

If the nominally Paleocene benthonic species are also contaminants in an Upper Maestrichtian assemblage, the apparent absence of Paleocene planktonic foraminifera and coccoliths could be produced by the rarity of these forms in the vicinity, leaving only benthonic foraminifera to contaminate the previously deposited Maestrichtian. Credence to this postulation is afforded by evidence from the Upper Cretaceous - Lower Tertiary succession in Guipuzcoa where planktonic foraminifera are extremely rare at the Maestrichtian - Paleocene boundary, whilst benthonic species persist.

An alternative explanation for this association of Maestrichtian and Paleocene species is that the ranges of the nominally Paleocene foraminifera recorded from Galicia Bank should be extended to include the uppermost Maestrichtian. That the Maestrichtian species themselves may be contaminants in a Tertiary assemblage appears improbable when the ratio of exclusively Paleocene to potentially older individuals is considered.

The total foraminiferal assemblage of Galicia Bank compares closely with those of contemporary flysch sediments (e. g. from the Tampico Embayment; the Reichenhall - Salzburg Basin; the Guipuzcoa coast section) not only in terms of benthonic: planktonic ratios, but also in terms of the number of species in common. Some of the factors that determined the components of flysch microfaunas may have been operative in the area of Galicia Bank during the deposition of the Maestrichtian chalk. It would appear however, that the sedimentological histories were dissimilar and that the Galicia Bank assemblage is representative of an essentially «Tethyan» calcmarl facies, but under the influence of an open ocean environment.

BLACK, M., HILL, M. N., LAUGHTON, A. S. & MATTHEWS, D. H. (1964).—Three non-magnetic seamounts off the Iberian Coast. *Q. Jl. geol. Soc. Lond.*, 120, 477-517, pl. 37-44.

FISHER, M. J. (1969).—Benthonic Foraminifera from the Maestrichtian Chalk of Galicia Bank, west of Spain. *Palaeontology*, 12, 189-200.

FUNNELL, B. M., FRIEND, J. K., & RAMSAY, A. T. S. (1969).—Upper Maestrichtian planktonic Foraminifera from Galicia Bank, west of Spain. *Palaeontology*, 12, 19-41, pl. 1-5.

L. C. García de Figuerola (*) y M. Martín Calvo ().—FILITAS CON RUTILO AUTIGENO Y CLORITOIDE EN EL PANTANO DE NAVIA (ASTURIAS).**

La carretera comarcal núm. 630 de Pola de Allande a Lugo, y desde antes de llegar a Berducedo hasta después de pasar Grandas de Salime, atraviesa uno de los más potentes tramos de pizarras de Asturias. Estratigráficamente son superiores a la serie de Los Cabos por lo que deben pertenecer, cuando menos en parte, al Ordovícico superior. Falta por establecer una cartografía dentro de ellas. A simple vista la uniformidad es bastante grande.

(*) Dpto. de Petrología de la Universidad de Oviedo. Este trabajo se ha realizado gracias a la ayuda de la J. E. N.

(**) J. E. N. Madrid.

Con el microscopio solamente hemos encontrado dos diferencias dignas de tenerse en cuenta y que son el motivo de esta nota. Se localizan en el pronunciado valle del río Navia y a la altura de la presa de Salime. En preparaciones procedentes de otros puntos, y hasta el momento, la composición mineralógica varia poco a pesar de algunos cambios de tamaño en los cristales. En general se trata de filitas con la asociación tipo de:

cuarzo + clorita + sericita \pm (turmalina + circón + opacos)

que arman en una textura finamente lepidoblástica o nematoblástica. Por veces puede considerarse como microporfidoblástica debido al tamaño mayor que adquieren algunas láminas lentiformes de cloritas. Este mineral y la sericita determinan la esquistosidad (en el sentido de HARKER 1939). Muchas veces el cuarzo constituye mosaicos casi puros en lentejones microscópicos muy alargados y paralelos entre sí y en el mismo sentido que la esquistosidad de forma que se puede presentar una moderada microfoliación. Este mineral parece siempre de recristalización y aún en los cristales mayores no es posible distinguir bordes de crecimiento.

Cuando la clorita forma laminillas mayores se la puede identificar como pennina. Sus planos (001) no coinciden con la esquistosidad determinada por el resto de los filosilicatos aciculares que constituyen la masa general de la roca. Forman ángulos de todos los valores e incluso llegan a ser ortogonales. El más frecuente que hemos encontrado es de 30 -35°, si bien es tanto positivo como negativo si tomamos como eje de origen el plano de esquistosidad. Se deduce así un movimiento relativo. Debido a que simultaneamente las laminillas lenticulares de pennina tienen extinción ondulante, presentan todas las características de haber rotado un poco. Lo cual nos indica que ha habido procesos de dinamometamorfismo posteriores al metamorfismo regional.

Los circones son detríticos y muy escasos. La turmalina por el contrario aparece euhedral y por consiguiente se considera autígena. Los opacos son: o bien pigmentos grafitosos en la mayoría de los casos, o bien sulfuros en diminutos cristales. A veces la pirita adquiere tamaños visibles a simple vista. Algunos pueden ser de ilmenita. Frecuentemente hay finos filoncillos, concordantes o no con la esquistosidad y constituidos por cristalitas de cuarzo.

Con estas características mineralógicas nos encontramos dentro de la zona de la clorita. Aplicando el concepto de facies estamos en las facies de los esquistos verdes subfacies de cuarzo-albita-moscovita-clorita.

Los dos minerales que constituyen novedad importante son el rutilo y el cloritoide.

El primero lo hemos encontrado desde el km 49 hasta pasada la presa de Grandas de Salime. En gran parte de esta banda puede verse a simple vista constituyendo agujas, laminillas o placas de débil color amarillento. La mayor concentración y los cristales de mejor desarrollo aparecen hacia el km 49,500.

En secciones delgadas, cortadas normalmente a la pizarrosidad, tienen formas prismáticas muy alargadas con terminación piramidal. Llegan a alcanzar hasta tres milímetros de longitud (fig. 1). A veces están rodeados de clorita y cuarzo según «aureolas de presión». La orientación dominante coincide con la esquistosidad aun-



Fig. 1.—Sección transparente x 40 D., L. N., cortada normalmente a la esquistosidad. Cristales aciculares, muy alargados y opacos de rutilo. Otros pequeños de cloritoide.

que hay casos discordantes y entonces la «aureola de presión» se desarrolla mejor. Pueden presentar poros interiores y defectos marginales que le dan un aspecto de cristales esqueléticos sobre todo en secciones cortadas paralelas a la esquistosidad. Algunos cristales están algo curvados. Son opacos con luz transmitida, o bien tienen tonos del pardo oscuro. DEER, HOWIE & ZUSSMÁN (1962) indican que el rutilo puede volverse opaco por la presencia de hierro férrico, niobio o tantalio, pero aquí más bien debe ser por procesos de alteración. A partir de una muestra recogida por F. CABAÑAS se separaron los cristales de TiO_2 en un separador magnético Frantz y se realizó un análisis por difracción de rayos X. Efectivamente están constituidos por un agregado criptocristalino de rutilo con algo de anatasa. Es decir que en parte ha pasado a leucoxeno. Por eso mismo en secciones pulidas tienen menor reflectividad, y las reflexiones internas son más brillantes y generalizadas que en los rutilos monocristalinos de otros yacimientos.

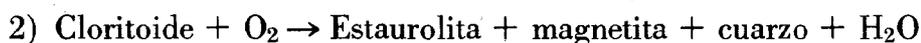
Todas estas características nos hacen suponer que se ha formado en un estadio temprano de la recrystalización. Tal vez en un ambiente diagenético, o todo lo más, de metamorfismo de presión sin influencia de la temperatura como factor fundamental.

El cloritoide. Hasta el momento sólo lo hemos localizado en las pizarras de la margen derecha del río. Se presenta en pequeños porfidoblastos heterogranudos que llegan a alcanzar los 0,8 mm de longitud por 0,15 de espesor. Son incoloros subhedrales y con frecuentes maclas según la ley de la mica. La mayoría son paralelos a la esquistosidad pero hay también casos discordantes.

Su génesis requiere algunas condiciones específicas respecto a la composición química de los sedimentos originales: Se les supone de carácter pelítico ricos

en Al_2O_3 y pobres en K_2O (TURNER y VERHOOGEN 1960). Al mismo tiempo deben tener mucha más cantidad de Fe que de Mg (WINKLER 1965), pues en caso contrario se desarrollaría la clorita, o la clorita más la pirofilita. Personalmente también nos inclinamos a creer que la presencia de ciertas cantidades de Mn favorece el desarrollo del cloritoide frente a la clorita. Se requiere pues unos sedimentos pelíticos de composición poco común que incluso pueden dar pie a emplear el cloritoide como indicador de un nivel estratigráfico dentro de un mismo grado de metamorfismo.

Este mineral se proyecta en el centro del triángulo $\text{FeO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ por lo que se le hace intervenir en muchas ecuaciones de paso; fundamentalmente hacia la estauroлита, granates, cordierita y silicatos alúminicos (HALFERDAHL 1961, CHINNER 1967, GANGULY 1968, GANGULY & NEWTON 1968...). Las transformaciones;



tienen un interés singular en un proceso de metamorfismo creciente ya que la 2) requiere una presión mayor que la 1) (GANGULY & NEWTON 1968).

Teniendo ahora en cuenta que hacia el W (prov. de Lugo) aparece en el metamorfismo regional la estauroлита y no se cita la cordierita (CAPDEVILA 1969), y que el cloritoide es propio del tipo Barroviense (WINKLER 1965), parece deducirse que el proceso metamórfico en el norte de la zona Astur occidental-Leonesa (LOTZE 1945) se realizó en un gradiente geotérmico bajo. O si se quiere con otras palabras, que las temperaturas necesarias para que se originen las transformaciones mineralógicas sólo se alcanzó cuando las presiones llegaron a valores relativamente altos.

- CAPDEVILA, R. (1969).—Le métamorphisme regional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galicie nord orientale (NW de l'Espagne). Thèse, Univ. de Montpellier.
- CHINNER, G. A. (1967).—Chloritoid and the Isochemical Character of Barrow's Zones. *J. Petrol.*, 8.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1962).—Rock Forming Minerals. Longmans.
- GANGULY, J. (1968).—Analysis of the stability of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system $\text{FeO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{O}$. *Amer. Jour. Sci.*, 266.
- GANGULY, J. & NEWTON, R. C. (1968).—Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity. *J. Petrol.*, 9.
- HALFERDAHL, L. B. (1961).—Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Petrol.*, 2.
- HARKER, A. (1939).—Metamorphism. (Second. ed.) Dutton and Co. N. Y.
- LOTZE, F. (1945).—Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotek. Forsch.*, c. 6.
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1960).—Igneous and Metamorphic Petrology. McGraw-Hill Book Comp. Inc.
- WINKLER, H. G. F. (1965).—Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag.