

ACTA GEOLOGICA HISPANICA

INSTITUTO NACIONAL DE GEOLOGIA

(CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS)

Año XI - N.º 5

Septiembre - Octubre 1976

Depósito legal: B. 6861-1966

Formación de esquistosidad por crenulación y disolución *

por LUIS SOLÉ-SUGRAÑES **

RESUMEN

Se estudia el desarrollo de la esquistosidad de crenulación en diversas muestras de pizarras cambro-ordovícicas de los Apalaches centrales (Dutchess Co. Nueva York). La esquistosidad de crenulación se desarrolla en una primera fase por el microplegamiento de los planos de esquistosidad pizarrosa. La forma y orientación de los microplegues depende de la anisotropía del medio y de la orientación de la dirección de máximo acortamiento respecto a la esquistosidad pizarrosa. En una segunda fase se desarrollan superficies de disolución de tipo estilolítico en los flancos de los microplegues. Por último en una tercera fase, acompañada de metamorfismo, se produce la recristalización de minerales micáceos paralelamente a las superficies de disolución y concentración de cuarzo en las charnelas de los microplegues.

SUMMARY

Crenulation cleavage development is studied in cambro-ordovician slates from the Central Appalachians (Dutchess Co. N. Y.). Crenulation cleavage starts by microfolding of previous slaty cleavage surfaces. Geometry and orientation of microfolds are related to rock anisotropy and the initial orientation of principal stress respect to slaty surfaces. During a second phase of development of crenulation cleavage stylolite-like solution surfaces are formed on the limbs of microfolds. They are perpendicular to the maximum shortening direction. The last step of the development is a mineral transformation undergoing formation of phyllosilicates parallel to the solution surfaces and concentration of quartz in the microfold hinges.

La esquistosidad producida por el microplegamiento de una estructura laminar fue descrita ya a finales del pasado siglo por BONNEY (1886) quien, por vez primera utiliza el término Strain Slip cleavage que posteriormente ha venido utilizándose con gran profusión en la literatura geológica inglesa, generalmente para

designar una esquistosidad secundaria superpuesta a una esquistosidad pizarrosa (Slaty cleavage).

BONNEY (1886) define el strain slip cleavage como "a variety of cleavage due to differential movement or slip along each of a nearly parallel series of closely packed shear planes. Between each pair of shear planes the rocks are puckered into sigmoidal folds, the outer limb of which merge tangentially into the shear-planes."

Sin embargo la mayoría de los autores que posteriormente se ocupan del problema de la esquistosidad suelen incluir el strain slip cleavage (que podría traducirse por esquistosidad de cizalla) dentro de la esquistosidad de fractura (Fracture cleavage) en el sentido en que la define Leith (1923) como "capacity to part along closely spaced parallel surfaces of fracture or near fracture".

KNILL (1960, p. 315) es el primer autor que propone la utilización del término "crenulation cleavage" como sustitutivo de "strain slip cleavage" ya que "crenulation" es un término puramente descriptivo, sin implicaciones genéticas que distingue claramente estas estructuras de la esquistosidad de fractura. La misma tendencia siguen RICKARD (1961) y WILSON (1961) quien propone el término de "clivage par plis failles" para ser utilizado en francés. MATTAUER (1973) utiliza el término "Schistosité de plifracture".

Sin embargo algunos autores (Turner y Weiss, 1963) siguen incluyendo el strain slip cleavage dentro de la esquistosidad de fractura por consideraciones de tipo genético.

Estudios realizados en rocas que han sufrido varios procesos de deformación y que presentan hasta tres familias de esquistosidades superpuestas en la parte central de los Apalaches (Dutchess Co. N. Y.) ha permitido comprobar que la esquistosidad de crenulación se origina inicialmente como un microple-

* Trabajo presentado a la "Penrose Conference" sobre el origen de la esquistosidad en rocas sedimentarias, Mayo, 1976. St. Davis, Penn. U.S.A.

** Instituto Jaime Almera de Investigaciones Geológicas, C.S.I.C., Barcelona.

gamiento, simétrico o asimétrico según los casos, de una estructura planar anterior (en este caso siempre una esquistosidad pizarrosa-slaty cleavage) y que en una fase avanzada de su desarrollo se forman superficies de disolución perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento que corresponden a las fracturas o superficies de deslizamiento descritas por autores anteriores.

SITUACIÓN GEOLÓGICA

Las muestras estudiadas proceden de los Appalachés centrales, del área de Dutchess Co. (N. Y.), tanto de las unidades alóctonas tónicas como de las unidades autóctonas del sinclinorio de Normanskill.

En esta área se pueden reconocer una serie de escamas alóctonas, formadas por materiales cámbricos y ordovícicos, que descansan sobre una serie autóctona, fundamentalmente carbonatada, también de edad cámbrica y ordovícica (Normanskill sinclinorio).

El área estudiada queda limitada al Este por los afloramientos precámbricos de los Hausatonic Highlands y Berkshire Massif y al Oeste por los materiales silúrico-devónicos de los Caskill Mt. que descansan discordantemente sobre la serie ordovícica.

Por debajo de la discordancia silúrica toda el área se halla afectada por una esquistosidad de tipo pizarroso (slaty cleavage) asociada a pliegues de tendencia general N-S vergentes o recumbentes hacia el Oeste. A este sistema esquistoso se le superponen en la mitad SE del área estudiada dos fases de plegamiento asociadas a esquistosidad de crenulación cuya intensidad aumenta hacia el E. Una de estas fases de plegamiento superpuesta es probablemente anterior a la discordancia silúrica, mientras que la última, con pliegues de dirección NE-SW sería postdevónica, ya que la serie detrítica silúrico-devónica de los Caskill Mt., presenta esta misma dirección de plegamiento.

La esquistosidad pizarrosa se presenta asociada a metamorfismo regional de intensidad creciente hacia el E (BARTH y BALK 1936, VIDALE 1974) pasándose de la zona de la clorita en la parte central de los Taconic Range hasta la zona de la sillimanita-muscovita en las proximidades de los gneises precámbricos de los Hausatonic Highlands.

Una nueva fase metamórfica, postdevónica, y que alcanza su máximo desarrollo al E del área estudiada, retrograda algunas rocas en el sector próximo a los Hausatonic High.

Para el estudio del desarrollo de la esquistosidad se han utilizado muestras que aunque procedentes de distintas formaciones presentarán una litología lo más próxima posible. Por ello, se han seleccionado materiales de tipo turbidítico con finas alternancias de lechos areniscosos (cuarcitas o grauwakas) con lechos predominantemente arcillosos y micaceos. El espesor

de estos lechos varía desde unos pocos milímetros hasta unos 10 cm.

La longitud de onda de los pliegues desarrollados por lechos arenosos aislados dentro de la matriz arcillosa más incompetente indica que el contraste de viscosidades entre ambos medios en el momento de plegarse era del orden de 25, valor muy semejante al hallado por (SHERWIN y CHAPPLE, 1968) en un afloramiento próximo, aunque utilizando una capa de grauwacka de unos 70 cm de espesor.

DESCRIPCIÓN DE LA ESQUISTOSIDAD DE CRENLACIÓN

En las muestras estudiadas la esquistosidad de crenulación se presenta siempre superpuesta a una esquistosidad pizarrosa (slaty cleavage) definida por la orientación de los filosilicatos paralelamente a los planos de esquistosidad. Los granos de cuarzo presentan fenómenos de disolución en las caras paralelas a la esquistosidad mientras que son frecuentes los fenómenos de recristalización en las caras perpendiculares, obteniéndose formas alargadas paralelas a la esquistosidad, pero no orientadas ópticamente. Estos fenómenos de disolución se observan también en los cristales de clorita y mica detríticos, siendo particularmente visibles en las áreas sin metamorfismo. En las zonas con metamorfismo se observa neoformación de clorita, mica blanca y biotita (según la isozona) creciendo paralelamente a las superficies de esquistosidad.

La crenulación se inicia con el microplegamiento de la estructura foliar determinada por la esquistosidad pizarrosa. El aspecto que adquieren estos micropliegues depende en parte del tamaño de los cristales paralelos a la pizarrosidad y en parte del ángulo que la nueva esquistosidad forma con la anterior.

Cuando el plano axial de los micropliegues es aproximadamente perpendicular a la esquistosidad pizarrosa los micropliegues son sensiblemente simétricos (Lám. 1, a), siendo frecuente el caso de micropliegues conjugados ("box folds"), (Lám. 1, d) producidos por la interferencia de dos direcciones conjugadas. Sin embargo, cuando la dirección de acortamiento máximo forma un ángulo relativamente grande con la pizarrosidad primitiva los micropliegues son de tipo asimétrico, ya sea presentando formas angulares con un flanco largo y otro corto (Lámina 1, b), ya sea presentando formas sigmoidales de tal manera que las ramas de cada sigmoide se disponen aproximadamente paralelas a la dirección de la nueva esquistosidad (Lám. 1, e).

En este primer estadio de la evolución de la esquistosidad de crenulación no existen estructuras planares, propiamente dichas, ya que la nueva estructura se refleja únicamente en el microplegamiento de la esquistosidad pizarrosa. La nueva esquistosidad de crenulación vendría definida por las superficies axiales imaginarias de los micropliegues.

Las primeras superficies físicas propiamente tales que aparecen en la nueva estructura son superficies de disolución del tipo estilolítico que se inician preferentemente en los flancos más laminados o que han sufrido una mayor rotación de los microplegues

(Lám. 1, e). Al principio se trata de superficies discontinuas de longitud muy limitada y que sólo aparecen en algún flanco. A medida que avanza la deformación estas superficies adquieren una distribución más continua, hallándose presentes en todos los flancos

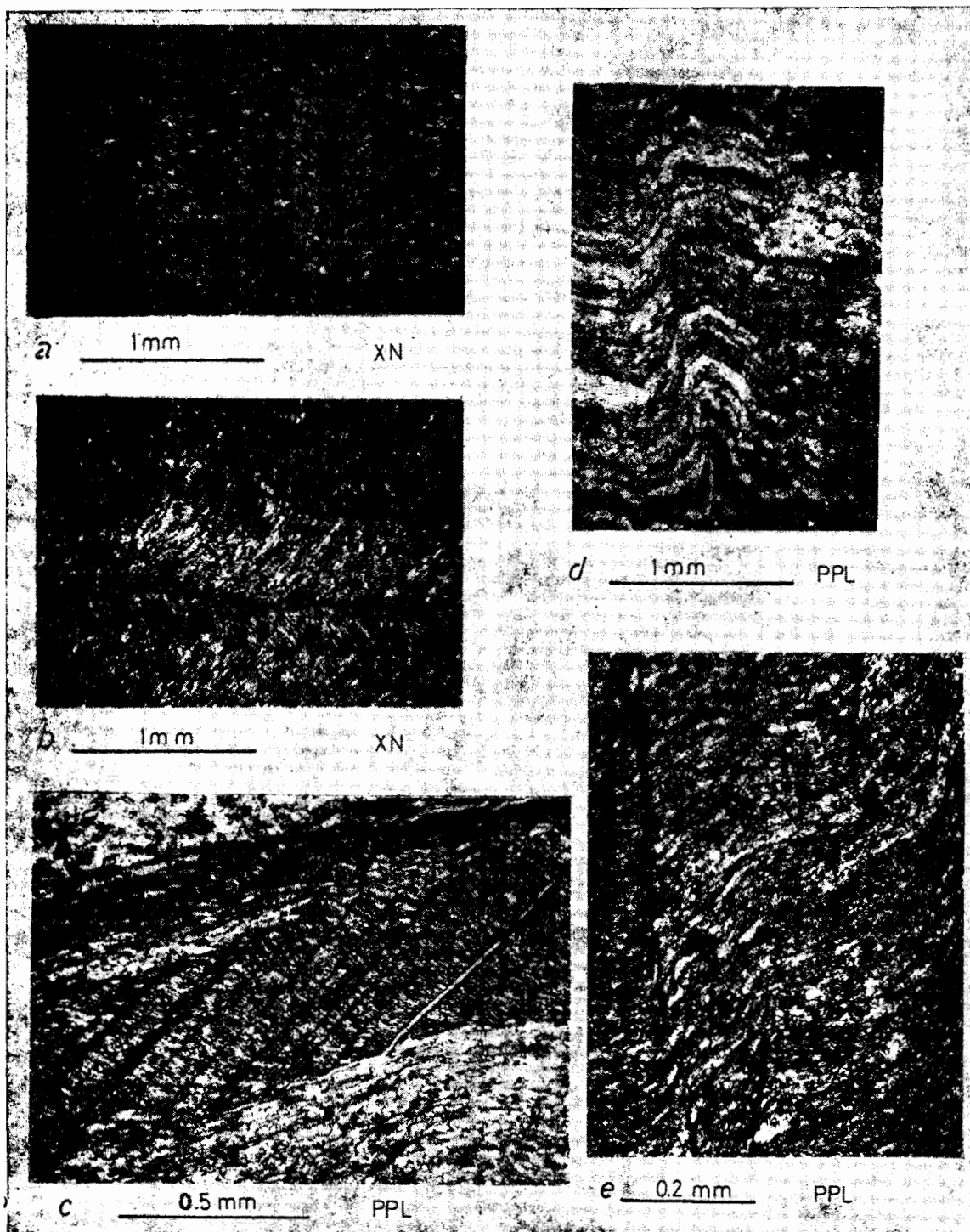


LÁMINA I (Explicación en el texto)

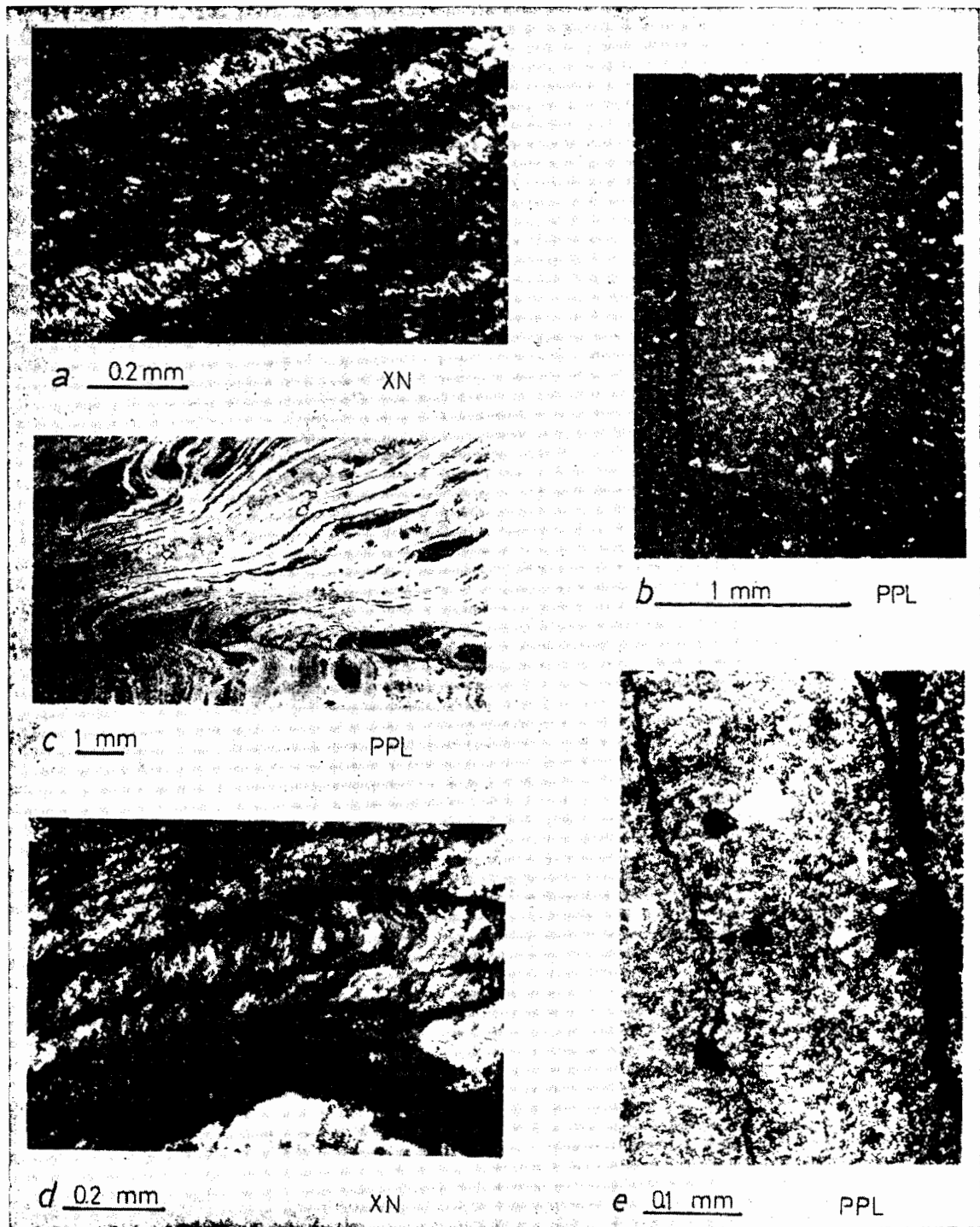


LÁMINA II (explicación en el texto)

cos de los micropliegues y cruzando todo el espacio ocupado por una misma litología homogénea. Pero aún en estados avanzados del desarrollo de la esquistosidad se observa un fuerte control litológico. Así, pequeñas variaciones en la composición de los distintos lechos influyen significativamente tanto en el desarro-

llo de los micropliegues como en el de las superficies de disolución (Lám. I c). En los lechos más cuarzosos, con estructura más granular y un menor desarrollo de la estructura planar pizarrosa, los micropliegues apenas se desarrollan y las superficies de disolución se hallan mucho más espaciadas. En es-

tos lechos cuarzosos, que presentan una viscosidad 25 veces mayor que la de los niveles pelíticos, la mayor parte de la deformación se acomoda por flexión (buckling) con una muy pequeña deformación interna, mientras que en los niveles pelíticos el acortamiento se realiza en su mayor parte por crenulación y disolución en superficies discretas, siendo en ambos casos muy pequeña la deformación plástica.

En líneas generales las superficies de disolución se desarrollan paralelas a los planos axiales de los micropliegues, aunque este paralelismo no es estricto y es frecuente que formen ángulos de hasta 25°, pudiendo una misma superficie estilolítica cortar diagonalmente más de un micropliegue (Lám. II, a).

Al iniciarse las superficies de disolución adquieren un típico aspecto estilolítico con formas muy recortadas, pero en estadios de mayor deformación estas superficies se ensanchan por acumulación de residuos insolubles y adquieren un aspecto más rectilíneo (Lám. II, b, e).

En estadios más avanzados de la deformación, y sobre todo si el desarrollo de la esquistosidad va acompañado de un cierto grado de metamorfismo, a partir de las superficies de disolución y en los flancos más deformados de los micropliegues se inician fenómenos de diferenciación mineralógica como los descritos por WILLIAMS (1972), COSGROVE (1976), FLETCHER (1976).

Esta diferenciación mineralógica se inicia con la formación de finos cristales de clorita y mica blanca paralelos a las superficies de disolución formando un bandeado metamórfico paralelo a la nueva esquistosidad. Sin embargo, ya antes de que se desarrolle este bandeado metamórfico se puede observar un enriquecimiento en clorita a ambos lados de las superficies de disolución. Este enriquecimiento en clorita se produce principalmente por transformación mimética de flosilicatos ya existentes.

DISCUSIÓN

La esquistosidad de crenulación o "strain slip cleavage", se ha interpretado casi siempre como un caso particular de esquistosidad de fractura en rocas que presentaban una bien desarrollada estructura foliar. Para LEITH (1923), SCHOLTZ (1930), HOEPPENER (1956), WILSON (1961), TURNER y WEISS (1963) entre otros, los micropliegues o crenulaciones serían una consecuencia de la facturación por cizalla de un medio anisotrópico. Según estos autores la misma facturación en rocas isotrópicas originaría simplemente una esquistosidad de fractura sin microplegamiento del espacio comprendido entre las microfracturas (microlitones).

Sin embargo KNILL (1960) al introducir el término "crenulación cleavage" diferencia plenamente este tipo de esquistosidad de la esquistosidad de frac-

tura. KNILL basa su diferenciación en un mayor énfasis en el aspecto del microplegamiento definiendo la crenulación o "strain slip cleavage" como "a parallel mineral orientation resulting from the refolding of a pre-existing schistosity or slaty "cleavage" (1960, p. 318). Este aspecto más descriptivo de la esquistosidad de crenulación se basa ya en observaciones anteriores que resaltan otros aspectos a parte del mecanismo de fracturación. Así BALK (in BALK & BARTH, 1936) describe esta esquistosidad como el resultado de la deformación de una orientación mineral anterior; HILLS (1945), resalta el hecho de que se presenta paralela al plano axial tanto de pliegues pequeños como grandes. Sin embargo Knill no descarta que el deslizamiento diferencial en las superficies de esquistosidad es la causa del microplegamiento.

Los autores citados reconocen que la fracturación por cizalla ha intervenido en la formación de la esquistosidad por fracturación y que de hecho los planos de esquistosidad corresponden a microfracturas con deslizamientos apreciables, de signo contrario en cada flanco de un pliegue. Sin embargo, la mayoría de ellos aceptan que estos planos son aproximadamente paralelos a las superficies axiales de los pliegues y por lo tanto perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento.

HOEPPENER (1956) explica esta aparente contradicción suponiendo que las fracturas se inician en la dirección de cizalla (Shear) máxima pero que la medida que progresa la deformación se produce una rotación hacia la dirección de máximo esfuerzo de tal forma que acabarían colocándose aproximadamente perpendiculares a la dirección de acortamiento máximo.

Sin embargo HOBBS et al. (1976) siguen considerando que la esquistosidad por crenulación con fracturas paralelas a los flancos de los micropliegues indica más bien un paralelismo con la dirección de máxima cizalla antes que paralelismo con un determinado plano principal del elipsoide de deformación.

BALK (in BALK & BARTH, 1936) y WILLIAMS (1972) indican que la nueva esquistosidad se desarrolla principalmente por recristalización en los planos de esquistosidad y en los flancos de los micropliegues.

COSGROVE (1976) presenta un modelo teórico para explicar como la anisotropía de un medio multilaminar puede dar origen a una crenulación con fenómenos de migración de elementos más solubles desde los flancos de los micropliegues hacia las charnelas de los mismos. FLETCHER (1976) calcula cuantitativamente este proceso de migración de elementos móviles en los micropliegues, que daría origen a una diferenciación metamórfica y a una nueva estructura laminar diferenciada mineralógicamente, paralela a los flancos de los micropliegues.

En las muestras descritas en el presente trabajo no se ha observado ningún tipo de microfractura de cizalla asociada a los flancos de los micropliegues

que permitan aceptar como válidas las típicas teorías de "strain slip". Por otra parte la falta total de diferenciación metamórfica en la mayoría de las muestras estudiadas hace suponer que los procesos de diferenciación descritos por COSGROVE (1976) y FLETCHER (1976) deben producirse en estados más avanzados de la deformación y que las primeras superficies que definen la esquistosidad de crenulación corresponden a superficies de disolución local, de tipo estilolítico, pero sin que los fenómenos de migración tengan una amplitud suficiente que permita una verdadera diferenciación mineralógica entre los flancos y charnela de los micropliegues. Estas superficies de disolución serían del mismo tipo que las descritas en pizaras (PLESSMANN, 1964), mudstones (NICKELSEN, 1972) y calizas (ÁLVAREZ et al., 1976) en fases iniciales del desarrollo de la esquistosidad.

El hecho de que todas las superficies de disolución tipo estilolítico se inicien y se localicen casi exclusivamente en los flancos de los micropliegues debe explicarse debido a que en esta zona se concentra al máximo potencial de migración de los elementos solubles. Por otra parte el que las superficies de disolución se inicien en los flancos más estirados confirma el hecho de que el potencial de migración es proporcional al ángulo que forma el flanco del micropliegue respecto la dirección de compresión (FLETCHER, 1976).

El modelo de COSGROVE (1976) supone que las superficies de disolución se desarrollan preferentemente en el contacto entre materiales de distinta competencia. A este tipo podrían corresponder las superficies desarrolladas en el flanco de pliegues formados por niveles cuarcíticos más competentes incluidos dentro de la matriz pelítica (Lám. II, c). Sin embargo, dentro de las muestras estudiadas un gran número de superficies de disolución se originan dentro de una masa homogénea aunque anisotrópica, sin necesidad de intercalaciones de niveles más competentes (Lám. I, e).

Las formas de los micropliegues se corresponden bastante bien con las formas descritas por el modelo teórico de COSGROVE (1976) basado en la deformación por "buckling" de un sistema anisotrópico (COBOLD et al., 1971). De esta forma la mayoría de casos en los que se observan sistemas conjugados de micropliegues podrían corresponder a casos en los que la anisotropía del medio es muy elevada, mientras que según el mismo modelo, en los casos de baja relación anisotrópica se formaría un solo sistema de micropliegues.

En los casos estudiados la presencia de niveles psamíticos más competentes favorece la presencia de sistemas conjugados de micropliegues, por lo que es de suponer que estos niveles más competentes contribuyen a aumentar la anisotropía del medio. Sin embargo estos pliegues conjugados podrían ser debidos a sistemas de interferencias como los descritos por WATKINSON (1976).

Según COSGROVE (1976) la posición de la superficie axial de los micropliegues respecto al elipsoide de deformación depende del ángulo inicial entre la dirección de máxima compresión y la estructura foliar deformada. Así se explicaría el porqué en los casos de pliegues asimétricos las superficies de disolución no son paralelas a sus superficies axiales, ya que las superficies estilolíticas se forman aproximadamente perpendicularmente a la dirección de máximo acortamiento (ARTHAND y MATTAVER 1969). En los casos de pliegues simétricos las superficies axiales de los mismos serían prácticamente perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento y corresponderían a un plano principal (XY) del elipsoide de deformación.

Para que las superficies estilolíticas que se inician en los flancos de estos pliegues se conserven perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento es necesario que a partir de su formación los micropliegues evolucionen únicamente por aplanamiento homogéneo puro (WILLIAMS, 1976). La foto *d* de la lámina II, en la que una masa menos soluble comprime deformando los micropliegues parece confirmar que en la segunda fase de la deformación ésta se produce simplemente por aplanamiento, acomodándose la deformación principalmente, aunque no exclusivamente, por migración de material a partir de las superficies de disolución.

En los casos de muy baja anisotropía, en los que la estructura foliar inicial se halla poco desarrollada, el microplegamiento sería casi inexistente para valores de acortamiento finito similares a los casos con una crenulación bien desarrollada. En estos casos se forman superficies de disolución de tipo estilolítico aunque no exista microplegamiento (Lám. II, e). Probablemente corresponde a los casos frecuentemente descritos en la literatura geológica (p. ej. HOBBS et al., 1976) en los que se dice que en condiciones de bajo metamorfismo la esquistosidad de crenulación puede pasar progresivamente a esquistosidad de fractura.

Sin embargo, en estos medios casi isotrópicos, cuando existen intercalados delgados niveles más competentes, que se deforman por flexión, puede observarse como las superficies de disolución se desarrollan preferentemente en los flancos de estos micropliegues. Esta localización puede en parte ser debida al efecto de contacto descrita por COSGROVE (1976) aunque también puede en parte corresponder al mismo efecto de zona de máxima movilidad de los elementos solubles tal como sucede en los flancos de los micropliegues en áreas de composición homogénea.

CONCLUSIONES

La formación de la esquistosidad de crenulación en rocas pelíticas que presentan una bien desarrolla-

da esquistosidad pizarrosa (slaty cleavage) puede sumariarse en los siguientes pasos:

1.º Desarrollo de micropliegues debido a la compresión de un medio multilaminar anisotrópico. La forma de los micropliegues y la posición de su plano axial respecto el elipsoide de deformación finita dependen del ángulo que forme inicialmente la estructura planar (esquistosidad pizarrosa en este caso) con la dirección de máximo acortamiento, y de la anisotropía del medio.

Si ambas direcciones son paralelas y se trata de un medio de baja anisotropía los micropliegues son simétricos y los planos axiales son paralelos al plano XY del elipsoide de deformación. En casos de elevada anisotropía se forma Kink bands conjugados simétricos respecto el plano XY.

Si la dirección de máximo acortamiento es inicialmente oblicua a la esquistosidad pizarrosa los pliegues son asimétricos (pliegues sigmoidales en casos de baja anisotropía y pliegues Kink en caso de alta anisotropía) y el plano axial de los mismos no es paralelo al plano XY del elipsoide de deformación.

2.º El segundo estadio de la evolución es la aparición de superficies de disolución tipo estilolítico perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento y situadas preferentemente en los flancos de los micropliegues. Estas superficies de disolución evolucionan por acumulación de residuos insolubles desde aspectos muy recortados, con largos picos estilolíticos hasta superficies casi planares.

3.º A partir de las superficies estilolíticas se produce una diferenciación metamórfica, que al principio se refleja en un progresivo enriquecimiento de clorita en los bordes del estilolito pero que en estadios más avanzados de la deformación consiste en el crecimiento de nuevos minerales micaceos paralelamente a las superficies de disolución, acabando por producirse un verdadero bandeo metamórfico paralelo a la nueva esquistosidad de crenulación. Paralelamente al crecimiento de micas en los flancos de los pliegues se observa la recrystalización de cuarzo en las charnelas de los mismos.

BIBLIOGRAFÍA

- ARTHAUD, F. y MATTAUER, M., 1969.—Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Geol. France* 7 ser. 11: 738-744.
- ALVAREZ, W. ENGELDER, T. y LWRIE, W.—Formation of

- spaced cleavage and folds in brittle limestones by solution *Geology* 4 (1976): 698-701
- BALK, R. y BARTH, T. F. W., 1936.—Structural and petrological studies in Dutchess Co. N. Y. *Bull. Geol. Soc. Amer* 47: 685-850
- BONNEY, T. G., 1886.—Anniversary address of the President. *Geol. Soc. of London Proc.* 42: 38-115.
- COBBOLD, P. R., COSGROVE, J. W. y SUMMERS, J. M., 1971.—The development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics* 12: 23-53.
- COSGROVE, J. W., 1976.—The formation of crenulation cleavage. *J. Geol. Soc. of London.* 132 (2) 155-178.
- FLETCHER, R. C., 1976.—A quantitative theory for metamorphic differentiation and the development of crenulation cleavage. Penrose Conference on Development of slaty cleavage in sedimentary rocks. St. Davis Penn.
- HILLS, E. S., 1945.—Examples of the interpretation of folding. *Jour. Geol.* 53: 47.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. y WILLIAMS, P. F., 1976.—*An outline of structural Geology.* John Wiley and Sons. New York. 571 p.
- HOEPPENER, R., 1956.—Zum problem der Bruchbildung, Schieferung und Faultung. *Geol. Rundsch.* 45: 274-283.
- KNILL, J. L., 1960.—A classification of cleavages with special reference to the Craighnigh District of the South Highlands. 21 Congreso Geol. Intern. 18: 317-325.
- LEIT, C. K., 1923.—*Structural Geology.* Henry Hold & Co. New York, 390 p.
- NICKELSEN, R. P., 1972.—Attributes of rock cleavage in some mudstones and limestones of the Valley and Ridge Province Penn. *Proc. of the Pennsylvania Acad. of Scienc.* 46: 107-112.
- PLESSMANN, W., 1964.—Gesteinslösung ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozess. *Geol. Mitt.* 4: 69-82.
- RICKARD, M. J., 1961.—A note on cleavages in crenulated rocks. *Geol. Magz.* 98: 324-332.
- SCHOLTZ, H., 1930.—Das varistische Bewegungsbild. *Fort. der Geol. und Pal.* 8 (25): 235-316.
- SHERWIN, J. A., y CHAPPLE, W. M., 1968.—Wavelegths of single layer folds: a comparison between theory and observation. *Amer. Jour. Scienc.* 266-179.
- TURNER, F. J., y WEISS, L. E., 1963.—*Structural analysis of metamorphic tectonites.* McGraw Hill Co. New York. 545 p.
- VIDALE, R. J., 1974.—Vein assemblages and metamorphism in Dutchess County N. Y. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85: 303-306.
- WILLIAM, P. F., 1972.—Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Amer. Journ. Scienc.* 272: 147.
- WILLIAMS, P. F., 1976.—Relationships between axial plane foliations and strain. *Tectonophysics* 30: 181-196.
- WILSON, G., 1961.—The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. *Ann. Soc. Geol. de Belgique* 84: 423-547.

Trabajo recibido junio 1976 y aceptado para publicación noviembre 1976.

AGRADECIMIENTOS. Agradezco al Prof. M. Julivert la lectura crítica del manuscrito y sus múltiples observaciones.