

LA TRANSICION DIAGENESIS-METAMORFISMO EN LA REGION DEL CABO PEÑAS.

Por Brime, C. (*) y Pérez-Estaun, A. (**).

INTRODUCCION

La estratigrafía y la estructura de la región del Cabo Peñas es bien conocida en el momento actual (TRUYOLS y JULIVERT, 1976; JULIVERT, 1976; FERNANDEZ MARTINEZ y PEREZ-ESTAUN, 1978). Sin embargo el metamorfismo no ha sido estudiado con la misma profundidad. Los datos existentes hasta el momento permiten únicamente afirmar que se trata de un metamorfismo débil. El objetivo principal de este trabajo consiste en el estudio de este metamorfismo.

En la región del Cabo Peñas, dentro del límite occidental de la zona Cantábrica, se puede observar la transición desde rocas deformadas que no manifiestan esquistosidad hasta rocas con esquistosidad bien desarrollada. Esta esquistosidad que afecta a los materiales más dúctiles (pizarras y margas) corresponde al primer episodio de deformación sufrido por las rocas del área y que da lugar a pliegues asimétricos vergentes al E. y muy apretados (JULIVERT, 1976). Con posterioridad, existe otra fase de deformación menos intensa que repliega a la anterior, pero que no produce esquistosidad sino en zonas muy específicas. Esta transición entre rocas con y sin esquistosidad abarca un gran área. En general, la esquistosidad afecta a todos los materiales pelíticos y otras rocas poco competentes desde la punta del Cabo Peñas a la ensenada de Llumeres, mientras que desde esta última localidad a la ensenada de Moniello el desarrollo de la misma es muy local, afectando únicamente a aquellos niveles más pelíticos o margosos. A partir de la ensenada de Moniello hacia el E. la esquistosidad solo aparece muy localmente. De acuerdo con lo expuesto, en el sector comprendido entre el Cabo Peñas y la ensenada de Moniello se sitúa el frente superior de la esquistosidad.

La existencia de una cierta relación entre la iniciación del metamorfismo y el frente superior de esquistosidad, relación que a veces no es del todo concordante, ha sido puesta de manifiesto por algunos autores en otras zonas (KUBLER, 1966, 1967; DUNOYER DE SEGONZAC, 1969; LE CORRE, 1975; SIDDANS, 1972; WOOD, 1974). En este sentido, en el presente trabajo se ha estudiado la evolución del metamorfismo desde las áreas menos deformadas a las más deformadas, tratando de establecer la relación entre metamorfismo y deformación.

(*) Covadonga Brime, E.T.S.I.M., Oviedo (España).

(**) Andrés Pérez-Estaun, Dpto. de Geotécnica, Facultad de Ciencias, Universidad, Oviedo (España).

ESTUDIO DE LOS MINERALES ARCILLOSOS EN ROCAS DEBILMENTE METAMORFICAS.

Existen grandes regiones geológicas ocupadas por rocas afectadas por un metamorfismo de bajo grado o incluso por transformaciones que se sitúan en la transición entre diagénesis y metamorfismo. El estudio de estas zonas ofrece grandes dificultades a la hora de establecer una gradación precisa. No obstante, el estudio de los minerales arcillosos y sus transformaciones permiten en parte solucionar este problema. Así, se observa que con el aumento de la temperatura desaparecen algunos minerales arcillosos tales como montmorillonita, caolinita, interestratificados, etc. (BURST, 1959, 1969; FOSCOLOS y KODAMA, 1974; FOSCOLOS, POWER y GUNTHER, 1976; HOWER et al. 1976), mientras que otros minerales arcillosos sufren transformaciones importantes. Entre los minerales que sufren importantes transformaciones se encuentra la illita, que puede considerarse como uno de los minerales fundamentales a la hora de estudiar estas rocas poco metamórficas. Estos cambios pueden ser determinados mediante el estudio por difracción de rayos X de los minerales arcillosos presentes en las rocas.

Las transformaciones que la illita sufre con el metamorfismo son de dos tipos: por una parte, se produce un cambio en la estabilidad de sus polimorfos y por otra, se registran cambios en la cristalinidad. Con el aumento de la temperatura los polimorfos se transforman desde 1Md a 1M y 2M (YODER y EUGSTER, 1954; VELDE, 1965; MAXWELL y HOWER, 1967). Paralelamente, se produce un aumento de la cristalinidad que se manifiesta por un estrechamiento de los picos de difracción de rayos X. La cristalinidad de la illita fue definida por WEAVER en 1960 como índice de agudeza y viene determinada por la relación entre la altura del pico de difracción de la illita a 10 Å y 10,5 Å. Posteriormente otros autores como KUBLER (1964, 1966) y DUNOYER DE SEGONZAC (1969) obtienen el llamado por ellos «índice de cristalinidad» midiendo la anchura del pico (001) de la illita a la mitad de su altura para unas condiciones instrumentales determinadas. Mediante este índice y el estudio exhaustivo de muestras, en muchas regiones se ha podido proponer un límite entre diagénesis, anquizona y metamorfismo (KUBLER, 1964; DUNOYER DE SEGONZAC, 1969; FOSCOLOS y STOTT, 1975).

MATERIALES Y METODOS.

Para el estudio de la evolución de los minerales arcillosos en la zona del Cabo Peñas se han tomado muestras en materiales pelíticos pertenecientes a tres formaciones de distinta edad pero cuya composición original puede considerarse similar. Estas formaciones son las pizarras de Luarca, Pizarras de Formigoso y Complejo de Rañeces. Las Pizarras de Luarca, que afloran en la playa del Castro, están constituidas predominantemente por pizarras negras con abundante pirita, siendo su edad Ordovícico Medio. Las Pizarras de Formigoso, presentes en la ensenada de Llumeres, están constituidas por pizarras negras ampelíticas con algu-

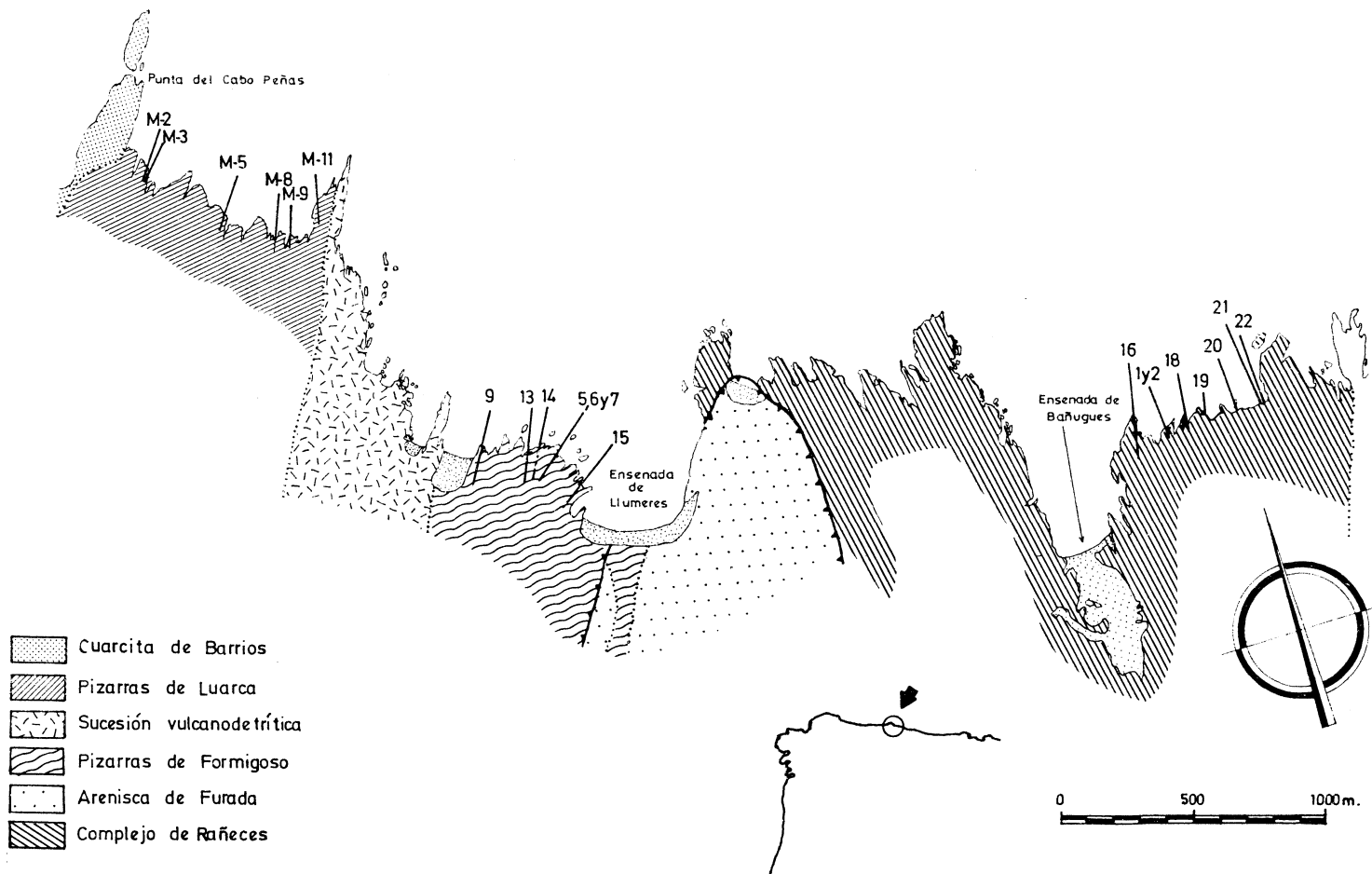


Figura 1.—Mapa geológico y situación de las muestras estudiadas. Cartografía según TRUYOLS y JULIVERT (1976)

na capa de areniscas y su edad está comprendida entre el Llandovery y el Wenlock inferior. Dentro del Complejo de Rañeces se han tomado muestras en los niveles pizarrosos que aparecen al E de la playa de Bañugues (dentro de las Calizas y Pizarras de Ferroñes) y cuya edad es Siegeniense Superior - Emsiense Medio Superior.

Se han tomado en total 21 muestras, de las cuales 6 pertenecen a las Pizarras de Luarca, 7 a las Pizarras de Formigoso y 8 al Complejo de Rañeces (fig. 1).

Las muestras fueron molidas y la fracción menor de dos micras separada por decantación. Los agregados orientados de esta fracción se prepararon por succión de la suspensión siguiendo el procedimiento descrito por KARLSSON et al. (1978). Posteriormente, se realizaron tres difractogramas de cada agregado orientado: sin tratar, tratado con etilenglicol y calentado a 550° C. La medida de la cristalinidad de la illita se realizó en las condiciones descritas por DUNOYER DE SEGONZAC (1969). El análisis semicuantitativo de la fracción arcillosa se realizó siguiendo los trabajos de GRIFFIN (1969) y BRIME (1977, 1978).

ESTUDIO DE LAS MUESTRAS

El estudio de las muestras de las tres formaciones anteriormente citadas se realizó por separado obteniéndose los siguientes resultados:

Pizarras de Luarca.

Los componentes de la fracción arcillosa son fundamentalmente la clorita y la illita (26 % y 68 %, respectivamente) tal como puede observarse en la figura 2 y en la tabla I. En todas las muestras hay indicios de pirofilita y paragonita así como pequeñas cantidades de albita e interestratificados illita-montmorillonita. No aparece caolinita.

La cristalinidad de la illita calculada en las muestras tomadas en la playa del Castro es del orden de 3,5 a 4 (tabla II). El único polimorfo presente de la illita es el 2M (tabla II).

Pizarras de Formigoso.

La clorita y la illita son también los componentes dominantes en la fracción arcillosa de las muestras tomadas en esta formación (20 % y 72 %, respectivamente) (ver fig. 2 y tabla I). En estas muestras se detectan pequeñas cantidades de caolinita (5 %). La pirofilita, en cambio, está presente en cantidad apreciable en todas las muestras, junto con pequeñas cantidades de paragonita e interestratificados illita-montmorillonita. Pirita y carbonatos son otros de los componentes minerales de las muestras.

La cristalinidad de la illita en las rocas de la ensenada de Llumeres está comprendida entre 4,5 y 6,5 (Tabla II). De los polimorfos de la illita presentes, el 2M supone un 70 %.

NORMAL

E. G.

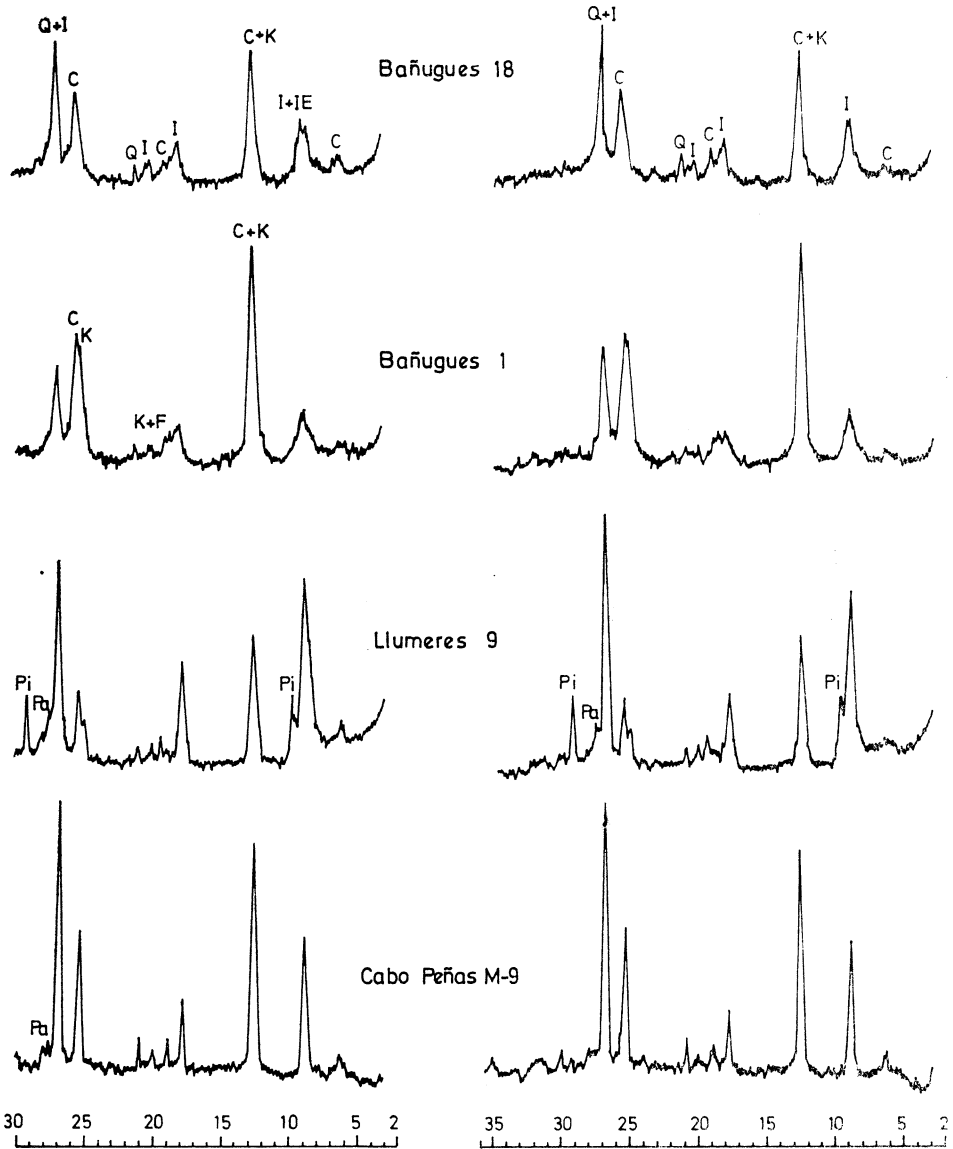


Figura 2.—Diagramas de rayos X de la fracción arcillosa de muestras representativas de las tres zonas estudiadas (reproducidos únicamente entre 2 y 30°). Los diagramas situados a la izquierda corresponden a muestras tratadas con etilenglicol (EG). O: cuarzo; I: illita; C: clorita; K: caolinita; Pi: pirofilita; Pa: paragonita

Tabla I.—Mineralogía de la fracción arcillosa.

MUESTRA	% ILITA	% CLORITA	% CAOLINITA
M2	66	30	—
M3	60	29	—
M5	66	24	—
M8	74	24	—
M9	74	26	—
M11	64	20	—
5	68	15	3
6	73	21	3
7	66	26	4
9	72	15	9
13	67	28	5
14	70	26	4
15	72	15	9
16	85	10	—
1	38	25	25
3	39	26	18
18	47	26	16
19	39	28	16
20	39	27	24
21	44	28	24

Pizarras y Calizas de Ferroñes.

La ilita supone el 41 % de la fracción arcillosa, la clorita el 26 % y la caolinita el 22 % (fig. 2 y tabla I). Existen pequeñas cantidades de interestratificados ilita-montmorillonita. Aparecen también carbonatos y, en menor proporción, pirita.

Las ilitas de las muestras estudiadas presentan una cristalinidad media de 7 a 10 (Tabla II). El polimorfo 2M de la ilita constituye un 40 % del total de la ilita presente en las pizarras de la ensenada Bañugues.

La muestra 16 presenta un porcentaje de ilita muy superior al de las demás muestras (85 %) y una mayor cristalinidad (7). Esto puede interpretarse como debido a que la composición original de esta muestra era ligeramente distinta a la del resto.

Al realizar la medida de la cristalinidad de la ilita en las muestras de esta localidad se ha observado que el pico 10 Å se muestra muy ancho, pudiendo aparecer a veces dos picos bien diferenciados (fig. 2). Este hecho puede ser debido a la existencia de interestratificados irregulares de ilita-montmorillonita y por tanto al coincidir en el mismo pico (10 Å) ambos minerales, los valores de la cristalinidad medidos deben de ser inferiores a los reales.

Tabla II.—Cristalinidad y polimorfos de la illita.

MUESTRA	NORMAL		E.G.		% 2M
	C.I.	I	C.I.	I	
M2	4,0	0,53	3,2	0,46	100
M3	4,0	0,51	3,0	0,45	
M5	3,5	0,50	3,0	0,48	
M8	4,2	0,56	4,0	0,48	
M9	3,0	0,50	3,0	0,47	
M11	4,0	0,49	3,5	0,48	
5	6,5	0,45	6,0	0,47	70
6	6,0	0,69	5,2	0,58	
7	6,0	0,60	5,5	0,47	
9	6,0	0,57	5,5	0,46	
13	4,5	0,57	5,0	0,49	
14	5,5	0,59	5,5	0,49	
15	6,0	0,59	5,5	0,43	
16	7,0	0,72	6,0	0,54	40
1	10,0	0,77	7,0	0,71	
2	9,0	0,80	8,0	0,70	
3	9,5	0,64	7,0	0,64	
18			7,0	0,76	
19	10,0	0,78			
20			7,0	0,63	
21	9,0	0,74	7,0	0,66	

La presencia de interestratificados illita-montmorillonita y también de paragonita y pirofilita en las muestras estudiadas ocasiona en general un ensanchamiento del pico de 10 Å. Esta circunstancia no es rara en la anquizona (CHENAUX et al. 1970; DUNOYER DE SEGONZAC y HEDDEBAUT, 1971; DUNOYER DE SEGONZAC y ABBAS, 1976) y puede ocasionar una mala apreciación de la cristalinidad de la illita siendo ésta generalmente más alta de lo que indica la anchura del pico. Para disminuir este efecto, se ha medido también la cristalinidad en dichas muestras una vez tratadas con etilenglicol. Así, en la tabla II pueden observarse conjuntamente los datos de cristalinidad y la relación I(002)/I(001) tanto en las muestras normales como en las tratadas con etilenglicol.

EVOLUCION DE LOS MINERALES ARCILLOSOS EN LA REGION DEL CABO PEÑAS.

A partir de los datos arriba señalados, puede constatarse la existencia de una evolución de los minerales arcillosos desde la ensenada de Bañugues hasta el Cabo Peñas en los materiales pelíticos. Esta evolución

viene caracterizada por la desaparición de ciertos minerales, por la modificación de la cristalinidad de la illita y la aparición de distintos polimorfos de la misma.

En la figura 3 puede observarse un cuadro con los distintos minerales arcillosos presentes en la región estudiada así como su distribución. Hay que resaltar que desde Bañugues al Cabo Peñas se produce una desaparición progresiva de la caolinita y de los interstratificados así como un aumento en la cantidad de illita. La clorita apenas presenta variaciones en su distribución. Con respecto a la distribución de los minerales arcillosos existe una particularidad que consiste en la presencia de pirofilita y paragonita en cantidad apreciable en las Pizarras de Formigoso. Es evidente que esta particularidad se debe a que estas rocas deben presentar un quimismo original distinto, mucho más rico en aluminio. Por otra parte la presencia en el Silúrico de rocas pelíticas con alto contenido en aluminio es un hecho general en todo el Macizo Hercínico.

En cuanto a la illita, se observa desde Bañugues al Cabo Peñas un aumento en el porcentaje de polimorfo 2M. La cristalinidad, por otra parte, crece gradual y notablemente en el mismo sentido (Tabla II). En la figura 4 (a) se representa la cristalinidad de la illita en relación con el pará-

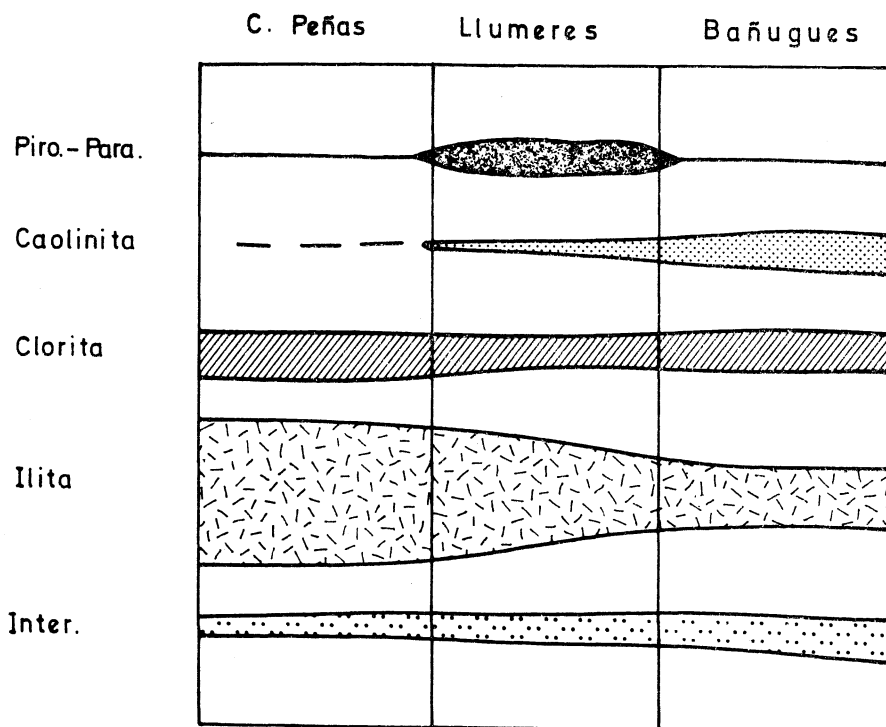


Figura 3.—Repartición de los minerales arcillosos en las tres zonas estudiadas

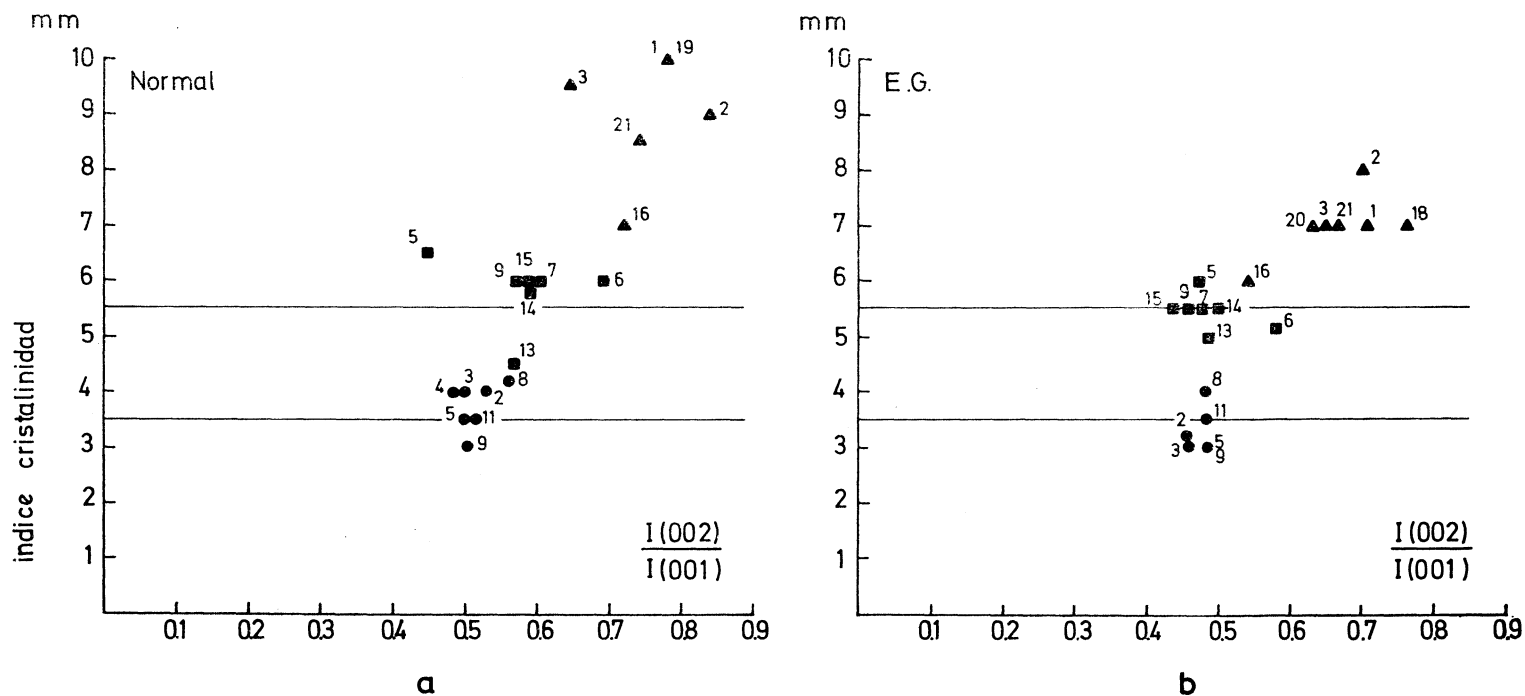


Figura 4.—Parámetros de la ilita representados según el método de ESQUEVIN (1969).
 a: muestras sin tratar; b, muestras tratadas con etilenglicol. Círculos: Cabo Peñas;
 cuadrados: ensenada de Llumeres; triángulos: ensenada de Bañuges

metro I(002)/I(001) tal como ha sido propuesto por ESQUEVIN (1969). En esta figura puede observarse gráficamente un aumento de la cristalinidad en el sentido antes indicado, así como una ligera variación hacia valores I(002)/I(001) más bajos. En la figura 4 (b) se ha realizado la misma representación pero con la cristalinidad medida en las muestras tratadas con etilenglicol. En este caso se observa como los valores de la cristalinidad aumentan ligeramente sobre todo en aquellas rocas que poseían interestratificados y que, a la vez, la nube de puntos de cada una de las localidades se concentra y homogeneiza.

En cuanto a la evolución geoquímica de las ilitas, registrada por la variación de la relación I(002)/I(001), no pueden establecerse conclusiones definitivas ya que se ha partido de rocas cuya composición original era ligeramente diferente (BURST, 1959; DUNOYER DE SEGONZAC y HEDDEBAUT, 1971).

En síntesis, utilizando las divisiones que para la zona de tránsito entre diagénesis y metamorfismo han propuesto distintos autores (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969; FOSCOLOS y STOTT, 1975), basadas en los minerales arcillosos, pueden establecerse tres subfacies (Tabla III) en las rocas estudiadas:

— La primera de ellas y más superficial, comprendería las muestras de la ensenada de Bañugues (Devónico Inferior), caracterizándose por la presencia de ilita, clorita y caolinita. Existen también interestratificados de ilita y montmorillonita. La ilita presenta varios polimorfos y su cristali-

Tabla III.—Características generales de las zonas metamórficas en la región del Cabo Peñas.

Corte	I.C.	I(002)/I(001)	Filosilicatos		% 2M	Grado trans.
			Caolinita	Piro./Para.		
Bañugues	7	0,60-0,80	presente	trazas	40	Diagénesis media
Llumeres	5-6	0,45-0,60	trazas	presente	70	Lím. sup. anquizona
Castro	3-4	0,45-0,55	ausente	trazas	100	Lím. sup. epizona

linidad es aproximadamente igual a 7. Todas estas características indicarían, según los autores citados, rocas que han sufrido una diagénesis en la transición entre media y profunda (FOSCOLOS y STOTT, 1975) o tardía (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969).

— La segunda subfacies incluiría las muestras de la ensenada de Llumeres (Silúrico) y se caracteriza por la presencia de ilita y clorita. Presenta además pirofilita, paragonita e interestratificados. La cristalinidad de la ilita se sitúa entre 5 y 6 siendo el polimorfo más frecuente

el 2M. De acuerdo con estas características, estas rocas se sitúan en el límite superior de la anquizona.

— La tercera subfacies comprende las muestras del Cabo Peñas (Ordovícico). En ella están presentes illita y clorita, no existiendo caolinita. La cristalinidad de la illita, es menor de 3,5 y el único polimorfo existente es el 2M. Por tanto, esta subfacies correspondería al límite entre la anquizona y la epizona.

En conclusión, en la región del Cabo Peñas puede observarse un tránsito entre rocas que han sufrido una diagénesis media a profunda hasta rocas epimetamórficas.

La existencia de un metamorfismo creciente de E a O en la región estudiada se relaciona perfectamente con la deformación, existiendo una relación directa entre el frente superior de la esquistosidad y la iniciación del metamorfismo. Se observa como en las áreas donde la esquistosidad se encuentra bien desarrollada (en los materiales pelíticos) el metamorfismo es más alto, mientras que en las zonas en las que la esquistosidad tiene un menor desarrollo, las rocas han sufrido un anquimeta-morfismo o transformaciones que corresponderían a la diagénesis profunda.

BIBLIOGRAFIA

- BRIME, C. (1978). Estudio cuantitativo por difracción de rayos X y su aplicación a los minerales de mercurio de la zona «El Terronal-La Peña» (Mieres). Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo.
- BRIME, C. y SANCHO-MARTINEZ, J. (1977). Análisis cuantitativo de cinabrio en mezclas de cuarzo y cinabrio por difracción de rayos X. *Industria Minera*, n.º 173, pp. 43-49.
- BURST, J. F. (1959). Postdiagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf Coast Cretaceous. In A. SWINDORF (Ed.): *Clays and Clay Minerals. Proc. Nat. Clay Miner. Conf.*, 6 th, Oxford. Pergamon, pp. 327-341.
- BURST, J. F. (1969). Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 53, pp. 73-93.
- CHENNEAUX, G.; DUNOYER DE SEGONZAC, G. y PETRACCO, F. (1970). Genèse de la pyrophyllite dans le Paléozoïque du Sahara Occidental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270-D, pp. 2405-2408.
- DUNOYER DE SEGONZAC, C. (1969). Les minéraux argileux dans la diagenèse passage au métamorphisme. *Mem. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine*, vol. 29, 320 pp.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. y HEDDEBAUT, C. (1971). Paléozoïque anchi-métamorphique a illite, chlorite, pyrophyllite, allevardite et paragonite dans les Pyrénées basques. *Bull. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine*, vol. 24, pp. 277-290.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. y ABBAS, M. (1976). Métamorphisme des argiles dans le Rhetien des Alpes Sub-Occidentales. *Sci. Geol. Bull.*, vol. 29, pp. 3-20.
- ESQUEVIN, J. (1969). Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A.*, vol. 3, pp. 147-154.
- FERNANDEZ MARTINEZ, V. y PEREZ-ESTAUN, A. (1978). Distribución y determinación de la deformación interna en el corte de Cabo Peñas (Z. Cantábrica NW España). *Brev. Geol. Ast.*, Año XXII, n.º 1.
- FOSCOLOS, A. E. y KODAMA, H. (1974). Diagenesis of clay minerals from lower Cretaceous shales of North Eastern British Columbia. *Clays and Clay Minerals*, vol. 22, pp. 319-335.
- FOSCOLOS, A. E. y STTOT, D. F. (1975). Degree of diagenesis, stratigraphic correlations and potential sediment sources of Lower Cretaceous shale of North Eastern British Columbia. *Bull. Geol. Surv. Can.* 250, 46 pp.
- FOSCOLOS, A. E.; POWEL, T. G. y GUNTHER, P. R. (1976). The use of clay minerals and inorganic and organic geochemical indicator for evaluating the degree of diagenesis and oil generating potential of shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 40, pp. 953-966.
- GRIFFIN, G. M. (1969). Interpretation of X ray diffraction data. In R. E. Carver (Ed.): *Procedures in sedimentary petrology*. John Wiley & sons, New York, pp. 541-569.
- HOWER, J.; ESLINGER, E. V.; HOWER, M. E. y PERRY, E. A. (1976). Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: I. Mineralogical and chemical evidence. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 87, pp. 725-737.
- JULIVERT, M. (1976). La estructura de la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n.º 8, pp. 203-309.
- KARLSSON, W.; VOLLSET, J.; BJØRLYKKE, K y JØRGENSEN, P. (1978). Changes in Mineralogical Composition of Tertiary sediments from North sea Wells. *Proc. 6 th Internat. Clay Conf. Oxford*, pp. 281-289.
- KUBLER, B. (1964). Les argiles indicateurs de métamorphisme. *Rev. Instit. Franc. Petrol.*, vol. XIX, pp.1093-1112.
- KUBLER, B. (1960). La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieures du Métamorphisme. En: Etages tectoniques (Colloque de Neuchatel), pp. 105-122.
- KUBLER, B. (1967). Anchi-métamorphisme et schistosité *Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A.*, vol. 1, Facs. 2, pp. 259-27.
- LE CORRE, C. (1975). Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Briovérien et le Paléozoïque Centro-Armoricains: zoneographie et structure d'un domain epizonal. *Bull. Soc. geol. France*, vol. 7, n.º 17, pp. 547-553.
- MAXWELL, D. y HOWER, J. (1967). High-grade diagenesis and low grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt series. *Amer. Miner.*, vol. 52, pp. 847-857.

- SIDDANS, A. W. B. (1972). Slaty cleavage: a review of research since 1815. *Earth Sci. Rev.*, pp. 205-232.
- TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1976). La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n.º 8, pp. 5-30.
- VELDE, B. (1965). Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. *Amer. Miner.*, vol. 50, pp. 436-449.
- WEABER, C. E. (1960). Possible uses of clay minerals in search for oil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 44, pp. 1505-1518.
- WOOD, D. S. (1974). Current views of the development of slate cleavage. *Annual review of Earth and Planetary Sci.*, vol. 2, pp. 369-401.
- YODER, M. S. y EUGSTER, H. P. (1954). Syntheses and stability of the muscovites. *Amer. Miner.*, vol. 39, pp. 350-351.