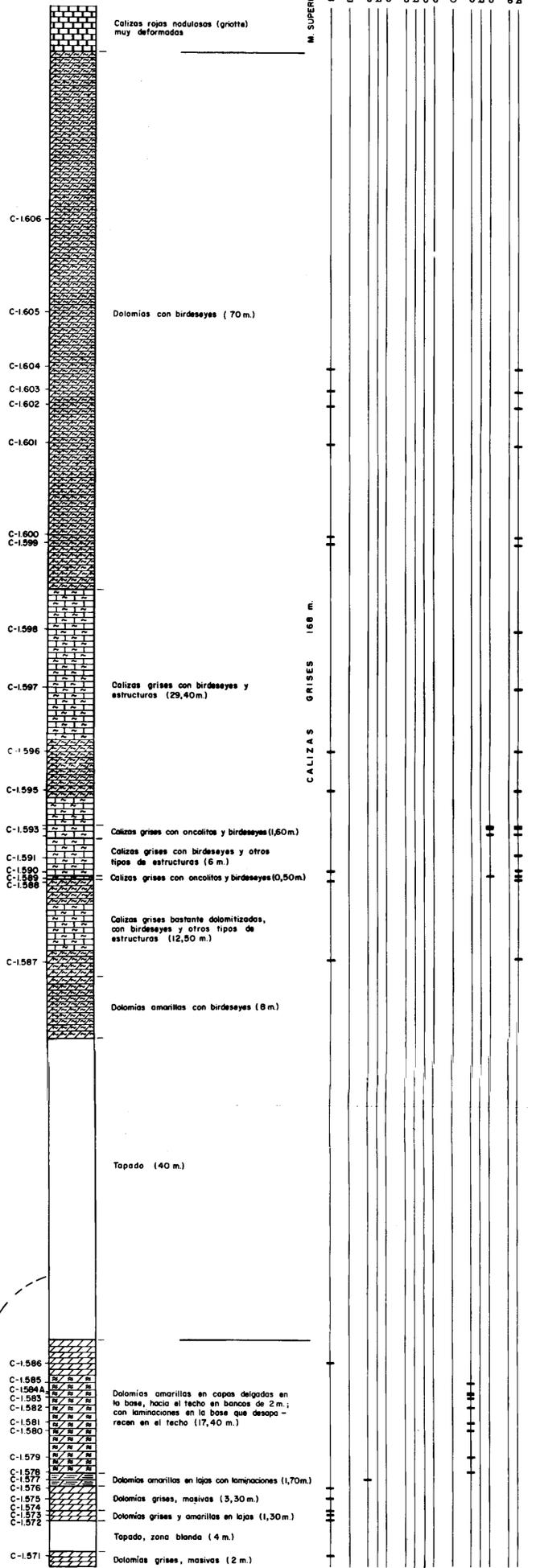
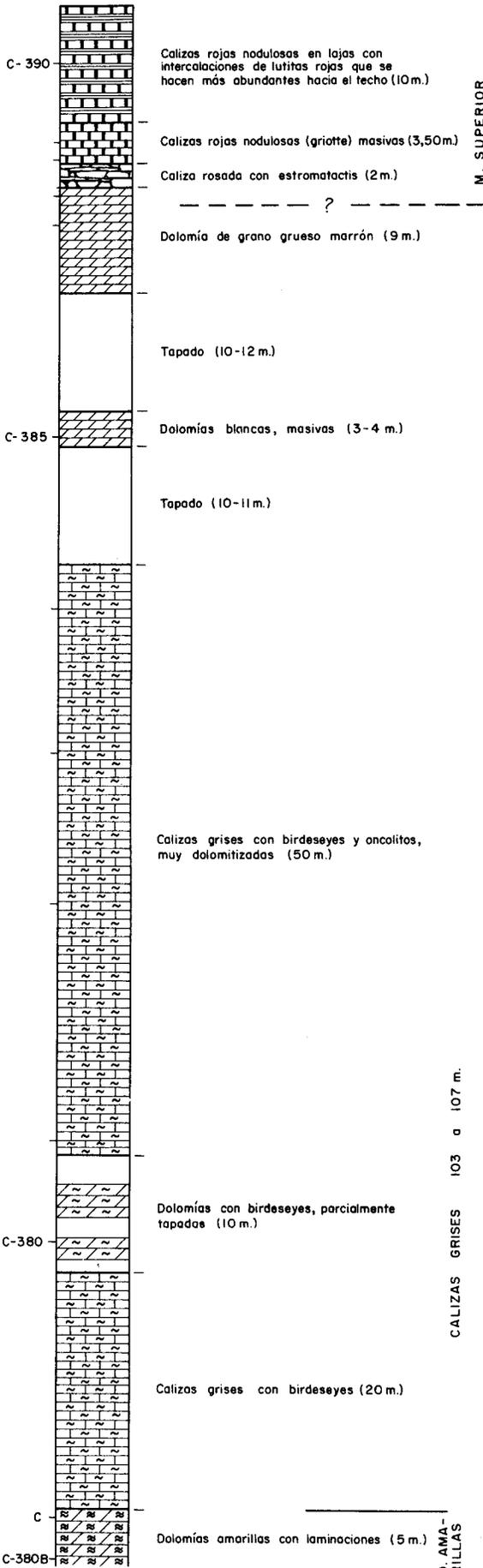


Fig. 5

TUÑA



M. SUPERIOR



CALIZAS GRISES 103 a 107 m.
D. AMA-RILLAS

Doloesparita	
Dolomicrita	
a) Por distinto tamaño	Laminaciones
b) Por estilolitos	
c) Por alternancia de cuarzo y carbonatos	
a) Intrapelmicritas	
b) Pelmicritas	
c) Pelosparitas	
d) Intrapelosparitas	
Oolitos	
a) Mallas	Algas
b) Estromatolitos	
c) Oncolitos	
a) Dismicritas	Birdeseyes
b) Dispellets	

Fig. 6

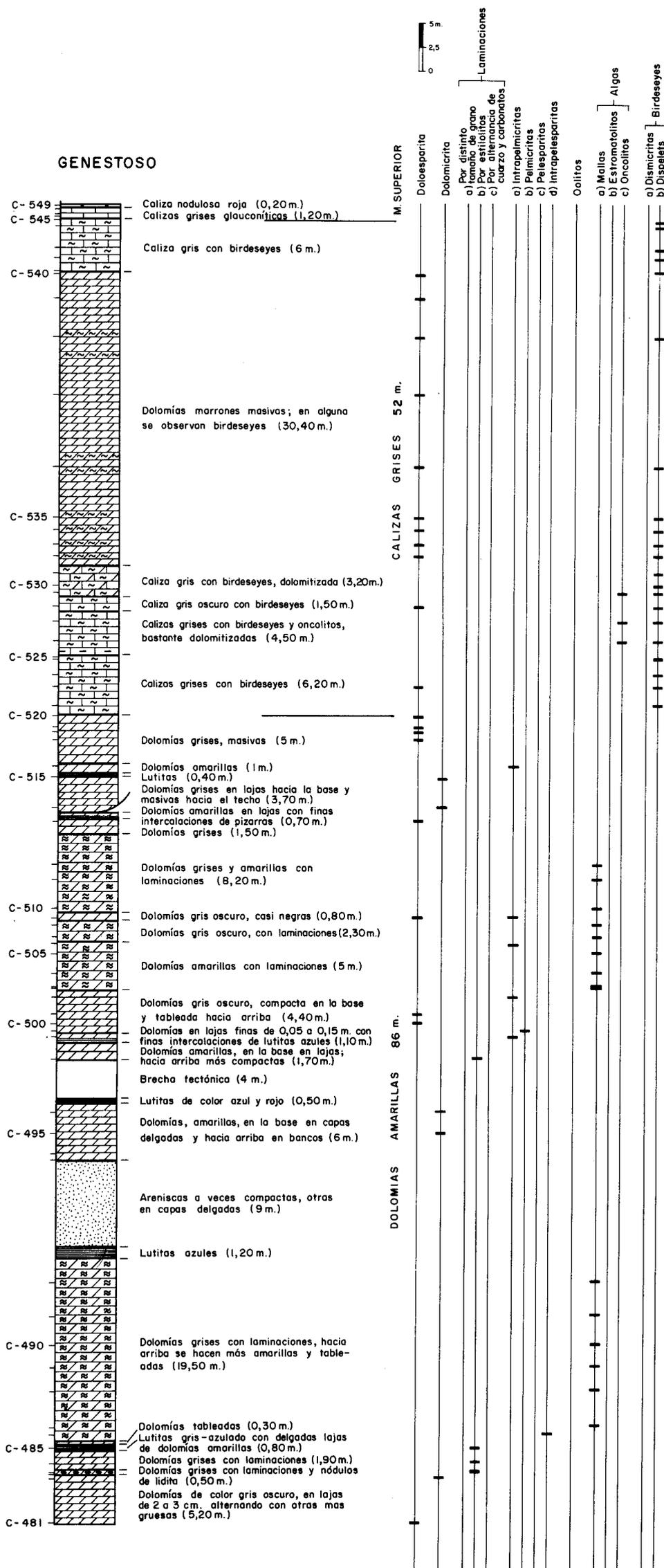


Fig. 7

Restos de Trilobites en el M. inferior



VILLABANDÍN

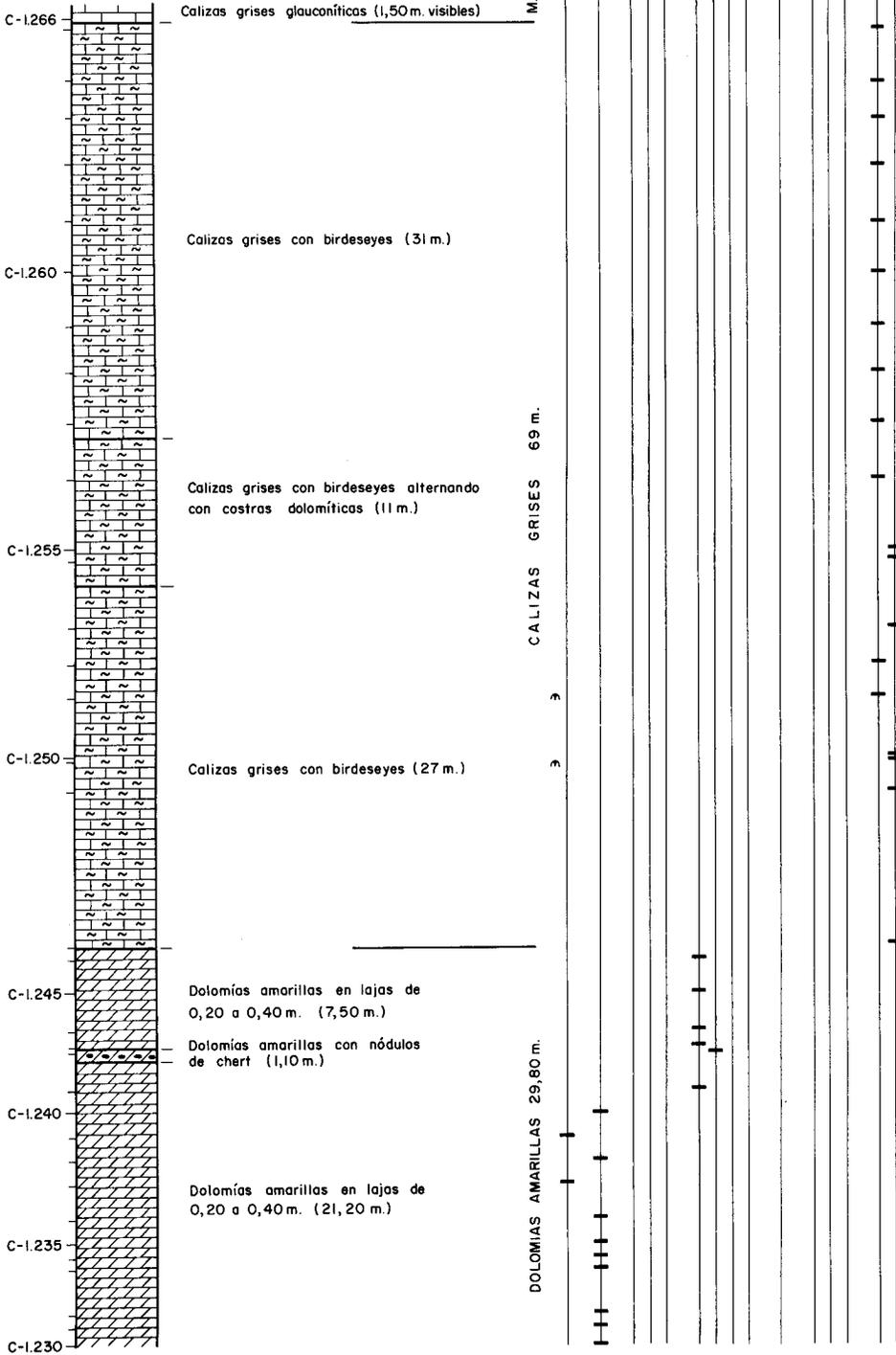


Fig. 8

Restos de Trilobites en el M. Inferior



IREDE

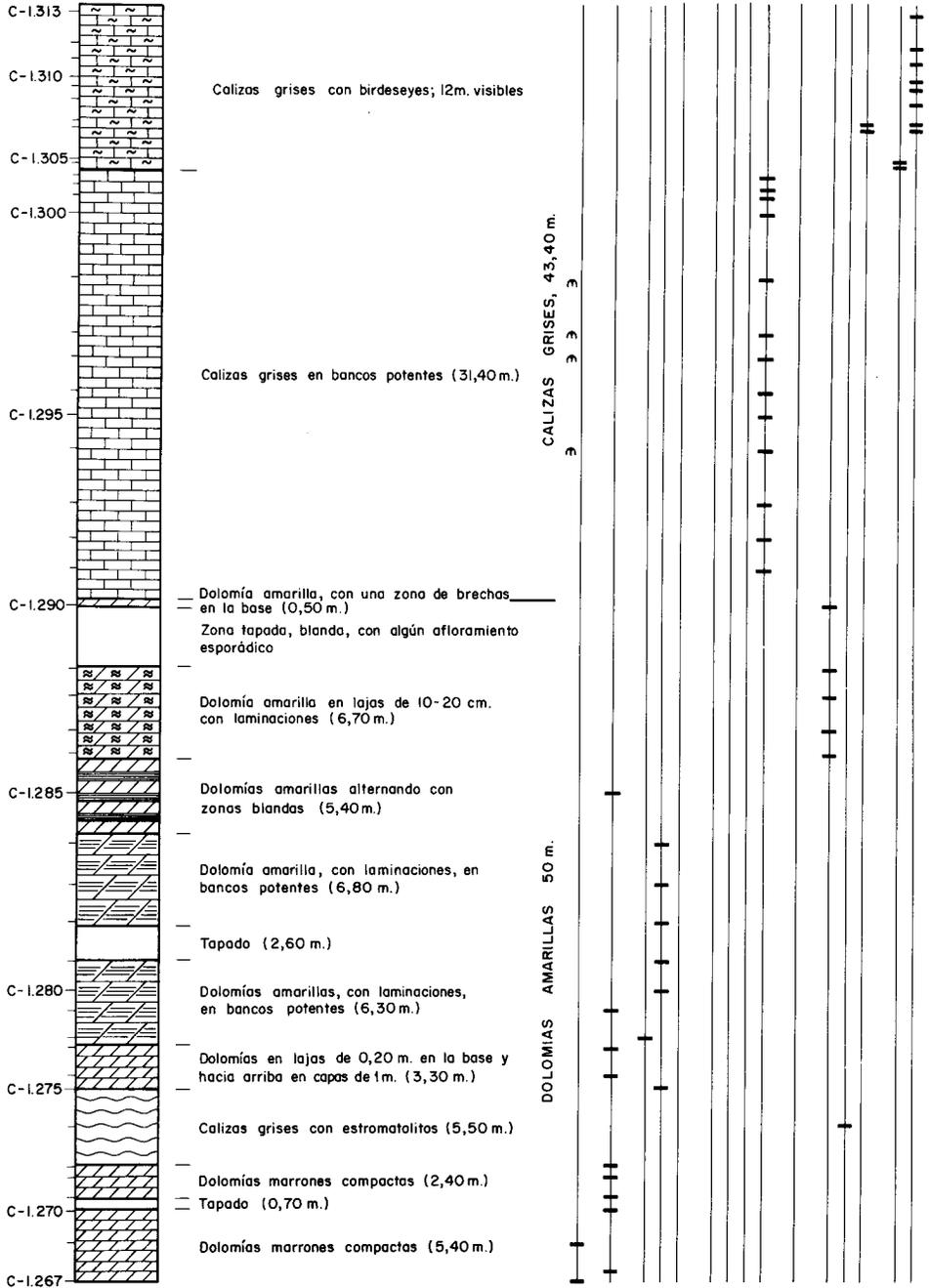


Fig. 9

alargada presentan la típica textura de las mallas de algas y los pelets son de micrita; en este caso su origen se debe a la fragmentación y redepósito de mallas de algas lo que viene corroborado por el hecho de que estos tipos de rocas se hallan siempre asociados a los niveles con mallas de algas.

Micritas con pelets.—Es un tipo de roca muy poco frecuente, los pelets poseen una cierta homogeneidad de tamaño y están formados por micrita de tono más oscuro que el de la matriz en que están englobados. El hecho de que en los pocos casos en que se presenta este tipo de roca esté asociado a las intramicruditas con pelets hacen pensar que tengan el mismo origen que éstas.

Oodoloesparitas.—A pesar del elevado grado de dolomitización que en las muestras estudiadas se observa, no obstante se pueden reconocer con claridad los oolitos, la mayoría de los cuales conservan rastros de las envolturas concéntricas. La composición original del núcleo es imposible de determinar, ya que todos ellos se presentan dolomitizados; en todo caso no se ha observado en ninguno de ellos la presencia de cuarzo como indica Van Der Meer MOHR (1969). Los oolitos tienen un diámetro que oscila entre 0,144 y 0,290 mm; entre los oolitos existen fragmentos redondeados de fósiles. El cemento entre los oolitos está constituido por doloesparrita.

Sedimentos laminados por algas (mallas de algas).—En este trabajo, siguiendo la nomenclatura de DAVIES (1970b, p. 170) se engloban bajo la denominación de sedimentos laminados por algas aquellos sedimentos carbonatados constituidos por algas dispuestas en finas láminas aplanadas a diferencia de la disposición que presentan las láminas en los estromatolitos.

En el miembro inferior de la Formación Láncara se presentan dos tipos de sedimentos laminados por algas, uno de ellos, y que es el que predomina, se caracteriza por su elevado contenido orgánico (derivado de las algas) que contribuye a acentuar la textura laminada de la roca, ya que alternan láminas muy oscuras con otras más claras. La composición de las láminas es de carbonatos salvo raras excepciones en que presentan algunos granos de cuarzo de tamaño limo. Todos estos sedimentos laminados presentan abundantes cavidades irregulares rellenas de esparita o chert; estas cavidades se han originado probablemente por el desprendimiento de gases producidos por la descomposición de parte del material orgánico de las mallas de algas por efecto de bacterias como indican CLOUD (1960, p. 35) y DAVIES (1970b, p. 191) o procedente del aire atrapado por el sedimento. Sin embargo, la textura fenestral no es apreciable a simple vista; sólo se observa vista al microscopio. Por este motivo, y dado el carácter laminado del sedimento, en las columnas estratigráficas no se ha incluido este tipo de roca dentro de las calizas con birdeseyes.

El otro tipo se caracteriza por su bajo contenido orgánico aunque también presenta la alternancia de capas claras con otras algo más oscuras, además las láminas son mucho más paralelas y planas que en el tipo anterior. Es frecuente también que se presenten intraclastos formados por fragmentos rotos de las laminaciones de algas, así como pelets asociados a ellos. Esto sugiere que el medio es de mayor energía (en términos relativos) que en el caso anterior y por ello más oxidante, lo que explicaría que los constituyentes orgánicos no se hubieran conservado en tanta proporción.

El carácter laminado de estos sedimentos se observa muy bien en el campo, ya que la meteorización acentúa más unas láminas que otras.

E s t r o m a t o l i t o s.—Se aplica este término en el mismo sentido como lo definieron LOGAN, REZAK & GINSBURG (1964).

En el campo se les reconoce fácilmente y suelen presentar una tonalidad gris; en ocasiones están bastante dolomitizados. Presentan las formas LLH, SH y SS (LOGAN *et al.* 1964).

I n t r a p e l e s p a r r u d i t a s.—Los intraclastos de este tipo de roca tienen forma subredondeada y están formados por racimos de pelets, con lo cual son frecuentes en ellos las protuberancias. Este tipo de intraclasto es idéntico a los «grapestone» que ILLING (1954) describe de las Bahamas. Los pelets tanto de los intraclastos como los que existen aislados fuera de ellos están formados por micrita y es frecuente que contengan cuarzo idiomorfo con abundantes inclusiones de calcita y que estén algo corridos; este tipo de cuarzo es en especial abundante en los pelets del interior de los intraclastos. Los intraclastos y pelets están cementados por esparita.

Calizas con birdeseyes.—Este tipo de calizas se caracterizan por presentar numerosas cavidades rellenas de esparita, dándoles un aspecto a la roca que es perfectamente reconocible en el campo, donde se presentan como calizas de grano fino de tonalidades grises provistas de numerosas manchas blancas con cristales de mayor tamaño. Incluso en el caso en que han sufrido una intensa dolomitización son fácilmente reconocibles ya que persiste el distinto tamaño de grano entre los ojos (birdeseyes) y el armazón; en ocasiones los ojos aparecen vacíos por efecto de la meteorización.

Observadas al microscopio se ve que pueden distinguirse dos tipos de calizas con birdeseyes de acuerdo con el armazón que presentan. Un primer tipo en el cual el armazón está constituido por micrita con algo de cuarzo de tamaño limo o a veces cuarzo idiomorfo; este armazón está provisto de numerosas cavidades rellenas de esparita (birdeseyes) alargadas paralelamente a la estratificación. En aquellos casos en que no están dolomitizadas, la esparita que rellena la cavidad es dos tipos, calcita fibrosa que se dispone según una primera capa relleno las paredes de la cavidad y cuyas fibras se disponen siempre perpendiculares a la misma y el resto de la cavidad está rellena de calcita granular. Un segundo tipo lo constituyen aquellas calizas con birdeseyes cuyo armazón está formado por pelets (dispelets) con a veces algo de cuarzo detrítico, pero lo más frecuente es que cuando presenta cuarzo éste sea idiomorfo. Las cavidades rellenas de esparita (birdeseyes) presentan las mismas características que en el primer tipo. Es frecuente que los birdeseyes se presenten en determinadas sucesiones bastante deformados probablemente por causas tectónicas ya que los otros tipos petrográficos asociados muestran una cierta esquistosidad. Los birdeseyes deformados son más frecuentes en el caso de las dismicritas que en el de los dispelets.

B) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO SUPERIOR.

A diferencia del miembro inferior, el miembro superior de la Formación Láncara presenta una menor variedad de tipos litológicos y además los constituyentes predomi-

nantes de la roca son restos de organismos («skeletal»). Tanto en el campo como en las muestras estudiadas al microscopio se observan tres tipos:

Biomicritas glauconíticas.—En el campo se presentan como calizas grises, algo verdosas en corte fresco debido a que contienen glauconita. Al microscopio se ve que están formadas por fragmentos de Equinodermos, Trilobites y Braquiópodos, en orden de mayor a menor abundancia, englobados en micrita conteniendo cuarzo detrítico de tamaño limo y glauconita. Los constituyentes predominantes de la roca son los fragmentos de fósiles que se encuentran recristalizados dando a la roca su típico aspecto esparítico. No obstante se reconoce tanto la estructura de los fósiles como la presencia de micrita entre ellos.

Biomicritas con estromatactis.—En el campo aparecen como calizas rosadas con abundantes cavidades alargadas, dispuestas paralelamente a la estratificación y rellenas de esparita; su tamaño es mucho mayor que el de los birdeseyes por lo que para diferenciarlos se les ha llamado estromatactis (en el sentido de WOLF, 1965). El armazón entre los estromatactis está formado por fragmentos de fósiles (Equinodermos, Trilobites y Braquiópodos) englobados en micrita que contiene además cuarzo detrítico de tamaño limo, algo de glauconita y una escasa proporción de óxidos de hierro que dan a la roca una tonalidad rosada.

Biomicritas nodulosas rojas.—Este tipo de roca es el más abundante y destaca muy bien en el campo por su color y textura. Se presentan como calizas nodulosas rojas, llamadas griotte por muchos autores (COMTE 1959; DE SITTER 1962), ya que tanto por el color como por la textura tienen el mismo aspecto que las calizas griotte del Devónico pirenaico. Desde el punto de vista petrográfico están constituidas por restos orgánicos (Trilobites, Braquiópodos, Equinodermos y Porifera) englobados en una abundante matriz de micrita, material arcilloso, óxidos de hierro, cuarzo detrítico de tamaño limo y algo de moscovita, materiales que se concentran formando una malla que da a las calizas su textura nodulosa. A la abundancia de óxidos de hierro se debe el que las calizas tengan una tonalidad roja intensa. Todas las biomicritas de este tipo presentan muy poca recristalización de la matriz micrita-arcilla; no obstante hay pequeñas áreas recristalizadas a microesparita. Esta relación entre contenido de material arcilloso y tamaño de los cristales de calcita en la matriz de las calizas ha sido también observado por BAUSCH (1968).

C) DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS DISTINTOS TIPOS PETROGRÁFICOS EN LAS SUCESIONES ESTUDIADAS.

La distribución de los diversos tipos petrográficos dentro de la Formación Láncara permite establecer una serie de niveles que responden a medios de sedimentación distintos.

Hay que destacar en primer lugar que los dos miembros en que se ha subdividido el Láncara presentan tipos netamente distintos y dentro del miembro inferior se destacan a su vez dos partes: la basal, que se reconoce en el campo por su naturaleza dolomítica y su tonalidad amarilla y que se caracteriza por presentar una gran diversidad de tipos

petrográficos, y la parte alta que tiene tonalidad gris y que desde el punto de vista petrográfico es muy homogénea y con tipos distintos de la anterior.

La Formación Láncara (carbonatada) en la franja meridional de la Unidad de Somiedo-Correcilla se apoya concordante sobre la Formación Herrería (detrítica); entre ambas formaciones existe una zona de tránsito caracterizada por la alternancia de areniscas y dolomías. Esta zona de tránsito se ha estudiado en la sucesión de El Rodical por sus buenas condiciones de afloramiento aunque también se presenta en otras sucesiones como en Barrios de Luna y Genestoso. Las areniscas son ortocuarcitas de grano fino o grano medio con matriz arcillosa aunque a veces pueden tener cemento carbonatado; en la parte alta de la zona de tránsito las ortocuarcitas son de grano grueso, el diámetro de los granos de cuarzo oscila entre 1,10 a 0,26 mm (muestras C-1479 y C-1480) y entre 1,25 a 0,19 mm (muestras C-1512 y 1513); los granos de cuarzo están muy redondeados. Alternando con las areniscas se presentan dolomicritas laminadas (láminas de dolomita alternan con láminas formadas por cuarzo detrítico de tamaño limo), sedimentos laminados por algas, y dolomicritas con textura homogénea o bien con textura bioturbada («burrowed»). Todos estos tipos petrográficos se presentan alternando pero sin que se observe ninguna distribución cíclica.

La parte baja (dolomías amarillas) del miembro inferior de la Formación Láncara está constituida por un predominio de dolomías amarillas con laminaciones, si bien (en especial en la base) se presentan también dolomías de tonalidades grises. Como ya indicábamos, esta parte es la que contiene una mayor variedad de tipos petrográficos; no obstante predominan las dolomicritas laminadas y los sedimentos laminados por algas. Las primeras predominan en la parte baja mientras que las segundas son más abundantes en la parte alta. Así como en la zona de tránsito las dolomicritas laminadas estaban constituidas por la alternancia de materiales de naturaleza distinta (carbonatos y detríticos) las dolomicritas laminadas de este tramo se deben a la alternancia de láminas de tamaño distinto de grano o bien a la presencia de abundantes estilolitos dispuestos en láminas paralelas. Los sedimentos laminados por algas se localizan en niveles de un cierto espesor y salvo en Villabandín, inmediatamente por debajo de las calizas grises (parte alta del miembro inferior) o muy cerca de ellas como en Barrios de Luna y Genestoso. Estos sedimentos laminados por algas se caracterizan por su elevado contenido en material orgánico. Aparte de estos tipos, que son los predominantes, se encuentran también dolomicritas con textura homogénea unas veces y otras con texturas bioturbadas, intramicruditas con pelets y micritas con pelets. A todos estos tipos que se presentan en todas las sucesiones, hay que añadir aquellos tipos petrográficos que sólo se han observado localmente en alguna de las sucesiones. Así por ejemplo, las oodoloesparitas sólo se han observado en Barrios de Luna, muy cerca de la base del miembro inferior. El hecho de que en sucesiones completas del Láncara como las que afloran en El Rodical y Genestoso, este nivel no aparezca, hace pensar que los oolitos no constituyen un nivel continuo.

Así mismo el nivel de estromatolitos que aparece unos metros por encima del nivel oolítico sólo se ha observado en las sucesiones de Barrios de Luna e Irede; lo mismo

que para el nivel oolítico el hecho de que en las sucesiones más completas (El Rodical y Genestoso) no se observen estromatolitos hace pensar que tienen un carácter local.

Por lo que a la parte alta (calizas grises) del miembro inferior de la Formación Láncara se refiere ya indicábamos que es mucho más homogénea en cuanto a tipos petrográficos que la parte baja. En efecto, desde el punto de vista petrográfico, constituyen un nivel caracterizado por la presencia de birdeseyes en las calizas; la única diferencia estriba en la naturaleza del armazón (micrita o pelets) y en la potencia que alcanza este nivel en las diversas sucesiones estratigráficas. No obstante existe una excepción y es en la sucesión de Irede, donde las calizas grises empiezan por un potente nivel (30 m) de intrapelesparruditas que no presentan birdeseyes. Las localidades donde el nivel de calizas con birdeseyes alcanza mayor potencia son El Rodical, Castillo de la Barca y Tuña. El nivel de calizas con birdeseyes constituye un magnífico nivel guía en el campo ya que incluso en aquellos casos en que la sucesión ha sufrido una intensa dolomitización secundaria (epigenética) se le reconoce muy bien pues los «ojos» de los birdeseyes se destacan bien, ya sea porque queden huecos, ya sea porque el tamaño de los cristales sea distinto en el armazón que en los ojos (donde alcanzan mayor tamaño). En los casos en que la dolomitización es muy intensa poco puede decirse en cuanto a la naturaleza del armazón. En los demás casos, y como ya indicábamos en el capítulo de la descripción petrográfica, se presentan dos tipos de armazón: el tipo dismicrita y el tipo dispelet, siendo más abundante este último. En la sucesión de Castillo de la Barca y Genestoso, los birdeseyes están muy deformados tectónicamente habiendo sufrido un estiramiento. En todas las sucesiones se observa que en este nivel se presentan oncolitos localizados, en general, según bandas, dentro de las calizas con birdeseyes.

El miembro superior de la Formación Láncara tiene la característica de estar constituido por calizas cuyos componentes son predominantemente restos de fósiles («skeletal grains» en el sentido de LEIGHTON & PENDEXTER 1962) lo cual los diferencia netamente del miembro inferior.

Los tres tipos petrográficos descritos en el capítulo correspondiente, se distribuyen del modo siguiente: las biomicritas glauconíticas se presentan siempre en la base y alcanzan poco espesor; por encima se sitúan las biomicritas con estromatactis, que tampoco son muy potentes y por último se encuentran las biomicritas nodulosas rojas que son las que alcanzan mayor desarrollo. En el campo y debido a su aspecto se las ha llamado respectivamente calizas grises glauconíticas, calizas rosadas y calizas nodulosas rojas (griotte). Esta distribución es típica del miembro superior de la Formación Láncara perteneciente a la facies de Barrios como veremos más adelante. Cabe señalar que en las sucesiones estudiadas de la franja meridional de la Unidad de Somiedo-Correcilla, tanto las calizas grises glauconíticas como las calizas rosadas tienen muy poco espesor, las primeras se han observado sólo en Genestoso y Villabandín y si bien en ocasiones las malas condiciones de observación (por dolomitización por ejemplo) no permiten reconocerlas con seguridad, hay casos como en la sucesión de Barrios de Luna en que puede afirmarse que faltan; así pues las calizas grises glauconíticas forman un nivel muy delgado y probablemente discontinuo. Las calizas rosadas, en cambio, aunque también de muy escaso espesor se han visto en todas las sucesiones excepto, como es

natural, en El Rodical e Irede, ya que en estas localidades el miembro superior del Láncara no aflora. Por lo que se refiere a las calizas nodulosas rojas, éstas no faltan nunca y si en alguna sucesión no se observan es por malas condiciones de afloramiento o por tectonización.

2. CARACTERISTICAS DE LA FORMACION LANCARA EN LA UNIDAD DE SOMIEDO-CORRECILLA (FRANJA SEPTENTRIONAL).

La franja septentrional de la Formación Láncara en la Unidad de Somiedo-Correcilla, a lo largo de su frente de cabalgamiento, no constituye una banda única sino que muestra varias bifurcaciones consecuencia de las varias escamas en que se rompe la citada unidad, como por ejemplo en el sector N las escamas de Belmonte y Tameza, las escamas secundarias que aparecen en el Manto de Somiedo y las del extremo E de la Unidad de Somiedo-Correcilla (escamas de Rozo, Correcilla, Pozo y Bregón, DE SITTER 1962, EVERS 1967). En esta franja el Cámbrico no aflora completo ya que está siempre cortado por la superficie de cabalgamiento en la base del Láncara, por lo que la Formación Herrería nunca aflora.

De esta franja se han estudiado doce sucesiones, su localización puede verse en la fig. 4. Estas sucesiones tienen las siguientes características:

Corias de Arriba.—A lo largo del camino que sale de Corias de Arriba, un poco por encima del pueblo hay una sucesión buena del Láncara, aunque bastante incompleta pues sólo afloran las calizas grises del miembro inferior y el miembro superior. El espesor que alcanza el Láncara en esta localidad es de 85 m de los cuales 51 m corresponden a las calizas grises y 25 m corresponden al miembro superior.

Genestosa.—A lo largo de todo el frente cartográfico del Manto de Somiedo, desde el Puerto de Somiedo hacia el Sur, el Láncara aflora muy bien. En este sector se han estudiado las sucesiones que afloran en Genestosa, La Majúa y Torre de Babia; no obstante en Genestosa el miembro inferior del Láncara está dolomitizado secundariamente y dado que en las observaciones de campo se ha visto que presenta los mismos tipos litológicos que en las sucesiones de La Majúa y Torre de Babia no se ha muestreado esta parte. Las observaciones que se han hecho en Genestosa, en la sucesión que aflora por encima del pueblo, se refieren al miembro superior que alcanza 25 m de potencia y a la parte baja de la Formación Oville por ser en esta localidad donde afloran en mejores condiciones de observación.

La Majúa.—En esta localidad la Formación Láncara aparece triplicada por efecto de las escamaciones secundarias muy frecuentes en el Manto de Somiedo (JULIVERT, PELLO & FERNÁNDEZ-GARCÍA 1968). La sucesión que se ha estudiado aflora en el camino a lo largo del río de La Majúa y corresponde a la escama principal. El miembro inferior alcanza una potencia de 97 m, de los cuales 68,50 corresponden a las dolomías amarillas y 28,50 m a las calizas grises.

Torre de Babia.—En esta localidad se ha obtenido una sucesión de la Formación Láncara que aflora al SE del pueblo en el camino que va de Torre de Babia a Hurgas. Esta sucesión está incompleta pues del miembro inferior sólo afloran bien las calizas grises que alcanzan un espesor de 56 m. El miembro superior tiene 22 m de espesor. En esta localidad, en la parte baja del miembro superior (dentro del nivel de calizas rosadas), existe una explotación abandonada de baritina. La baritina va acompañada de blenda y galena y se presenta en bolsadas de 2,50 a 3 m de potencia que a veces siguen la estratificación y otras la cortan. La existencia de baritina es frecuente en todo este sector donde puede observarse que existen numerosas calicatas, localizadas siempre dentro de la Formación Láncara.

Sena de Luna.—Al SW de Sena de Luna, en la carretera que va de Sena de Luna a Abelgas, en el punto donde la carretera cruza el frente de cabalgamiento de la Unidad de Somiedo-Correcilla, aflora el Láncara pero está muy dolomitizado; en esta localidad se han tomado sólo unas muestras sueltas para comprobar la existencia de las calizas grises con birdeseyes. En efecto, a pesar de la dolomitización se pueden ver bien los birdeseyes, ya sea porque aparezcan huecos ya sea porque el tamaño de los cristales sea mayor en los birdeseyes que en el armazón, por lo cual los primeros destacan.

CORIAS DE ARRIBA

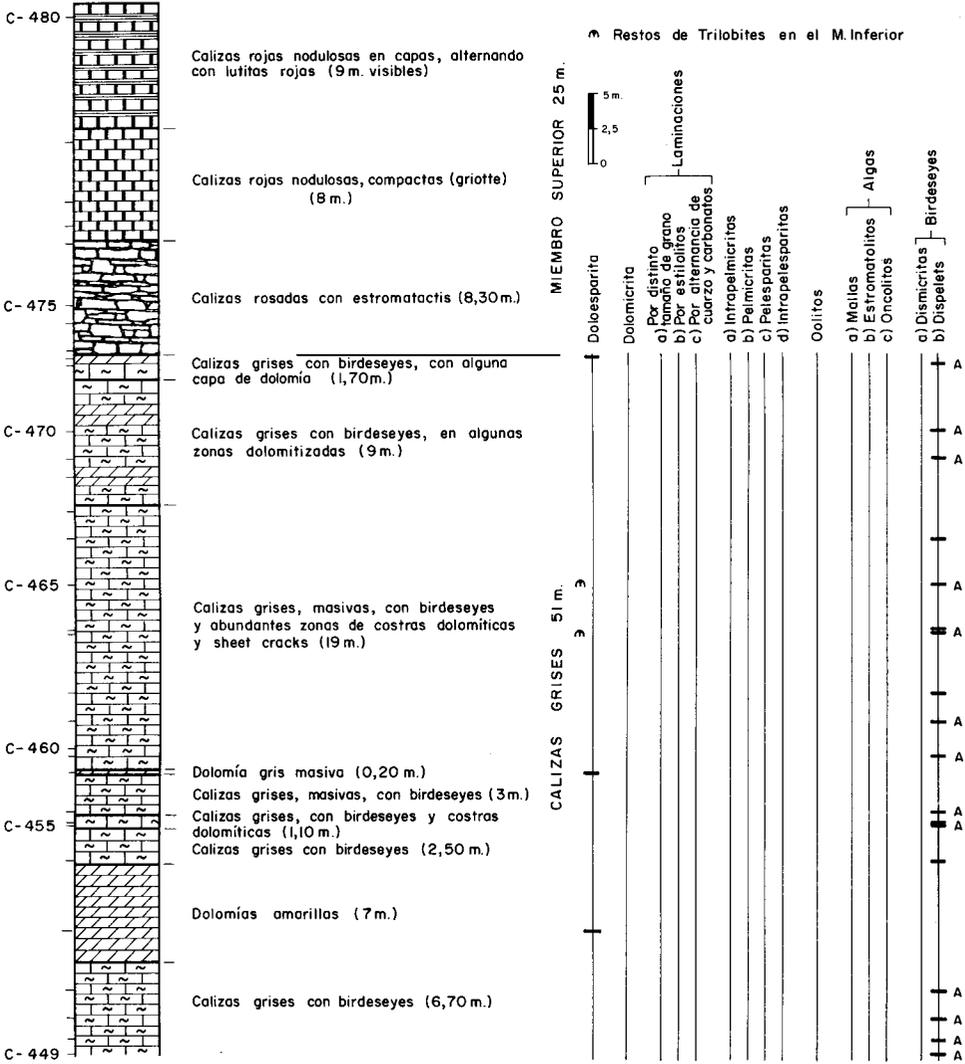


Fig. 11

GENESTOSA

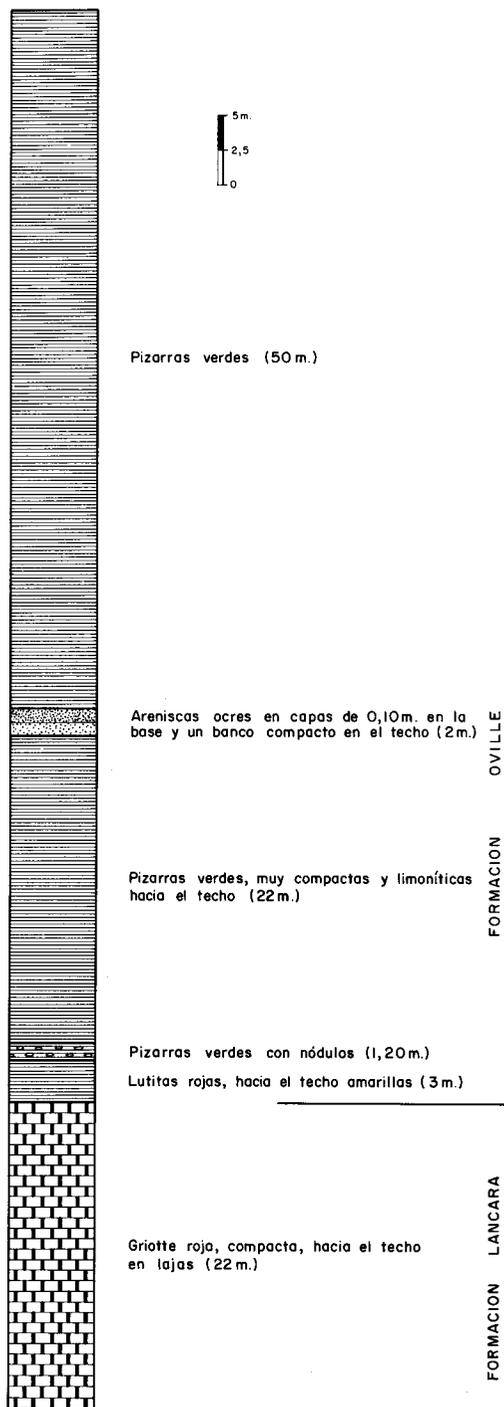


Fig. 12

m Restos de Trilobites en el M. inferior



LA MAJÚA

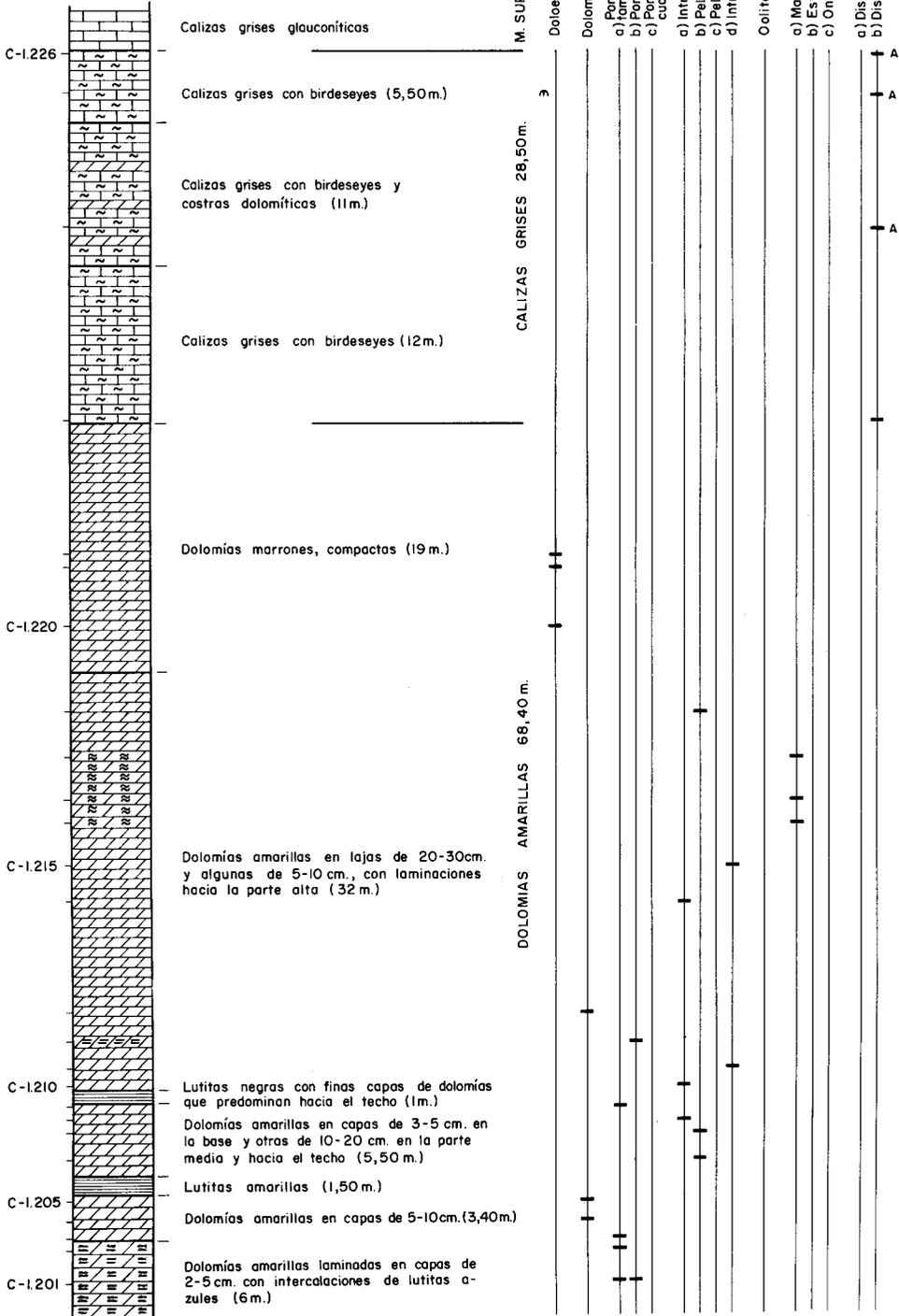


Fig. 13

LÁNCARA DE LUNA

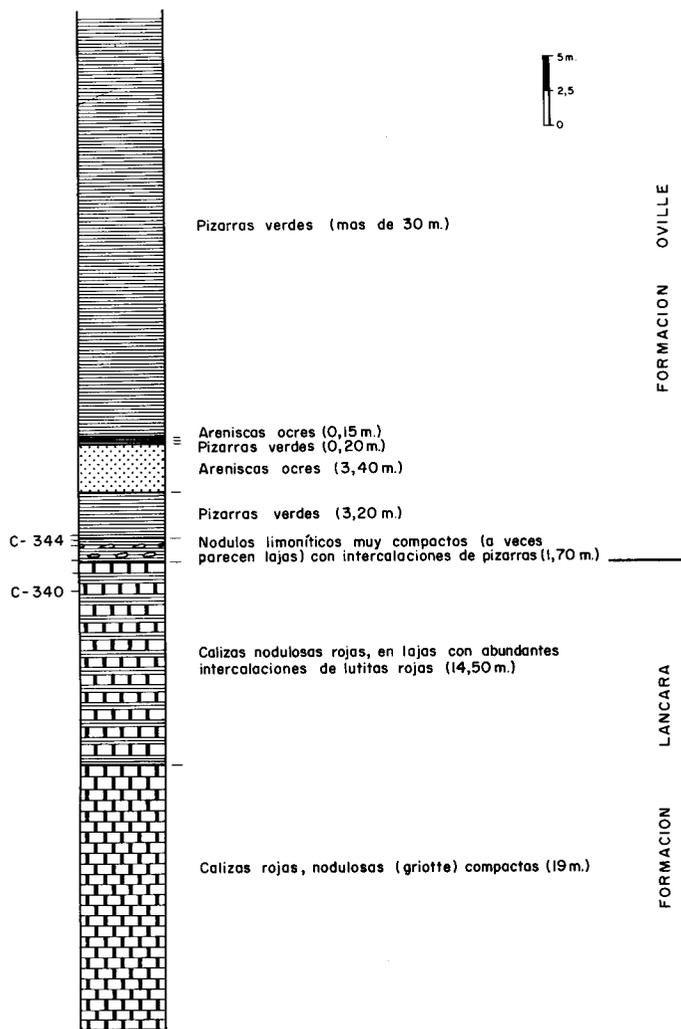


Fig. 15

PIEDRASBERMEJAS

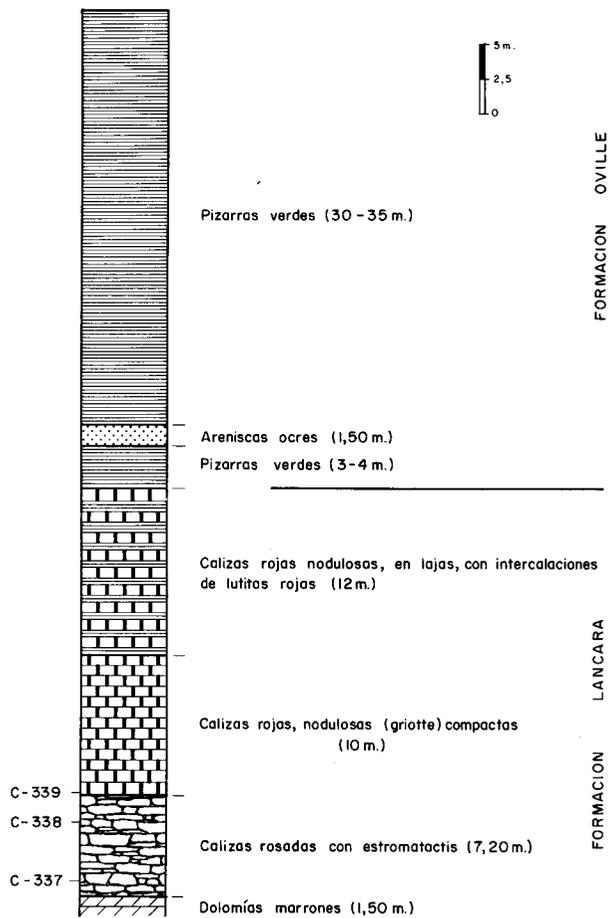


Fig. 16

VILLAMANIN

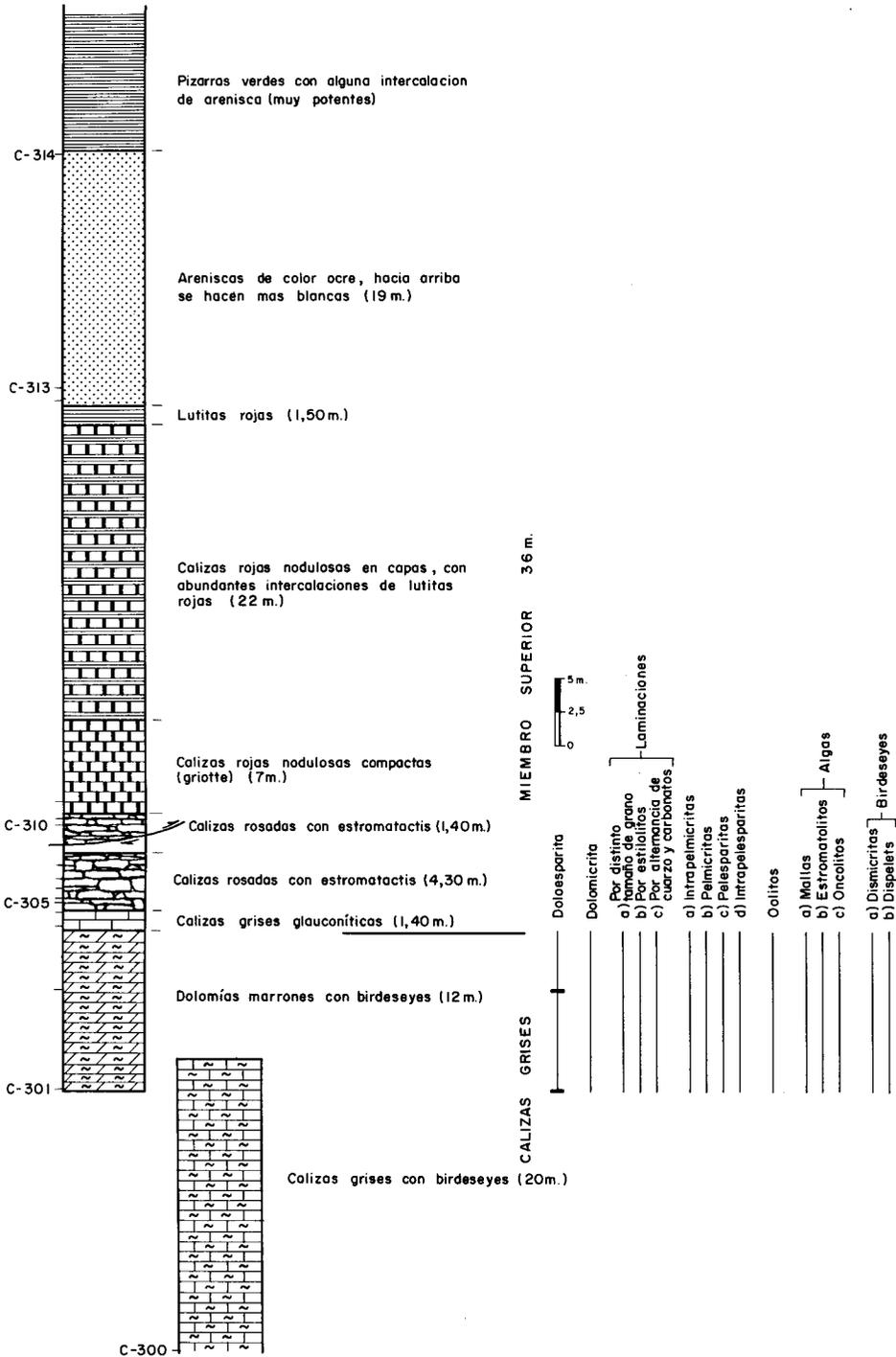


Fig. 17

Láncara de Luna.—Esta localidad corresponde a la localidad tipo de la Formación Láncara. El Láncara aflora en la carretera que va de la Magdalena a San Emiliano, a la altura del pueblo de Láncara de Luna, actualmente abandonado y cubierto por las aguas del pantano. La Formación Láncara en esta localidad está duplicada. Se encuentra muy dolomitizada por lo que no se ha estudiado la sucesión. Únicamente se han observado las características litológicas y espesores que presentan el miembro superior y la parte baja de la Formación Oville que se le superpone, en la escama más septentrional.

Piedrasbermejas.—En el km 18 de la carretera de Cubillas de Arbás a Aralla, aflora el Láncara formando un crestón. El nombre de la localidad se ha tomado del nombre del arroyo que pasa muy cerca. En esta localidad se han tomado datos referentes a las características litológicas y espesores que alcanzan el miembro superior de la Formación Láncara y la parte baja de la Formación Oville.

Villamanín.—Al S del pueblo de Villamanín el Láncara se presenta duplicado. La sucesión estudiada se ha obtenido en la loma que hay al S del pueblo, en la margen derecha del río, que corresponde a la escama más meridional, puesto que en este sector las calizas grises del miembro inferior afloran muy bien y no están dolomitizadas, alcanzando 20 m de potencia. No obstante y a pesar de la dolomitización que presenta este nivel en otras sucesiones de este sector, se reconoce muy bien la presencia de los birdeseyes en las dolomías. En la sucesión estudiada, el miembro superior presenta una pequeña repetición tectónica en su base (en el nivel de las calizas rosadas); el espesor de este miembro es de unos 36 m.

Ciñera.—Al S de Villamanín se desarrollan dos escamas secundarias en las que aflora el Cámbrico, la de Pozo y la de Bregón. En la escama de Bregón, que es la más meridional, se ha obtenido una sucesión a unos 2 km al E del pueblo de Ciñera. El miembro superior del Láncara alcanza en esta localidad de 37 a 42 m de espesor.

Nocedo de Curueño y Montuerto.—En el valle del río Curueño se tienen muy buenos afloramientos del Cámbrico; en el pueblo de Montuerto se ha obtenido una sucesión de la Formación Láncara que pertenece a la misma banda que aflora en Nocedo ya que al E de este último pueblo el Láncara que seguía una dirección E-W gira hasta adoptar una dirección NE-SW a la vez que se bifurca. Dado que la sucesión en Nocedo se presenta bastante dolomitizada, sobre todo, por lo que al miembro inferior se refiere y puesto que en el campo se ve que se trata del mismo tipo de sucesión que la que aflora en Montuerto, se ha realizado el muestreo en este último pueblo. En Nocedo se han obtenido únicamente muestras sueltas para su comprobación al microscopio.

Valdepiélagos.—En la carretera de La Vecilla a Lugueros, a la altura del pueblo de Valdepiélagos aflora de nuevo el Láncara formando un anticlinal; la sucesión se ha obtenido en el flanco S del anticlinal. Las calizas grises del miembro inferior alcanzan 26 m de potencia y el miembro superior tiene una potencia de 35 m.

A) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO INFERIOR.

El miembro inferior de la Formación Láncara de la franja septentrional de la Unidad de Somiedo-Correcilla, sólo ha podido ser bien observado en las sucesiones de La Majúa y Montuerto. Al igual que sucedía en la franja meridional, es este miembro inferior el que presenta una mayor variedad de tipos. A continuación se van a indicar los tipos petrográficos existentes sin hacer descripción detallada ya que son los mismos tipos que se han descrito para la franja meridional; sólo se indicarán las peculiaridades propias de esta franja septentrional.

Dolomicritas y micritas.—Es un tipo petrográfico poco frecuente y la textura que presentan es siempre homogénea. La textura bioturbada («burrowed») que presentaban a veces este tipo de rocas, en la franja meridional, no se ha observado aquí.

Dolomicritas laminadas.—En la franja septentrional este tipo es menos frecuente que en la franja meridional. Las laminaciones se deben a la alternancia de láminas de carbonatos de tamaño de grano distinto o bien a la existencia de abundantes estilolitos dispuestos en láminas paralelas; este último caso es el que predomina.

Intramicroditas con pelets.—Presentan las mismas características descritas para la franja meridional, siendo en especial más abundantes los tipos derivados de la erosión de los sedimentos laminados por algas.

Sedimentos laminados por algas (mallas de algas). Este tipo petrográfico corresponde al descrito para la franja meridional y se caracteriza por su elevado contenido orgánico.

Intrapelesparitas.—Formadas por intraclastos de forma redondeada a subredondeada y por pelets, ambos constituyentes están formados por micrita. Los intraclastos y pelets están cementados por esparita. Este tipo petrográfico se halla asociado siempre a los sedimentos laminados por algas por lo que es muy posible que deriven de la erosión de dichos sedimentos.

Estromatolitos.—En la franja septentrional de la Unidad de Somiedo-Correcilla únicamente se presentan los estromatolitos de la forma SH y SS de LOGAN *et alt.* (1964), en la sucesión de Torre de Babia y se hallan siempre asociados a las calizas con birdeseyes. De todos modos alcanzan muy poco desarrollo.

Calizas con birdeseyes.—Estas calizas son análogas a las descritas en la franja meridional de la Unidad de Somiedo-Correcilla. Hay que destacar, sin embargo, que la mayoría de calizas con birdeseyes de la franja septentrional presentan el almacén de tipo dispelet y los pelets están formados por algas calcáreas del género, *Epiphyton*. En algunas ocasiones, las algas calcáreas están diseminadas en una masa de micrita oscura. Estas algas, no se han observado nunca en las calizas con birdeseyes de la franja meridional de la Unidad de Somiedo-Correcilla. Es frecuente, también, la existencia de cuarzo idiomorfo y/o rombos de dolomita en el almacén de los birdeseyes. En algunos casos se presentan también fragmentos de Trilobites. Por lo que respecta a la naturaleza del material que rellena las cavidades (birdeseyes) o al reconocimiento de dichas cavidades en el caso de que la roca este dolomitizada, se observan las mismas características ya descritas para la franja meridional.

B) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO SUPERIOR.

El miembro superior de la Formación Láncara de la franja septentrional de la Unidad de Somiedo-Correcilla está formado por los tipos petrográficos siguientes: **Biomicritas glauconíticas, biomicritas con estromatactis y biomicritas nodulosas rojas** es decir, los mismos que en la franja meridional y con las mismas características ya descritas por lo cual no se va a repetir de nuevo su descripción.

C) DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS DISTINTOS TIPOS PETROGRÁFICOS EN LAS SUCESIONES ESTUDIADAS.

La Formación Láncara de la franja septentrional de la Unidad de Somiedo-Correcilla, consta, como siempre, de dos miembros. El miembro inferior se puede dividir en dos partes. Una parte basal constituida por dolomías con una gran diversidad de tipos petrográficos y una parte alta de calizas con birdeseyes, muy homogénea. Estas dos

partes se reconocen muy bien en el campo por su distinta tonalidad; la parte baja dolomítica tiene color amarillo y la parte alta está formada por calizas grises. No obstante, como ya indicábamos anteriormente, la base de la Formación Láncara no puede precisarse en esta franja, por estar cortada por la superficie de cabalgamiento. Las sucesiones más completas corresponden a las localidades de La Majúa y Montuerto.

La parte baja (dolomías amarillas) del miembro inferior, está formada por un predominio de sedimentos laminados por algas y de intramicruditas con pelets e intra-pelesparitas asociadas con ellos. También se presentan dolomicritas laminadas que se sitúan siempre hacia la base, mientras que los otros tipos predominantes se localizan inmediatamente por debajo de las calizas grises (parte alta del miembro inferior) o muy cerca de ellas. Las dolomicritas laminadas, sólo se han observado en la sucesión de La Majúa; en cambio en Montuerto no afloran, posiblemente por estar cortadas por la superficie de cabalgamiento. Aparte de estos tipos, en la sucesión de La Majúa se presentan también dolomicritas con textura homogénea.

La parte alta del miembro inferior, está formada por calizas con birdeseyes, que en el campo tienen siempre una tonalidad gris. Desde el punto de vista petrográfico presentan una gran homogeneidad. El armazón en todas ellas es del tipo dispelet. Por su tonalidad gris y su textura (birdeseyes) estas calizas constituyen un magnífico nivel guía en el campo, incluso en los casos en que han sufrido una intensa dolomitización secundaria (epigenética), como sucede en las sucesiones de Corias de Arriba, Villamanín y Valdepiélagos, ya que conservan rastros de la textura original. En este último caso, los birdeseyes destacan ya sea porque queden huecos ya sea porque estén provistos de cristales de tamaño mayor que el armazón. Un hecho característico de las calizas grises con birdeseyes de esta franja septentrional es la existencia de algas calcáreas del género *Epiphyton* en el armazón de los birdeseyes. Estas algas calcáreas no se han observado nunca en las sucesiones de la franja meridional, por lo cual constituyen un hecho diferencial muy típico. En las sucesiones de Corias de Arriba, La Majúa y Torre de Babia, dentro del nivel de calizas con birdeseyes son muy abundantes las costras dolomíticas y las grietas de disolución rellenas de calcita («sheet cracks», FISCHER 1964); en la sucesión de Torre de Babia se presentan además oncolitos y algunos estromatolitos localizados en delgadas capas (0,25 a 0,35 m) hacia la parte superior de las calizas con birdeseyes.

El miembro superior de la Formación Láncara de la franja septentrional, aflora muy bien en todas las sucesiones estudiadas; al igual que en la franja meridional de la Unidad de Somiedo-Correcilla está constituido por calizas cuyos componentes son restos de fósiles («skeletal grains» en el sentido de LEIGHTON & PENDEXTER 1962). En este miembro los tipos petrográficos se distribuyen del modo siguiente: en la base se presentan biomicritas glauconíticas (calizas grises glauconíticas) que suelen ser poco potentes, por encima las biomicritas con estromatactis (calizas rosadas) que al igual que las anteriores alcanzan escasa potencia y por último las biomicritas nodulosas (calizas nodulosas rojas o griotte) con mayor espesor. Esta distribución es la misma que en la franja meridional de la Unidad de Somiedo-Correcilla. Aunque los tres niveles citados son muy constantes, en Corias de Arriba faltan las calizas grises glauconíticas.

3. CARACTERISTICAS DE LA FORMACION LANCARA EN LA UNIDAD DE LA SOBIA-BODON.

El Cámbrico, en la Unidad de La Sobia-Bodón (MARCOS 1968) aflora en varias franjas ya que esta unidad está rota en varias escamas secundarias. La franja más importante y en la cual el Cámbrico aflora completo (Formaciones Herrería, Láncara y Oville) es la que corresponde a la escama de Bodón. En las otras franjas el Cámbrico está siempre incompleto pues faltan las Areniscas de la Herrería y tal vez la parte más baja del miembro inferior del Láncara; una de estas franjas se sitúa al S de la escama de Bodón y constituye el frente de la escama de Gayo (DE SITTER 1962). Una tercera franja, paralela a las otras dos, es la que aparece al N de la escama de Bodón y que constituye el frente de la escama de Forcada (DE SITTER 1962).

Por último el Cámbrico aflora también en otras estructuras secundarias dentro de la Unidad de La Sobia-Bodón como son la ventana de Cueto Negro y los Klippes de Armada y Pallide. En la ventana de Cueto Negro, así como en el Klippe de Pallide aflora el Cámbrico completo con sus tres formaciones.

El Láncara que aflora en la Unidad de La Sobia-Bodón, consta de los dos miembros habituales en esta Formación. El miembro inferior está constituido por dolomías amarillas provistas de abundantes laminaciones y el miembro superior está formado principalmente por calizas nodulosas rojas (griotte).

Hay que señalar que el miembro inferior del Láncara de la escama de Bodón consta, aparte de las dolomías amarillas características, de abundantes dolomías de color gris oscuro y a veces negro.

Dentro de la Unidad de La Sobia-Bodón se han obtenido diversas sucesiones. De la escama de Gayo se ha estudiado el Láncara en las localidades de La Almuzara, Caldas de Nocedo y Oville; de la escama de Bodón las de Tuiza, Busdongo, Camplongo, Pontedo, Tolibia de Abajo, Arintero y Presa del Porma. En la escama de Forcada, las localidades de Canseco, Llamazares y Quintanilla y por último se ha estudiado el Láncara de la localidad de Orones, perteneciente al Klippe de Armada y la de Pallide (Klippe de Pallide). La localización exacta (figs. 4 y 37) y características generales de estas sucesiones es la siguiente:

La Almuzara.—En el valle del río Torío en los cerros situados al Sur del pueblo de La Almuzara, en la margen derecha del río, hay buenos cortes del Láncara; en el segundo cerro (de N a S) es en el que aflora mejor el miembro inferior con 32 m de espesor visibles, mientras que el miembro superior, que está muy dolomitizado, alcanza 19,30 m de espesor.

Caldas de Nocedo.—En el valle del Curueño, al N del Balneario de Caldas de Nocedo, en la loma situada en la margen izquierda del río existe una buena sucesión del Láncara. Del miembro inferior son visibles unos 35 m; el miembro superior, que está algo dolomitizado en su base, alcanza una potencia de 23,70 m. La Formación Oville empieza por un nivel de unos 9 m de espesor de nódulos calcáreos con abundantes intercalaciones de lutitas y por encima siguen unos 40 m de pizarras verdes a los que se superponen 45 m de areniscas ocre glauconíticas.

Oville.—En el pueblo de Oville, donde se sitúa la localidad tipo de la Formación Oville (COMTE 1937; COMTE 1959, p. 60), el Láncara aflora bastante mal, sobre todo, por lo que al miembro inferior se refiere. En esta localidad, se ha muestreado solamente la parte más alta del miembro inferior aunque en ella las dolomías también afloran discontinuas. En cambio tanto el miembro superior del Láncara (22,70 m) como la parte baja de la Formación Oville con 51 m de pizarras verdes con nódulos afloran muy bien.

Tuiza.—En la carretera que va de Campomanes al Puerto de la Cubilla, antes de llegar al pueblo de Tuiza de Arriba, aflora una buena sucesión del Láncara aunque como siempre que no está

LA ALMUZARA

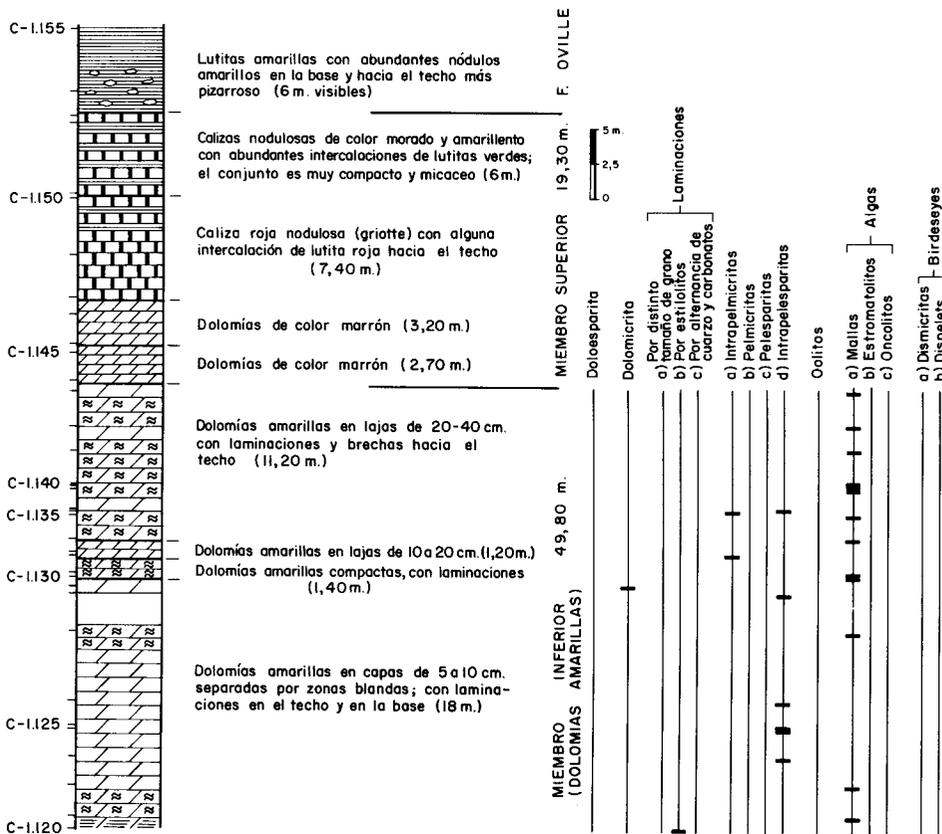


Fig. 21

CALDAS DE NOCEDO

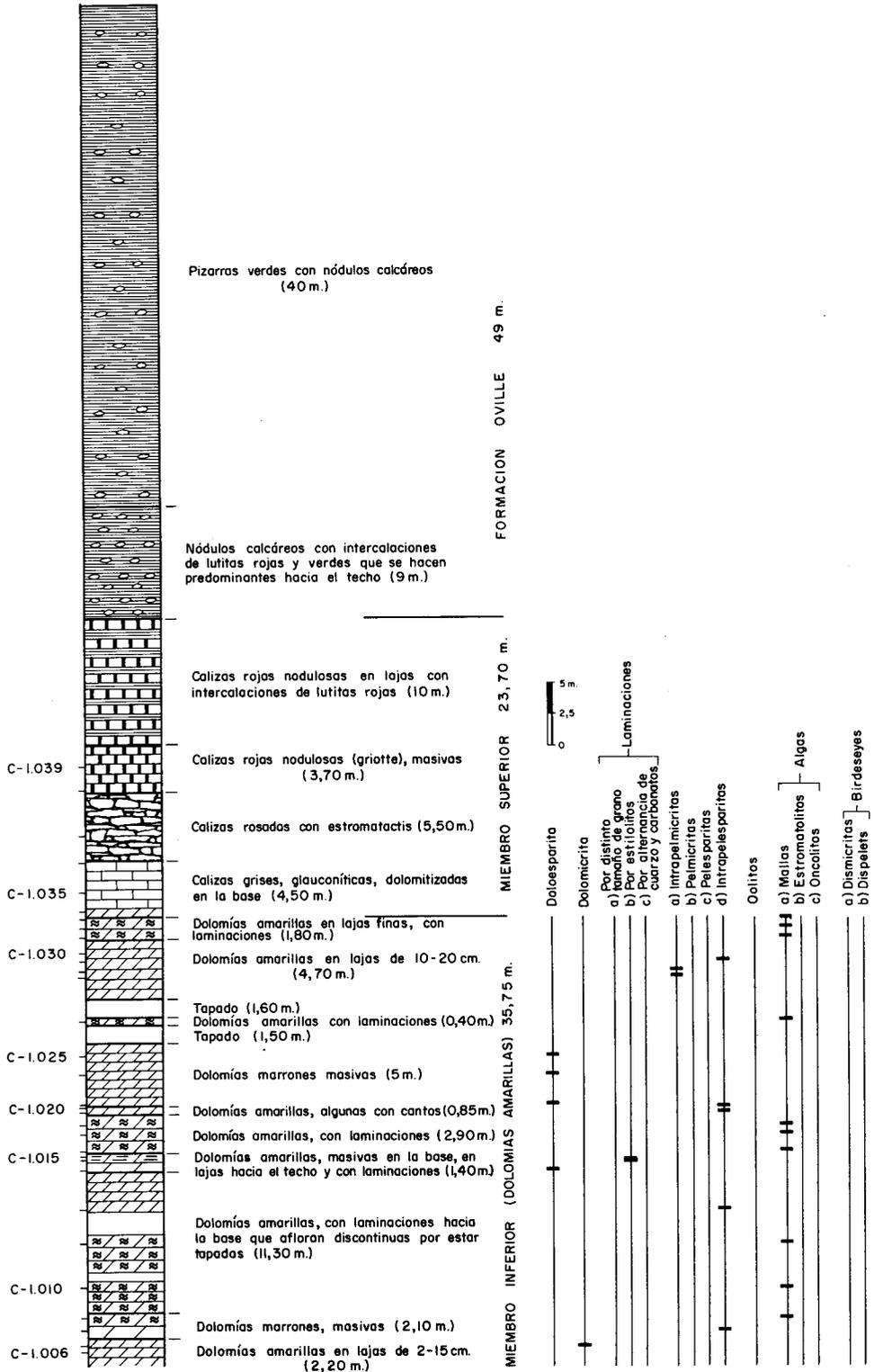


Fig. 22

OVILLE

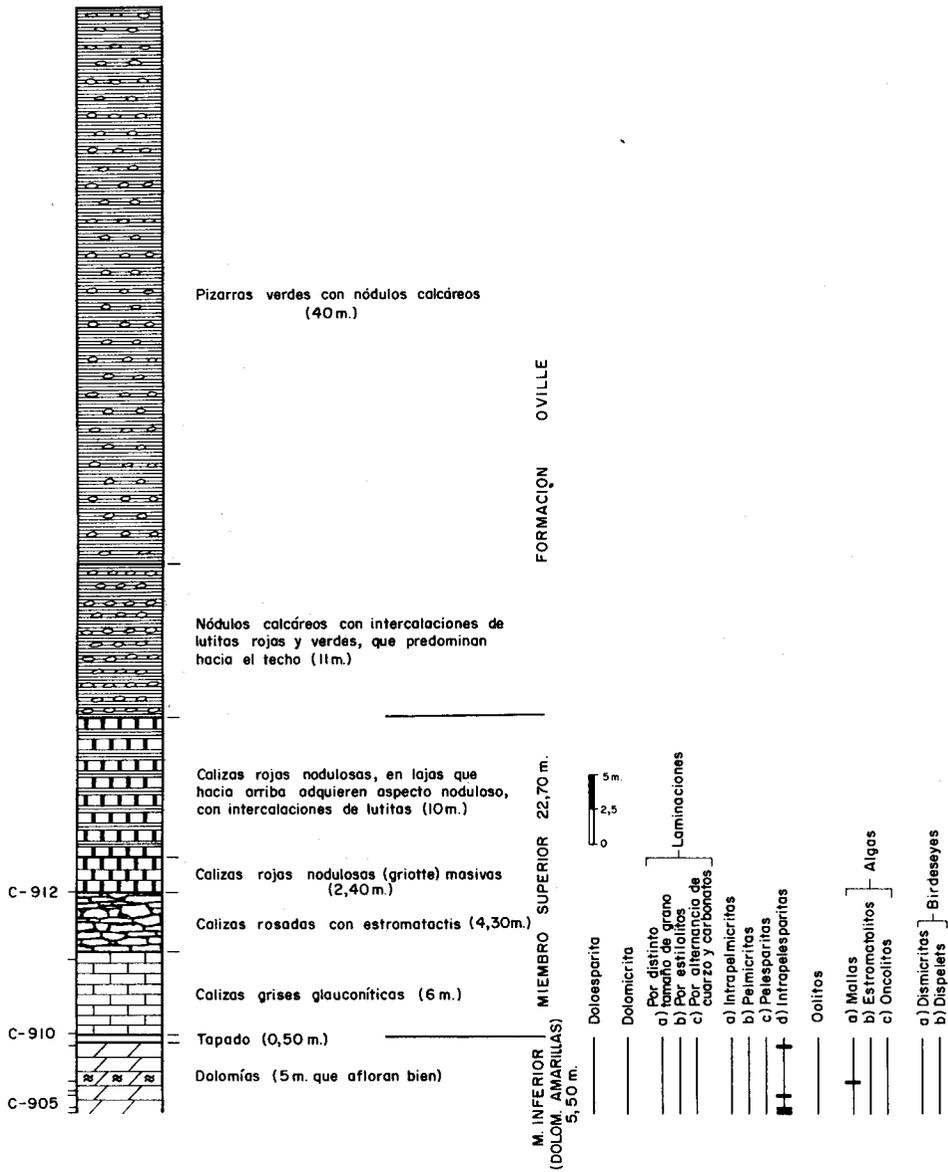


Fig. 24

BUSDONGO

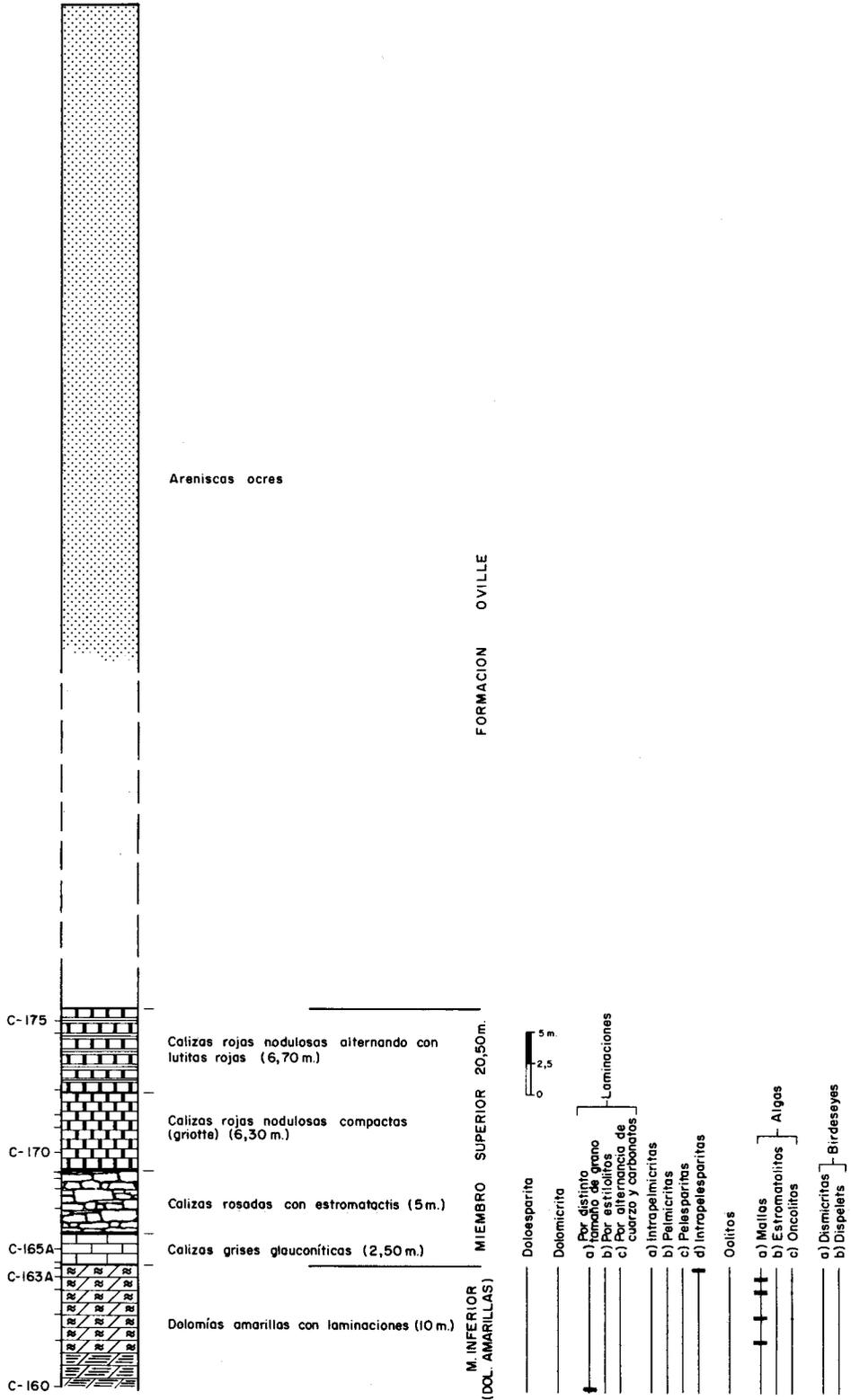


Fig. 25

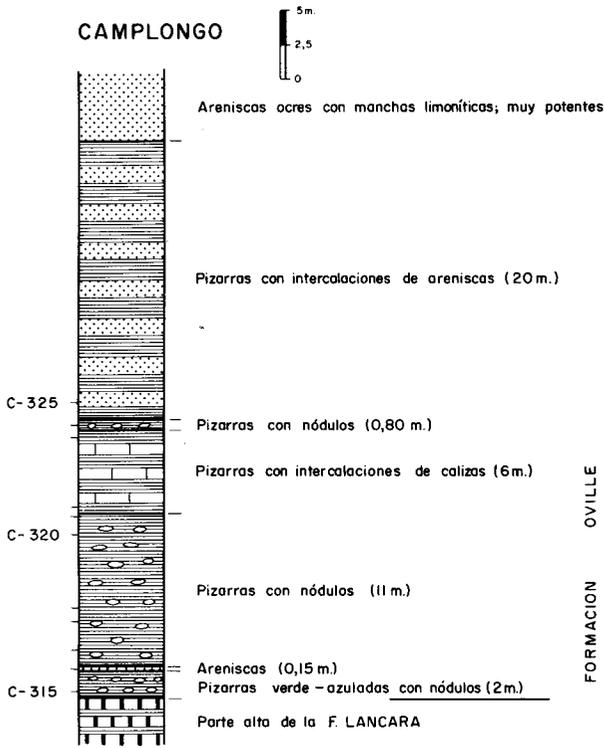


Fig. 26

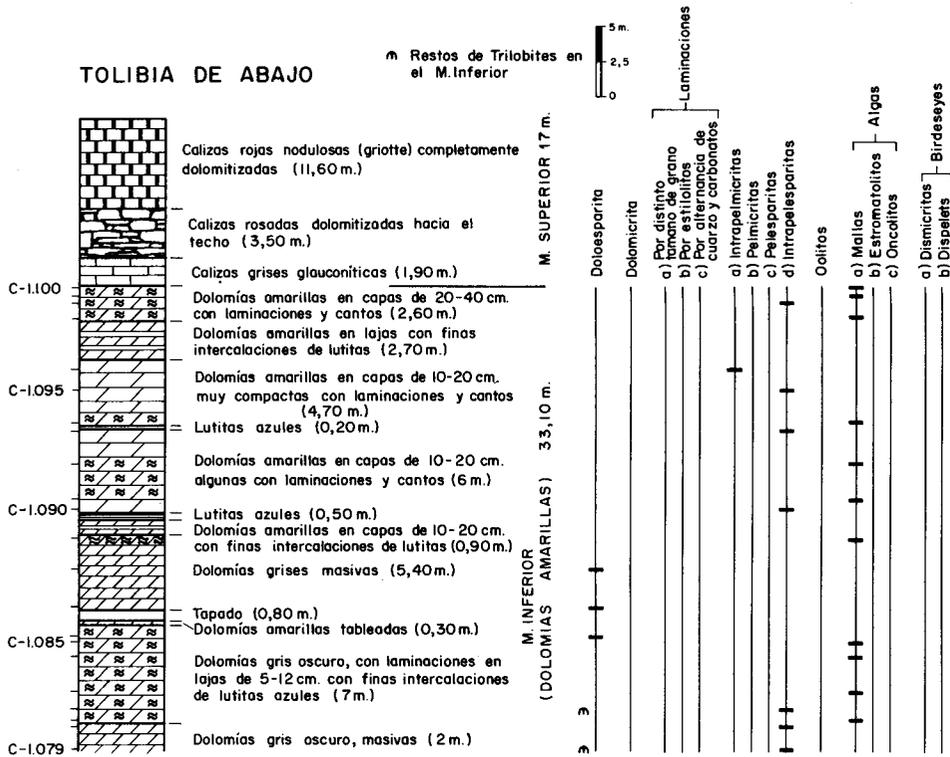


Fig. 27

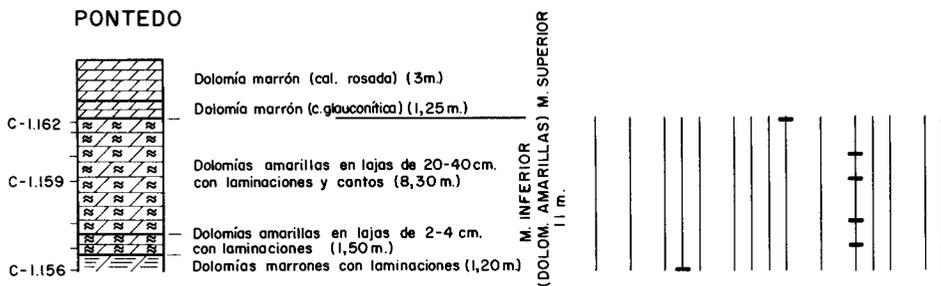


Fig. 28

ARINTERO

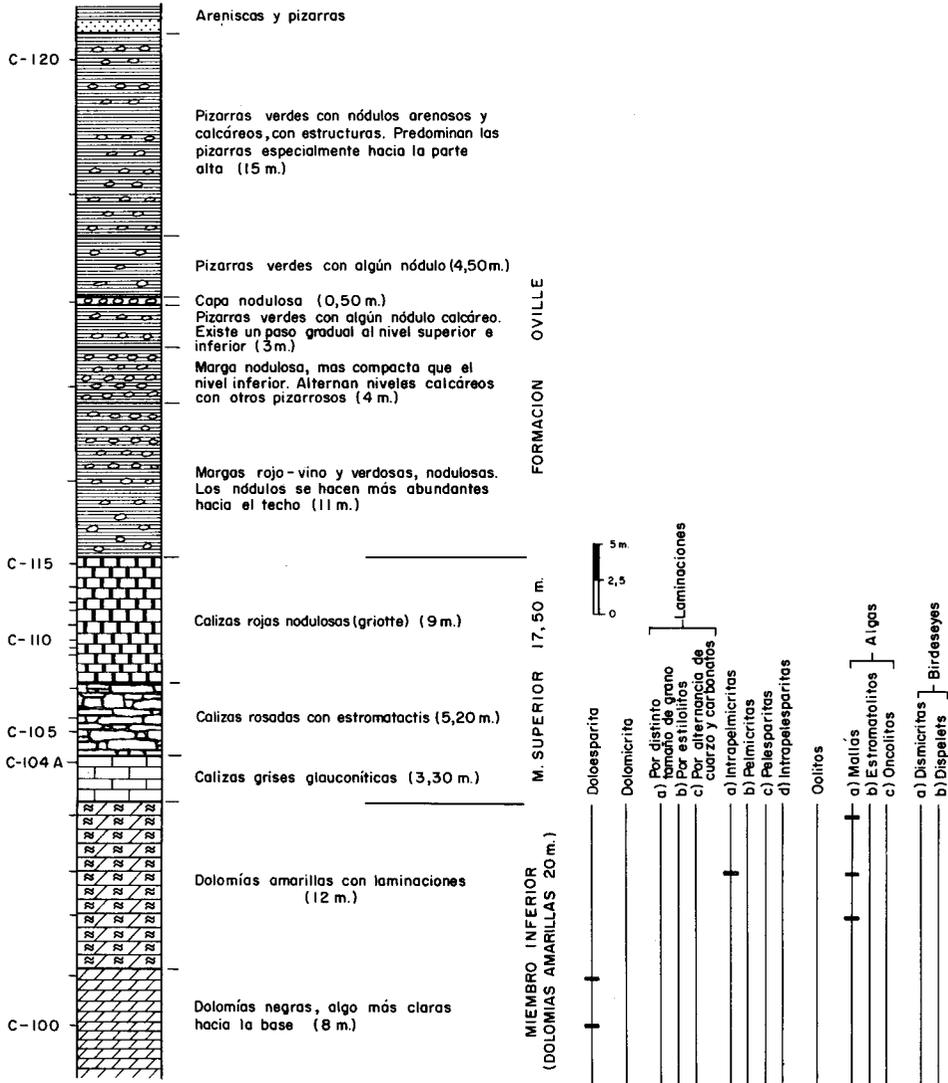


Fig. 29

PRESA DEL PORMA

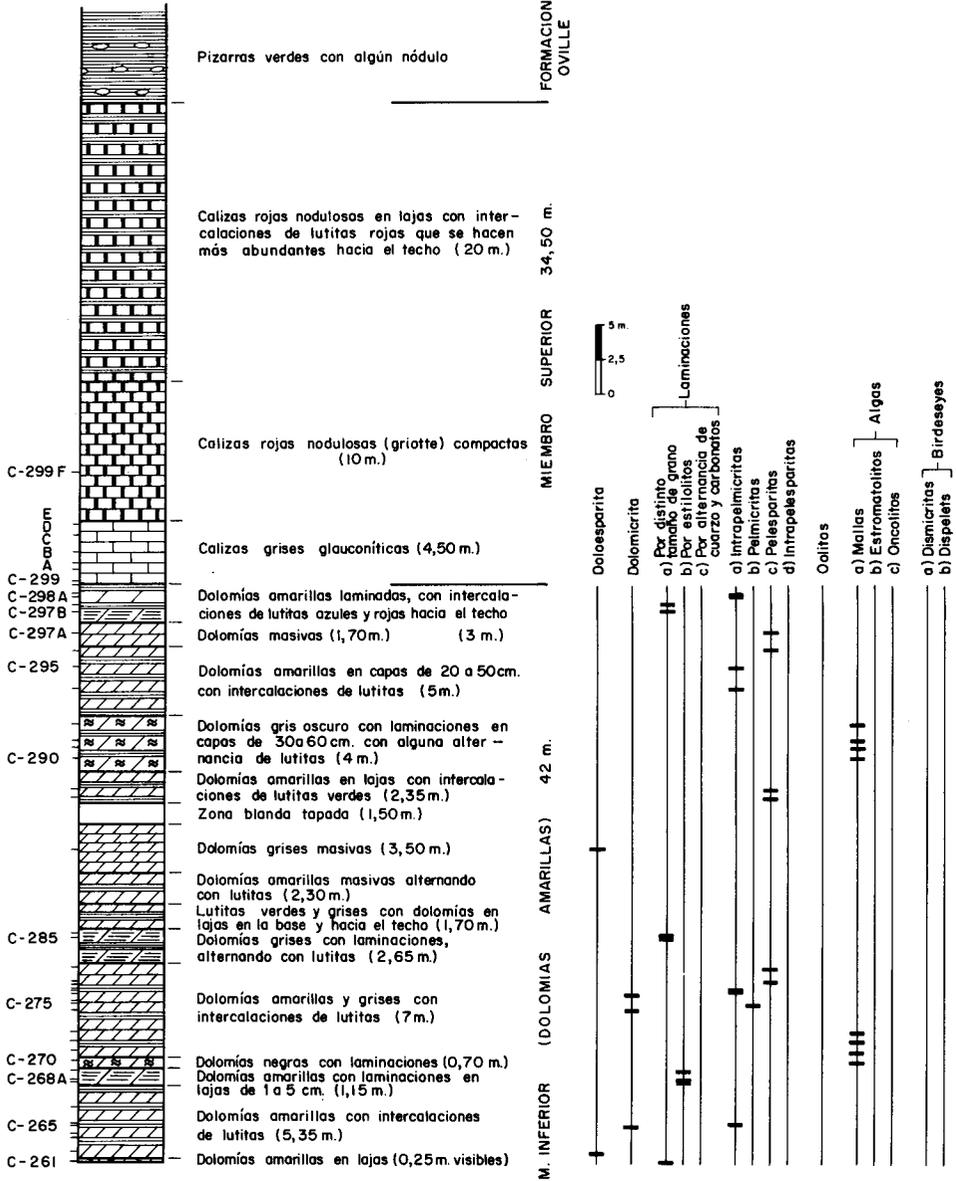
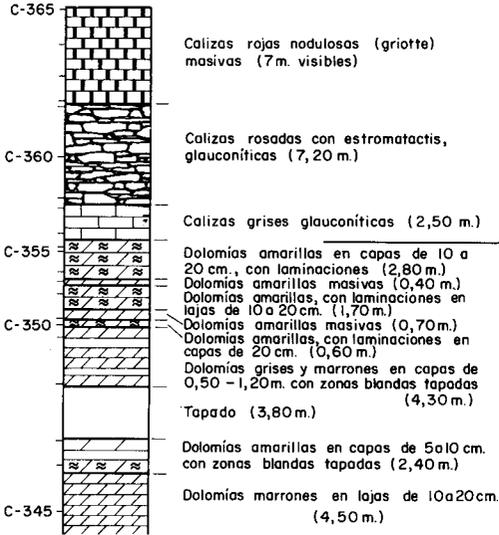


Fig. 30

CANSECO



M. SUPERIOR 16,70 m.
 M. INFERIOR (DOLOM. AMARILLAS) 21,20 m.

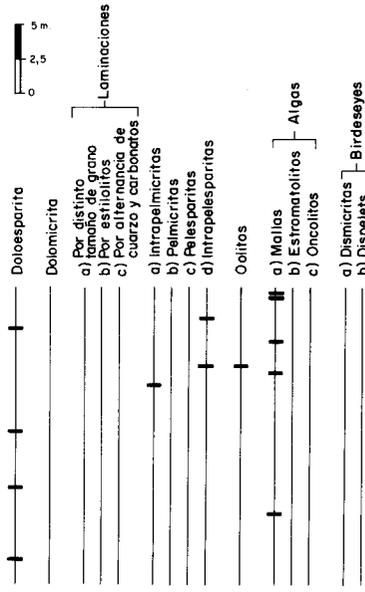
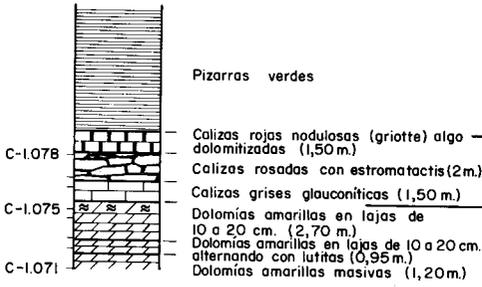


Fig. 31

LLAMAZARES



F. OVILLE
 M. INFERIOR (DOL. AMARILLAS) 5 m.

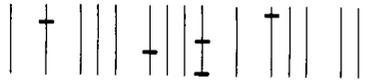


Fig. 32

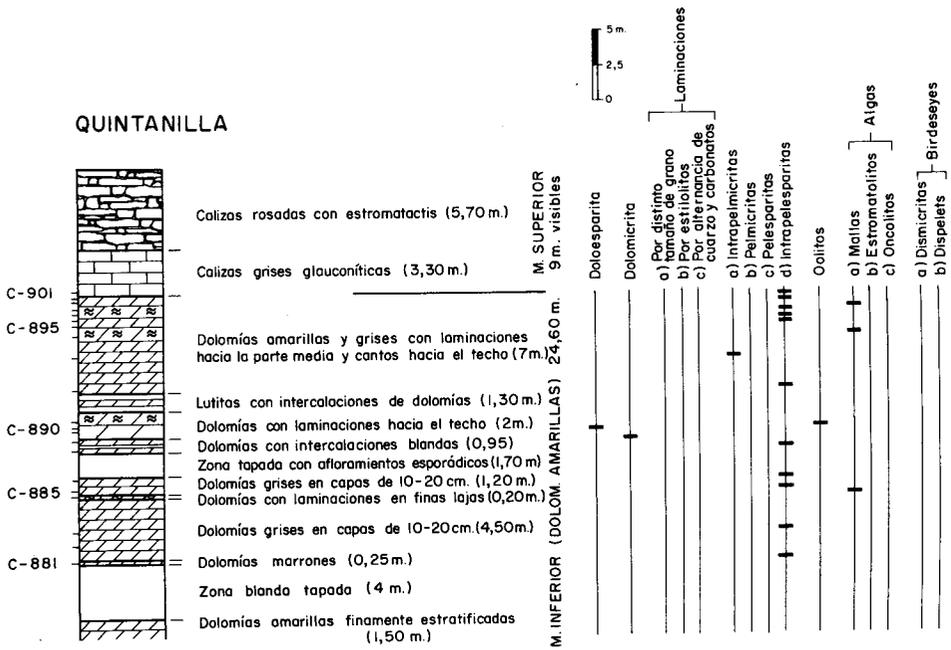


Fig. 33

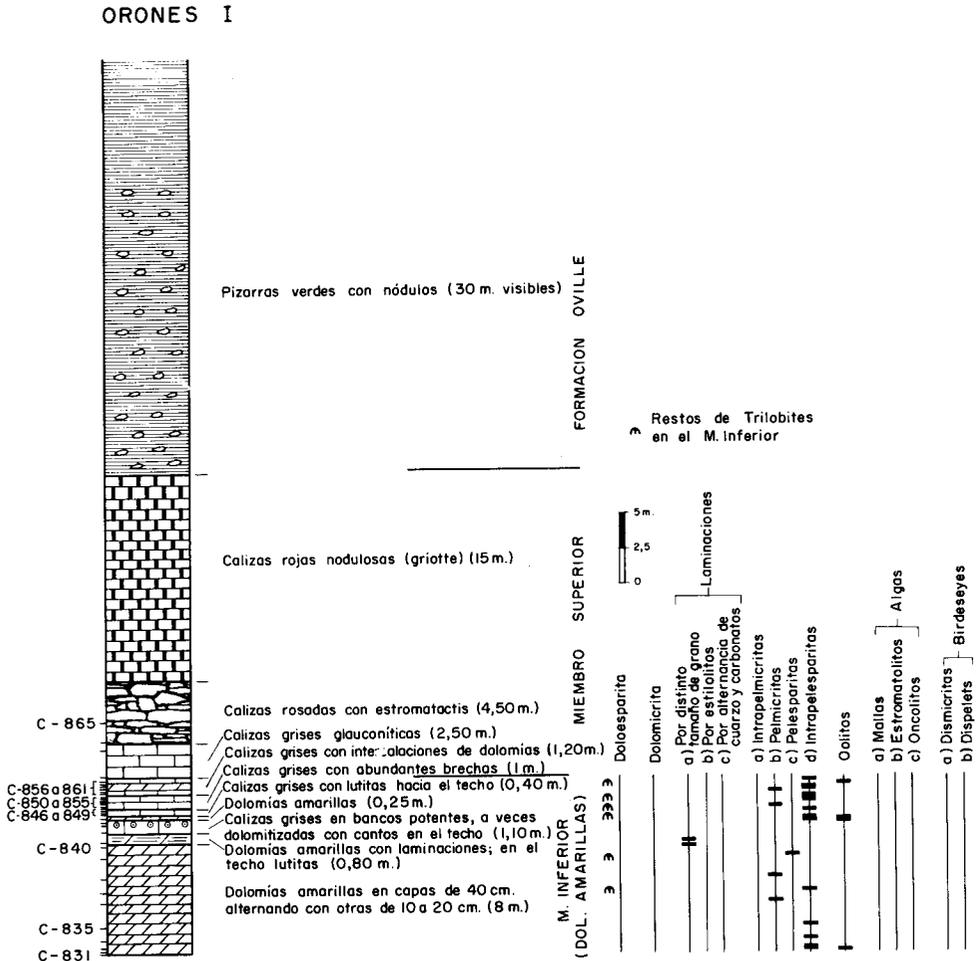


Fig. 34

ORONES II

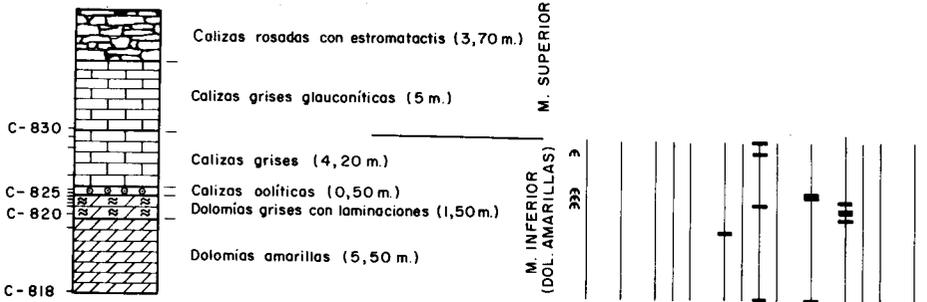


Fig. 35

Restos de Trilobites en el M. Inferior



PALLIDE

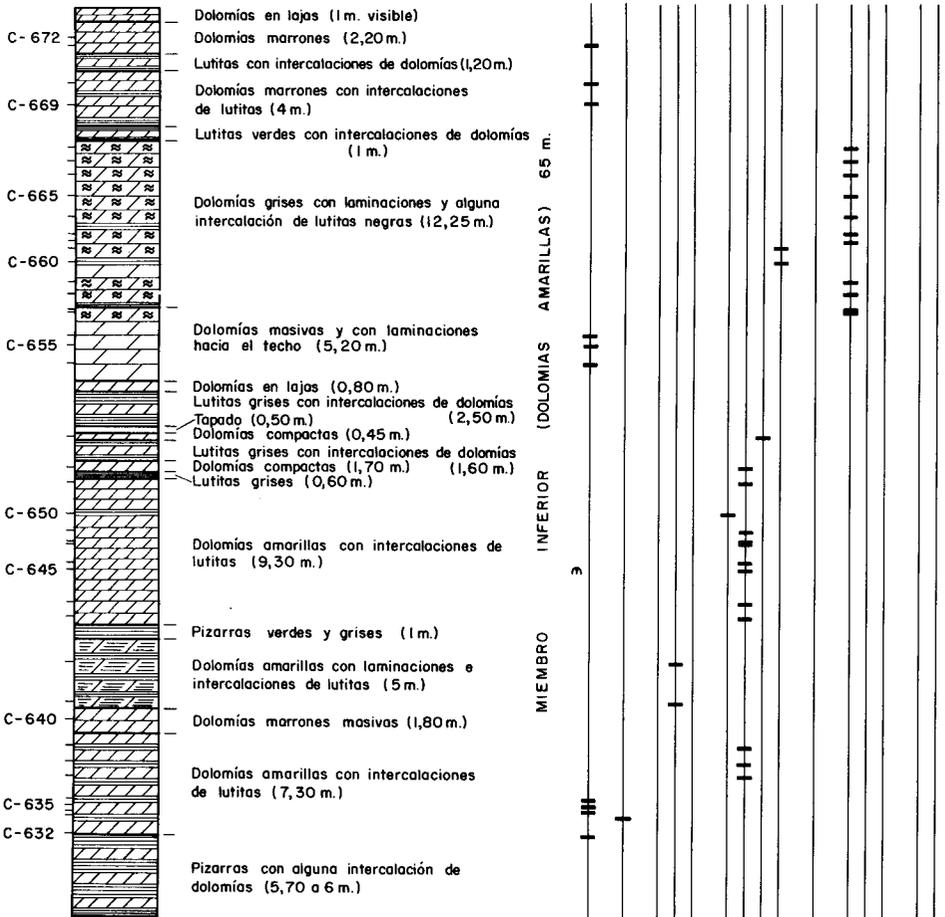


Fig. 36

presente la Arenisca de la Herrería, puede estar algo incompleta. El miembro inferior tiene unos 89 m de potencia visible; el miembro superior, que está muy dolomitizado en la base, alcanza 31 m de potencia.

B u s d o n g o.—En esta localidad se ha obtenido una sucesión del Láncara que aflora en el arroyo de Rasón; sin embargo, por las malas condiciones de afloramiento del miembro inferior, éste sólo se ha muestreado en los 10 m superiores. El miembro superior alcanza unos 20 m de potencia y está bastante dolomitizado en su parte baja.

C a m p l o n g o.—En la localidad de Camplongo, el Láncara aflora en malas condiciones de observación, por lo cual no se ha obtenido ninguna sucesión. Se han tomado únicamente datos de la parte baja de la Formación Oville, ya que en esta localidad aflora muy bien.

P o n t e d o.—Esta localidad está situada en el valle del Torío, en la loma que hay detrás del pueblo de Pontedo, donde el Láncara se presenta repetido. La sucesión se ha obtenido en la escama más meridional, es decir, la más próxima al pueblo. Debido a las condiciones de afloramiento, únicamente se ha muestreado la parte alta del miembro inferior y la parte basal del miembro superior del Láncara. En Pontedo el miembro superior está muy dolomitizado.

T o l i b i a d e A b a j o.—En Tolibia de Abajo, cerca de la iglesia parroquial, en la margen izquierda del río Curueño, aflora un buen corte de la Formación Láncara aunque tanto el miembro inferior (33 m) como el superior (17 m) y en especial este último, están muy dolomitizados.

A r i n t e r o.—La sucesión del Láncara denominada de Arintero, se halla situada en el camino que sale de la carretera al Puerto de Vegarada (aproximadamente en el km 14) y que va a los pueblos de La Braña y Arintero, al W de este último pueblo. En esta localidad, el miembro inferior del Láncara alcanza unos 20 m de potencia y el miembro superior 17,50 m.

P r e s a d e l P o r m a.—Al SW del emplazamiento de la Presa del Porma, en la margen derecha del río Porma, a lo largo de una carretera secundaria que muere en unas canteras, se obtiene un buen corte del Láncara. El miembro inferior, que tiene abundantes intercalaciones lutíticas alcanza 42 m de potencia y el miembro superior 34,50 m.

C a n s e c o.—En el camino que conducía a las minas de carbón actualmente abandonadas y que sale a la izquierda de la carretera de Pontedo a Canseco, antes de llegar a este último pueblo, hay un buen corte del Láncara. Del miembro inferior son visibles en esta sucesión unos 21 m y del miembro superior unos 16,70 m, aunque está incompleto.

L l a m a z a r e s.—En la franja de Cámbrico que aflora al N del pueblo de Llamazares, al W del valle del Curueño, se ha obtenido una sucesión del Láncara. Del miembro inferior puede obtenerse una sucesión sólo de los 5 m superiores. El miembro superior es muy delgado y sólo tiene 5 m de potencia.

Q u i n t a n i l l a.—En el sector situado al W de Quintanilla (entre Ferreras y Rucayo) se ha estudiado una sucesión del Láncara que aflora en una loma al W de Quintanilla, muy cerca de la carretera que va a Rucayo, desde cerca de la Presa del Porma. La parte baja del miembro inferior aflora bastante mal, por ello se ha muestreado sólo la parte alta (unos 24 m) de dicho miembro así como la parte baja del miembro superior (10 m).

O r o n e s.—En el límite E del Klippe de Armada, detrás del pueblo de Orones aflora una buena sucesión del Láncara (Orones I). El miembro inferior, aunque incompleto, tiene 13 m de espesor y el miembro superior 22,50 m. Se ha obtenido otra sucesión al E de Orones en la loma que hay cerca de la carretera; no obstante esta sucesión aflora en peores condiciones (Orones II).

P a l l i d e.—De la carretera nueva que va de Boñar a Puebla de Lillo, al SW de Pallide sale una carretera secundaria que conduce a este último pueblo; en el comienzo de la bifurcación de carreteras se ha obtenido una sucesión del Láncara. El miembro inferior está completo en esta localidad, ya que afloran las areniscas de la Herrería y tiene un espesor de 65 m. El miembro superior, en cambio, no aflora.

A) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO INFERIOR.

El miembro inferior de la Formación Láncara de la Unidad de La Sobia-Bodón está constituido por los mismos tipos litológicos que se han descrito en la franja meridional de la Unidad de Somiedo-Correcilla por ello no se describirán de nuevo, sólo se indicarán las peculiaridades propias para la Unidad de La Sobia-Bodón.

D o l o m i c r i t a s y m i c r i t a s.—Este tipo petrográfico poco frecuente, presenta siempre una textura homogénea.

D o l o m i c r i t a s l a m i n a d a s.—Las dolomicritas laminadas presentan dos variedades. En el tipo más frecuente las laminaciones están constituidas por estilo-

litos con una disposición paralela a la estratificación. El otro tipo está formado por la alternancia de láminas de carbonatos con distinto tamaño de grano. Tanto en un tipo como en otro la laminación es bien aparente en el campo.

Intramicritas con pellets.—Este tipo petrográfico presenta las mismas características descritas en la Unidad de Somiedo-Correcilla aunque hay que indicar que en la Unidad de La Sobia-Bodón los intraclastos son de menor tamaño y de forma redondeada a subredondeada.

Micritas con pellets.—Este tipo de roca es poco frecuente y presenta las mismas características descritas para la Unidad de Somiedo-Correcilla.

Intrapelosparitas.—Este tipo petrográfico es bastante frecuente y tiene las mismas características descritas en la franja septentrional de la Unidad de Somiedo-Correcilla y al igual que en ella este tipo se halla siempre asociado a los sedimentos laminados por algas.

Ooesparitas.—Este tipo de roca está formado por oolitos cuyo tamaño oscila entre 0,096 y 0,188 mm (en la sucesión de Canseco) y entre 0,168 a 0,456 mm (en las sucesiones de Quintanilla y Orones). El núcleo de los oolitos en su mayor parte está constituido por micrita, otras por chert y en otros casos por cuarzo detrítico. La forma predominante es esférica salvo en los casos de mayor tamaño que adquiere una forma elipsoidal. En algunos casos se encuentran intraclastos y pellets asociados con los oolitos e incluso abundantes fragmentos de Trilobites. Algunas muestras están dolomitizadas tratándose de oodoloesparitas pero en este último caso se puede reconocer la estructura de los oolitos.

Sedimentos laminados por algas (mallas de algas).—Este tipo petrográfico es el más frecuente en la Unidad de La Sobia-Bodón y se caracteriza por su elevado contenido en materia orgánica. Abundan las cavidades (fenestral voids) rellenas de esparita o bien de sílice.

B) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO SUPERIOR.

Se presentan los mismos tipos petrográficos descritos en la franja meridional de la Unidad de Somiedo-Correcilla y con el mismo tipo de distribución; véase pues el capítulo antes indicado. Hay que añadir tan sólo que las biomicritas nodulosas del miembro superior presentan en la Unidad de La Sobia-Bodón además de los componentes fosilíferos característicos (Trilobites, Braquiópodos, Equinodermos y Porifera) algas calcáreas del género *Girvanella*. Estas últimas se presentan en forma de pellets.

C) DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS DISTINTOS TIPOS PETROGRÁFICOS EN LAS SUCESIONES ESTUDIADAS.

En la Unidad de Somiedo-Correcilla se podían diferenciar dos partes en el miembro inferior, la parte baja dolomítica y la parte alta formada por calizas grises con bir-deseyes. En la Unidad de La Sobia-Bodón el miembro inferior consta sólo de una parte dolomítica que está formada por un predominio de sedimentos laminados por algas,

además de intrapelesparitas e intramicruditas asociadas con ellos. Aparte de estos tipos petrográficos predominantes se encuentran también dolomicritas con laminaciones, dolomicritas con pelets, dolomicritas con textura homogénea y ooesparitas. No existen por tanto, las calizas grises con birdeseyes.

Basándose en la distribución y predominio de los tipos litológicos antes mencionados se pueden diferenciar varias subunidades dentro de la Unidad de La Sobia-Bodón. En la franja S, que corresponde a la escama de Gayo (DE SITTER 1962), por ejemplo, predominan las intrapelesparitas; en cambio, en la escama de Bodón predominan los sedimentos laminados por algas excepto en la sucesión de la Presa del Porma. En cuanto al Láncara que aflora en la escama de Forcada y en el Klippe de Armada hay que destacar que si bien predominan las intrapelesparitas se presentan además ooesparitas, siendo en especial abundantes en la sucesión de Orones. Por último hay que indicar que la sucesión de Pallide presenta como característica la gran abundancia de micritas con pelets, en el miembro inferior del Láncara.

Por lo que al miembro superior se refiere, los tres tipos petrográficos de que está constituido se distribuyen igual que en la Unidad de Somiedo-Correcilla: en la base se sitúan las biomicritas glauconíticas, por encima las biomicritas con estromatactis y por último las biomicritas nodulosas rojas. Los dos primeros tipos forman niveles de muy poco espesor. En el campo se diferencian muy bien por su distinta tonalidad, las primeras son de color gris verdoso mientras que las segundas son rosadas. Las biomicritas nodulosas de tonalidades rojas que se encuentran por encima de las anteriores alcanzan un mayor espesor; en algunas sucesiones (La Almuzara, Caldas de Nocedo, Tuiza, Arintero) contienen algas calcáreas del género *Girvanella* como ya había sido señalado en un trabajo anterior (ZAMARREÑO & JULIVERT 1967) para la sucesión de Arintero.

4. CARACTERISTICAS DE LA FORMACION LANCARA EN EL MANTO DEL ESLA.

Al E de la falla del Porma se sitúa una región cuya estructura más importante es el Manto del Esla (DE SITTER 1959, RUPKE 1965) en el cual aflora el Cámbrico si bien incompleto (Formaciones Láncara y Oville).

En el Manto del Esla la Formación Láncara consta de los dos miembros característicos de esta formación. El miembro inferior está formado principalmente por calizas grises pero en la parte alta aparece un nivel de tonalidad pardo-oscura, de naturaleza detrítica y que desarrolla estratificación cruzada, al que se hará referencia en adelante con la denominación de «nivel detrítico». Este nivel detrítico se pierde hacia el W y en la sucesión de Adrados ya no existe. El miembro superior está formado principalmente por calizas nodulosas rojas (griotte). Es decir, que la sucesión es muy semejante a la que presentan las dos franjas de la Unidad de Somiedo-Correcilla y en especial la franja septentrional, como veremos más adelante; sin embargo, en esta última unidad no existe en la parte alta del miembro inferior, el nivel detrítico que sí se presenta en el Manto del Esla. Este hecho justifica que el Láncara del Manto del Esla se trate en capítulo aparte.

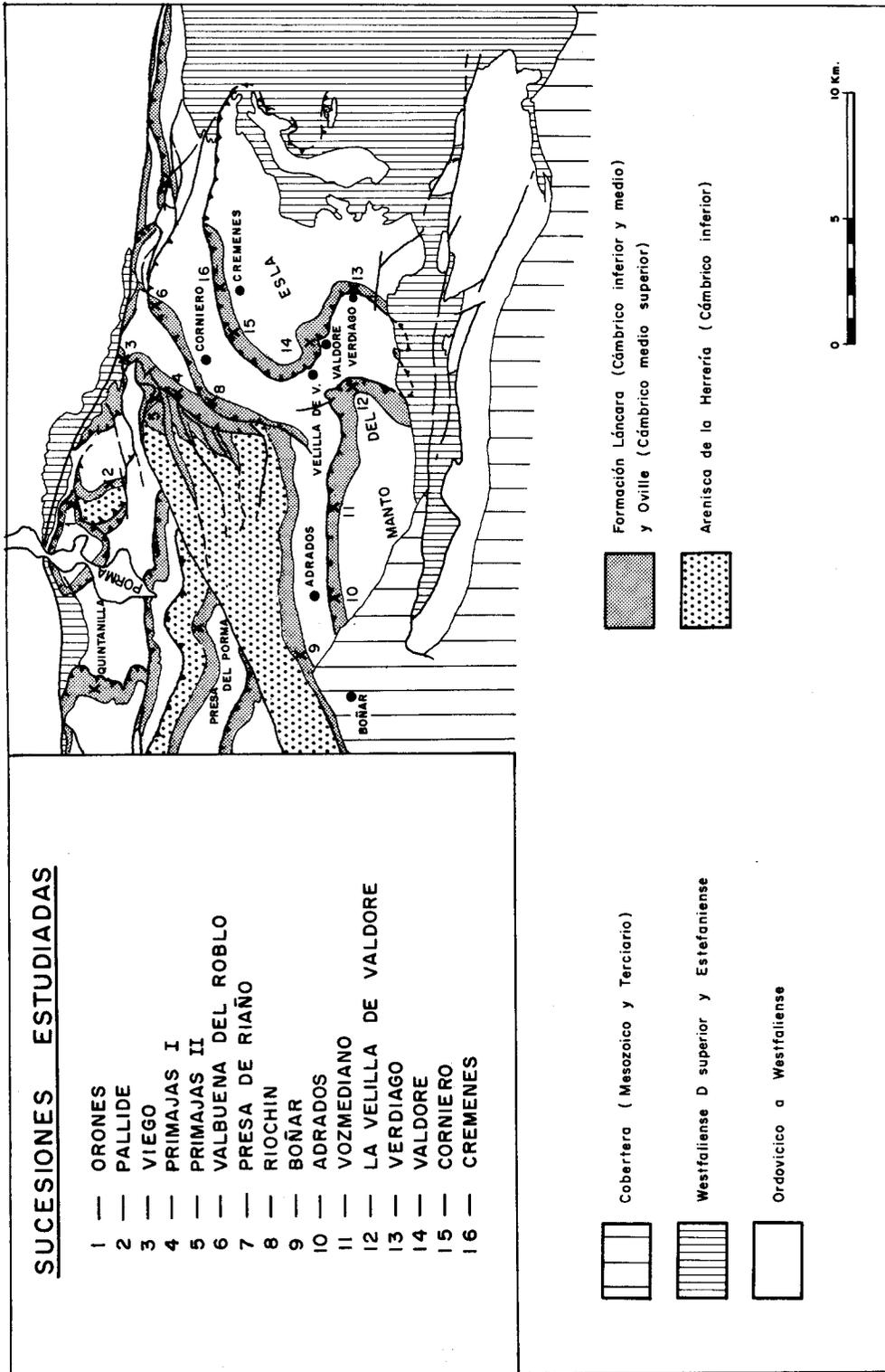


Fig. 37.—Localización de las sucesiones del Láncara en los Klippes de Armada y Pallide, en la región del Manto del Esla y en su autóctono relativo. Geología según la hoja n.º 10, Mieres, del Mapa geológico de España E. 1 : 200.000.

ADRADOS

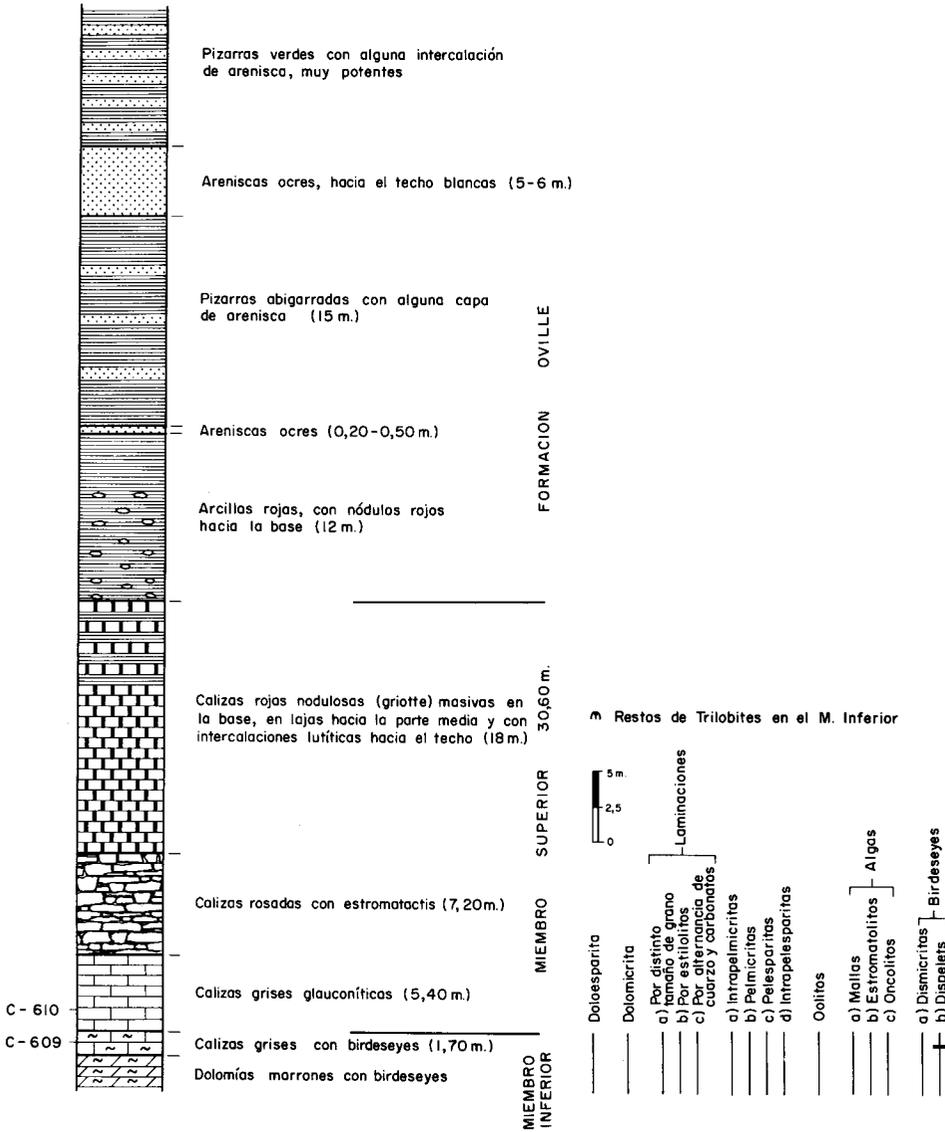


Fig. 38

VOZMEDIANO

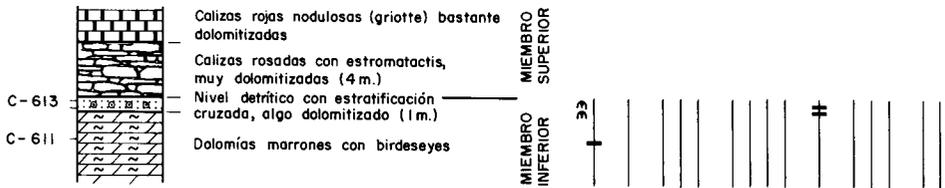


Fig. 39

LA VELILLA DE VALDORÉ

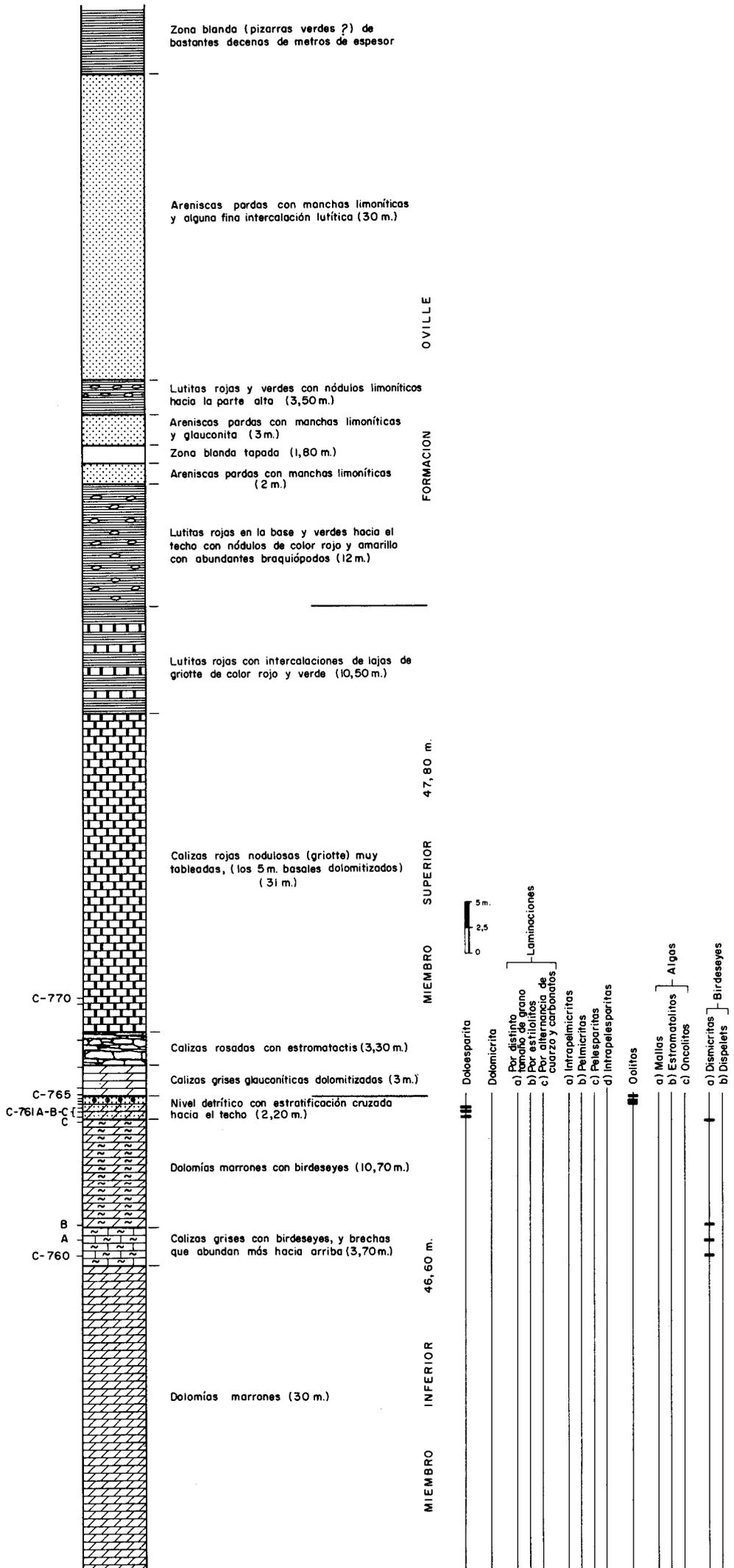


Fig. 40

VERDIAGO

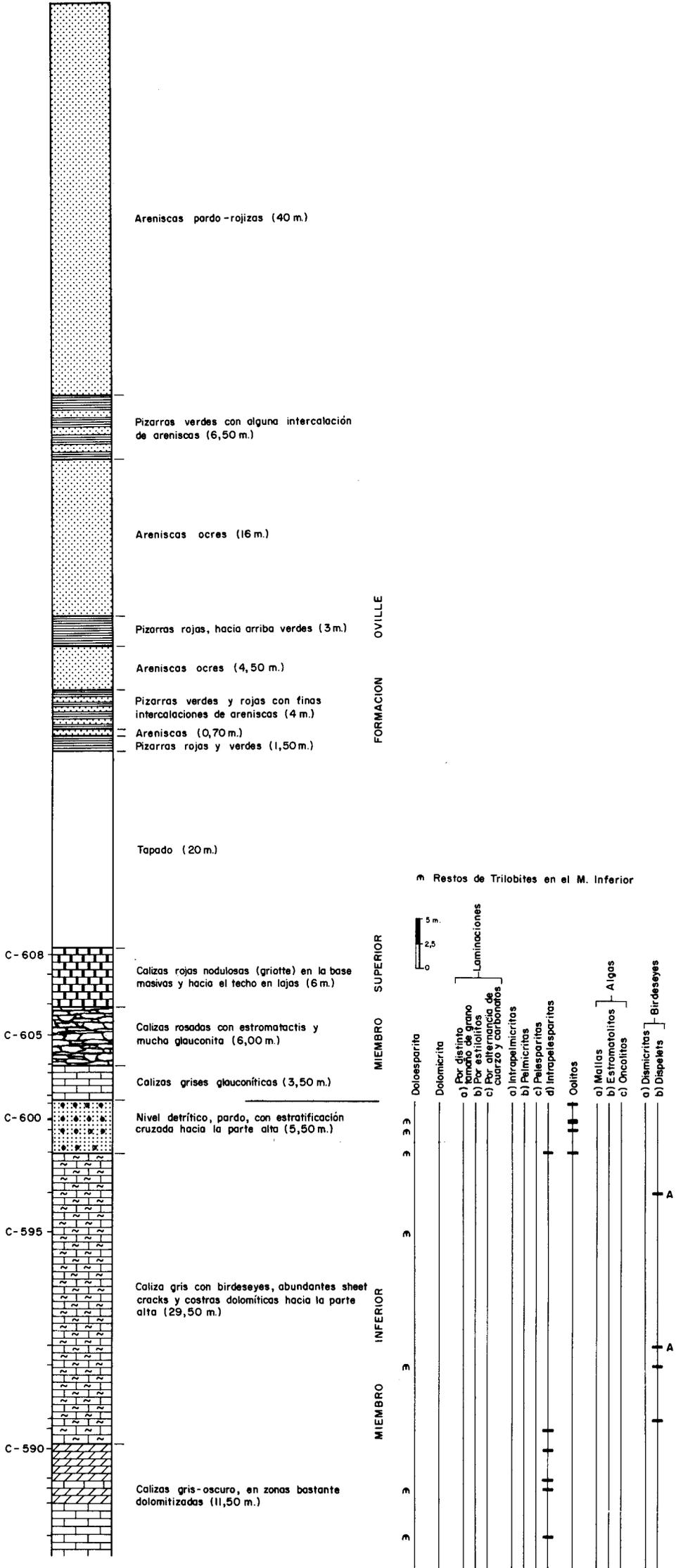


Fig. 41

VALDORÉ

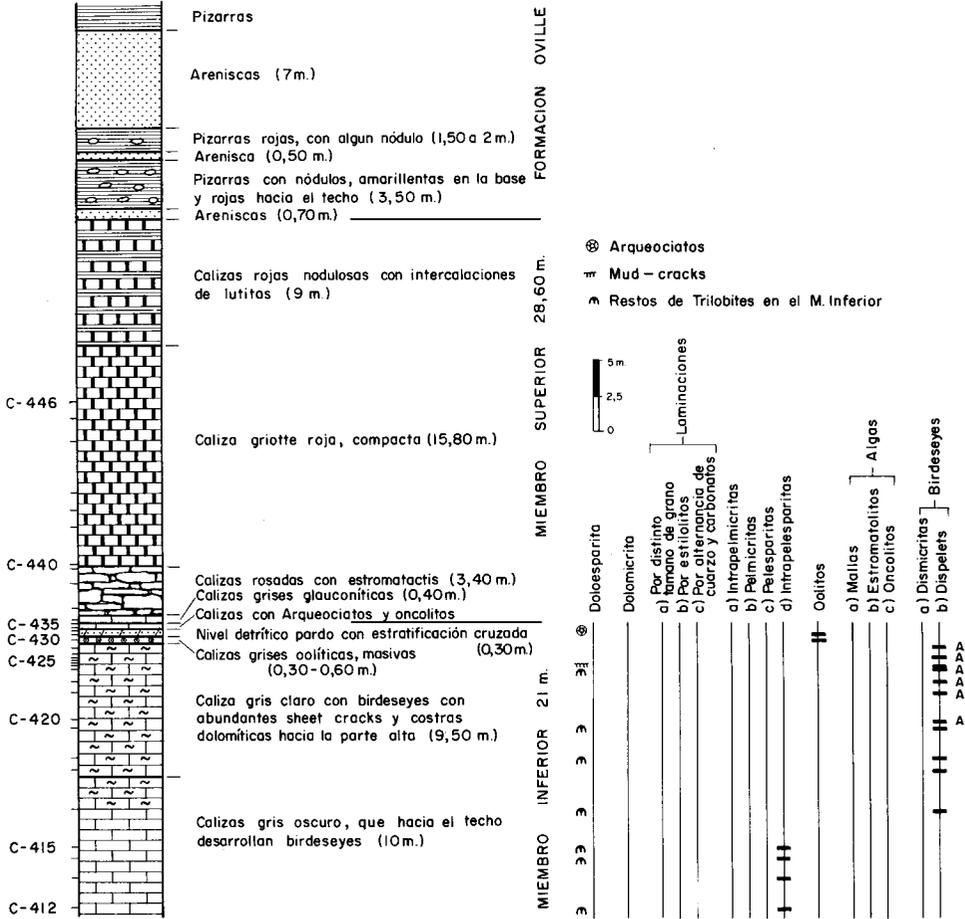


Fig. 42

CREMENES

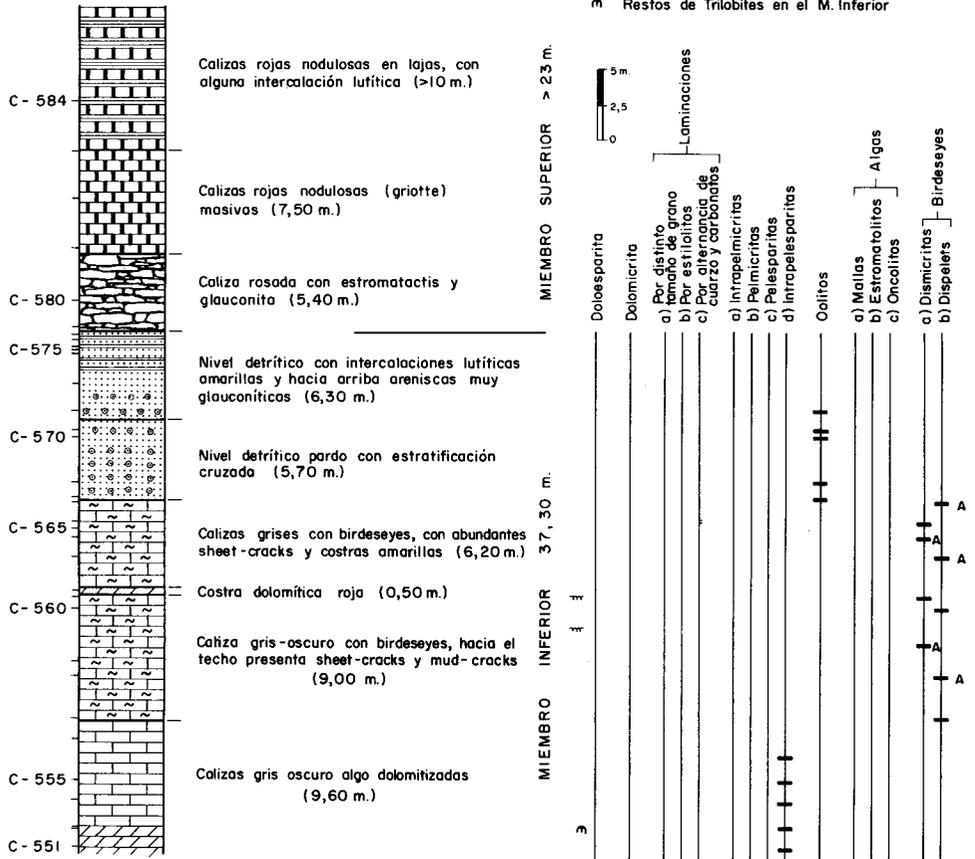


Fig. 43

CORNIERO

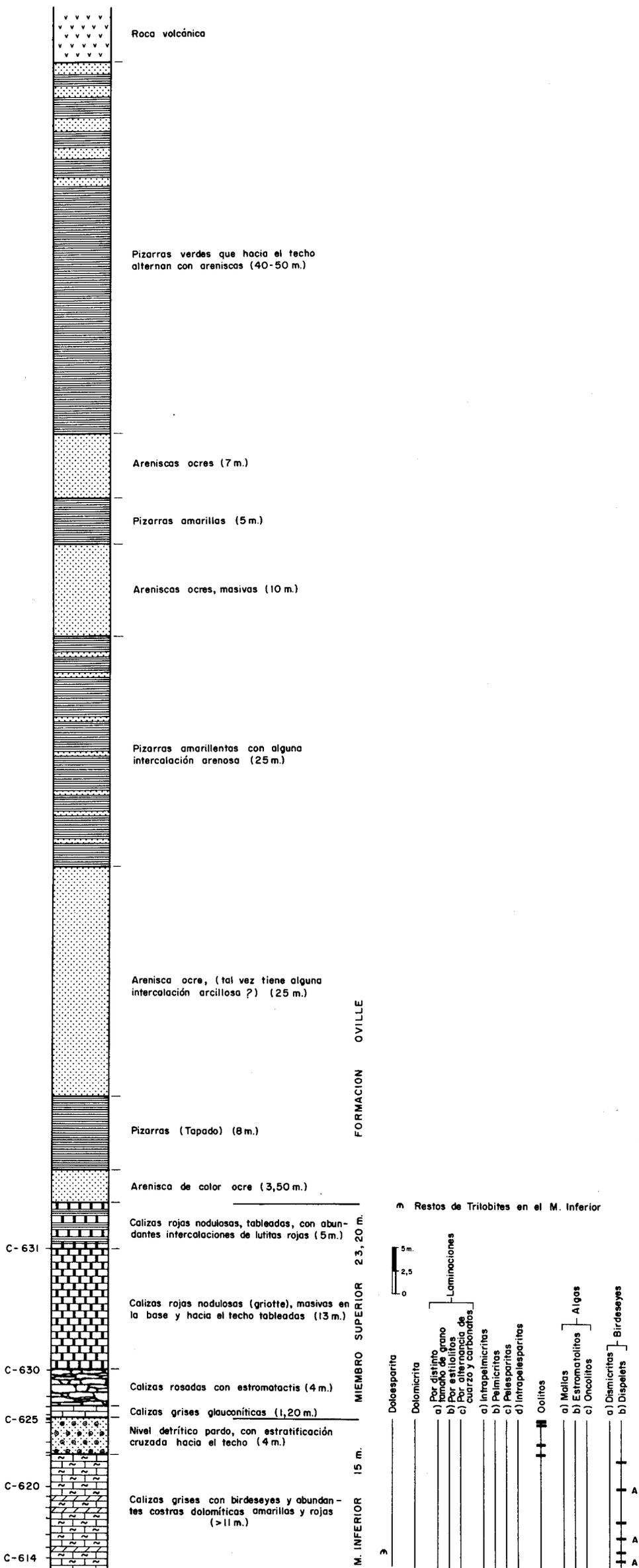


Fig. 44

Del Manto del Esla se han estudiado las sucesiones que afloran en Adrados, Vozmediano, La Velilla de Valdoré, Verdiago, Valdoré, Corniero y Crémenes (fig. 4).

Adrados.—Al Sur de Adrados, se ha obtenido una sucesión del Láncara; del miembro inferior sólo se ha muestreado la parte más alta debido a que está muy dolomitizado. El miembro superior alcanza un espesor de 30,60 m.

Vozmediano.—La sucesión del Cámbrico que aflora al Sur de Vozmediano está también muy dolomitizada. Los datos tomados en esta localidad se refieren exclusivamente a la parte alta del miembro inferior así como a la parte baja del miembro superior del Láncara.

La Velilla de Valdoré.—La sucesión del Láncara en esta localidad está también muy dolomitizada tanto en el miembro inferior como en el superior. Esta sucesión aflora en la loma situada al SW del pueblo de La Velilla de Valdoré, junto al arroyo Villar. Del miembro inferior son visibles unos 46 m y consta de calizas grises con birdeseyes (la mayoría de las cuales están dolomitizadas) y hacia el techo de un nivel detrítico con estratificación cruzada (2,20 m).

Verdiago.—La sucesión del Láncara estudiada aflora detrás del pueblo de Verdiago. Del miembro inferior que consta principalmente de calizas grises con birdeseyes y de un nivel detrítico pardo con estratificación cruzada (5,50 m) son bien visibles unos 46 m. Del miembro superior aflora sólo la parte baja.

Valdoré.—Al N de Valdoré, en la margen derecha del río Esla se obtiene un buen corte del Láncara. El Láncara de esta localidad es especialmente interesante ya que recientemente (DEBRENE & ZAMARREÑO 1970) se han encontrado en ella Arqueociatos. Este hallazgo ha permitido datar por primera vez en la Zona Cantábrica el techo del miembro inferior del Láncara. En Valdoré son bien visibles unos 20 m del miembro inferior que consta principalmente de calizas grises con birdeseyes y un nivel detrítico con estratificación cruzada (alrededor de 1 m). En el techo del miembro inferior existen unos 0,30 m de calizas con Arqueociatos. El miembro superior del Láncara consta principalmente de calizas nodulosas rojas (griotte) alcanzando en esta localidad un espesor de unos 28 m.

Corniero.—En la carretera de Crémenes a Corniero, antes de llegar a este último pueblo aflora el Láncara. Del miembro inferior (calizas grises con birdeseyes y nivel detrítico) son bien visibles los 15 m superiores. El miembro superior (principalmente calizas nodulosas rojas) alcanza en esta localidad unos 23 m.

Crémenes.—Al NE de Crémenes, al pie de la carretera aflora una buena sucesión del Láncara; del miembro inferior son bien visibles unos 25 m de calizas grises con birdeseyes principalmente y 12 m de nivel detrítico. El miembro superior, constituido principalmente por calizas nodulares rojas (griotte) alcanza unos 23 m de espesor.

A) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO INFERIOR.

El miembro inferior del Láncara en el Manto del Esla presenta, como en las demás unidades, una mayor diversidad de tipos litológicos que el miembro superior. A continuación se van a enumerar los tipos petrográficos presentes indicándose sus características.

Calizas con birdeseyes.—Este tipo petrográfico es el que predomina y tiene las mismas características ya descritas en la franja septentrional de la Unidad de Somiedo-Correcilla y al igual que en dicha unidad son frecuentes las algas calcáreas de género *Epiphyton* formando parte del armazón. Para más detalles véase el capítulo correspondiente en la unidad antes mencionada.

Intrapelesparruditas.—Este tipo de roca está constituido por intraclastos, algunos de ellos de tamaño rudita y por pelets, ambos componentes están cementados por esparita. Los intraclastos están formados por pelets cementados a su vez por esparita mientras que los pelets están constituidos por micrita; la mayoría de intraclastos son análogos a los «grapestones» de ILLING (1954).

Brechas intraformacionales.—Este tipo se presenta siempre asociado con el anterior (intrapelesparruditas). La mayoría de los fragmentos son de intrapelesparruditas de forma angular a subredondeada; también se encuentran fragmentos,

aunque en menor abundancia, de doloesparitas. Ambos tipos de fragmentos están cementados por calcita (esparita) conteniendo abundantes granos de cuarzo.

Ooesparitas.—En este tipo de rocas los constituyentes predominantes son los oolitos que presentan varios tipos morfológicos. Los más abundantes son los oolitos completamente esféricos provistos de un núcleo de micrita rodeado de varias capas concéntricas de calcita con disposición radial. Otro tipo de oolito de forma alargada, es aquel que consta de un núcleo que suele ser un fragmento redondeado de fósil o bien a veces un intraclasto rodeado de una capa concéntrica de calcita (oolitos superficiales de ILLING 1954). Por último existe un tipo en el cual la diferenciación entre núcleo y envoltura no se aprecia ni tampoco se observa ninguna disposición en capas concéntricas de la calcita. Todos estos constituyentes están cementados por esparita.

Aparte de este tipo descrito existen ooesparitas que contienen, además de oolitos, fragmentos de fósiles, cuarzo detrítico de tamaño arena y glauconita.

Arenitas.—Están constituidas por granos de cuarzo de tamaño arena de forma angular, algún grano de feldspato, micas y glauconita; todos estos constituyentes están cementados por esparita. Las arenitas se presentan siempre asociadas a las ooesparitas y existe toda una gama desde las arenitas *sensu stricto* hasta las ooesparitas.

B) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO SUPERIOR.

El miembro superior del Láncara del Manto del Esla está formado por los mismos tipos petrográficos que en las unidades anteriormente descritas, es decir por *biomicritas glauconíticas*, *biomicritas con estromatactis* y *biomicritas nodulosas rojas*; para mayores detalles véase su descripción en la Unidad de Somiedo-Correçilla.

C) DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS DISTINTOS TIPOS PETROGRÁFICOS EN LAS SUCESIONES ESTUDIADAS.

La Formación Láncara en el Manto del Esla no aflora completa por estar cortada por la superficie de cabalgamiento hacia la base. Consta de los dos miembros característicos de esta formación. El miembro inferior está formado en su mayor parte por calizas gris oscuro y calizas con birdeseyes; las primeras se encuentran en la parte baja de la sucesión mientras que hacia arriba van adquiriendo tonalidades más claras y presentan birdeseyes. En la parte más alta del miembro inferior aparece un nivel de tonalidad pardo-oscuro y de naturaleza detrítica, que desarrolla estratificación cruzada.

Las calizas grises oscuras (intrapelesparruditas) presentan asociadas a ellas brechas intraformacionales. Las calizas grises con birdeseyes se presentan por encima de las intrapelesparruditas y desde el punto de vista petrográfico son muy homogéneas; el armazón entre los birdeseyes es predominantemente del tipo dispelet. En la sucesión de La Velilla de Valdoré, que ha sufrido una intensa dolomitización secundaria, este nivel se reconoce también pues quedan las trazas de los birdeseyes. Hay que destacar la existencia de algas calcáreas del género *Epiphyton* en el nivel de calizas con birdeseyes del

Manto del Esla. Como ya se había indicado anteriormente, ésta era también una característica del nivel de calizas con birdeseyes de la franja septentrional de la Unidad de Somiedo-Correçilla. Por último hay que indicar que en el nivel de calizas con birdeseyes del Manto del Esla son abundantes, hacia la parte alta, las costras dolomíticas y los «sheet cracks» (FISCHER 1964); en las sucesiones de Valdoré y Crémenes se observan además «mud cracks», y en estas sucesiones se ve que las superficies que presentan los mud cracks están tapizadas por costras dolomíticas rojizas.

Por lo que se refiere al nivel detrítico hay que indicar que está presente en todas las sucesiones estudiadas, pertenecientes al Manto del Esla, con excepción de la de Adrados, y que se sitúa siempre por encima de las calizas con birdeseyes. Este nivel se reconoce fácilmente en el campo tanto por su tonalidad (pardo-verdosa) como por las estructuras sedimentarias que presentan (estratificación cruzada especialmente bien desarrollada hacia la parte alta). Este nivel está constituido por ooesparitas en las cuales a medida que se asciende en la sucesión va aumentando el contenido en cuarzo detrítico, glauconita y fragmentos de fósiles (Equinodermos y Trilobites) hasta constituir areniscas con algunos oolitos o a veces sin ellos. En la sucesión de Crémenes es donde este nivel alcanza mayor desarrollo (12 m) y hacia la parte alta está constituido por una alternancia de areniscas y lutitas. En la sucesión de Valdoré por encima del nivel detrítico se presentan calizas conteniendo Archeociatos, que han permitido datar en esta localidad el Cámbrico inferior alto.

El miembro superior del Láncara, en el Manto del Esla está formado, como siempre, por tres tipos petrográficos distribuidos del modo siguiente: en la base, calizas grises glauconíticas (biomicritas glauconíticas) y, por encima, calizas rosadas (biomicritas con estromatactis); estos dos tipos de calizas tienen muy poca potencia e incluso parece que las calizas glauconíticas faltan en las sucesiones de Crémenes y Vozmediano, aunque en esta última localidad es difícil de precisar ya que los dos miembros del Láncara están muy dolomitizados. Por encima de las calizas rosadas se encuentran las calizas nodulosas rojas (griotte) que como siempre son las que predominan en el miembro superior dándole además su aspecto tan característico.

5. CARACTERISTICAS DE LA FORMACION LANCARA EN LAS ESCAMAS AL N DEL MANTO DEL ESLA.

Al E de la falla del Porma y por delante del Manto del Esla existe un sector que constituye el autóctono relativo del Manto del Esla. Dentro de este sector existen una multitud de escamas en la mayoría de las cuales aflora completo el Cámbrico (Formaciones Herrería, Láncara y Oville).

En este sector el miembro inferior de la Formación Láncara consta de dolomías amarillas en su parte baja y de un nivel detrítico, de poco espesor, de color pardo y con abundante estratificación cruzada en su parte alta. El miembro superior está constituido predominantemente por calizas nodulosas rojas (griotte). Es decir, que por lo que al miembro inferior se refiere el Láncara de este sector se asemeja al de la Unidad de La Sobia-Bodón y no al del Manto del Esla. Sin embargo, en la Unidad de La Sobia-Bo-

dón no existe en la parte alta el nivel detrítico antes indicado. Por este motivo y por la existencia de la falla del Porma que interrumpe la continuidad de los afloramientos, el Láncara del autóctono relativo del Manto del Esla no se ha incluido dentro de un mismo capítulo con el de la Unidad de La Sobia-Bodón.

Dentro de este sector se han estudiado las sucesiones del Láncara que afloran en Boñar, Valbuena del Roblo, Presa de Riaño, Viego, Primajas y Riochín (véase fig. 37). A continuación se indicarán las características y situación de cada una de las localidades.

Boñar.—El Láncara se presenta en esta localidad completo, ya que por debajo existen las Areniscas de la Herrería; la sucesión aflora en la margen derecha del río Esla, a unos 2 km al N de Boñar (carretera de Boñar a Puebla de Lillo). En conjunto toda la sucesión del Láncara está bastante dolomitizada, en especial el miembro superior. El miembro inferior formado por dolomías amarillas, alcanza 117 m de potencia y el miembro superior formado por calizas nodulosas rojas (griotte) principalmente, tienen aquí unos 25 m de espesor.

Valbuena del Roblo.—Esta sucesión se ha obtenido en una loma situada a 1 km al SW del pueblo de Valbuena del Roblo, en esta localidad el Láncara aflora en varias escamas. La localización exacta de la sucesión, así como un esquema geológico de esta región puede verse en las figuras 37 y 46. Del miembro inferior del Láncara son bien visibles unos 42 m; del miembro superior en el punto donde se ha obtenido la sucesión se pueden ver sólo unos 10 m de la parte basal constituidos por calizas grises glauconíticas y calizas rosadas. Las calizas nodulosas rojas (griotte) afloran bien en las escamas situadas en la ladera del arroyo que vierte al río Dueñas. Se han tomado además unas muestras en el nivel detrítico de la parte alta del miembro inferior del Láncara que aflora casi en lo alto de la loma por presentarse aquí en mejores condiciones de observación que en el punto donde se ha obtenido la sucesión.

Presa de Riaño.—En la Presa de Riaño, en la margen derecha del río Esla aflora el Láncara pero en bastante malas condiciones de observación; únicamente se observa bien la parte alta del miembro inferior (nivel detrítico) ya que las dolomías que se sitúan por debajo afloran discontinuas. En cuanto al miembro superior sólo es bien visible su parte baja.

Viego.—En la loma situada al NE del pueblo de Viego se presenta un buen corte de las Formaciones Láncara y Oville. El miembro inferior del Láncara está formado por dolomías amarillas (unos 29 m bien visibles) y por el nivel detrítico en la parte alta (5,50 m). El miembro superior tiene en esta localidad 29,50 m.

Primajas.—En la región de Primajas el Láncara aflora en varias escamas; dentro de dicha región se ha obtenido una sucesión en la escama situada al E del pueblo de Primajas (Primajas I). Una segunda sucesión (Primajas II) se ha obtenido en el Láncara que aflora en el camino que va de Primajas a Viego. En la sucesión denominada Primajas I se ha estudiado especialmente la parte alta del miembro inferior, es decir, el nivel detrítico que tiene un espesor de 4 m y la parte baja del miembro superior (calizas grises glauconíticas y calizas rosadas) que tiene un espesor de unos 8 m. En la sucesión de Primajas II los dos miembros del Láncara afloran en mejores condiciones de observación; del miembro inferior (dolomías y nivel detrítico) se observan bien unos 17 m. El miembro superior alcanza en esta localidad unos 20 m de potencia.

Riochín.—El Cámbrico aflora en varias escamas situadas a lo largo del camino que bordea el arroyo de Riochín, a unos 2 km al W de Corniero (véanse figs. 51 a 53). En todas las escamas el Láncara aflora incompleto; en la escama más occidental (Riochín I) es en la que mejor se puede observar el miembro inferior, del cual son visibles unos 22 m y que está constituido por dolomías amarillas y hacia la parte alta un nivel detrítico que tiene 4,40 m de potencia. En cambio en la escama más oriental (Riochín III) es donde se presenta en mejores condiciones de observación el miembro superior del Láncara así como buena parte de la Formación Oville; en esta sucesión el miembro superior del Láncara (calizas nodulosas rojas) alcanza 18 m de espesor mientras que de la Formación Oville son bien visibles unos 209 m. De la escama intermedia entre estas dos (Riochín II) se han tomado muestras seriadas dentro del nivel detrítico (parte alta del miembro inferior del Láncara) que tiene 4,50 m de espesor.

A) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO INFERIOR.

El miembro inferior del Láncara del sector situado al N del Manto del Esla muestra como en las demás unidades una mayor variedad de tipos petrográficos que el miembro superior. A continuación se van a indicar los tipos petrográficos presentes en este

BOÑAR

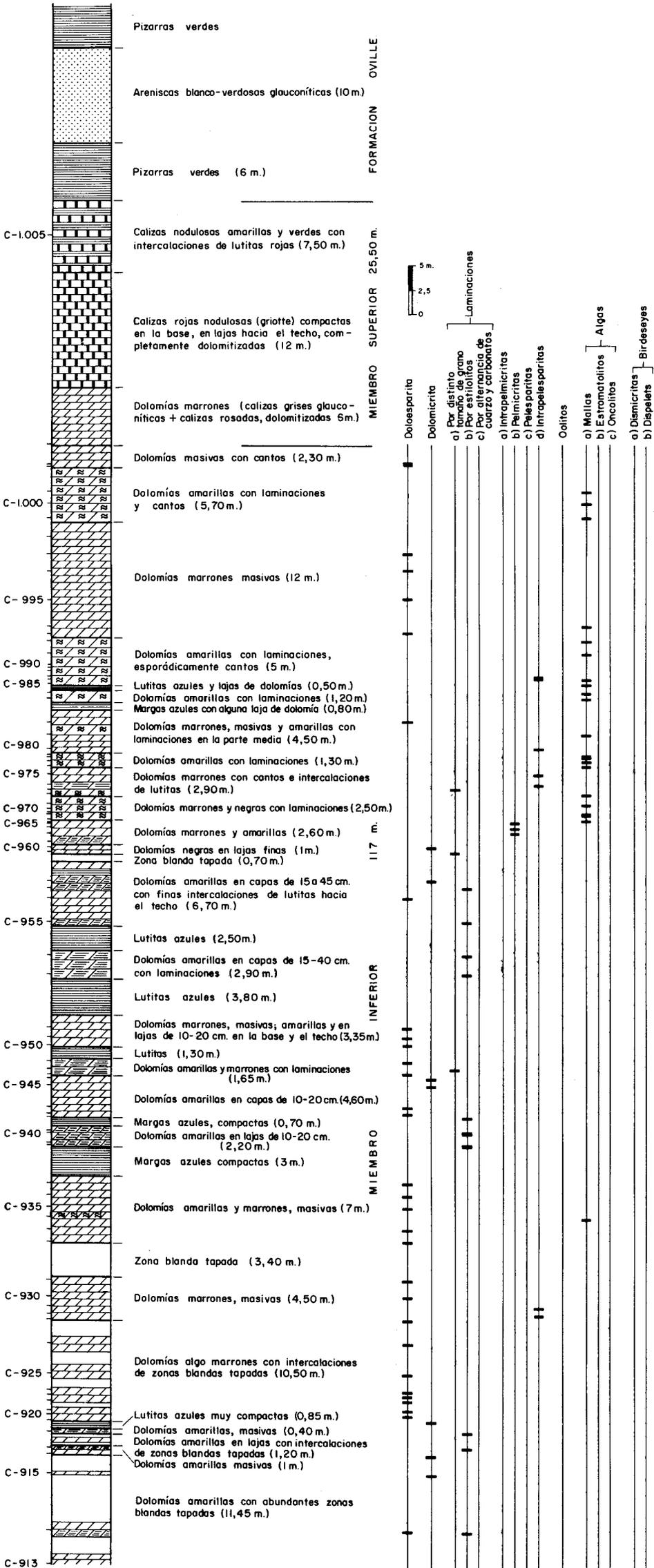


Fig. 45

VALBUENA DEL ROBLO

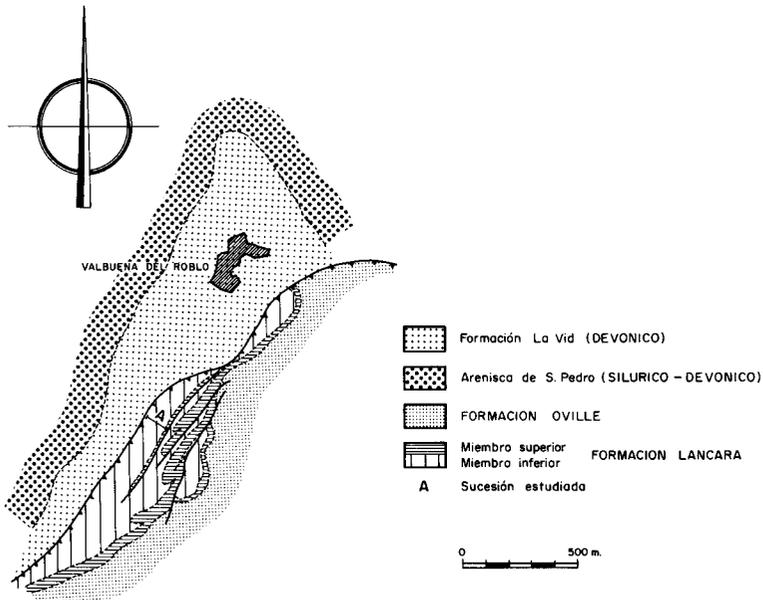
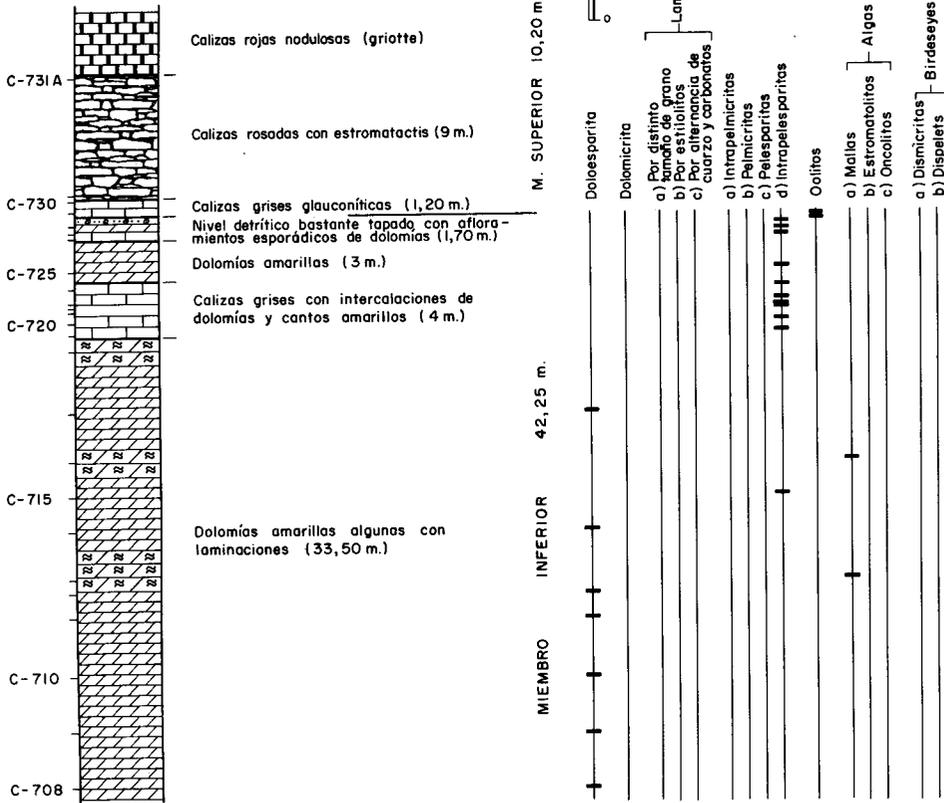


Fig. 46.—Columna estratigráfica del Láncara en Valbuena del Roblo y esquema geológico en el que se indica su localización.

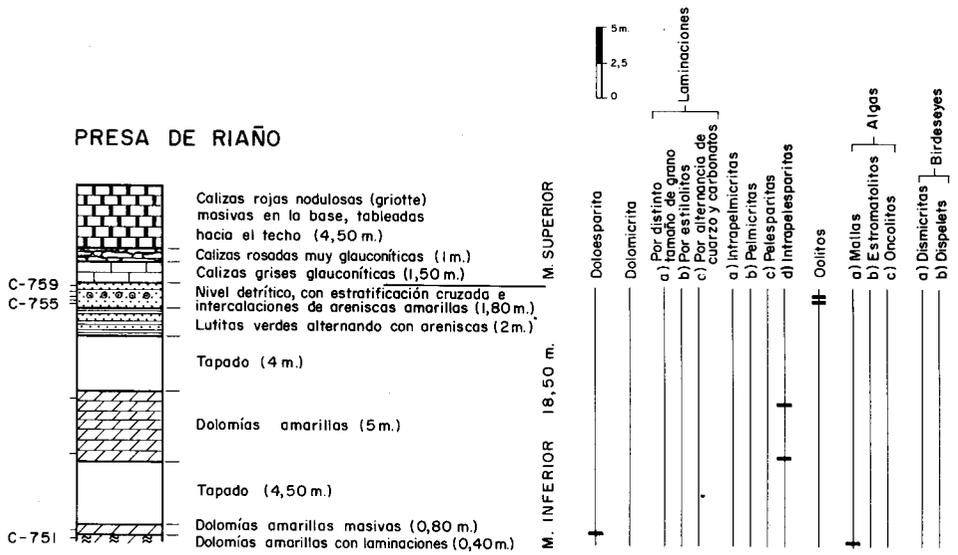


Fig. 47

VIEGO

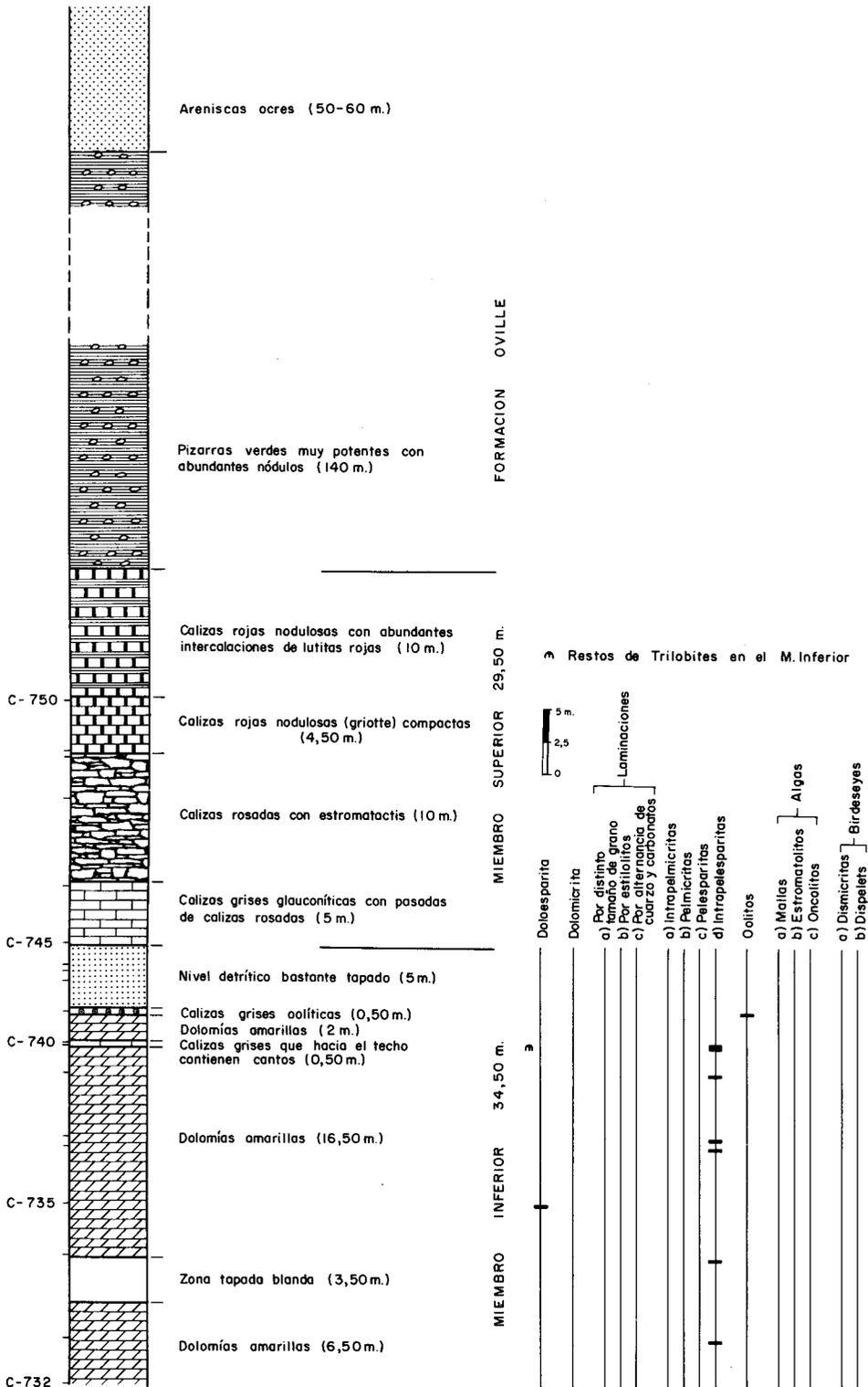


Fig. 48

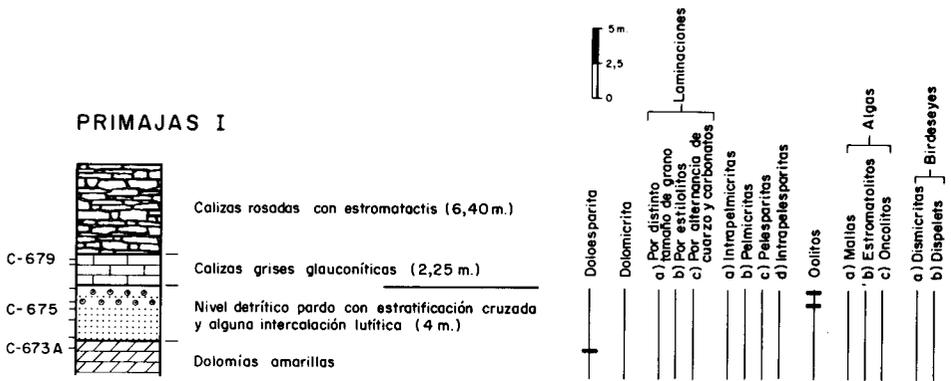


Fig. 49

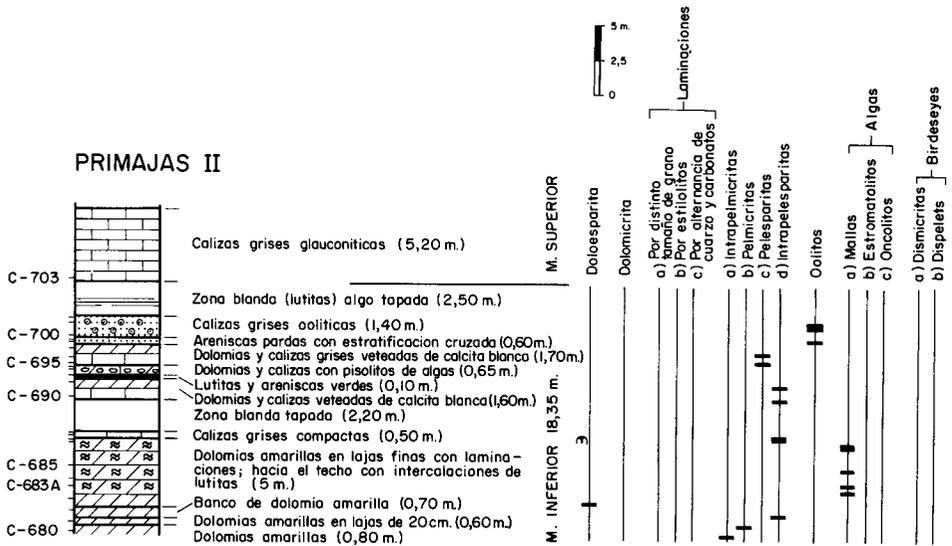
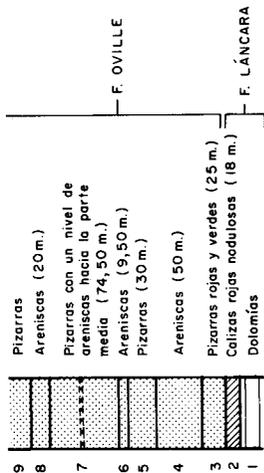


Fig. 50

SITUACIÓN DE LAS LOCALIDADES
CORNIERO Y RIOCHÍN I, II Y III

RIOCHÍN III



FORMACIÓN OVILLE (indiferenciada)



Miembro superior



Miembro inferior



F. LÁNCARA

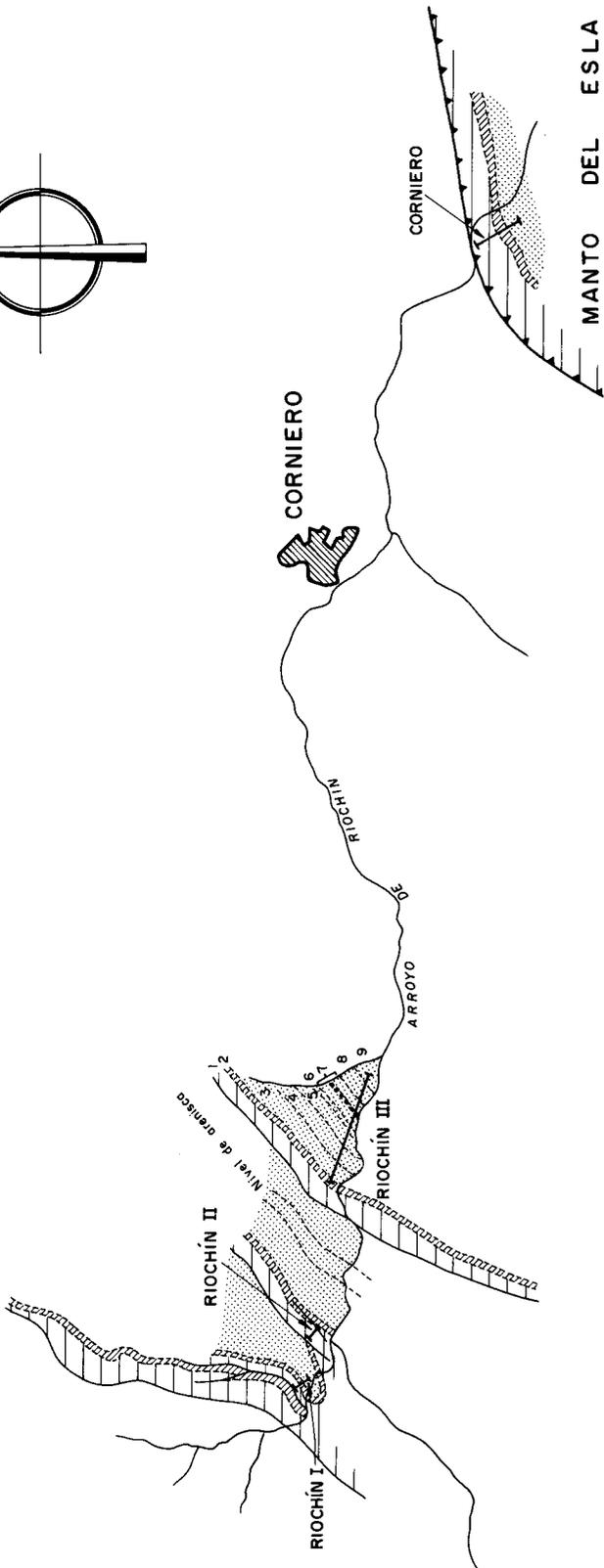
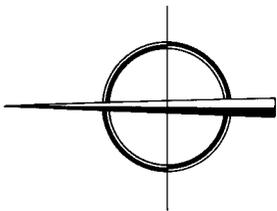
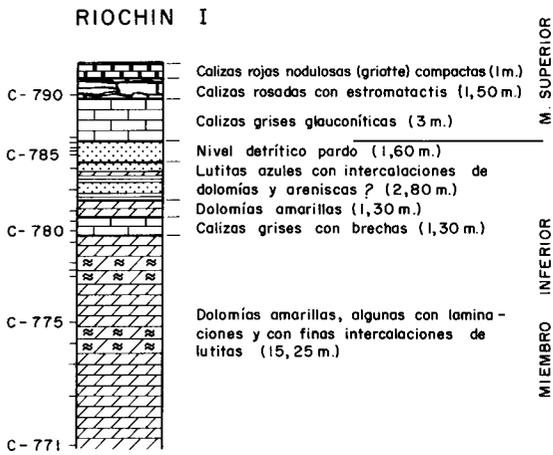


Fig. 51



Restos de Trilobites en el M. Inferior

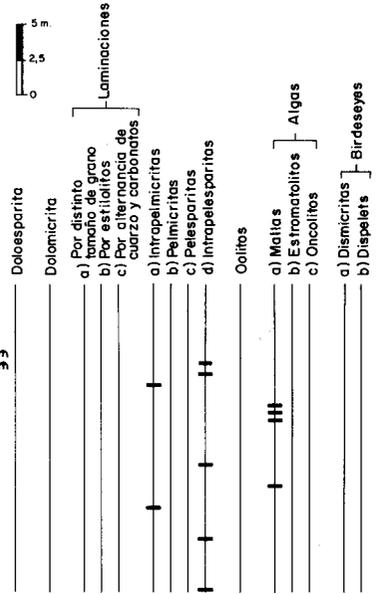


Fig. 52

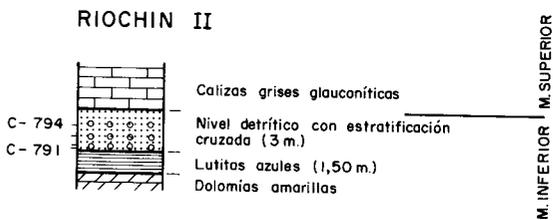


Fig. 53

sector aunque para una descripción más detallada pueden verse los capítulos correspondientes a la Unidad de La Sobia-Bodón y franja meridional de Somiedo-Correcilla.

Dolomicritas y micritas.—Es un tipo petrográfico poco frecuente; cuando se presenta muestra una textura homogénea.

Dolomicritas laminadas.—El tipo más frecuente de dolomicritas laminadas es el que está constituido por abundantes estilolitos dispuestos en general paralelamente a la estratificación. Se presentan también, aunque en baja proporción, dolomicritas cuya laminación se debe a la alternancia de láminas de carbonatos con tamaño distinto de grano.

Intramicitas con pelets.—Este tipo petrográfico presenta las mismas características descritas para la Unidad de Somiedo-Correcilla (franja meridional).

Intrapelesparitas.—Este tipo de roca es bastante frecuente, presentando las mismas características que en la franja septentrional de la Unidad de Somiedo-Correcilla y al igual que en ella se presenta siempre asociado a los sedimentos laminados por algas.

Sedimentos laminados por algas (mallas de algas).—Al igual que el anterior es un tipo muy frecuente en el miembro inferior del Láncara de este sector. Se caracteriza por su elevado contenido en materia orgánica y en ocasiones presenta cavidades (fenestral voids) rellenas de esparita. La laminación es muy aparente en el campo.

Ooesparitas y arenitas.—Presentan las mismas características que en el miembro inferior del Láncara del Manto del Esla por lo que no se va a repetir su descripción.

B) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO SUPERIOR.

El miembro superior del Láncara en este sector presenta las mismas características que en las otras unidades. Está formado por los tres tipos petrográficos (biomicritas glauconíticas, biomicritas con estromatactis y biomicritas nodulosas rojas) ya descritos en otras ocasiones.

C) DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS DISTINTOS TIPOS PETROGRÁFICOS EN LAS SUCESIONES ESTUDIADAS.

El miembro inferior del Láncara está constituido en su mayor parte por dolomías amarillas en las que son frecuentes las laminaciones. Esta parte dolomítica, en la sucesión de Boñar, muestra un predominio de sedimentos laminados por algas y dolomicritas laminadas; los primeros adquieren gran desarrollo hacia la parte alta de la sucesión mientras que las segundas se distribuyen en especial hacia la parte media. Aparte de estos tipos se presentan intrapelesparitas (casi siempre asociadas con los sedimentos laminados por algas) y dolomicritas con textura homogénea. Hay que señalar además que en Boñar son muy abundantes las intercalaciones lutíticas dentro de este nivel. En el resto de las sucesiones (Riochín, Valbuena del Roblo, Primajas, Viego y Presa

de Riaño) el nivel de dolomías amarillas está formado por un predominio de intrapelesparitas y en menor proporción sedimentos laminados por algas e intrapelmicritas, por lo cual en estas sucesiones este nivel tiene en el campo un aspecto menos laminado que en Boñar. Por encima de las dolomías amarillas se desarrolla un nivel detrítico constituido por ooesparitas (que a veces contienen también abundante cuarzo detrítico, glauconita y fragmentos de fósiles) y arenitas. La distribución de estos tipos (ooesparitas y arenitas) es muy variable dentro del nivel; así por ejemplo, en la sucesión de Viego las ooesparitas se presentan en la base del nivel constituyendo una delgada capa mientras que la mayor parte del nivel detrítico está formado por areniscas que no contienen oolitos. En cambio, en las sucesiones de Primajas y Presa de Riaño las areniscas se presentan hacia la base del nivel mientras que hacia el techo se hacen cada vez más abundantes los oolitos (y los fragmentos de fósiles) hasta constituir ooesparitas sin apenas cuarzo detrítico. Aún dentro de una misma localidad, como por ejemplo, en Riochín y Valbuena del Roblo, cambia la composición del nivel detrítico según se trate de una escama u otra; así en Riochín I consta exclusivamente de areniscas mientras que en Riochín II predominan las ooesparitas arenosas y en la sucesión de Valbuena del Roblo está constituido por ooesparitas arenosas en la parte baja y areniscas hacia el techo. En general, a este nivel detrítico se le reconoce muy bien en el campo por su tonalidad pardo-verdosa y por la estratificación cruzada que desarrolla. La sucesión de Boñar constituye una excepción ya que en ella no se presenta el nivel detrítico, de modo que el miembro inferior del Láncara en esta localidad está formado únicamente por dolomías amarillas.

Por lo que al miembro superior del Láncara se refiere consta como siempre de tres tipos petrográficos: en la base se presentan las biomicritas glauconíticas y biomicritas con estromatactis con su aspecto característico en el campo de calizas grises y calizas rosadas y por encima de estas dos se desarrollan las biomicritas nodulosas rojas (calizas nodulosas rojas o griotte).

6. CARACTERISTICAS DE LA FORMACION LANCARA EN LA UNIDAD DEL MANTO DEL PONGA *SENSU LATO* (REGION DE MANTOS).

En el oriente de Asturias, al E de la Cuenca Carbonífera Central se sitúa la Región de Mantos (JULIVERT 1967*b*) cuya estructura más importante la constituye el Manto del Ponga (JULIVERT 1965, 1971*a*). En esta región la existencia del Cámbrico tardó bastante tiempo en ser reconocida (véase pág. 12). No obstante el Cámbrico en este sector aflora muy ampliamente si bien está siempre incompleto, al estar cortado en su parte inferior por la superficie de cabalgamiento, de modo que no se conocen, al E de la Cuenca Carbonífera Central, las Areniscas de la Herrería, sin que se pueda definir si se han depositado o no en este sector. La Formación Láncara de la Unidad del Manto del Ponga se puede dividir al igual que en las unidades anteriormente descritas en dos miembros. El miembro inferior consta de dolomías amarillas y el miembro superior consta de calizas nodulosas de tonalidad verde-grisácea; la composición del miembro superior tiene unas características distintas de las otras unidades como veremos más adelante.

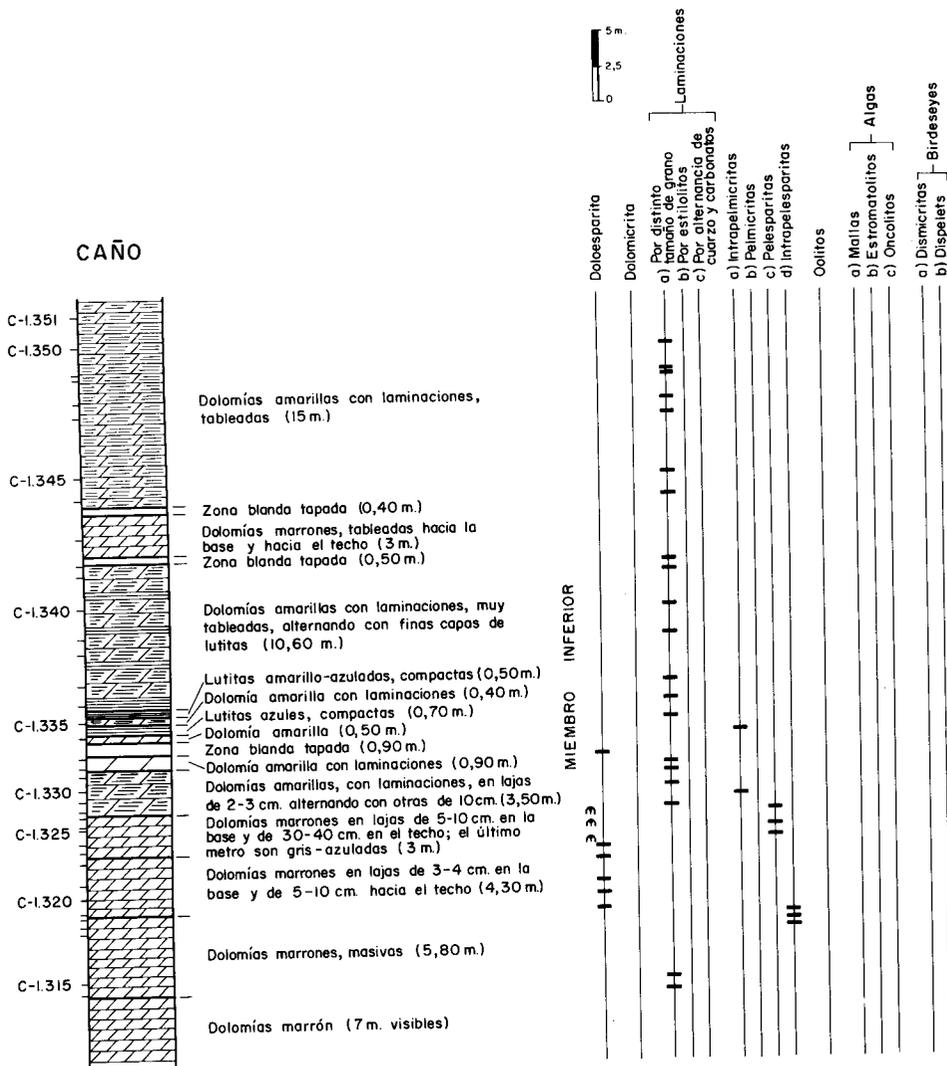


Fig. 54

SEBARES

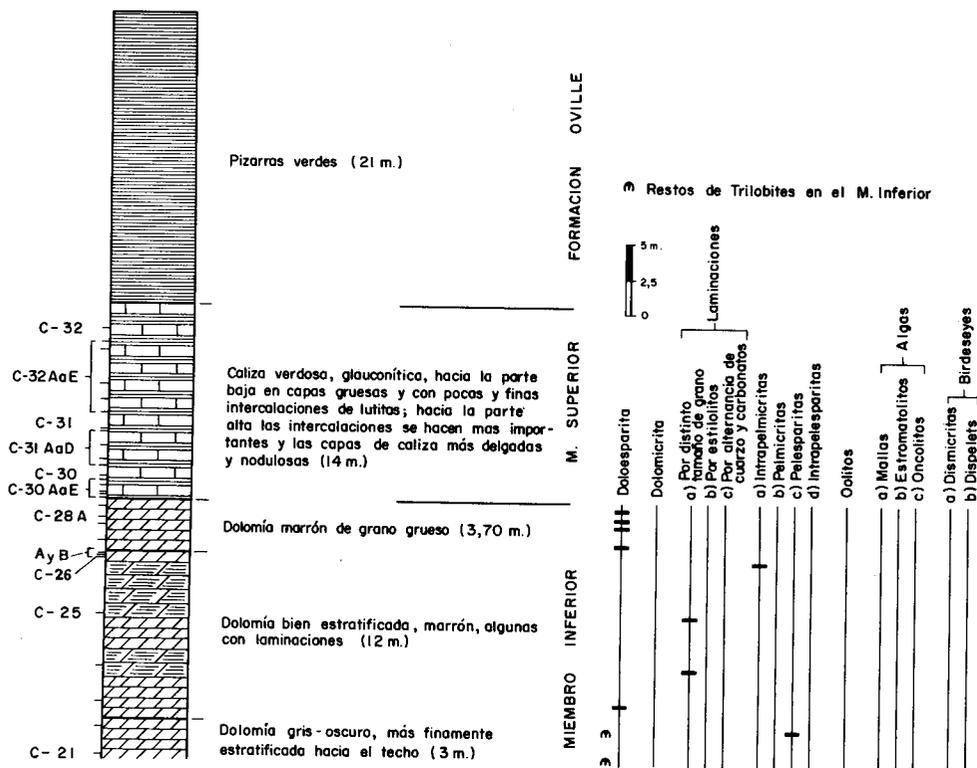


Fig. 55

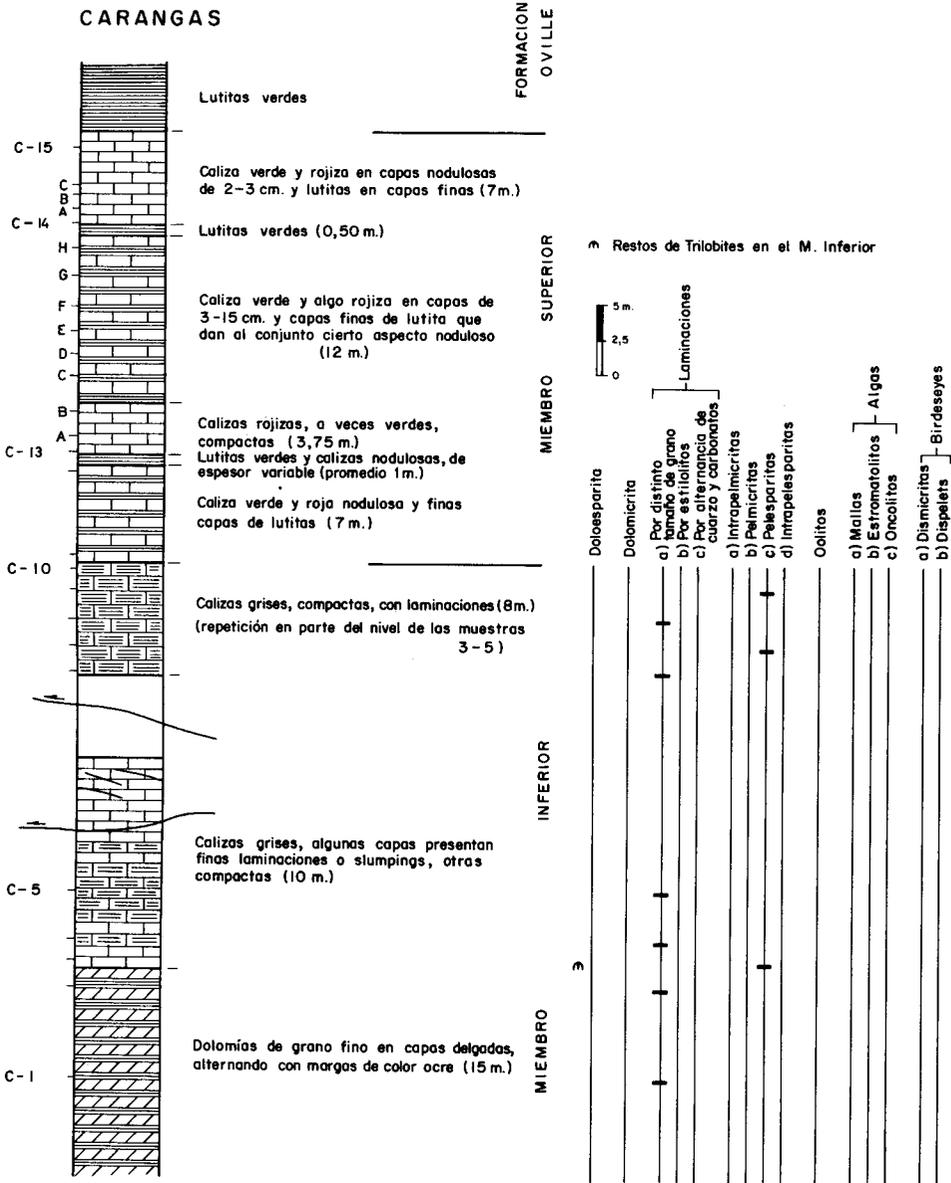


Fig. 56

TARNA I

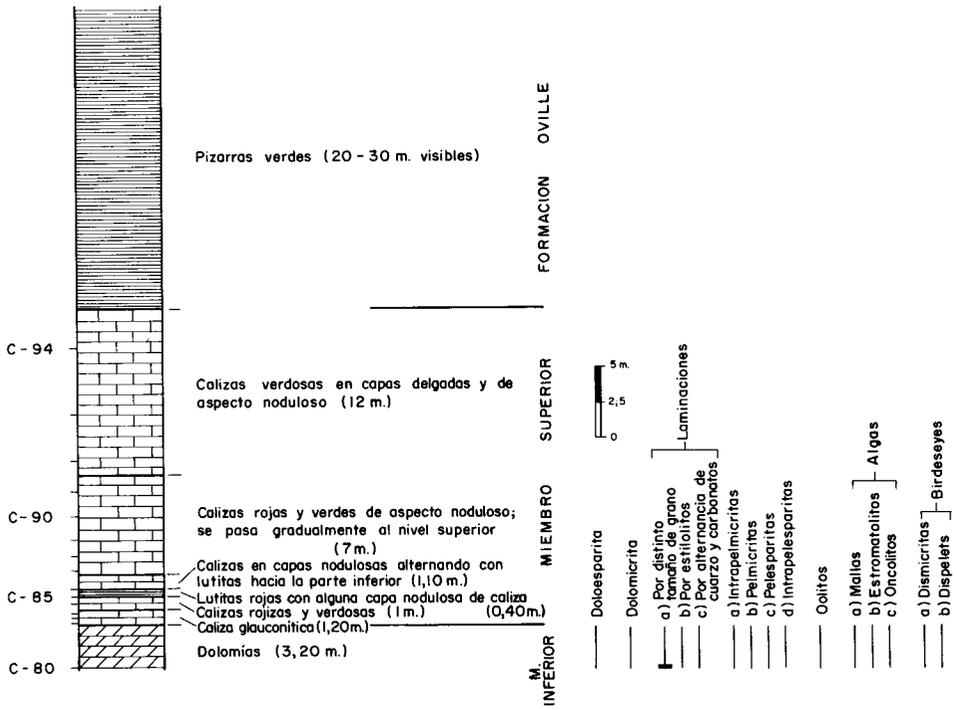


Fig. 57

TARNA II

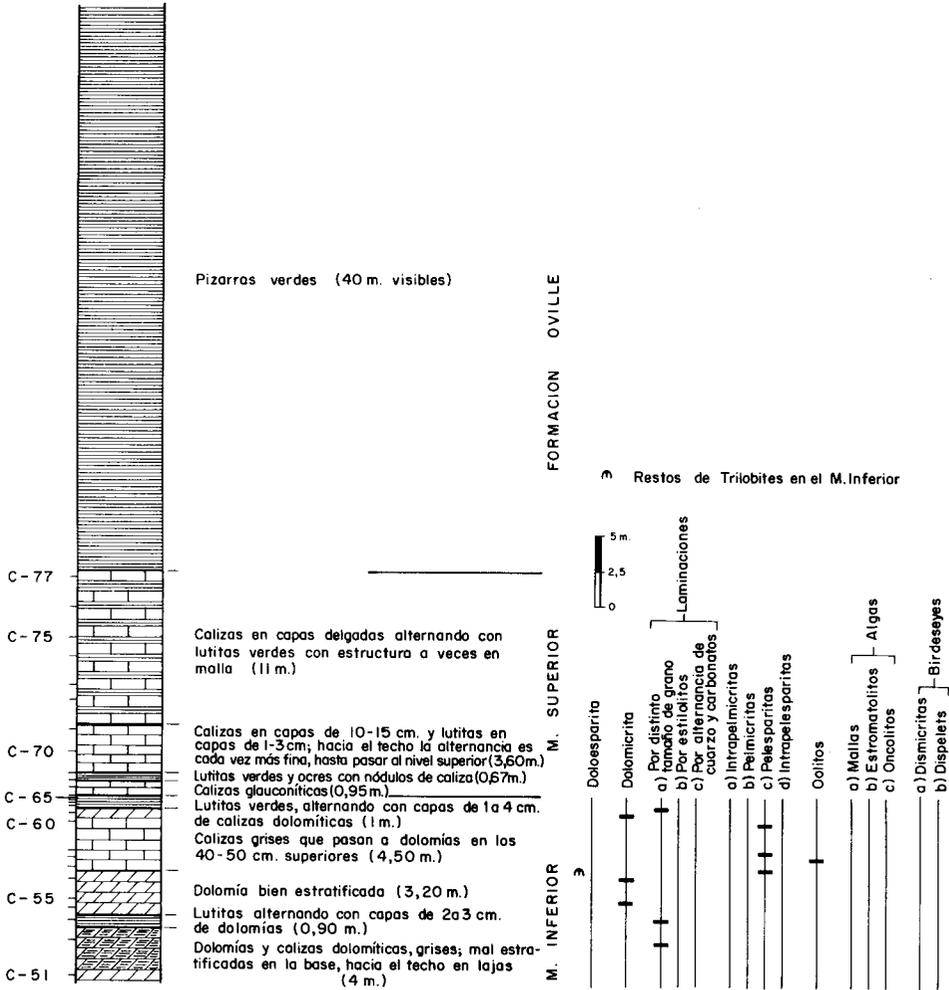


Fig. 58

LOIS

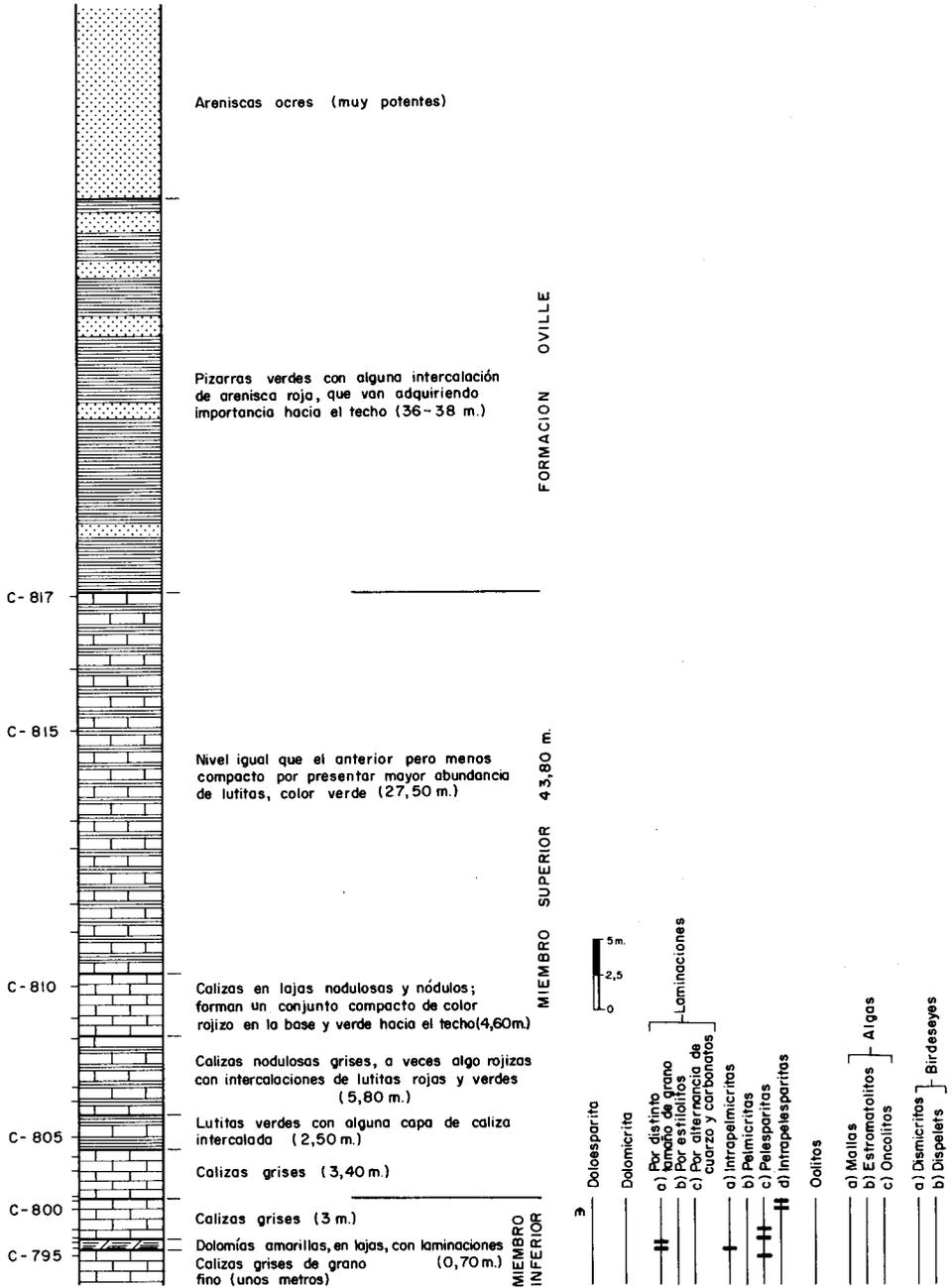


Fig. 59

De este sector se han estudiado las sucesiones del Láncara que afloran en Caño, Sebares, Carangas, Tarna y Lois. La localización de dichas sucesiones es la siguiente (fig. 4).

Caño.—En el pueblo de Caño, en la margen derecha del río Sella se tiene un buen corte del miembro inferior del Láncara; el miembro superior aflora en varios puntos a ambos lados del río. Del miembro inferior son bien visibles unos 57 m.

Sebares.—La sucesión estudiada aflora en el km 5 de la carretera de Sebares a Cazo. Del miembro inferior se han muestreado unos 18 m. El miembro superior alcanza en esta localidad 14 m de potencia.

Carangas.—Esta sucesión aflora en el km 2 de la carretera a Carangas. El miembro inferior se presenta repetido tectónicamente y del mismo son bien visibles unos 30 m. El miembro superior alcanza 31,25 m.

Tarna.—En la carretera de Oviedo al Puerto de Tarna afloran varias escamas del Láncara; de este sector se han estudiado dos sucesiones, la que aflora en el km 11,5 de la carretera (Tarna I) y la que aflora en el km 12,5 (Tarna II). De la sucesión Tarna I se han muestreado unos 3 m de la parte alta del miembro inferior; el miembro superior tiene aquí 22,70 m de potencia. De la sucesión Tarna II se han muestreado unos 13 m del miembro inferior y el miembro superior tiene unos 16 m de potencia.

Lois.—La sucesión estudiada se ha obtenido en el cerro situado al N del pueblo de Lois. Del miembro inferior se han muestreado unos 6 m. El miembro superior alcanza aquí 43,80 m de espesor.

A) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO INFERIOR.

En la región del Manto del Ponga, al igual que sucede en las unidades descritas anteriormente, la mayor variedad de tipos petrográficos se encuentra en el miembro inferior del Láncara. A continuación se va a hacer la descripción petrográfica de cada uno de los tipos presentes.

Dolomicritas.—Se caracterizan por estar formadas por cristales de dolomita de tamaño inferior a 4 μ y presentar una textura homogénea. Las dolomicritas presentan abundantes cristales de pirita, concentrada a veces en estilolitos. En algunos casos están recristalizadas a dolomicroesparita.

Dolomicritas laminadas.—Este tipo petrográfico es el más frecuente en todas las sucesiones estudiadas. El carácter laminado de estos sedimentos es visible a simple vista por lo que se les reconoce muy bien en el campo. El tipo más abundante de laminación se debe a la alternancia de capas ricas en pelets y cuarzo detrítico de tamaño limo con otras desprovistas de ellos. Existe otro tipo de laminación debido a la alternancia de láminas de carbonatos de grano muy fino con otros de grano algo más grueso.

Intramicrocritas con pelets.—Es un tipo de roca poco frecuente. Los intraclastos son de micrita de color más oscuro que el de la micrita en que están englobados, tienen formas redondeadas a subredondeadas. Los pelets también están constituidos por micrita y en algunos casos son más abundantes que los intraclastos (pelmicritas con intraclastos).

Pelesparitas e intrapelesparitas.—Estos dos tipos petrográficos son bastante frecuentes y siguen en abundancia a las dolomicritas laminadas. Los pelets están constituidos por micrita y es frecuente que en su interior presenten cuarzo idiomorfo que en algunos casos está algo corroído por calcita pero sin llegar a destruir completamente la forma idiomorfa. En algunos cristales idiomorfos de cuarzo se obser-

van en su interior inclusiones de calcita. Este tipo de rocas contiene además algas calcáreas del género *Nuia*. Es frecuente que las pelesparitas se presenten dolomitizadas observándose abundantes rombos de dolomita alrededor de los pelets. En algunos casos la dolomitización es completa estando la roca constituida por un mosaico de cristales de dolomita en el que se observan los «fantasmas» de forma elipsoidal de los pelets.

O o e s p a r i t a s.—Son poco frecuentes. El núcleo suele estar constituido por micrita o a veces por microesparita y la envoltura es de calcita con disposición radial y/o concéntrica. El cemento es de esparita.

B) TIPOS PETROGRÁFICOS DEL MIEMBRO SUPERIOR.

El miembro superior del Láncara en la región del Manto del Ponga es muy homogéneo desde el punto de vista petrográfico. Los constituyentes predominantes de las calizas de este miembro son restos de organismos (Equinodermos, Trilobites, Braquiópodos y Porifera), otros constituyentes son en orden de mayor a menor abundancia glauconita en forma de pelets, cuarzo detrítico, micrita y algas calcáreas del género *Girvanella*. Estas rocas se presentan en dos tipos de texturas. 1) Biomicritas muy recrystalizadas, en las que la roca está constituida por un mosaico de calcita con pequeños isleos de microesparita y micrita; a pesar de la recrystalización se observa bien la estructura de los fósiles. 2) Biomicritas en las que los fragmentos de organismos están rodeados por abundante micrita.

Algunas muestras presentan un bandeado formado por pelets de *Girvanella* acompañados de cuarzo detrítico, alternando con bandas muy recrystalizadas en las que incluso es difícil reconocer la naturaleza del material original.

Por último existe un tipo de roca que es muy poco frecuente, en el cual los fragmentos de fósiles predominantes son espículas de esponjas.

Así pues, en la Unidad del Manto del Ponga *sensu lato* el miembro superior está todo él constituido por un tipo de roca semejante a las biomicritas glauconíticas que en las otras unidades formaban sólo la parte más baja del miembro superior.

C) DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS DISTINTOS TIPOS PETROGRÁFICOS EN LAS SUCESIONES ESTUDIADAS.

El miembro inferior del Láncara consta principalmente de dolomicritas laminadas. La laminación se debe, en la mayoría de los casos, a la alternancia de bandas ricas en pelets y cuarzo detrítico con otras desprovistas de ellos; en unos pocos casos (en la sucesión de Caño) las laminaciones se deben a la alternancia de bandas de carbonato con tamaños distintos de grano. El carácter laminado de estos sedimentos es bien visible en el campo.

Aparte de las dolomicritas laminadas existen pelesparitas e intrapelesparitas, que suelen contener además algas calcáreas del género *Nuia*, dolomicritas e intramicritas con pelets y localmente ooesparitas como en la sucesión de Tarna II; hay que añadir por último que en la sucesión de Sebares abundan las doloesparitas. Todos estos tipos petrográficos están desprovistos de laminaciones; en el campo tienen tonalidades gri-

ses y se presentan alternando con las dolomicritas laminadas pero debido a que estas últimas son las que predominan en el miembro inferior éste presenta en el campo un aspecto típico tanto por su tonalidad amarilla como por la abundancia de laminaciones.

El miembro superior es muy homogéneo en todas las sucesiones, consta exclusivamente de biomicritas muy ricas en glauconita, semejantes a las biomicritas glauconíticas de las otras unidades; en el campo estas rocas presentan una tonalidad verdosa muy típica. El hecho de que el miembro superior de la Formación Láncara en la unidad del Manto del Ponga esté formado exclusivamente por biomicritas glauconíticas le diferencia muy bien del miembro superior de las otras unidades en las cuales predominan las biomicritas nodulosas de color rojo. Otra característica a destacar en el miembro superior, de la región del Manto del Ponga, es la abundancia de algas calcáreas del género *Girvanella*.

EL MEDIO SEDIMENTARIO

Uno de los objetivos primordiales del presente estudio sobre la Formación Láncara (Cámbrico inferior-medio) era, como ya señalábamos en la introducción, llegar a conocer, dentro de lo posible, en qué condiciones se había originado el depósito de las dolomías y calizas que integran esta Formación, es decir, sus condiciones de medio sedimentario.

Las formaciones sedimentarias antiguas son cuerpos litológicos estáticos constituidos por diversos componentes originados en medios dinámicos y más o menos modificados posteriormente por la diagénesis, el metamorfismo, etc. De modo que es forzoso analizar en primer lugar de qué componentes consta la Formación Láncara y en segundo lugar qué nos sugieren estos componentes en cuanto a las condiciones que reinaban en el momento de su formación. Por último, cuáles de estos componentes que observamos actualmente son el resultado de procesos posteriores al depósito.

En el capítulo anterior se ha hecho el análisis petrográfico de los componentes de las dolomías y calizas de la Formación Láncara. En el presente capítulo se van a abordar las cuestiones concernientes al medio de depósito.

Para tratar de establecer el medio sedimentario en el cual se originó la Formación Láncara vamos a basarnos en la «regla de la analogía» (LAPORTE 1968, p. 70) no sólo actual sino antigua. A continuación se van a analizar brevemente los sedimentos que se forman actualmente en el dominio litoral (tidal-flats) de las provincias carbonatadas marinas actuales y que presentan grandes analogías con los sedimentos que constituyen el miembro inferior de la Formación Láncara: las localizadas en la región de las Indias Occidentales (Bahamas, Bahía de Florida), en el Golfo Pérsico (Península de Qatar y Costa de los Piratas) y Australia (Bahía de Shark).

Por último se van a considerar las publicaciones más destacadas sobre formaciones carbonatadas antiguas y que presentan mayores analogías con la Formación Láncara en cuanto a medio sedimentario se refiere.

1. MEDIOS SEDIMENTARIOS CARBONATADOS ACTUALES ANALOGOS AL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACION LANCARA.

Las Bahamas.—Las islas Bahamas o Lucayas constituyen un archipiélago de unos 1.400 km de longitud que se extiende desde el S de Florida hasta el extremo occidental de la Fosa de Puerto Rico. La mayor parte de su área está sumergida bajo una delgada capa de agua que no sobrepasa los 10 m de profundidad, y constituye las plataformas o Bancos de las Bahamas, que junto con las de Florida forman una de las provincias carbonatadas mayores del mundo. El gran interés, de esta provincia radica además en que desde el Cretácico o tal vez incluso el Jurásico se ha ido depositando una potente sucesión carbonatada sin interrupción hasta la actualidad y con características análogas a las actuales. Los sondeos más profundos verificados en la isla Andros y en el Banco Cay Sal (SPENCER 1967) señalan que se han acumulado de 4.500 a 5.800 m de sedimentos carbonatados desde el Jurásico alto-Cretácico bajo y según KHUDDOLEY (1967) es posible que existan aún por debajo de 4.000 a 5.000 m de sedimentos carbonatados de edad Jurásica.

Las Bahamas se dividen en dos segmentos: el segmento NW formado por el Gran Banco y el Pequeño Banco de las Bahamas y el segmento SE que consta de numerosos bancos mucho más pequeños en magnitud que los del segmento NW. La mayoría de estudios geológicos y concretamente los estudios sedimentológicos sobre rocas carbonatadas se han llevado a cabo en el segmento NW.

En el área de barlovento de las plataformas se sitúan las islas (Andros, Eleuthera, Abaco, etc.) . La mayor de las plataformas la constituye el Gran Banco de las Bahamas que a su vez alberga la mayor de las islas (Andros). La isla de Andros tiene una orientación NW-SE, la morfología de sus costas, oriental y occidental, y los medios sedimentarios con los que se relaciona son muy distintos. La costa occidental, situada a sotavento, es muy plana y desolada y está bordeada por una llanura de mareas (tidal flat) que puede alcanzar hasta 17 km de anchura y más de 120 km de longitud y que ha sido estudiada con detalle por SHINN, LLOYD & GINSBURG recientemente (1969); esta zona enlaza bajo el agua con los sedimentos actuales (de aguas poco profundas) del gran banco. La costa oriental, situada a barlovento está provista de mayor relieve y enlaza bajo el agua con los sedimentos de la «lagoon» situada entre la costa y el arrecife que bordea la plataforma en su límite con la Lengua del Océano; en esta costa la llanura de mareas es mucho más estrecha y de menor importancia. En general el relieve de la isla no sobrepasa los 3 m (NEWELL *et al.* 1951). En muchos puntos de la costa oriental es bien visible una fase regresiva del mar mientras que la costa occidental esta sometida a una fase transgresiva (MONTY 1967) en su borde NW (área de Loggerhead Point) aunque hacia el SW (al S de la Isla Williams) es en cambio regresiva (SHINN *et al.* 1969, p. 1225-1226).

El primer trabajo realizado sobre los sedimentos de las plataformas de las Bahamas, con criterios sedimentológicos modernos, es el de ILLING (1954) que marcó un hito en el conocimiento de los diversos componentes carbonatados que se forman actualmente en los bancos de las Bahamas y sus mecanismos de formación. La nomenclatura creada

por este autor sigue vigente en la actualidad y ha sido aplicada a los componentes que se originan en otras provincias carbonatadas actuales (Golfo Pérsico, Plataforma del Yucatán, Australia, etc.).

De acuerdo con ILLING (1954) la mayor parte de los bancos de las Bahamas están recubiertos de calcarenitas cuyos componentes son de dos tipos principales: a) «skeletal» procedentes de caparazones de organismos y b) «non-skeletal» componentes originados in situ por precipitación físico-química, bioquímica o bien por otros mecanismos, dando lugar a micritas, diversos tipos de agregados como lumps (grapestones, botryoidal lumps, etc), oolitos y pelets (la mayoría fecales). Hay que señalar, como resultado de los estudios recientes, que buena parte de estos granos proceden de la micritización de fragmentos skeletal. Los sedimentos que predominan en los bancos son los del tipo «non-skeletal», salvo en algunas zonas como, por ejemplo en la zona marginal, donde las calcarenitas son bioclásticas, etc. La importancia del trabajo de ILLING reside en atribuir un origen primario a estos componentes «non-skeletal» (que a su vez son muy frecuentes en las rocas carbonatadas antiguas), frente al origen detrítico que se les había atribuido hasta entonces. Los sedimentos que predominan en las llanuras de mareas (tidal-flats) en cambio son alóctonos y proceden de los bancos durante las épocas de tormentas, huracanes o por efecto de las mareas vivas (ROEHL 1967, p. 1990).

La localización de dolomita de formación reciente en las llanuras de mareas (tidal-flats) tanto de las Bahamas como de otras provincias carbonatadas (WELLS 1962, DEFFEYES *et al.* 1964, ILLING *et al.* 1965, SHINN *et al.* 1965, etc.) así como la similitud de los sedimentos asociados a muchas de las dolomías de formaciones antiguas impulsaron la realización de estudios sedimentológicos detallados sobre estos medios litorales actuales. Es de destacar a este respecto el estudio reciente llevado a cabo en la zona litoral de la costa occidental de la isla Andros por parte de SHINN, LLOYD & GINSBURG (1969). En el citado trabajo se pone de manifiesto la complejidad de los medios sedimentarios litorales en los cuales la morfología del sustrato por una parte y por otra la acción de las mareas determinan la distribución de los sedimentos en forma de un complejo mosaico de facies sedimentarias. En los tidal-flats de la costa NW de la isla Andros (SHINN *et al.* 1969) se pueden distinguir tres zonas distintas en las cuales la sedimentación viene controlada por las oscilaciones de las mareas: a) zona sublitoral (o submareal) que comprende los sedimentos depositados por debajo del nivel de bajamar; b) zona interlitoral (o intermareal) formada por los sedimentos depositados entre los niveles de baja y pleamar y c) zona supralitoral (o supramareal) que consta de sedimentos depositados por encima del nivel de pleamar; esta zona se ve inundada únicamente durante las mareas vivas de primavera (*) o en períodos de tormentas. La mayoría de estas zonas se pueden subdividir a su vez, atendiendo a sus peculiaridades morfológicas (canales, beach ridges, levees, etc.). La mayoría de los sedimentos que se acumulan en estas tres zonas proceden del área marina.

Los sedimentos de la zona sublitoral se caracterizan por su elevado contenido en pelets (hay además biocalcarenitas) y por estar, en general, desprovistos de laminaciones;

(*) Las mareas vivas no sólo tienen lugar en primavera sino también en los períodos de máxima atracción lunar y solar, es decir dos veces al mes (SHINN *et al.* 1969, p. 1204).

en cambio muy a menudo se presentan bioturbados. En las áreas con canales, los sedimentos sublitorales pueden estar desprovistos de laminaciones o bien suelen desarrollar una cierta variedad de estructuras sedimentarias (ripples, estratificación cruzada, etc.), así como una mayor diversidad de componentes (pelets, lumps, bioclastos). Por último los sedimentos sublitorales que se acumulan en las lagunas (ponds) situadas en las llanuras de mareas se caracterizan por su grano fino y por estar desprovistos de estructuras sedimentarias aunque a veces, en especial en épocas de tormentas, pueden dar lugar a sedimentos laminados.

En la zona interlitoral predominan los sedimentos ricos en pelets y desprovistos en general de laminaciones; abundan en cambio los sedimentos bioturbados o con estructuras originadas por las raíces de los manglares en las zonas en que éstos recubren las áreas interlitorales. La ausencia de estructuras sedimentarias en estos depósitos se debe, en gran parte, a que son destruidas por la acción de los organismos excavadores, que son muy abundantes en la zona interlitoral; a este respecto es muy ilustrativo el experimento realizado por GINSBURG (1957, fig. 8) al introducir en un sedimento laminado artificialmente 5 oligoquetos interlitorales los cuales en el período de un mes habían hecho desaparecer toda traza de laminación. En contraposición los organismos excavadores pueden a su vez originar estructuras sedimentarias en los medios litorales que son de gran utilidad cuando se las encuentra en sucesiones antiguas, para detectar el medio litoral. Según SHINN (1968c) en la zona interlitoral de la isla Andros y de los Keys de Florida la estructura sedimentaria más abundante es la que producen los crustáceos del género *Callianassa*, las cuales son a modo de pequeños volcanes de sedimento de unos 30 cm. de altura y 60 cm. de base recubiertos de pelets fecales en forma de varilla de 1 cm. de longitud y unos 3 a 4 mm. de diámetro producidos por los mismos crustáceos. Estos pelets están estriados longitudinalmente y contienen canales internos que, vistos en sección delgada, pueden confundirse fácilmente con algas. Aunque estos montículos de *Callianassa* se originan también en la zona sublitoral, se desarrollan con mayor profusión en las zonas interlitorales. Este tipo de estructura también ha sido reconocido en sucesiones antiguas bajo la denominación de *Ophiomorpha* (KENNEDY & SELLWODD 1970). Otro tipo de estructuras, en forma de galerías subterráneas, son producidos por el crustáceo *Alpheus* y la anémona de mar *Phyllactis*. Por último hay que citar como sedimentos característicos también de la zona interlitoral, en especial en el área de tránsito a la supralitoral, los sedimentos laminados por algas que desarrollan una porosidad de tipo fenestral (birdeseyes) producida por el desprendimiento del aire entrampado entre el sedimento o por desecación (SHINN 1968a). Este tipo de sedimentos han sido estudiados con detalle recientemente por MONTY (1965, 1967) en la costa oriental de la isla Andros, en la cual se observa que donde los sedimentos laminados por algas alcanzan mayor desarrollo es en las áreas más protegidas. Este hecho ha sido también señalado por KENDALL & SKIPWITH (1968) y DAVIES (1970b) para las mallas de algas que se desarrollan a lo largo de la costa de Khor al Bazam (Golfo Pérsico) y en el área de Gladstone (Bahía de Shark, Australia), respectivamente. Es frecuente que se presenten asociados con estos sedimentos laminados por algas, fragmentos arrancados por la acción de las tormentas o producidos por desecación y agrietamiento de la parte más

superficial y que si se consolidan *in situ* dan lugar a brechas intraformacionales (flat pebble conglomerates o breccias).

Los sedimentos de la zona supralitoral se caracterizan en primer lugar por estar dolomitizados y en segundo lugar por presentar una serie de estructuras sedimentarias muy típicas: birdeseyes, laminaciones y mud cracks. El porcentaje de dolomita en los diversos sedimentos varía; los valores más elevados (10 a 80 %) los presentan las costras superficiales que tapizan amplias áreas de la zona supralitoral. Los birdeseyes se localizan principalmente en los sedimentos laminados por algas, como en la zona interlitoral; sin embargo, según SHINN (1968a), se desarrollan con mayor profusión en la zona supralitoral (por desprendimiento de aire, gases o por desecación). Los sedimentos provistos de laminaciones son muy abundantes en la zona supralitoral de la isla Andros. Las laminaciones son debidas a la acción constructiva de las algas (mallas de algas) o bien a la alternancia de láminas de distinto tamaño de grano como consecuencia del flujo y reflujo de los materiales (ROEHL 1967, p. 1998). Es frecuente que los constituyentes (pelets, bioclastos, barros calcáreos) desarrollen estratificación gradada; las laminaciones suelen ser discontinuas lateralmente. Las laminaciones de los sedimentos de las marismas (marsh) se ven acentuadas por la alternancia de láminas oscuras y claras, las primeras se deben al elevado contenido en materia orgánica. En la costa oeste de la isla Andros estas áreas con marismas forman una extensa franja que llega a tener en ocasiones unos 3 km de extensión (SHINN *et al.* 1969, p. 1212). Otra característica de los sedimentos dolomíticos de la zona supralitoral es la gran abundancia, en ocasiones, de clastos aplanados provistos de laminaciones que al igual que en la zona interlitoral pueden dar lugar a brechas intraformacionales. ROEHL (1967, p. 2006 a 2009) hace un interesante análisis de los diversos tipos de brechas que se pueden originar en el medio supralitoral, así como sobre los efectos de las disoluciones subaéreas.

Bahía de Florida.—La Bahía de Florida constituye otra de las áreas de sedimentación carbonatada actual; se halla situada en el extremo S de la Península de Florida y es de forma triangular. Consta de una plataforma cubierta de una somera capa de agua, cuya profundidad oscila entre 60 y 90 cm en la parte oriental y alcanza 3,5 m en la parte occidental (TAFT & HARBAUGH 1964). La bahía se abre al W hacia el Golfo de México y está limitada al E por una franja discontinua formada en su mayor parte por arrecifes muertos y que constituye los llamados Florida Keys (MULTER & HOFFMEISTER 1968). En conjunto constituye un área de unos 1.300 km² de extensión con unas condiciones de circulación del agua bastante restringidas y con un predominio de sedimentos de grano fino (GINSBURG 1955 a 1958) de gran interés para el estudio de la sedimentación de tipo «lagoonal».

En la Bahía de Florida las llanuras de mareas (tidal flats) se desarrollan a lo largo de los Keys que constituyen los límites de la bahía o en las islas que pueblan la bahía (como por ejemplo el Crane Key). Los tipos de sedimentos y su distribución en el dominio litoral (sublitoral, interlitoral, supralitoral) son análogos a los que se originan en las Bahamas y de los cuales hemos hecho un resumen en el capítulo anterior. En la Bahía de Florida el estudio de este tipo de sedimentos se ha llevado a cabo prin-

principalmente en el Crane Key y en el Sugarloaf Key (SHINN 1964, 1968a, b, c; ATWOOD & BUBB 1968). Es en Florida donde se cita por primera vez la existencia de mallas de algas y oncolitos en la zona sublitoral (GINSBURG 1955, GINSBURG & LOWESTAM 1958).

Golfo Pérsico.—El Golfo Pérsico, es un brazo del Océano Indico con el cual se comunica por el estrecho de Hormuz; su profundidad máxima no sobrepasa los 90 m. Tiene unos 970 km de longitud y su anchura es variable y oscila entre un máximo de 340 km hasta un mínimo de unos 50 (en el estrecho de Hormuz). La topografía de su fondo es asimétrica, siendo más profundo en su sector N mientras que en el sector S se desarrollan amplias plataformas poco profundas; esta asimetría se manifiesta también en las costas, ya que mientras las costas del Irán suelen formar acantilados prominentes las costas del sector S son muy bajas y extensas. Desde el punto de vista sedimentológico en el Golfo Pérsico tienen lugar dos tipos de sedimentación: terrígena (en su porción N) y carbonatada en su sector S (EMERY 1956). Los sedimentos carbonatados que recubren las amplias plataformas del sector S han sido objeto de estudio en épocas relativamente recientes (HOUBOLT 1957, WELLS 1962, ILLING *et al.* 1965, etc.) y si bien son análogos a los de las Bahamas y Bahía de Florida presentan, no obstante, ciertas peculiaridades (presencia de cuarzo detrítico y otros componentes no carbonatados, así como de yeso, anhidrita, celestita, huntita, magnesita y halita). Los sectores mejor estudiados son los que corresponden a la península de Qatar y la costa de los Piratas (en especial las regiones de Khor al Bazam y Abu Dhabi).

El estudio de la sedimentación carbonatada en las llanuras de mareas (tidal flats) que se desarrollan en las costas de la Península de Qatar y de la Trucial Coast (costa de los Piratas) constituye uno de los estudios más importantes llevados a cabo en sedimentología en los últimos años por lo que se refiere a la interpretación de las facies y diagénesis de los sedimentos evaporíticos. Estos estudios, realizados en su mayor parte por geólogos ingleses, han impulsado extraordinariamente la interpretación de sedimentos análogos en sucesiones antiguas.

Los sedimentos carbonatados en las llanuras de mareas (tidal-flats) de la costa occidental de la Península de Qatar (ILLING *et al.* 1965) y de las regiones de Khor al Bazam (KENDALL & SKIPWITH 1968, 1969 a, b) y Abu Dhabi (SHEARMAN 1963; CURTIS *et al.* 1963; KINSMAN 1963, 1969; BUTLER 1969) son análogos a los de las Bahamas y también se distribuyen formando un complejo mosaico de facies sedimentarias atendiendo a las variaciones en las condiciones hidrodinámicas del medio. En efecto, los sedimentos están formados por los mismos tipos de constituyentes que en las Bahamas (pelets, diversos tipos de agregados, oolitos, barros calcáreos, mallas de algas, etc.); pero en el Golfo Pérsico, debido a la aridez del clima, se encuentran además sedimentos evaporíticos que se forman en las sabkhas supralitorales, las cuales abarcan una gran extensión del dominio litoral (ILLING *et al.* 1965, KINSMAN 1969, KENDALL & SKIPWITH 1969b). La dolomita y el yeso se encuentran también en las costas que tapizan los sedimentos laminados por algas de la parte alta de la zona interlitoral. Hay que destacar, por último, el gran desarrollo que alcanzan en el Golfo Pérsico, los sedimentos laminados por algas en las zonas tanto supralitorales como interlitorales protegidas; así por ejemplo en el extremo oriental de la región de Khor al Bazam llegan a formar una

franja de unos 42 km de longitud y unos 2 km de anchura con espesores de hasta 30 cm. KENDALL & SKIPWITH (1968, 1969b) estudian con detalle estos sedimentos y señalan que las mallas de algas muestran una zonación muy neta desde la zona supralitoral hacia el mar, constituyendo cuatro franjas que se disponen paralelamente a la costa: zona plana (0,5 a 2 km), zona ondulada (crinkle, 1 km), zona poligonal (1 km) y zona de escorias (cinder, 0,5 km). Los límites entre estas zonas no son bruscos y en ocasiones puede faltar alguna de ellas. Los principales factores que controlan la morfología y crecimiento de las mallas de algas vienen determinados por la frecuencia y duración con que son expuestas a la desecación así como por el aumento de la salinidad hacia el continente.

Australia.—Las plataformas que bordean la costa de Australia constituyen otra importante provincia de sedimentación carbonatada actual. Es de sobra conocido el gran desarrollo de arrecifes coralinos frente a la costa NE de Australia y que forman la Gran Barrera de Arrecifes que ha sido objeto de varios e importantes trabajos. No obstante, los sedimentos que más se asemejan a los de la Formación Láncara son los que se acumulan actualmente en la Bahía de Shark y cuyo estudio ha sido publicado recientemente (LOGAN *et al.* 1970); por ello nos vamos a referir únicamente a los resultados aportados por dicho trabajo.

La Bahía de Shark, situada en la costa occidental de Australia, constituye un magnífico ejemplo de mar epicontinental en pequeño; tiene una extensión de unos 13.000 km² y una profundidad en promedio de unos 9 m, aunque en la entrada de la bahía puede alcanzar profundidades de más de 37 m. La bahía está separada del mar abierto (Océano Indico) por una serie de penínsulas e islas; este hecho, junto con los factores climáticos (aridez y circulación restringida) en que se halla enmarcada, motivan el que exista un aumento progresivo de la salinidad desde las aguas oceánicas en la parte N, hacia las aguas hipersalinas del extremo S. En la bahía, la sedimentación carbonatada es predominante y viene controlada no sólo por factores hidrodinámicos sino también orgánicos. El gran papel que juegan los organismos, en la bahía de Shark, no sólo como suministradores de materia prima de los sedimentos (caparazones, etc.), sino como «captadores» del mismo, ha sido puesto de manifiesto por DAVIES (1970a) en un minucioso estudio. Este autor atribuye la formación de un extenso banco de sedimentos carbonatados de grano fino (el de formación actual de mayores dimensiones que se conoce) a lo largo de la costa oriental de la bahía de Shark, principalmente a la acción de las praderas de fanerógamas marinas (*Posidonia* y *Cymodocea*) que se desarrollan sobre la plataforma.

En la Bahía de Shark, al igual que en las provincias carbonatadas del área del Caribe y Golfo Pérsico, la sedimentación carbonatada tiene lugar en dos dominios: en el de aguas poco profundas (shallow-water) donde se construyen bancos de carbonatos y en el de las llanuras de mareas (tidal-flats). Las llanuras de mareas más extensas se hallan en la parte S de la bahía y a lo largo de la costa oriental (entre los ríos Gascoyne y Wooramel). En la parte N la amplitud media de oscilación de las mareas es de 0,90 m y de 1,5 m durante las mareas vivas de primavera, mientras que en la parte S es de 0,45 a 0,60 y de hasta 1 m en primavera. Los constituyentes de los sedimen-

tos de la zona interlitoral y supralitoral derivan en su mayoría del dominio de aguas poco profundas siendo estabilizados *in situ* por la acción de las mallas de algas dando lugar a sedimentos laminados. Estos sedimentos son los predominantes en las áreas con salinidad más elevada (entre 55 y 65 ‰), que coincide con las áreas donde las llanuras de mareas tienen mayor extensión; en ellas la sucesión estratigráfica es similar y se observan los siguientes niveles de arriba a abajo (LOGAN *et al.* 1970, p. 76): 1) sedimentos laminados por algas, o costras consolidadas y fragmentos de pelmicritas aragoníticas, incluyendo algo de yeso y dolomita (5-15 cm); 2) barros aragoníticos laminados, lumaquelas o arenas litoclásticas con barros (5-45 cm); 3) biocalcarenitas con litoclastos, cuarzo o intraclastos y bioclastos procedentes de los organismos que viven *in situ* (0,90-1,80 m). En toda la bahía la sucesión de sedimentos indica por tanto una fase regresiva del mar.

Los sedimentos laminados por algas se desarrollan con gran profusión en las zonas interlitorales protegidas y presentan, al igual que en el Golfo Pérsico, varios tipos morfológicos. DAVIES (1970 *b*) ha realizado un detallado estudio de las características texturales y tipos de estructuras que presentan estos sedimentos laminados por algas, en el área de Gladstone. Estas características son en parte primarias y se originan durante el depósito del sedimento (moldes de filamentos de algas, estratificación gradada, depósitos cíclicos, niveles de grano grueso depositados durante las épocas de tormenta o ciclones, etc.) y en buena parte secundarias, es decir, posteriores al depósito (estructuras originadas por el desplazamiento o acumulación de gases, por la desecación o por la actividad de los organismos). Es característico del área de Gladstone que en las zonas interlitorales en su sector de tránsito a las supralitorales, así como en estas últimas, abunden las costras y brechas provistas de birdeseyes. Estas costras suelen contener yeso y a veces algo de dolomita pero en baja proporción; el contenido en dolomita no sobrepasa del 15 %. En la parte media de la zona interlitoral se desarrollan canales, los sedimentos de las paredes de los canales suelen estar bastante consolidados y están formados por pelmicritas aragoníticas con abundantes birdeseyes, que son más numerosos, de mayor tamaño y contorno más irregular que los de las costras antes descritas. Los oncolitos en cambio, son más frecuentes en el área interlitoral más próxima al mar.

Las zonas interlitorales que bordean las cuencas hipersalinas del extremo S de la bahía (Hamelin Pool), están menos protegidas y por ello más expuestas a la acción de las olas y mareas, que las del área de Gladstone; en ellas las algas han dado lugar a sedimentos estromatolíticos con formas geométricas muy variadas y caprichosas que recuerdan las estructuras conocidas ya desde antiguo como *Cryptozoon* y *Collenia* y que han sido estudiados por LOGAN en 1961.

C o n c l u s i o n e s.—De esta breve revisión se deduce que los sedimentos del dominio litoral (tidal-flats) de las principales provincias carbonatadas actuales poseen unas características tanto texturales como estructurales muy típicas. Dentro de las características texturales destacan las siguientes: son sedimentos carbonatados frecuentemente dolomíticos, con gran abundancia de pelets, intraclastos laminados, costras dolomíticas, barros calcáreos, etc. y en contraste con una escasa proporción o ausen-

cia de fauna asociada a ellos. Estos sedimentos desarrollan un conjunto de estructuras sedimentarias también características de los medios litorales: laminaciones debidas a causas inorgánicas o bien orgánicas (mallas de algas), birdeseyes, mud-cracks, etc., por citar sólo las más importantes. Todos estos sedimentos se distribuyen formando una gran diversidad de facies sedimentarias como respuesta a las contantes variaciones en las condiciones hidrodinámicas del medio, por lo cual además se reparten en el espacio formando un complejo mosaico de facies. Por todo este conjunto de características es fácil de reconocer estos tipos de facies en las sucesiones carbonatadas antiguas.

CUADRO I

DISTRIBUCION DE LAS PRINCIPALES CARACTERISTICAS EN LOS MEDIOS LITORALES ACTUALES

	Supra-litoral	Inter-litoral	Sublitoral	Observaciones
<i>Composición</i>				
Sedimentos ricos en pelets. ...	XX	XX	XX	(1) Se forman brechas intraformacionales en los casos en que se desarrollan mallas de algas que suelen ser más discontinuas y de menor importancia que en la zona supra o interlitoral.
Biocalcarenitas	X	X	XX	
Oolitos		X	XX	
Intraclastos (brechas intraformacionales)	XX	XX	X (1)	
Dolomita	XX	X		
<i>Flora</i>				
Mallas de algas	XX	XX	X (1)	
Estromatolitos		XX		
Oncolitos		X	XX	
<i>Estructuras</i>				
Laminaciones	XX	X		XX muy frecuentes.
Birdeseyes	XX	X		
Mud-cracks	XX	X		X menos frecuentes
Bioturbación		XX	XX	
<i>Fauna</i>				
			XX	

Llama la atención, no obstante, un hecho y es que en las sucesiones carbonatadas antiguas, los sedimentos litorales se distribuyen en áreas mucho más amplias que las actuales, de varios centenares e incluso miles de km² y con varios centenares de metros de espesor; por ello es difícil de imaginar que tales áreas puedan constituir un único cuerpo litológico. Tal como señalan SHINN, LLOYD & GINSBURG (1969,

p. 1227): «Therefore it is reasoned that such widespread tidal-flat rocks represent many transgressive and regressive tidal-flat packages spread out through time and gradual subsidence. As such, persistent horizons which appear as time horizons are in fact time transgressive units. Minor disconformities are the rule, and major parts of previous tidal-flats are probably stripped off with each succeeding transgression. Thus in ancient rocks cycles of complete and repeated tidal-flats units exactly as they are forming today are the exception rather than the rule».

El cuadro I resume las principales características del dominio litoral actual.

Haciendo una comparación con los sedimentos carbonatados del miembro inferior de la Formación Láncara se ve que son análogos a los sedimentos actuales que se forman en el dominio litoral; sobre esto se volverá a insistir en un próximo capítulo.

2. MEDIOS SEDIMENTARIOS CARBONATADOS ANTIGUOS ANALOGOS AL DEL MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACION LANCARA.

Los estudios realizados sobre la sedimentación carbonatada actual y que han sido analizados en el capítulo anterior, han suministrado numerosos criterios para identificar medios sedimentarios análogos en las sucesiones carbonatadas antiguas, en especial por lo que a los medios litorales (tidal-flats) se refiere. Como muy bien indican WALKER & LAPORTE (1970, p. 930) «It should be emphasized that any single criterion alone is not sufficient to indicate environment; it is the combination of several criteria which can be accurately interpreted».

En época reciente son numerosos los trabajos que han sido publicados sobre formaciones carbonatadas antiguas y que presentan analogías con los medios litorales actuales y por tanto con el miembro inferior de la Formación Láncara. Basta citar, como ejemplo, los que hacen referencia a formaciones análogas pertenecientes al Ordovícico (MATTER 1967, ROEHL 1967, BRAUN & FRIEDMAN 1969), Silúrico (ROEHL 1967), Devónico (LAPORTE 1967), Carbonífero (SCHENK 1967) y Triásico (FISCHER 1964) y que van a ser analizados brevemente a continuación. (*)

MATTER (1967) estudia la parte inferior de la «New Market Limestone» perteneciente al Ordovícico inferior a medio que aflora en el sector occidental de Maryland (USA). Basándose en la composición litológica y tipos de estructuras que presentan los sedimentos y que pueden verse resumidos en el cuadro II, atribuye un origen litoral (supra a interlitoral) a la «New Market Limestone».

ROEHL (1967) en su estudio sobre los sedimentos dolomíticos de la «Stony Mountain Formation» (Ordovícico superior) y la «Interlake Formation» (Silúrico)

(*) Con el fin de uniformizar la descripción se ha modificado en ocasiones la nomenclatura utilizada por los diferentes autores.

CUADRO II

MEDIO SEDIMENTARIO	LITOLOGIA	ESTRUCTURAS
SUPRALITORAL	Dolomías ricas en pelets y a veces intraclastos. Fósiles (fauna) escasos.	Abundantes laminaciones. Mud-craks. A veces ripples.
INTERLITORAL	Dolomías con pelets. Estromatolitos. Brechas intraformacionales (flat pebble conglomerates). Fósiles (fauna) escasos.	Mud-cracks. Birdeseyes. Ripples y estructuras «cut and fill» escasos.

de la cuenca de Williston (sector occidental de Dakota y sector oriental de Montana, USA) les atribuye un origen litoral (supralitoral a sublitoral) por las características litológicas que presentan y que se resumen en el cuadro III.

BRAUN & FRIEDMAN (1969) establecen que la «Tribes Hill Formation» (Ordovícico inferior) que aflora en el Mohawk Valley, New York (USA) está constituida por diez litofacies distintas que indican que el depósito se realizó en un medio litoral (su-

CUADRO III

MEDIO SEDIMENTARIO	LITOLOGIA	ESTRUCTURAS
SUPRALITORAL	Calculutitas y calcisiltitas dolomíticas. Mallas de algas. Estromatolitos. Brechas intraformacionales (flat pebble breccias) Costras dolomíticas.	Abundantes laminaciones
INTERLITORAL	Barros calcáreos Brechas intraformacionales	Sedimentos bioturbados (burrowed)
SUBLITORAL	Pelmicritas Biocalcarenitas	Sedimentos bioturbados (burrowed)

pralitoral a sublitoral). En el cuadro IV se resumen las principales características indicadoras del medio.

LAPORTE (1967) en su estudio sobre la «Manlius Formation» perteneciente al Devónico inferior que aflora en el Estado de New York (USA) establece que se pueden distinguir en dicha formación tres facies distintas: 1) Facies supralitoral, 2) interli-

CUADRO IV

MEDIO SEDIMENTARIO	LITOLOGIA	ESTRUCTURAS
SUPRALITORAL	Dolomías laminadas o «mottled» Estromatolitos Fósiles (fauna) ausentes	Abundantes laminaciones Birdeseyes
INTERLITORAL	Pelmicritas «Pebble conglomerate» Capas de shales Micritas y biomicritas dolomíticas Intraesparitas y biointraesparitas (en canales) Fósiles (fauna) sólo en los canales	Mud-cracks Estratificación cruzada Estructuras «scour and fill» Bioturbación Birdeseyes esporádicos
SUBLITORAL	Oobioesparitas y biointraoosparitas Biointramicritas y biomicritas Fósiles (fauna) abundantes.	Bien estratificados

toral, y 3) sublitoral por las distintas características de sus componentes que se resumen en el cuadro V.

SCHENK (1967) divide la «Macuber Formation» (Carbonífero) que aflora en las Maritime Provinces del Canadá en dos litosomas distintos que se depositaron en un

CUADRO V

MEDIO SEDIMENTARIO	LITOLOGIA	ESTRUCTURAS
SUPRALITORAL	Pelmicritas y micritas dolomíticas Mallas de algas Fósiles (fauna) escasos	Laminaciones. Mud-cracks Birdeseyes
INTERLITORAL	Pelmicritas y biopelmaritas interestratificadas Pebble conglomerate Estromatolitos. Oncolitos Fósiles (fauna) de escasos a abundantes (en individuos pero no en taxones)	En ocasiones mud-cracks Estructuras «scour and fill» Estratificación cruzada Sedimentos bioturbados
SUBLITORAL	Biopelmicruditas y algunos biostromos arrecifales Fósiles (fauna) abundantes.	Sedimentos bioturbados.

medio litoral (supralitoral a sublitoral). Un resumen con las características de cada litosoma se encuentra en el cuadro VI.

CUADRO VI

MEDIO SEDIMENTARIO	LITOLOGIA	ESTRUCTURAS
SUPRALITORAL A PARTE ALTA DE LA INTERLITORAL	Estromatolitos a veces dolomíticos. Brechas intraformacionales	Laminaciones Birdeseyes Mud-cracks.
INTERLITORAL A SUBLITORAL	Pelmicritas algo fosilíferas Oncolitos	Laminaciones groseras Estratificación cruzada.

FISCHER (1964) hace un estudio de la Formación Dachstein (Triásico superior) de los Alpes calcáreos septentrionales que está constituida por diversos ciclotemas en los cuales los sedimentos carbonatados predominantes son: calizas dolomíticas laminadas que alternan con calizas masivas. Por las características de estos sedimentos se infiere que se depositaron en un medio litoral (interlitoral a sublitoral). En el cuadro VII se hace un resumen de las principales características de la Formación Dachstein.

CUADRO VII

MEDIO SEDIMENTARIO	LITOLOGIA	ESTRUCTURAS
INTERLITORAL (1)	Mallas de algas dolomíticas Pelmicritas Micritas homogéneas Brechas intraformacionales Fósiles (fauna) escasos.	Mud-cracks Shrinkage pores (birdseyes) Sheet cracks Prism cracks
SUBLITORAL	Calcarenitas esparíticas o con matriz de barro calcáreo constituidas por: fragmentos de fósiles pelets, lumps y oolitos Fósiles (fauna) abundantes	

3. EL MEDIO SEDIMENTARIO DE LA FORMACION LANCARA

Los dos miembros de la Formación Láncara tienen litologías diferentes y presentan dos medios sedimentarios también distintos.

El miembro inferior, tanto por sus componentes como por sus estructuras sedimentarias, así como por la escasez de fauna que contiene indica que se originó en un medio sedimentario análogo al de los «tidal-flats» carbonatados actuales de las

(1) FISCHER (1964 p. 131) utiliza el término interlitoral en un sentido amplio, como superficies expuestas y cubiertas por las mareas extremas durante el año.

Bahamas o de la Bahía de Shark (Australia), más bien que al de las zonas del Golfo Pérsico, dada la ausencia de depósitos evaporíticos (anhidrita, yeso, etc.) en la Formación Láncara.

En las figuras 5 a 59 se han representado gráficamente los componentes petrográficos del miembro inferior de la Formación Láncara; observando las citadas representaciones se ponen de manifiesto los hechos siguientes: 1) la naturaleza de los componentes que son sedimentos laminados por algas (algal mats), estromatolitos, sedimentos ricos en pelets, abundancia de dolomicritas, de intraclastos (intramicruditas, intrapelesparruditas, intrapelesparitas) localmente ooesparitas; 2) la variada distribución de estos componentes a lo largo de las distintas sucesiones. Asimismo de unas sucesiones a otras varía el predominio de un tipo u otro de componentes; 3) los tipos dominantes de estructuras sedimentarias que son laminaciones, birdeseyes, mud-cracks y sólo localmente estratificaciones cruzadas. Todo lo cual coincide con los tipos de componentes, diversidad de facies petrográficas y tipos de estructuras propios de los sedimentos litorales actuales.

El miembro superior, en cambio, está formado por unos componentes petrográficos distintos. En primer lugar destacan la abundancia y diversidad de fauna (Trilobites, Braquiópodos, Equinodermos, etc.) que hace que los constituyentes predominantes sean bioclastos (skeletal grains) y por otra parte las importantes intercalaciones detríticas de grano fino (lutitas) que se hacen más abundantes hacia la parte alta del miembro. Faltan, en cambio, los sedimentos laminados por algas, los sedimentos ricos en pelets, las dolomicritas, los intraclastos, etc., así como los tipos de estructuras (birdeseyes, mud-cracks, etc.) indicadores todos ellos de un medio litoral. Por tanto el miembro superior por sus características indica un depósito de más profundidad y que ha tenido que realizarse siempre bajo el agua.

Por último hay que señalar que las calizas del miembro superior presentan una textura nodulosa que no se observa en el miembro inferior. Existen dos tipos de calizas nodulosas: a) unas ricas en glauconita y que suelen formar la parte baja del miembro o incluso la totalidad del mismo, como en la región del Manto del Ponga; b) otras calizas son ricas en material lutítico y de tonalidades rojas; este tipo es el que ha recibido la denominación de griotte por su semejanza con las griottes devónicas del Pirineo (para una revisión histórica del término griotte véase BOYER *et al.* 1968, p. 13-15).

Las calizas nodulosas rojas se asemejan mucho por su color y textura, no sólo a las calizas griotte de diversos períodos del Paleozoico (Devónico, Carbonífero) sino también a las calizas «ammonítico rosso» del Mesozoico de diversas localidades. La equivalencia entre estos dos tipos de facies calcáreas ya ha sido señalada por AUBOUIN (1964, p. 497-498) y DE SITTER (1966). No obstante, entre el miembro superior de la Formación Láncara y las griottes devónico-carboníferas o el «ammonítico rosso» existen algunas diferencias como son por un lado en cuanto a la fauna y por otro en cuanto a los tipos litológicos con los cuales están asociados. Así como en las facies griotte abundan los Cefalópodos (Goniatites) al igual que en las facies «ammonítico rosso» que son muy ricas en Ammonites, las faunas de las calizas nodulosas rojas del Láncara-

ra, al faltar los Cefalópodos están representadas principalmente por Trilobites. Además tanto las facies griotte como las ammonítico rosso están estrechamente relacionadas con radiolaritas cosa que no sucede con las calizas nodulosas rojas del Láncara como ya había sido señalado por DE SITTER (1966).

El problema del origen de las facies ammonítico rosso ha sido ampliamente debatido desde épocas antiguas por lo cual la cantidad de publicaciones que hacen referencia a este tema es tan elevado (véase por ejemplo AUBOUIN, 1964) que no va a hacerse un análisis exhaustivo del mismo. Existen dos puntos de vista opuestos en cuanto a la batimetría que representan las facies ammonítico rosso: 1) el que sostiene que estas facies representan sedimentos depositados a bastante profundidad, es decir, de batial a abisal (en el sentido de HEDGEPEETH 1957); 2) el punto de vista opuesto, aunque sustentado por menos autores, y que admite que se trata de un depósito llevado a cabo en aguas poco profundas (HALLAM 1967, FARINACCI 1967).

Tampoco existe un acuerdo sobre el origen de la textura nodulosa (véase GARRISON & FISCHER 1969). A este respecto es interesante el trabajo de FARINACCI (1967, p. 439) sobre el origen del complejo «ammonítico rosso superiore» de Monte Lacerone, en Italia, que atribuye la formación de la textura nodulosa tanto a causas diagenéticas como a causas mecánicas derivadas de una cierta inclinación del fondo sobre el que se deposita el sedimento, en aguas poco profundas: «La struttura nodulare iniziata con un fenomeno meccanico di tensione, sollecitato dall'inclinazione del fondale e della desidratazione della melma calcarea, é il risultato della diagenesi differenziata successiva».

No se pretende en este estudio resolver el problema del origen de la facies griotte del miembro superior de Láncara. Sin embargo, basándonos en su posición estratigráfica, se observa que esta facies se sitúa entre una facies litoral (dolomías y calizas grises del miembro inferior del Láncara) y una sucesión detrítica (Formación Oville) que presenta a menudo *Cruziana*, *Scolithus*, etc., que indican un medio somero, con lo cual es difícil de imaginar que entre estos dos episodios someros pueda haberse desarrollado un episodio de gran profundidad. Ello no excluye de todos modos la posibilidad de que el miembro superior del Láncara haya podido depositarse en la zona batial más alta. Es interesante señalar también la existencia en la base de las calizas nodulosas rojas de un nivel al que se ha denominado «calizas rosadas» y que presenta abundantes estromatactis (en el sentido de WOLF 1965). Los estromatactis, a veces, aunque más raramente, se presentan también en la parte baja de las calizas nodulosas rojas. Los estromatactis están siempre rellenos de esparita y su origen podría ser por exposición aérea lo cual representaría el inicio de la profundización del medio respecto al miembro inferior.

Se ha admitido comúnmente que las facies ammonítico rosso del Mesozoico alpino representan series condensadas, por lo que lo mismo puede pensarse de las calizas nodulosas del miembro superior de la Formación Láncara. En efecto, si se admite la duración del Cámbrico medio en 25 m.a. (COWIE 1964, fig. 1) y se compara con los espesores que tiene el miembro superior en las localidades donde existe un buen control de edades por las faunas de Trilobites, como por ejemplo en Barrios de

Fig. 60.—Distribución de facies de la parte inferior de la Formación Oville y edad del techo de la Formación Láncara.

SITUACION DE LAS SUCESIONES ESTUDIADAS EN LOS VALLES DEL PORMA Y EL ESLA

- 1 - ORONES
- 2 - PALLIDE
- 3 - VIEGO
- 4 - PRIMAJAS I
- 5 - PRIMAJAS II
- 6 - VALBUENA DEL ROBLLO
- 7 - PRESA DE RIAÑO
- 8 - RIOCHIN
- 9 - BOÑAR
- 10 - ADRADOS
- 11 - VOZMEDIANO
- 12 - LA VELILLA DE VALDORÉ
- 13 - VERDIAGO
- 14 - VALDORÉ
- 15 - CORNIERO
- 16 - CRÉMENES

0 10 20 30 Km.

COBERTERA (MESOZOICO + TERCIARIO)

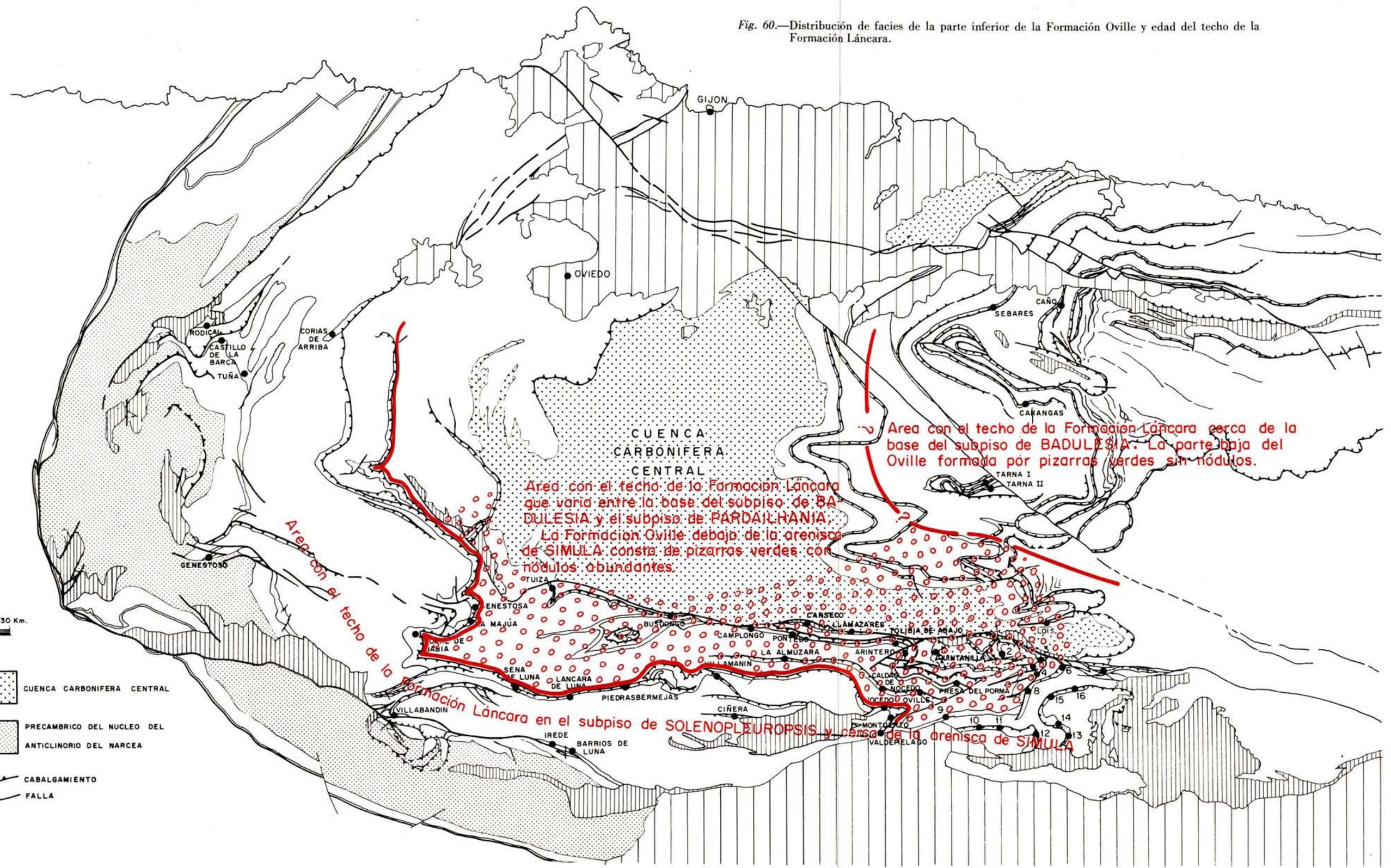
ESTEFANIENSE

CUENCA CARBONIFERA CENTRAL

PRECAMBRICO DEL NUCLEO DEL ANTICLINORIO DEL NARCEA

CABALGAMIENTO

FALLA



Area con el techo de la Formación Láncara que varía entre la base del subpiso de BADULESIA y el subpiso de PARDALHANIA. La Formación Oville debajo de la arenisca de SIMULA consta de pizarras verdes con nódulos abundantes.

Area con el techo de la Formación Láncara cerca de la base del subpiso de BADULESIA. La parte baja del Oville formada por pizarras verdes sin nódulos.

Formación Láncara en el subpiso de SOLENOPLEUROPSIS y cerca de la arenisca de SIMULA

Luna, se observa que en esta localidad el miembro superior tiene unos 27 m de espesor y representa casi dos pisos dentro del Cámbrico medio, piso de *P. (Acadoparadoxides)* y piso con *Solenopleuropsidae*. Si se acepta que la duración de cada piso es similar, la de estos dos pisos sería de unos 16 m.a.; esto significa un depósito de 1,68 metros por millón de años (prescindiendo de la porosidad) lo cual representa, en efecto, unos valores de sedimentación muy bajos. Si bien en la Unidad de La Sobia-Bodón el miembro superior abarca un solo piso dentro del Cámbrico medio, lo cual representaría una duración aproximada de unos 8 m.a., esto daría unos valores sólo un poco más altos ya que los espesores del miembro superior en esta unidad oscilan entre 17 y 20 m. De todos modos esto significa también unos valores de sedimentación muy bajos.

LA FORMACION OVILLE

La Formación Oville aflora bien en toda la Zona Cantábrica y está constituida por un conjunto de materiales detríticos (pizarras y areniscas) que presentan marcados cambios laterales de facies. Las areniscas son frecuentemente glauconíticas, especialmente en la región del Manto del Ponga; en esta unidad la abundancia de glauconita es precisamente una de las características de la facies de Beleño (ZAMARREÑO & JULIVERT 1967) del Cámbrico de la Zona Cantábrica. Hay que indicar también que en la Formación Oville son frecuentes las manifestaciones volcánicas (COMTE 1959; GARCÍA DE FIGUEROLA 1962; GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* 1962, 1964; RUPKE 1965; EVERS 1967; SJERP 1967).

La Formación Oville se superpone a la Formación Láncara y el tránsito entre ambas formaciones es gradual. El Oville es muy interesante, desde el punto de vista bioestratigráfico, ya que contiene una rica fauna, en especial de Trilobites que ha sido estudiada recientemente por SDZUY (1961, 1967, 1968).

Si bien la Formación Oville no ha sido objeto de un estudio detallado, en este trabajo, sin embargo, se han realizado una serie de observaciones, en especial por lo que a la parte baja de la formación se refiere y que se complementan con las realizadas por SDZUY en 1968.

En un trabajo anterior ya se indicaba (ZAMARREÑO & JULIVERT 1967) que el límite entre la Formación Láncara y la Formación Oville no era sincrónico. SDZUY (1968, p. 46) señala la existencia, dentro de la Formación Oville, de un horizonte de areniscas, muy característico en el campo por su tonalidad, y de gran interés bioestratigráfico ya que constituye un nivel isócrono situado dentro del nivel de *Solenopleuropsis simula*. A estas areniscas las denominó SDZUY «arenisca de *simula*» indicando que su posición con respecto al techo del miembro superior de la Formación Láncara variaba de una localidad a otra como consecuencia del carácter heterócrono del techo de la Formación Láncara (véase figs. 61 y 62). Observando la posición relativa del techo de la Formación Láncara en relación con la arenisca de *simula* y la naturaleza de los materiales que se interponían entre ellos, SDZUY (1968) reconoció 4 tipos de sucesio-

nes: 1) Arenisca de *simula* directamente sobre la Formación Láncara; 2) Pizarras rojas poco compactas o a veces verdes intercaladas entre la arenisca y la Formación Láncara; 3) Pizarras o margas ricas en nódulos calcáreos, especialmente hacia la base, entre la arenisca y la Formación Láncara; 4) Pizarras con nódulos escasos.

En la franja septentrional de la unidad de Somiedo-Correcilla, la arenisca de *simula* se acuña extraordinariamente hacia el W y está separada del techo de las calizas rojas nodulosas de la Formación Láncara por un nivel de pizarras con algunos nódulos calcáreos (Láncara de Luna, Montuerto, Valdepiélagos) o sin ellos (Piedrasbermejas, Villamanín); este nivel de pizarras es generalmente delgado (1,5 m en Villamanín) y aumenta también en importancia hacia el E, aunque no en la misma magnitud que la arenisca de *simula*. En cambio en la escama de Bregón (Ciñera) situada más al S de la franja septentrional de la unidad de Somiedo-Correcilla la arenisca de *simula* se apoya directamente sobre el techo de las calizas nodulosas rojas (tipo I de Szuy).

En la unidad del Manto del Esla, la arenisca de *simula* se apoya directamente sobre la Formación Láncara en las localidades de Crémenes, Corniero y Valdoré; mientras que en las localidades de La Velilla de Valdoré y Adrados está separada por unos 12 m de pizarras con nódulos.

Las condiciones son diferentes en la unidad de La Sobia-Bodón, ya que si bien se reconoce también la arenisca de *simula*, ésta se encuentra a mayor distancia del techo de la Formación Láncara, interponiéndose entre ambas una sucesión de pizarras verdes generalmente con una gran abundancia de nódulos calcáreos. Este hecho se observa en especial en la escama de Gayo, donde este nivel de pizarras con nódulos llega a alcanzar unos 50 m de potencia en Caldas de Nocedo y Oville; en estas localidades los nódulos son muy abundantes en los 10 m inferiores donde llegan a veces a constituir casi capas de calizas nodulosas. En general, la arenisca de *simula* en la unidad de La Sobia-Bodón se presenta con unas decenas de metros de espesor.

En la unidad del Manto del Ponga, en su sector más meridional, por encima de la Formación Láncara se encuentra una sucesión muy nodulosa que puede compararse a las pizarras verdes con nódulos que se superponen a la Formación Láncara en la Unidad de La Sobia-Bodón; no obstante, el conjunto es mucho más compacto, separándose mal del miembro superior de la Formación Láncara, al contrario de lo que sucede en la Unidad de La Sobia-Bodón donde se trata de un nivel claramente lutítico. Lois y el frente de la escama de Rioseco, en la carretera del Puerto de San Isidro, son buenos ejemplos de este tipo de sucesión. En la fig. 60 se da la distribución de las facies de nódulos. En el resto de la Unidad del Manto del Ponga, por encima de la Formación Láncara se encuentran pizarras verdes sin nódulos o bien cuando éstos se presentan destacan poco de la masa pizarrosa; estas pizarras tienen varias decenas de metros de espesor. Por encima sigue una sucesión alternante de pizarras y areniscas muy glauconíticas sin que por el momento se haya puesto de manifiesto la existencia de un nivel de areniscas bien individualizado que pueda compararse al de la arenisca de *simula*.

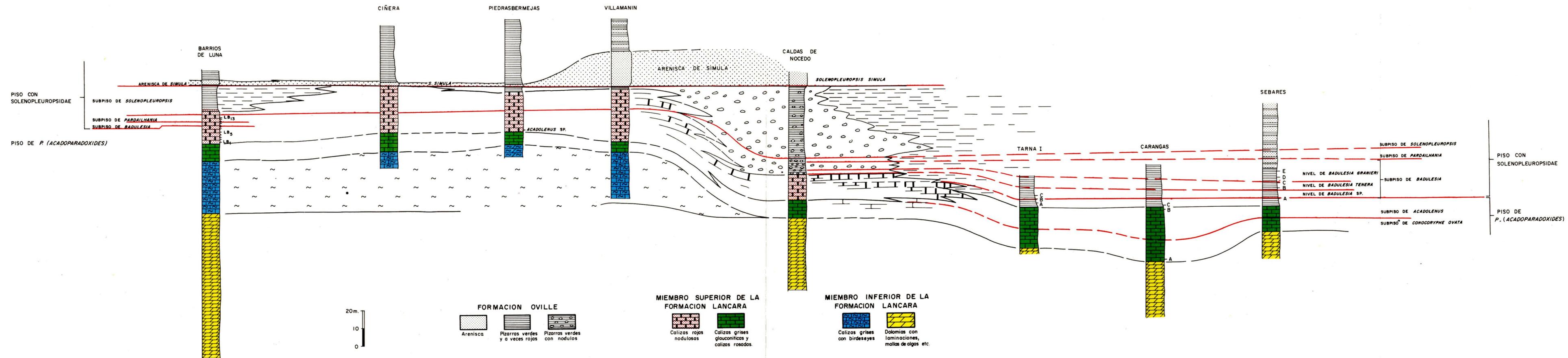


Fig. 61.—Cambios de facies y correlación de la Formación Lánchara a través de la Zona Cantábrica. Las líneas rojas representan isocronas.

LA EDAD DE LAS FORMACIONES LANCARA Y OVILLE

Las faunas de Trilobites han permitido una zonación muy precisa del Cámbrico de España (LOTZE & SDZUY 1961; SDZUY 1967, 1971 *a* y *b*) y en especial del Cámbrico medio de la Zona Cantábrica (SDZUY 1967, 1968, 1971*b*). Las faunas de Trilobites son especialmente abundantes en las pizarras verdes de la base de la Formación Oville y en las calizas del miembro superior de la Formación Láncara, aunque en estas últimas resultan de difícil separación. La localización exacta de los yacimientos fosilíferos así como la lista de especies encontradas en cada yacimiento de la Zona Cantábrica puede verse en los trabajos de ZAMARREÑO & JULIVERT (1967) y SDZUY (1967, 1968, 1971*b*).

LOTZE (1961) basándose en el estudio de las faunas de Trilobites realizado por SDZUY (1961) distinguió en el Cámbrico español 32 bandas (Bänder) de las cuales las 16 primeras correspondían al Cámbrico inferior y las 16 restantes al Cámbrico medio. Estas bandas no correspondían sin embargo a verdaderas zonas bioestratigráficas. SDZUY en 1967 estableció una zonación más detallada para el Cámbrico medio de España con base en el estudio de las faunas de Trilobites recolectadas en la Zona Cantábrica. SDZUY (1967, tabla 2) dividió la parte baja del Cámbrico medio, que comprende las «bandas» 19 a 22 de LOTZE (1961) en cuatro pisos que de abajo hacia arriba son: 1) Piso de *Paradoxides* (*Acadoparadoxides*); 2) Piso de *Badulesia*; 3) Piso de *Paradailhania*, y 4) Piso de *Solenopleuropsis*. Cada uno de estos cuatro pisos lo dividió además en varios niveles (véase SDZUY 1967, tabla 2). Más tarde SDZUY (1971*b*), debido a que la duración de los pisos establecidos en 1967 es bastante inferior a la de los pisos diferenciados en otras partes (Escandinavia por ejemplo), considera que los pisos 2, 3, y 4 deben ser subpisos del «piso de los Solenopleuropsidae». Además hace una división en niveles que en gran parte corresponde a zonas bioestratigráficas. De este modo el Cámbrico medio queda dividido del modo indicado en el cuadro VIII.

En este trabajo se va a hacer referencia a la división establecida por SDZUY en 1971.

A continuación se va a precisar la posición del contacto entre el techo de la Formación Láncara y la base de la Formación Oville en cada una de las unidades tectónicas de la Zona Cantábrica de acuerdo con las faunas de Trilobites clasificadas por el Prof. SDZUY.

En la Unidad del Manto del Ponga *sensu lato* (Región de Mantos) existen varias localidades fosilíferas: Tarna, Carangas, Sebares (fig. 61), Cangas de Onís, Tanes, Soto de Caso, Riosol y Puerto de Vegarada (véase ZAMARREÑO & JULIVERT 1967, fig. 7). En las localidades de Tarna, Carangas, Sebares, Cangas de Onís, Soto de Caso y Riosol el techo de la Formación Láncara queda dentro del piso de *Paradoxides* (*Acadoparadoxides*). En las localidades de Tarna, Soto de Caso, Sebares y Cangas de Onís las faunas han sido recogidas en las pizarras verdes de la Formación Oville aunque a muy poca distancia del techo de la Formación Láncara. Las faunas más bajas de Tarna (A, fig. 61) y Cangas de Onís corresponden al subpiso de *Acadolenus*,

CUADRO VIII

DIVISION DEL CAMBRICO MEDIO DE ESPAÑA
SEGUN SDZUY (1971b)

PISOS	SUBPISOS	NIVELES
3. Sin Solenopleuropsidae		
2. De los Solenopleuropsidae	<i>Solenopleuropsis</i>	<i>S. simula</i> <i>S. sp.</i>
	<i>Pardailhanina</i>	<i>P. multispinosa</i> <i>P. hispanica</i> <i>P. hispida</i>
	<i>Badulesia</i>	<i>B. paschi</i> <i>B. granieri</i> <i>B. juliverti</i> <i>B. tenera</i> <i>B. n. sp.</i>
1. <i>P. (Acadoparadoxides)</i>	<i>Acadolenus</i>	<i>A. sp.</i>
	<i>Conocoryphe</i>	<i>Asturiaspis sp.</i> <i>C. ovata</i>

mientras que las faunas más bajas de Soto de Caso y Sebares se sitúan o bien en la parte más alta del subpiso de *Acadolenus* o en la parte más baja del subpiso de *Badulesia* (el más bajo dentro del piso de los Solenopleuropsidae).

Por lo que se refiere a las localidades de Tanes y Puerto de Vegarada, situadas en las escamas de Rioseco y Laviana (las más occidentales dentro de la región del Manto del Ponga), han dado faunas más altas que las de los horizontes fosilíferos más elevados del nivel de pizarras verdes en Soto de Caso y Sebares. Los dos horizontes fosilíferos de Tanes se sitúan ambos en el supiso de *Pardailhanina*: uno en el límite inferior y otro en la parte más alta del nivel de *Pardailhanina hispanica*; y como el inferior está situado en la parte más alta del miembro superior de la Formación Láncara y el superior queda ya dentro del nivel de pizarras verdes de la Formación Oville, esto

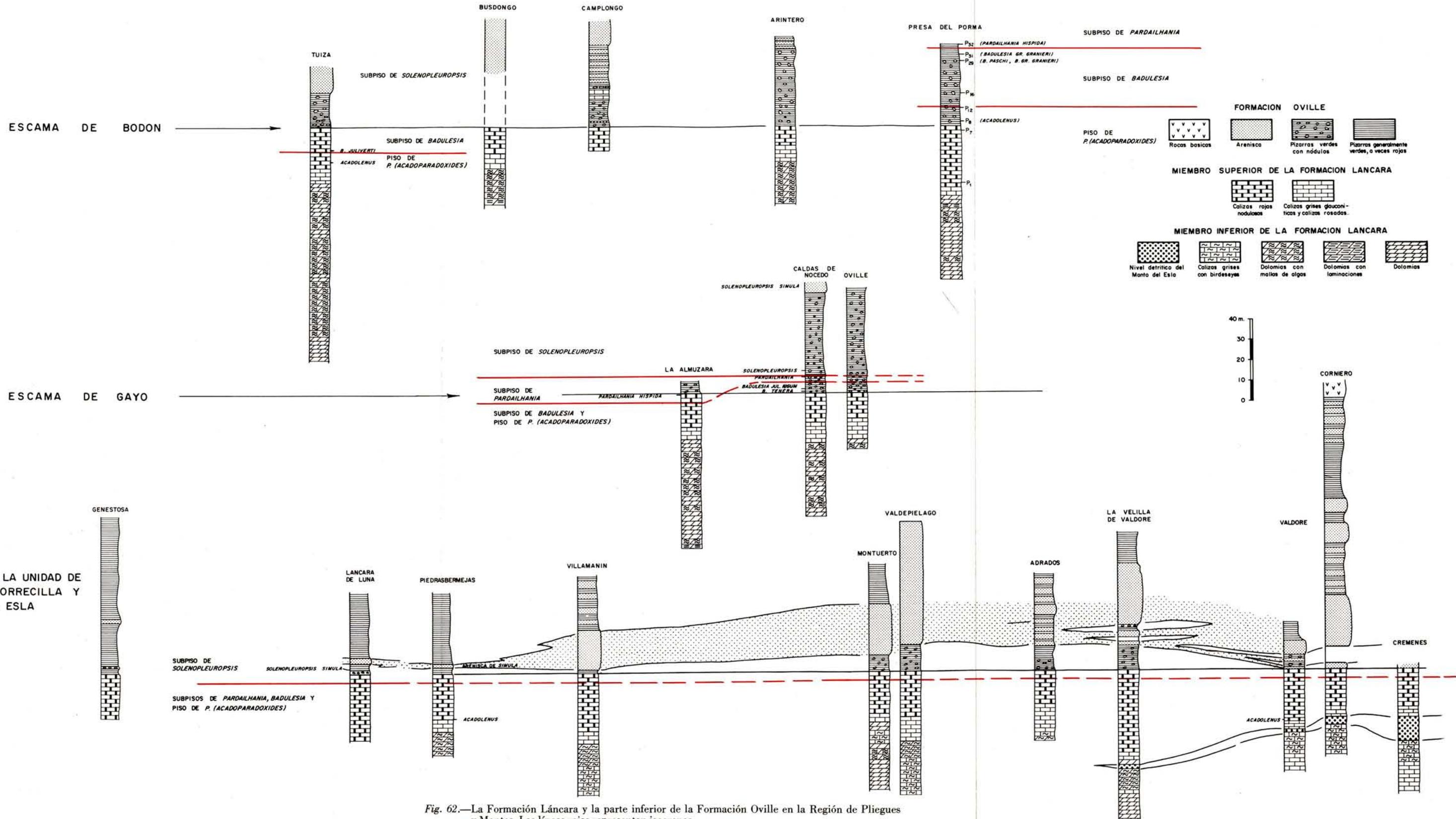


Fig. 62.—La Formación Láncara y la parte inferior de la Formación Oville en la Región de Pliegues y Mantos. Las líneas rojas representan isocronas.

sitúa suficientemente el límite. La fauna del Puerto de Vegarada, aunque contenida en el nivel de pizarras verdes de la Formación Oville, es más baja que la de Tanes.

Si se compara ahora con las unidades situadas al W y al S de la Cuenca Carbonífera Central, hay que distinguir dos áreas distintas que corresponden, una a la unidad de La Sobia-Bodón y la otra a la unidad de Somiedo-Correcilla y región del Manto del Esla.

En la unidad de La Sobia-Bodón, que se caracteriza desde el punto de vista litoestratigráfico por la gran abundancia de nódulos calcáreos en la Formación Oville, como ya se ha indicado en el capítulo anterior, el techo de la Formación Láncara varía entre la parte baja del subpiso de *Badulesia* (Caldas de Nocedo) y el subpiso de *Pardailhanian* (La Almuzara, Tuiza). Sin embargo hay que señalar que la localidad de la Presa del Porma hace excepción a esta distribución ya que el techo de la Formación Láncara se sitúa, al igual que en la región del Manto del Ponga (fig. 62) dentro del piso de *P. (Acadoparadoxides)*.

En las unidades de Somiedo-Correcilla (localidades de Barrios de Luna, Láncara de Luna, Villamanín, Puerto Ventana, Teverga y Belmonte) y la región del Manto del Esla (Valdepiélago, Verdiago y Crémenes) el techo de la Formación Láncara se sitúa en todos aquellos casos en que ha sido controlado, dentro del subpiso de *Solenopleuropsis* (el más alto dentro del piso de los *Solenopleuropsidae*) y cerca de la arenisca de *simula* de SDZUY (1968).

Así pues, se observa que el techo de la Formación Láncara es oblicuo con respecto a las líneas isócronas y que en líneas generales asciende hacia la convexidad del arco. En cambio, como ya indicábamos en el capítulo anterior, dentro de la Formación Oville existe, por lo menos en el área entre los ríos Luna y Esla, un horizonte de areniscas al que SDZUY (1968) denomina «arenisca de *simula*» por hallarse dentro del nivel de *Solenopleuropsis simula* y que constituye un nivel bastante isócrono. La posición de este nivel respecto al techo de la Formación Láncara ha sido ya tratado en el capítulo anterior por lo cual no se volverá a insistir sobre ello.

Por lo que respecta a la edad de la base del miembro superior dentro de la Formación Láncara, los datos que se tienen de las faunas de Trilobites son muy escasos debido a la dificultad de separación de la fauna. Para la región del Manto del Ponga, 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 baja del subpiso de *Conocoryphe ovata* [en la parte media del piso de *P. (Acadoparadoxides)*].

Para las demás regiones de la Zona Cantábrica únicamente se tienen datos de las localidades de Tuiza y Piedrasbermejas (Unidad de La Sobia-Bodón), de Barrios de Luna (Unidad de Somiedo-Correcilla) y de Valdoré en la región del Manto del Esla. En todas las localidades citadas la fauna ha sido obtenida en la base de las calizas nodulosas rojas (griotte); estas faunas se sitúan dentro del subpiso de *Acadolenus*. Por debajo de estas faunas hay todavía unos metros de biomicritas glauconíticas, (fig. 62).

El miembro inferior de la Formación Láncara, como ya se indicaba en el capítulo correspondiente al medio sedimentario, es muy pobre en fauna; únicamente aparecen algunos Trilobites probablemente flotados y que no ha sido posible determinar.

La posición de estos Trilobites puede verse en las columnas estratigráficas correspondientes a las figuras 5 a 59, donde han sido señalados. La edad de este miembro ha sido atribuida al Cámbrico inferior-medio de acuerdo con su posición estratigráfica, ya que se sitúa por encima de las «capas de Barrios» (parte más alta de la Formación Areniscas de la Herrería) con faunas de *Dolerolenus*, *Metadoxides*, etc., del Cámbrico inferior (LOTZE & SÖZUY 1961; TRUYOLS 1969) y por debajo de las faunas del Cámbrico medio.

El único dato faunístico de que se dispone en la actualidad, dentro del miembro inferior, se refiere a Valdoré, en el Manto del Esla, donde recientemente se ha encontrado una fauna de Arqueociatos (DEBRENNE & ZAMARREÑO 1970) situada en la parte más alta del miembro inferior del Láncara; esta fauna corresponde al piso del Lena (parte alta del Cámbrico inferior).

LAS DOLOMITIZACIONES EPIGENÉTICAS

En la Formación Láncara de la Zona Cantábrica aparte de las dolomías sedimentarias que constituyen el miembro inferior y que se formaron en el medio litoral hay que señalar la existencia de dolomías epigenéticas (en el sentido de FRIEDMAN & SANDERS 1967, p. 308); se trata, en la mayoría de los casos, de doloesparitas. Esta dolomitización epigenética afecta tanto al miembro inferior como al miembro superior de la Formación Láncara, aunque a este último miembro en menor grado.

La dolomitización epigenética es muy aparente en las calizas con birdeseyes del miembro inferior del Láncara, en la Unidad de Somiedo-Correcilla y Manto del Esla. En algunas localidades, como por ejemplo El Rodical, Tuña, Genestoso, Villamanán, Valdepiélagos, Agrados, Vozmediano y La Velilla de Valdoré una buena parte de las calizas grises con birdeseyes han sido completamente dolomitizadas convirtiéndose en doloesparitas. No obstante, es posible reconocer los birdeseyes en todas las sucesiones, ya sea porque los «ojos» de los birdeseyes destaquen en las superficies meteorizadas, al quedar huecos, ya sea porque el tamaño de los cristales de dolomita sea distinto en el almacén que en los birdeseyes (donde alcanzan mayor tamaño).

El hecho de existir dolomitizaciones epigenéticas afectando al nivel de calizas grises con birdeseyes que originalmente era muy pobre en Mg (SOLANS *et al.* 1971) indica que ha existido un aporte de Mg. Este procede probablemente de la parte baja del miembro inferior, con dolomías sinsedimentarias, las cuales a veces pueden encontrarse también transformadas en doloesparitas masivas.

Las dolomitizaciones epigenéticas alcanzan incluso en diversas localidades al miembro superior; a veces sólo a su parte baja, a veces a todo el miembro, dando la falsa impresión de que éste no existe. No obstante, a pesar de la dolomitización, la presencia del miembro superior puede generalmente reconocerse ya sea por preservación de la textura, del color, de algunos restos fósiles o de la glauconita.

DISTRIBUCION DE FACIES Y PALEOGEOGRAFIA DE LA FORMACION LANCARA EN LA ZONA CANTABRICA

1. LA SUCESION TIPO Y LAS SUCESIONES DE REFERENCIA

La Formación Láncara fue definida por COMTE en 1937 (p. 604) bajo la denominación de «calcaires de Láncara»; el nombre deriva del pueblo de Láncara, en el Valle de Luna, el cual actualmente está abandonado y cubierto por las aguas del pantano. COMTE (1937) dividió las calizas del Láncara en tres partes, una parte inferior formada por calizas dolomíticas, una parte media constituida por calizas cristalinas y una parte superior formada por calizas nodulosas rojas (griotte roja). En 1959 (p. 71-72) el mismo autor dividió el Láncara solamente en dos partes, una inferior con calizas dolomíticas grises o amarillentas y calizas cristalinas asociadas con calizas finas y una superior con calizas margosas, nodulosas rojas.

En este trabajo se ha dividido la Formación Láncara en dos miembros. El miembro inferior está formado por dolomías amarillas a las que se superponen en ciertas localidades un nivel de calizas grises con birdeseyes; este miembro inferior esta siempre desprovisto de fauna. El miembro superior consta de calizas ricas en fauna y está formado en el caso más complejo por tres niveles diferentes: biomicritas glauconíticas, calizas rosadas y biomicritas nodulosas rojas. El color gris que presentan en el campo tanto las calizas grises con birdeseyes del miembro inferior como las biomicritas glauconíticas del miembro superior ha dado lugar a frecuentes confusiones. Así, tanto COMTE (1937, 1959) como LOTZE (1961) aplican respectivamente el nombre de «calcaires cristallins associés à des calcaires très fins» y «Helle Leon Kalke» tan pronto a uno como a otro de los dos niveles citados.

La sucesión tipo escogida por COMTE presenta varios inconvenientes, entre ellos el de estar afectada por una intensa dolomitización epigenética. Dadas las variaciones de facies que presenta además el Láncara en la Zona Cantábrica se han establecido tres sucesiones de referencia que completan la sucesión tipo de acuerdo con el código de nomenclatura estratigráfica (*American Commission on stratigraphic nomenclature* 1970, p. 9 artículo 13 a). Estas sucesiones de referencia son las de Carangas, camino de Arintero y Barrios de Luna.

La sucesión de Carangas está situada en la región del Manto del Ponga *sensu lato* en el km 2 de la carretera de Carangas, en el valle del río Ponga a 1° 30' 42" de longitud W y 43° 13' 12" de latitud. En esta sucesión la Formación Herrería no aflora al estar cortada en su base por una superficie de cabalgamiento. Esta disposición es la propia de toda la región del Manto del Ponga por lo que no existe ninguna sucesión más completa que la seleccionada. El límite superior de la Formación se ha establecido en las primeras capas de pizarras verdes que no contienen intercalaciones calcáreas y que constituyen la base de la Formación Oville.

La sucesión de Arintero está situada en la escama de Bodón perteneciente a la unidad de La Sobia-Bodón, en el camino que sale aproximadamente del km 14 de la carretera al puerto de Vegarada y que va a los pueblos de La Braña y Arintero. Se

situa a $1^{\circ} 42' 10''$ de longitud W y a $42^{\circ} 56' 30''$ de latitud. En la localidad de Arintero el Cámbrico aflora completo, ya que la Formación Herrería está presente a todo lo largo de la escama de Bodón. Se considera que el límite superior del Láncara se sitúa donde las lutitas se hacen predominantes quedando la caliza en forma de nódulos disseminados. El límite inferior viene marcado por la aparición de areniscas.

La sucesión en Barrios de Luna aflora en la carretera en la margen izquierda del río Luna y corresponde a la franja más septentrional del Láncara que aflora por encima del pueblo de Barrios de Luna a $2^{\circ} 10' 30''$ de longitud W y $42^{\circ} 50' 32''$ de latitud. Esta sucesión se encuentra completa ya que están presentes las areniscas de la Herrería. El límite inferior del Láncara viene indicado por la presencia de arenisca y el límite superior que es bastante neto por la aparición de las pizarras verdes desprovistas de intercalaciones de calizas y que forman la parte más inferior de la Formación Oville.

2. CARACTERIZACION Y DISTRIBUCION GEOGRAFICA DE LAS DIFERENTES FACIES; SU RELACION CON LAS UNIDADES TECTONICAS

En capítulos anteriores ya se ponía de manifiesto que la Formación Láncara presentaba una cierta variedad de facies en la Zona Cantábrica, tanto respecto al miembro inferior como al miembro superior.

Por lo que al miembro superior se refiere se pueden distinguir dos facies: «facies de Beleño» y «facies de Barrios» que ya fueron puestas de manifiesto en un trabajo anterior (ZAMARREÑO & JULIVERT 1967) pero sobre las cuales se añadirán ahora nuevas precisiones.

La facies de Beleño se caracteriza porque en ella el miembro superior está formado exclusivamente por biomicritas glauconíticas. La abundancia de glauconita es un hecho característico que no se limita sólo al miembro superior del Láncara sino que se manifiesta también en las areniscas de la Formación Oville. En el campo, las calizas del miembro superior del Láncara presentan una tonalidad verdosa muy característica. Otros hechos a destacar son la riqueza de algas calcáreas del género *Girvanella* y el predominio de los Equinodermos sobre Trilobites y Braquiopodos, lo que da a estas calizas un aspecto esparítico. La facies de Beleño se distribuye por toda la región del Manto del Ponga *sensu lato* (Región de Mantos) que se sitúa al E de la Cuenca Carbonífera Central.

En la segunda facies o facies de Barrios, el miembro superior del Láncara es mucho más arcilloso. En él es característica la presencia de calizas de tonalidades rojo vivo y con una textura nodulosa semejante a la que presentan las facies griotte del paleozoico o el ammonítico rosso del Mesozoico. Estas calizas forman más de la mitad del miembro superior y debido a su color rojo, a su textura nodulosa y a su escaso contenido en glauconita, la facies de Barrios se distingue muy bien en el campo de la facies de Beleño. No obstante, el miembro superior no está formado solamente por este tipo de calizas sino que en su parte más baja existe un nivel de calizas esparíticas y ricas en glauconita, iguales a las calizas de la facies de Beleño; a este nivel se le superponen unas calizas rosadas con abundantes estromatactis. Sin embargo ambos niveles son de

SITUACION DE LAS SUCESIONES ESTUDIADAS EN LOS VALLES DEL PORMA Y EL ESLA

- 1 - ORONES
- 2 - PALLIDE
- 3 - VIEGO
- 4 - PRIMAJAS I
- 5 - PRIMAJAS II
- 6 - VALBUENA DEL ROBLÓ
- 7 - PRESA DE RIAÑO
- 8 - RIOCHIN
- 9 - BOÑAR
- 10 - ADRADOS
- 11 - VOZMEDIANO
- 12 - LA VELILLA DE VALDORÉ
- 13 - VERDIAGO
- 14 - VALDORÉ
- 15 - CORNIERO
- 16 - CRÉMENES

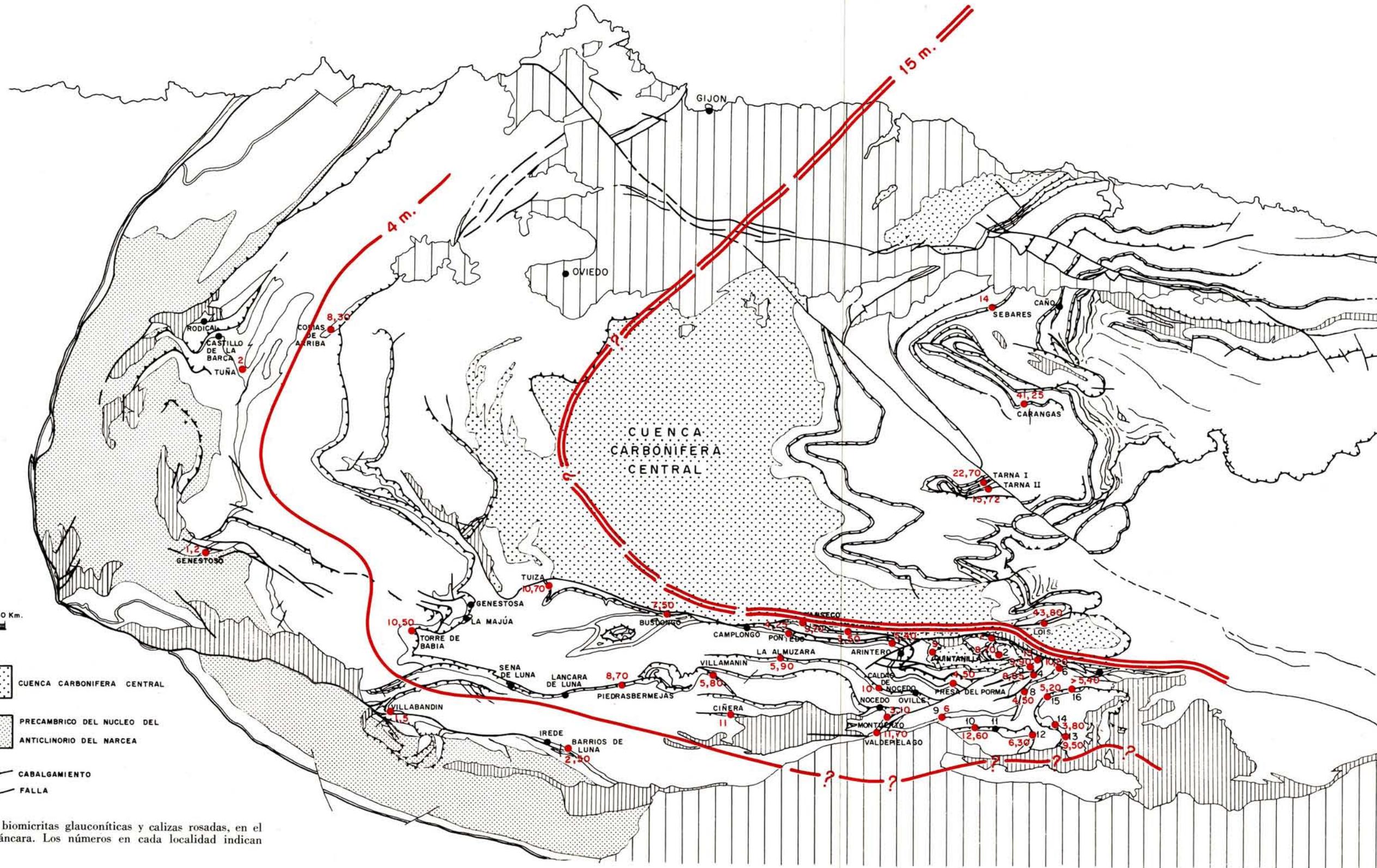
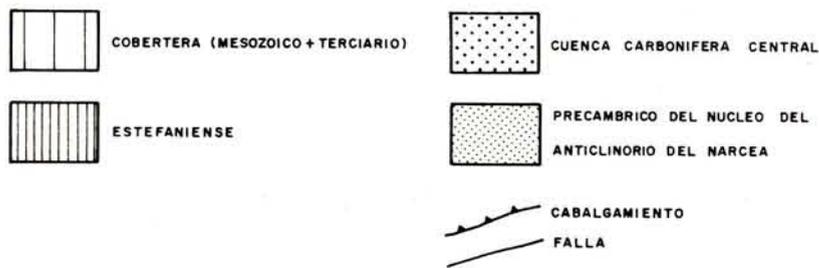
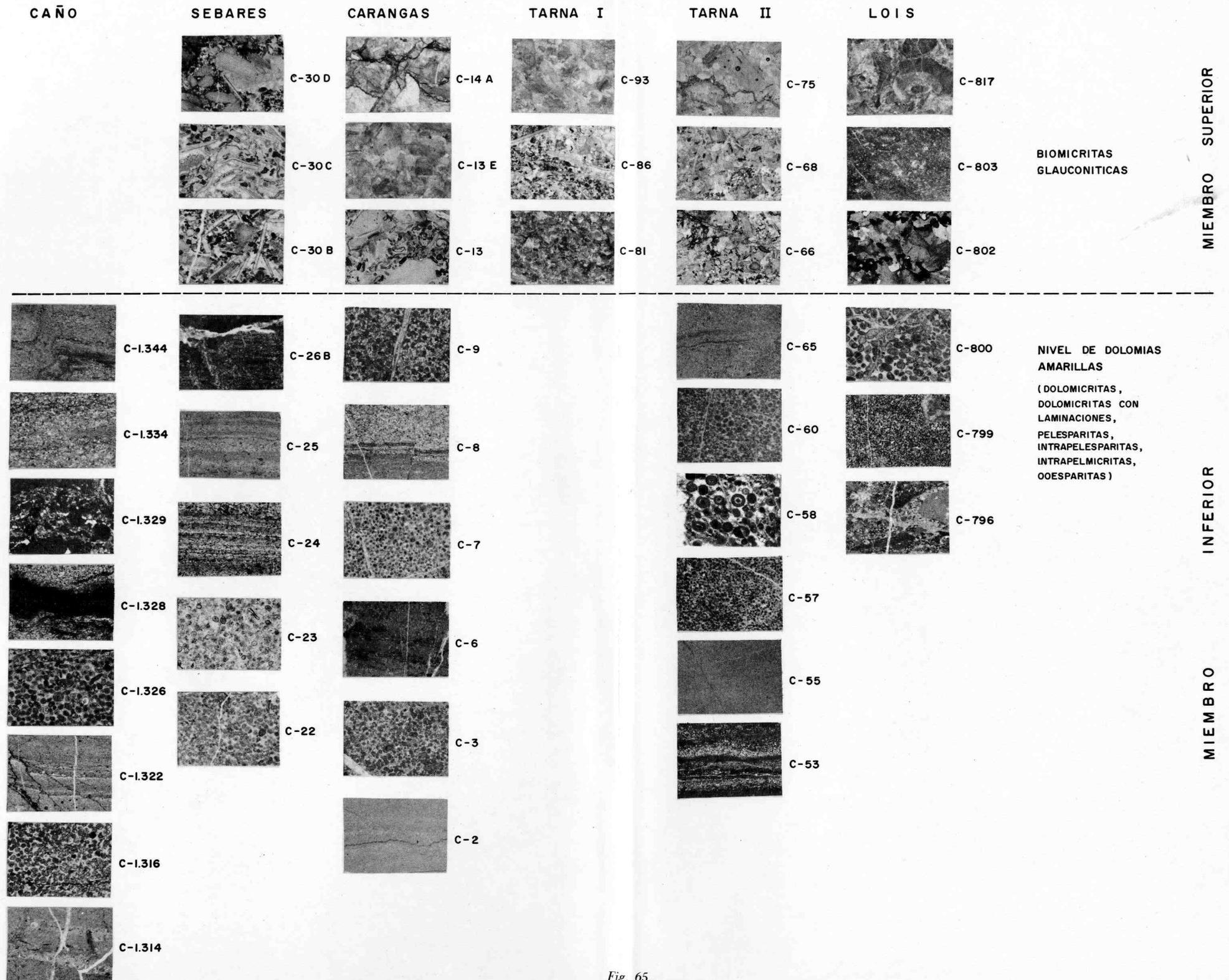


Fig. 63.—Distribución de espesores del conjunto biomicrofitas glauconíticas y calizas rosadas, en el miembro superior de la Formación Láncara. Los números en cada localidad indican el espesor en metros.

LA FORMACION LANCARA EN LA UNIDAD DEL MANTO DEL PONGA



MIEMBRO SUPERIOR

MIEMBRO INFERIOR

Fig. 65.

LA FORMACION LANCARA EN LA UNIDAD DE LA SOBIA — BODON Y

AUTOCTONO RELATIVO DEL MANTO DEL ESLA

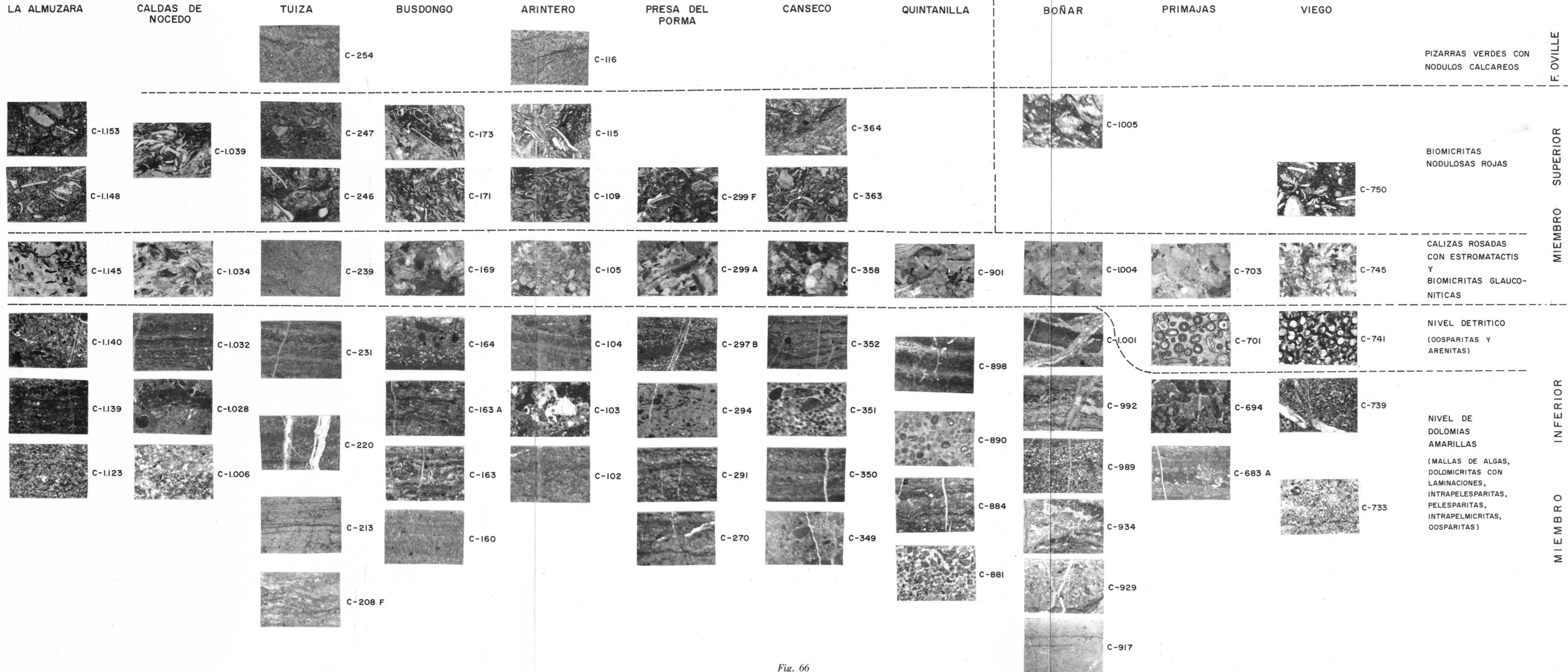
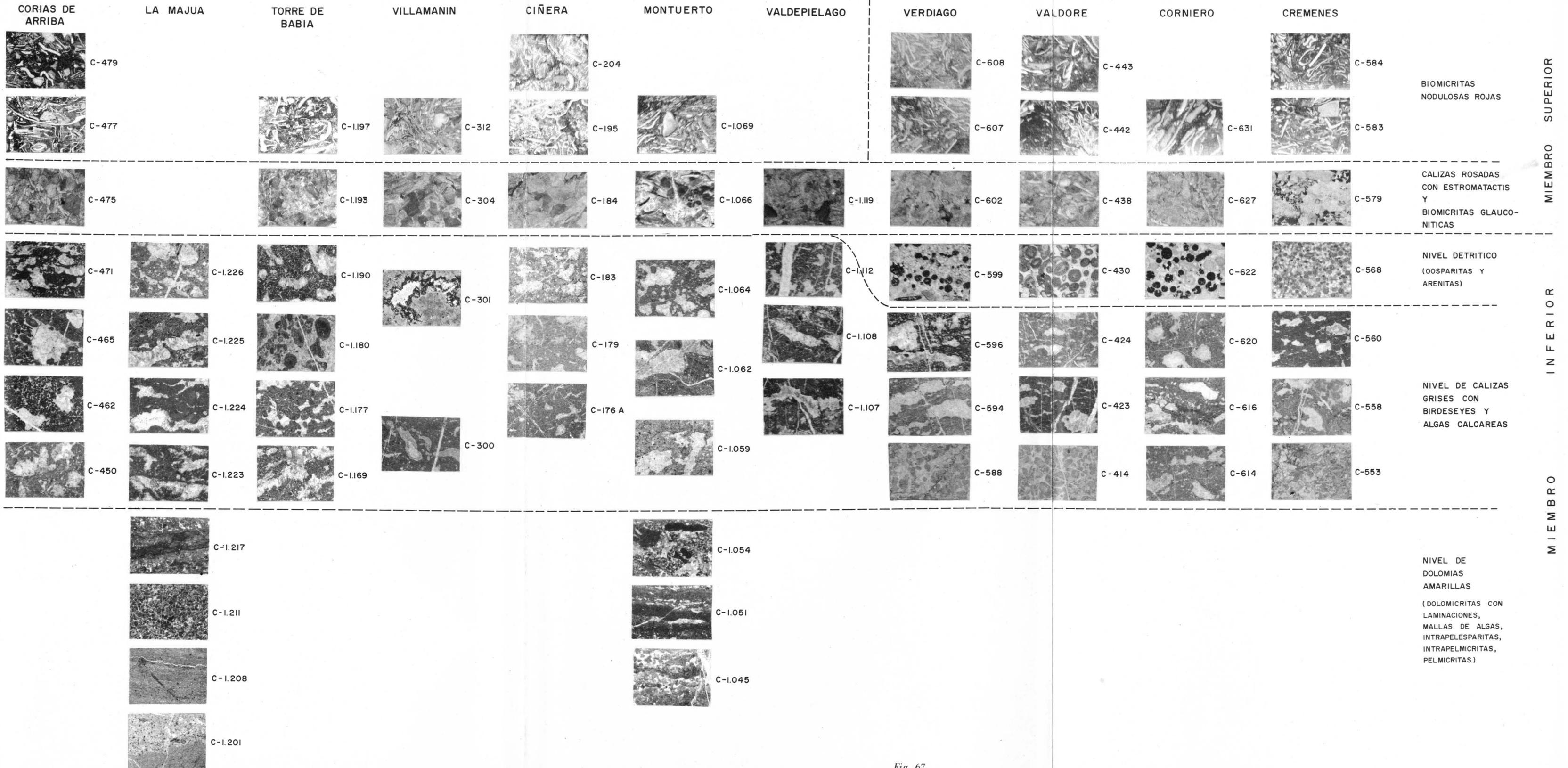


Fig. 66

LA FORMACION LANCARA EN LA UNIDAD DE SOMIEDO - CORRECILLA (FRANJA SEPTENTRIONAL) Y

MANTO DEL ES LA



MIEMBRO SUPERIOR

MIEMBRO INFERIOR

MIEMBRO

Fig. 67

LA FORMACION LANCARA EN LA UNIDAD DE SOMIEDO - CORRECILLA (FRANJA MERIDIONAL)

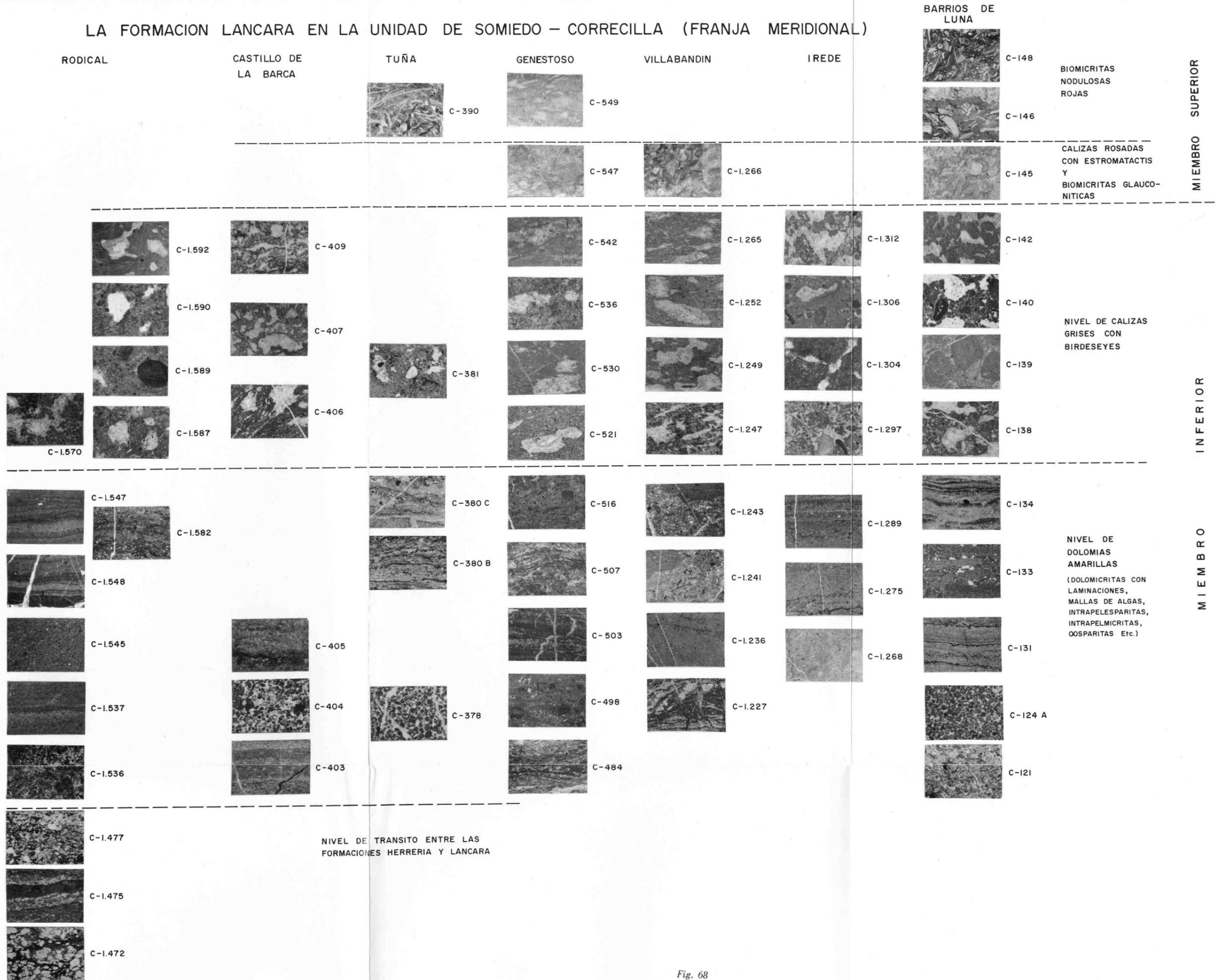


Fig. 68

escasa potencia y no llegan a enmascarar el aspecto general rojo de la facies de Barrios. En la fig. 61 se puede ver la relación entre las dos facies, de Barrios y de Beleño; el trazado de insócronas que se ha podido establecer, pone de manifiesto que el paso de una facies a otra se efectúa en gran parte por desaparición de las calizas nodulosas rojas, que pasan primeramente a las pizarras con nódulos de la parte inferior de la Formación Oville y finalmente a pizarras verdes sin nódulos. En esta figura puede verse también cómo el conjunto de calizas esparíticas glauconíticas y calizas rosadas adelgaza hacia el antiformal del Narcea. Este hecho se pone también en evidencia en las figuras 63 y 64; en la primera de ellas se indican los espesores totales del conjunto calizas glauconíticas y calizas rosadas, y en la figura 64 se indica el porcentaje que estos niveles forman dentro del miembro superior, en cada una de las sucesiones. La facies de Beleño aparece de este modo como aquella en la cual el 100 % del miembro superior está formado por biomicitas glauconíticas, mientras que en la facies de Barrios más del 50 % de la sucesión (generalmente alrededor del 70 % y en algunas sucesiones incluso el 90 %) está formada por biomicitas nodulosas rojas. La menor abundancia de glauconita en la facies de Barrios con respecto a la de Beleño se manifiesta no sólo en la Formación Láncara sino también en la Formación Oville. La facies de Barrios se distribuye por toda la región situada entre la Cuenca Carbonífera central y el Antiforme del Narcea, es decir, por toda la región de Pliegues y Mantos.

Respecto al miembro inferior se pueden establecer tres tipos de facies (véase fig. 69) cuya distribución coincide con las tres grandes unidades tectónicas siguientes: 1) Región del Manto del Ponga *sensu lato*; 2) Unidad de La Sobia-Bodón y autóctono relativo del Manto del Esla; 3) Unidad de Somiedo-Correcilla y Manto del Esla. El miembro inferior del Láncara en cada una de las tres unidades tiene las mismas características y representa, en líneas generales, un mismo tipo de subfacies dentro de la facies litoral propia de dicho miembro.

Para la región del Manto del Ponga se ha escogido la sucesión de Carangas como sucesión de referencia para caracterizar el tipo de facies que le es propia. En ella el miembro inferior del Láncara está formado predominantemente por dolomías amarillas con laminaciones debidas a la alternancia de bandas ricas en pelets y cuarzo detrítico con otras desprovistas de ellos; a veces aparecen estructuras sedimentarias de tipo slumping. Alternando con las dolomicritas laminadas existen pelesparitas e intrapelesparitas que suelen contener, además, algas calcáreas del género *Nuia*; existen también dolomicritas e intramicritas con pelets. El espesor visible del miembro inferior es de unos 30 m, el miembro superior alcanza una potencia de unos 31 m y se presenta en la facies de Beleño. Así pues, en conjunto el miembro inferior del Láncara en la unidad del Manto del Ponga está formado por un predominio de sedimentos dolomíticos ricos en pelets que por el tipo de estructuras que presentan recuerdan los sedimentos actuales de la zona supralitoral de las Bahamas (SHINN *et al.* 1969).

El resto de sucesiones en la unidad del Manto del Ponga presentan las mismas características en el miembro inferior que la sucesión de Carangas salvo algunas diferencias pero de carácter puramente local, como por ejemplo el nivel de ooesparitas en la sucesión de Tarna II, o las laminaciones debidas a la alternancia de bandas de carbonatos con tamaños distintos de grano en Caño.

En la figura 65 pueden apreciarse las características de conjunto de la facies propia de la Unidad del Manto del Ponga.

Dentro de toda la región de Pliegues y Mantos, es decir, en las unidades situadas al S y al W de la Cuenca Carbonífera central, el miembro superior del Láncara es muy homogéneo (facies de Barrios). Atendiendo sin embargo a las características del miembro inferior, se puede dividir esta amplia zona en dos unidades que a su vez coinciden con dos de las grandes unidades tectónicas: la unidad de La Sobia-Bodón y la de Somiedo-Correcilla.

Como representativa de la unidad de La Sobia-Bodón se ha escogido como sucesión de referencia la del camino de Arintero. En ella el miembro inferior del Láncara está formado por unos 20 m predominantemente de dolomías amarillas con abundantes laminaciones pero que a diferencia de la región del Manto del Ponga, son debidas a algas. El miembro superior en esta sucesión alcanza 17,50 m.

Como rasgo general puede decirse que es propio de la Unidad de La Sobia-Bodón el gran predominio de los sedimentos laminados por algas a los cuales se asocian en ocasiones intrapelesparitas, como resultado de la fragmentación de las mallas de algas; estos tipos de sedimentos se asemejan a los que se forman actualmente en las Bahamas y en la bahía de Shark (Australia), en la zona interlitoral, en especial muy cerca de la supralitoral. Si se comparan las características del miembro inferior de la región del autóctono relativo del Manto del Esla se ve que corresponden con las de la unidad de La Sobia-Bodón. Por tanto desde el punto de vista de las facies del Láncara ambas regiones constituyen una misma unidad.

Falta por indicar finalmente que en la unidad de La Sobia-Bodón, la Formación Oville (fig. 60) presenta en la parte baja una gran abundancia de nódulos calcáreos, antes de que aparezcan las primeras intercalaciones de areniscas.

En la figura 66 pueden verse las características del Láncara para la unidad de La Sobia-Bodón y autóctono relativo del Manto del Esla.

Para la unidad de Somiedo-Correcilla (la más meridional dentro de la región de Pliegues y Mantos) se ha escogido como sucesión de referencia la de Barrios de Luna. En esta localidad el miembro inferior del Láncara consta de unos 90 a 95 m de dolomías amarillas con abundantes laminaciones debidas a algas; alternando con estos sedimentos laminados por algas existen intramicruditas (brechas intraformacionales) con pelets e intrapelesparitas, derivadas todas ellas de la erosión de las mallas de algas. Hacia la parte baja de las dolomías amarillas se presenta, en la zona de Barrios de Luna e Irede, un nivel de estromatolitos; en Barrios existe también un nivel de oolitos de escaso espesor y que debe constituir un hecho local puesto que no se ha observado en otras localidades. Por encima del nivel dolomítico se sitúan unas calizas grises con birdeseyes que en Barrios alcanzan 30 m de espesor y que presentan señales de disolución y relleno posterior de calcita. El miembro superior es el propio de la facies de Barrios y tiene un espesor de unos 27 m.

Así, pues, es propio de la unidad de Somiedo-Correcilla la existencia, en el miembro inferior del Láncara, de un nivel de dolomías con laminaciones debidas a algas, al cual se le superpone un nivel de calizas grises con birdeseyes. Hay que indicar,

de todos modos, que en la Unidad de Somiedo-Correcilla los sedimentos laminados por algas son menos abundantes que en la Unidad de La Sobia-Bodón.

Los dos niveles, dolomías amarillas y calizas grises con birdeseyes, pueden representar el dominio interlitoral e interlitoral a sublitoral respectivamente.

En las figuras 67 y 68 se hallan representadas las características del Láncara de la Unidad de Somiedo-Correcilla. Sin embargo, en la representación se ha separado la franja meridional de la septentrional ya que si bien coinciden a grandes rasgos, cada una de ellas presenta unas ciertas peculiaridades como son, que en la franja septentrional son más frecuentes y abundantes las intercalaciones de brechas intraformacionales (intramicruditas) dentro del nivel dolomítico y a su vez en el nivel de calizas grises con birdeseyes abundan las algas calcáreas del género *Epiphyton* que no se han observado en la franja meridional.

Si se comparan las características de las sucesiones de la Unidad de Somiedo-Correcilla con las de las sucesiones situadas en la región del Manto del Esla, se observa que existe una coincidencia en las facies de ambas. Concretamente las facies del Láncara del Manto del Esla coinciden con las de la franja septentrional de la unidad de Somiedo-Correcilla, por la presencia de abundantes algas *Epiphyton* en el nivel de calizas grises con birdeseyes. Por este motivo el Manto del Esla se ha representado junto con la franja septentrional de Somiedo-Correcilla en la fig. 67.

3. DISPOSICION DEL NIVEL DETRITICO EN EL MIEMBRO INFERIOR DEL LANCARA Y SIGNIFICADO.

Ya se había señalado anteriormente que en la región situada al E de la falla del Porma (región del Manto del Esla y su autóctono relativo), se desarrolla un nivel detrítico en la parte alta del miembro inferior del Láncara (figs. 66 y 67). Este nivel consta principalmente de ooesparitas arenosas y arenitas (con oolitos o sin ellos) y está provisto de estratificación cruzada. A este nivel se le reconoce muy bien en el campo tanto por su tonalidad (pardo-verdosa) como por sus estructuras sedimentarias (estratificación cruzada) y en el Manto del Esla se sitúa por encima de las calizas grises con birdeseyes mientras que en el autóctono relativo del manto se sitúa por encima del nivel de dolomías, al no existir en él las calizas grises con birdeseyes.

El nivel detrítico se dispone en esta región algo transversal a las estructuras ya que se le conoce tanto del Manto del Esla como de su autóctono relativo y en cambio desaparece longitudinalmente hacia el W, tanto en el Manto como en el autóctono, antes de alcanzar la falla del Porma; así, por ejemplo, en las sucesiones de Adrados y Boñar ya no se le encuentra. Sobre su continuidad o desaparición hacia el E no puede decirse nada, ya que el recubrimiento estefaniense no deja ver más afloramientos de Cámbrico.

Por tanto este nivel representa un aporte de material detrítico exterior a la cuenca y distribuido en forma transversal a las estructuras y a la disposición general de las facies. Además, la existencia de oolitos asociados a este nivel indica unas condiciones de mayor energía (turbulencia) en el medio sedimentario.

4. DISTRIBUCION DE ESPESORES EN LOS DOS MIEMBROS DE LA FORMACION LANCARA

Por lo que al miembro superior del Láncara se refiere se observa una cierta constancia en la repartición de espesores en toda la Zona Cantábrica, ya que si bien las calizas nodulosas rojas de la facies de Barrios desaparecen hacia la región del Manto del Ponga, en cambio es en esta región donde las calizas glauconíticas de la facies de Beleño presentan el máximo espesor, mientras que se acúan hacia el antiforme del Narcea como puede verse en las figuras 61, 62 y 63. La distribución de espesores para el miembro inferior del Láncara es más difícil de establecer ya que este miembro únicamente aflora completo, a lo largo del flanco E del antiforme del Narcea y en la escama de Bodón. No obstante, parece que aumenta de espesor hacia el antiforme del Narcea ya que los grandes espesores que este miembro presenta en las sucesiones de El Rodical, Genestoso y Tuña no se encuentran en la escama de Bodón. Este hecho se ve además confirmado por la distribución de espesores del nivel de calizas grises con birdeseyes cuya distribución de isopacas señala el aumento de potencia hacia el antiforme del Narcea (véase fig. 70). Los espesores máximos dan valores de 100 a 168 m (Tuña y El Rodical).

CONCLUSIONES

En este trabajo se lleva a cabo un estudio de la formación carbonatada del Cámbrico de la Zona cantábrica a la que COMTE denominó Formación Láncara. Este estudio ha permitido poner de manifiesto, por una parte la distribución de facies dentro de la Zona Cantábrica y por otra la relación que estas facies guardan con las unidades tectónicas.

La Formación Láncara está formada por dos miembros que tanto por su composición litológica como por su aspecto se diferencian muy bien y que además representan dos medios sedimentarios distintos.

El miembro superior se caracteriza por estar formado por calizas muy ricas en fauna (biomicritas) de tonalidades rojas o verdes y provistas de textura nodulosa. En especial las biomicritas nodulosas rojas se asemejan a las facies griotte del Devónico y a las facies ammonítico rosso del Mesozoico alpino, lo cual sugiere un medio de sedimentación análogo. Se ha admitido comúnmente que las facies griotte o ammonítico rosso representan series condensadas. A esta misma conclusión se ha llegado respecto al miembro superior de la Formación Láncara puesto que se ha calculado que representa un depósito de 1,68 a 2,50 metros por millón de años, lo cual representa, en efecto, unos valores de sedimentación muy bajos.

El miembro inferior, en cambio, está formado por dolomías con abundantes laminaciones y a veces también por calizas grises con birdeseyes, y está desprovisto de fauna. El miembro inferior, tanto por sus constituyentes (sedimentos laminados

4. DISTRIBUCION DE ESPESORES EN LOS DOS MIEMBROS DE LA FORMACION LANCARA

Por lo que al miembro superior del Láncara se refiere se observa una cierta constancia en la repartición de espesores en toda la Zona Cantábrica, ya que si bien las calizas nodulosas rojas de la facies de Barrios desaparecen hacia la región del Manto del Ponga, en cambio es en esta región donde las calizas glauconíticas de la facies de Beleño presentan el máximo espesor, mientras que se acúan hacia el antiforme del Narcea como puede verse en las figuras 61, 62 y 63. La distribución de espesores para el miembro inferior del Láncara es más difícil de establecer ya que este miembro únicamente aflora completo, a lo largo del flanco E del antiforme del Narcea y en la escama de Bodón. No obstante, parece que aumenta de espesor hacia el antiforme del Narcea ya que los grandes espesores que este miembro presenta en las sucesiones de El Rodical, Genestoso y Tuña no se encuentran en la escama de Bodón. Este hecho se ve además confirmado por la distribución de espesores del nivel de calizas grises con birdeseyes cuya distribución de isopacas señala el aumento de potencia hacia el antiforme del Narcea (véase fig. 70). Los espesores máximos dan valores de 100 a 168 m (Tuña y El Rodical).

CONCLUSIONES

En este trabajo se lleva a cabo un estudio de la formación carbonatada del Cámbrico de la Zona cantábrica a la que COMTE denominó Formación Láncara. Este estudio ha permitido poner de manifiesto, por una parte la distribución de facies dentro de la Zona Cantábrica y por otra la relación que estas facies guardan con las unidades tectónicas.

La Formación Láncara está formada por dos miembros que tanto por su composición litológica como por su aspecto se diferencian muy bien y que además representan dos medios sedimentarios distintos.

El miembro superior se caracteriza por estar formado por calizas muy ricas en fauna (biomicritas) de tonalidades rojas o verdes y provistas de textura nodulosa. En especial las biomicritas nodulosas rojas se asemejan a las facies griotte del Devónico y a las facies ammonítico rosso del Mesozoico alpino, lo cual sugiere un medio de sedimentación análogo. Se ha admitido comúnmente que las facies griotte o ammonítico rosso representan series condensadas. A esta misma conclusión se ha llegado respecto al miembro superior de la Formación Láncara puesto que se ha calculado que representa un depósito de 1,68 a 2,50 metros por millón de años, lo cual representa, en efecto, unos valores de sedimentación muy bajos.

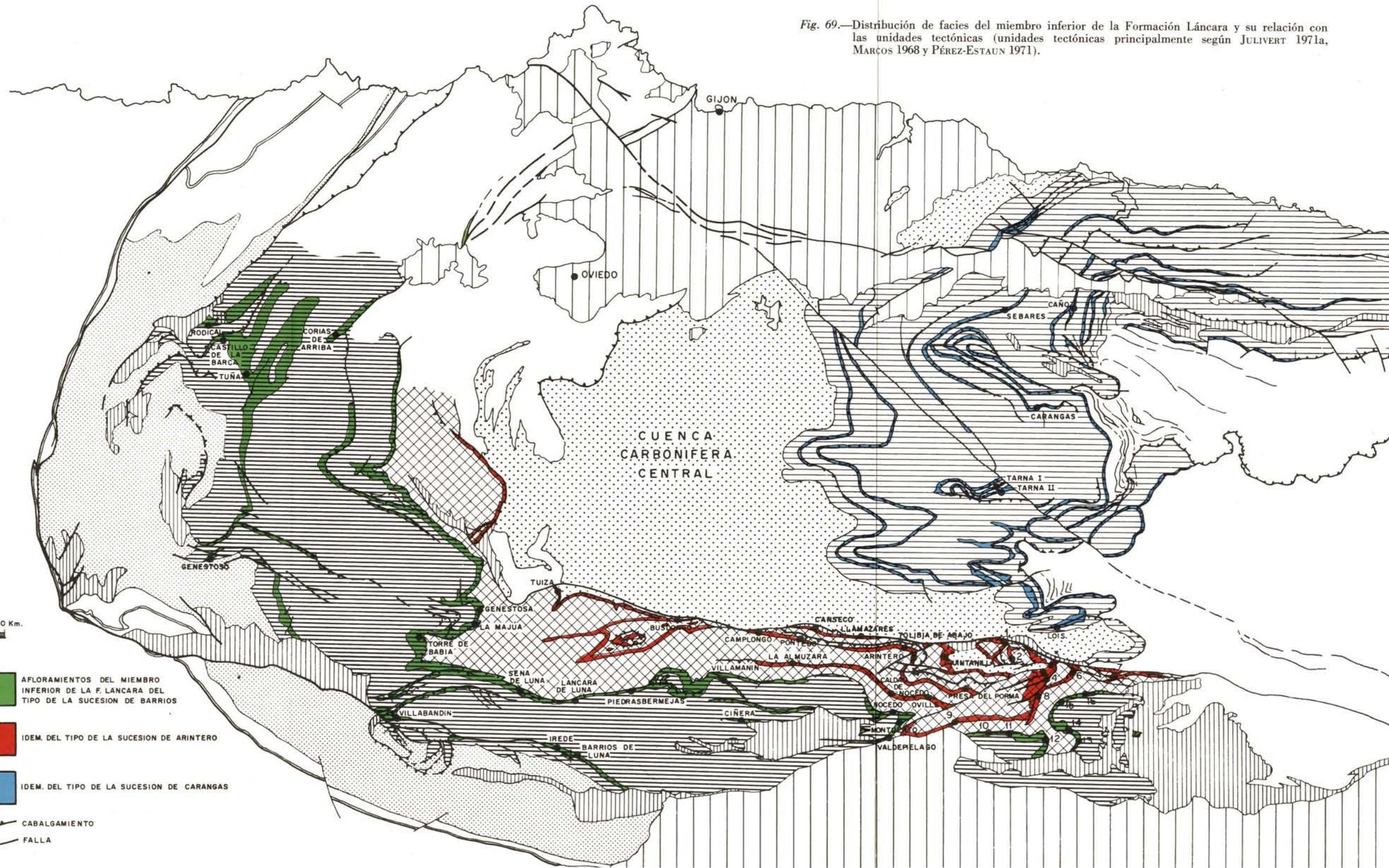
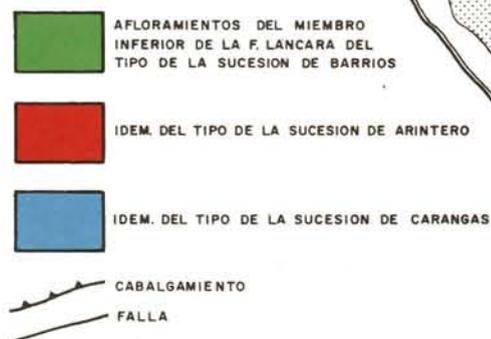
El miembro inferior, en cambio, está formado por dolomías con abundantes laminaciones y a veces también por calizas grises con birdeseyes, y está desprovisto de fauna. El miembro inferior, tanto por sus constituyentes (sedimentos laminados



Fig. 69.—Distribución de facies del miembro inferior de la Formación Láncara y su relación con las unidades tectónicas (unidades tectónicas principalmente según JULIVERT 1971a, MARCOS 1968 y PÉREZ-ESTAUN 1971).

SITUACION DE LAS SUCESIONES ESTUDIADAS EN LOS VALLES DEL PORMA Y EL ESLA

- 1 - ORONES
- 2 - PALLIDE
- 3 - VIEGO
- 4 - PRIMAJAS I
- 5 - PRIMAJAS II
- 6 - VALBUENA DEL ROBLÓ
- 7 - PRESA DE RIAÑO
- 8 - RIOCHIN
- 9 - BOÑAR
- 10 - ADRADOS
- 11 - VOZMEDIANO
- 12 - LA VELILLA DE VALDORÉ
- 13 - VERDIAGO
- 14 - VALDORÉ
- 15 - CORNIERO
- 16 - CRÉMENES



AREA SIN CALIZAS GRISES
CON BIRDESEYES

ISOPACAS DE LA CALIZA
GRIS CON BIRDESEYES

SITUACION DE LAS SUCESIONES
ESTUDIADAS EN LOS VALLES DEL
PORMA Y EL ESLA

- 1 - ORNES
- 2 - PALLIDE
- 3 - VIEGO
- 4 - PRIMAJAS I
- 5 - PRIMAJAS II
- 6 - VALBUENA DEL ROBLÓ
- 7 - PRESA DE RIAÑO
- 8 - RIOCHIN
- 9 - BOÑAR
- 10 - ADRADOS
- 11 - VOZMEDIANO
- 12 - LA VELILLA DE VALDORÉ
- 13 - VERDIAGO
- 14 - VALDORÉ
- 15 - CORNIERO
- 16 - CRÉMENES

0 10 20 30 Km.

COBERTERA (MESOZOICO+TERCIARIO)

ESTEFANIENSE

CUENCA CARBONIFERA CENTRAL

PRECAMBRICO DEL NUCLEO DEL
ANTICLINORIO DEL NARCEA

CABALGAMIENTO

FALLA

TRAZADO DEL CABALGAMIENTO DE
LA ZONA ASTUROCCIDENTAL LEONE-
SA SOBRE LA ZONA CANTABRICA Y
LIMITE (TECTONICO) OCCIDENTAL
DE LAS FACIES DEL CAMBRICO DE
LA ZONA CANTABRICA

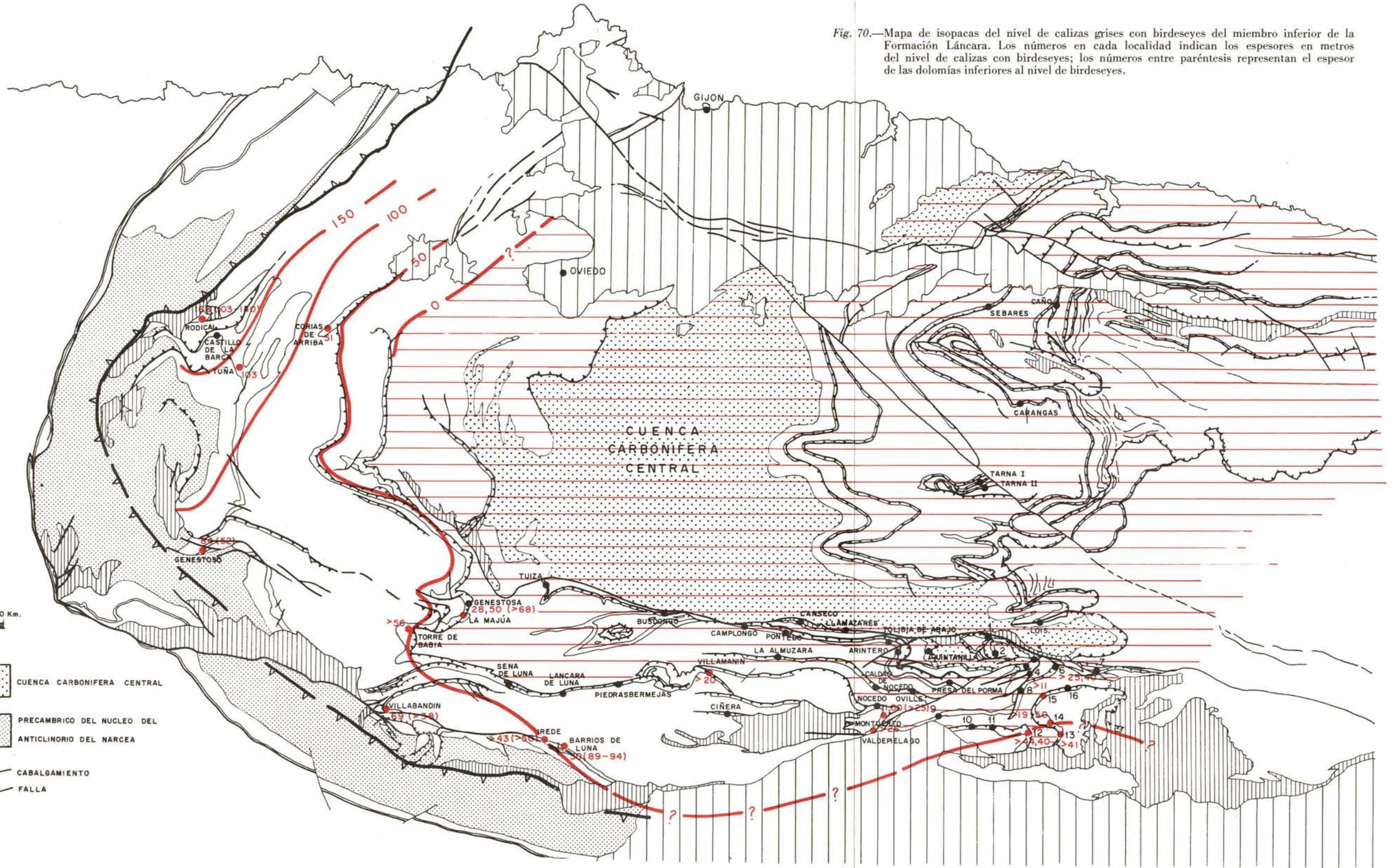


Fig. 70.—Mapa de isopacas del nivel de calizas grises con birdeseyes del miembro inferior de la Formación Lánchara. Los números en cada localidad indican los espesores en metros del nivel de calizas con birdeseyes; los números entre paréntesis representan el espesor de las dolomías inferiores al nivel de birdeseyes.

por algas, estromatolitos, sedimentos ricos en pelets, abundancia de dolomicritas e intraclastos) como por sus estructuras sedimentarias (laminaciones, birdeseyes, mud-cracks, etc.) así como por su escasez de fauna, indica que se originó en un medio análogo al de los «tidal-flats» carbonatados actuales de las Bahamas o de la Bahía de Shark en Australia.

La mayor parte de las dolomías del miembro inferior de la Formación Láncara tienen un origen sedimentario y su presencia está de acuerdo con el medio en que se ha depositado dicho miembro. Existen, no obstante, dolomitizaciones epigenéticas que se reconocen incluso en el campo por su carácter doloesparítico. Estas dolomitizaciones pueden afectar a niveles originalmente desprovistos de dolomía sedimentaria, tanto del miembro inferior como también a las calizas del miembro superior.

La edad de la Formación Láncara corresponde al Cámbrico inferior-medio. El miembro inferior, dada la escasez de fauna, no ha podido ser muy bien datado; en general se le ha atribuido una edad del Cámbrico inferior a medio de acuerdo con su posición estratigráfica, ya que se sitúa por encima de las «capas de Barrios» de LOTZE (parte más alta de la Formación Herrería), con faunas del Cámbrico inferior (*Dolerolenus*, *Metadoxides*, etc.) y por debajo de las primeras faunas de Trilobites del Cámbrico medio. El único dato faunístico de que se dispone, dentro del miembro inferior, se refiere a Valdoré donde recientemente se ha encontrado una fauna de Arqueociatos situada en la parte más alta del miembro inferior y que corresponde al piso del Lena, es decir, a la parte más alta del Cámbrico inferior. De modo que en la localidad de Valdoré por lo menos, el miembro inferior corresponde todo él al Cámbrico inferior.

El miembro superior, en cambio, dada la abundancia de fauna que contiene, en especial de Trilobites, ha podido ser muy bien datado, en especial por lo que se refiere al techo de dicho miembro. Las faunas más bajas encontradas hasta la actualidad (Carangas A, fig. 61) corresponden al subpiso de *Conocoryphe* de SZUY [parte media del piso de *P. (Acadoparadoxides)*], es decir al Cámbrico medio bajo y se sitúan cerca de la base del miembro superior del Láncara. Del techo de la Formación Láncara se dispone de más datos faunísticos y se observa que es marcadamente heterocrono ascendiendo en edad hacia la convexidad del arco asturiano; sin embargo se sitúa siempre dentro del Cámbrico medio. Así, para la región del Manto del Ponga *sensu lato* el techo del Láncara se sitúa por lo general dentro del subpiso de *Acadolenus* si bien en alguna localidad situada en las escamas más occidentales, está dentro del subpiso de *Pardailhania*. En la unidad de La Sobia-Bodón el techo del Láncara se sitúa, según las localidades, en el subpiso de *Badulesia*, en el de *Pardailhania* o en el de *Acadolenus*. En cambio, en la unidad de Somiedo-Correcilla, se sitúa más alto que en las otras unidades, en la base del subpiso de *Solenopleuropsis* (parte alta del piso con *Solenopleuropsidae*).

Si bien los dos miembros del Láncara presentan en líneas generales, una uniformidad en toda la Zona Cantábrica, existen unas ciertas variaciones tanto por lo que al miembro inferior como al superior se refieren, lo que permite establecer una serie de facies o subfacies diferentes. Así, el miembro superior del Láncara presenta dos tipos de facies: la facies de Beleño y la facies de Barrios. La facies de Beleño se

caracteriza porque en ella el miembro superior está formado exclusivamente por biomicritas nodulosas glauconíticas ricas en fauna (especialmente Equinodermos y Trilobites). La riqueza de Equinodermos le da a este miembro su aspecto esparítico típico que unido a la tonalidad verde debida a la glauconita es un rasgo característico de dicha facies. En la facies de Barrios el miembro superior está constituido por tres niveles, en la base biomicritas glauconíticas iguales a las de la facies de Beleño pero que aquí alcanzan muy poco espesor, por encima calizas rosadas con estromatactis y finalmente biomicritas nodulosas rojas muy semejantes a las facies griotte o ammonítico rosso y que caracterizan a la facies de Barrios. Estas calizas nodulosas rojas forman siempre más del 70 % de la sucesión, su porcentaje se sitúa generalmente entre el 70 y el 90 % (fig. 64), aumentando el porcentaje de este nivel desde la región del Manto del Ponga *sensu lato* hacia el antiforme del Narcea. La desaparición de las calizas nodulosas rojas hacia el Ponga se debe a un cambio lateral de facies puesto que pasan dentro de la Unidad de La Sobia-Bodón a las pizarras con nódulos y dentro de la Unidad del Manto del Ponga a las pizarras verdes, ambas pertenecientes a la parte baja de la Formación Oville, aunque la parte más baja pasa lateralmente a las calizas glauconíticas de la facies de Beleño. Este cambio lateral está muy bien controlado faunísticamente; en la figura 61 pueden verse las isócronas que se han establecido con base en las faunas de Trilobites.

Atendiendo a las características del miembro inferior se pueden establecer tres tipos de facies; cada uno de ellos está representado por las siguientes sucesiones de referencia: Carangas en el valle del Ponga, camino de Arintero, en el valle del Curueño y Barrios de Luna en el valle del Luna.

La facies representada por la sucesión de Carangas se atribuye por toda la región del Manto del Ponga *sensu lato* y se caracteriza por estar constituida por dolomías amarillas en las que predominan los sedimentos ricos en pelets que presentan abundantes laminaciones de origen inorgánico formadas por la alternancia de bandas ricas en pelets con otras desprovistas de ellos. Alternando con las dolomicritas laminadas existen pelesparitas e intrapelesparitas ricas en algas calcáreas del género *Nuia*, además de dolomicritas e intramicritas con pelets (fig. 65).

La facies de la sucesión de Arintero es propia de la Unidad de La Sobia-Bodón así como de la región del autóctono relativo del Manto del Esla. Este tipo de facies se caracteriza (fig. 66) por estar formado por un predominio de dolomías amarillas con abundantes laminaciones; en la sucesión de Arintero las laminaciones se deben a mallas de algas, a diferencia de las de Carangas que estaban formadas por la alternancia de bandas con o sin pelets. Alternando con los sedimentos laminados por algas existen también intrapelesparitas que son el resultado de la erosión de las mallas de algas.

La sucesión de Barrios de Luna tiene las características propias de todas las sucesiones que afloran en la Unidad de Somiedo-Correçilla y en el Manto del Esla. En esta facies (fig. 67 y 68) aparte de las dolomías amarillas con laminaciones y de las intrapelesparitas e intrapelesparruditas que constituyen la mayor parte del nivel dolomítico, existe un nivel de calizas grises con birdeseyes que es muy característico. Las laminaciones en las dolomías se deben a mallas de algas como en la sucesión de

Arintero si bien en esta última son mucho más abundantes este tipo de sedimentos. De las dos franjas que constituyen la unidad de Somiedo-Correcilla la franja septentrional tiene la característica de que en ella abundan más las intrapelesparruditas (brechas intraformacionales) que en la franja meridional y de que en el nivel de calizas grises con birdeseyes existe una gran abundancia de algas calcáreas del género *Epiphyton* que no se han observado, por ejemplo, en la franja meridional. En el Manto del Esla existe sólo el nivel de birdeseyes, que contiene *Epiphyton* por lo cual se la ha relacionado con la franja septentrional de Somiedo-Correcilla; la falta de las dolomías inferiores no constituye una diferencia ya que se debe a causas tectónicas.

El hecho de haber relacionado la región del Manto del Esla con la unidad de Somiedo-Correcilla (franja septentrional) y la del autóctono relativo del manto con la unidad de La Sobia-Bodón atendiendo a las facies que presenta el Cámbrico, está perfectamente de acuerdo con los datos aportados por la cartografía así como por la comparación de los tipos de sucesiones propias de cada una de estas unidades, en especial de las sucesiones Devónicas. Por ello la región del Manto del Esla constituye la continuación de la Unidad de Somiedo-Correcilla mientras que la región del autóctono relativo del manto es en realidad la continuación de la Unidad de La Sobia-Bodón, sólo que actualmente estas unidades están separadas por la falla del Porma.

En toda la Zona Cantábrica se observa que existe una estrecha relación entre las facies que presentan las sucesiones paleozoicas y las unidades tectónicas en que aquélla se divide (JULIVERT 1971 *b*). En este trabajo, se ha puesto de manifiesto esta correlación por lo que al Cámbrico se refiere. Desde el punto de vista del Cámbrico, las tres grandes unidades en que éste aflora se pueden caracterizar del modo siguiente:

1.º) Región del Manto del Ponga *sensu lato* (Región de Mantos). Miembro inferior de la Formación Láncara formado por dolomías amarillas laminadas por pelets, por tamaños de grano de calcita distintos, etc., pero no por mallas de algas; falta el nivel de calizas grises con birdeseyes. Miembro superior en la facies de Beleño, por tanto muy glauconítico y con predominio de los Equinodermos sobre los otros restos orgánicos. Techo de la Formación Láncara siempre bastante bajo dentro del Cámbrico medio (subpiso de *Acadolenus*, excepto en las escamas más occidentales en que alcanza el subpiso de *Pardailhanian*). Formación Oville muy glauconítica; su parte más baja formada por pizarras verdes en el cuerpo principal del manto y por pizarras con abundantes nódulos en las escamas más meridionales y occidentales de la unidad.

2.º) Unidad de La Sobia-Bodón y autóctono relativo del Manto del Esla. Miembro inferior del Láncara formado por dolomías amarillas predominantemente con laminaciones debidas a mallas de algas; falta el nivel de calizas grises con birdeseyes. Miembro superior en la facies de Barrios, es decir, con predominio de las biomicritas nodulosas rojas en las que los Trilobites predominan sobre los otros restos orgánicos. Techo de la Formación Láncara variable (entre el subpiso de *Acadolenus* y el de *Pardailhanian*). Formación Oville bastante glauconítica, su parte inferior caracterizada por la gran abundancia de nódulos calcáreos.

3.º) Unidad de Somiedo-Correcilla y Manto del Esla. Miembro inferior del Láncara formado por dos partes. La parte baja con dolomías amarillas con laminacio-

nes debidas a mallas de algas aunque menos abundantes que en la unidad de La Sobia-Bodón; estromatolitos en algunas localidades. La parte alta con calizas grises con birdeseyes, oncolitos y señales de disolución y relleno calcítico. Miembro superior en la facies de Barrios igual que en la unidad de La Sobia-Bodón. Techo de la Formación Láncara más alto que en las otras dos unidades (en la parte baja del subpiso de *Solenopleuropsis*), cerca o incluso en contacto con la arenisca de *simula*. Formación Oville menos glauconítica que en las otras dos unidades.

Todas estas facies dibujan, al igual que las unidades tectónicas, el arco asturiano; sin embargo en la región situada al E de la falla del Porma, es decir, en el Manto del Esla y su autóctono relativo existe en la parte alta del miembro inferior del Láncara un nivel detrítico cuya distribución es transversal a las estructuras. Para esta región existe un aporte exterior a la cuenca que da lugar a una lámina de material detrítico que desaparece hacia el W (hacia la falla del Porma). En el área de depósito de este nivel detrítico se presentaron unas condiciones de mayor energía que en el resto de la cuenca como indican los oolitos y la estratificación cruzada que se desarrollan en el nivel detrítico; estas condiciones, además de afectar un área reducida en el espacio, se desarrollaron durante un tiempo muy corto.

A grandes rasgos, la distribución de las distintas subfacies litorales dentro del miembro inferior señalan una evolución desde las partes supralitorales (Manto del Ponga) hacia las interlitorales (Unidad de La Sobia-Bodón y parte de la de Somiedo-Correcilla) y sublitorales (parte de la unidad de Somiedo-Correcilla) en dirección al antiforme del Narcea.

Asimismo los espesores del miembro inferior aumentan hacia al antiforme del Narcea indicando un incremento de la subsidencia en esta dirección. Los datos más completos de que se dispone se refieren al nivel de calizas grises con birdeseyes que alcanza un máximo espesor de 168 m en El Rodical. Para la totalidad del miembro inferior no pueden darse datos tan precisos, ya que pocas veces está completo, al ser un hecho general en la Zona Cantábrica la existencia de un despegue en la base del Láncara; sin embargo, con los datos disponibles puede concluirse también la existencia de un aumento de espesor paralelo al del nivel de birdeseyes, alcanzándose un valor máximo en El Rodical de unos 227 m.

BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. DE & JUNQUERA, G. (1916).—Criaderos de Asturias. *Mem. Inst. Geol. España*, Criaderos de hierro de España, t. II, 1 vol. texto, pp. 1-610, 35 figs., 12 láms.; 1 vol. láms. 10 láminas, Madrid.
- ALMELA, A., GARCÍA-FUENTE, S. & RÍOS, J. M. (1956).—Mapa geológico de España. Escala 1:50.000, Hoja n.º 52, Proaza. *Inst. Geol. Min. España*. pp. 1-77, 11 figs., 56 fot., 11 láms. fósiles, 1 láms. cortes f. t., 1 map., Madrid.
- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1970).—Code of Stratigraphic nomenclature. *Am. Ass. Petr. Geol.*, pp. 1-22, Tulsa.
- ARAI, M. N. & MCGUGAN, A. (1968).—A problematical Coelenterate (?) from the Lower Cambrian, near Moraine Lake, Banff area, Alberta, *Jour. Paleont.*, vol. 42, n.º 1, pp. 205-209, 2 figs. 1 lám., Menasha.

- ATWOOD, D. K. & BUBB, J. N. (1968).—Distribution of Dolomite in a Tidal Flat Environment, Sugarloaf Key, Florida. *In Abstracts and Program Geol. Soc. Am. An. Mtg.*, México City, p. 10, Boulder.
- AUBOUIN, J. (1964).—Réflexions sur le faciès «ammonitico-rosso». *Bull. Soc. Géol. France*, 7 sér., t. 6, n.º 4, pp. 475-501, 10 figs., Paris.
- BARROIS, Ch. (1877).—Relation d'un voyage géologique en Espagne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 4, pp. 292-303, Lille.
- (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. II, n.º 1, 1 vol. 630 pp., 20 láms., Lille.
- BATHURST, R. G. C. (1967).—Subtidal gelatinous mat, sand stabilizer and food, Great Bahama Bank. *Jour. Geol.*, Vol. 75, pp. 736-738, Chicago.
- BAUSCH, W. M. (1968).—Clay content and calcite crystal size of limestones. *Sedimentology*, vol. 10, n.º 1, pp. 71-75, 2 figs., 2 tbs., Amsterdam.
- BOSCH, W. J. Van Den (1969).—Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leids Geol. Meded.*, vol. 44, pp. 137-225, 116 figs., 1 map. E: 1:50.000, Leiden.
- BOYER, F., KRYLATOV, S., LEFEVRE, J. & STOPPEL, D. (1968).—Le Dévonien supérieur et la limite Dévono-Carbonifère en Montagne Noire (France). Lithostratigraphie-biostratigraphie (Conodontes). *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, vol. 2, n.º 1, pp. 5-34, 8 figs., Pau.
- BRAUN, M. & FRIEDMAN, G. M. (1969).—Carbonate lithofacies and environments of the Tribes Hill Formation (Lower Ordovician) of the Mohawk Valley, New York. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 39, n.º 1, pp. 113-135, 22 figs., 4 tábs., Menasha.
- BUTLER, G. P. (1969).—Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 39, n.º 1, pp. 70-89, 8 figs., Menasha.
- CLOUD, P. E. (1960).—Gas as a sedimentary and diagenetic agent. *American Jour. Sci.*, vol. 258-A (Bradley vol.), pp. 34-45, New Haven.
- COMTE, P. (1937).—La série cambrienne et silurienne du Leon. (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 204, pp. 604-606, Paris.
- (1938).—La succession lithologique des formations cambriennes du Léon (Espagne). *7ème Congrès Soc. sav. Nice*, pp. 181-183, Nice.
- (1959).—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 60, pp. 1-440, 6 figs., 1 map., Madrid.
- COWIE, J. W. (1964).—The Cambrian period. *in* W. B. HARLAND, A. G. SMITH & B. WILCOCK (Ed.): *The Phanerozoic Time-scale. A symposium. Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 120 s, pp. 255-258, 1 fig., 1 tab., London.
- 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, n.º 4868, pp. 679-680, London.
- DAETWYLER, C. C. & KIDWELL, A. L. (1959).—The Gulf of Batabano, a modern carbonate basin. *5th World Petr. Congr., New York Proc. Sec.*, 1, pp. 1-21, New York.
- DAVIES, G. R. (1970 a).—Carbonate Bank Sedimentation, Eastern Shark Bay, Western Australia, *in* B. W. LOCAN, G. R. DAVIES, J. F. READ & CEBULSKI (Ed.): *Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia. Am. Ass. Petr. Geol. Mem.* 13, pp. 85-168, 33 figs., 5 tabs., Menasha.
- (1970 b).—Algal-Laminated Sediments, Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia. *in* B. W. LOCAN, G. R. DAVIES, J. F. READ & D. E. CEBULSKI (Ed.): *Carbonate sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia. Am. Ass. Petr. Geol. Mem.* 13, pp. 169-205, 22 figs., Menasha.
- DEBRENNE, F. & LOTZE, F. (1963).—Die Archaeocyatha des spanischen Kambriums. *Akad. Wiss. Lit., Abh. math.-naturw. Kl.*, n.º 2, 38 pp., 2 figs., 5 láms., Mainz.
- DEBRENNE, F. & ZAMARREÑO, I. (1970).—Sur la découverte d'Archéocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne. *Breviora Geol. Astur.*, año XIV, n.º 1, pp. 1-11, 7 figs., Oviedo.
- DEFFEYES, K. S., LUCIA, F. J. & WEYL, P. K. (1964).—Dolomitization: observations on the island of Bonaire, Netherlands Antilles. *Science*, vol. 143, n.º 3607, pp. 678-679, Washington.
- DELGADO, N. (1879).—Relatorio da commissao desempenhada em Hespanha no anno de 1878. *Acad. Real Sci.*, vol. 5, Lisboa.
- ECOZCUE, J. & MALLADA, L. (1876).—Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres. *Mem. Com. Mapa Geol. España*, 368 pp., 5 láms., Madrid.

- EMERY, K. D. (1956).—Sediments and water of Persian Gulf. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 40, n.º 10, pp. 2354-2383, 10 figs., 1 tab., Tulsa.
- EVERS, H. J. (1967).—Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma Rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 41, pp. 83-151, 77 figs., 5 láms. f. t., Leiden.
- FARINACCI, A. (1967).—La serie giurassico-neocomiana di Monte Lacerone (Sabina). Nuove vedute sull'interpretazione paleogeografica delle aree di facies umbro-marchigiana. *Geol. Romana*, vol. 6, pp. 421-480, 21 figs., 11 láms., Roma.
- FISCHER, A. G. (1964, editado en 1966). The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. in D. F. MERRIAM (Ed.): Symposium on Cyclic sedimentation. *State Geol. Surv. Kansas Bull.*, n.º 169, vol. 1, pp. 107-149, 38 figs., Lawrence.
- FOLK, R. L. (1959).—Practical petrographical classification of limestones. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 43, n.º 1, pp. 1-38, 7 figs., 2 tabs., 5 láms., Tulsa.
- (1965).—Some aspects of recrystallization in ancient limestones. in L. C. PRAY & R. C. MURRAY (Ed.): Dolomitization and Limestone Diagenesis — A Symposium. *Soc. Econ. Paleont. Min. Special Publ.* n.º 13, pp. 14-48 figs., 7 tabs., Tulsa.
- FRIEDMAN, G. M. (1965).—Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 35, n.º 3, pp. 643-655, 11 figs., Menasha.
- FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. E. (1967). Origin and occurrence of Dolostones. in G. V. CHILINGAR, BISSELL & FAIRBRIDGE (Ed): Carbonate Rocks. *Developments in Sedimentology* 9 A, Elsevier Pub. Co, pp. 267-348, 2 figs., 2 láms., 6 tabs., Amsterdam.
- GARCÍA-FUENTE, S. (1952).—Geología del Concejo de Teverga (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 64, pp. 345-456, 8 figs., 3 láms., cortes geol., 11 láms. fósiles, 50 fot., 1 map. E: 1:50.000, Madrid.
- (1953).—Geología de los Concejos de Proaza y Tameza (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 65, pp. 271-324, 1 fig., 30 fot., 2 láms. mapa geol., 2 láms. fósiles. 1 map. E: 1:50.000, Madrid.
- (1959).—Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja n.º 77. La Plaza (Teverga, Asturias). *Inst. Geol. Min. España*, 68 pp., 8 figs., 81 fot., 14 láms, fósiles, 1 lám. cortes, 1 map., Madrid.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1962).—Las rocas del Cámbrico. II, De los afloramientos de Villar del Lantero-Pilotuerto (Valle del Narcea). *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 66, pp. 233-248, 9 figs., Madrid.
- & PARCA-PONDAL, I. (1964).—Las rocas del Cámbrico. IV, Una traquita alcalina estratificada en el Cámbrico de Farandón (Valle del Narcea). *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 76, pp. 79-93, 3 figs., 3 fots., Madrid.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., PRADO, J. G. & SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).—Las rocas del Cámbrico. III, De los afloramientos de Tineo (Río Villar y Puente del Tuña). *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 68, pp. 103-131, 3 maps., Madrid.
- GARRISON, R. E. & FISCHER, A. G. (1969).—Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. in G. M. FRIEDMAN (Ed.): Depositional environments in carbonate rocks. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Special Publ.* n.º 14, pp. 20-56, 22 figs., Tulsa.
- GEBELEIN, C. D. (1969).—Distribution, morphology, and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites (Bermuda). *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 39, n.º 1, pp. 49-69, 19 figs., Menasha.
- GINSBURG, R. N. (1955).—Recent stromatolitic sediments from South Florida. *Jour. Paleont.* vol. 29, n.º 4, pp. 723-724, Menasha.
- (1956).—Environmental relationship of grain-size and constituent particles in some South Florida carbonate sediments. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 40, n.º 10, pp. 2384-2427, 10 figs., 9 tabs., Tulsa.
- (1957).—Early Diagenesis and lithification of shallow-water carbonate sediments in South Florida. in R. J. LE BLANC & J. G. BREEDING (Ed.): Regional Aspects of Carbonate Deposition. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Special Publ.* n.º 5, pp. 80-100, 18 figs., Tulsa.
- & LOWESTAM, H. A. (1958).—The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. *Jour. Geol.*, vol. 66, n.º 3, pp. 310-318, 5 figs., 2 láms., Chicago.
- GISLEN, T. (1927).—A new Spanish Carpoide. *Arkiv. f. Zoologi*, t. 19 B, n.º 2, pp. 1-4, Uppsala. (Traducción de B. MELÉNDEZ: Un carpoideo nuevo de España. *Publ. Ext. geol. España*, t. 6, pp. 185-189, 2 figs., Madrid, 1952).

- GÓMEZ 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 figs., 2 láms., Madrid.
- & RODRÍGUEZ ARANGO, C. (1948).—Datos para el estudio geológico de la Babia Baja (León). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 61, pp. 79-206, 13 cortes 12 láms., 1 map., Madrid.
- GUILLOU, J. J. (1971).—Quelques régularités dans la distribution de minéralisations sulfurées (en particulier en antimoine) dans les niveaux carbonatés du Paléozoïque inférieur du géosynclinal asturien. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 94, pp. 21-37, 7 figs., Liège.
- HALLAM, A. (1967).—Sedimentology and palaeogeographic significance of certain red limestones and associated beds in the Lias of the Alpine region. *Scottish Jour. Geol.*, vol. 3, n.º 2, pp. 195-220, 5 figs., 2 tabs., Edinburgh.
- HEDGEPEETH, J. W. (1957).—Classification of marine environments. in J. W. HEDGEPEETH (Ed.): *Treatise on Marine Ecology. Geol. Soc. Am. Mem.* 67, pp. 17-28, 5 figs., New York.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, A. (1942).—El Cambriano de La Vecilla (León). *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 9, pp. 39-44, Madrid.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1913, editado en 1914).—Estudio geológico de la provincia de Lugo. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XXXIV (t. XIV, 2.ª ser., 1913), pp. 81-171, 50 figs., 3 láms., 1 map., Madrid.
- (1922).—Hierros de Galicia. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. I, 1 vol. 466 pp., Madrid.
- (1935).—Explicación del nuevo mapa geológico de España en escala 1:1.000.000. El Sistema Cambriano. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 1, pp. 291-525, 19 figs., 22 láms., Madrid.
- (1943).—Nuevo isleo cambriano. *Minería y Metalurgia* (2.ª época), p. 84, 1 fig., Madrid.
- (1944).—Nueva fauna cambriana en Puerto Ventana. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 12, pp. 3-9, Madrid.
- HOUBOLT, J. J. H. C. (1957).—Surface sediments of the Persian Gulf near the Qatar peninsular. Montonand Co., 1 vol. 133 pp., The Hague.
- HUNT, T. S. (1873).—History of the names Cambrian and Silurian in Geology. *Geol. Magazine*, vol. X, pp. 385-395, 453-461, 504-510, 561-566, London.
- ILLING, L. V. (1954).—Bahaman calcareous sands. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 38, n.º 1, pp. 1-95, 13 figs., 7 tabs., 9 láms., Tulsa.
- WELLS, A. J. & TAYLOR, J. M. C. (1965).—Penecontemporary Dolomite in the Persian Gulf. in L. C. PRAY, R. C. MURRAY (Ed.) *Dolomitization and Limestone Diagenesis*—A symposium. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Special Publ.*, n.º 13, pp. 89-111, 10 figs., 1 tab., Tulsa.
- IMBRIE, J. & BUCHANAN, H. (1965).—Sedimentary structures in Modern Carbonate sands of the Bahamas. in G. V. MIDDLETON (Ed.) *Primary sedimentary structures and their Hydrodynamic Interpretation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Special Publ.*, n.º 12, pp. 149-172, 37 figs., Tulsa.
- JOSOPAIT, V. & SCHMITZ, U. (1971).—Beitrag zur Stratigraphie im Unter-und Mittel-Kambrium der Sierra de la Demanda (NE Spanien). *Münster Forsch. Geol. Paläont.*, n.º 19, pp. 85-99, 5 figs., 1 tab., Münster.
- JULIVERT, M. (1960).—Estudio geológico de la Cuenca de Beleño (Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. 71, pp. 1-346, 72 figs., 17 fotos, 1 map., Madrid.
- (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. France*, t. VII (7e sér.), n.º 4, pp. 644-651, 2 figs., Paris.
- (1966).—Sur la présence du Cambrien à l'Est des Asturies (chaîne cantabrique, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 263, pp. 1033-1035, Paris.
- (1967 a).—La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 1, pp. 1-26, 3 figs., 1 map. Oviedo.
- (1967 b).—La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 1, pp. 59-76, 5 figs., 1 map., Oviedo.
- (1970a).—Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja n.º 79, Puebla de Lillo. *Inst. Geol. Min. España*, 22 pp., Madrid.

- JULIVERT, M. (1970 b).—Mapa geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja n.º 10, Mieres. (Memoria explicativa por M. JULIVERT, J. TRUYOLS & J. GARCÍA-ALCALDE). *Inst. Geol. Min. España*, 54 pp., 9 figs., Madrid.
- (1971 a).—Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *American Jour. Sci.*, vol. 270, n.º 1, pp. 1-29, 7 figs., New Haven.
- (1971 b).—L'évolution structurale de l'arc asturien. *Inst. français Petr. «Colloques et Séminaires»* n.º 22 (Histoire structurale du Golfe de Gascogne), t. 1, 28 pp., 4 figs., Edit. Technip, Paris.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1970 a).—Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja n.º 54, Rioseco. *Inst. Geol. Min. España*, 16 pp., Madrid.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1970 b).—Mapa geológico de España. Escala 1:200.000, Hoja n.º 9, Cangas del Narcea. (Memoria explicativa por M. JULIVERT & A. MARCOS). *Inst. Geol. Min. España*, 30 pp., 4 figs., Madrid.
- JULIVERT, M. & PELLO, J. (1970).—Mapa geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja n.º 3, Oviedo. (Memoria explicativa por M. JULIVERT, J. TRUYOLS & J. GARCÍA-ALCALDE). *Inst. Geol. Min. España*, 39 pp., 4 figs., Madrid.
- JULIVERT, M., PELLO, J. & FERNÁNDEZ, L. (1968).—La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera cantábrica). *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 2, pp. 1-44, 15 figs., 1 mapa, Oviedo.
- JULIVERT, M., PELLO, J. & MARCOS, A. (1970).—Mapa geológico de España. Escala 1:50.000, Hoja n.º 31, Ribadesella. *Inst. Geol. Min. España*, 15 pp., Madrid.
- KENDALL, C. G. ST. C. & SKIPWITH, P. A. d'E. Bt. (1968).—Recent algal mats of a Persian Gulf Lagoon. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 38, n.º 4, pp. 1040-1058, 9 figs., Menasha.
- (1969 a).—Holocene Shallow-water Carbonate and Evaporite Sediments of Khor al Bazam, Abu Dhabi, Southwest Persian Gulf. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 53, n.º 4, pp. 841-869, 24 figs., 1 tab., Tulsa.
- (1969 b).—Geomorphology of a recent Shallow-water carbonate province: Khor al Bazam, Trucial Coast, Southwest Persian Gulf. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 80, n.º 5, pp. 865-892, 14 figs., 5 tabs., Boulder.
- KENNEDY, W. J. & SELLWOOD, B. W. (1970).—*Ophiomorpha nodosa* Lundgren, a marine indicator from the Sparnacian of South East England. *Proc. Geol. Assoc. London*, vol. 81, pp. 99-110, Londres.
- KHUDOLEY, K. M. (1967).—Principal features of Cuban geology. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 51, n.º 5, pp. 668-677, 3 figs., Tulsa.
- KINSMAN, D. J. J. (1963).—The Recent carbonate sediments near Halat al Bahrani, Trucial Coast, Persian Gulf. in L. M. J. U. STRAATEN (Ed.): Deltaic and Shallow Marine Deposits. *Developments in Sedimentology*, vol. 1, pp. 185-192, 3 figs., Amsterdam.
- (1969).—Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of Shallow-water and supratidal evaporites. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 53, n.º 4, pp. 830-840, 3 figs., Tulsa.
- LAPORTE, L. F. (1967).—Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 51, n.º 1, pp. 73-101, 34 figs., 3 tabs., Tulsa.
- (1968).—Ancient environments. Prentice Hall Inc., 1 vol. 115 pp., 63 figs., 10 tabs., Englewood Cliffs.
- LAPPARENT, A. DE (1883).—Traité de Géologie. Libr. F. Savy, 1 vol. 1280 pp., 610 figs., Paris.
- LEIGHTON, M. W. & PENDEXTER, C. (1962).—Carbonate rock types. in W. E. HAM (Ed.): Classification of carbonate rocks—A Symposium. *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.* n.º 1, pp. 33-61, 3 figs., 9 láms., 2 apéndices, Tulsa.
- LOCAN, B. W. (1961).—*Cryptozoon* and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. *Jour. Geol.*, vol. 69, n.º 5, pp. 517-533, 3 figs., 2 láms., Chicago.
- LOCAN, B. W., DAVIES, G. R., READ, J. F. & CEBULSKI, D. E. (1970).—Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia. *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, n.º 13, 1 vol. 223 pp., 87 figs., 18 tabs., Menasha.
- LOCAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N. (1964).—Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Jour. Geol.*, vol. 72, n.º 1, pp. 68-83, 5 figs., 4 láms., Chicago.
- LOTZE, F. (1945).—Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, n.º 6, pp. 78-92, 1 fig., Berlin (Traducción por J. Mª Ríos: Observaciones respecto a la divi-

- sión de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*. t. 5, pp. 149-166, 1 fig., 2 cuadros, Madrid 1950).
- LOTZE, F. (1954-1955).—Forschungen zur stratigraphie des westmediterranean Kambriums. *Jb. Akad. Wiss. Lit.*, pp. 70-92 (1954), pp. 68-69 (1955), Mainz.
- (1955).—Probleme des spanischen Kambriums und neue Forschungsergebnisse. *Z. deutsch. geol. Ges.*, vol. 105, (1953), 3.^a parte, p. 571, Hannover.
- (1956).—Das Präkambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1956/8, pp. 373-380, Stuttgart. (Traducción de J. GÓMEZ DE LLARENA: El Precámbrico en España. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 60, pp. 227-240, Madrid 1960).
- (1958).—Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, Jahrg. 7, n.º 3-6, pp. 727-750, Berlín. (Traducción por J. GÓMEZ DE LLARENA: Sobre la estratigrafía del Cámbrico español). *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 61, pp. 131-164, Madrid 1961).
- (1961).—Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abh. math. naturw. Kl.*, n.º 6, pp. 1-216, 48 figs., 12 tabs., Mainz. (Traducción por J. GÓMEZ DE LLARENA: El Cámbrico de España. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, n.º 75, pp. 1-256, 48 figs., 12 tabs., Madrid 1970).
- (1966 a).—Präkambrium Spaniens. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, n.º 5, pp. 989-1006, Stuttgart.
- (1966 b).—Kambrium Spaniens. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, n.º 6, pp. 1206-1227, Stuttgart.
- LOTZE, F. & SDZUY, K. (1961).—Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit. Abh. math. naturw. Kl.*, n.º 6, pp. 1-216, 48 figs., 12 tabs.; Teil II: Trilobiten. *Ibid.*, n.º 7-8, pp. 217-408 (499-690), 53 figs., 34 láms., Mainz.
- MALLADA, L. (1887).—Datos para el estudio geológico de la cuenca hullera de Ciñera y Matallana. *Bol. Com. Mapa geol. España*, t. 14, pp. 173-207, 3 figs. cortes, Madrid.
- (1896).—Explicación del Mapa geológico de España. Tomo II. Sistemas Cambriano y Siluriano. *Mem. Com. Mapa geol. España*, t. 2, 1 vol. 515 pp., 36 figs., Madrid.
- MALLADA, L. & BUITRAGO, J. (1878).—La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera cantábrica. *Bol. Com. Mapa geol. España*, t. 5, pp. 177-194, 6 figs., Madrid.
- MARCOS, A. (1967).—Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (Región de Onís-Cabrales, Cordillera cantábrica). *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 1, pp. 39-46, 1 fig., 1 mapa, Oviedo.
- (1968).—La tectónica de la unidad de La Sobía-Bodón. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 2, pp. 59-87, 11 figs., 2 maps., Oviedo.
- MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1962).—Estudio geológico del reborde oriental de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Publ. Dip. Prov. Oviedo*, (I.D.E.A.), 1 vol. texto 232 pp., 35 figs. 25 láms., 1 vol. 2 mapas, Oviedo.
- (1965).—Rasgos geológicos de la Zona oriental de Asturias. *Publ. Dip. Prov. Oviedo*, (I.D.E.A.), 1 vol. 132 pp., 8 figs., 5 cuadros, 11 láms., 1 map. f. t., Oviedo.
- (1967).—Données sur l'extension du Cambrien dans la zone orientale des Asturies (Espagne). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 4, pp. 128-129, 1 fig., París.
- MATTER, A. (1967).—Tidal flat deposits in the Ordovician of Western Maryland. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 37, n.º 2, pp. 601-609, 5 figs., Menasha.
- MELÉNDEZ, B. (1943).—Los terrenos Cámbricos de la Península Hispánica. *Trabajos Inst. «J. de Acosta»*, Geol., t. I, n.º 1, 1 vol. 179 pp., 15 figs., 38 láms., Madrid.
- MOHR, C. G. Van der Meer (1969).—The stratigraphy of the Cambrian Lancara Formation between the Luna River and the Esla River in the Cantabrian Mountains, Spain. *Leids Geol. Meded.*, vol. 43, pp. 233-316, 62 figs., 4 apéndices, Leiden.
- & SCHREUDER, G. A. N. H. (1967).—On the petrography of the Lancara Formation from Sierra de la Filera (Spain). *Leids Geol. Meded.*, vol. 38, pp. 185-189, 3 figs., 3 láms., Leiden.
- MONREAL, L. N. (1879).—Datos geológicos acerca de la provincia de León, recogidos durante la campaña 1878 a 1879. *Bol. Com. Mapa geol. España*, t. VI, pp. 311-320, Madrid.
- (1880).—Datos geológicos acerca de la provincia de León, recogidos durante la campaña de 1879 a 1880. *Bol. Com. Mapa geol. España*, t. VII, pp. 233-239, Madrid.
- MONTY, C.L.V. (1965).—Recent algal stromatolites in the windward lagoon, Andros Island, Bahamas. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 88 (1964-1965), Bull. 5, pp. B 269-276, Liège.
- (1967).—Distribution and structure of Recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros

- Island, Bahamas. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 90 (1966-1967), Bull. 1-3, pp. B 55-100, 12 figs., 1 tab., 19 láms., Liège.
- MONTY, C. L. V. (1971).—An autoecological approach of intertidal and deep water stromatolites. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 94, fasc. 3, pp. 265-276, 4 figs., Liège.
- MULTER, H. G. & HOFFMEISTER, J. E. (1968).—Subaerial Laminated Crusts of the Florida Keys. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 79, n.º 2, pp. 183-192, 4 figs., 3 láms., Boulder.
- NEUMANN, A. C., GEBELEIN, C. D. & SCOFFIN, T. P. (1970).—The composition, structure, and erodability of subtidal mats, Abaco, Bahamas. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 40, n.º 1, pp. 274-297, 8 figs., 5 láms., 3 tabs., Menasha.
- NEWELL, N. D., IMBRIE, J., PURDY, E. G. & THURBER, D. L. (1959).—Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank. *Am. Mus. Nat. Hist. Bull.*, vol. 117, art. 4, pp. 181-228, New York.
- NEWELL, N. D., PURDY, E. G. & IMBRIE, J. (1960).—Bahamian oölitic sand. *Jour. Geol.*, vol. 68, n.º 5, pp. 481-497, 3 figs., 4 láms., 3 tabs., Chicago.
- NEWELL, N. D. & RIGBY, J. K. (1957).—Geological studies of the Great Bahama Bank. in LE BLANC & J. G. BREEDING (Ed.): Regional aspects of carbonate deposition. *Soc. Econ. Pal. Min., Special Publ.*, n.º 5, pp. 15-72, 22 figs., 22 láms., Tulsa.
- NEWELL, N. D., RIGBY, J. K., WHITEMAN, A. J. & BRIDLEY, J. (1951).—Shoal water geology and environments, Eastern Andros Island, Bahamas. *Am. Mus. Nat. Hist. Bull.*, vol. 97, pp. 1-29, 5 figs., 8 láms., New York.
- OELE, E. (1964).—Sedimentological aspects of four Lower Paleozoic Formations in the Northern part of the Province of Leon (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 30, pp. 1-99, 56 figs., 8 tabs., Leiden.
- PARGA, J. R. (1969 a).—Sobre la distribución de las manifestaciones efusivas en el Cámbrico de Asturias y León. *Com. Serv. Geol. Portugal.*, t. 53, pp. 43-56, 3 figs., Lisboa.
- (1969 b).—Consideraciones sobre la Paleogeografía durante el Cámbrico y Ordovícico en Asturias y Norte de León. *Bol. Geol. Minero*, t. 80, fasc. 2, pp. 124-128, 3 figs., 1 cuadro, Madrid.
- (1971).—Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia del Eocámbrico en el Macizo Hespérico. *Bol. Geol. Minero*, t. 82, fasc. 3-4, pp. 234-338, 1 cuadro, Madrid.
- & LUQUE, C. (1971).—Las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera cantábrica. *Bol. Geol. Minero*, t. 82, fasc. 3-4, pp. 310-320, 4 figs., 1 tab., Madrid.
- PASTOR GÓMEZ, V. (1963).—Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja n.º 129, La Robla (León). *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- (1969).—Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja n.º 128, Riello. *Inst. Geol. Min. España*, 15 pp., Madrid.
- PASTOR Y LÓPEZ, P. (1853).—Memoria geognóstico-agrícola sobre la provincia de Asturias. *Mem. Real Acad. Ciencias*, t. 1, part. 3, Cienc. Nat., pp. 1-132, Madrid.
- PELLO, J. (1967).—Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 1 pp. 27-38, 1 fig., 1 map., Oviedo.
- MARCOS, A. & JULIVERT, M. (1970).—Mapa geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja n.º 2, Avilés. (Memoria explicativa por J. PELLO, M. JULIVERT & A. MARCOS). *Inst. Min. España*, 41 pp., 3 figs., Madrid.
- PRADO, C. DE (1855).—Sur la geologie d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des Montagnes de Tolède. *Bull. Soc. Géol. France*, 2e sér., t. XII, pp. 182-201. París.
- (1860).—Sur l'existence de la faune primordiale dans la chaîne cantabrique (suivie de la description des fossiles par MM. DE VERNEUIL et BARRANDE). *Bull. Soc. Géol. France*, 2e sér., t. XVII, pp. 516-554, 3 figs., 3 láms., París.
- ROEHL, P. O. (1967).—Stony Mountain (Ordovician) and Interlake (Silurian) facies analgs of recent low-energy marine and subaerial carbonates, Bahamas. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 51, n.º 10, pp. 1979-2032, 48 figs., Tulsa.
- RUPKE, J. (1965).—The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 32, pp. 1-74, 34 figs., 6 láms. f. t., Leiden.
- SÁENZ GARCÍA, C. (1942).—Notas y datos de estratigrafía española. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 40, pp. 185-187, Madrid.
- SANCHO, RUIZ FALCO, CUETO, E., JUNQUERA, G., HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. & PATAC, I. (1926).—

- Asturias. Libro-guía Exc. C-1, *XIV Geol. Congr. Internat.*, pp. 1-107, 4 figs., 18 fots., 8 láms., Madrid.
- SCHENK, P. E. (1967).—The Macuber Formation of the Maritime Provinces, Canada - A Mississippian analogue to recent strandline carbonates of the Persian Gulf. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 37, n.º 2, pp. 365-367, 20 figs., Menasha.
- SCHULZ, G. (1834).—Sur la Galice. *Bull. Soc. Géol. France*, 1e ser. t. IV, pp. 416-418, París.
- (1858).—Descripción geológica de la provincia de Oviedo. Edic. José González, 1 vol. 138 pp., 1 lám. cortes, 1 mapa geol. E. 1:400.000, 1 mapa topogr., Madrid.
- SDZUY, K. (1961).—Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten. *Akad. Wiss. Lit., Abh. math. naturw. Kl.*, n.º 7-8, pp. 217-408 (499-690), 53 figs., 34 láms., Mainz.
- (1967).—Trilobites del Cámbrico Medio de Asturias. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 1, pp. 77-133, 1 fig., 10 láms., Oviedo.
- (1968).—Biostratigrafía de la griotte cámbrica de Los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 2, pp. 45-57, 1 fig., Oviedo.
- (1969).—Unter — und mittel — kambrische Porifera (Chancelloriida und Hexactinellida). *Paläont. Z.*, vol. 43, n.º 3/4, pp. 115-147, 9 figs., 16 láms., Stuttgart.
- (1971 a).—Acerca de la correlación del Cámbrico inferior de la Península Ibérica. *I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ.*, Sección 1. Geol., t. II, pp. 753-768, 2 tabs., Madrid-Lisboa.
- (1971 b).—La subdivisión biostratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. *I Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ.*, Sección 1. Geol., t. II, pp. 769-782, 2 tabs., Madrid-Lisboa.
- SEDGWICK, A. & MURCHISON, I. (1835).—On the *Silurian* and *Cambrian* Systems, exhibiting the order in which the older sedimentary strata succeed each other in England and Wales. *Rept. V Meeting Brit. Ass. Advanc. Sci. Dublin*, pp. 59-61, London.
- SHEARMAN, D. J. (1963).—Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flats of the Arabian shore of the Persian Gulf. *Geol. Soc. London Proc.*, n.º 1607, pp. 63-64, London.
- SHINN, E. A. (1964).—Recent dolomite, Surgaloaf Key. in *Guidebook Geol. Soc. Am. Field Trip n.º 1, South Florida Carbonate sediments* (compiled by R. N. GINSBURG), pp. 62-67.
- (1968 a).—Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 38, n.º 1, pp. 215-223, 13 figs., Menasha.
- (1968 b).—Selective dolomitization of Recent sedimentary structures. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 38, n.º 2, pp. 612-616, 4 figs., Menasha.
- (1968 c).—Burrowing in Recent lime sediments of Florida and the Bahamas. *Jour. Paleont.*, vol. 42, n.º 4, pp. 879-894, 17 figs., Menasha.
- GINSBURG, R. N. & LLOYD, R. M. (1965).—Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. in L. C. PRAY & R. C. MURRAY (Ed.); *Dolomitization and Limestone Diagenesis. Soc. Econ. Paleont. Min., Special Publ.*, n.º 13, pp. 112-123, 9 figs., 1 tab., Tulsa.
- LLOYD, R. M. & R. N. GINSBURG (1969).—Anatomy of a modern carbonate Tidal-flat, Andros Island, Bahamas. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 39, n.º 3, pp. 1202-1228, 37 figs., 1 tab., Menasha.
- SITTER, L. U. DE (1959).—The río Esla Nappe in the zone of Leon of the Asturian Cantabric Mountain Chain. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 56, pp. 3-24, 6 figs., Madrid.
- (1961).—Le Précambrien dans la chaîne cantabrique. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 9, p. 253, París.
- (1962).—The structure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains: explanation of a geological map with sections, sc. 1:100.000, *Leidse Geol. Meded.*, vol. 26, pp. 255-264, 3 láms., f. t., Leiden.
- (1966).—L'«ammonitico-rosso» paléozoïque du Nord de l'Espagne (A propos de la note de M. J. Aubouin). *C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, pp. 74-75, París.
- SJERP, N. (1967).—The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 39, pp. 55-128, 62 figs., 2 láms., 1 mapa y 2 láms. f. t., Leiden.
- SOLANS, J., DOMENECH, M.ª V. & ZAMARREÑO, I. (1971).—Estudio por difracción de Rayos X de una sucesión de la Formación Láncara (Cámbrico) *Breviora Geol. Astur.*, Año XV, n.º 3, pp. 45-48, 1 fig., 1 cuadro, Oviedo.

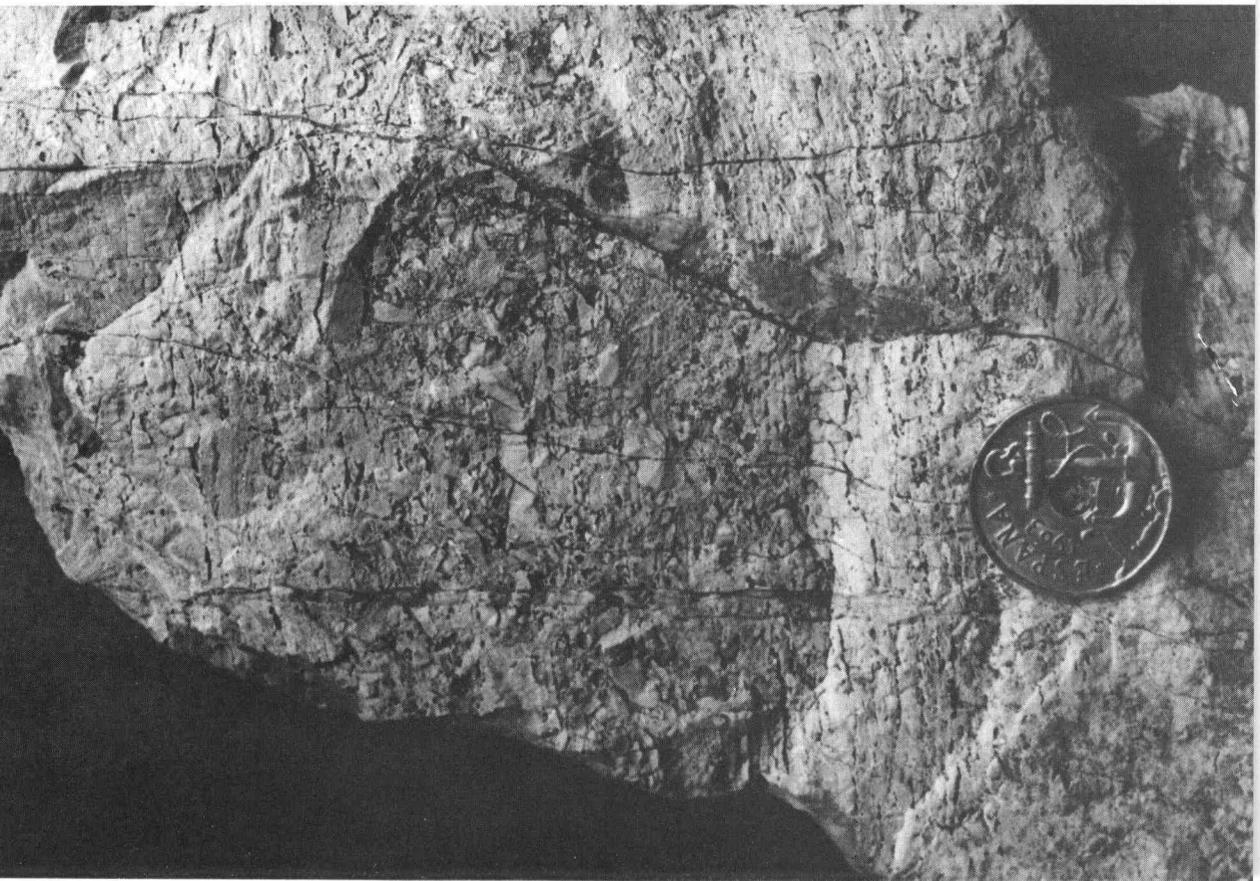
- SPENCER, M. (1967).—Bahamas deep test. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, vol. 51, n.º 2, pp. 263-268, 2 figs., Tulsa.
- TAFT, W. H. & HARBAUGH, J. W. (1964).—Modern carbonate sediments of Southern Florida, Bahamas and Espiritu Santo Island, Baja California: A comparison of their mineralogy and chemistry. *Stanford Univ. Publ., Geol. Sci.*, vol. 8, n.º 2, pp. 1-133, 24 figs., 18 tabs., 15 láms., Stanford.
- TEBBUT, G. E., CONLEY, C. D. & BOYD, D. W. (1965).—Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. *Wyoming Geol. Surv., Contr. to Geol.*, vol. 4, n.º 1, pp. 1-13, 2 láms., Laramie.
- TRUYOLS, J. (1969).—Un nuevo hito faunístico en el Georgiense de la Cordillera Cantábrica. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 53, pp. 57-60, Lisboa.
- VERNEUIL, ED. DE & COLLOMB, ED. (1864).—Carte géologique de l'Espagne et du Portugal. Echelle 1:2.000.000. París (1.ª Edic.).
- (1868).—Carte géologique de l'Espagne et du Portugal. Echelle 1:2.000.000. París (2.ª Edic.).
- (1869).—Explication sommaire de la Carte géologique de l'Espagne et du Portugal. Savy Libr., pp. 1-29, París.
- WALKER, K. R. & LAPORTE, L. F. (1970).—Congruent fossil communities from Ordovician and Devonian carbonates of New York. *Jour. Paleont.*, vol. 44, n.º 5, pp. 928-944, 10 figs., 3 tabs., Menasha.
- WELLS, A. J. (1962).—Recent dolomite in the Persian Gulf. *Nature*, vol. 194, n.º 4825, pp. 274-275, London.
- & ILLING, L. V. (1963).—Present-day precipitation of calcium carbonate in the Persian Gulf. in L. M. J. U. STRAATEN (Ed.): Deltaic and Shallow Marine Deposits. *Developments in Sedimentology*, vol. 1, pp. 429-435, Elsevier Publ. Co, Amsterdam.
- WOLF, K. H. (1965).—Littoral environment indicated by open-space structures in algal limestones. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, vol. 1, pp. 183-223, 6 figs., 8 tabs., 10 láms. Amsterdam.
- ZAMARREÑO, I. & JULIVERT, M. (1967).—Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 1, pp. 135-163, 7 figs., 8 láms., Oviedo.

LAMINAS

LAMINA I

Fig. 1.—Sedimentos laminados por algas (algal mats) con niveles asociados de «flat pebble breccias». Estos sedimentos se sitúan por debajo del nivel de calizas grises con birsteseyes. Localidad: Montuerto (C-1050) en la Unidad de Somiedo-Correcilla. Techo situado a la izquierda de la foto. Diámetro de la moneda 20 mm.

Fig. 2.—Las mismas características que en la foto anterior (Muestra C-1051).



LAMINA II

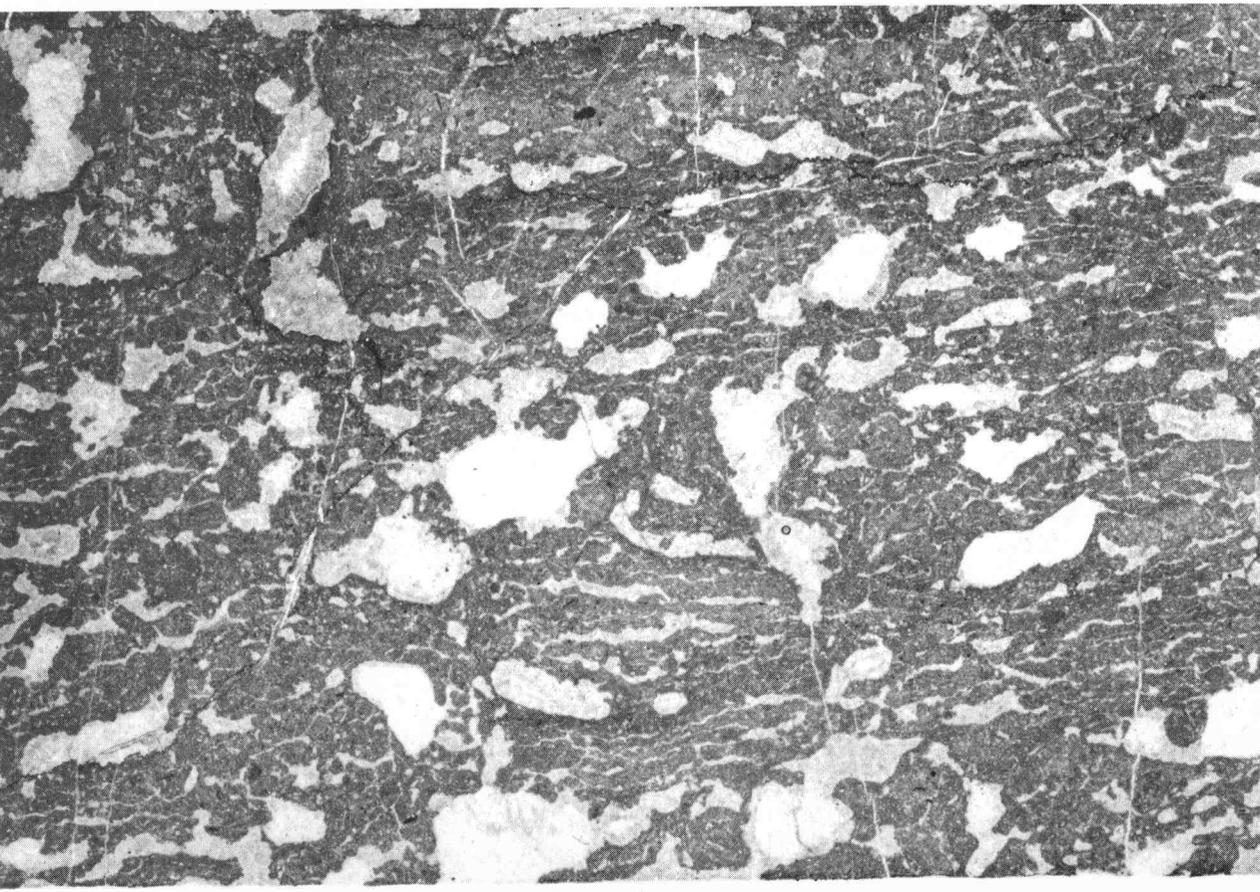
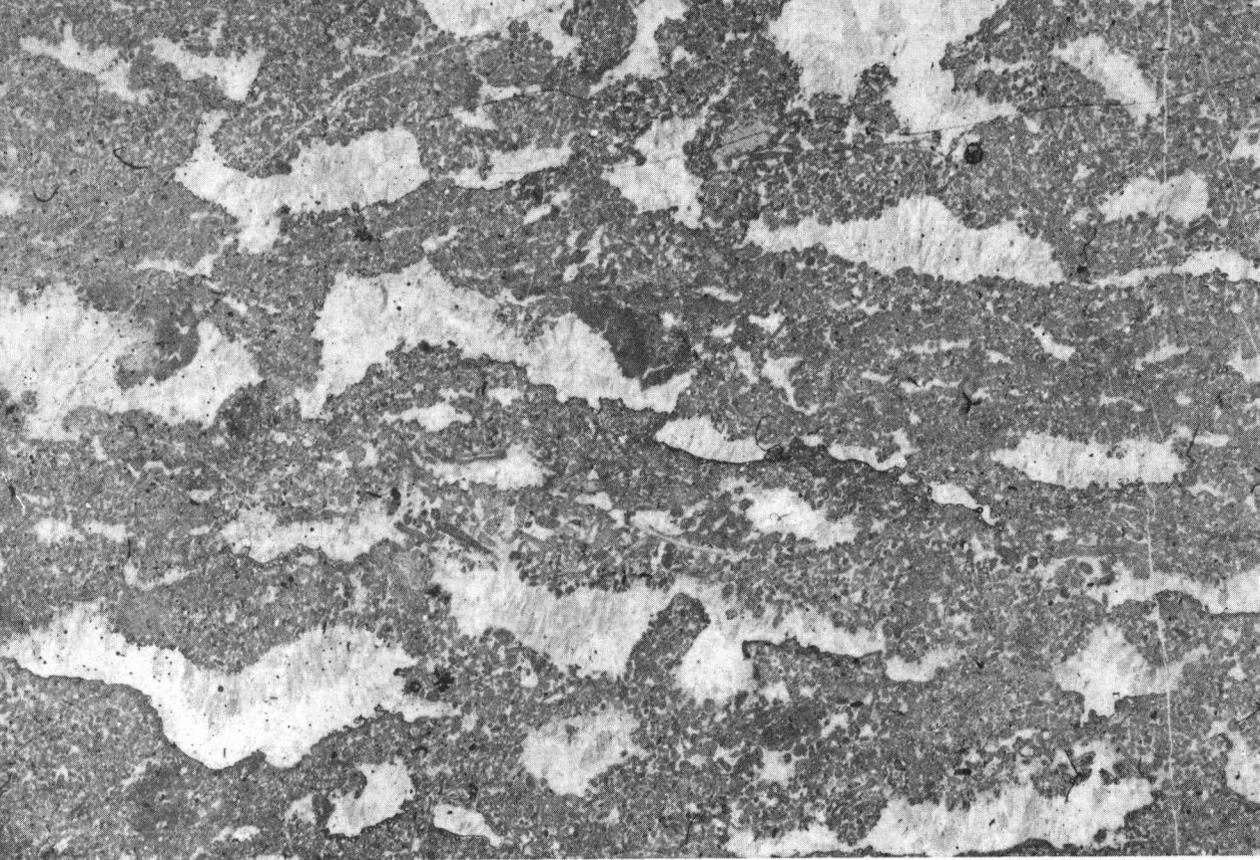
Fig. 1.—Calizas grises con birdeseyes de la parte alta del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Barrios de Luna (Unidad de Somiedo-Correcilla).

Fig. 2.—Calizas grises con birdeseyes completamente dolomitizadas. Parte alta del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Tuña (Unidad de Somiedo-Correcilla). Se puede apreciar en la foto como la mayoría de los «ojos» de los birdeseyes quedan huecos por efecto de la meteorización.



Fig. 1.—Microfacies de la caliza gris con birdeseyes. Abundan las algas calcáreas del género *Epiphyton* en diversos tipos de secciones (longitudinales y transversales). Sucesión de Torre de Babia, muestra C-1189 (X 10) Unidad de Somiedo-Correcilla.

Fig. 2.—Microfacies de la caliza gris con birdeseyes. En la mayoría de los birdeseyes se observan dos tipos de calcita de relleno: fibrosa, tapizando las paredes de la cavidad y granular en el centro de la misma. Sucesión de Valdoré, muestra C-420 (X 10). Unidad del Manto del Esla.



LAMINA IV

Fig. 1.—Oncolitos en el nivel de calizas grises con birdeseyes del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de El Rodical (Unidad de Somiedo-Correcilla). Diámetro de la moneda 26 mm.

Fig. 2.—Oncolitos en el nivel de calizas grises con birdeseyes del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Barrios de Luna (Unidad de Somiedo-Correcilla).



LAMINA V

Fig. 1.—Estromatolito en la base del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Irede (Unidad de Somiedo-Correilla).

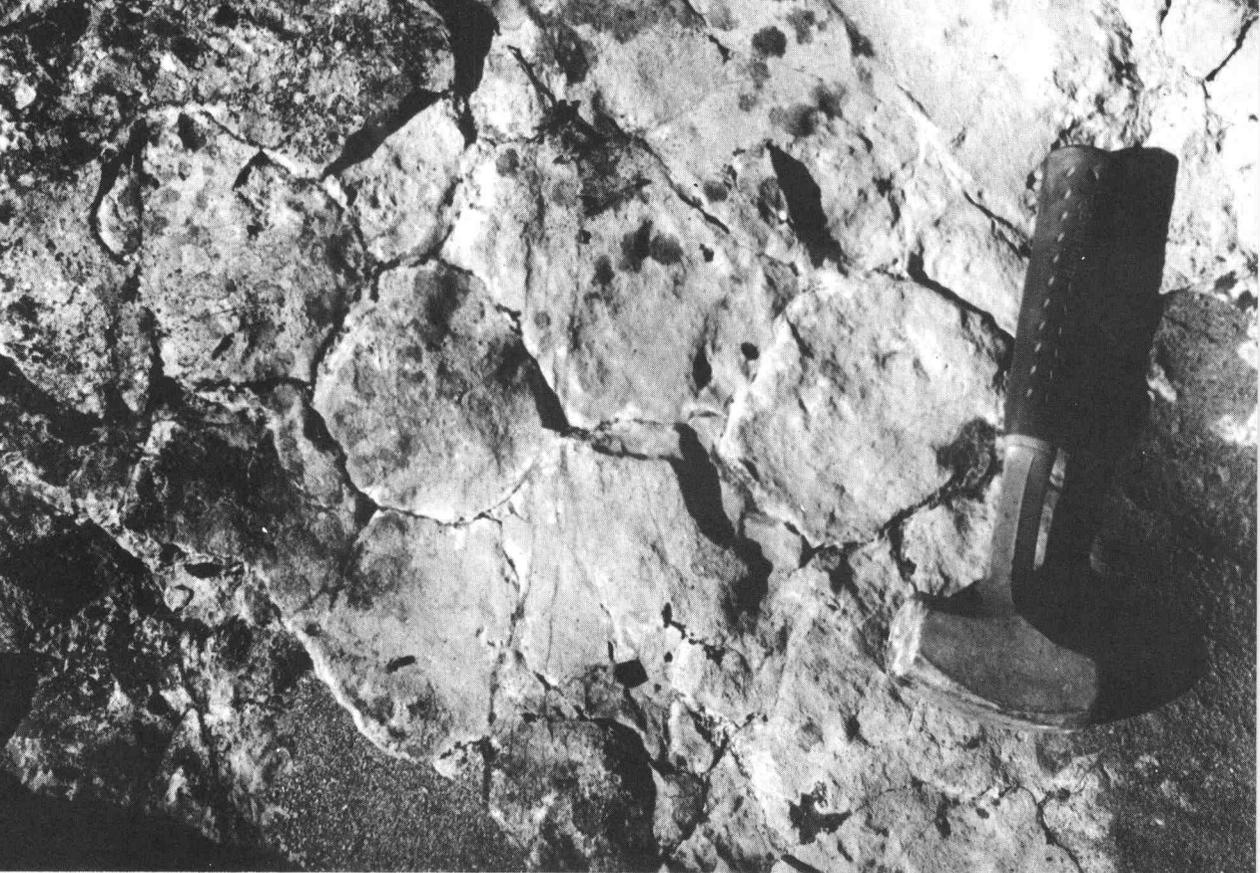
0 5 cm



LAMINA VI

Fig. 1.—«Mud-cracks» en el nivel de calizas grises con birdeseyes del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Valdoré (Manto del Esla).

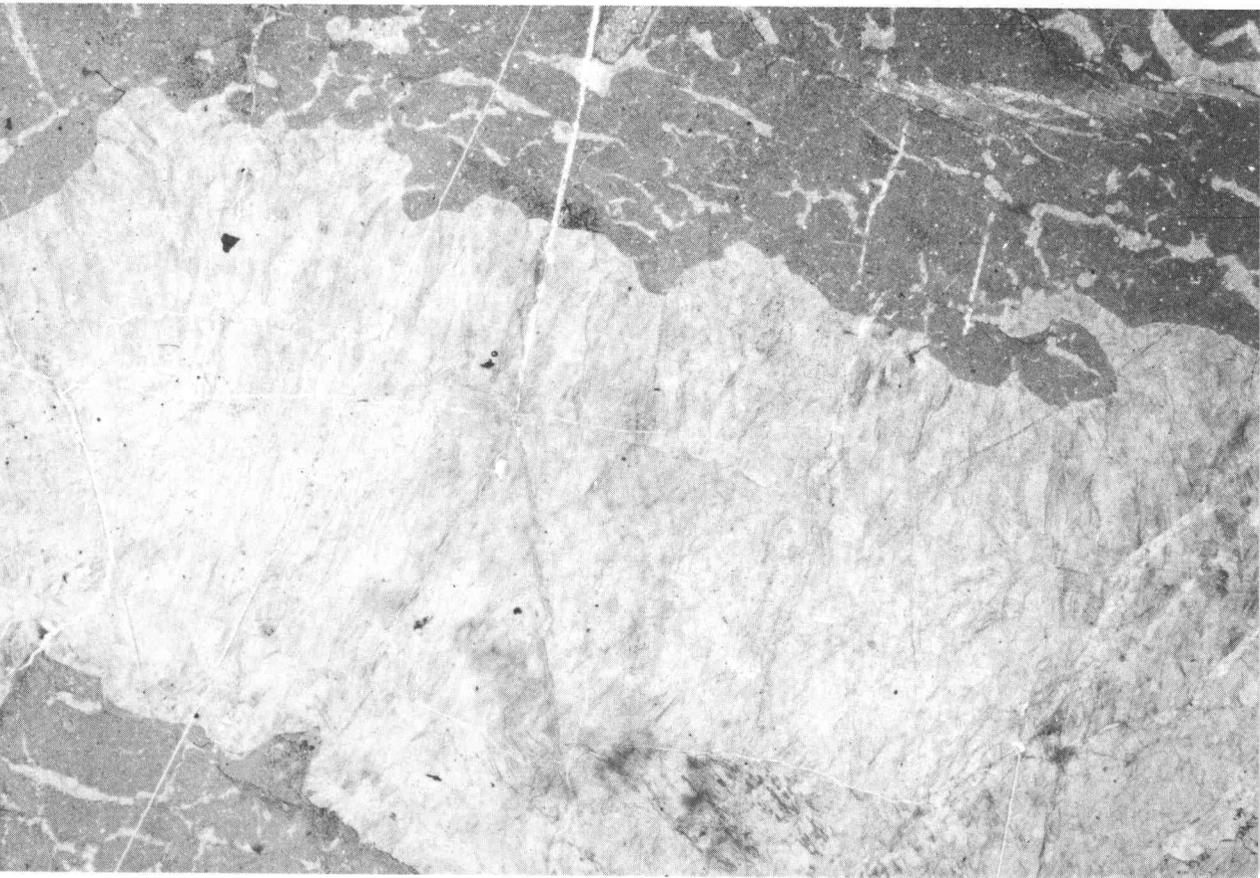
Fig. 2.—«Mud-cracks» en la parte alta del nivel de calizas grises con birdeseyes del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Crémenes (Manto del Esla).



LAMINA VII

Fig. 1.—«Sheet cracks» en la parte alta del nivel de calizas grises con birdeseyes del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Valdoré (Manto del Esla).

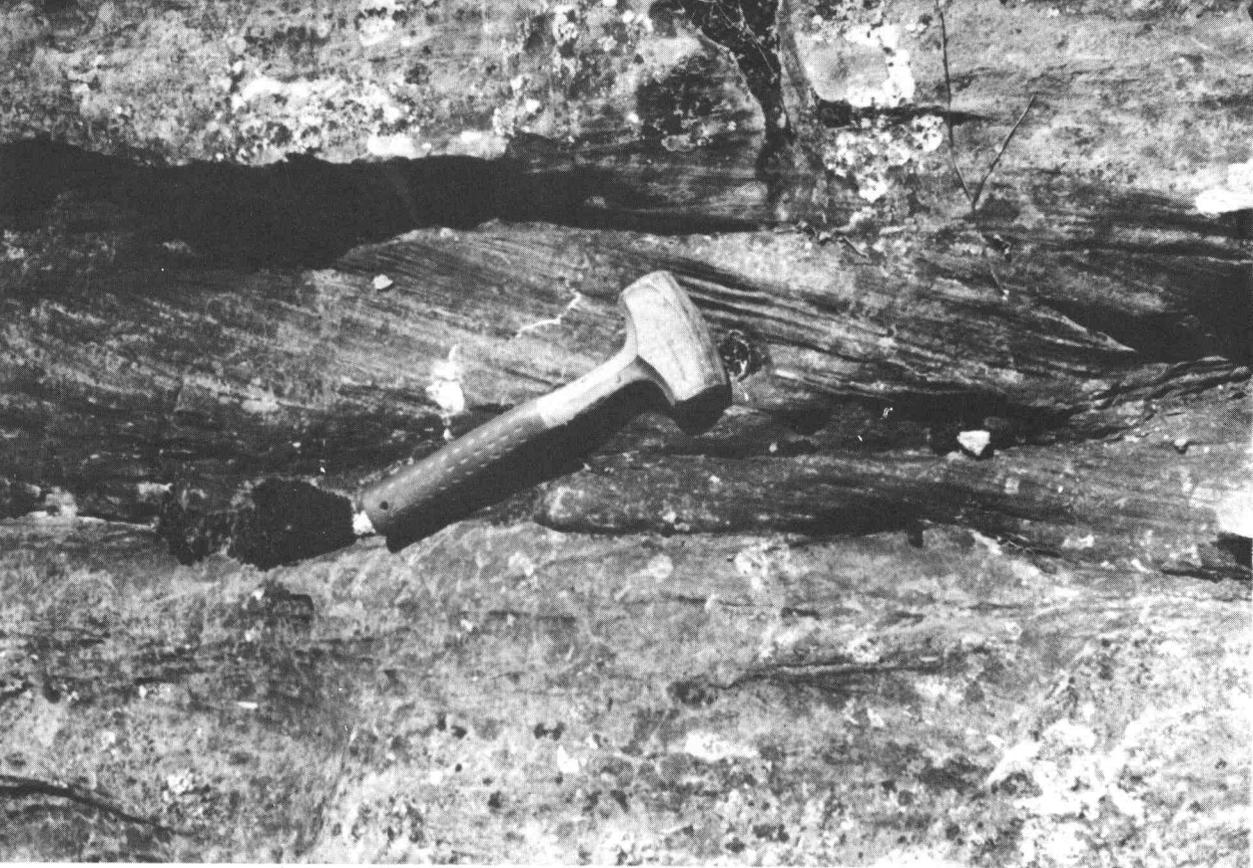
Fig. 2.—Microfacies de los «sheet cracks» de la foto anterior (X 10).



LAMINA VIII

Fig. 1.—Nivel detrítico con estratificación cruzada en la parte alta del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Verdiago (Manto del Esla).

Fig. 2.—Nivel detrítico con estratificación cruzada en la parte alta del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Valdoré (Manto del Esla).



LAMINA IX

Fig. 1.—Ooesparita perteneciente al nivel detrítico del miembro inferior de la Formación Láncara. La mayoría de los oolitos presentan un núcleo de micrita aunque los hay con el núcleo formado por un intraclasto o por un fragmento de fósil y en estos dos últimos casos suelen constituir oolitos superficiales. Se puede observar a lo largo de los estilolitos la disolución de parte de los oolitos. Sucesión de Valdoré, muestra C-430 (X 10). Unidad del Manto del Esla.

Fig. 2.—Ooesparita arenosa perteneciente al nivel detrítico de la parte alta del miembro inferior de la Formación Láncara. La mayoría de los oolitos están dolomitizados. Sucesión de Crémenes, muestra C-570 (X 10). Unidad del Manto del Esla.

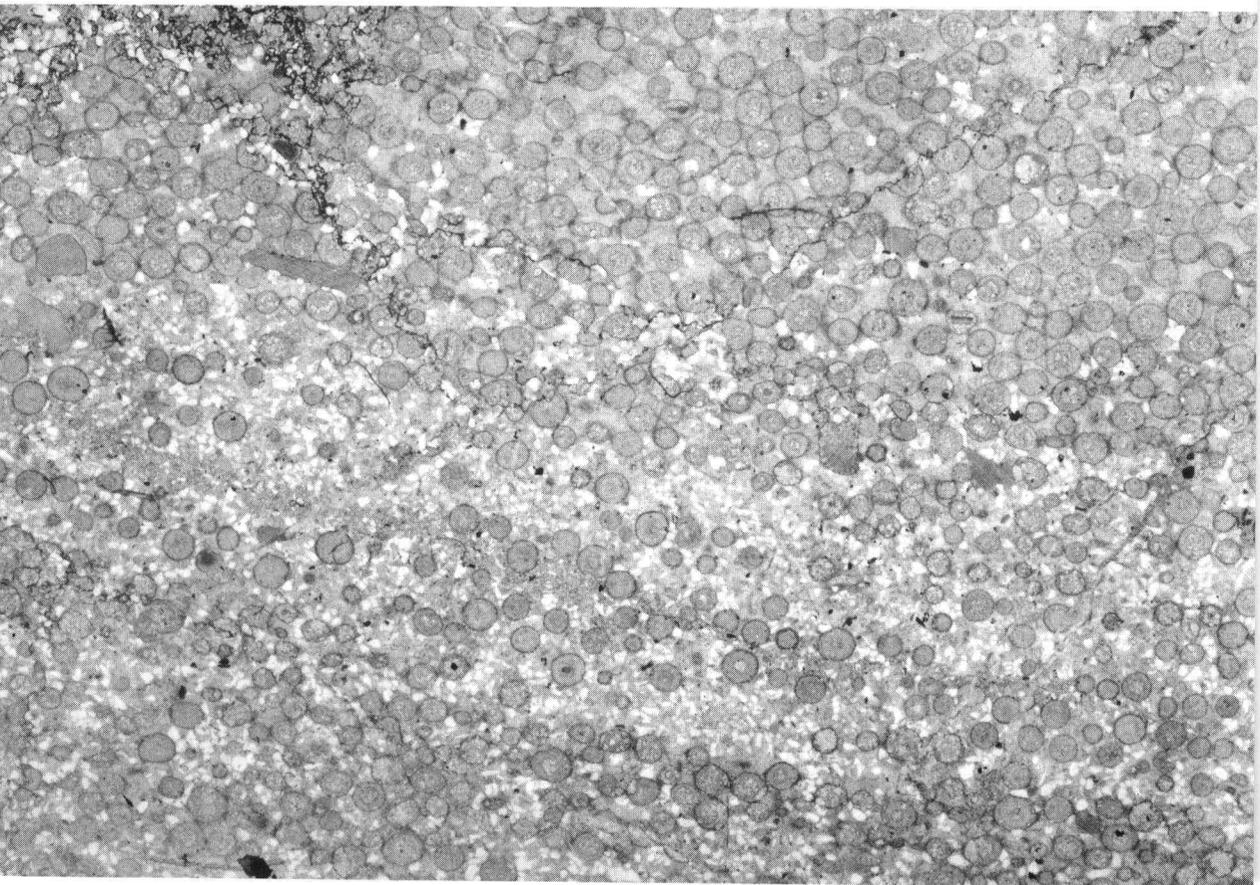
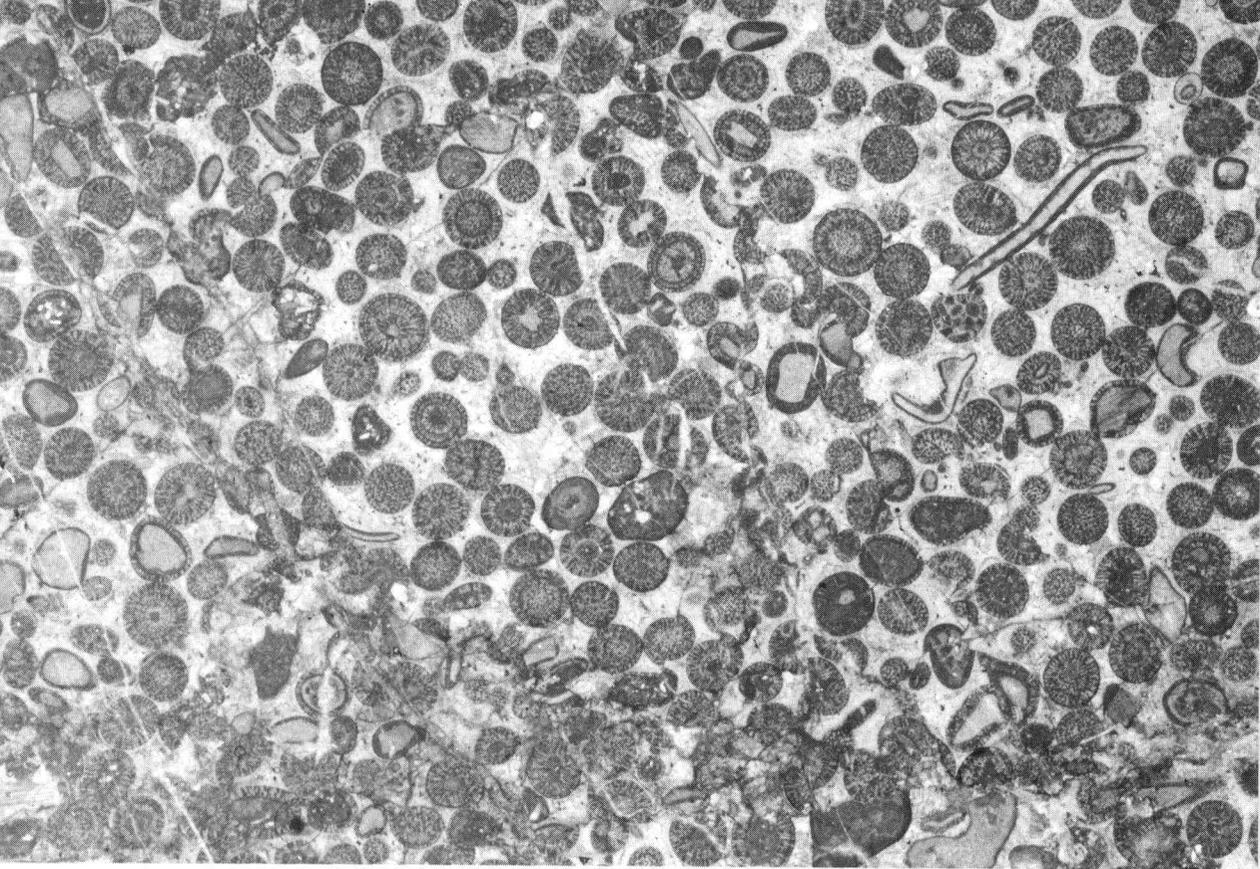


Fig. 1.—«Flat pebble breccias» dentro del nivel de sedimentos laminados por algas (algal mats). Miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Boñar (Autóctono relativo del Manto del Esla).

Fig. 2.—Aspecto de las calizas grises con pisolitos de algas del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Primajas II (Autóctono relativo del Manto del Esla). Los pisolitos están formados por algas calcáreas del género *Renalcis*.



Fig. 1.—Microfacies de un sedimento laminado por algas (algal mats) del miembro inferior de la Formación Láncara. Abundan las cavidades rellenas de esparita. Sucesión de Boñar, muestra C-992 (X 10).

Fig. 2.—Microfacies de un sedimento laminado por algas (mallas de algas) que alterna con bandas ricas en intraclastos y pelets producidos por la erosión de las mallas. Las cavidades (en blanco en la foto) están rellenas de esparita. Miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Quintanilla, muestra C-891 (X 10). Unidad de La Sobia-Bodón.

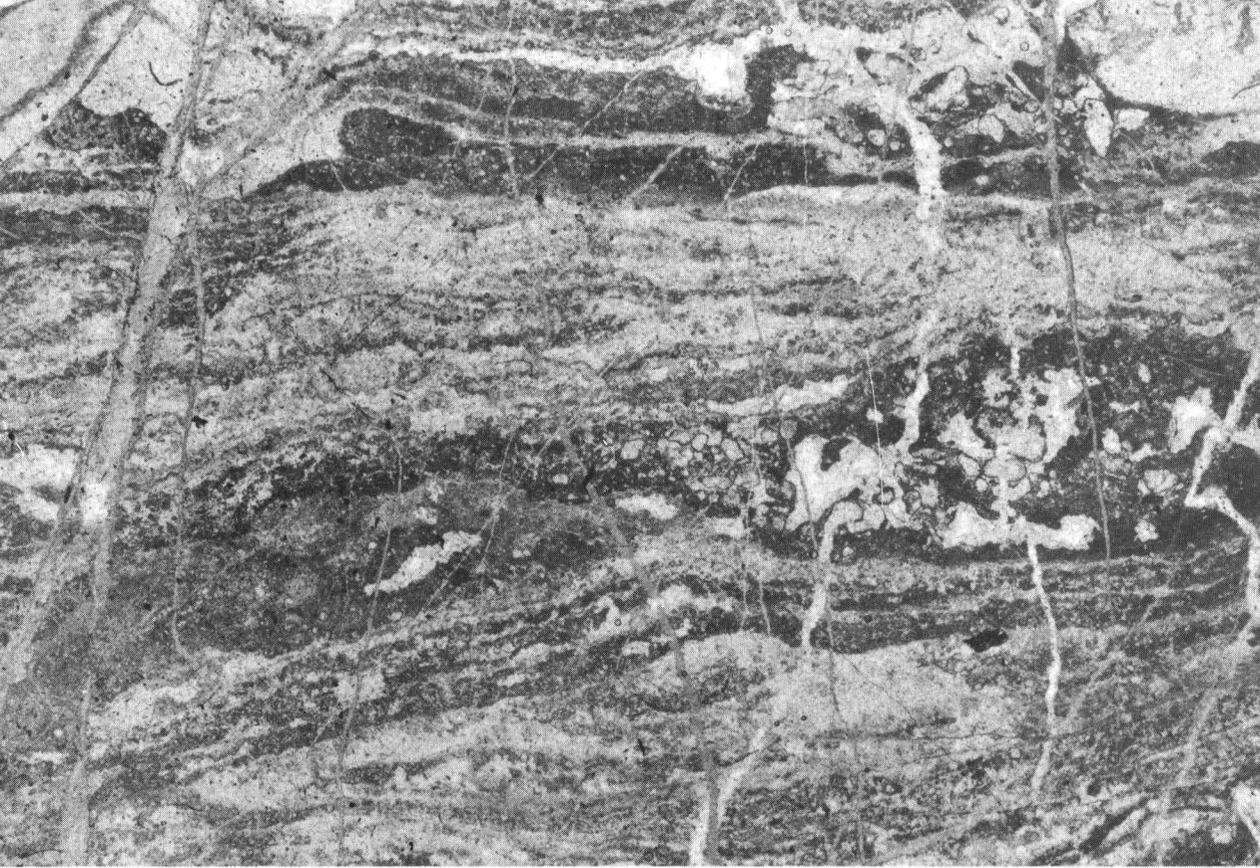


Fig. 1.—Microfacies típica de las biomicritas glauconíticas de la base del miembro superior de la Formación Láncara. Se observan áreas con micrita y cuarzo detrítico de tamaño limo y algún pelet de glauconita. Entre los componentes fosilíferos abundan los Equinodermos y Trilobites. Sucesión de Torre de Babia, muestra C-1193 (X 10). Unidad de Somiedo-Correcilla.

Fig. 2.—Las mismas características que en la foto anterior. Sucesión de Villamanín, muestra C-304 (X 10). Unidad de Somiedo-Correcilla.

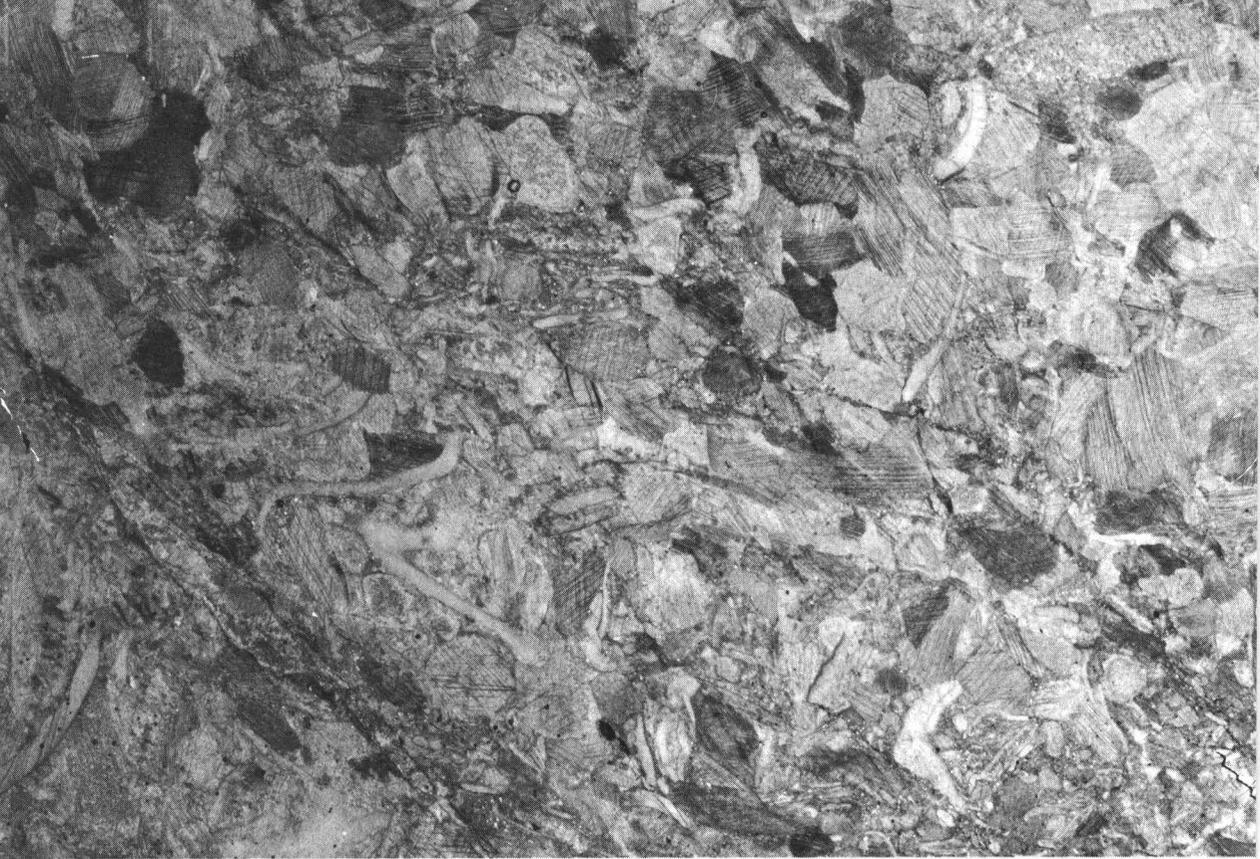


Fig. 1.—Biomicrografía de biomicrografía roja con la textura típica de las calizas del miembro superior de la Formación Láncara en la facies de Barrios. Abundan los fragmentos de Trilobites, Equinodermos y Braquiópodos. Se observan también algunos restos de Porifera. Sucesión de Corias de Arriba, muestra C-479 (X 10). Unidad de Somiedo-Correcilla.

Fig. 2.—Las mismas características que en la foto anterior; sin embargo, en esta muestra abundan más los Braquiópodos y Porifera. Sucesión de Tuiza, muestra C-246 (X 10). Unidad de La Sobia-Bodón.

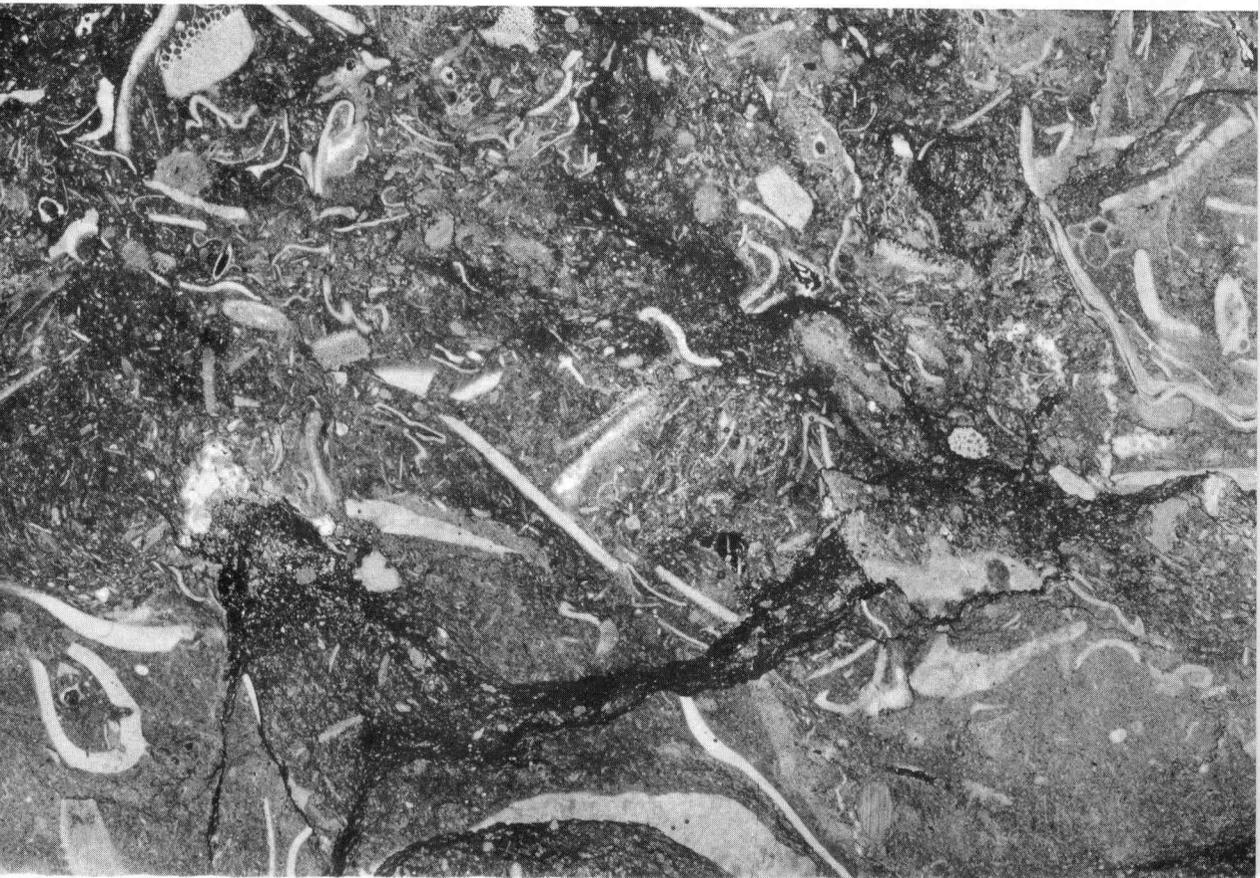
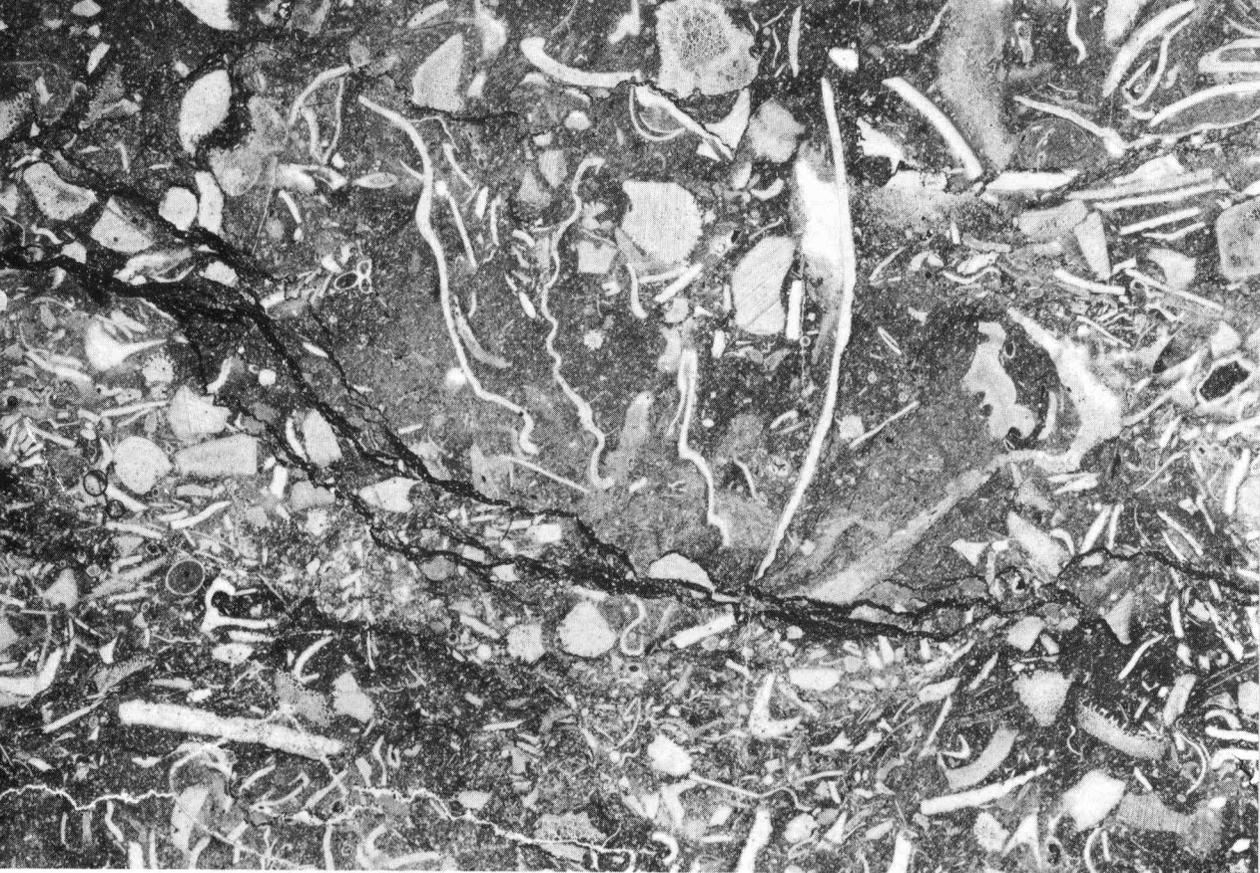


Fig. 1.—Aspecto del nivel de nódulos calcáreos pertenecientes a la Formación Oville en la localidad de Tuiza (Unidad de La Sobia-Bodón).

Fig. 2.—Microfacies de los nódulos calcáreos de la foto anterior. Es muy difícil de identificar la naturaleza de los fragmentos fosilíferos debido a su pequeño tamaño; además la roca está recristalizada (microsparita). Se observa cuarzo detrítico de tamaño limo. Muestra C-257 (X 10).

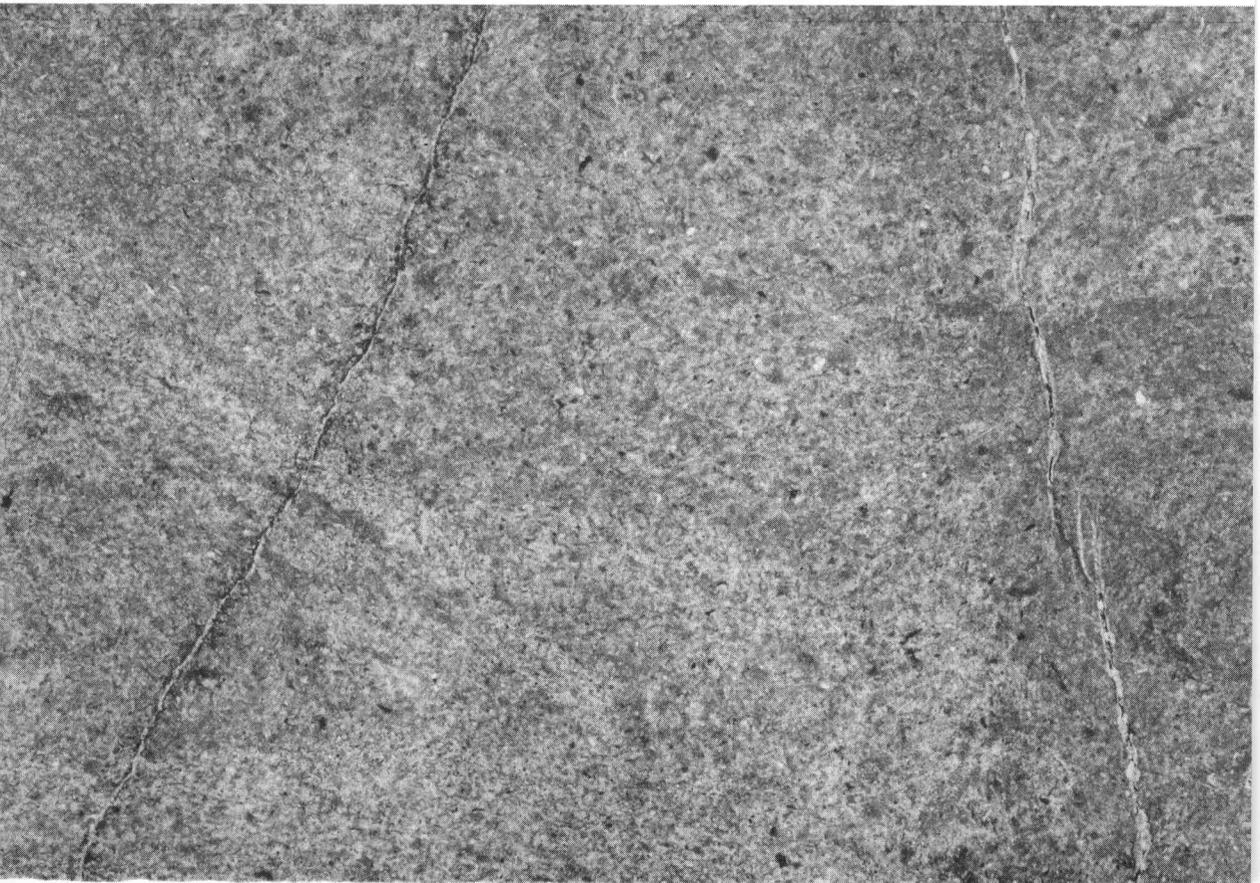


Fig. 1.—Dolomías con laminaciones del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Caño (Unidad del Manto del Ponga).

Fig. 2.—Detalle de la foto anterior donde se aprecia el carácter finamente laminado de las dolomías. Las laminaciones son debidas a la alternancia de láminas con distinto tamaño de grano de carbonatos.

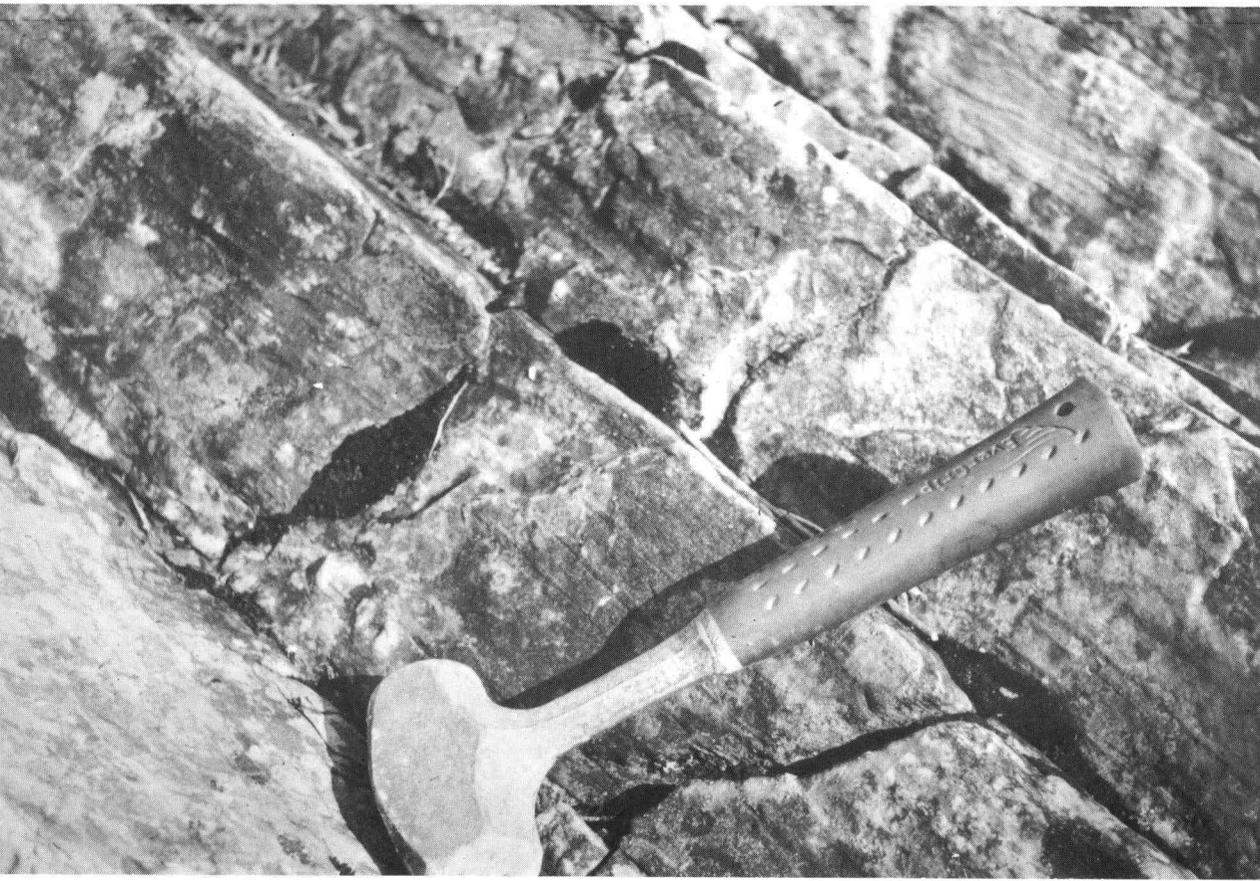


Fig. 1.—Microfacies de las dolomicritas con laminaciones debidas a la alternancia de bandas ricas en pelets y cuarzo detrítico con otras desprovistas de ellos. Miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Tarna II, muestra C-52 (X 10). Unidad del Manto del Ponga.

Fig. 2.—Microfacies de una pelesparita dolomitizada del miembro inferior de la Formación Láncara en la localidad de Carangas, muestra C-9 (X 10). Unidad del Manto del Ponga.

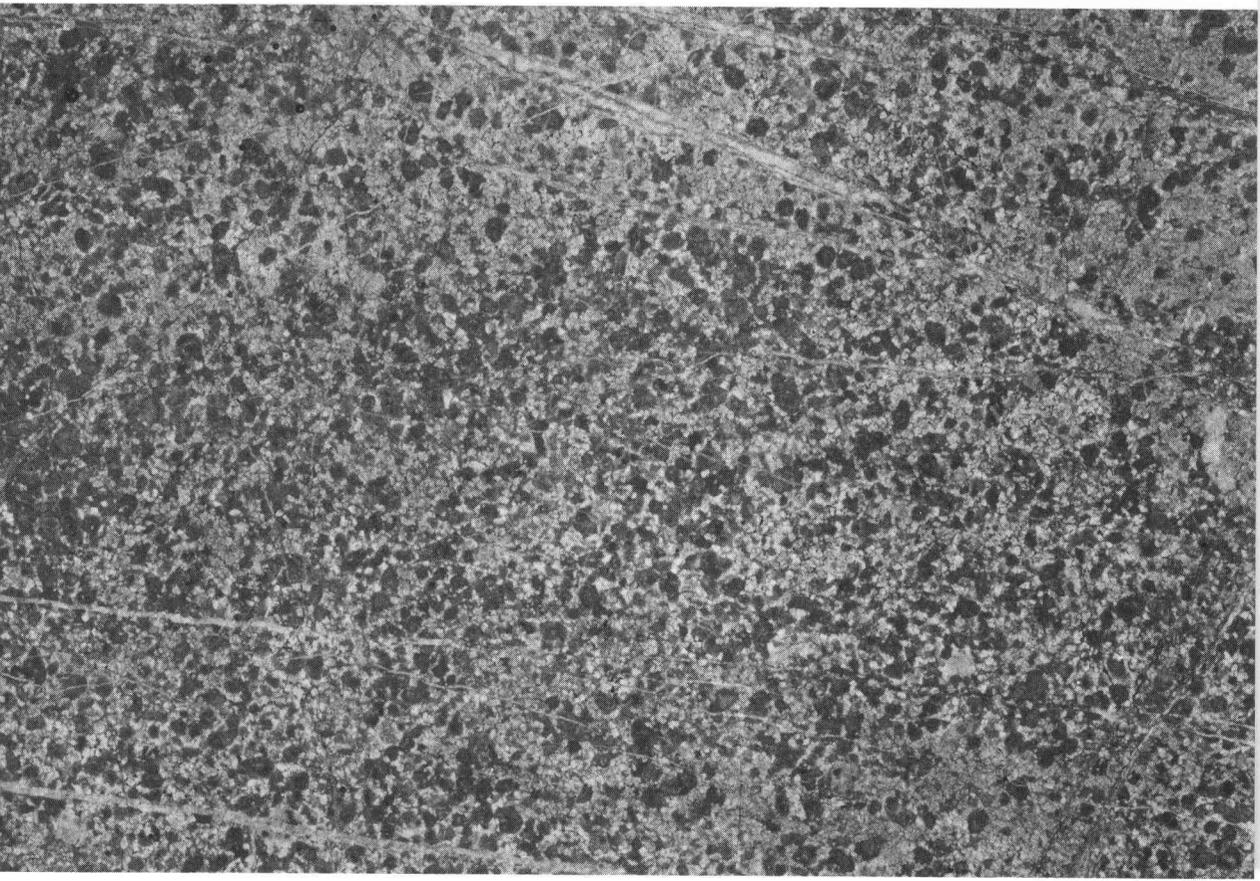
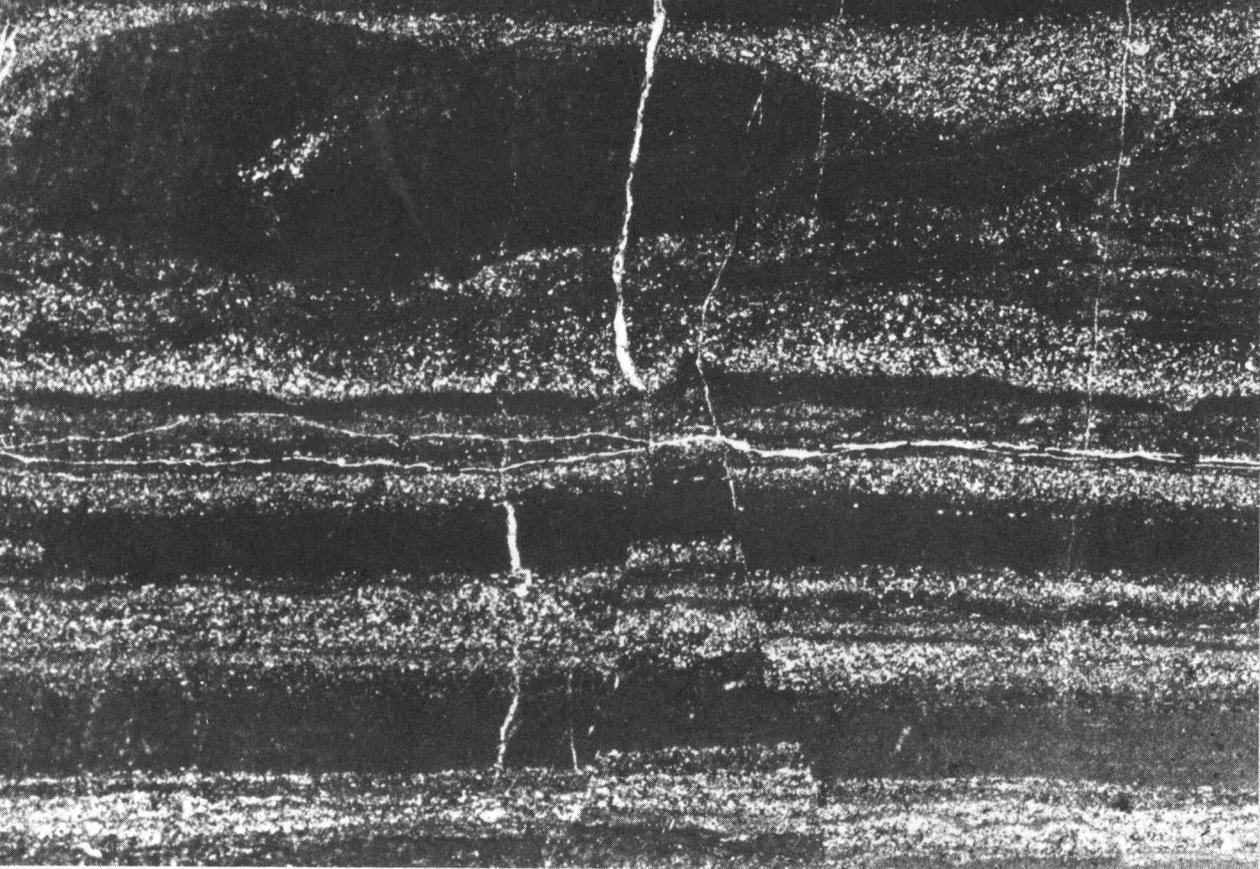


Fig. 1.—Biomicrota nodulosa glauconítica con la textura típica de las calizas del miembro superior de la Formación Láncara en la facies de Beleño. Abundan los fragmentos de Equinodermos y Trilobites. Se observan áreas con micrita y cuarzo detrítico de tamaño limo, así como glauconita. Sucesión de Carangas, muestra C-14 (X 10). Unidad del Manto del Ponga.

Fig. 2.—Las mismas características que en la foto anterior, sin embargo, en esta muestra es más aparente la textura nodulosa de este tipo de microfacies. Sucesión de Sebares, muestra C-32 B (X 10). Unidad del Manto del Ponga.

