

- CRAMER, F. H. (1964).—Microplankton from three Paleozoic formations in the province of León, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 30, pp. 253-361.
- (1966).—Chitinozoans of a composite section of Upper Llandoveryian to basal Lower Gerdinnian sediments in northern León, Spain. A preliminary report. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 75, pp. 69-129.
- HARLAND, W. B., SMITH, A. G. & WILCOCK, B. (1964).—The Phanerozoic time-scale. *Quart. J. Geol. Soc. London. Suppl.*, 1964, pp. 260-262.
- JULIVERT, M., MARCOS, A., PHILIPPOT, A. & HENRY, J. L. (1968).—Sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Breviora Geol. Astúrica*. Año XII, pp. 1-4.
- LAUFELD, S. (1967).—Caradocian chitinozoa from Dalarna, Sweden. *Geol. Fören. Stockholm. Förhandl.*, vol. 89, pp. 275-349.

M.^a C. Argüelles (*)—ESTUDIO PETROLOGICO DE LA FORMACION CANDANA

I. **Introducción.**—Se estudia una serie del Cámbrico inferior del occidente de Asturias, en la hoja n.º 51 del mapa Topográfico nacional, entre Villanueva de Sorriba (Km. 21) y el Rodical (Km. 14) donde se sitúan las calizas del Cámbrico medio.

Entre las referencias bibliográficas pueden citarse las de Ch. BARROIS (1882), LOTZE (1957 y 1961) que introdujo el nombre de areniscas de Cándana, COMTE (1959), GARCÍA DE FIGUEROLA (1962) OELE (1964) CAPDEVILA (1965, 1969), MATTE (1968), ZAMARREÑO & JULIVERT (1967). El trabajo más reciente se debe a PARGA & LUQUE (1971) con un estudio sobre el Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica en el valle del río Narcea.

II. **Petrología.**—En la serie, corte del río Narcea, PARGA & LUQUE (1971) distinguieron los siguientes tramos: Miembros de la Fenosa, Sorriba, Pilotuerto, La Florida, Valserondo, y Dolomías de Vegadeo, que también hemos localizado en esta serie excepto el miembro de La Fenosa en el límite con el Precámbrico. La composición petrográfica es muy variable, comprende desde microconglomerados, litarenitas, pizarras y arcosas hasta ortocuarcitas, así como capas carbonatadas.

El miembro de Sorriba presenta una secuencia de litarenitas a ortocuarcitas con microconglomerado en la base. El resto de la serie presenta varias secuencias de arcosas a ortocuarcitas. Las capas pizarrosas se encuentran intercaladas a lo largo de toda la formación de modo irregular.

Los tipos de rocas que aparecen son:

a) **Microconglomerados.**—Granos subredondeados y angulosos de tamaño muy grueso con matriz arcillosa-silíceo abundante que contiene cloritas y óxidos de hierro. Granos de cuarzo, chert, cuarcitas, rocas efusivas, pórfidos cuarcíferos y minerales pesados. Se caracterizan por la abundancia de cuarzos de origen volcánico y de rocas efusivas, matriz recristalizada y óxidos de hierro muy frecuentes, lo que les da color rojizo.

(*) Departamento de Petrología. Universidad de Oviedo.

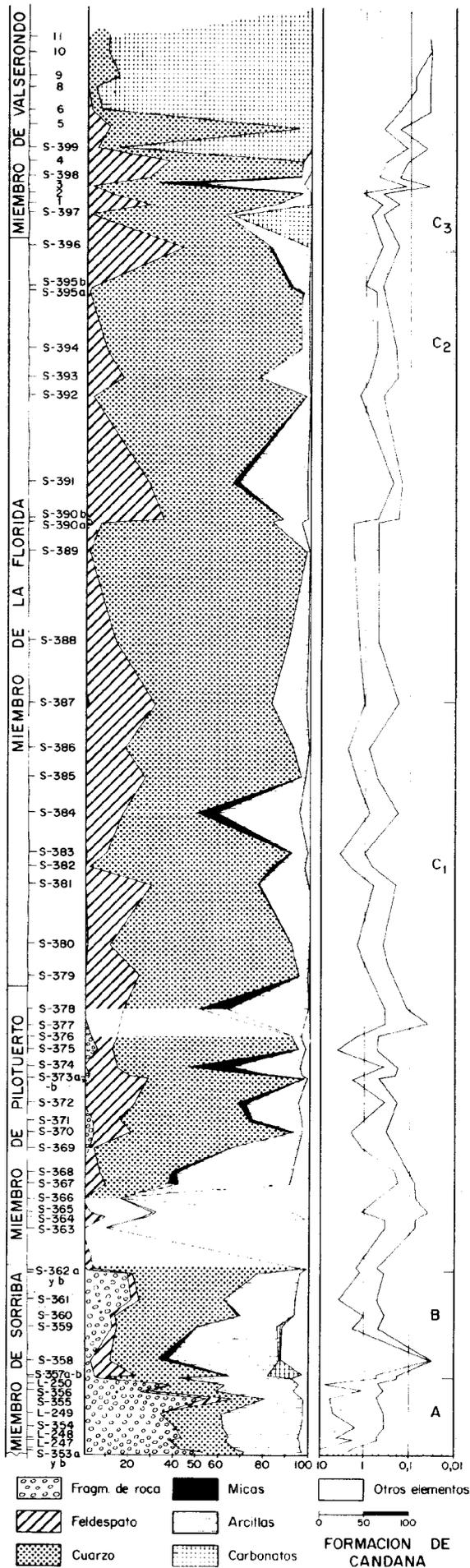


Fig. 1

b) Litarenitas y Sublitarenitas.—Compuestas por granos de cuarzo, chert, cuarcitas y rocas efusivas como elementos esenciales y feldespato potásico y plagioclasa como accesorios. La matriz muy abundante es arcillosa —cloritosa con laminillas de moscovita y óxidos de hierro que tiñen la roca. Estratificación paralela o lenticular según el tamaño de grano, esquistosidad oblicua a la estratificación que se observa mejor en las de grano fino.

c) Arcosas y Subarcosas.—El cuarzo y los feldespatos son elementos esenciales y moscovita, cloritas, minerales opacos y circon son accesorios. La matriz muy escasa está recrystalizada formando finas películas alrededor de los granos o rellenando los poros. El crecimiento secundario del cuarzo es muy frecuente dando texturas en mosaico con uniones de los granos en sutura.

d) Cuarcitas.—El cuarzo es el elemento esencial y el feldespato potásico, chert, cloritas, circon y óxidos de hierro aparecen como secundarios rellenando los poros. Sin matriz, siendo con frecuentes uniones en sutura. El material ferruginoso forma islotes de cemento y finas películas alrededor de los granos de cuarzo.

e) Areniscas calcáreas dolomitizadas.—Granos de cuarzo subredondeados y de feldespato potásico unidos por un cemento calcáreo dolomitizado, parte del cemento con posibles estructuras de algas.

f) Calcarenitas dolomitizadas.—Textura elástica de cristales rómbicos subredondeados. Los granos detríticos de pequeño tamaño y abundantes aparecen diseminados por toda la roca.

g) Dolomías.—De grano grueso, redondeados o rómbicos subredondeados. Algunas capas están recrystalizadas y contienen los cristales rómbicos más perfectos. Contienen cuarzo autógeno y chert deseminados, que en ocasiones actúan como núcleos de recrystalización.

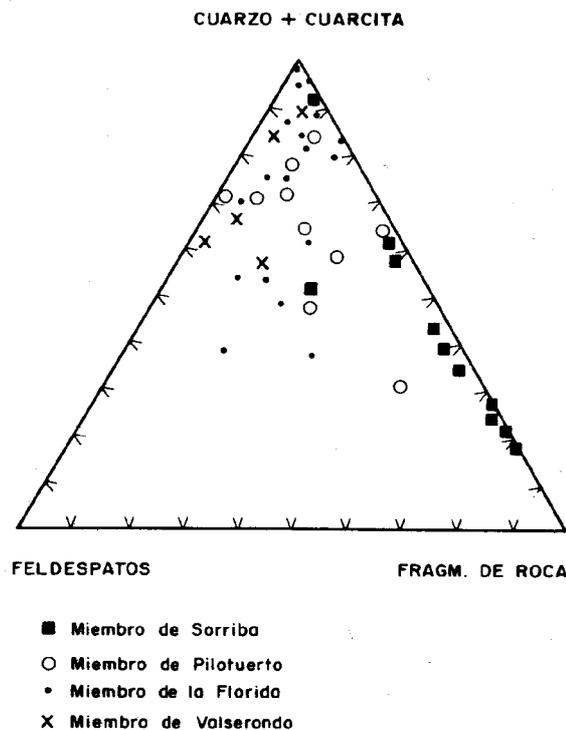


Fig. 2.—Composición de Areniscas.

La composición mineralógica de estas rocas es muy variable, figs. 1 y 2. Estos componentes son: cuarzo, feldespato, micas, fragmentos de roca, minerales pesados y opacos, matriz y cemento.

Cuarzo.—Es el componente principal. Se presenta en granos subredondeados o subangulosos de tendencia equigranular, con bordes disueltos, crecimiento secundario e interpenetrados por minerales de la matriz. Son frecuentes también los granos de cuarcita y de chert. El cuarzo es de varios tipos:

a) Cuarzo procedente de pórfidos cuarcíferos.—En granos de tamaño grueso, redondeados, con inclusiones abundantes y bordes difusos, frecuentemente con formas esferulíticas.

b) Cuarzo de origen metamórfico.—En cristales subredondeados y subidiomórficos muy alargados, sin inclusiones y con extinción ondulante muy acusada. Son del tipo «stretched» metamórfico de Folk.

c) Cuarzo de origen volcánico.—En grandes cristales idiomórficos sin extinción ondulante y con disoluciones en los bordes y centro del grano, rellenos por arcilla de la matriz.

d) Cuarzo de origen hidrotermal.—Formando filoncillos de agregados de cristales muy alargados y con extinción ondulante muy acusada.

e) Cuarzo de origen ígneo.—En granos subredondeados que aparecen metamorfizados, sin deformación excepto una ligera extinción ondulante y frecuentes trenes de inclusiones pasando de unos granos a otros.

Los granos de cuarcita son agregados de cristales de formas variadas unidos en sutura, formando mosaicos con extinción ondulante. Algunos contienen cristales grandes idiomórficos con crecimiento secundario de tipo esferulítico, cementados por chert. Otros presentan finas agujas de cloritas entre los granos de cuarzo unidos en sutura.

En la base de la formación, Miembro de Sorriba, aparecen todos los tipos de cuarzo, siendo el más característico el cuarzo de origen volcánico. En el resto de la serie es más frecuente el cuarzo común metamorfizado y en pequeña proporción chert, cuarcita y cuarzo metamórfico, desapareciendo totalmente el cuarzo volcánico.

Feldespatos.—Se presentan como ortosa, microclina y plagioclasa. La ortosa aparece en granos subredondeados, muy alterados a arcillas. En ocasiones un crecimiento secundario les da aspecto romboidal. La microclina se presenta en granos frescos y rectangulares con su enrejado característico. Las plagioclasas son muy escasas y alteradas a sericita-caolín, por lo que se supone que son básicas de procedencia volcánica. Los feldespatos aparecen en las tres variedades en la parte alta del miembro de Sorriba, con porcentaje bajo y a partir de aquí la proporción aumenta apareciendo sólo ortosa y microclina.

Fragmentos de roca.—Son de pórfidos cuarcíferos, de filitas y de rocas efusivas. Estas últimas son las más frecuentes. Los granos son de forma redondeada y en ocasiones angulosos de tamaño variable.

Las rocas efusivas muestran un aspecto intermedio entre vítreo y microlítico, conteniendo multitud de vesículas muy finas con clorita y puntos opacos. Se caracterizan por una textura fluidal constituida por una trama de cristalitos de feldespatos,

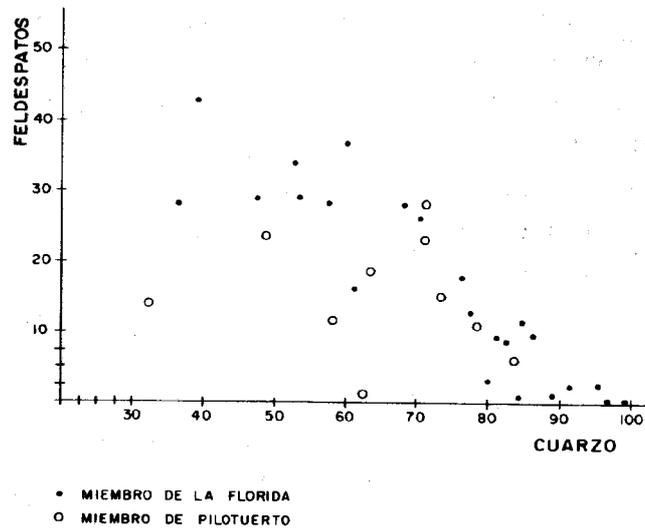


Fig. 3.—Relación cuarzo-feldespatos en los Miembros de la Florida y Pilotuerto.

óxidos de hierro y restos de material cloritizado, así como granos de cuarzo escasos y dispersos por toda la masa. Otros se presentan muy cloritizados y recubiertos por óxidos de hierro, en los que no se aprecian bien los minerales, pero presentan muy claro el aspecto fluidal. Según estas características pueden provenir de la erosión de lavas, tobas, tuff o areniscas tobáceas más antiguas. En el Precámbrico no se conocen rocas de esta naturaleza, pues son de naturaleza plagioclásica con abundante epidota (O. Suárez, comunicación personal), por lo que parece más lógico pensar en un vulcanismo contemporáneo a la sedimentación.

En la parte baja del miembro de Sorriba presentan un porcentaje mayor de un 35 por 100 y en la parte alta menor de 20 por 100. En el resto de la serie no aparecen salvo ocasionalmente en porcentaje inferior al 5 por 100.

Micas.—Componentes detríticos en cantidad no mayor al 2 por 100, aunque localmente pueden estar en mayor proporción. Distribuidas de modo irregular en la serie presentando cierta ciclicidad. Láminas muy alargadas de biotita y moscovita. La biotita marrón oscuro muy alterada a hidromicas y cloritas, éstas son de aspecto fibroso, muy alargadas y en ocasiones curvadas adaptándose a la forma de los granos.

Minerales pesados.—Circon en granos muy redondeados y tamaño relativamente grande, distribuidos en bandas o zonas asociados a minerales opacos. Hacia el techo de la serie aparece escasa la turmalina.

Matriz.—Es de naturaleza silíceo-arcillosa bastante cloritizada, con gran cantidad de óxido de hierro lo cual da color rojizo o verdoso a la roca. En la base de la serie, la matriz presenta productos de alteración de material volcánico. Presenta una recristalización acusada y sus cristales reemplazan interpenetrando los bordes de los granos de cuarzo. Es muy abundante en los miembros de Sorriba y parte baja de Pilotuerto. En el resto de la serie disminuye y se reduce a finas películas o rellenos de poros.

Cemento.—Es de cuarzo secundario, de óxidos de hierro y de carbonatos. El cuarzo secundario es muy considerable a partir del miembro de Pilotuerto, y hacia el techo forma mosaicos de granos con uniones en sutura. El hierro forma finas películas rodeando los granos de cuarzo o en islotes entre los granos. En el miembro de

Pilotuerto existen unos tramos con oolitos ferruginosos. Los carbonatos aparecen en islotes de cemento en diversos tramos a lo largo de la serie y en la parte alta existen tramos de areniscas cementados totalmente por carbonatos.

III **Diagénesis**.—La serie está formada por sedimentos en un periodo avanzado de diagénesis. Se encuentra en la última etapa diagenética o período filomórfico, por lo que podríamos hablar de «late diagenesis» o neomorfismo. Los fenómenos diagenéticos más importantes son:

1.º Crecimiento secundario de los granos de cuarzo. Estos granos presentan un crecimiento secundario en continuidad óptica con el grano detrítico primitivo. Estos son visibles debido al borde de finas partículas opacas de óxidos de hierro. Como consecuencia de este crecimiento, los cuarzos presentan contactos sinuosos o en sutura y en ocasiones más o menos rectos formando texturas en mosaico.

2.º Transformación de arcillas en micas. La matriz arcillosa presenta cierta recristalización. Se encuentran láminas de moscovita autógena perfectamente desarrolladas, y en la parte alta de la serie donde la matriz es muy escasa forman finas agujas que se interpenetran con los granos de cuarzo resultando una forma característica.

3.º Sustitución de cuarzo por carbonatos. El reemplazamiento parcial de los granos de cuarzo por carbonato es una evidencia de que algo de sílice fue eliminado. Según CORRENS (1939-50) la calcita disminuye en solubilidad y la sílice aumenta con el aumento de pH. Esto ocurre para pH mayor de nueve, condiciones que no son las más comunes en los sedimentos. La dependencia de la temperatura puede ofrecer una explicación más general. La solubilidad de la sílice aumenta uniformemente con el aumento de temperatura. La de la calcita a temperatura menor a 120 grados y presión de CO₂ constante disminuye con el aumento de temperatura (MILLER 1952). Esto podría explicar la sustitución de cuarzo por carbonato como resultado del aumento de temperatura (si permanece la presión de CO₂ constante) debido a un profundo enterramiento.

4.º Sustitución de calcita por dolomita.—Las series carbonatadas están muy dolomitizadas, con cristales rómbicos o subrómbicos dispersos o entrelazados que reemplazan a la calcita y a estructuras anteriores.

5. Crecimiento secundario de feldespatos.—Bordes secundarios en el feldespato detrítico, que se presentan como una removilización de la sílice hacia los bordes adquiriendo por lo común un contorno romboidal.

6.º Formación de cloritas a partir de biotitas.—Se observa en las biotitas un proceso de pérdida de hierro y transformación en cloritas. Primero tendría lugar el reemplazamiento del potasio por moléculas de agua que formarían hidrobiotita que posteriormente se transformarían en cloritas por pérdida de hierro.

En general toda la serie presenta una cierta recristalización que se manifiesta sobre todo en la matriz arcillosa.

IV **Metamorfismo**.—La serie está situada en la zona segunda (Oeste de Asturias y León) de Ph. MATTE (1968), con metamorfismo regional herciniano de grado muy débil correspondiente a la epizona, zona de la clorita según R. CAPDEVILA (1969).

No se han encontrado en las rocas estudiadas cloritas propiamente de origen metamórfico, sólo aparecen como alteración de otros minerales y de origen hidroter-

mal. Se observa sin embargo una recristalización de los minerales arcillosos en formas aciculares y a veces hojosas, esto hace pensar que probablemente nos encontramos en la zona intermedia entre diagénesis y metamorfismo, denominada por KUBLER (1966) zona de anquimetamorfismo.

Las deformaciones son claras aunque débiles en los términos más pelíticos. Se observa una esquistosidad más o menos oblicua a la estratificación. Es esquistosidad de fractura, aunque en algunos casos presenta orientación de los minerales por lo que probablemente nos encontramos en la zona de paso de esquistosidad de fractura a la de flujo. Esta esquistosidad correspondería a la fase principal de deformación hercínica.

V Diagrama de composición.—La variación de los componentes índices de estabilidad del sedimento permiten diferenciar tres tramos de base a techo:

A — Fragmentos líticos del 25 al 50 por 100, indica un transporte corto o medio de energía elevada.

B — Fragmentos líticos más feldespatos entre 5 y 20 por 100. Representaría condiciones de transición.

Considerando la composición de A y B, se observa que en conjunto presentan un secuencia de litarenita a ortocuarcita, indican un paso gradual a términos más estables.

C — Sin fragmentos líticos o menos del 5 por 100. Los feldespatos oscilan entre 30 ó 40 % y 2 ó 5 %, presentan una oscilación cíclica relacionada con el tamaño de grano que permite diferenciar tres partes: C₁, C₂, y C₃. En C₁ a mayor proporción de feldespato le corresponde tamaño de grano más grueso. En C₂ puede ocurrir que a mayor cantidad de feldespato le corresponde tamaño de grano más grueso o más fino. En C₃ a mayor proporción de feldespato corresponde tamaño de grano más fino.

La relación cuarzo-feldespato proporciona otro medio de diferenciación. En C₁ y C₂ se observan variaciones paralelas del contenido en cuarzo, mientras que en C₂ dicha variación es opuesta con carácter cíclico (de inestabilidad a estabilidad).

Las micas aparecen en C de modo casi continuo y con cierta ciclicidad, siendo el aumento de micas paralelo al aumento de arcillas y a una disminución del tamaño de grano, lo que indica depósitos próximos a la zona litoral con predominio de decantación en condiciones transgresivas. Los depósitos de carbonatos nos indican condiciones de depósitos en medios más interiores de carácter marino. En la base de los carbonatos siempre aparecen series arcilloso-arenosas carbonatadas que contienen restos de algas, condiciones propias de transición al medio marino más neto en el que se depositan los carbonatos.

Perfil C M.—Las variaciones observadas en el perfil CM de la serie son:

1.º) En el tramo A, se diferencian dos zonas: A₁ Clasificación normal y disminución progresiva de la energía del medio. A₂ con clasificación de cola gruesa y energía fuerte. Marca un medio agitado.

2.º)—En el tramo B se diferencian dos ciclos: B₁ clasificación normal, disminución progresiva de la energía cinética del medio y posterior aumento de la misma. B₂ con clasificación de cola gruesa. Es un ciclo muy complejo en el que se observa aumento de la energía cinética del medio y posterior disminución.

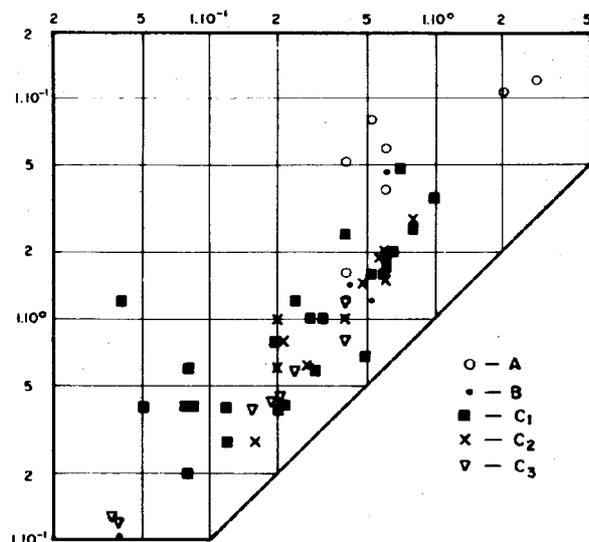


Fig. 4

3.º)—El tramo C es muy complejo y presenta variaciones que diferencian tres partes: C₁ comienza con un ciclo cuyo término transgresivo coincide con máxima agitación y elevada energía. Siguen después tres ciclos normales. Posteriormente existe una secuencia regresiva con variación de cola gruesa, seguida de una regresión brusca. Se establece este ciclo como límite de C₁ - C₂. En C₂ se suceden varios ciclos normales que tienen la característica de que al disminuir la energía aumenta la estabilidad de composición.

Diagrama C M.—Según PASSEGA (1964) el diagrama del tramo A + B representa una corriente de tracción típica, con tamaños de Cs muy grandes. En el diagrama del tramo C se observa una corriente de tracción poco definida, la profundidad del medio oscilaría entre 15 y 35 m (fig. 4).

- BARROIS, Ch, (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. du Nord.*, N. 2 fasc. 1, pp. Lille.
- CAPDEVILA, R. (1969).—Le métamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale. *Thèse. Univ. de Montpellier.*
- COMTE, P. (1959).—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Me. Ins. Geol. y Min. de España*, N.º 60 pp. 440, Madrid.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1962).—Las rocas del Cámbrico de los afloramientos de Villar de Lantero - Pilotuerto (Valle del Narcea). *Not. y Com. Ins. Geol. y Min. de España*, N.º 66, pp 233-248, Madrid.
- KUBLER, B. (1966).—La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. *Etages tectoniques. Colloque de Neuchâtel*, pp. 105-122, Neuchâtel.
- LARSEN, C. & CHILINGAR, G. V. (1967).—Diagenesis of Sandstones (Developments in Sedimentology 8). Elsevier Publishing Company, pp. 91-125, Amsterdam.
- LOTZE, F. (1961).—Dans Kambrium Spaniens. TI. I. Stratigraphie. *Abh. math-naturwiss Kl. Akad. Wiss. U. Lit.*, N.º 6, pp. 216, 48, fig., 12 tab., Mainz. (Traducción española de Gómez de Llarena. *Mem. Ins. Geol. y Min. de España*, T. 75, Madrid 1970).
- MATTE, Ph. (1968).—La Structure de la Virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geologie Alpine*, N. 44, pp. 157-280, Grenoble.
- OELE, E. (1964).—Sedimentological aspects of four Lower-Paleozoic Formations in the northern part of the province of Leon (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, N.º 30, pp. 1-97, Leidse.
- PARGA, J. R. & LUQUE, C. (1971).—Las series del Cámbrico inferior y Eocámbrico en la Cordillera Cantábrica. *Bol. Ins. Geol. y Min. de España*. T 12, fasc. 3-4, pp 310-320, Madrid.
- ZAMARREÑO, I. & JULIVERT, M. (1967).—Estratigrafía del Cámbrico del Oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trabajos de Geología*, n.º 1, pp 135-163, Fac. de Ciencias. Universidad de Oviedo.