

LA ESQUISTOSIDAD PRIMARIA: UNA SINTESIS SOBRE SUS CARACTERISTICAS Y DESARROLLO

FERNANDO BASTIDA

TRABAJOS DE GEOLOGIA Bastida, F. (1981).—La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo. Trabajos de Geología, Univ de Oviedo, 11, 35-54.



El presente trabajo pretende ser una síntesis del estado actual de conocimientos sobre la esquistosidad primaria, la cual ha sido definida como aquella que se origina por la deformación y modificación directa de una fábrica sedimentaria. El trabajo comienza por una descripción de los principales tipos morfológicos (esquistosidad grosera, «slaty cleavage» grosero, «slaty cleavage» y «schistosity»), para seguir después con un somero análisis de las relaciones entre esquistosidad primaria y deformación interna. Finalmente, se discuten con cierto detalle los principales mecanismos que intervienen en el desarrollo de dicha esquistosidad, destacando su importancia relativa en función de la litología y de las condiciones físicas de la deformación; se destacan como mecanismos más importantes la cristalización y recristalización de filosilicatos orientados y la disolución por presión.

The present paper pretends to be a synthesis of the present knowledge on primary cleavage. Primary cleavage has been defined as the result of deformation and modification of a sedimentary fabric. A description of principal morphological types of cleavages and brief analysis of the cleavage-strain relationships is presented. Finally, the mechanisms involved on the development of this cleavage are discussed with detail, establishing its dependence on lithology and environmental conditions of deformation. Crystallization and recrystallization of phyllosilicates and pressure solution are the main deformation mechanisms involved.

Fernando Bastida, Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 30 de marzo de 1981.

Los procesos tectónicos que dan lugar a la deformación de las rocas en la corteza terrestre conducen a menudo a la modificación de su microestructura, produciendo cambios en la posición, forma, tamaño y composición de los componentes minerales. Como consecuencia de estas modificaciones se origina con frecuencia una anisotropía aproximadamente plana en las rocas que se conoce con el nombre de *esquistosidad*. Cuando esta anisotropía se desarrolla directamente sobre una fábrica inicial sedimentaria diremos que se trata de una *esquistosidad primaria*. La importancia de la esquistosidad en Geología Estructural es muy grande y viene constatada por los siguientes hechos:

1.—Es una estructura que, a partir de un cierto grado de deformación y de metamorfismo, presenta un carácter omnipresente en numerosas rocas. Su morfología depende, por tanto, de la litología, de la intensidad de la deformación y del grado de metamorfismo y su análisis per-

mite, en consecuencia, obtener interesantes conclusiones acerca de los mecanismos que intervienen en la deformación de las rocas.

2.—A menudo se origina una esquistosidad en cada uno de los episodios de deformación importantes que se desarrollan en una región determinada, por lo cual es una de las estructuras más útiles en el establecimiento del número y características de estos episodios.

3.—Presenta unas relaciones genéticas y geométricas claras con los pliegues a los que se encuentra asociada. Este hecho permite por un lado determinar a qué fase o episodio de deformación pertenece un pliegue dado y, por otro, reconstruir estructuras mayores con base en la posición relativa entre estratificación y esquistosidad.

4.—La anisotropía que define la esquistosidad hace variar de forma muy significativa el comportamiento mecánico de la roca en que se presenta, controlando en buena medida las caracte-

rísticas de toda deformación posterior a su aparición.

5.—Las superficies que definen la esquistosidad son a menudo oblicuas a la estratificación, por lo cual, cuando el conjunto esquistosidad-estratificación se pliega, el análisis de la variación de las relaciones angulares entre ambas permite obtener importantes conclusiones acerca de los mecanismos de plegamiento.

En el presente trabajo se va a tratar de elaborar una síntesis somera sobre el estado actual de conocimientos acerca de la esquistosidad primaria. Los primeros apartados se dedicarán a la descripción de los principales tipos morfológicos, para los que se propone una terminología sencilla; esto es necesario en la actualidad a causa de la existencia de un notable confusiónismo a este respecto y de la ausencia de una base descriptiva y terminológica global de la esquistosidad que fundamente sólidamente cualquier análisis de esta estructura. En un apartado posterior se trata muy resumidamente el significado mecánico del tipo de esquistosidad aquí considerado, ya que este aspecto ha sido tratado en profundidad por otros autores (Ramsay, 1967; Siddans, 1972; Wood, 1974). En la última parte del presente trabajo, se analizan con cierto detalle los mecanismos que conducen al desarrollo de la esquistosidad primaria, los cuales han sido objeto de una notable atención en los últimos años, por lo cual hemos creído conveniente poner a punto una síntesis de los conocimientos actualmente disponibles a este respecto.

El motivo de haber limitado el presente trabajo al análisis de la esquistosidad primaria se debe a que ésta presenta unas diferencias esenciales en cuanto a su origen con las esquistosidades que se desarrollan con posterioridad. Estas son en su mayoría esquistosidades de crenulación que llevan implícito en su desarrollo un proceso de intenso microplegamiento por «buckling», que no aparece sin embargo como mecanismo esencial en la esquistosidad primaria. Creemos, por otra parte, que esta esquistosidad constituye una unidad de estudio en Geología Estructural con una metodología propia. En este sentido, se trata de una estructura cuyas características varían en función de la litología y de las condiciones físicas de la deformación, lo cual da lugar a los distintos tipos; no obstante, los mecanismos involucrados en todos ellos son esencialmente los mismos, variando únicamente

su importancia relativa. Se trata, en definitiva, de presentar una visión global de esta esquistosidad, describiendo y explicando su variabilidad morfológica en función de los principales factores que condicionan su desarrollo.

TERMINOLOGIA Y DESCRIPCION

Previamente a cualquier análisis e interpretación de la esquistosidad, es conveniente fijar el significado de algunos de los términos que se van a utilizar con frecuencia a lo largo del presente trabajo. Esta necesidad viene dada por el gran confusiónismo existente en lo que se refiere a la nomenclatura de esquistosidades (véase, por ejemplo, el trabajo de Powell, 1979). Esto se debe a que, con la atención que ha recibido en los últimos años el estudio de esta estructura, se han prodigado, además de los términos clásicos tales como «slaty cleavage» o «schistosity», otros nombres cuya aplicación precisa no es fácil. Esta confusión se hace aún mayor en lengua castellana como consecuencia de la traducción de términos anglosajones y franceses. Por estas razones, es frecuente observar en la literatura geológica cómo un mismo nombre ha sido utilizado por distintos autores para denominar esquistosidades con características muy diferentes y viceversa.

Para resolver este problema de nomenclatura, han aparecido recientemente algunas clasificaciones de esquistosidades (Alvarez *et al.*, 1978; Gray, 1978; Powell, 1979) que presentan algunos inconvenientes, como son el que frecuentemente aparezcan numerosos términos basados en criterios que luego son difíciles de aplicar y el que se trate a veces de clasificaciones incompletas y que no son aplicables a todos los tipos de esquistosidades presentes en la naturaleza. En los párrafos que siguen a continuación, trataremos de precisar el significado de los términos que vamos a utilizar en el presente trabajo, los cuales incluyen los principales tipos de esquistosidad primaria. Estos tipos son los siguientes:

Esquistosidad grosera (rough cleavage).—Es un término utilizado para definir una fábrica heterogénea a escala microscópica, en la que unos elementos de la fábrica aparecen orientados mientras que otros se encuentran sin orientar, constituyendo estos últimos una parte importante de las rocas. Es característica de calizas y areniscas con bajo porcentaje en matriz y

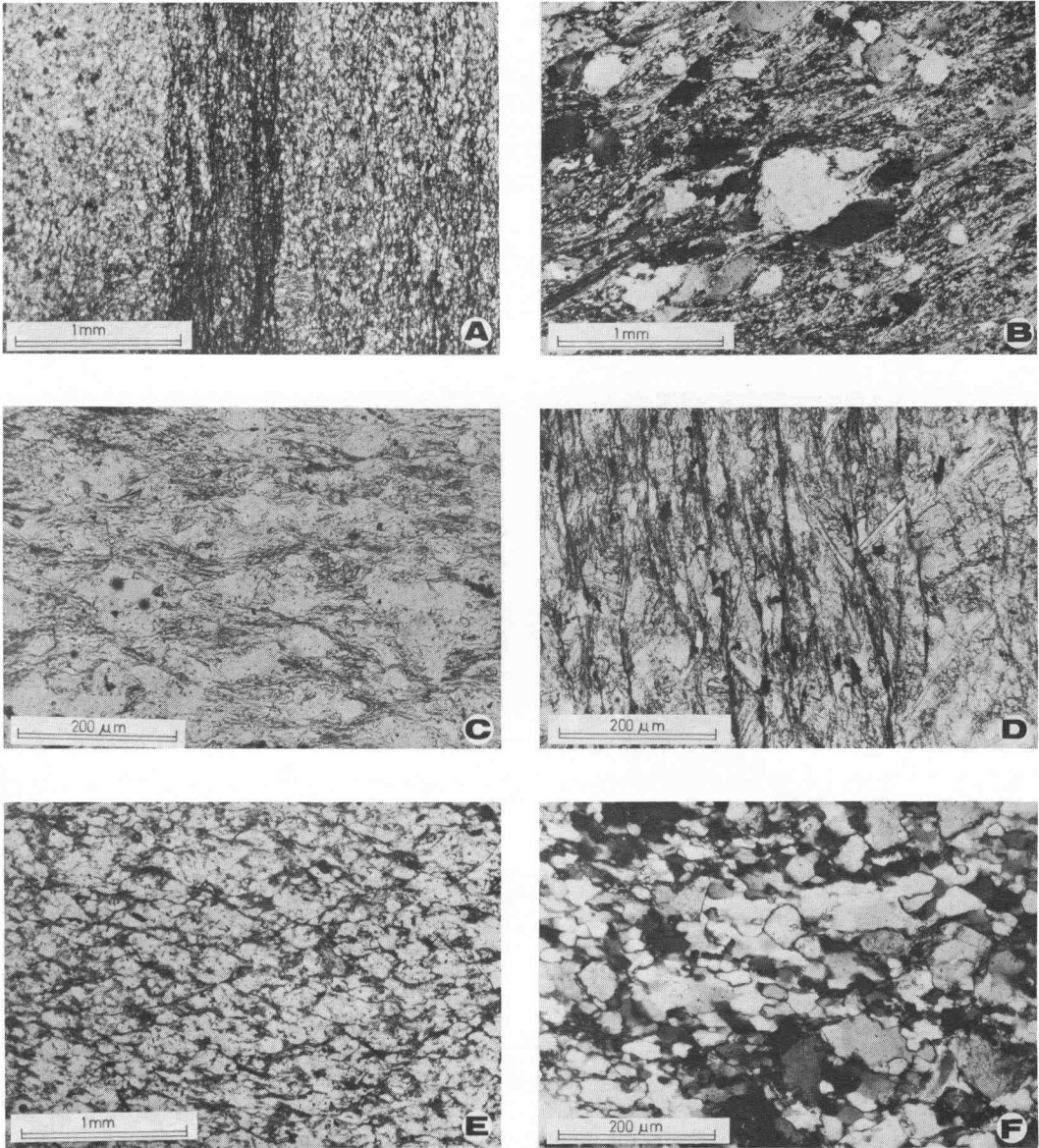


Fig. 1.—Esquistosidad gruesa desarrollada en areniscas con porcentaje variable de filossilicatos. En A se observa el desarrollo heterogéneo que a veces presenta esta estructura. En B y C se observa un frecuente desarrollo de sombras de presión en los granos de cuarzo. D, esquistosidad en dominios; en los microlitones se observa la existencia de micas detríticas pobremente orientadas. F, esquistosidad gruesa en cuarcitas. Muestras recogidas en la costa cantábrica entre la región de Cabo Peñas y Tapia de Casariego (Asturias), con un metamorfismo regional que oscila entre la anquizona (muestra A) y la parte baja de la zona de la clorita (muestra E y F).

grado de metamorfismo muy bajo o nulo. Cuando el porcentaje en matriz es prácticamente nulo (cuarcitas o calizas puras) esta esquistosidad se desarrolla con mayor dificultad,

en el sentido de que requiere una mayor intensidad de la deformación y del metamorfismo.

Algunos ejemplos de esquistosidad gruesa se encuentran ilustrados en la Fig. 1. Esta estruc-

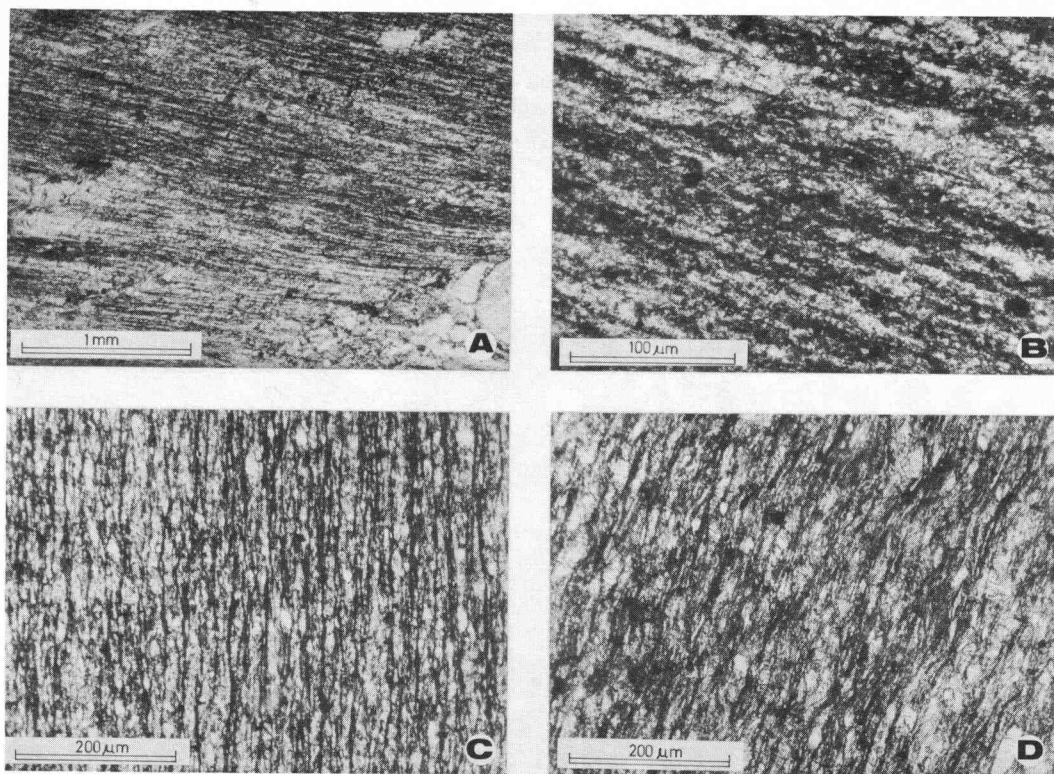


Fig. 2.—«Slaty cleavage» grueso desarrollado en margas (A y B) y en areniscas con elevado contenido en matriz (C y D). Muestras recogidas en la costa cantábrica asturiana (A, B y C, región de Cabo Peñas; D, Tapia de Casariego).

tura se presenta frecuentemente como una esquistosidad en dominios en la que se distinguen, por un lado, unas láminas de esquistosidad orientadas en las que existe generalmente una mayor proporción de minerales fémcicos y, por otro lado, unos microlitones, más cuarzosos o calcíticos, con un grado menor de orientación de los constituyentes. Las láminas de esquistosidad son líneas onduladas, anastomosadas y a veces estilolíticas en las que abundan los minerales arcillosos, óxidos de hierro, clorita, sericita, etc.; su continuidad es muy variable. El espesor de los microlitones es también variable y frecuentemente esta esquistosidad presenta un desarrollo muy desigual según zonas (Fig. 1A). A veces no se trata de una esquistosidad en dominios, sino que se manifiesta por una orientación dimensional preferente de los minerales de la matriz, la cual está distribuida uniformemente a través de la muestra, mientras que los granos se presentan sin orientar. En las rocas monominerales, cuarcitas o calizas puras,

la esquistosidad gruesa tampoco es en dominios (Fig. 1F), manifestándose por una orientación dimensional deficiente de los granos; en las muestras en las que se desarrolla, sobre todo en la cuarcitas, suele existir un cierto porcentaje de granos nuevos sin orientar que aparecen como consecuencia de una recrystalización dinámica.

El término de esquistosidad gruesa se ha aplicado en el presente trabajo con un carácter algo más restringido que el propuesto por Gray (1978), quien sugiere que la esquistosidad gruesa es el equivalente morfológico del «slaty cleavage» en las rocas psamíticas.

«Slaty cleavage» grueso (*rough slaty cleavage*).—Es una fábrica plana y heterogénea con todos sus elementos estadísticamente orientados en la que los cristales de filosilicatos son de pequeño tamaño (no visibles a simple vista). Algunos ejemplos se muestran en la Fig. 2. Análogamente al caso de la esquistosidad gruesa,

se trata frecuentemente de una esquistosidad en dominios, pero en la que, a diferencia de la anterior, todos los constituyentes de la roca se encuentran orientados. Se presenta en rocas arenosas con un mayor porcentaje de matriz que en el caso de la esquistosidad grosera, o bien, en el caso de areniscas con bajo porcentaje en matriz, requiere una mayor intensidad de la deformación y del metamorfismo. También aparece a veces en pizarras cuando el grado de metamorfismo es muy bajo.

«*Slaty cleavage*».—Término que se refiere a una fábrica plana y homogénea a la escala del microscopio óptico y que está definida por la

orientación dimensional preferente de filosilicatos de pequeño tamaño (no visibles a simple vista). Es característica de rocas pelíticas con bajo grado de metamorfismo regional (pizarras y filitas) y con una cierta intensidad de la deformación (Fig. 3).

«*Schistosity*».—Fábrica plana, homogénea o heterogénea, en la que todos sus elementos presentan una orientación dimensional preferente; se presenta en rocas con cierto grado de metamorfismo en las que sus granos son de tamaño grueso, de forma que los filosilicatos o los componentes esenciales de la roca son visibles a simple vista (Fig. 4).

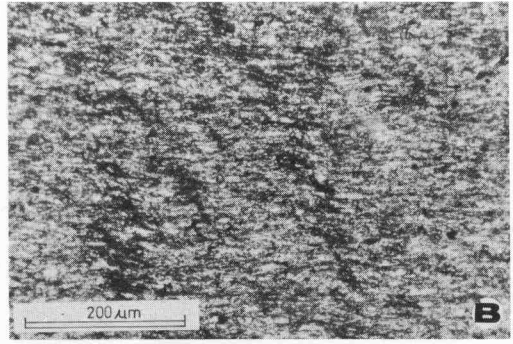
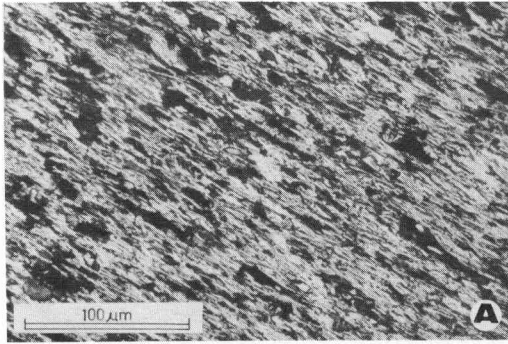


Fig. 3.—«*Slaty cleavage*» desarrollado en pizarras situadas en la zona metamórfica de la clorita (costa cantábrica, Asturias).



Fig. 4.—«*Schistosity*» desarrollada en esquistos situados en la parte baja de la zona de la biotita (costa cantábrica, Lugo).

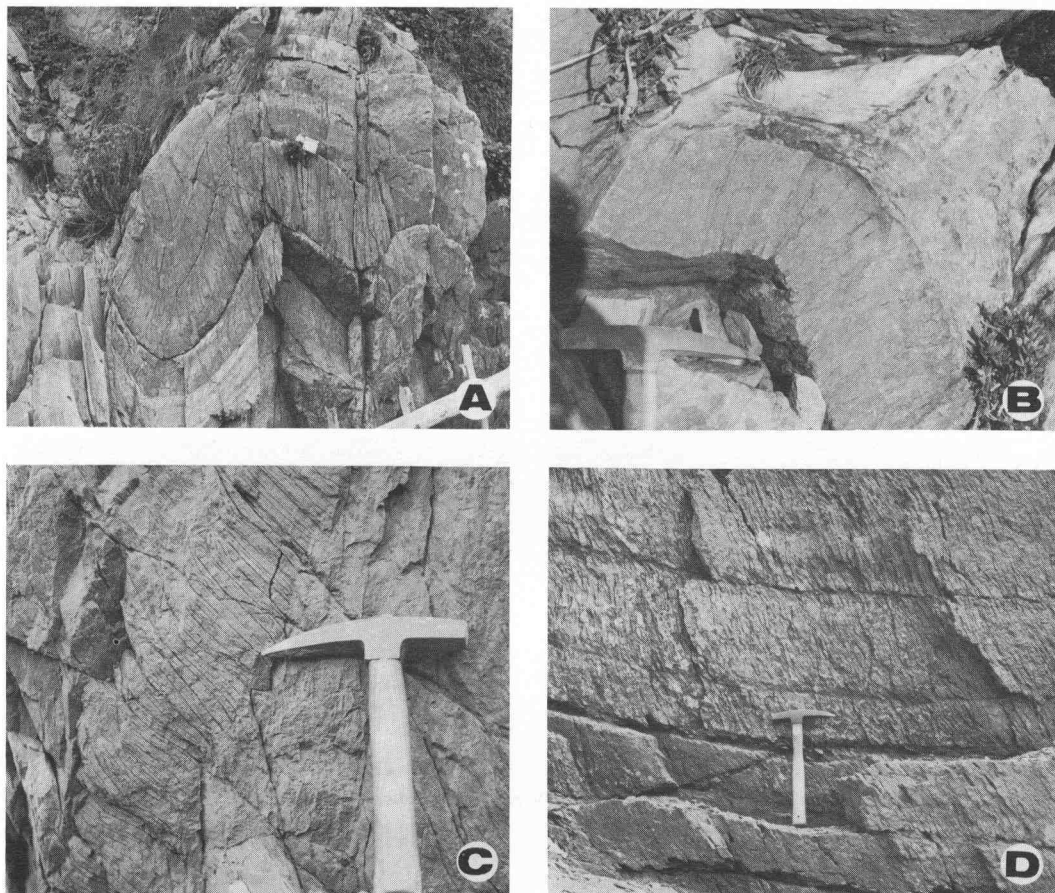


Fig. 5.—Esquistosidad espaciada desarrollada en areniscas (A, B y C) y en calizas margosas (D). En A y B la esquistosidad es en abanico convergente. En C se observa cómo la esquistosidad se refracta al pasar de niveles pelíticos a un nivel arenoso. Muestras recogidas en la costa cantábrica asturiana (A, B y C, inmediaciones de Cudillero; D, región de Cabo Peñas).

Se han citado además en algunas ocasiones otros tipos de esquistosidad primaria que presentan un carácter muy restringido. En este sentido, algunos autores citan esquistosidades de crenulación primarias (Voll, 1960; Autran *et al.*, 1974); a nuestro juicio, este tipo de esquistosidad es, si existe, excepcional y no será analizado en el presente trabajo.

Evidentemente, estos son tipos extremos entre los que existe una amplia gama de tipos intermedios. No obstante, creemos que es más conveniente describir la esquistosidad en cada caso que utilizar numerosos términos que puedan conducir a confusión.

A los términos anteriormente descritos y definidos a la escala microscópica, añadiremos dos términos de campo, que son:

– Esquistosidad continua. Esquistosidad en la que no se distingue a simple vista un espaciamiento apreciable entre las superficies de anisotropía.

– Esquistosidad espaciada. Esquistosidad definida mesoscópicamente por superficies separadas entre sí por distancias apreciables a simple vista (Fig. 5).

Hemos procurado evitar términos tales como esquistosidad de flujo, esquistosidad de fractura, esquistosidad de strain-slip, etc., por presentar connotaciones genéticas y por ser términos que han sido ya abandonados por la mayor parte de los autores que se dedican al estudio de estas estructuras.

RELACION GEOMETRICA ENTRE ESQUISTOSIDAD Y PLIEGUES

Es un hecho de observación conocido desde el siglo pasado (Sedgwick, 1835; Darwin, 1846; Sorby, 1853; Rogers, 1856; Harker, 1886) que la esquistosidad guarda unas relaciones geométricas claras con los pliegues a cuya formación se asocia su desarrollo. De acuerdo con estas relaciones se han distinguido los siguientes tipos de esquistosidad:

– Esquistosidad de plano axial (Fig. 6). En ella las superficies de esquistosidad son paralelas a la superficie axial del pliegue. Este tipo se presenta generalmente cuando los pliegues se desarrollan en materiales predominantemente incompetentes.

– Esquistosidad en abanico convergente. (Fig. 5A y B). Las superficies de esquistosidad convergen hacia el núcleo del pliegue. Se presenta en pliegues de clase 1 de Ramsay desarrollados en materiales competentes. El grado de convergencia disminuye a medida que aumenta el aplastamiento que frecuentemente se superpone a este tipo de pliegues.

– Esquistosidad en abanico divergente. Las superficies de esquistosidad divergen hacia el núcleo del pliegue. Se presenta en los materiales incompetentes adyacentes a las capas competentes plegadas, es decir, en la zona de deformación por contacto.

En todas estas disposiciones, la intersección entre la estratificación y la esquistosidad da lugar generalmente a una lineación subparalela a las charnelas de los pliegues correspondientes.

El desarrollo de la teoría de plegamiento ha permitido constatar la estrecha relación que existe entre la distribución de la esquistosidad y de la deformación a través de los pliegues (Ramberg, 1962, 1963; Ramsay, 1967). Esta relación ha sido espectacularmente puesta de manifiesto mediante métodos de análisis numérico (Chapple, 1968), del elemento finito (Dieterich, 1969, 1970) y fotoelásticos (Ramberg y Strömberg, 1971; Roberts y Strömberg, 1972), constatándose cómo el modelo de distribución de la dirección de máxima elongación sobre el perfil del pliegue coincide con el de la distribución de la traza de la esquistosidad sobre dicho perfil.

El hecho de que la deformación interna presente diferentes disposiciones en las capas competentes e incompetentes hace que la esquistosidad sufra una brusca desviación al pasar de unas a otras, fenómeno que se conoce con el nombre de *refracción de la esquistosidad* (Fig. 5C). Esta desviación es tanto más brusca cuanto más neto es el cambio de litología y se verifica de tal modo que la esquistosidad forma un ángulo mayor con la estratificación en la capa competente que en la incompetente.

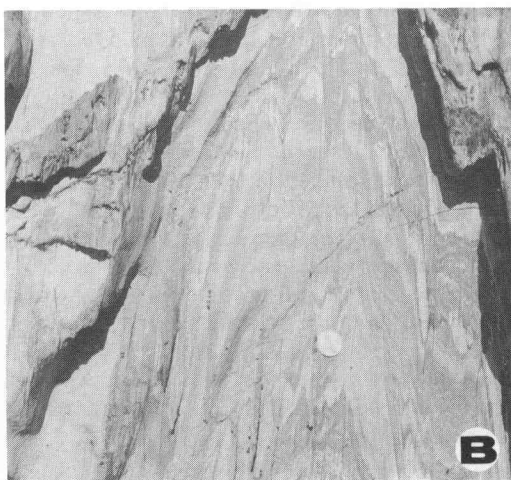


Fig. 6.—Esquistosidad de plano axial desarrollada en una alternancia de pizarras y siltitas (costa cantábrica, Asturias). Puede observarse cómo las laminaciones de siltitas aparecen con frecuencia parcialmente destruidas como consecuencia de fenómenos de disolución por presión.

ESQUISTOSIDAD Y DEFORMACION INTERNA

La interpretación de la esquistosidad primaria, y más concretamente del «slaty cleavage», en términos de deformación ha sido objeto de una larga controversia que deriva de finales del siglo pasado. Esta controversia ha sido recogida históricamente y tratada en profundidad por Siddans (1972) y Wood (1974), por lo cual sólo trataremos aquí esta cuestión muy brevemente, remitiendo al lector para mayor detalle a los trabajos de los mencionados autores.

La controversia en torno a las relaciones entre esquistosidad y deformación ha surgido como consecuencia de dos interpretaciones distintas. Para unos el «slaty cleavage» se origina por un proceso de aplastamiento, de tal modo que los planos de anisotropía son perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento; para otros, el «slaty cleavage» representa un fenómeno de cizalla, de forma que los planos de esquistosidad son planos de alta deformación por cizalla.

Hoy en día, aunque persiste la polémica en torno a esta cuestión, la mayoría de los autores consideran como un hecho de observación el que los planos de esquistosidad son perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento finito. Esta afirmación aparece como resultado de medidas de deformación realizadas en numerosas localidades del mundo y para algunos autores (Siddans, 1971), era un hecho suficientemente constatado desde finales del siglo pasado. La teoría de «buckling» permite contrastar también esta afirmación, ya que ha permitido comprobar la existencia de una perfecta concordancia entre la disposición de los ejes mayores de la elipse de la deformación sobre el perfil del pliegue (Ramsay, 1967; Chapple, 1968; Dieterich, 1969, 1970) y la disposición de la esquistosidad. Hay que destacar además que, en los últimos años, este hecho ha sido verificado también en algunos modelos experimentales (Tullis, 1976). Finalmente resaltaremos que, aunque las anteriores afirmaciones se han realizado principalmente para el «slaty cleavage» son válidas también para los demás tipos de esquistosidad primaria.

La hipótesis de que la esquistosidad es un fenómeno de cizalla surgió como consecuencia de la falsa idea de que la esquistosidad es un fenómeno de fractura. Esta idea es, sin em-

bargo, incompatible con la distribución, hoy conocida, de la deformación finita a través de los pliegues. Los desplazamientos que los defensores de esta teoría observan a lo largo de los planos de esquistosidad pueden explicarse como separaciones aparentes debidas a pérdidas de volumen por disolución por presión o bien pueden ser originados con posterioridad al desarrollo de la esquistosidad, al ser aprovechados los planos de anisotropía como superficies de debilidad.

Algunos autores han cuestionado la exactitud de la afirmación de que la esquistosidad es perpendicular a la dirección de máximo acortamiento finito (Williams, 1976). En este sentido, conviene destacar que tanto la definición de la posición de la esquistosidad como la de la dirección de máximo acortamiento se realizan mediante métodos estadísticos. En la actualidad, aún no se conocen bien en detalle los mecanismos que permitan el que se produzca la citada relación entre esquistosidad y deformación, pero debe tenerse en cuenta que cualquier mecanismo que se proponga para explicar el desarrollo de la esquistosidad, debe de explicar también dicha relación geométrica, ya que, se trata, como ya hemos dicho, de un hecho observable.

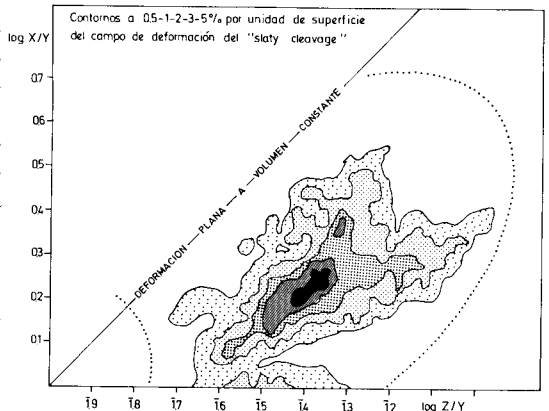


Fig. 7.—Contornos del campo de deformación correspondiente a las rocas con «slaty cleavage» en una proyección logarítmica de la deformación (basada en Wood, 1974).

Otro aspecto de interés se refiere al conocimiento de los valores que presenta la deformación en las rocas con esquistosidad. Esta cuestión ha sido analizada con detalle por Wood (1974) quien ha establecido un campo de defor-

mación para el desarrollo del «slaty cleavage» basado en más de 5.000 determinaciones de la deformación interna en pizarras cambro-orдовícicas de Europa y Norteamérica. El diagrama obtenido por el citado autor se encuentra representado en la Fig. 7. En él se representa $\log X/Y$ frente a $\log Z/Y$, siendo $X > Y > Z$. los ejes del elipsoide de la deformación. Si no hay cambio de volumen, el campo situado por debajo de la línea de pendiente unidad corresponde a elipsoides de tipo aplastamiento (Ramsay, 1967), mientras que los situados por encima corresponden a elipsoides de tipo «constricción» (Ramsay op. cit.). Como puede observarse en la citada Fig. 7, todas las rocas con «slaty cleavage» caen dentro del campo del aplastamiento. El elipsoide de deformación medio obtenido por Wood para rocas con «slaty cleavage» tiene la forma 1,76/1/0,24, lo cual corresponde a un acortamiento perpendicular a los planos de esquistosidad del 70 %. Según el mismo autor, el valor mínimo del acortamiento requerido para que aparezca «slaty cleavage» bien desarrollado es del orden del 50 %, mientras que el máximo de acortamiento que pueden presentar las rocas con dicha estructura es del 90 %. Estos datos han sido estimados para el caso del «slaty cleavage»; sin embargo, la esquistosidad grosera o el «slaty cleavage» grosero pueden producirse para acortamientos menores, por lo cual un límite inferior del orden del 30 % parece razonable para la esquistosidad grosera.

MECANISMOS DE FORMACION DE LA ESQUISTOSIDAD

El problema del origen y desarrollo de la esquistosidad y sobre todo del «slaty cleavage», ha sido ampliamente debatido desde mediados del siglo pasado (véase, por ejemplo, Siddans, 1972; Wood, 1974). En la actualidad son aún muchos los trabajos que se dedican al estudio de esta estructura, a pesar de lo cual el problema de su origen sigue en pie.

Los mecanismos que intervienen en la formación de los distintos tipos de esquistosidad que hemos definido anteriormente deben de ser esencialmente los mismos, variando únicamente en cada caso su importancia relativa. De acuerdo con el estado actual de la investigación de este tipo de estructuras, los principales mecanismos involucrados en su formación son los siguientes:

- Disolución por presión.
- Rotación mecánica de minerales.
- Cristalización y recristalización de minerales orientados.
- Deformación intracristalina.

Aunque a menudo se ha destacado la importancia de uno de estos mecanismos respecto a los demás, ellos no son incompatibles entre sí, de forma que, en la actualidad, se tiende a admitir que, en la mayor parte de los casos, estos mecanismos actúan conjuntamente.

LA DISOLUCIÓN POR PRESIÓN

El estudio de los principios teóricos que ilustran el mecanismo de disolución por presión fue iniciado a mediados del siglo pasado (Thompson, 1849, 1862). Por la misma época, Sorby (1863, 1879, 1880) interpretó ya algunas estructuras en función de este mecanismo y reconoció su importancia en la formación del «slaty cleavage». Desde entonces los estudios realizados acerca de la disolución por presión han sido numerosos, habiendo sufrido un incremento particularmente grande en los últimos años, a partir de los trabajos de Plessman (1964, 1965) y Durney (1972), quienes pusieron un énfasis especial en la importancia de este proceso como mecanismo de deformación, destacando su papel en el desarrollo de esquistosidades.

En la actualidad son muchos los aspectos estructurales que han sido interpretados como pruebas de disolución por presión. En el caso de las esquistosidades que aquí estamos tratando estas evidencias suelen ser numerosas y su naturaleza y frecuencia varían en función de la litología y de las condiciones físicas en que se produce la deformación.

A escala mesoscópica dos son los tipos de pruebas más frecuentes:

A. Presencia en la esquistosidad espaciada de láminas de esquistosidad constituidas por un material más oscuro que el de los microlitones. Esta diferenciación se interpreta como el resultado de una movilización de los minerales más solubles (generalmente carbonatos y cuarzo) desde unas zonas, donde tiene lugar su disolución, a otras, donde tiene lugar su precipitación. Las primeras se empobrecen en carbonatos o cuarzo, concentrándose en ellas los minerales menos solubles y convirtiéndose en láminas de esquistosidad.

B. Existencia de laminaciones aparentemente desplazadas y parcialmente destruidas al

ser atravesadas por las láminas de esquistosidad constituidas por minerales oscuros. Este hecho es frecuente cuando la litología consiste en una alternancia de pizarras con laminaciones de siltitas o areniscas de grano fino (Fig. 6B). En la actualidad, este fenómeno se interpreta como debido a la pérdida de volumen que se produce al migrar el material en algunas zonas por fenómenos de disolución por presión durante el proceso de deformación (Fig. 8) (Groshong, 1975; Alvarez *et al.*, 1976; Hobbs *et al.*, 1976; Kerrich, 1978; Kerrich y Allison, 1978; Bastida, 1980). Este desplazamiento aparente se produce cuando la dirección del acortamiento es oblicua a la capa.

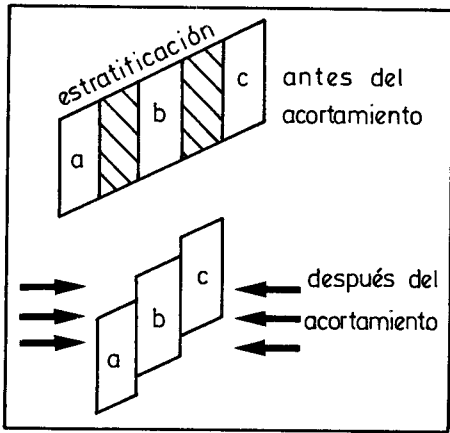


Fig. 8.—Desplazamiento aparente que se produce a través de una capa como resultado de un proceso de disolución por presión. El material representado mediante un rayado desaparece como consecuencia de dicho proceso (basada en Alvarez *et al.* 1976).

Conviene destacar que con posterioridad a su formación, las láminas de esquistosidad constituyen zonas de debilidad a lo largo de las cuales la roca puede romper, con lo cual estas zonas adquieren el aspecto de fracturas. Este hecho ha sido, sin duda, una de las causas por la que las superficies de esquistosidad se han interpretado erróneamente a veces como originadas por cizalla.

Entre las pruebas de disolución que se han citado con mayor frecuencia a escala microscópica están las siguientes:

A. Existencia de una diferenciación mineral en areniscas, calizas y más raramente en pizarras (Figs. 1A, C y 2). Esta diferenciación da lugar a la aparición de unas láminas de esquis-

tosidad, más o menos onduladas y anastomosadas y constituidas esencialmente por filosilicatos y minerales opacos, las cuales están separadas por microlitones con un grado de definición muy variable. Estos aspectos han sido descritos y atribuidos a disolución por presión por numerosos autores (Plessman, 1964; Durney, 1972; Williams, 1972; Means, 1975; Groshong, 1975; Beutner, 1978; Gray, 1978; Kerrich y Allison, 1978; White y Knipe, 1978; Beach, 1979; Bastida, 1980). Su significado es el mismo que el de las diferenciaciones minerales observadas a escala mesoscópica.

B. Existencia de granos, generalmente de cuarzo o calcita con sus bordes largos cortados por las láminas de esquistosidad (Fig. 9A) y/o presentando sus bordes cortos, más irregulares, sombras de presión (Fig. 1B). Estos aspectos son de los más citados en la literatura geológica como pruebas de disolución por presión (Durney, 1972, 1975; Williams, 1972; Elliot, 1973; Geiser, 1974; Wood, 1974; Holeywell y Tullis, 1975; Groshong, 1976; McClay, 1977; Gray, 1978; Kerrich, 1978; Kerrich y Allison, 1978; Beach, 1979; Bastida, 1980). Estas estructuras se explican en función del principio bien conocido según el cual los granos sufren disolución en los bordes sometidos a alto esfuerzo compresivo, mientras que la precipitación se ve favorecida en los bordes sometidos a bajo esfuerzo compresivo. Tal como afirman Kerrich y Allison (1978) es muy probable que las láminas de esquistosidad descritas anteriormente se inicien en los límites de estas partículas rígidas, cuyo papel es el de realzar el esfuerzo en la matriz adyacente. Posteriormente estas láminas pueden crecer por propagación lateral y coalescencia entre ellas.

C. Existencia de fragmentos fósiles cortados y parcialmente destruidos por láminas de esquistosidad (Fig. 9B). Este aspecto se presenta a menudo en calizas deformadas y su significado es el mismo que el de los granos cortados (Durney, 1972; Groshong, 1976; McClay, 1977).

Como ya hemos dicho, la naturaleza y frecuencia de las pruebas de disolución por presión varía en función de la litología y grado de metamorfismo. En las rocas arenosas, la frecuencia de dichas pruebas aumenta al hacerlo el contenido en matriz. Este hecho está de acuerdo con la afirmación generalmente admitida de que la presencia de filosilicatos en este

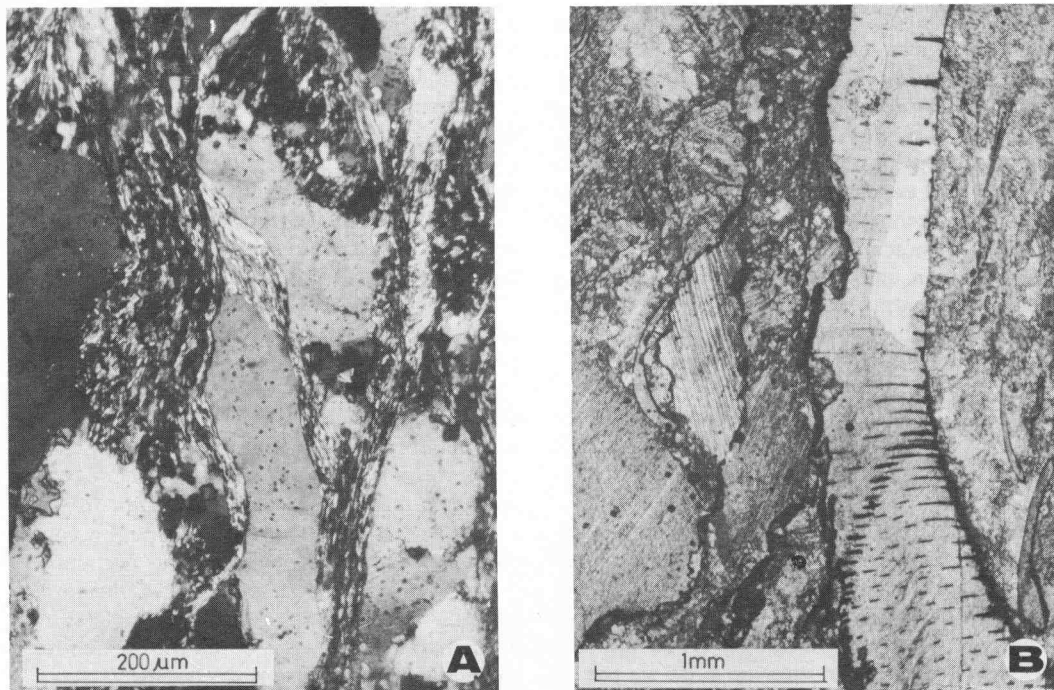


Fig. 9.—Pruebas de disolución por presión en rocas afectadas por esquistosidad. A, granos de cuarzo alargados y cortados por filosilicatos, desarrollando bordes suavemente festoneados (areniscas en las inmediaciones de la ría del Nalón, Asturias). B, fragmento fósil parcialmente destruido por disolución por presión, desarrollándose bordes estilolíticos (caliza de la región de Cabo Peñas, Asturias).

tipo de rocas favorece un aumento de la velocidad de disolución por presión del cuarzo, por lo cual las evidencias de este mecanismo se desarrollan mejor en litologías «impuras» (Kerrick y Allison, 1978). Sin embargo, en las rocas de tipo pelítico las evidencias de disolución por presión son menos espectaculares; no obstante, en estas rocas los granos de cuarzo suelen estar fuertemente alargados en la dirección de la esquistosidad, a pesar de no presentar en muchos casos evidencias de deformación intracristalina importante, lo cual sugiere que la disolución por presión ha podido ser muy grande. Hay que destacar que es muy posible que las rocas pelíticas sufran globalmente menos disolución por presión que las arenosas con cierto contenido en matriz, ya que, si se admite la serie de minerales propuesta por Trurnit (1968) según su solubilidad por presión, el cuarzo es más soluble que los filosilicatos. No obstante, hay que tener en cuenta que la cristalización y recristalización de filosilicatos, que tienen lugar en rocas pelíticas para originar el «slaty cleavage» y que más adelante trataremos, es muy posible que estén in-

timamente ligadas a difusión de material como consecuencia de fenómenos de disolución por presión, aunque las evidencias de este proceso son por el momento escasas en estas rocas.

Con relación al grado de metamorfismo, y de acuerdo con nuestras observaciones en la zona Asturoccidental-leonesa (NW de España), parece que las evidencias de disolución por presión aumentan al disminuir el grado de éste, presentando un máximo en la zona anquimeta-mórfica y en la parte alta de la zona de la clorita.

En definitiva, puede decirse que la disolución por presión contribuye al desarrollo de la esquistosidad primaria de diversas maneras:

1. Dando lugar a la aparición de películas orientadas de minerales fémcicos (principalmente filosilicatos y minerales opacos).
2. Dando lugar a un alargamiento orientado de los granos minerales (principalmente cuarzo y calcita).
3. Facilitando el desarrollo de la cristalización y recristalización de filosilicatos orientados.

De esta manera, el mecanismo de disolución por presión puede bastarse por sí mismo para producir una esquistosidad grosera o un «slaty cleavage» grosero. Sin embargo, en la formación del «slaty cleavage» aunque la disolución por presión juega un papel importante, se requiere, como se verá más adelante, la intervención de, al menos, otro mecanismo. La disolución por presión suele dar lugar a fábricas heterogéneas, con una frecuente diferenciación en dominios, mientras que el «slaty cleavage» consiste en una fábrica prácticamente homogénea.

INFLUENCIA DE LA ROTACIÓN MECÁNICA DE FILOSILICATOS EN EL DESARROLLO DE LA ESQUISTOSIDAD

Una de las principales controversias que surgieron, ya en el siglo pasado, en torno a los mecanismos que dan lugar a la esquistosidad, se centra en el conocimiento de si el mecanismo dominante es el proceso mecánico de orientación de minerales por rotación o de si, por el contrario, el factor dominante es el proceso químico de cristalización o recristalización de minerales orientados. Esta polémica se mantiene aún en la actualidad; sin embargo, estos dos mecanismos no son incompatibles entre sí, de forma que incluso los mantenedores de un punto de vista determinado en esta polémica han admitido generalmente la participación del mecanismo alternativo. En las líneas que siguen a continuación discutiremos el papel de la rotación de minerales.

Es bien conocido que el proceso de deformación conduce generalmente a la rotación de las líneas o componentes materiales del cuerpo que se deforma. La naturaleza y características de esta rotación pueden ser variables, pudiéndose distinguir dos tipos:

- Rotación activa; la que se origina como consecuencia del diferente comportamiento mecánico entre los granos de una especie mineral determinada y el medio que los rodea.

- Rotación pasiva; en ella los granos minerales actúan como marcadores pasivos durante la deformación.

Desde el punto de vista de la esquistosidad nos interesa particularmente la rotación de aquellos granos que por su hábito tabular o acicular, puedan dar lugar al desarrollo de una orientación dimensional preferente. En el caso

de las rocas metamórficas de bajo grado, los minerales más frecuentes que cumplen esta condición son los filosilicatos.

Para conocer la intensidad de la rotación sufrida por los filosilicatos en una roca deformada y su papel en el desarrollo de la esquistosidad se ha compaginado el análisis de diversos modelos teóricos y experimentales con análisis basados en observaciones realizadas en rocas afectadas por esquistosidad.

Los modelos teóricos más utilizados en el estudio de la rotación de minerales son los siguientes:

A. Modelo de March (1932).—Analiza la orientación preferente que se produce cuando una distribución uniforme de partículas tabulares embebidas en un medio con idénticas propiedades que ellas, es sometida a una deformación homogénea. El modelo supone, en consecuencia, una rotación pasiva de las partículas.

B. Modelo de Jeffery (1923).—Considera la rotación de partículas rígidas elipsoidales uniformemente distribuidas en un medio viscoso y sometidas a una deformación homogénea.

Los modelos de March y Jeffery predicen resultados análogos (Tullis, 1976), obteniéndose en ambos casos una orientación preferente perpendicular a la dirección de máximo acortamiento finito.

C. Modelo de March modificado. Owens (1973) ha ampliado el modelo de March a cualquier tipo de distribución inicial de partículas. Hobbs *et al.*, (1976) lo han aplicado al caso particular de una fábrica de partículas planas con una orientación preferente inicial y sometida a una deformación homogénea cuya dirección de máximo acortamiento es paralela a los planos definidos originalmente por las partículas; las distribuciones de orientaciones que se obtienen a partir de este modelo para distintos valores del acortamiento final se encuentran ilustradas en la Fig. 10, observándose una distribución bimodal y simétrica respecto al plano XY del elipsoide de la deformación.

De los anteriores modelos se desprende que, si la distribución inicial de las partículas es uniforme, se tendrá como resultado, con una deformación suficientemente grande, una anisotropía capaz de definir una esquistosidad; si, por el contrario, se trata de una fábrica inicial orientada, el anterior resultado no se producirá. Otra suposición importante que llevan consigo estos modelos es que no existe interacción entre

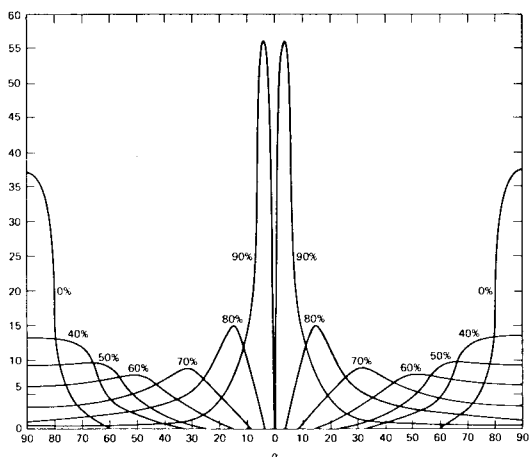


Fig. 10.—Diagrama que muestra la distribución de frecuencias (F) de las orientaciones de marcadores planos pasivos inicialmente orientados, las cuales aparecen como consecuencia de una deformación homogénea en la que la dirección de máximo acortamiento es paralela a la fábrica inicial. El ángulo α es el que forman los marcadores con la dirección de máxima elongación y los números sobre las curvas corresponden a diversos valores de la máxima deformación compresiva (según Hobbs *et al.*, 1976).

las partículas del modelo. Evidentemente, la comprobación de estos aspectos requiere la utilización de modelos experimentales y la realización de observaciones minuciosas en rocas con esquistosidad.

Los modelos experimentales que se han utilizado para determinar la importancia de la rotación mecánica en el desarrollo de la esquistosidad primaria han dado lugar a resultados contradictorios. Los realizados sobre rocas han sido poco fructíferos hasta la fecha (Means, 1977), siendo los más interesantes los que han sido llevados a cabo con partículas de óxidos o con filosilicatos; los óxidos permitieron el desarrollo sintectónico de filosilicatos.

Experimentando con estos materiales, Means y Paterson (1966) y Tullis (1976) han concluido que la rotación de minerales es el mecanismo predominante en el desarrollo de la esquistosidad. Means y Paterson se basan en que los resultados que obtienen a altas y bajas temperaturas son análogos; Tullis afirma que el papel de la recrystalización es favorecer la rotación de las partículas al disminuir la interacción entre ellas, con lo cual se obtienen los modelos predichos por March y Jeffery. Contrariamente a los autores anteriores, Etheridge *et al.* (1974) mediante experimentos análogos, obtienen orientaciones

mayores a altas temperaturas que a bajas y mayores también que las predichas por la teoría de March, por lo cual concluyen que, aunque la rotación existe, es un mecanismo subordinado a la cristalización y recrystalización de filosilicatos.

Resulta difícil obtener conclusiones a partir de los experimentos que se acaban de reseñar. Interesa destacar la ausencia en todos ellos de una fábrica inicial orientada, lo cual es un hecho que, como veremos más adelante, parece muy discutible que se cumpla en condiciones naturales. Por otro lado, las contradicciones que se observan a partir de la contrastación mutua de los trabajos analizados reflejan probablemente la dificultad que existe en el laboratorio de reproducir cristalizaciones y recrystalizaciones comparables a las que se producen en las condiciones físicas naturales. En consecuencia, podemos afirmar que los experimentos realizados para analizar el papel de la orientación mecánica en el desarrollo de la esquistosidad aportan en la actualidad pocos datos para la resolución del problema.

Los trabajos dedicados a investigar los mecanismos que conducen al desarrollo de la esquistosidad primaria y basados en observaciones o medidas realizadas en rocas naturales, son los más abundantes. En esta línea, Tullis y Wood (1975), a partir de medidas de orientación preferente y de deformación mediante el modelo de March en pizarras cámbricas de Gales, han concluido, aunque con ciertas reservas, que la rotación mecánica podría bastarse para explicar la orientación de los filosilicatos en estas pizarras.

El análisis de la orientación preferente de las micas detríticas en rocas con esquistosidad, ha permitido a diversos autores obtener importantes conclusiones en torno al mecanismo de rotación. Dicho análisis se basa en la distinción de dos tipos de micas: detríticas y de neoformación (Williams, 1972; Holeywell y Tullis, 1975; Etheridge y Lee 1975; Williams, 1977; Bell, 1978; Roy, 1978; Mancktelow, 1979; Bastida, 1980).

Las micas detríticas (Figs. 1D y 11) se presentan en granos grandes con una orientación deficiente, presentando a menudo extinción ondulante y en algunas ocasiones sombras de presión; también aparecen a veces plegadas. Las micas de neoformación (Fig. 11) presentan un tamaño mucho menor, se concentran principalmente en las láminas de esquistosidad y su

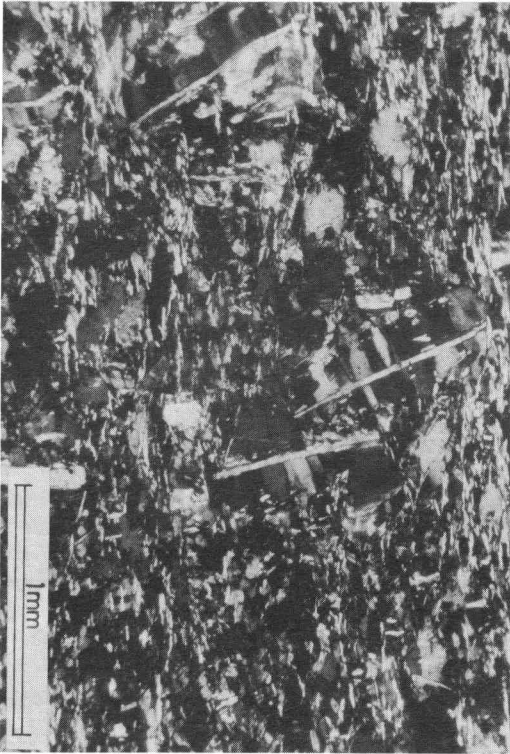


Fig. 11.—Micas detríticas y de neoformación en una roca con esquistosidad (inmediaciones de la ría del Nalón, Asturias; zona metamórfica de la clorita). Las micas de neoformación son de pequeño tamaño y definen la orientación de la esquistosidad. Las detríticas son de mayor tamaño, se orientan casi transversalmente a la esquistosidad y han permitido el desarrollo de sombras de presión con cristalización de cuarzo.

orientación es más perfecta que la de las detríticas.

Para determinar la orientación de las micas detríticas, se ha medido la de las trazas de sus planos (001) en láminas delgadas cortadas perpendicularmente a la intersección entre esquistosidad y estratificación (Williams, 1972; Etheridge y Lee, 1975; Bell, 1978; Roy, 1978; Mancktelow, 1979; Bastida, 1980). Los resultados de estas medidas indican la existencia de un cierto control de la fábrica final por parte de la estratificación, control que aumenta a medida que lo hace el ángulo entre la estratificación y la esquistosidad. En consecuencia, los mencionados autores han coincidido en admitir la existencia de una fábrica inicial controlada por la estratificación. Con la deformación se produce una rotación mecánica de dichos minerales, con lo cual la fábrica original se modifica y se pro-

duce una nueva orientación preferente con un grado de desarrollo variable, que sin embargo no llega a coincidir con la de la esquistosidad, la cual está definida por otros aspectos más penetrativos, tales como películas de acumulación de félicos o pequeños filosilicatos perfectamente orientados. La rotación se produce, tal como cabe esperar, desde la estratificación hacia la esquistosidad por el camino más corto.

A la vista de los anteriores resultados, los autores ya mencionados que han estudiado la reorientación de micas detríticas han concluido que la rotación mecánica, aunque puede producir un cierto grado de anisotropía en la roca, es un mecanismo secundario en el desarrollo de la esquistosidad.

Rotación de filosilicatos y deshidratación tectónica.—Existen diversos autores que han considerado a la rotación como el mecanismo dominante en la formación de ciertas esquistosidades. Para dichos autores, el mencionado mecanismo y, en consecuencia, el desarrollo de la esquistosidad, se vería facilitado por procesos de compactación tectónica de sedimentos no consolidados y ricos en agua (Maxwell, 1962; Moench, 1966, 1970; Powell, 1969, 1972a y b, 1973; Braddock, 1970; Clark, 1970; Alterman, 1973; Moore, 1973; Ross y Barnes, 1975; Davies y Cave, 1976; Lobato, 1977). Según estos autores, las altas presiones originadas durante la compactación darían lugar a la deshidratación de los sedimentos, con lo cual los filosilicatos se orientarían mediante rotación al paso del agua. Entre los principales aspectos que estos autores consideran como pruebas de este proceso se han citado: diques clásticos arenosos o siltíticos paralelos a la esquistosidad, fragmentos de arenisca rodeados de pelitas y estructuras linguoides o de inyección en los contactos pelita-arenisca.

La teoría anterior ha sido cuestionada por numerosos autores (Epstein y Epstein, 1969; Williams, 1972; Boulter, 1974; Groshong, 1974, 1976; Wood, 1974; Geiser, 1974; Etheridge y Lee, 1975; Holeywell y Tullis, 1975; Beutner *et al.*, 1977; Beutner, 1978). Entre las principales objeciones que se han presentado a esta hipótesis como teoría general del desarrollo de la esquistosidad están las siguientes:

— Es muy dudoso, como se ha podido ver, que la rotación sea el mecanismo dominante en el desarrollo de la esquistosidad primaria y los

partidarios de la deshidratación tectónica no aportan pruebas concluyentes de la importancia de este mecanismo.

– En muchos casos, aunque se presentan algunas de las pruebas invocadas por los partidarios de la deshidratación tectónica, la edad de las rocas es mucho mayor que la de la deformación, la cual a su vez suele ser sincrónica con un proceso de metamorfismo regional. En estas condiciones las rocas debían estar consolidadas mucho tiempo antes de producirse la esquistosidad.

– Asociadas a las pizarras, existen a veces otras rocas con esquistosidad en las que la ausencia de agua ha sido total o casi total. Tal es el caso de rocas ígneas o de rocas con metamorfismo retrógrado (Wood, 1974).

– En algunas regiones aparecen a veces fósiles deformados en las rocas afectadas por «slaty cleavage», lo cual es también una seria objeción a esta teoría de la deshidratación, ya que, tal como admite Wood (op. cit.) es difícil concebir que estos se deformasen antes de su fosilización o que estuviesen litificados antes que la roca encajante.

– Los diques clásticos han sido citados en diversos medios sedimentarios (Reineck y Singh, 1973) y su paralelismo con la esquistosidad podría explicarse por la deformación posterior a la litificación (Holeywell y Tullis, 1975 y Groshong, 1976). Asimismo, las estructuras linguoides podrían ser debidas a la deformación en la interfases entre litologías de competencias diferentes, la cual estaría asistida por fenómenos de disolución.

Como resultado de estas objeciones, no parece suficientemente probada, en ningún caso, la compactación y deshidratación tectónica como mecanismo esencial en el desarrollo de la esquistosidad, por lo cual debe desecharse como mecanismo general responsable de esta estructura.

CRISTALIZACIÓN Y RECRISTALIZACIÓN DE MINERALES ORIENTADOS

Como ya se ha visto anteriormente, la cristalización y recristalización de minerales orientados se ha considerado generalmente como un mecanismo alternativo frente a la rotación mecánica de filosilicatos en el desarrollo de la esquistosidad. Realmente, estos dos mecanismos no son excluyentes, sino que pueden comple-

mentarse a lo largo de la deformación. Desde el punto de vista de la esquistosidad, los minerales más relevantes por su crecimiento orientado son los filosilicatos.

La cristalización y recristalización de filosilicatos es un hecho evidente en muchas rocas con esquistosidad. Sin embargo, no se conocen aún bien las características de este proceso, no sabiéndose cómo tiene lugar el desarrollo de filosilicatos orientados a partir de minerales arcillosos; esto hace que no se pueda cuantificar este posible crecimiento orientado de una forma análoga a como se cuantifica la rotación mecánica mediante los modelos de March o de Jeffery. Incluso la constatación de este proceso no es siempre fácil de realizar. Desde el punto de vista teórico, dos parecen ser los factores más importantes que controlan el desarrollo de una orientación dimensional preferente por crecimiento y recristalización de filosilicatos:

1. *Influencia del sistema de esfuerzos.*—Las ideas generales acerca de cómo influye la existencia de un campo de esfuerzos sobre la cristalización de minerales fueron expuestas por Kamb (1959, 1961), quien afirmó que los minerales sometidos a un campo de esfuerzos son termodinámicamente más estables en unas direcciones que en otras, de forma que los minerales con unas orientaciones tenderán a disolverse y los que presenten otras crecerán. Posteriormente, Flinn (1965) analizó el caso de las micas, concluyendo que estas tienden a crecer con sus planos basales perpendiculares al máximo esfuerzo compresivo, lo cual puede dar lugar al desarrollo de una esquistosidad.

2. *Influencia de la anisotropía de la roca.*—Cuando crecen minerales en una roca que se deforma, sus orientaciones están influidas por la anisotropía previa de la roca. En este sentido, la forma de los poros y de los granos preexistentes determinarán en gran medida la orientación de los granos nuevos. Este mecanismo no produce una nueva orientación preferente, pero puede realzar de forma considerable la previamente establecida. Se sabe, por otra parte, que los filosilicatos crecen con más rapidez paralelamente a los planos (001) (Vernon, 1976; Williams, 1977), por lo cual el crecimiento de granos con sus planos basales oblicuos a los planos de la orientación preferente previa será pronto interrumpida por los granos adyacentes, lo cual favorecerá el crecimiento mimético des-

crita. Este tipo de crecimiento puede producirse incluso después de la deformación y ha sido destacado por numerosos autores (Spray, 1969; Oertel, 1970; Hobbs *et al.*, 1976; Vernon, 1976; Means, 1977; Siddans, 1977; Williams, 1977). Un caso particular de anisotropía aparece cuando previamente a la cristalización se ha producido una diferenciación mineral en dominios debida a procesos de disolución por presión. En este caso, y de acuerdo con Wood (1974), la cristalización de micas se verá favorecida en las láminas de esquistosidad, por ser en ellas donde tiene lugar una concentración de minerales arcillosos que aparecen como residuos insolubles en los citados procesos.

Resulta difícil contrastar el papel de estos factores y las predicciones teóricas esbozadas en las rocas con esquistosidad. No obstante, existen algunos aspectos en ellas que nos permiten obtener algunas conclusiones en torno a la importancia del mecanismo de la cristalización y recristalización de filosilicatos orientados.

Desde el punto de vista experimental, las aportaciones al conocimiento del presente mecanismo son escasas, tal como sucedía en el caso de la rotación de filosilicatos. Los experimentos relevantes son los ya mencionados para el caso de la orientación mecánica. En este sentido, ya hemos visto cómo Means y Paterson (1966) y Tullis (1976), a partir de sus experimentos con óxidos y filosilicatos dedujeron un papel dominante para la orientación mecánica, mientras que Etheridge *et al.* (1974) dedujeron en experimentos análogos un papel dominante para la cristalización orientada de filosilicatos. Los resultados son, por tanto, poco concluyentes en lo que respecta al conocimiento de la importancia relativa de estos dos mecanismos.

La contrastación del papel del mecanismo de cristalización de filosilicatos orientados a partir de observaciones realizadas en rocas, se basa, al igual que en el caso de la rotación, en el análisis de la orientación de estos minerales. En estos se han distinguido frecuentemente, como ya se ha visto con anterioridad, dos generaciones de micas; el estudio de las micas detríticas ha conducido a diversos autores a considerar que la rotación mecánica es un mecanismo secundario en el desarrollo de la esquistosidad primaria. Por otro lado, la comparación de la fábrica final de estas micas detríticas con la de las micas de neoformación ha permitido a la mayoría de estos autores afirmar que la cristali-

zación y recristalización de filosilicatos es un mecanismo muy importante (Etheridge y Lee, 1975; Holeywell y Tullis, 1975; Bell, 1978; Roy, 1978; Mancktelow, 1978; Bastida, 1980). El argumento en que se basa la anterior afirmación se refiere a las diferencias existentes entre las fábricas finales de ambos tipos de micas. La fábrica de las micas detríticas presenta una orientación preferente controlada en parte por la estratificación, evidenciando una fábrica inicial; la orientación final está de acuerdo con el modelo de March modificado o incluso es menor que la predicha por este modelo. Por el contrario, las micas de neoformación presentan un alto grado de orientación preferente y su proporción y tamaño aumenta con el grado de metamorfismo, de forma que al aumentar su proporción aumenta también la penetratividad de la esquistosidad; su grado de orientación es mayor que el predicho por el modelo de March modificado.

Los hechos anteriores permiten suponer que estos pequeños filosilicatos de neoformación crecen orientados de acuerdo con la teoría ya expuesta de Kamb (1959, 1961) y Flinn (1965), definiendo en consecuencia la esquistosidad. Cabría pensar que estos filosilicatos crecieran en un principio al azar a partir de minerales arcillosos y después se orientasen por rotación, lo cual explicaría también la diferencia de fábrica con las micas detríticas; sin embargo, esta hipótesis está en desacuerdo con los análisis teóricos citados y con el hecho de que estas micas presenten siempre una excelente orientación, independientemente de la intensidad de la deformación y de su proporción en la muestra.

De acuerdo con la teoría de Kamb (1959, 1961), y Flinn (1965) los filosilicatos crecerán con sus planos (001) perpendiculares al máximo esfuerzo comprensivo. A lo largo del proceso de deformación es muy probable que la dirección de este esfuerzo sufra ligeros cambios, con lo cual se producirían como respuesta cristales con orientaciones ligeramente diferentes. En tal caso, la existencia de pequeñas rotaciones realzará la orientación preferente producida por la cristalización dependiente del esfuerzo, de tal modo que, en cada momento, la orientación de los planos de anisotropía se mantendrá perpendicular a la dirección de máximo acortamiento finito.

El aumento de tamaño de grano producido por la cristalización descrita y por la aparición

de un crecimiento mimético cuando la proporción de micas de neoformación es apreciable, pueden conducir al desarrollo de una «schistosity», lo cual lleva implícito la existencia de un cierto grado de metamorfismo.

Puede concluirse que la cristalización de minerales orientados es un mecanismo muy importante en el desarrollo de la esquistosidad primaria, y particularmente del «slaty cleavage» grosero, del «slaty cleavage» y de la «schistosity». La importancia de este mecanismo está íntimamente ligada al grado de metamorfismo y también a otros mecanismos, como son la disolución por presión y la rotación mecánica de minerales; sobre este aspecto se insistirá más adelante.

LA DEFORMACIÓN INTRACRISTALINA EN EL DESARROLLO DE LA ESQUISTOSIDAD

La deformación intracristalina es un mecanismo que tiene una importancia dependiente del mineral que se considere y su papel en el desarrollo de la esquistosidad varía por tanto en función de la litología.

En las micas, la deformación intracristalina se lleva a cabo generalmente por deslizamiento a lo largo de los planos basales (Etheridge, *et al.*, 1973; Vernon, 1976) que puede llevar consigo el plegamiento o rotación de las mismas. Del análisis de las microestructuras de los filosilicatos y de su rotación se desprende que la deformación intracristalina tiene generalmente poca importancia en el desarrollo del «slaty cleavage».

En el caso del cuarzo la deformación intracristalina presenta mayor importancia. Así, en las cuarcitas se observa en muchas ocasiones como la orientación dimensional preferentemente de los granos, que da lugar a la esquistosidad grosera, aumenta a medida que lo hace su deformación intracristalina, la cual a su vez aumenta con la deformación y el grado de metamorfismo. Se desprende, en consecuencia, que la deformación intracristalina es un mecanismo muy importante en el desarrollo de la esquistosidad grosera en cuarcitas y también probablemente en el caso de otras rocas monominerales como, por ejemplo, las calizas puras.

SINTESIS FINAL

La esquistosidad es una anisotropía aproximadamente plana que se origina en las rocas como consecuencia del proceso de deforma-

ción. Cuando surge de la modificación directa de una fábrica sedimentaria la denominamos esquistosidad primaria. Dentro de ésta, existen diversos tipos que se diferencian por el tamaño, homogeneidad y grado de orientación de los componentes de la fábrica. En el presente trabajo se han considerado los siguientes tipos:

- Esquistosidad grosera.
- «Slaty cleavage» grosero.
- «Slaty cleavage».
- «Schistosity».

El desarrollo de una u otra depende de la litología, de la intensidad y velocidad de la deformación y de las condiciones físicas en que ésta se verifica.

La esquistosidad primaria es una estructura que se asocia generalmente a un proceso de plegamiento, con el que se desarrolla simultáneamente cuando se alcanza un valor mínimo de acortamiento (del orden del 30 %). Por esta razón, existe una relación geométrica clara entre pliegues y esquistosidad, de forma que los planos de anisotropía suelen ser subparalelos a los planos axiales, o bien convergentes o divergentes hacia el núcleo de los pliegues. En la mayoría de los casos, la lineación que resulta de la intersección entre estratificación y esquistosidad es subparalela a las líneas de charnela.

Es un hecho de observación que la geometría de la esquistosidad primaria guarda una relación definida con el elipsoide final de la deformación, de forma que los planos de esquistosidad son planos XY de dicho elipsoide, es decir, perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento finito. Este hecho concuerda con la distribución de los ejes de la elipse de la deformación que se obtiene sobre perfiles de pliegues a partir de la teoría de «buckling». Cualquier hipótesis sobre el desarrollo de la esquistosidad primaria debe por tanto de tener en cuenta y explicar este hecho. Por otro lado, y como consecuencia del diferente estado de deformación que suele existir en las diferentes capas de un «multilayer», la esquistosidad sufre desviaciones al pasar de unas capas a otras con diferente competencia, fenómeno que se conoce con el nombre de refracción de la esquistosidad.

La esquistosidad primaria es el resultado de la acción combinada de diversos mecanismos, entre los cuales destacan los siguientes:

- Disolución por presión.
- Cristalización y recristalización de filosilicatos.

- Rotación mecánica de filosilicatos.
- Deformación intracristalina de minerales.

La importancia de estos mecanismos varía de unos minerales a otros y es, por tanto, función de la litología, dependiendo también de las condiciones físicas de la deformación. En general, los dos primeros mecanismos son los más importantes.

La disolución por presión contribuye al desarrollo de la esquistosidad dando lugar a la aparición de una diferenciación mineral, con el desarrollo de láminas orientadas de minerales félicos y el alargamiento de granos minerales, principalmente de cuarzo o calcita. Estos aspectos son los que definen la esquistosidad grosera o el «slaty cleavage» grosero característicos de las areniscas impuras o calizas impuras en las zonas con metamorfismo regional muy bajo o nulo, en las que este mecanismo es esencial. En el «slaty cleavage» este mecanismo debe de ser también importante, pero sus efectos suelen quedar parcialmente enmascarados por los correspondientes a otros mecanismos.

La cristalización y recristalización de filosilicatos orientados ha sido reconocida como un mecanismo esencial en el desarrollo del «slaty cleavage» y de la «schistosity». Su importancia crece al aumentar el grado de metamorfismo. La orientación preferente producida por este mecanismo se debe, según las predicciones teóricas, a que los filosilicatos tienden a crecer con los planos (001) perpendiculares al máximo esfuerzo comprensivo. Por otro lado, cuando se desarrolla una anisotropía, el crecimiento de los cristales está condicionado por ella, con la cual se produce un crecimiento animético que tiende a realizar la mencionada anisotropía. Este crecimiento puede incluso proseguir en condiciones estáticas, es decir, con posterioridad al proceso de deformación.

La rotación mecánica de filosilicatos contribuye generalmente de forma secundaria al desa-

rollo de la esquistosidad primaria y su papel es el de realizar la orientación dimensional preferente producida por cristalización orientada de filosilicatos.

La deformación intracristalina tiene también una importancia secundaria en el desarrollo de la esquistosidad primaria. Únicamente en el caso de algunas rocas monominerales, como cuarcitas y calizas puras, este mecanismo es importante en el desarrollo de la esquistosidad grosera.

Los mecanismos anteriormente descritos presentan una interrelación muy estrecha a lo largo del proceso de deformación. Así, por ejemplo, la disolución por presión implica a su vez precipitación y cristalización de minerales; la cristalización y recristalización de filosilicatos se ve favorecida en las zonas de concentración de minerales arcillosos originadas en el proceso de disolución por presión; la deformación intracristalina de micas puede dar lugar a la vez a su rotación; la orientación de la fábrica originada por cristalización dependiente del esfuerzo puede realizarse continuamente mediante pequeñas rotaciones que responden a la variación en el tiempo de este esfuerzo, etc.

Podemos concluir que la esquistosidad primaria es una estructura que resulta, en parte, de un proceso de deformación y, en parte, de un proceso de metamorfismo. Su significado mecánico, aunque aún se discute, parece en la actualidad bastante claro. También se conocen cuáles son los factores y mecanismos más importantes que intervienen en su formación. Sin embargo, la naturaleza íntima de estos mecanismos y su importancia relativa aún no son suficientemente conocidos en el detalle, por lo cual estos aspectos del desarrollo de la esquistosidad permanecen aún en el campo de las hipótesis, las cuales requieren la realización en el futuro de contrastaciones cuidadosas y sistemáticas que permitan constatar su veracidad.

BIBLIOGRAFIA

- Alterman, I. B. (1973).—Rotation and dewatering during slaty cleavage formation: Some new evidence and interpretations. *Geology*, 1, 33-36.
- Alvarez, W., Engelder, T. y Lowrie, W. (1976).—Formation of spaced cleavage and folds in brittle limestone by dissolution. *Geology*, 4, 698-701.
- Autran, A., Fontelles, M., Goguel, J. y Guitard, G. (1974).—Sur le mécanisme de la schistosité. *Centenaire de la Soc. Geol. de Belgique, Géologie des domaines cristallins*, Liege, 89-121.
- Bastida, F. (1980).—Las estructuras de la primera fase de deformación herciniana en la Zona Asturoccidental-leonesa (costa cantábrica, NW de España). Tesis doctoral. Univ. de Oviedo.
- Beach, A. (1979).—Pressure solution as a metamorphic process in deformed terrigenous sedimentary rocks. *Lithos*, 12, 51-58.
- Bell, T. H. (1978).—The development of slaty cleavage across the Nacacara Arc of the Adelaide Geosyncline. *Tectonophysics*, 51, 171-201.

- Beutner, E. C. (1978).—Slaty cleavage and related strain in Martinsburg Slate, Delaware Water Gap, New Jersey. *Am. J. Sci.*, 278, 1-23.
- , Jancin, M. D. y Simón, R. W. (1977).—Dewatering origin of cleavage in light of deformed calcite veins and clastic dikes in Martinsburg slate, Delaware Water Gap., *N. J. Geology*, 5, 118-122.
- Boulter, C. A. (1974).—Tectonic deformation of soft sedimentary clastic dikes from the Precambrian rocks of Tasmania, Australia, with particular reference to their relations with cleavages. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1.413-1.420.
- Braddock, W. A. (1970).—The origin of slaty cleavage: evidence from Precambrian rocks in Colorado. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 589-600.
- Clark, B. R. (1970).—Origin of slaty cleavage in the Cocur d'Alene district, Idaho. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 3.061-3.072.
- Chapple, W. M. (1968).—A mathematical theory of finite-amplitude folding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79, 47-68.
- Darwin, C. (1846).—*Geological Observations in South America*, Smith-Elder, Londres, 279 pp.
- Davies, W. y Cave, R. (1976).—Folding and cleavage determined during sedimentation. *Sed. Geology*, 15, 89-133.
- Dieterich, J. H. (1969).—Origin of cleavage in folded rocks. *Am. Jour. Sci.*, 267, 155-165.
- (1970).—Computer experiments on mechanics of finite amplitude folds. *Canadian J. of Earth Sci.*, 7, 467-476.
- Durney, D. W. (1972).—Solution transfer, on important geological deformation mechanism. *Nature*, 235, 315-317.
- (1976).—Pressure-solution and crystallization deformation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 283, 229-240.
- Elliot, D. (1973).—Diffusion flow laws in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2.645-2.664.
- Epstein, J. B. y Epstein, A. G. (1969).—Geology of the Valley and Ridge Province between Delaware Water Gap and lehigh Gap, Pennsylvania. In Subitsky, S., ed., *Geology of selected areas in New Jersey and eastern Pennsylvania and guide book of excursions*. Ann. Mtg. Geol. Soc. Am. in Atlantic City, Rutgers Univ. Press, 132-205.
- Etheridge, M. A. y Lee, M. F. (1975).—Microstructure of slate from Lady Losetta, Queensland, Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 13-22.
- , Paterson, M. S. y Hobbs, B. E. (1974).—Experimentally produce preferred orientation in synthetic mica aggregates. *Contr. Miner. Petrol.*, 44, 275-294.
- Flinn, D. (1965).—Deformation in metamorphism. In *Controls of metamorphism*, Ed. W. S. Pitcher, G. W. Flinn; Oliver y Bord (Edinburgh), 46-72.
- Geiser, P. A. (1974).—Cleavage in some sedimentary rocks of the central Valley and Ridge province, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1.399-1.412.
- Gray, D. R. (1978).—Cleavage in deformed psammitic rocks from southeastern Australia, their nature and origin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 577-590.
- Groshong, R. H. Jr. (1974).—Martinsburg slaty cleavage caused by pressure solution. *Trans. Am. Geophys. Un.*, 55, 5.436.
- (1975).—«Slip» cleavage caused by pressure solution in a buckle fold. *Geology*, 3, 411-413.
- (1976).—Strain and pressure solution in the Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. *Am. Jour. Sci.*, 276, 1.131-1.146.
- Harker, A. (1886).—On slaty cleavage and allied rock structures. *Rep. Brit. Assoc. Advan. Sci.*, 1885, 813-852.
- Hobbs, B. E.; Means, W. D. y Williams, P. F. (1976).—*An outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons, New York, 571 pp.
- Holeywell, R. C. y Tullis, T. E. (1975).—Mineral reorientation and slaty cleavage in the Martinsburg Formation, Lehigh Gap, Pennsylvania. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1.296-1.304.
- Jeffery, G. B. (1923).—The motion of ellipsoid particles immersed in a viscous fluid. *Royal Soc. (London) Proc.*, 102, 161-179.
- Kamb, W. B. (1959).—Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress. *J. Geol.*, 67, 153-170.
- (1961).—The thermodynamic theory of nonhydrostatically stressed solids. *J. Geophys. Res.*, 66, 259-271.
- Kerrick, R. (1978).—An historical review and synthesis of research on pressure-solution. *Zbl. Geol. Paläont*, I (5/6), 512-550.
- y Allison, I. (1978).—Flow mechanisms in rocks: microscopic and mesoscopic structures, and their relation to physical conditions of deformation in the crust. *Geoscience Canada*, 5, 109-118.
- Lobato, L. (1977).—Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE de León, NO de Palencia, SO de Santander). Institución «Fray Bernardino de Sahagún». León (C.S.I.C.), 192 pp.
- Mancktelow, N. S. (1979).—The development of slaty cleavage, Fleurien peninsula, South Australia. *Tectonophysics*, 58, 1-20.
- March, A. (1932).—Mathematische theorie der Regelung nach der Korngestztl dei affiner Deformation. *Z. Kristallogr.*, 81, 285-297.
- Maxwell, J. C. (1962).—Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware Water Gap area, New Jersey and Pennsylvania. *Geol. Soc. Am. Mem.*, Buddington Vol., 281-311.
- McClay, K. R. (1977).—Pressure solution and Coble creep in rocks. *J. Geol. Soc. London.*, 134, 57-70.
- Means, W. D. (1975).—Natural and experimental microstructures in deformed micaceous sandstones. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 1.221-1.229.
- (1977).—Experimental contributions to the study of foliations in rocks: a review of research since 1960. *Tectonophysics*, 39 (1-3), 329-354.
- y Paterson, M. S. (1966).—Experiments on preferred orientations of platy minerals. *Beitr. Mineral. Petrogr.* 13, 108-133.
- Moench, R. H. (1966).—Relation of S_2 schistosity to metamorphosed clastic dikes, Rangeley-Phillips area, Maine. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, 1.449-1.462.
- (1970).—Premetamorphic down-to basin faulting, folding and tectonic dewatering, Rangeley area, western Maine. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1.463-1.496.
- Moore, J. C. (1973).—Complex deformation of Cretaceous trench deposits S. W. Alaska. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2.005-2.020.
- Oertel, G. (1970).—Deformation of a slaty, lapillar tuff in the Lake District, England. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1.173-1.188.
- Owens, W. H. (1973).—Strain modification of angular density distributions. *Tectonophysics*, 16, 249-261.
- Plessman, W. (1964).—Gesteinlösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozess, *Geo. Mitt.*, 4, 69-82.
- (1965).—Lösung, Verformung, Transport und Gefüge Beiträge zur Gesteinverformung innördost lichen Rheinischen Schiefergelarge. *Z. dt. Geol. Ges.*, 115, 650-663.
- Powell, C. McA. (1969).—Intrusive sandstone dykes in the Siamo Slate near Negaunee, Michigan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 2.585-2.594.
- (1972a).—Tectonic dewatering and strain in the Michigan Slate, Michigan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 2.149-2.158.

- Powell, C. McA. (1967b).—Tectonically dewatered slates in the Ludlovian of the Lake District. *England. Geol. Jour.*, 8, 95-110.
- (1973).—Clastic dikes in the Bull Formation of Cambrian age, Taconic allochthon, Vermont. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3.045-3.050.
- (1979).—A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58, 21-34.
- Ramberg, H. (1962).—Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. *Geol. Rundschau*, 51, 405-439.
- (1963).—Strain distribution and geometry of folds. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, 42, 1-20.
- y Strömgård, K. E. (1971).—Experimental tests of modern buckling theory applied on multilayered media. *Tectonophysics*, 11, 461-462.
- Ramsay, J. G. (1967).—*Folding and Fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, New York, 568 pp.
- Reineck, H. C. y Singh, I. B. (1973).—*Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 439 pp.
- Roberts, D. y Strömgård, K. E. (1972).—A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones. *Tectonophysics*, 14, 105-120.
- Rogers, H. D. (1856).—On the laws of structure of the more disturbed zones of the earth's crust. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 21, 431-472.
- Ross, J. V. y Barnes, W. C. (1975).—Development of cleavages within diamictites of southeastern British Columbia. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 12, 1.291-1.306.
- Roy, A. B. (1978).—Evolution of slaty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: A study from the Hunsruckschiefer. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1.775-1.785.
- Sedgwick, A. (1835).—Remarks on the structure of large mineral masses, and specially on the chemical changes produced in the aggregation of stratified rocks during different periods after their deposition. *Trans. Geol. Soc. London, Ser.*, 2 (3), 461-486.
- Siddans, A. W. B. (1972).—Slaty cleavage—A review research since 1815. *Earth Sci. Rev.*, 8, 205-232.
- (1977).—The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics*, 39, 533-557.
- Sorby, H. C. (1953).—On the origin of slaty cleavage. *New Phil. J. Edinburgh*, 55, 137-148.
- (1863).—On the direct correlation of mechanical and chemical forces. *Proc. R. Soc. London*, 12, 538-600.
- (1879).—Structures and origin of limestone. *Q. J. Geol. Soc. London*, 35, 39-95.
- (1880).—On the structure and origin of non-calcareous rocks. *Q. J. Geol. Soc. London*, 36, 46-92.
- Spry, A. (1969).—*Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford, 350 p.
- Thompson, J. (1849).—Theoretical considerations the effect of pressure in lowering the freezing point of water. *Royal Soc. Edinburgh Trans.*, 16, 575-580.
- (1862).—On crystallization and liquefaction as influenced by stresses tending to change of form crystals. *Philos. Mag.*, 24, 395-401.
- Trumit, P. (1968).—Pressure solution phenomena in detrital rocks. *Sedimentary Geol.*, 2, 89-114.
- Tullis, T. E. (1976).—Experiments on the origin of slaty cleavage and schistosity. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 745-753.
- y Wood, D. S. (1975).—Correlation of Finite Strain from both reduction bodies and preferred orientation of mica in slate from Wales. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 632-638.
- Vernon, R. H. (1976).—*Metamorphic processes: Reactions and microstructure development*. Allen and Unwin, London, 300 p.
- White, S. H. y Knipe, R. J. (1978).—Microstructure and cleavage development in selected slates. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 165-174.
- Williams, P. F. (1972).—Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermaqui, Australia. *Amer. Jour. Sci.*, 272, 1-47.
- (1976).—Relationships between axial-plane foliations and strain. *Tectonophysics*, 30, 181-196.
- (1977).—Foliation: a review and discussion. *Tectonophysics*, 39, 305-328.
- Wood, D. S. (1974).—Current views of the development of slaty cleavage. *Ann. Rev. Earth Planetary Sci.*, 2, 369-401.
- , Oertel, G., Sinch, J. y Benett, H. F. (1976).—Strain and anisotropy in rocks. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A. 283, 27-42.