

LA DISOLUCION POR PRESION Y EL DESARROLLO DEL BANDEADO TECTONICO MESO Y MICROSCOPICO EN ROCAS METAPELITICAS DE BAJO GRADO DEL NW DE ESPAÑA

JAVIER A. PULGAR

TRABAJOS DE
GEOLOGIA



Pulgar, J. A. (1981).—La disolución por presión y el desarrollo del bandeo tectónico meso y microscópico en rocas metapelíticas de bajo grado del NW de España. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 11, 147-190.

En rocas pelíticas o semipelíticas deformadas en medios metamórficos de bajo grado aparece frecuentemente un bandeo tectónico constituido por una alternancia de dominios ricos en cuarzo y en filosilicatos. A escala microscópica, este bandeo tectónico aparece siempre en relación con la esquistosidad de crenulación desarrollada en rocas metapelíticas de bajo grado. En este caso, las láminas de esquistosidad coinciden con los dominios ricos en filosilicatos que se sitúan sobre ambos flancos o flancos alternos de micropliegues; los microlitones coinciden con los dominios ricos en cuarzo que ocupan las zonas de charnela o los otros flancos respectivamente. Este bandeo tectónico se puede observar también a escala mesoscópica, en relación con pliegues menores de pequeño tamaño desarrollados en materiales del mismo tipo. En todos los casos el bandeo tectónico se manifiesta por una alternancia de dominios con marcadas diferencias en la microestructura, composición química y composición mineralógica, que deben relacionarse con un proceso de diferenciación controlado por el plegamiento (o microplegamiento). Todas las evidencias analíticas y microestructurales analizadas en el presente trabajo sugieren que el mecanismo de disolución por presión es el principal responsable de los cambios químico-mineralógicos y microestructurales que dan lugar a la aparición del bandeo tectónico. El análisis del mecanismo de disolución por presión, desde el punto de vista de la termodinámica no-hidroestática y de la cinética del proceso de deformación, permite discutir los factores que lo controlan y promueven, y el cómo y porqué da lugar a una diferenciación en bandas o dominios bajo las condiciones de bajo metamorfismo existentes en el momento de la deformación. Así, el bandeo tectónico meso y microscópico debe originarse como consecuencia de las variaciones en el esfuerzo normal actuando sobre los contactos cuarzo-filosilicatos a lo largo de la anisotropía previa plegada. En los flancos de los pliegues se produce disolución de los componentes más solubles, principalmente cuarzo, que migra hacia las zonas de esfuerzo normal más bajo (zonas de charnela) siguiendo los contactos cuarzo-filosilicatos que son los que proporcionan la vía de difusividad más alta.

Tectonic banding constituted by an alternance of quartz-rich and phyllosilicate-rich domains is a frequent feature in low grade pelitic and semipelitic deformed rocks. Under microscopic scale, it appears always in relationship with the crenulation cleavage developed in those rocks. In this case, the cleavage lamella coincide with the phyllosilicate-rich domains located in alternate or both limbs of microfolds; the microlithons coincide with the quartz-rich domains that occupy the hinges or other limbs of microfolds respectively. This tectonic banding can also be observed under mesoscopic scale, directly related with minor folds of small size developed in the same type of materials. In all cases, the tectonic banding shows a domain alternance with strong differences in microstructure, chemical and mineralogical composition that must be related with a process of differentiation controlled by folding (or microfolding). The analytical and microstructural evidences showed in the present paper suggest that pressure solution was the main mechanism responsible of the microstructural, chemical and mineralogical changes that gives place to tectonic banding. The analysis of the pressure solution mechanism from the point of view of the non-hydrostatic thermodynamics and the kinetics if the deformation process permits to discuss the controlling and promoting factors and also how and why the diferencia-

tion in bands or domains is made under the low metamorphic conditions existing during deformation. So, the meso and microscopic tectonic banding must be originated as a consequence of the existing gradient in the normal stress acting on the phyllosilicate-quartz contacts along the folded anisotropy. Dissolution of the more soluble components, principally quartz, occurred on the limbs of the folds and a migration toward the areas of lower normal stress (hinge zones) took place. This migration followed the phyllosilicate-quartz contacts that were the via of more high diffusivity.

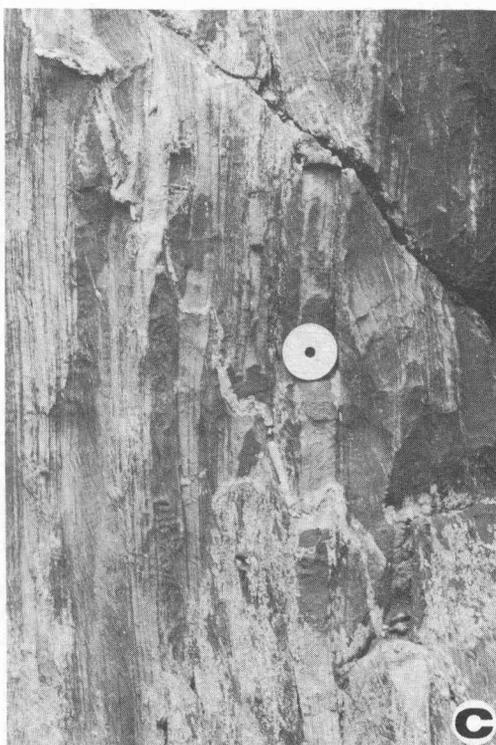
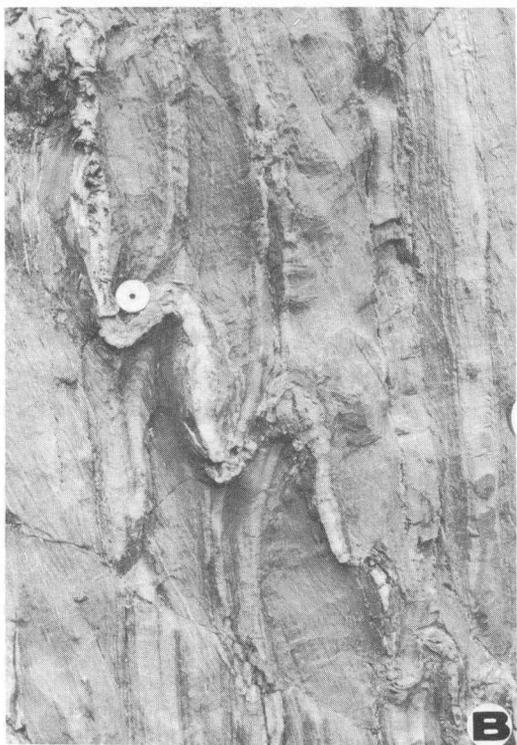
Javier A. Pulgar. Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 30 de marzo de 1981.

Los procesos de deformación tectónica que actúan sobre las rocas en las zonas orogénicas conducen a la aparición de una serie muy variada de estructuras tectónicas reflejo de la diversidad de condiciones y materiales en que tiene lugar su desarrollo. En muchos casos, la formación de estas estructuras va acompañada de una deformación de los constituyentes minerales de las rocas, implicando una serie de cambios microestructurales, y en muchos casos químico-mineralógicos, importantes que quedan reflejados en la fábrica final de las rocas deformadas. La naturaleza e importancia de estos cambios depende de los mecanismos de deformación que operan a la escala del grano durante los procesos tectónicos que, a su vez, vienen controlados por la naturaleza de los esfuerzos y de la deformación, por las propiedades del material (mineralogía, tamaño y forma de los granos, etc.) y por las condiciones físico-químicas del medio deformacional. Así pues, la investigación de los procesos naturales de deformación pasa necesariamente por la identificación y caracterización de estos mecanismos de deformación a la escala del grano, y de los factores que los controlan y promueven, a partir del análisis e interpretación de los cambios químico-mineralógicos y microestructurales que acompañan el desarrollo de las fábricas presentes en las rocas después de la deformación.

Los materiales de naturaleza pelítica o semipelítica deformados en medios metamórficos de bajo grado (pizarras y filitas) son muy abundan-

tes dentro de las zonas orogénicas y ofrecen generalmente unas condiciones óptimas para este tipo de estudios por cuanto presentan fábricas finales que registran de un modo muy completo la historia deformacional sufrida por las rocas. Así, en este tipo de materiales es frecuente la presencia de varias esquistosidades superpuestas, representando distintas generaciones de estructuras originadas a lo largo de un mismo proceso orogénico. En estos casos, la primera esquistosidad que se origina toma invariablemente la forma de un «slaty cleavage» que aparece uniformemente desarrollado por toda la roca, ya que viene definido por una orientación dimensional preferente de todos sus constituyentes. El desarrollo de esta esquistosidad confiere a estas rocas una anisotropía planar muy marcada que ejerce una influencia decisiva sobre los tipos y características de las estructuras que se generan posteriormente. En efecto, el desarrollo de una primera esquistosidad de tipo «slaty cleavage» produce una anisotropía mecánica en los materiales de naturaleza pelítica que posibilita su plegamiento sin que sea necesaria la existencia de un contraste de competencia para el desarrollo de los pliegues. Ello puede conducir a la aparición de pliegues, generalmente de tipo «kink», en materiales homogéneamente pelíticos, pero su efecto más notable es que, si la deformación es suficientemente intensa, se puede desarrollar una esquistosidad que toma siempre la forma de una esquistosidad de crenulación.

Fig. 1.—Bandeado tectónico mesoscópico, caracterizado por una alternancia de bandas cuarzosas claras y bandas más oscuras ricas en filosilicatos, desarrollado en materiales pelíticos con gran abundancia de venas de cuarzo. Estas venas son concordantes con una esquistosidad de tipo «slaty cleavage» que se encuentra plegada conjuntamente con ellas. Se puede observar cómo el bandeo tectónico guarda una relación estrecha con el plegamiento ya que los dominios ricos en filosilicatos coinciden siempre con los flancos subverticales de los pliegues, mientras que los dominios cuarzosos claros ocupan sus zonas de charnela o sus flancos subhorizontales. Acantilado de la costa cantábrica al W de Luarca, Asturias.



El desarrollo de una esquistosidad de crenulación implica siempre el microplegamiento o crenulación de una microfábrica previa, junto con la actuación de algún otro mecanismo o proceso de deformación que produzca los planos o zonas de debilidad que definen las superficies o láminas de esquistosidad respectivamente. En materiales pelíticos, con metamorfismo de bajo grado, la esquistosidad de crenulación va siempre asociada a la aparición de un bandeo tectónico (De Sitter, 1964), constituido por una alternancia de dominios «micáceos» y «cuarzosos», de tal manera que las láminas de esquistosidad coinciden con los dominios «micáceos» que se sitúan sobre ambos flancos o flancos alternos de micropliegues, separando cuerpos tabulares de roca o microlitones que ocupan las zonas de charnela o los otros flancos respectivamente.

Este bandeo tectónico a pequeña escala implica marcadas diferencias en microestructura, composición química y composición mineralógica entre los dominios y es una estructura extraordinariamente frecuente, al igual que la

esquistosidad de crenulación a la que va asociada, en rocas de naturaleza pelítica o semipelítica deformadas en medios metamórficos de grado bajo a medio. Pero además, esta estructura se puede observar también en ocasiones a escala mesoscópica, en relación directa con pliegues menores de pequeño tamaño, desarrollado en este mismo tipo de materiales y con características idénticas, salvadas las diferencias de escala, a las del bandeo tectónico microscópico.

La aparición de este bandeo tectónico meso y microscópico constituye, por su frecuencia y por sus características, la estructura más notable que se desarrolla durante la deformación, en medios metamórficos de bajo grado, de rocas pelíticas o semipelíticas dotadas de una anisotropía estructural previa, y la estructura responsable de gran parte del acortamiento tectónico exhibido por estas rocas. El análisis e interpretación del bandeo tectónico, de acuerdo con los planteamientos expuestos anteriormente, constituye, por tanto, un requisito fundamental para una perfecta comprensión de

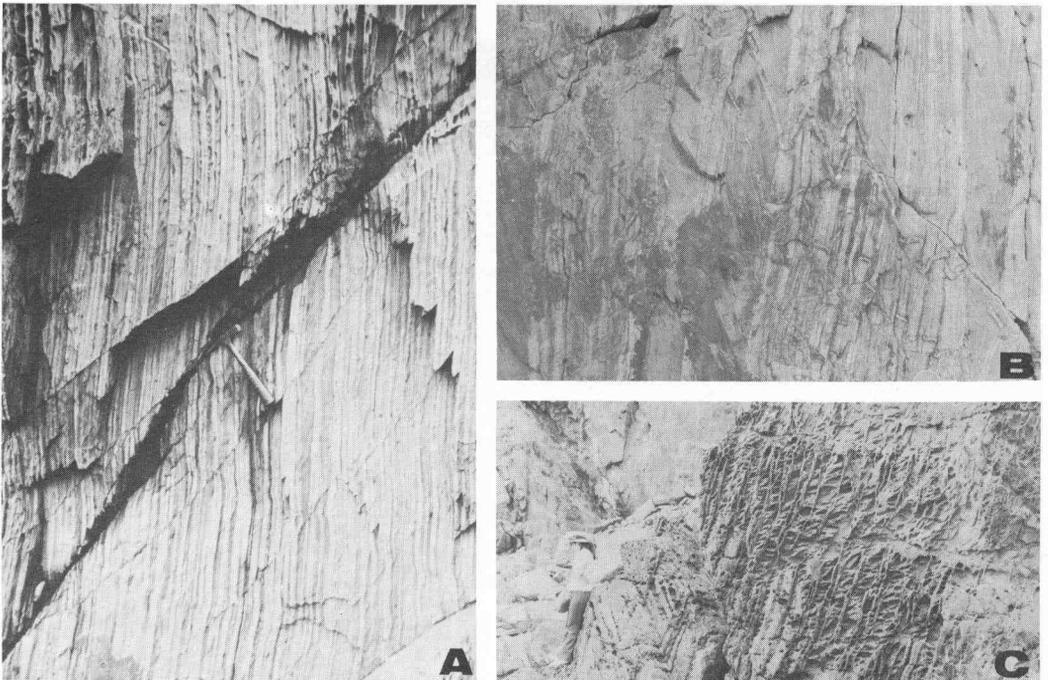


Fig. 2.—Diversos aspectos del bandeo tectónico mostrando como las diferencias composicionales y microestructurales entre los dominios quedan perfectamente reflejadas en el afloramiento, donde esta estructura puede llegar a ser la más aparente. Acantilado de la costa cántabrica en los alrededores de Lluarca, Asturias.

la naturaleza de los procesos de deformación natural en este tipo de materiales, objetivo fundamental del presente trabajo.

Con este fin, se ha realizado un estudio detallado de la composición químico-mineralógica y de la microestructura del bandeado tectónico

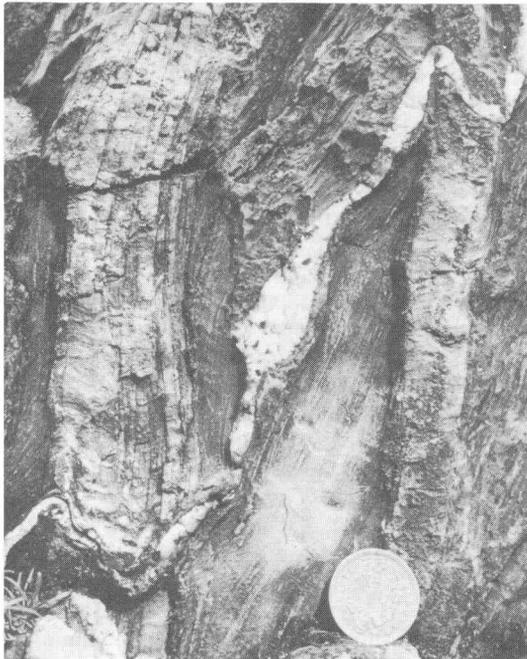
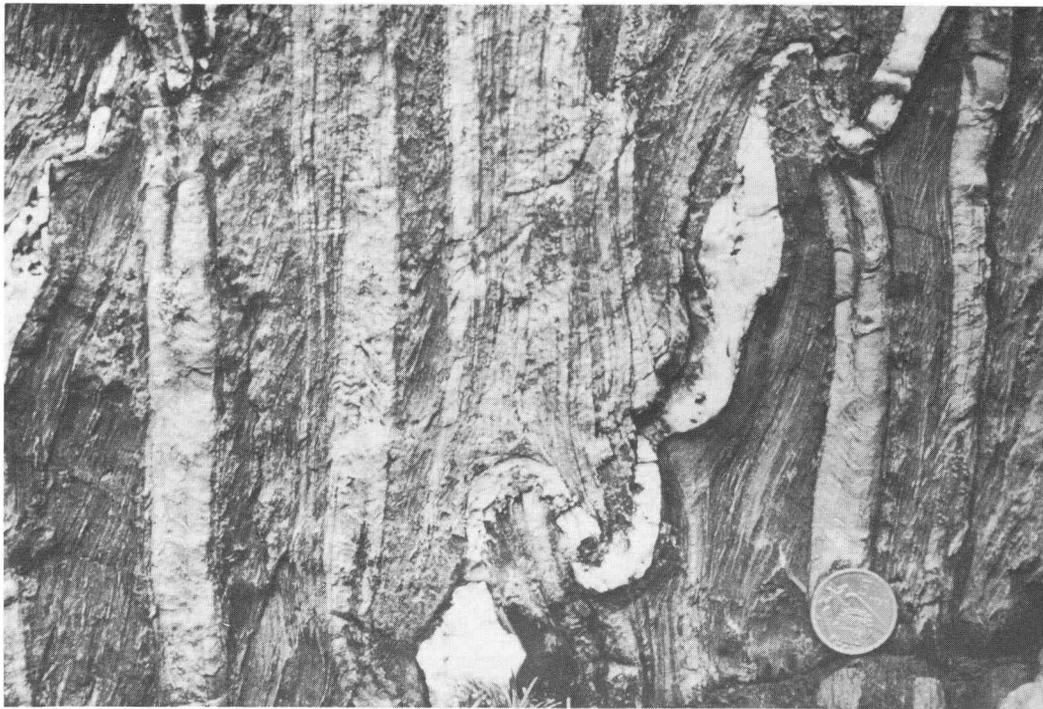


Fig. 3.—Detalles del bandeado tectónico mesoscópico asociado a pliegues menores desarrollados en venas de cuarzo embebidas en material pelítico con un «slaty cleavage» paralelo a las venas. Costa cantábrica al W de Luarca, Asturias.

meso y microscópico desarrollado en rocas pelíticas del occidente de Asturias, donde la frecuencia y buen desarrollo de esta estructura, junto con las excepcionales condiciones de afloramiento en el corte a lo largo del acantilado de la costa cantábrica, definen unas condiciones óptimas para un trabajo como el planteado. Las rocas estudiadas se sitúan dentro del Macizo Herciniano Ibérico, en la llamada Zona Asturoccidental-leonesa (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974), caracterizada por la existencia de una espesa secuencia de sedimentos del paleozoico inferior que han sufrido una deformación polifásica, acompañada de metamorfismo y plutonismo, durante la orogénesis herciniana (Matte, 1968; Capdevila, 1969; Marcos, 1973; Pérez-Estaun, 1978; Bastida y Pulgar, 1978; Bastida, 1980; Pulgar, 1980). Todas las muestras y datos de campo se han tomado en rocas pelíticas de edad Ordovícico medio y superior, fundamentalmente en el corte a lo largo del acantilado de la costa, en los alrededores de Luarca (Asturias). Estas rocas muestran una esquistosidad de tipo «slaty cleavage» muy bien desarrollada que representa la estructura más característica de las originadas durante la primera fase (F_1) de la deformación herciniana. Esta esquistosidad primaria (S_1) se encuentra deformada por una amplia gama de estructuras, incluyendo una esquistosidad de crenulación (S_3), que se originarían en el transcurso de la tercera fase (F_3) de la deformación herciniana, (Marcos, 1973; Pulgar, 1980). El bandeado tectónico se origina en relación con esta última generación de estructuras, siendo muy frecuente a pequeña escala ya que aparece siempre en relación con la esquistosidad de crenulación S_3 . Pero además, en esta zona se puede observar también un bandeado tectónico a escala centimétrica, en relación directa con pliegues menores de pequeño tamaño originados durante esta tercera fase de deformación (Figs. 1, 2 y 3). En este caso se origina una «pseudostratificación» muy marcada, en la que las diferencias composicionales y microestructurales de cada dominio se reflejan claramente en el afloramiento por la notable erosión diferencial que presentan (Figs. 2 A y C). No obstante, su origen tectónico resulta evidente al observar sus relaciones geométricas con las estructuras F_3 y ha sido puesto ya de manifiesto por Marcos (1973) que lo identificó como un bandeado tectónico.

I. EL BANDEADO TECTÓNICO EN ROCAS PELÍTICAS

Tanto en relación con los pliegues menores, como con la esquistosidad de crenulación, el bandeado tectónico se manifiesta en el afloramiento por una alternancia de bandas cuarzosas claras (dominios Q) y bandas ricas en filossilicatos más oscuras (dominios M) (Figs. 1, 2, 3 y 4). La diferencia fundamental entre el bandeado micro y mesoscópico es la anchura de los dominios: en un caso, las bandas tienen anchuras milimétricas o submilimétricas mientras que, en el otro caso, las bandas poseen anchuras de varios centímetros. Además, el bandeado tectónico mesoscópico va siempre acompañado de un bandeado a pequeña escala, con la aparición de dominios micáceos menores dentro de las bandas cuarzosas, o viceversa, como consecuencia del desarrollo de la esquistosidad de crenulación que acompaña a los pliegues menores (Figs. 1, 2, 3 y 4).

EL BANDEADO TECTÓNICO EN RELACIÓN CON LOS PLIEGUES MENORES

El bandeado tectónico mesoscópico aparece siempre en materiales pelíticos y en estrecha relación con pliegues menores de pequeño tamaño, y por tanto aparece solamente en las zonas donde éstos están presentes, disponiéndose paralelamente a sus superficies axiales (Figs. 1, 2B y 3). La distribución de los dominios y su morfología guarda una estrecha relación con la geometría de los pliegues a los que va asociado. El que los dominios ricos en filossilicatos o dominios M ocupen uno o ambos flancos del pliegue depende del ángulo entre los flancos y la superficie axial, situándose siempre estos dominios sobre los flancos que forman un ángulo bajo. Por el contrario, los dominios ricos en cuarzo o dominios Q se sitúan sobre los flancos que forman un ángulo alto o sobre las zonas de charnela, si ambos flancos forman ángulos bajos con la superficie axial; como los valores de estos ángulos pueden variar a lo largo de la traza axial de un mismo pliegue, se puede llegar a observar el paso de una situación a otra (Figs. 1, 2, 3 y 5).

La anchura de los dominios depende de la longitud de onda, asimetría y grado de apretamiento de los pliegues. En el caso de los ejemplos estudiados, la anchura de los dominios Q

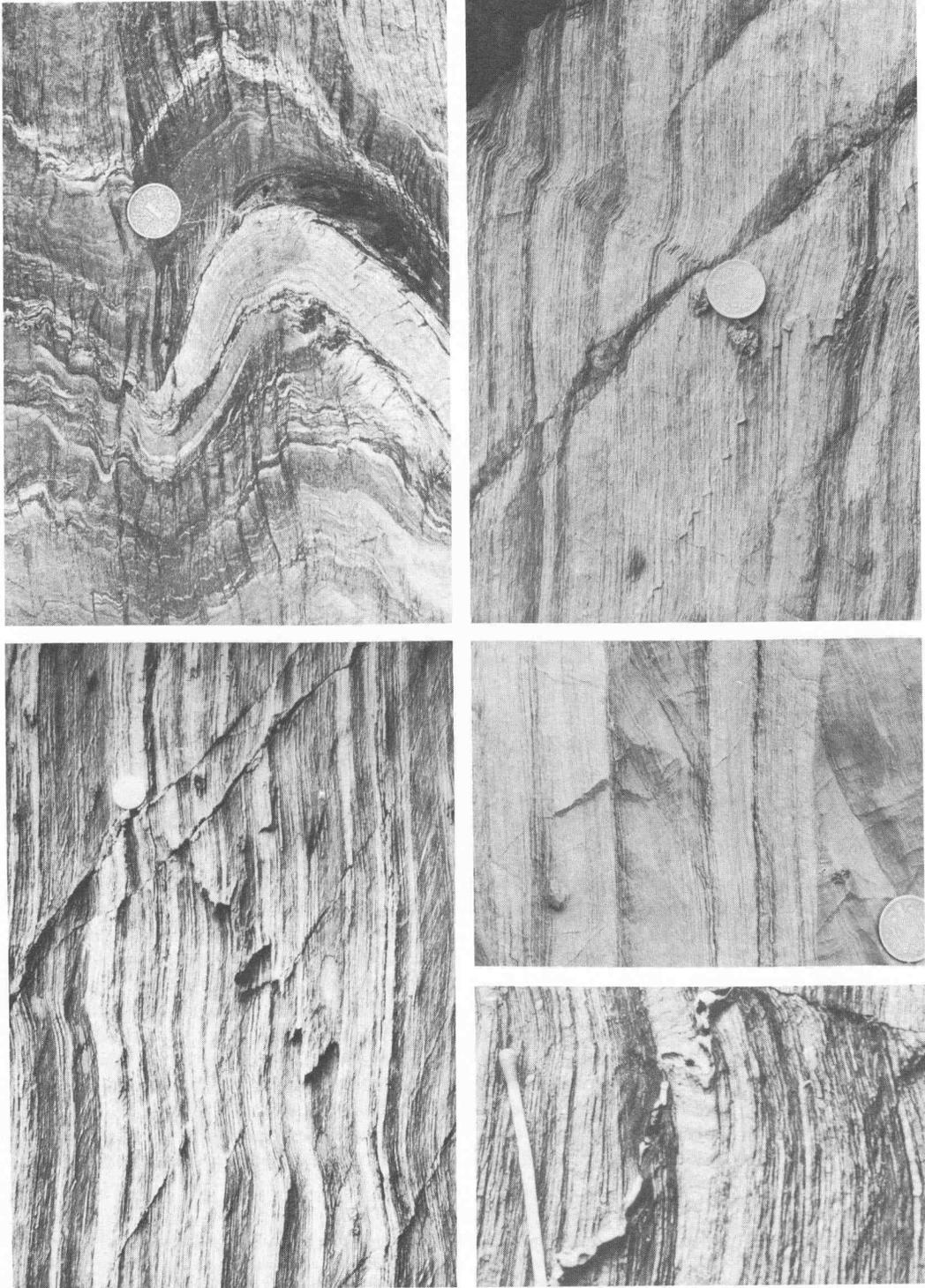


Fig. 4.-Aspecto en el afloramiento del bandeado tectónico asociado a la esquistosidad de crenulación. Alrededores de Lluarca, Asturias.

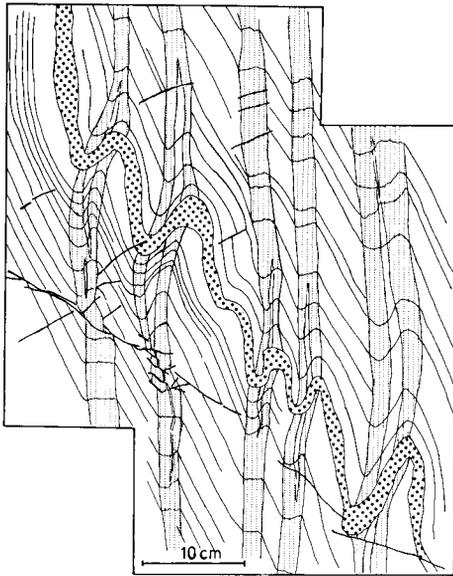


Fig. 5.—Esquema mostrando las relaciones geométricas entre el bandeo tectónico y los pliegues. La distribución, morfología y anchura de los dominios vienen controlados por la morfología y tamaño de los pliegues a los que va asociado el bandeo tectónico. En punteado grueso se representa una vena de cuarzo concordante con una esquistosidad previa plegada marcada con líneas finas y continuas; en punteado fino se destacan los dominios cuarzosos. Ver las fotos correspondientes en la Fig. 1 A y B.

oscila entre 1 y 5 cm y la de los dominios M entre 2 y 10 cm.

EL BANDEADO TECTÓNICO EN RELACIÓN CON LA ESQUISTOSIDAD DE CRENLACIÓN

En rocas pelíticas o semipelíticas, la esquistosidad de crenulación viene definida por zonas o dominios laminares de debilidad, que aparecen siempre en estrecha relación con el microplegamiento de una fábrica mineral previa (generalmente con «slaty cleavage» anterior), ya que las láminas de esquistosidad coinciden siempre con flancos de micropliegues. A pesar de la amplia gama de tipos de micropliegues a los que va asociada, esta esquistosidad presenta siempre una característica constante como es el que su desarrollo va ligado a la aparición de un

bandeado composicional microscópico que se manifiesta por una alternancia de dominios con marcadas diferencias en la microestructura y en la composición químico-mineralógica. Las láminas de esquistosidad coinciden siempre con los dominios más oscuros ricos en filosilicatos o dominios M, mientras que los cuerpos tabulares de roca entre las láminas de esquistosidad, o microlitones, coinciden con los dominios cuarzosos claros, o dominios Q (Fig. 6). Como se puede ver este bandeado es absolutamente equiparable al bandeado tectónico mesoscópico, con la única salvedad de la diferencia de escalas, y puede ser observado perfectamente en el afloramiento como una serie de líneas o estrechas zonas tabulares oscuras, definiendo las superficies o láminas de esquistosidad, que se alternan con zonas tabulares más claras coincidentes con los microlitones (Fig. 4).

Como en el caso del bandeado tectónico mesoscópico, la distribución de los dominios y su morfología guarda una estrecha relación con la geometría de los pliegues a los que van asociados, en este caso las crenulaciones. Así, los dominios M pueden ocupar uno o ambos flancos de los micropliegues, coincidiendo siempre con los flancos que forman ángulos más bajos con la superficie axial de las crenulaciones, mientras que los dominios Q ocupan los flancos que forman ángulos altos o las zonas de charnela (Figs. 6, 7, 8 y 9).

DIFERENCIAS EN LA COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LOS DOMINIOS

Las diferencias en composición mineralógica entre los diferentes dominios del bandeado tectónico suelen ser patentes a simple vista, o en todo caso con ayuda de una lupa, destacando fundamentalmente las diferencias en el contenido en componentes cuarzo-feldespáticos en uno y otro dominio (Figs. 1, 2, 3 y 4). Por supuesto, estas diferencias en las proporciones mineralógicas son perfectamente evidentes en la observación microscópica (Figs. 6, 7, 8, 10, 11 y 12). La naturaleza exacta de estas diferencias composicionales puede aproximarse mediante la

Fig. 6.—Esquistosidad de crenulación caracterizada por la aparición de un bandeado tectónico microscópico, con una diferenciación en dominios alternativamente ricos en filosilicatos (dominios M) y en cuarzo (dominios Q); las láminas de esquistosidad coinciden con los dominios M que ocupan uno o ambos flancos de las crenulaciones (micropliegues S y T respectivamente). Obsérvense las marcadas diferencias en composición y microestructura entre las láminas de esquistosidad (dominios más oscuros) y los microlitones (dominios más claros). (JP. 213A).



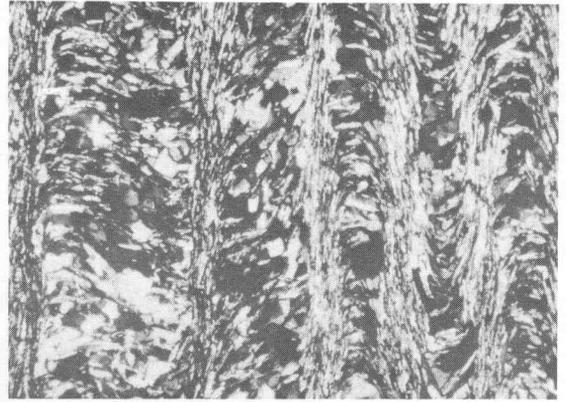
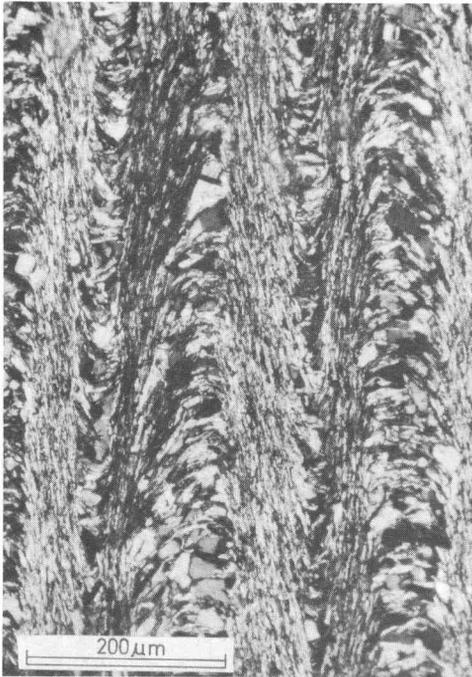


Fig. 7.—Detalles microestructurales de la esquistosidad de crenulación mostrando las diferencias existentes en la composición mineralógica y en la forma y tamaño de los granos entre las láminas de esquistosidad (dominios oscuros ricos en filosilicatos) y los microlitones (dominios ricos en cuarzo). A pesar de ello, la microfábrica previa (un «slaty cleavage» anterior crenulado) puede seguirse de un modo continuo desde las láminas de esquistosidad a los microlitones. (JP. 213A y JP. 213B).

utilización de algunas técnicas analíticas complementarias.

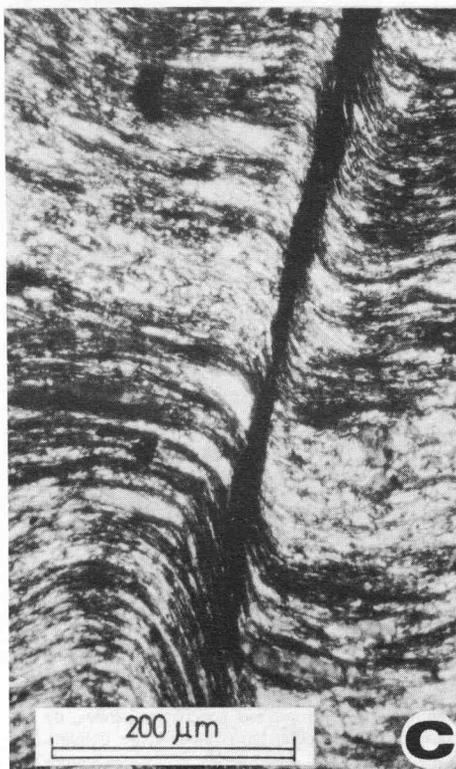
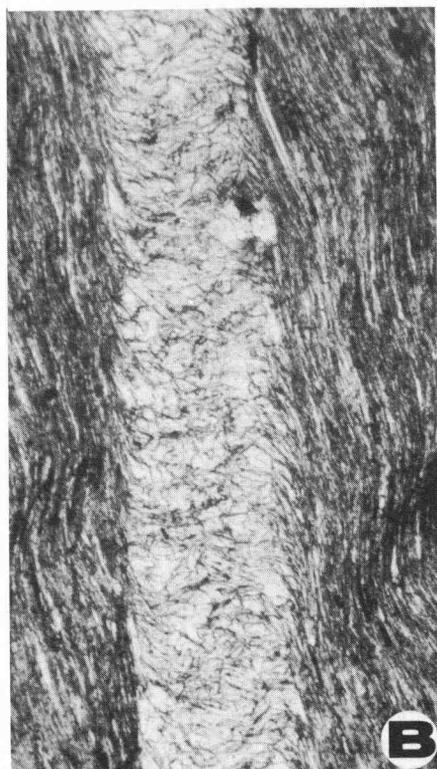
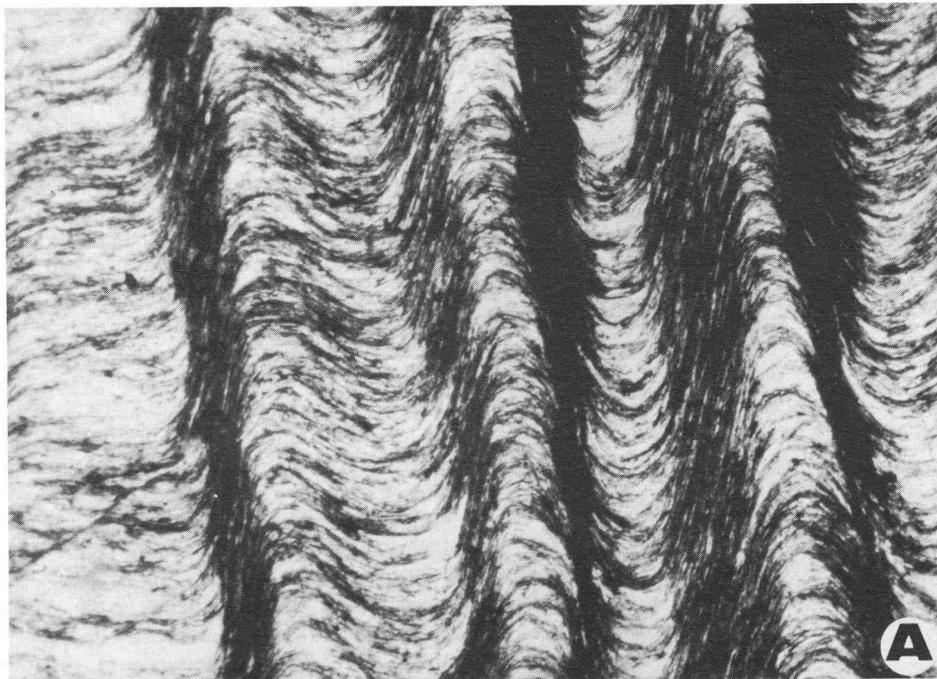
Diagramas de difracción de rayos-X de algunos ejemplos representativos del bandeo tectónico mesoscópico se muestran en la Fig. 13. Los difractogramas muestran que la mineralogía de las rocas es esencialmente la misma, lo cual resulta normal dada la gran homogeneidad de las muestras analizadas que están constituidas esencialmente por cuarzo, moscovita y clorita, con cantidades menores de otros componentes, en general poco importantes cuantitativamente. Además, dado que la altura de los picos de los difractogramas nos proporciona una estimación semicuantitativa de las proporciones relativas de los componentes minerales presentes (p. e. Schultz, 1964; Cosgrove & Sulaiman, 1973), la

comparación entre difractogramas de rayos-X de muestras de uno y otro dominio nos permite obtener algunos datos sobre la naturaleza de las variaciones en la composición mineralógica. En la Fig. 13 se observa claramente que:

- 1) Los componentes minerales esenciales son los mismos en ambos dominios: cuarzo, moscovita y clorita.
- 2) La proporción relativa de estos componentes varía notablemente de uno a otro dominio. Los dominios M muestran una proporción mucho más baja de cuarzo que los dominios Q, mientras que la proporción de filosilicatos es sistemáticamente más alta en los primeros que en los segundos.

Para complementar y precisar más los datos anteriores se han realizado análisis modales so-

Fig. 8.—Microestructura de la esquistosidad de crenulación en fábricas micáceas. La microfábrica original crenulada (un «slaty cleavage» anterior) aparece frecuentemente truncada por las láminas de esquistosidad que están constituidas mayoritariamente por minerales opacos y micas orientadas formando un ángulo bajo con el borde de la lámina, donde los granos de cuarzo y filosilicatos de los microlitones aparecen truncados con bordes planos o ligeramente festoneados (A y C). Estas láminas alternan con otras en las que la fábrica original puede seguirse de un modo continuo, pudiendo observarse la transición de un tipo a otro a lo largo de la misma lámina de esquistosidad (A y C). En este caso, el aparente «desplazamiento tipo falla» de la fábrica original truncada es aproximadamente equivalente a la longitud del flanco sobre el que se sitúa la lámina de esquistosidad. En fábricas casi puras de moscovita y clorita, este último mineral se presenta en una concentración mucho menor en las láminas de esquistosidad que en los microlitones (B). (A: SK. 5B8; B: JP. 610D; C: JP. 22EB).



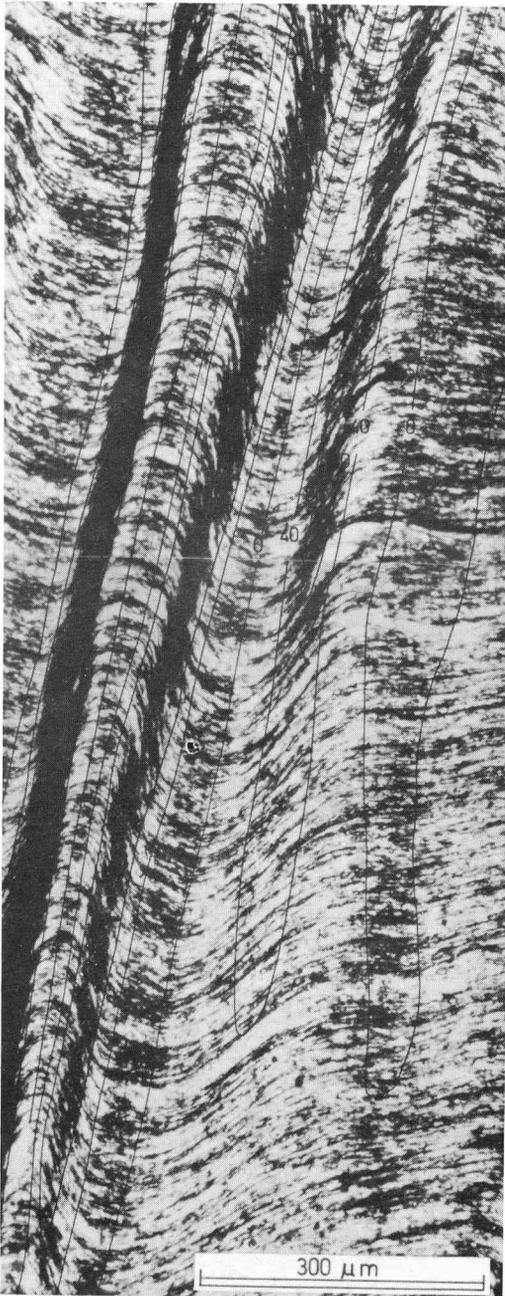


Fig. 9.—Relación entre las láminas de esquistosidad o dominios M y la geometría de las crenulaciones. Se observa una relación clara entre la magnitud de la diferenciación y el valor del ángulo entre flancos de las crenulaciones. Las láminas de esquistosidad se sitúan sólo sobre flancos de micropliegues que forman ángulos bajos con sus superficies axiales, de tal manera que aquellas quedan aproximadamente delimitadas por las isógonas de 60° (las superficies axiales coinciden aproximadamente con las isógonas de 0°). (SK. 5BB).

bre una serie de muestras de bandeo tectónico meso y microscópico consideradas como representativas. En el caso del bandeo tectónico mesoscópico, cada muestra está constituida por un dominio M y el dominio Q adyacente que coincidan con el flanco largo y el flanco corto de un pliegue respectivamente. Las medidas se realizan por separado en cada uno de los dominios, habiéndose contado al menos 2.500 puntos en cada uno de ellos. En el caso del bandeo microscópico el conteo se realiza para los dominios M y Q de una misma lámina delgada. Dado el pequeño tamaño de grano de la roca, y en especial de los filossilicatos, sólo se tendrá en cuenta el porcentaje total de éstos para evitar posibles errores en los porcentajes relativos de moscovita y clorita.

En general las rocas analizadas están constituidas por cantidades variables de cuarzo y filossilicatos que constituyen generalmente más del 97 % del total de la roca. Los resultados están representados gráficamente en la Fig. 14 donde se puede observar claramente la diferencia en el contenido relativo de cuarzo y filossilicatos en uno y otro dominio. Así, los dominios M están constituidos por un 5 a 13 % de cuarzo y un 87 a 95 % de filossilicatos, mientras que en los dominios Q las proporciones pasan a ser del 43 al 62 % y del 38 al 57 % respectivamente.

En la Fig. 14 se representan los valores de composición de uno y otro dominio junto con datos de composición de las mismas pizarras en una zona próxima sin bandeo mesoscópico ni esquistosidad que, dada la gran homogeneidad de estas rocas, deben aproximarse suficientemente a la composición de la roca original. Como se puede apreciar en esta figura, la composición de ambos dominios difiere de la composición de la roca original, con un contenido menor de cuarzo en los dominios M y un contenido mucho mayor de este componente en los dominios Q.

Lógicamente, estos datos son solamente ejemplificadores del tipo y magnitud de los cambios composicionales, pudiendo observarse toda la transición desde la roca suavemente plegada o crenulada y sin desarrollo de bandeo tectónico mesoscópico o microscópico y, por tanto con composición homogénea, hasta el desarrollo de un bandeo composicional muy manifiesto con notables diferencias en las proporciones mineralógicas entre los dominios como las descritas (Figs. 6, 7, 8, 10, 11 y 12).

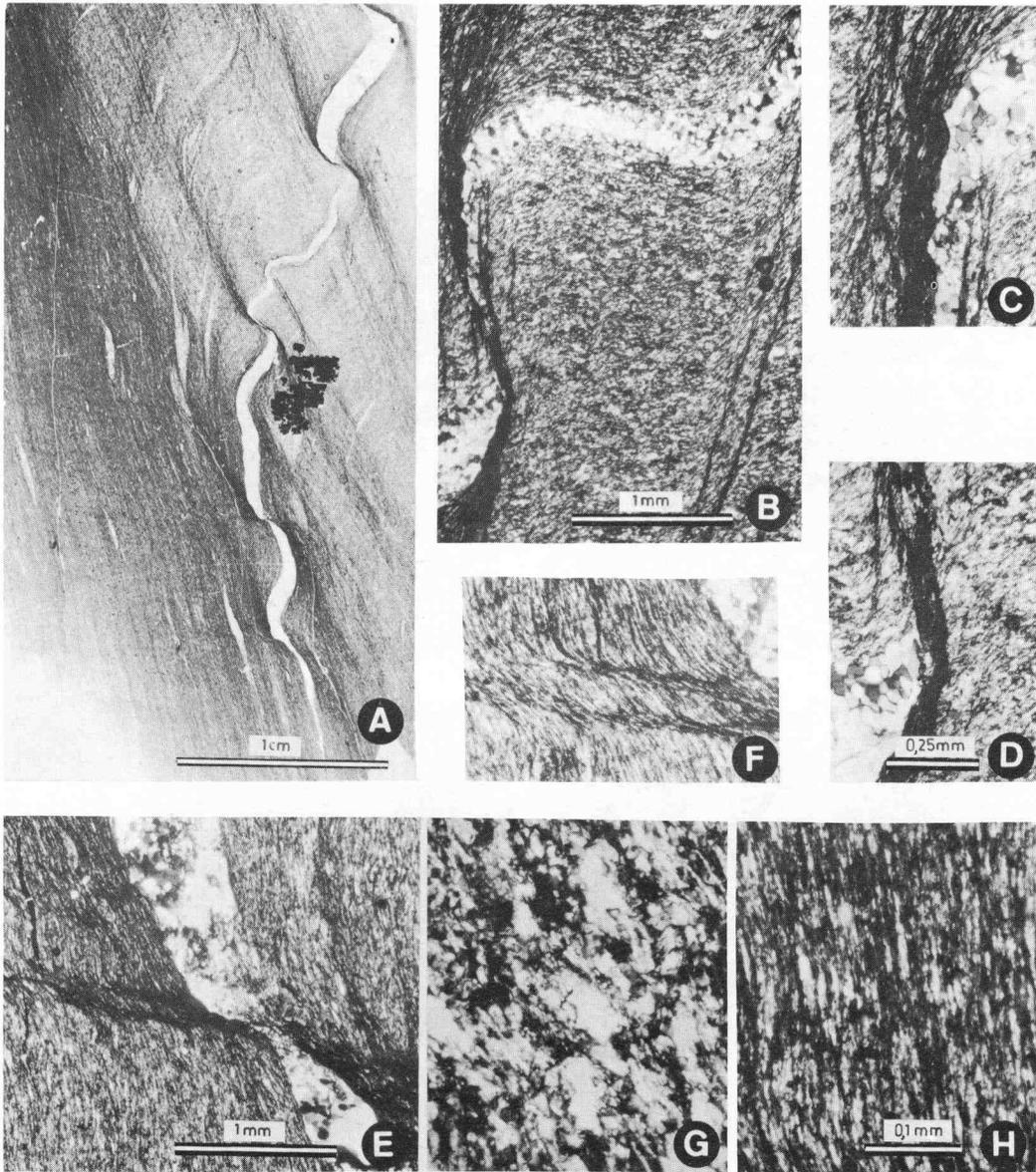


Fig. 10.—A, pliegue de pequeño tamaño, que deforma a una esquistosidad anterior y a una vena de cuarzo concordante con ella, mostrando las marcadas diferencias en la composición mineralógica y en la microestructura entre uno y otro flanco como consecuencia de la diferenciación en dominios cuarzosos claros (dominios Q) y en dominios oscuros ricos en filosilicatos que da lugar al bandeado tectónico. B, C, D y G, detalles de la composición mineralógica y microestructura del dominio Q. E, F y H, microfotografías de detalle correspondientes al dominio M. En el dominio Q, que presenta un contenido en cuarzo mucho más alto, se desarrolla una esquistosidad de crenulación paralela al límite entre los dominios (A, B) que no aparece en el dominio M, donde se localizan, sin embargo, una serie de «microkink-bands» normales oblicuos respecto al borde del dominio (A, E, F). Las láminas de esquistosidad truncan a la vena de cuarzo crenulada (B) que, en contacto con ellas, aparece con bordes festoneados (C, D). Las notables diferencias en composición y tamaño y forma de los granos entre el dominio Q (G) y el dominio M (H) se refleja por el distinto grado de orientación dimensional de los constituyentes en uno y otro dominio. (JP. 3AB).

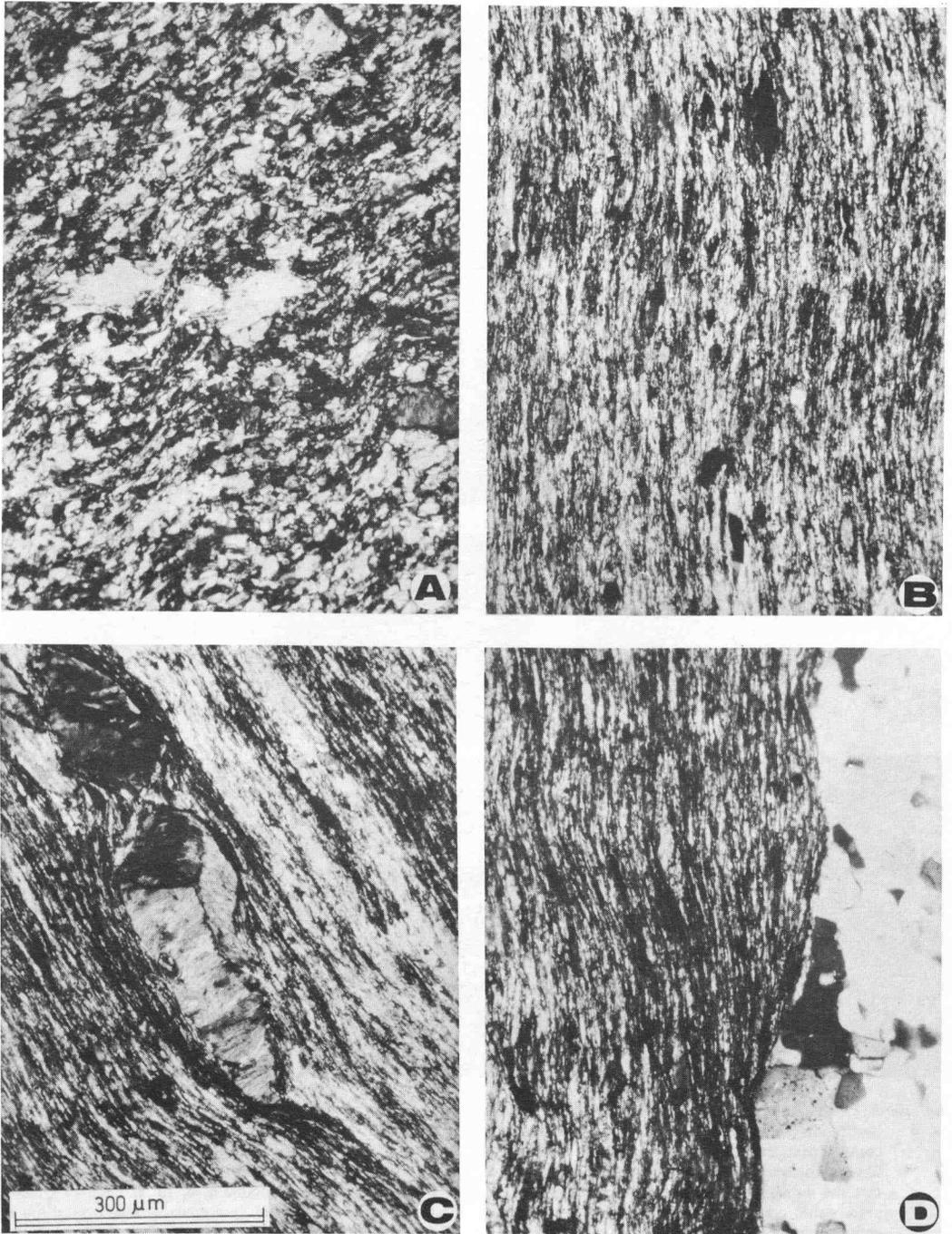


Fig. 11.—Microestructura de las láminas de esquistosidad o dominios M (B, C, D) y de los microlitones o dominios Q (A). Las diferencias composicionales entre ambos dominios son muy evidentes, sobre todo por lo que respecta al contenido en cuarzo, que es mucho mayor en los microlitones que en las láminas de esquistosidad (A, B, C). También son muy notables las diferencias en el tamaño y forma de los granos entre uno y otro dominio (A, B). Los granos o venas de cuarzo presentan frecuentemente bordes festoneados dentro de las láminas de esquistosidad (D) que no aparecen nunca en los microlitones. (A: JP. 3AA; B, C y D: JP. 3AB).

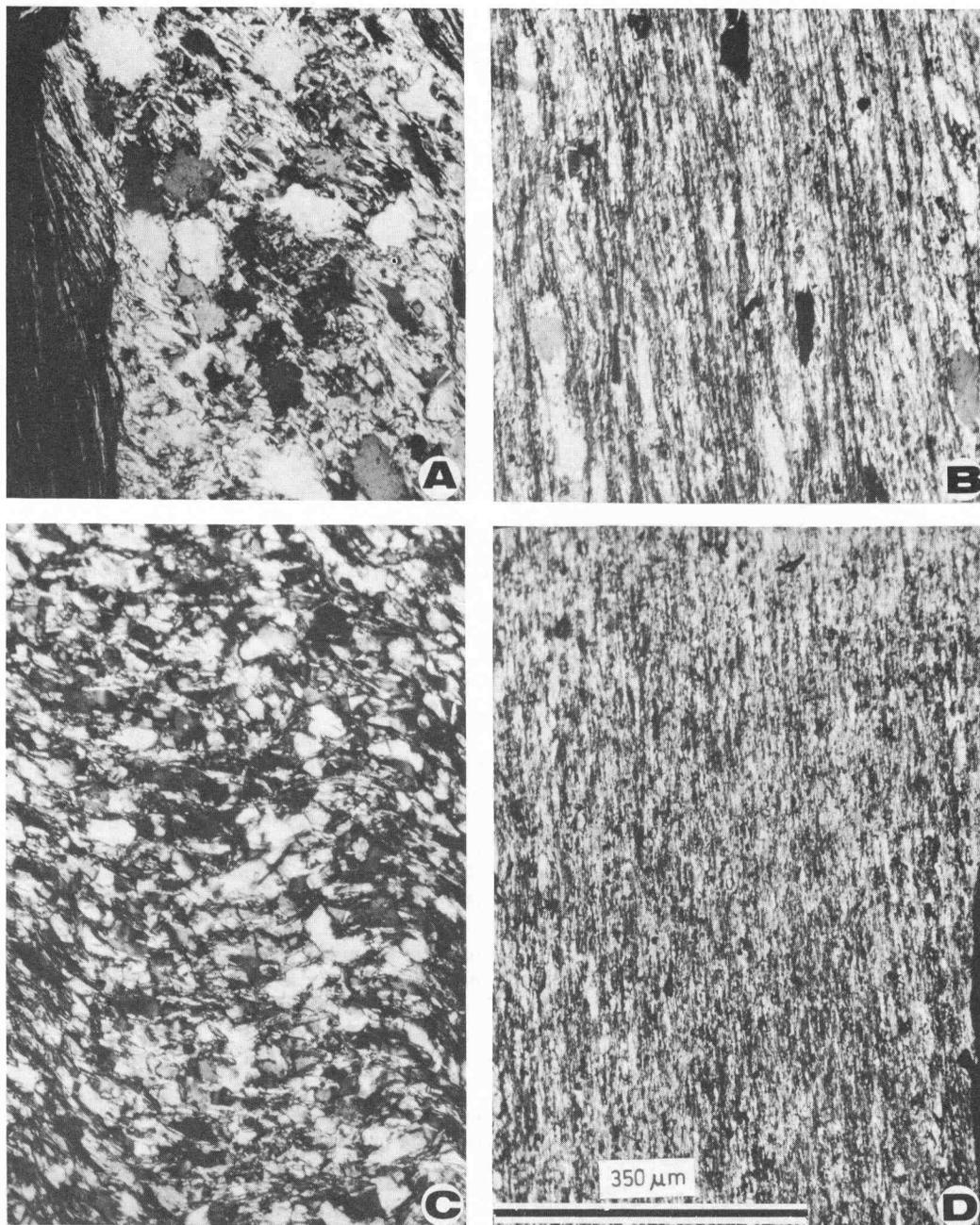


Fig. 12.—Microestructura de los dominios Q o microlitones (A, C) y de los dominios M o láminas de esquistosidad (B, D) en una esquistosidad de crenulación. Las láminas de esquistosidad están constituidas casi exclusivamente por filossilicatos y minerales opacos, presentando un bajo contenido en cuarzo que aparece como granos muy alargados en la dirección de la anisotropía previa. Por el contrario, los microlitones, coincidentes con los dominios Q, presentan un contenido mucho más alto en cuarzo, con granos más equidimensionales y de formas frecuentemente irregulares. Todas las diferencias microestructurales quedan perfectamente reflejadas por el grado de orientación dimensional preferente de los constituyentes siguiendo la esquistosidad previa crenulada, que es siempre mucho mayor dentro de las láminas de esquistosidad que en los microlitones. (A y B: JP. 22BA; C y D: JP. 213C).

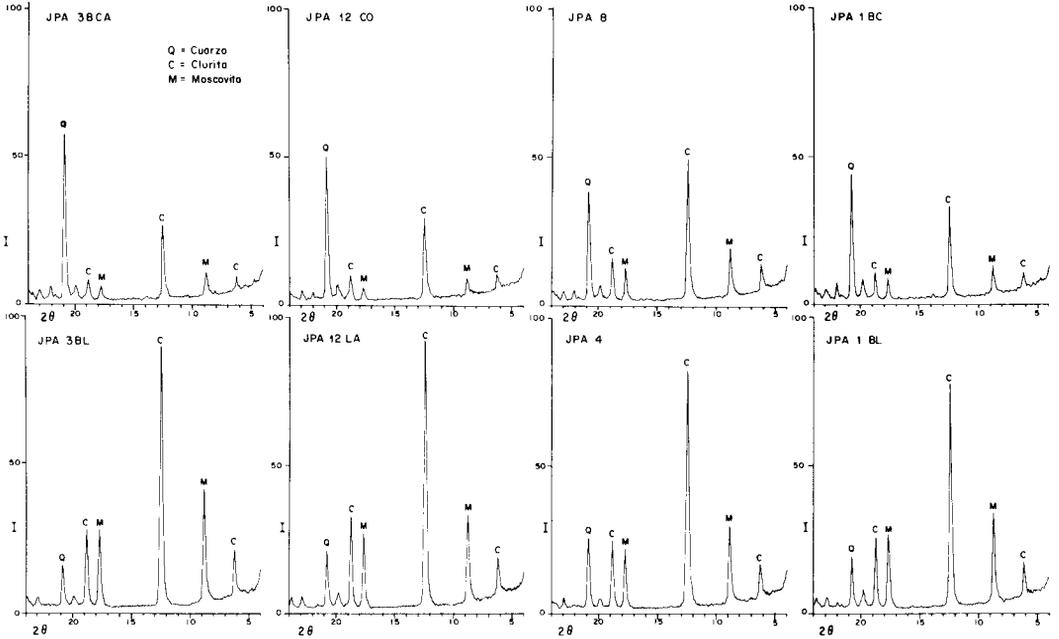


Fig. 13.—Diagramas de difracción de rayos X mostrando las diferencias en composición mineralógica entre los dominios M (diagramas inferiores) y los dominios Q (diagramas superiores) del bandeo tectónico mesoscópico. Cada par de diagramas corresponde a muestras adyacentes de uno y otro dominio. (Generador Philips PW 1011, tubo de cobre y goniómetro vertical con monocromador de grafito, λ Cu $K\alpha = 1,5418$ Å).

Aunque las diferencias en el contenido de cuarzo son con mucho las más aparentes y enmascaran en gran medida los posibles cambios en la proporción de filosilicatos entre uno y otro dominio, en muchos casos, estos cambios son evidentes. Así en relación con la esquistosidad de crenulación y en fábricas compuestas casi

exclusivamente por moscovita y clorita, se puede observar una diferencia neta en el contenido relativo de estos minerales en cada dominio, con una concentración mayor de clorita en los microlitones que contrastan con las láminas de esquistosidad compuestas casi exclusivamente por moscovita (Fig. 8 A). En otras ocasiones, se llega incluso a la desaparición casi total de las micas de las láminas de esquistosidad que, en estos casos, están constituidas mayoritariamente por minerales opacos y materia carbonosa (Figs. 8 y 9).

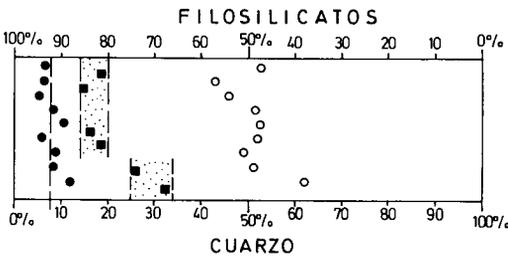


Fig. 14.—Representación gráfica de la composición modal de los dominios M y Q del bandeo tectónico. Se representa solamente el contenido relativo de cuarzo y filosilicatos que, en todas las muestras analizadas, constituyen más del 95 % de la roca. Cada muestra analizada está constituida por un dominio M (puntos) y un dominio Q adyacente (círculos). Los cuadrados representan la composición de rocas del mismo tipo pero sin bandeo tectónico, de tal manera que la zona punteada representaría el probable intervalo de composición de la roca original.

DIFERENCIAS EN LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS DOMINIOS

El bandeo tectónico se manifiesta también por la existencia de importantes diferencias en la composición química de los dominios M y Q. Estas diferencias deben relacionarse, en su mayor parte, con las variaciones mineralógicas descritas anteriormente para uno y otro dominio, aunque, como veremos posteriormente, también pueden detectarse algunas variaciones pequeñas pero sistemáticas en la composición

química de determinados minerales individuales.

Para investigar la naturaleza de los cambios químicos que tienen lugar en relación con el bandeo tectónico mesoscópico se han realizado una serie de análisis químicos de muestras representativas conteniendo un dominio M y el dominio Q adyacente. Los resultados de los análisis, realizados mediante espectrofotometría de absorción atómica, se muestran en la Tabla I. La mayoría de los resultados presentados reflejan la composición química de los dominios M (columnas L) y los dominios Q (columnas C) para cada muestra, salvo la designada como JP. 605 que corresponde a una roca del mismo tipo que la JP. 608, recolectada en una zona próxima sin bandeo tectónico meso o microscópico. La homogeneidad general de los materiales pelíticos de donde se han obtenido las muestras, la cuidadosa preparación de éstas y el hecho de analizar siempre dominios adyacentes permiten atribuir los cambios químicos observados a la formación del bandeo tectónico exclusivamente, descartándose totalmente la existencia de cualquier efecto debido a posibles heterogeneidades en la composición original de las muestras. Debido a la ausencia de datos significativos sobre la magnitud del cambio de volumen durante el proceso de deformación que da lugar al bandeo tectónico, no es posible establecer un balance completo de los cambios químicos asociados a la formación de esta estructura. En estas condiciones, solo se pueden obtener algunas conclusiones de tipo cualitativo sobre la naturaleza y tendencia de la diferenciación.

La observación de la Tabla I permite constatar que el contenido en SiO_2 es siempre considerablemente menor en los dominios M que en los dominios Q; por el contrario, la abundancia de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO y K_2O es sistemáticamente mayor en los primeros que en los segundos. Los demás componentes se encuentran en proporciones demasiado bajas para poder obtener conclusiones definitivas, aunque, en general, el contenido en TiO_2 , MnO y Na_2O parece aumentar en los dominios M. Las diferencias entre los porcentajes totales y el 100 % que representaría la pérdida al fuego ($\approx \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$), son sistemáticamente mayores en los dominios M que en los Q, lo cual podría sugerir un enriquecimiento en volátiles en los primeros (Kerrick, Fyfe, Gorman y Allison, 1977).

Estas variaciones en la composición química de los dominios pueden ser fácilmente visualizadas en diagramas triangulares de los componentes principales. En la Fig. 15 A se representa el correspondiente a $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}$ donde se puede observar claramente las diferencias en el porcentaje de estos componentes en los dominios M y Q. La magnitud de los cambios químicos entre ambos dominios es diferente según las muestras, siendo máximo en las muestras JP. 608, JP. 12 y JP. 3B y mínimos en las JP. 4-6 y JP. 7-8. No obstante, a pesar de la distinta magnitud de la diferenciación, las líneas que unen los puntos correspondientes a la composición de uno y otro dominio para cada muestra tienen la misma pendiente (Fig. 15A), indicando una misma tendencia en la proporción de los cambios químicos en cada una de las muestras. Este hecho debe ser consecuencia de los importantes cambios en el contenido de SiO_2 (relacionables en su mayor parte con los cambios en el contenido de cuarzo) que enmascaran cualesquiera otros cambios de menor entidad en la composición química global de los dominios por variaciones en los porcentajes relativos de los otros dos componentes.

La muestra JP. 605 está constituida por materiales del mismo tipo que los de la muestra JP. 608, pero de una zona próxima sin bandeo tectónico, y puede ser tomada como una aproximación válida de la composición original de esta última. Como se puede ver en la Fig. 15A la muestra JP. 605 cae sobre la recta que une los puntos correspondientes a la composición de uno y otro dominio de la muestra JP. 608, presentando una composición intermedia respecto a la de éstos. Estas relaciones son compatibles con un origen del bandeo tectónico de la muestra JP. 608 por un proceso de diferenciación a partir de una roca original de composición igual o próxima a la de la muestra JP. 605.

Relaciones similares pueden observarse en un diagrama triangular $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (Fig. 15 B), aunque en este caso la magnitud de la diferenciación parece menor.

Los cambios en los porcentajes relativos de los componentes principales, aparte de la sílice, pueden ser visualizados en un diagrama triangular $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} - \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 15 C). Como se puede ver en este diagrama, los cambios químicos referidos a estos componentes son en general poco importantes, ya que, en la mayoría de las muestras, los puntos de compo-

TABLE I.-Análisis químicos de rocas pelíticas mostrando la abundancia de elementos mayores en los dominios M y Q del bandeado tectónico mesoscópico. Cada muestra está constituida por un dominio M (columnas L) y el dominio Q adyacente (columnas C). (*)

	JP. 1B		JP. 3B		JP. 4-6		JP. 7-8		JP. 12		JP. 608		JP. 605
	C	L	C _A	C _B	L	C	L	C	L	C	L	C	L
SiO ₂	69,5	54,1	76,8	67,4	53,6	62,2	56,3	60,9	56,6	70,0	53,7	78,4	52,6
TiO ₂	0,13	0,28	0,08	0,13	0,20	0,16	0,15	0,15	0,16	0,11	0,20	0,06	0,15
Al ₂ O ₃	16,25	24,55	13,25	18,05	25,30	19,10	21,05	20,05	21,35	13,65	23,95	9,95	27,25
Fe ₂ O ₃	5,78	8,32	5,08	6,17	8,26	6,98	8,54	7,51	7,96	6,83	9,06	5,63	9,04
MnO	0,05	0,06	0,03	0,04	0,06	0,05	0,07	0,04	0,04	0,05	0,08	0,08	0,08
MgO	1,72	2,48	1,50	1,93	2,54	2,04	2,39	2,28	2,31	2,91	2,81	1,30	2,18
CaO	0,22	0,12	0,10	0,22	0,18	0,23	0,15	0,16	0,20	0,31	0,17	0,12	0,22
Na ₂ O	0,82	1,27	0,91	0,96	1,07	0,78	0,82	0,98	0,77	0,65	0,64	0,34	1,02
K ₂ O	2,65	4,32	1,74	2,62	4,63	3,21	3,62	3,32	3,48	2,04	4,15	1,20	3,75
TOTAL	97,12	95,60	99,49	97,52	95,84	94,75	93,09	95,39	92,87	96,55	94,76	97,08	96,29

(*) Los análisis han sido realizados en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Barcelona, utilizando un espectrofotómetro de absorción atómica Perkin-Elmer, 603. Los elementos han sido determinados a partir de distintas soluciones obtenidas por ataque en frío con ácido (agua regia + FfH) de 200 miligramos de muestra. La determinación de Na₂O y K₂O se realizó por fotometría de emisión y el resto de los elementos por absorción atómica, con llamas de nitrógeno-acetileno y aire-acetileno, y utilizando patrones internacionales que cubren los márgenes esperados de composición de las muestras. No se ha determinado la pérdida al fuego, por lo cual estos análisis no deben ser tomados como análisis completos, sino solamente con fines de comparación entre las distintas muestras. El hierro total viene expresado como Fe₂O₃.

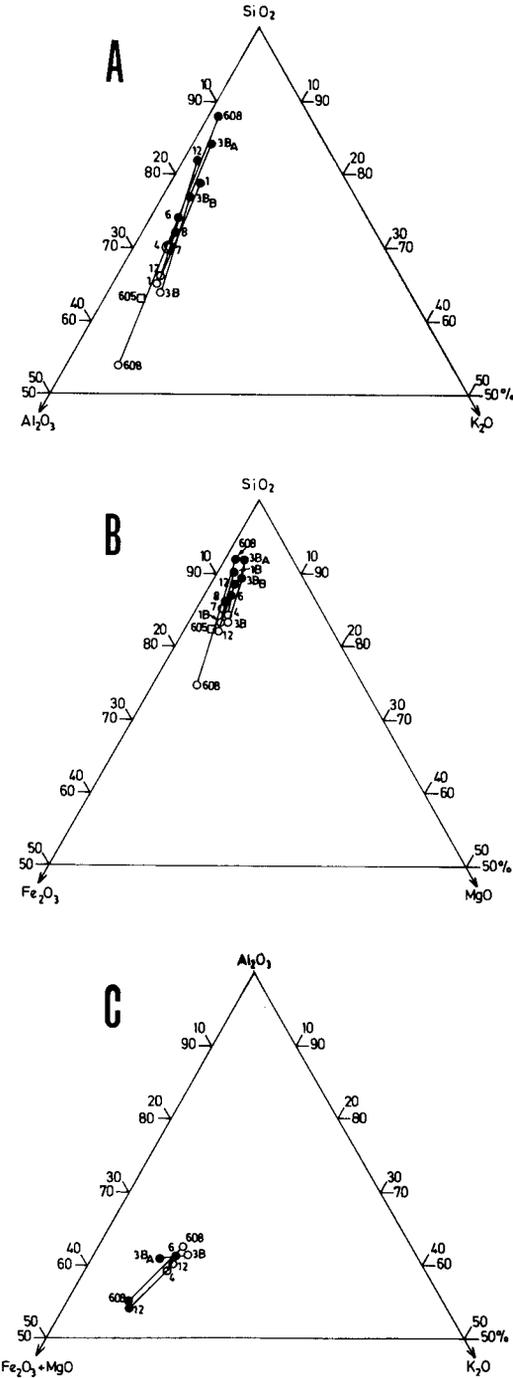


Fig. 15.—Diagramas triangulares mostrando la composición química de los dominios M (círculos) y de los dominios Q (puntos) del bandeo tectónico mesoscópico. Los diagramas están contruidos a partir de los datos de los análisis químicos contenidos en la Tabla I.

sición de uno y otro dominio caen muy próximos. Solamente las muestras con una diferenciación muy marcada (JP. 3B, JP. 12 y JP. 608) muestran la existencia de cambios químicos significativos; en estos casos, se detecta siempre un menor contenido de $Fe_2O_3 + MgO$ en los dominios M. Las líneas que unen los puntos de composición de uno y otro dominio tienen la misma pendiente en el caso de las muestras JP. 608 y JP. 12 (Fig. 15 C), sugiriendo la existencia de cambios químicos globales de proporciones similares en ambas muestras. Por el contrario, la línea que une los puntos de composición de los dos dominios de la muestra JP. 3B muestra una pendiente distinta, sugiriendo una tendencia diferente de los cambios químicos durante el proceso de diferenciación, tal vez relacionable en parte con diferencias en la composición mineralógica original de ambos grupos de muestras.

La exposición anterior sobre la naturaleza y tendencias de los cambios químicos durante la diferenciación puede completarse mediante la comparación de las relaciones de componentes (Gresens, 1967) obtenidas a partir de los análisis de la Tabla I (Fig. 16). Como se puede observar en esta figura, las relaciones entre casi todos los componentes principales presentan variaciones de un dominio a otro que reflejan la existencia de cambios en el contenido de todos los constituyentes de la roca durante el proceso de diferenciación. La intensidad y tendencia de estos cambios son diferentes en los distintos componentes, lo cual confirma el carácter altamente selectivo de estos cambios químicos, necesario para producir la diferenciación, aunque estos afectan en mayor o menor medida a todos los componentes de la roca original.

De la observación de la Fig. 16 se pueden extraer una serie de hechos entre los que se pueden destacar los siguientes:

- a) Los cambios químicos más importantes que se detectan se refieren al contenido en SiO_2 , cuya proporción en relación con los demás componentes es siempre menor en los dominios M que en los Q. No obstante, la intensidad de estos cambios —reflejada en la diferencia entre el valor de las relaciones SiO_2 /otros componentes— es diferente en las muestras analizadas, siendo máxima en las muestras JP. 608 y mínima en las muestras JP. 4-6 y JP. 7-8. El contenido en sílice de la roca original aparece como intermedio respecto al de uno y otro do-

minio (comparar las relaciones SiO_2 /otros componentes para las muestras JP. 605 y JP. 608 en la Fig. 16).

b) El contenido en Na_2O aumenta respecto al SiO_2 en los dominios M y disminuye respecto a los otros componentes; en este último caso, con la excepción de una de las muestras.

c) Salvo en las muestras con los cambios en el contenido de SiO_2 más bajos, las proporciones de Fe_2O_3 y MgO varían también en relación con los demás componentes, de tal manera que, en los dominios M, su contenido aumenta en relación con SiO_2 y Na_2O y disminuye en relación con el contenido en Al_2O_3 y K_2O . En todas las muestras analizadas, con la excepción de la JP. 12, la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ se mantiene constante, lo cual parece indicar que los cambios en el contenido de estos dos componentes tienen lugar en proporciones similares.

d) La proporción de Al_2O_3 disminuye en los dominios M con respecto al K_2O pero aumenta respecto a SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO y Na_2O (en este último caso con una excepción). La variación en la proporción de Al_2O_3 respecto a Fe_2O_3 , MgO y K_2O es también pequeña en muestras con poca variación en el contenido en SiO_2 .

e) La proporción de K_2O en los dominios M

aumenta siempre en relación con todos los demás componentes, aunque, como ya hemos expresado anteriormente, en muestras con poca diferenciación, sus relaciones con Al_2O_3 , Fe_2O_3 y MgO permanecen aproximadamente constantes.

Resumiendo, parece observarse una secuencia en la intensidad de los cambios químicos en relación con la formación del bandeo tectónico. En un primer estadio, los cambios en la composición química de los dominios parecen limitarse exclusivamente a diferencias en el contenido de SiO_2 y, en menor medida de Na_2O , mientras que las proporciones de Al_2O_3 , Fe_2O_3 y K_2O se mantienen aproximadamente constantes. En un segundo estadio, los cambios químicos afectan a los otros componentes, de tal manera que los dominios M muestran un menor contenido de Fe_2O_3 y MgO y, en menor grado, de Al_2O_3 , con el consiguiente aumento en el contenido relativo de K_2O .

Como ya hemos mencionado anteriormente, estos cambios químicos deben relacionarse, en su mayor parte, con los cambios mineralógicos descritos previamente. Una aproximación a la relación entre los cambios químicos y los cambios mineralógicos durante la formación del

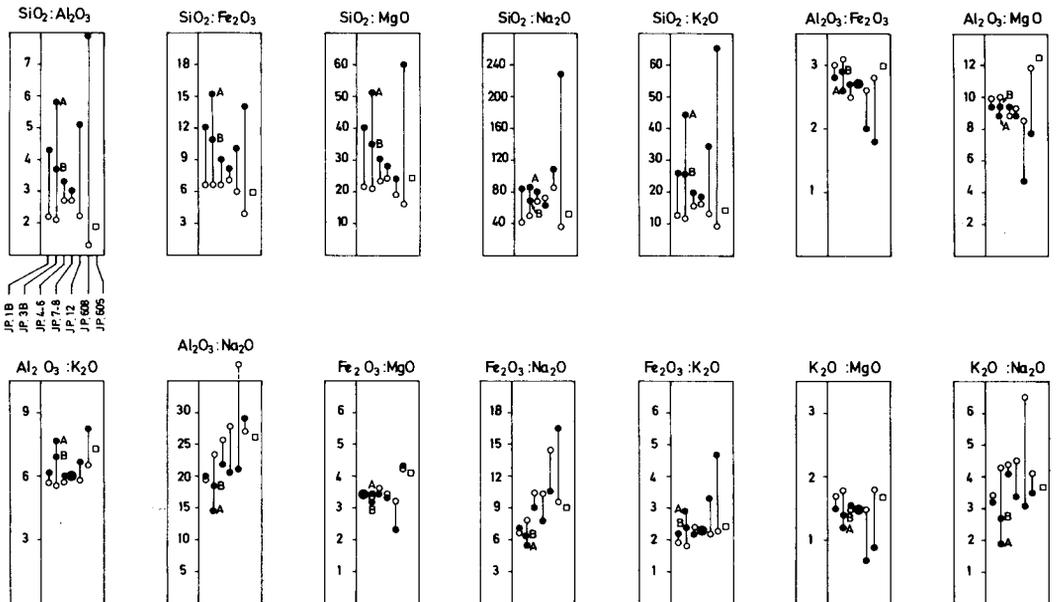


Fig. 16.—Representación gráfica de las relaciones de componentes en los dominios M (círculos) y en los dominios Q (puntos) del bandeo tectónico mesoscópico. Las muestras JP. 608 y JP. 605 están constituidas por materiales del mismo tipo, pero con y sin bandeo tectónico respectivamente. Las relaciones se han calculado a partir de los datos de la Tabla I.

bandeado tectónico se puede obtener utilizando el diagrama de variación, en coordenadas rectangulares, de $(Al/3-K)$ en función de $(Al/3-Na)$ propuesto por La Roche (1968). Este diagrama dispersa grandemente los silicatos de aluminio, concentrando cerca del origen las otras fracciones principales de las rocas, como cuarzo y óxidos de Fe, y es por ello un instrumento útil para contrastar y complementar algunos de los datos discutidos anteriormente. Dado que las muestras analizadas están constituidas en más de un 95 % por cuarzo, clorita y moscovita, la representación en este diagrama de los datos correspondientes a la Tabla I (Fig. 17) nos permite relacionar los cambios químicos durante el proceso de diferenciación con los cambios en la proporción relativa de estos tres minerales esenciales. Tal como se observa en la Fig. 17, las diferencias, en composición entre los dominios M y Q son más o menos importantes según las muestras, llegando a ser en algunos casos bastante marcadas. Los hechos más destacables de la observación de esta figura son:

- a) Las líneas uniendo puntos correspondientes a dominios M y Q adyacentes presentan pendientes bastante similares, indicando una misma tendencia en la proporción de los cambios químicos y mineralógicos, cifrados fundamentalmente en un enriquecimiento en cuarzo, y en menor medida en clorita, en los dominios Q.
- b) En la muestra de diferenciación más acusada se llega a la eliminación total del cuarzo de los dominios M que pasan a estar constituidos exclusivamente por clorita y moscovita.
- c) La muestra JP. 605, que corresponde a materiales equivalentes a los de la muestra JP. 608 pero en una zona próxima sin bandeado tectónico, cae sobre la recta que une los puntos correspondientes a la composición de los dominios M y Q de la muestra JP. 608 presentando una composición intermedia respecto a la de éstos. Estas relaciones indican claramente un origen del bandeado tectónico por un proceso de diferenciación a partir de una roca original de composición homogénea, implicando un en-

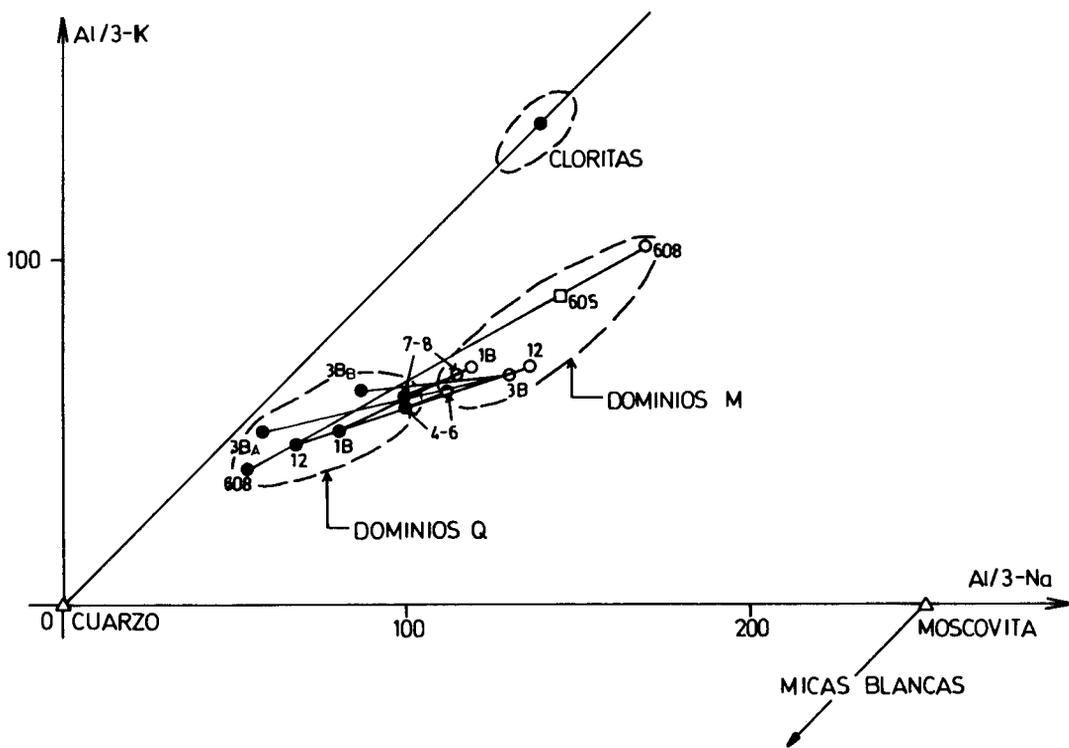


Fig. 17.-Diagrama $(Al/3 - K)$ f $(Al/3 - Na)$ de La Roche (1968) para muestras de dominios M (círculos) y dominios Q (puntos) del bandeado tectónico mesoscópico. Las muestras JP. 608 y JP. 605 corresponden a materiales del mismo tipo, pero con y sin bandeado tectónico respectivamente. El diagrama ha sido construido a partir de los datos de la Tabla I.

riquecimiento en cuarzo y clorita en los dominios Q y el consiguiente empobrecimiento en estos minerales en los dominios M.

DIFERENCIAS EN LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS MINERALES

Además de los cambios en la composición química total de un dominio a otro, se pueden detectar también algunas variaciones en la composición química de determinados minerales individuales. Estas variaciones son siempre pequeñas y sólo producen cambios menores no significativos cara a la composición total de cada dominio, controlada por las diferencias en las proporciones mineralógicas. Sin embargo estas pequeñas variaciones en la composición química de algunos minerales de un dominio a otro, pueden ser muy significativos a la hora de discutir la naturaleza exacta de los procesos de diferenciación.

Una primera aproximación para el caso de los filosilicatos puede obtenerse a partir de los difractogramas de rayos-X, ya que la intensidad de determinadas reflexiones está en relación con la composición química de las micas y de las cloritas (Esquevin, 1969; Dunoyer de Segonzac, 1969, 1970).

Variaciones en la composición química de las moscovitas

Una estimación de los cambios en la composición química de las micas puede realizarse mediante la técnica propuesta por Esquevin (1969) y Dunoyer de Segonzac (1970). Estos autores consideran que la relación de intensidad de los picos de 5 Å y 10 Å ($I(002)/(001)$) es proporcional a la relación Al/Fe + Mg en las posiciones octaédricas. El valor de esta relación se representa para cada muestra frente a la cristalinidad, medida como la anchura del pico de 10 Å ($I(001)$) tomada en la mitad de su altura.

Los resultados obtenidos para muestras representativas de ambos dominios y de la misma roca sin bandeado tectónico se muestran en la Fig. 18. Todas las muestras presentan la misma cristalinidad, con un valor típico de metamorfismo epizonal. Por el contrario, la relación $I(002)/(001)$ muestra una variación sistemática de tal manera que las moscovitas en los dominios M muestran siempre un mayor contenido en Al en relación al Fe + Mg. Las muestras de roca sin bandeado tectónico contienen moscovitas

con una relación de intensidades del mismo orden que las de los dominios Q (Fig. 18).

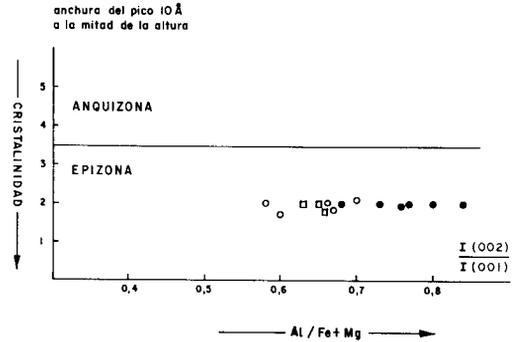


Fig. 18.—Caracterización de las moscovitas de los dominios M (puntos) y de los dominios Q (círculos) del bandeado tectónico mesoscópico por el método de Esquevin (1969). Los cuadrados representan muestras del mismo tipo de roca pero sin bandeado tectónico.

Variaciones en la composición química de las cloritas

Como en el caso anterior, una primera estimación sobre la composición de las cloritas en cada dominio puede obtenerse mediante la relación de intensidades de las reflexiones (001) y (002) que puede relacionarse con el contenido relativo de Fe y Mg en las cloritas; cuanto mayor es la relación $I(001)/I(002)$ mayor es el contenido en Mg con relación al Fe (Dunoyer de Segonzac, 1969).

La relación de intensidades para dominios M y Q de varias muestras se ha representado gráficamente en la Fig. 19. Las cloritas de los dominios M son sistemáticamente más férricas que

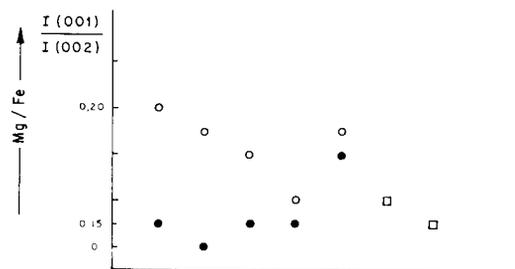


Fig. 19.—Representación gráfica de la relación de intensidades $I(001)/I(002)$ en las cloritas de los dominios M (puntos) y de los dominios Q (círculos) del bandeado tectónico mesoscópico. Los cuadrados representan muestras del mismo tipo de roca pero sin bandeado tectónico.

las de los dominios Q que tienen un mayor contenido en Mg. Las cloritas de la roca sin bandeo tectónico muestran una relación Fe/Mg similar a las de los dominios M.

RELACIÓN ENTRE LA DIFERENCIACIÓN Y LA GEOMETRÍA DE LOS PLIEGUES

Como ya hemos visto anteriormente, las características del bandeo tectónico guardan una relación estrecha con la geometría de los pliegues a los que siempre va asociado, ya sean éstos pliegues menores, como en el caso del bandeo mesoscópico, o crenulaciones, como en el caso del bandeo microscópico en relación con la esquistosidad de crenulación. En general, se observa una relación directa entre la magnitud y naturaleza de la diferenciación químico-mineralógica que da lugar al bandeo tectónico y el valor del ángulo que forma el flanco correspondiente con la superficie axial del pliegue.

Estas relaciones son fácilmente apreciables en la Fig. 20, para el caso del bandeo tectónico en relación con la esquistosidad de crenu-

lación. Como se observa en esta figura, para valores del ángulo flanco/superficie axial superiores a los 35° aproximadamente, no se observa ningún tipo de diferenciación mineralógica en relación con las crenulaciones que muestran una composición homogénea, con las únicas heterogeneidades derivadas de la fábrica original microplegada (Figs. 9 y 20). Para valores de este ángulo comprendidos entre 35 y 20° aproximadamente (Fig. 20), se observa siempre una diferenciación apreciable puesta de manifiesto principalmente por una disminución en el contenido de cuarzo a lo largo de estos flancos que pasan a constituir los dominios M que definen las láminas de esquistosidad. Para valores del ángulo entre los flancos y la superficie axial inferiores a 20° (Fig. 20), se observa siempre una diferenciación importante cuya naturaleza exacta varía en función de la composición de la fábrica original. En general, se produce una eliminación casi total del cuarzo y feldespatos de las láminas de esquistosidad que pasan a estar constituidas casi exclusivamente por filosilicatos y minerales opacos (Figs. 6, 7 y 10); en este estadio, la posible variación en el conte-

- DIFERENCIACION NULA
- DIFERENCIACION APRECIABLE UN SOLO FLANCO
- △ DIFERENCIACION APRECIABLE AMBOS FLANCOS
- DIFERENCIACION IMPORTANTE UN SOLO FLANCO
- ▲ DIFERENCIACION IMPORTANTE AMBOS FLANCOS

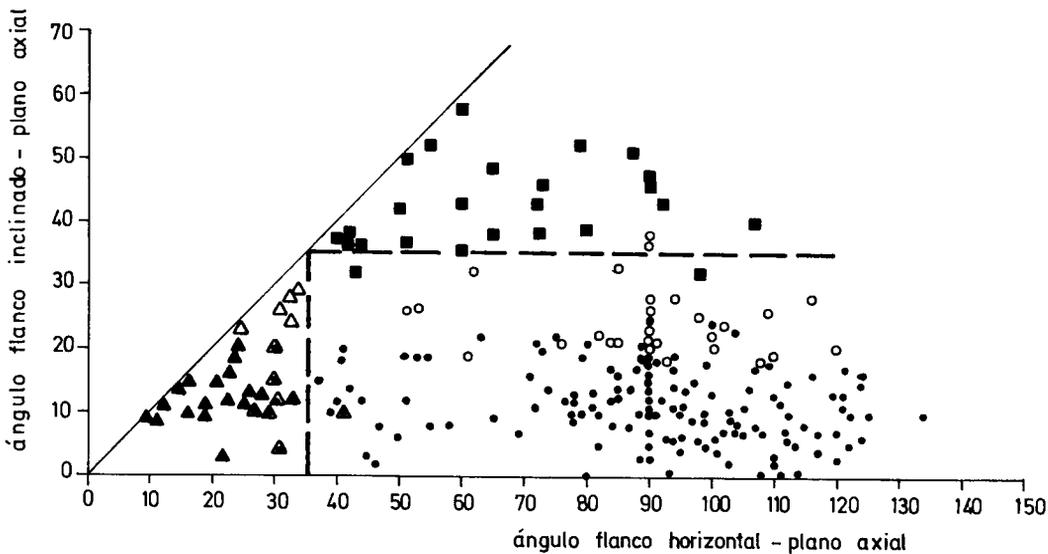


Fig. 20.—Relación entre la magnitud de la diferenciación y los ángulos que forman los flancos de las crenulaciones con sus superficies axiales.

nido en filosilicatos está enmascarada por la variación más importante en la proporción de cuarzo, no obstante, existen evidencias microestructurales claras de que los procesos de diferenciación afectan al menos a las cloritas (Figs. 8B, C y 21A, B). Cuando los valores de este ángulo son muy bajos (generalmente menores de 5°), se puede llegar a la destrucción de la fábrica original por eliminación de los filosilicatos de los dominios M que pasan a estar constituidos casi exclusivamente por una acumulación de minerales opacos (Figs. 8A, C y 9). Estos estadios pueden observarse en relación con diferentes crenulaciones o incluso a lo largo del mismo micropliegue (Figs. 8C y 9).

Conclusiones similares pueden obtenerse trazando sobre los micropliegues las isógonas de buzamiento (Fig. 9). Los límites de las láminas de esquistosidad coinciden aproximadamente con la isógena de 60° (la superficie axial coincide aproximadamente con la isógena de 0°). Este hecho es especialmente claro cuando, por disminución progresiva de la amplitud de los pliegues a lo largo de su superficie axial, se obtienen isógonas cerradas. En este caso, la extensión longitudinal de las láminas de esquistosidad viene delimitada aproximadamente por la isógena de 60° (Fig. 9). De acuerdo con estas relaciones, los micropliegues cuyos flancos forman con la superficie axial ángulos superiores a los 35° aproximadamente, no presentan diferenciación, mientras que, por el contrario, la aparición de dominios M sobre uno o ambos flancos de las crenulaciones tiene lugar siempre que dicho ángulo sea menor de unos 35° , condición necesaria para que tenga lugar la diferenciación (Fig. 20).

Conclusiones semejantes pueden obtenerse respecto a las relaciones entre el bandeo tectónico mesoscópico y los pliegues menores, al menos para los primeros estadios de los descritos anteriormente para la diferenciación en relación con la esquistosidad de crenulación.

DIFERENCIAS MICROESTRUCTURALES ENTRE LOS DOMINIOS

El desarrollo del bandeo tectónico implica, tal como hemos visto en apartados anteriores, una redistribución de los componentes de la roca original plegada o crenulada. Estos cambios en la composición químico-mineralógica, responsables de la diferenciación en dominios

M y Q, van acompañados de importantes reajustes microestructurales, tales como cambios en la forma, tamaño y disposición de los granos minerales, que conjuntamente con los primeros son responsables de la formación del bandeo tectónico meso y microscópico.

Como hemos visto anteriormente, el bandeo tectónico aparece siempre asociado al plegamiento o microplegamiento de una fábrica mineral previa —concretamente una esquistosidad anterior de tipo «slaty cleavage»— constituida por una proporción variable de cuarzo, filosilicatos y minerales opacos, fundamentalmente, que se disponen con una orientación dimensional preferente generalmente muy marcada. En la mayoría de los casos, esta fábrica original puede seguirse de un modo continuo a través de los diferentes dominios del bandeo tectónico, aunque su microestructura difiere notablemente de los dominios M a los dominios Q. Tanto los granos de cuarzo como los de filosilicatos presentan una relación longitud/anchura mayor en los dominios M que en los dominios Q. En los primeros los granos de cuarzo presentan formas muy elongadas, con bordes planos o ligeramente festoneados y se disponen paralelamente a la orientación dimensional preferente de los filosilicatos; su tamaño suele ser menor que el de los cuarzos contenidos en los dominios Q que, además, suelen presentar formas más equidimensionales y frecuentemente irregulares (Figs. 10, 11 y 12). Las moscovitas suelen presentar menor tamaño en los dominios Q que en los M y aparecen frecuentemente dobladas en el paso de un dominio a otro (Fig. 8), al contrario de lo que sucede con el cuarzo que aparece siempre truncado en el borde de los mismos, ya sea en forma de granos individuales, venas, sombras de presión, etc. (Figs. 10B, C, D y 21C, D). Las cloritas pueden observarse en ambas situaciones, aunque frecuentemente aparecen también truncadas en los bordes de los dominios Q (Figs. 8 y 21A, B).

Los granos de cuarzo no muestran, en general, evidencias ópticas notables de deformación intracrystalina en ninguno de los dominios. Estas evidencias sólo son apreciables en los granos de mayor tamaño que suelen presentar extinción ondulante y más raramente un cierto grado de recristalización, características ya apreciables además en zonas no plegadas ni crenuladas de la misma roca y que, por ello, deben ser interpretadas como total o parcial-

mente heredadas de deformaciones anteriores. Otro tanto puede decirse de los granos de filosilicatos, donde solamente algunos porfiroblastos de clorita muestran una extinción ondulante muy marcada (Fig. 11C).

Estos cambios microestructurales se reflejan por la diferencia notable en el grado de orienta-

ción dimensional preferente que muestran todos los constituyentes siguiendo la esquistosidad plegada, que es siempre mucho más marcada en los dominios M que en los dominios Q, donde llega a ser muy baja (comparar p. e. Figs. 10H, 11G y 12B, D con Figs. 10G, 11A y 12A, C).

En algunos casos, y solamente en relación

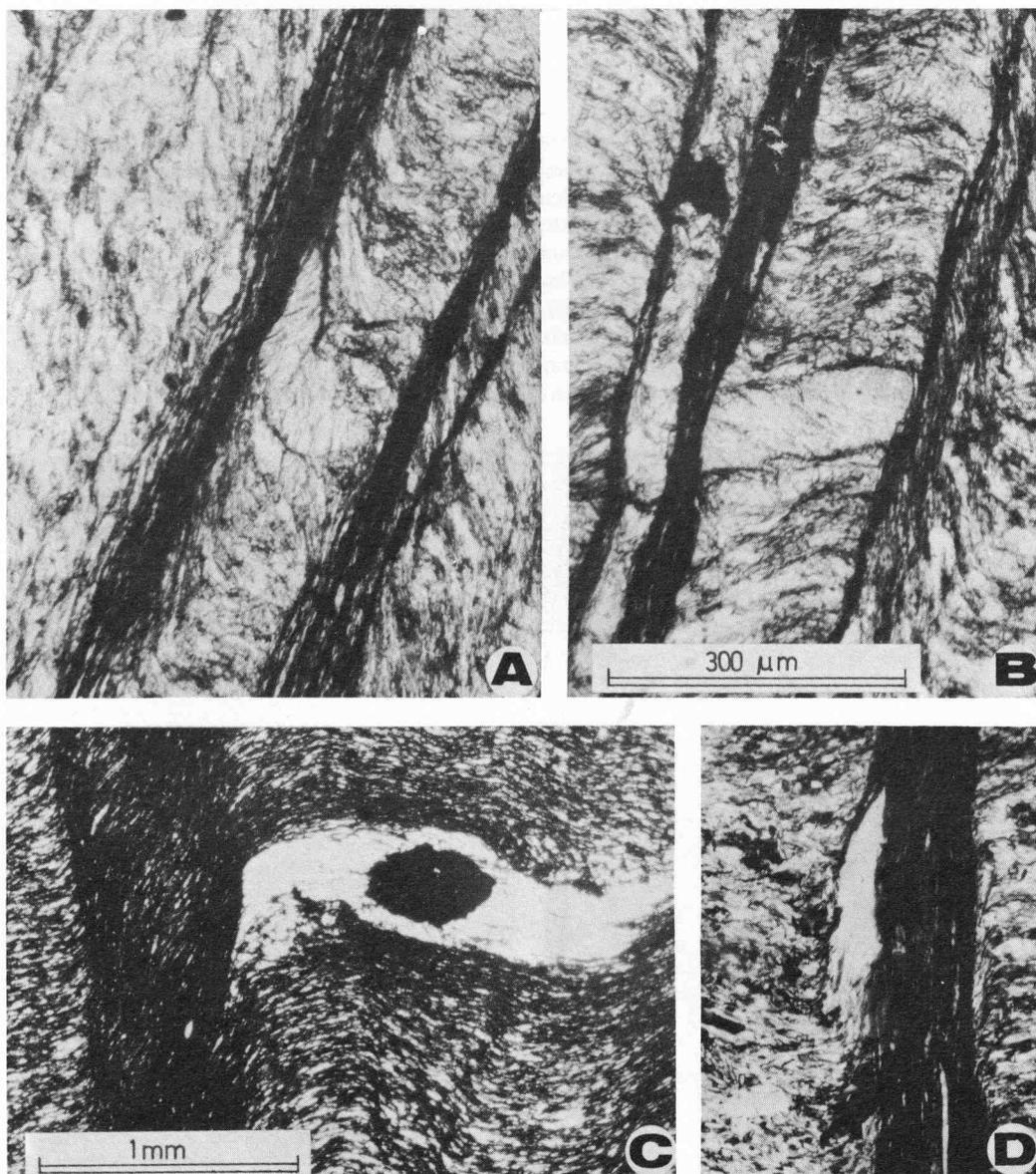


Fig. 21.-Granos de clorita (A, B) y cuarzo (D) y sombra de presión de cuarzo (C) que aparecen truncados en los bordes de los microlitones o dominios Q. (A y B: JP. 6; C: JP. 610BA; D: JP. 22BB).

con la esquistosidad de crenulación, el desarrollo del bandeado tectónico puede conducir a una destrucción casi completa de la fábrica original dentro de los dominios M que coinciden con las láminas de esquistosidad. Esto sucede solamente cuando los micropliegues son muy apretados o uno de sus flancos forma un ángulo bajo con su superficie axial y los dominios M pasan entonces a estar constituidos por un agregado de minerales opacos y micas que se disponen paralelos o formando ángulos muy bajos con los límites de los dominios (Figs. 6, 7A, C y 9). Como en casos anteriores, los minerales no muestran evidencias de una deformación intracristalina significativa ni en los microlitones (dominios Q) ni en las láminas de esquistosidad (dominios M). Se observa además que la fábrica original crenulada es discontinua, apareciendo truncada por las láminas de esquistosidad con un «desplazamiento aparente» a lo largo de éstas, que es especialmente notable cuando la esquistosidad trunca capas más cuarzosas o venas de cuarzo (Figs. 8C y 22). Sin embargo, no existen evidencias de rotura o fracturación a lo

largo de las láminas de esquistosidad, ni en los bordes truncados de los microlitones. Así, tanto dentro de estas láminas como en sus bordes, no se observa en ningún caso fracturación de granos, texturas cataclásticas, «fault gouge», u otras estructuras indicadoras de un proceso de deformación frágil.

Estas láminas de esquistosidad, que aparecen como discontinuidades reales en la roca, alternan generalmente con láminas a través de las cuales la fábrica original puede seguirse de un modo continuo, pudiendo observarse además la transición de un tipo a otro a lo largo de la misma lámina (Figs. 6, 8A, C y 22). Cuando esto sucede, el «desplazamiento aparente» es aproximadamente equivalente a la longitud del flanco sobre el que se sitúa la lámina de esquistosidad o dominio M.

Microestructura de las venas de cuarzo plegadas.

En las zonas donde aparece el bandeado tectónico estudiado es frecuente la existencia de

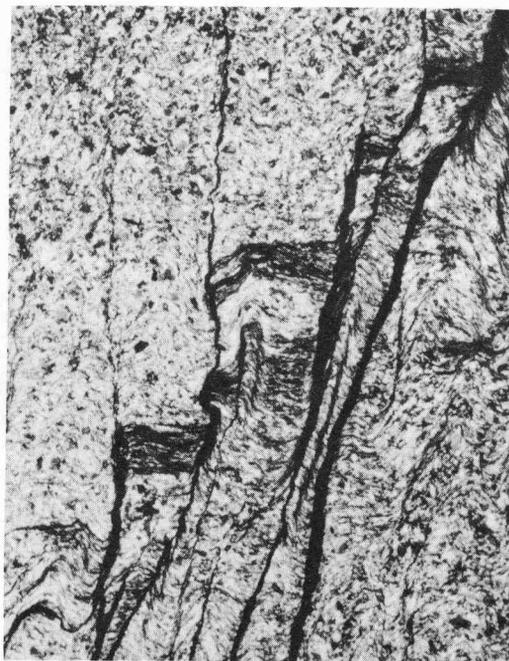
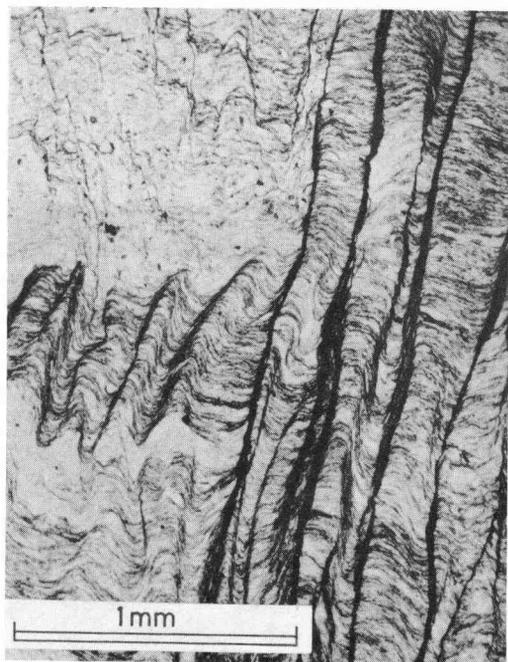


Fig. 22.—Microfotografías mostrando las trazas de las láminas de la esquistosidad de crenulación que aparecen como líneas o bandas oscuras, de trazado irregular o suavemente curvado que se sitúan sobre flancos de micropliegues. Se observa también que la fábrica original crenulada aparece en general truncada por las láminas de esquistosidad (dominios M) y con un «desplazamiento aparente» a lo largo de éstas; sin embargo, no existen evidencias de rotura o fracturación a lo largo de las láminas de esquistosidad o en los bordes truncados de los microlitones. (JP. 15 N).

venas de cuarzo aproximadamente concordantes con la primera esquistosidad (S_1) y plegadas conjuntamente con ella (Figs. 1, 3 y 10A). Estas venas tienen espesores variables desde varios centímetros hasta menos de un milímetro. Estas últimas son las más abundantes y las más propicias para su estudio microestructural, y a ellas nos referiremos fundamentalmente en todo lo que sigue.

Los granos de cuarzo en estas venas no muestran ningún tipo de elongación, aunque presentan evidencias claras de deformación intracrystalina, como extinción ondulante, sub-

granos y nuevos granos que en conjunto parecen evidenciar una deformación de una cierta importancia (Fig. 23). Los subgranos y los nuevos granos se disponen frecuentemente rodeando un núcleo constituido por un grano de mayor tamaño y muy deformado, con extinción ondulante y bandas de deformación (Fig. 23). Los granos recrystalizados presentan formas bastante equidimensionales, a veces más bien irregulares, y con cierta frecuencia exhiben también extinción ondulante. Como siempre que existe una deformación polifásica, es difícil separar los efectos de las distintas etapas de

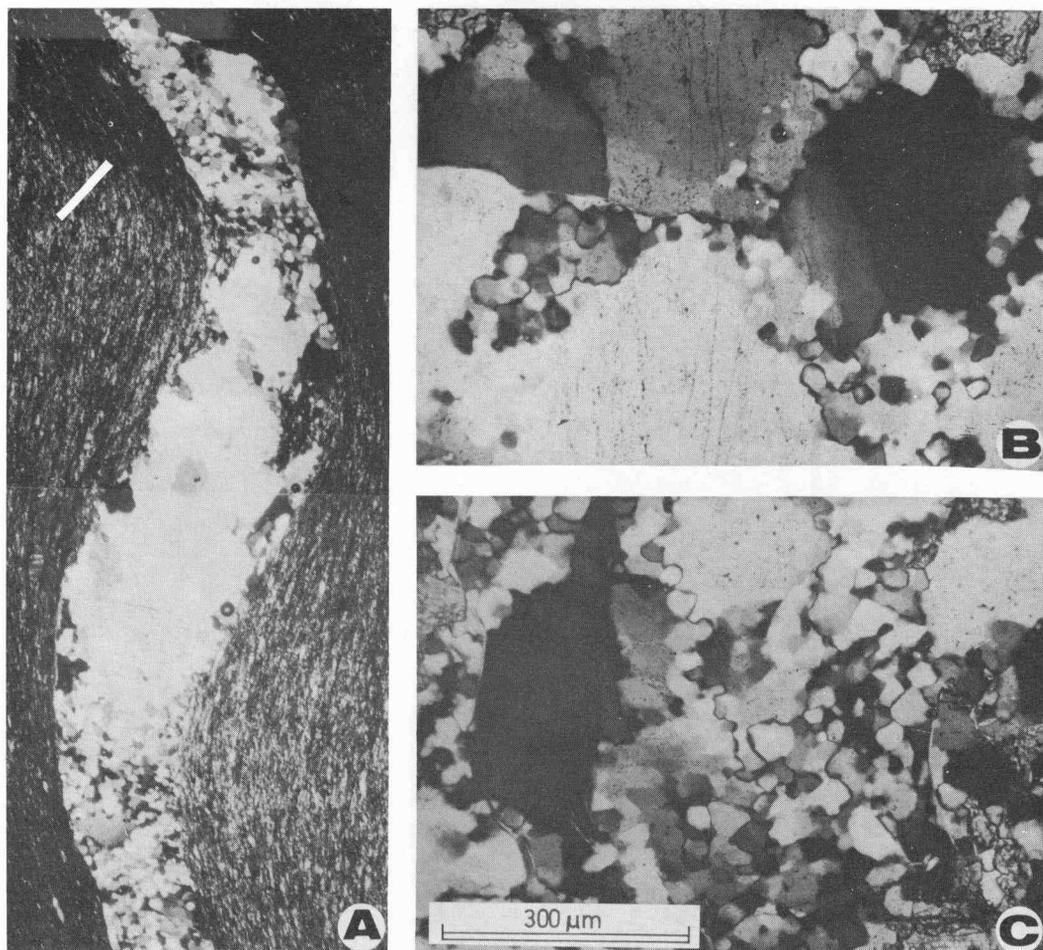


Fig. 23.—A, vena de cuarzo en un dominio M mostrando bordes festoneados o suavemente curvados. Tanto en los dominios M como en los Q, estas venas están constituidas por una serie de granos viejos de mayor tamaño y muy deformados, rodeados por un agregado de subgranos y nuevos granos de pequeño tamaño y formas bastante equidimensionales que, en conjunto, parecen evidenciar una deformación intracrystalina de una cierta importancia, acompañada de procesos de «recovery» y recrystalización dinámicos (A, B, C). (A: JP. 3AB; B y C: JP. 15Q).

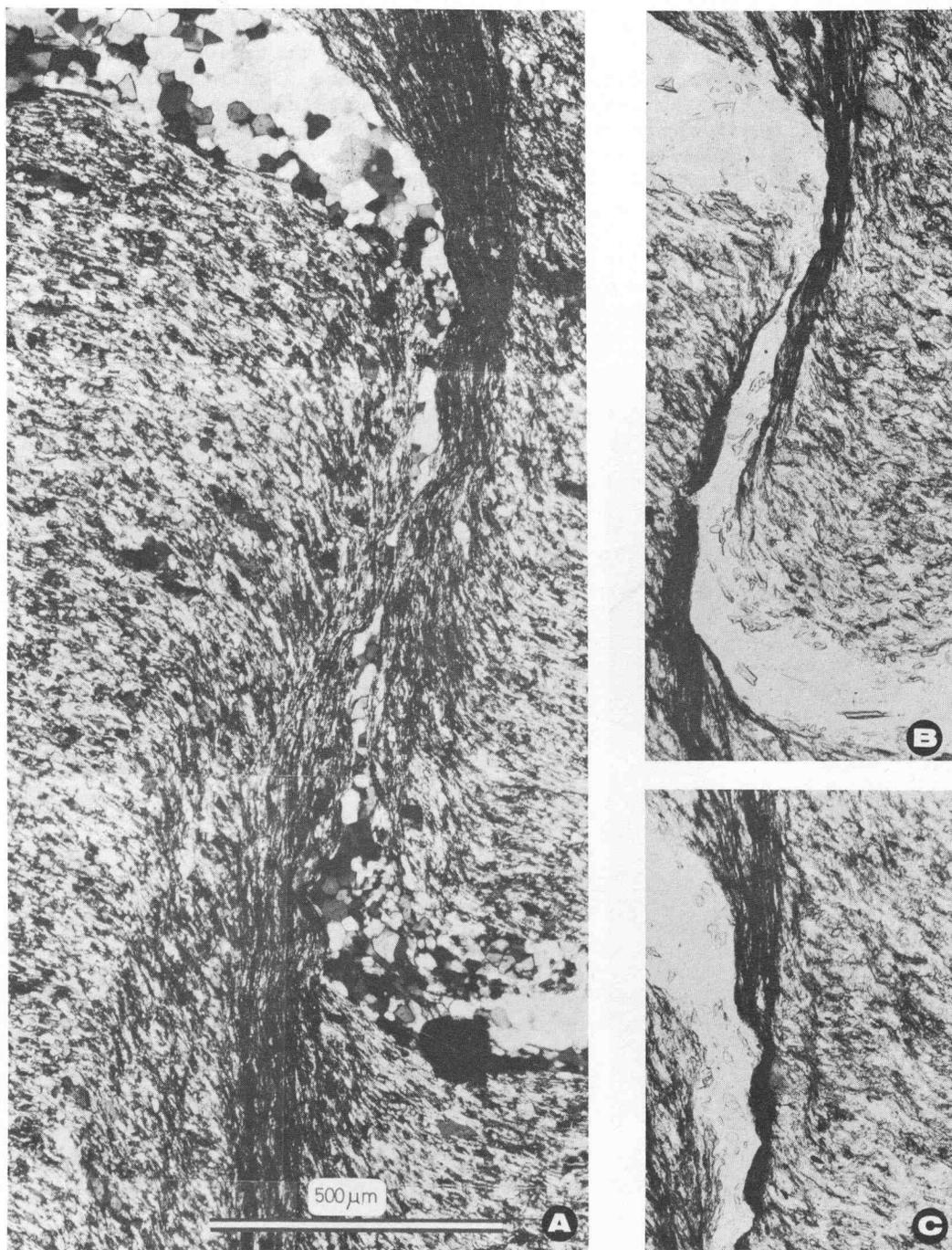


Fig. 24.—Venas de cuarzo crenuladas que aparecen notablemente adelgazadas dentro de las láminas de esquistosidad o dominios M. Los segmentos adelgazados no muestran ninguna evidencia de deformación frágil (p. e. fracturación de granos, texturas cataclásticas, etc.), ni una deformación intracristalina mayor que en los microlitones, como cabría esperar si el adelgazamiento fuese debido a un estiramiento de estos flancos por un mecanismo de flujo plástico. Por el contrario, las partes adelgazadas dentro de las láminas de esquistosidad muestran bordes festoneados muy marcados que indican disolución parcial de las venas en estos dominios. (A y B: JP. 3BB2; C: JP. 3BB1).

deformación superpuestas por la simple observación al microscopio óptico (White y Treagus, 1975; White, 1975). Sin embargo, los granos de cuarzo en las venas crenuladas muestran una orientación preferente de ejes-C que es compatible con una dirección de máximo acortamiento formando ángulos altos con las superficies axiales de los pliegues (Pulgar, 1980, pp. 274-75); esto indicaría que esta orientación preferente, y por tanto la deformación intracristalina que la produce, guarda relación con el proceso de deformación que da lugar al plegamiento de las venas de cuarzo y a la formación del bandeo tectónico.

En los dominios M, estas capas de cuarzo muestran frecuentemente bordes festoneados con puntas (*cusped boundaries*, Spry, 1969) (Figs. 11D y 23A) que contrastan con sus límites regulares en los dominios Q. Este hecho es especialmente notable en las láminas de esquistosidad, donde las capas de cuarzo pueden llegar a estar truncadas (Figs. 10B, C, D y 24). En efecto, en microplegues que desarrollan láminas de esquistosidad en sus flancos, las venas de cuarzo pueden presentarse en tres situaciones diferentes:

a) Se siguen de un modo continuo a través de la esquistosidad sin ningún cambio de espesor o microestructura. Así, aún cuando la fábrica original sea discontinua, las venas de cuarzo no muestran ningún tipo de fracturación o estiramiento. Las láminas de esquistosidad terminan contra las capas de cuarzo.

b) Aparecen notablemente adelgazadas dentro de las láminas de esquistosidad. Las partes adelgazadas presentan límites planos, suavemente curvados o festoneados (Fig. 24).

c) Están truncadas en los límites de las láminas de esquistosidad. En este caso, como en los anteriores, las venas tampoco muestran evidencias de fracturación ni deformación interna adicional en sus terminaciones siendo los límites festoneados muy marcados (Fig. 10B, C, D).

II. ORIGEN DEL BANDEADO TECTÓNICO

La existencia de un bandeo tectónico en relación con el microplegamiento de una fábrica preexistente es un hecho extraordinariamente frecuente en rocas de composición pelítica deformadas en medios metamórficos de bajo grado. Así las descripciones de esquistosidades

de crenulación caracterizadas por la existencia de dominios con diferente composición y microestructura son bastante frecuentes en la literatura geológica (p. e. Voll, 1960; Rickard, 1961; Talbot, 1965; Talbot & Hobbs, 1968; Williams, 1972; Durney, 1972; Trouw, 1973; Marcos, 1973; Pérez-Estaun, 1975, 1978; Cosgrove, 1976; Marlow & Etheridge, 1977; Gray, 1977a y b, 1978, 1979; Pulgar, 1980; etc.). Sin embargo, las referencias a la existencia de un bandeo tectónico en relación con pliegues menores de pequeño tamaño son muy escasas.

Para explicar la segregación mineralógica que acompaña al bandeo tectónico se han adelantado diversas hipótesis que van desde un origen puramente mecánico para la segregación mineral (p. e. Heim, 1878; Bonney, 1886; Knopf, 1931; Schmidt, 1932; González Bonorino, 1960; Rickard, 1961) a un origen por introducción y cristalización de filosilicatos, o recristalización de los ya existentes, a lo largo de fracturas o zonas de cizalla (Leith, 1905; Sander, 1930; Harker, 1932; Turner & Weiss, 1963; De Sitter, 1964; Rast, 1965). Este tipo de ideas han estado muy arraigadas hasta tiempos relativamente recientes; sin embargo, el análisis detallado de la microestructura y composición químico-mineralógica de las rocas con bandeo tectónico meso o microscópico permite poner en evidencia que la segregación mineralógica es debida a procesos de transferencia selectiva de masa por difusión intergranular, acompañados o no por reacciones metamórficas. Estos procesos de redistribución de minerales son agrupados juntos frecuentemente bajo la denominación de «diferenciación metamórfica» (Cosgrove, 1976; Williams, 1977). La naturaleza y significado de estos procesos de diferenciación serán discutidos a continuación, a la luz de los resultados analíticos y de las evidencias microestructurales.

INTERPRETACIÓN DE LOS CAMBIOS QUÍMICOS Y MINERALÓGICOS

Como hemos visto anteriormente, la diferenciación que acompaña el desarrollo del bandeo tectónico implica importantes reajustes en la composición química y mineralógica de la roca original. La diferenciación mineralógica se manifiesta, en primer lugar, por una disminución del cuarzo en los dominios M, con el consiguiente enriquecimiento pasivo en filosilica-

tos. Esta diferenciación mineralógica se refleja lógicamente en la diferente composición química de los dominios, que presentan siempre un contenido en SiO_2 mucho menor en los dominios M que en los dominios Q. Esta diferenciación química debe relacionarse casi en su totalidad con el menor contenido en cuarzo de estos dominios, ya que las proporciones de los otros componentes principales (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO y K_2O) permanecen prácticamente invariables. Así pues, en estos primeros estadios, la diferenciación parece afectar solamente al cuarzo cuya proporción disminuye notablemente, llegando incluso a desaparecer, en los dominios M, aunque los cambios químicos observados parecen sugerir también una reducción comparativamente menor del contenido en Na_2O en los dominios M, presumiblemente relacionable con una disminución en el contenido en feldspatos. El resultado es la aparición de una serie de dominios alternativamente ricos en cuarzo y filosilicatos.

En estadios más avanzados del proceso, la diferenciación afecta en mayor o menor medida a todos los componentes de la roca, tal como sugieren las evidencias analíticas y microestructurales. Así, aunque completamente subordinados a la drástica disminución en el contenido en SiO_2 , se detectan también cambios en el contenido en Fe_2O_3 , MgO y, en menor medida, Al_2O_3 , que pueden relacionarse con una reducción en el contenido en filosilicatos y con cambios simultáneos en su composición química. El origen y significado de una diferenciación de este tipo es una cuestión largamente debatida desde finales del siglo pasado. Las hipótesis de un origen puramente mecánico para la segregación mineralógica observada son en este caso insostenibles por cuanto, en general, éstas tienen una base física nada clara y además suponen una fuerte deformación por cizalla en los dominios M que es incompatible con la historia de la deformación deducida del estudio de los pliegues y con las microestructuras observadas en estos dominios.

La existencia de una intensa cristalización o recristalización mimética de filosilicatos en los dominios M tampoco puede explicar satisfactoriamente las marcadas diferencias en las proporciones mineralógicas de cada dominio. La adición de filosilicatos a los dominios M no puede explicar la diferenciación observada puesto que ambos dominios presentan una

composición diferente de la de la roca original, aunque, como veremos más adelante, existen evidencias de un cierto grado de recristalización.

La diferenciación mineralógica y química observada sólo puede ser explicada por una redistribución de los componentes minerales, a partir de una roca de composición homogénea, mediante un proceso de transferencia selectiva de masa por difusión, asistida por un fluido, en respuesta a la existencia de gradientes de esfuerzos. Este fenómeno, conocido desde mediados del siglo pasado, aparece designado en la literatura geológica por el término «*disolución por presión*» (pressure-solution, Sorby, 1863, 1879, 1908) que, aunque mantiene cierta imprecisión, es el de uso más corriente entre los geólogos actuales. Todo lo referente a las características de este mecanismo de deformación, así como a los factores que lo promueven y controlan, será analizado con detalle en un apartado posterior.

Por este mecanismo tiene lugar la disolución y eliminación selectiva del cuarzo de los dominios M, con la consiguiente concentración pasiva de los minerales menos solubles, principalmente filosilicatos y minerales opacos, en estos dominios. La progresiva eliminación del cuarzo y la forma francamente alargada que adquieren los granos que aún permanecen en estos dominios da lugar a un incremento del grado de orientación dimensional preferente de todos los constituyentes siguiendo las superficies de la esquistosidad previa plegada. La eliminación del cuarzo se realiza por migración hacia los dominios Q de al menos una parte importante del cuarzo disuelto. Esto da lugar, en estos dominios, a una concentración mucho más baja de filosilicatos y a una orientación dimensional preferente mucho menos marcada debido a la mayor abundancia de cuarzo y a la forma generalmente equidimensional de sus granos.

Este proceso ha sido citado por diversos autores como el que da lugar a la diferenciación mineralógica que acompaña generalmente el desarrollo de la esquistosidad de crenulación en rocas metamórficas de bajo grado (p. e. Voll, 1960; Dewey, 1965; Nicholson, 1966; Roberts, 1966; Durney, 1972; Williams, 1972; Trouw, 1973; Cosgrove, 1976; Gray y Durney, 1976, 1979; Kerrich, 1977; Marlow y Etheridge, 1977; Pérez-Estaun, 1978; Gray, 1977a y b, 1979; Pulgar, 1980).

Esta eliminación selectiva del cuarzo de los dominios M se produce por la diferente velocidad de deformación por disolución por presión de cada uno de los minerales constituyentes de la roca (Kerrick & Allison, 1978). Bajo unas mismas condiciones, el cuarzo se deforma por disolución por presión más rápidamente que los filosilicatos y es eliminado selectivamente de los dominios M, con el consiguiente enriquecimiento en filosilicatos que son componentes menos móviles. No obstante, estos últimos también pueden sufrir disolución, aunque su efecto sobre la diferenciación químico-mineralógica estará siempre subordinado al proceso de migración del cuarzo que tiene lugar a una velocidad mucho mayor.

INTERPRETACIÓN DE LOS CAMBIOS EN LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS FILOSILICATOS

Los resultados analíticos expuestos anteriormente revelan que los filosilicatos muestran variaciones en su composición relacionables con su localización en uno u otro dominio del bandeado tectónico. Así, las moscovitas de los dominios Q presentan relaciones $Al/Fe + Mg$ similares a las de la misma roca sin bandeado tectónico mientras que, en los dominios M, las moscovitas muestran siempre un mayor contenido en Al en relación al $Fe + Mg$. El aumento en el valor de la relación $Al/Fe + Mg$, es decir la tendencia hacia composiciones más próximas a la de la moscovita ideal, ha sido observada en relación con el incremento del grado de metamorfismo (Dunoyer de Segonzac, 1970; Miyashiro, 1973, p. 201). Por su parte, la clorita muestra un mayor contenido en Mg con relación al Fe en los dominios Q mientras que, en los dominios M, éstas tienen relaciones Fe/Mg más alta y similar a la de las cloritas en la misma roca sin bandeado tectónico. Las cloritas en metapelitas muestran con cierta frecuencia una disminución de la relación Fe/Mg al aumentar el grado de metamorfismo (Miyashiro, 1973, p. 206), aunque en otros casos esta relación aumenta (Dunoyer de Segonzac, 1970).

La relación entre los cambios químicos y la deformación que acompaña al metamorfismo ha recibido hasta ahora poca atención, a pesar de su gran importancia, tanto desde el punto de vista estructural como petrológico. En este sentido, las relaciones exactas entre la generación de nuevas fases minerales y los procesos de

deformación que dan lugar a muchas estructuras comunes en rocas deformadas son todavía mal conocidas. En lo que sigue se tratará de realizar un primer análisis de la relación entre los procesos de deformación que operan durante el desarrollo del bandeado tectónico y los cambios en la composición química de los filosilicatos de uno a otro dominio.

En el caso que nos ocupa, estos cambios químicos parecen indicar que el desarrollo del bandeado tectónico viene acompañado por la generación de fases metamórficas estables bajo las nuevas condiciones impuestas por la deformación que origina el bandeado, ya que el grado metamórfico es lógicamente idéntico en ambos dominios. Estas variaciones en la composición química de los filosilicatos, y por tanto la generación de nuevos granos, puede producirse por dos procesos (Etheridge & Hobbs, 1974; Boulter & Raheim, 1974; Etheridge, *et al.*, 1974; Vernon, 1977; Knipe & White, 1977; Knipe, 1979), que son:

- 1) Recristalización de granos viejos en zonas muy deformadas, implicando reemplazamiento al estado sólido de partes o todo el cristal original deformado por un grano o granos nuevos sin evidencias ópticas de deformación.
- 2) Cristalización implicando nucleación y crecimiento de granos nuevos, probablemente en zonas de dilatación generadas por flexión y deslizamiento de granos adyacentes.

La recristalización de la moscovita tiene lugar en los dominios M, que es donde presenta una composición química diferente de las de la roca original. Esta recristalización localizada de las moscovitas puede producirse como consecuencia de la más alta energía interna de deformación acumulada por los granos de este mineral en estos dominios que tenderán a recristalizar más fácilmente que los granos menos deformados de los dominios Q (Vernon, 1976, p. 202; White & Knipe, 1978). La alta energía de deformación acumulada por las micas en los dominios M debe relacionarse con la existencia de una componente de acortamiento formando un ángulo alto con la esquistosidad previa plegada en estos dominios y por tanto formando un ángulo alto con los planos (001) de las micas. Esto viene confirmado por las evidencias microestructurales, tal como veremos a continuación, y por la historia de deformación que se puede deducir para los pliegues a los que va asociado el bandeado tectónico. El papel de la deforma-

ción como promotor de determinadas reacciones metamórficas es realizado por Vernon (1976, 1977), Knipe & White (1977), White & Knipe (1978), Knipe (1979) y Beach (1979).

En el caso de la clorita, por el contrario, los cambios químicos sugieren una cristalización de estos filosilicatos en los dominios Q, donde la orientación de la fábrica preexistente, formando un ángulo bajo con la dirección de acortamiento, favorece la formación de zonas de dilatación (Knipe & White, 1977; Vernon, 1977; White & Knipe, 1978). Esta cristalización de la clorita podría relacionarse, al menos en parte, con los procesos de disolución por presión sufridos por este mineral en los dominios M, con la consiguiente migración de componentes químicos hacia los dominios Q.

Como consecuencia de los procesos de cristalización y recristalización se producen cambios en la forma y tamaño de los filosilicatos en uno y otro dominio que contribuyen, junto con los procesos de disolución por presión, a definir los cambios microestructurales que acompañan el desarrollo del bandeo tectónico.

INTERPRETACIÓN DE LAS MICROESTRUCTURAS

Las variaciones microestructuras descritas anteriormente, indican que el desarrollo del bandeo tectónico va acompañado por modificaciones en la forma y tamaño de los granos de una fábrica original homogénea. Estos cambios conducen al establecimiento de una marcada diferencia en el grado de orientación dimensional preferente de los constituyentes de uno y otro dominio, siendo éste siempre mucho más alto en los dominios M que en los dominios Q (Figs. 6, 10, 11 y 12). La microfábrica original (el «slaty cleavage» anterior) presenta un grado de orientación dimensional preferente intermedio entre los exhibidos por ambos dominios.

La acentuación del grado de orientación de la microfábrica previa en los dominios M se produce principalmente por:

a) eliminación selectiva del cuarzo de estos dominios mediante los procesos de disolución por presión descritos anteriormente, con el consiguiente enriquecimiento pasivo en filosilicatos,

b) progresivo adelgazamiento de los granos de cuarzo que permanecen en estos dominios que adquieren formas más elongadas siguiendo la microfábrica preexistente. Las escasas o nu-

las evidencias ópticas de deformación intracrystalina, junto con la existencia de límites de grano formando arcos de circunferencia o caras truncadas planares, indica que la disolución por presión es el principal mecanismo de deformación responsable de estos cambios de forma (Durney, 1972; Williams, 1972; Cosgrove, 1976; Gray, 1977b, 1978, 1979),

c) recristalización de las moscovitas estrechamente controlada por la anisotropía estructural previa y por la naturaleza y orientación de los esfuerzos y/o de la deformación, con un crecimiento preferente en las direcciones de menos limitaciones físicas y mejor transporte de componentes químicos (Vernon 1976, 1977); en este caso, se tenderá a un aumento en la relación longitud/anchura de las micas.

Estos mecanismos son los responsables de la microestructura final, aunque con un grado de participación desigual. La recristalización por sí sola no puede producir los cambios químicos y microestructurales observados y la mayor parte de las evidencias sugieren que el mecanismo de disolución por presión es el principal responsable del incremento en el grado de orientación dimensional preferente de todos los constituyentes dentro de los dominios M. Estos dominios actúan como zonas de disolución, dentro de las cuales se produce la disolución, y transferencia por difusión fuera de ellos, de los componentes más solubles, principalmente del cuarzo. Sin embargo, todas las evidencias parecen indicar que la disolución tiene lugar siguiendo las superficies de la esquistosidad previa, de modo que dentro de estos dominios no se forman líneas o superficies de disolución oblicuas a dicha fábrica previa. Como veremos más adelante, este hecho guarda relación con la cinética del proceso, ya que los contactos mica-cuarzo proporcionan los canales de difusividad más alta (Weyl, 1959; Voll, 1960; Trow, 1973; Durney, 1976; Rutter, 1976; Gray, 1978; Gray & Durney, 1979).

Como ya hemos anticipado anteriormente, la disolución por presión puede actuar también sobre los filosilicatos, aunque, en este caso, sus efectos son más difíciles de apreciar por estar en gran medida enmascarados por el cambio en el contenido en cuarzo. En el caso de la clorita, las evidencias microscópicas son claras por la frecuente presencia de porfiroblastos truncados por la esquistosidad (Fig. 21A y B) y por la

existencia de una diferenciación en dominios alternativamente ricos en clorita y en moscovita, originados a partir de una filita compuesta casi exclusivamente por estos minerales (Fig. 8B). El mismo tipo de diferenciación mineralógica se puede observar en relación con la esquistosidad de crenulación y ha sido descrita también por Helm (1969), Misch (1969, 1970) y Cosgrove, 1976) en fábricas puras de moscovita y clorita; Misch describe también segregación mineralógica en esquistos con crossita plegados, con enriquecimiento de crossita en los flancos por migración de la mica hacia la zona de charnela de los pliegues.

En los casos extremos, se puede llegar a una destrucción de la fábrica original dentro de las láminas de esquistosidad, que pasan a estar constituidas casi exclusivamente por una concentración de minerales opacos y materia carbonosa, debido a la eliminación casi total de las micas (Figs. 8A, C, 9 y 21). Dada la mayor complejidad de estos minerales, lo más probable es que sufran una disolución incongruente en la que sólo una parte de su molécula entre en la disolución (p. e. Helgeson, 1971; Cosgrove, 1976; Fyfe, *et al.*, 1978, pp. 76 y 79). Esto puede tener lugar mediante la existencia de reacciones metamórficas acompañando a la disolución por presión, de tal manera que este mecanismo puede actuar eliminando la sílice liberada por las reacciones, mas que por disolución directa de los granos minerales (Beach, 1979). En este caso, los productos menos solubles de las reacciones pueden reajustarse para producir fábricas de micas recristalizadas o permanecer como una acumulación de residuos inertes. Este proceso puede dar lugar a la formación de moscovita a partir de albitas o cloritas o a la desestabilización de las micas dentro de las láminas de esquistosidad, con liberación de sílice que puede ser eliminado por difusión fuera de estos dominios (Helgeson, 1971; Beach, 1979).

Los dominios Q muestran siempre un grado de orientación dimensional preferente de sus constituyentes mucho más bajo que los dominios M y, generalmente, también más bajo que el de la roca original. Como ya hemos mencionado, ello es consecuencia, en primer lugar, de la mayor proporción de cuarzo en estos dominios debido a la transferencia hacia ellos de al menos una parte del cuarzo disuelto en los dominios M. En segundo lugar, el cuarzo que re-

precipita en los dominios Q lo hace generalmente como sobrecrecimientos de los granos primitivos, u ocupando zonas de dilatación, dando lugar a granos de formas irregulares y bastante equidimensionales, reduciendo, por tanto, el grado de anisotropía de la fábrica previa.

Las venas de cuarzo y capas cuarzosas presentes en la fábrica plegada aparecen frecuentemente adelgazadas dentro de los dominios M e incluso truncadas en sus bordes (Figs. 10 y 24). El adelgazamiento de las capas ha sido interpretado clásicamente como originado por un estiramiento diferencial de los flancos de los pliegues o micropliegues que coincidirían con zonas de cizalla dúctiles. Sin embargo, aún cuando las capas de cuarzo muestran evidencias ópticas de una deformación intracrystalina de una cierta importancia, no se observan diferencias significativas en el tamaño, forma y estructura interna de los granos de cuarzo de los segmentos del interior de los dominios M con respecto a los de los dominios Q. Los cuarzoes presentan siempre formas bastante equidimensionales, sin que se detecte ningún aumento en la elongación de los granos o en la formación de subgranos y nuevos granos dentro de los dominios M, lo cual parece excluir cualquier tipo de deformación plástica adicional de las venas de cuarzo dentro de estos dominios. Por el contrario, las capas de cuarzo muestran bordes planares o festoneados en contacto con la matriz micácea, (Figs. 11D y 24) características que han sido consideradas como indicadoras de disolución por presión a lo largo de estos contactos (Elliot, 1973; Gray, 1977a, 1978, 1979).

Si la disolución es suficientemente intensa las venas de cuarzo pueden perder su continuidad dentro de los dominios M o incluso aparecer truncadas en sus bordes, hecho especialmente frecuente en relación con la esquistosidad de crenulación. En este caso, la vena se verá desplazada a un lado y otro de la esquistosidad por una distancia equivalente a la longitud del flanco disuelto. En uno y otro caso, las venas de cuarzo muestran terminaciones con bordes festoneados de disolución, en contacto con las micas de las láminas de esquistosidad, sin que se observe ningún indicador de deformación frágil (p. e. fracturación de granos, texturas cataclásticas, «fault gouge», etc.) como cabría esperar si la fracturación y deslizamiento fueran responsables del desarrollo de la esquistosidad

(Figs. 12 y 24). Características microestructurales similares pueden observarse aún en aquellos casos en que la esquistosidad trunca la fábrica original, que aparece desplazada a un lado y otro de aquella (Figs. 7A, C y 21). Estos desplazamientos son consecuencia de la reducción de volumen en las zonas de esquistosidad causada por la disolución de los minerales que puede llegar a eliminación completa de los flancos correspondientes de los micropliegues. Características similares han sido observadas en relación con esquistosidades tipo «slaty cleavage» y han sido utilizadas como indicadores de un origen por disolución (p. e. Plessman, 1964; Durney, 1972; Geiser, 1974; Groshong, 1975a y b, 1976).

III. LA DISOLUCION POR PRESION COMO MECANISMO DE DEFORMACION DOMINANTE DURANTE EL DESARROLLO DEL BANDEADO TECTONICO

El análisis e interpretación de las características morfológicas, composicionales y microestructurales del bandeo tectónico realizado anteriormente ha permitido poner en evidencia que la disolución por presión es el mecanismo de deformación dominante durante los procesos de deformación que dan lugar a la aparición del bandeo tectónico meso y microscópico en rocas pelíticas con metamorfismo de bajo grado. No obstante, este mecanismo no es el único operativo y, en determinadas condiciones o materiales, otros mecanismos o procesos pueden ser también cuantitativamente importantes. Tal es el caso de las capas cuarzosas o venas de cuarzo, donde la deformación plástica intracristalina de los granos de cuarzo puede llegar a alcanzar una cierta importancia, pudiendo quedar la disolución por presión limitada a los bordes de las capas o venas. Aún en los materiales pelíticos, el papel dominante de la disolución por presión durante la formación del bandeo tectónico no excluye la intervención subsidiaria de otros mecanismos o procesos de deformación. Así, la segregación mineralógica va acompañada de una cierta cristalización y/o recristalización de filosilicatos, aunque estos procesos no pueden producir por sí solos, los cambios mineralógicos y microestructurales observados. Del mismo modo, otros mecanismos como la rotación y deslizamiento entre granos deben

contribuir a la obtención de la microestructura final observada, aunque, en este caso, sus efectos son difíciles de observar microscópicamente. La existencia, en los materiales pelíticos estudiados, de un régimen de deformación dominado por la disolución por presión durante la formación del bandeo tectónico es coherente con las condiciones físicas que se pueden deducir para el momento de la deformación que en ningún caso deben sobrepasar la parte baja de la facies de los esquistos verdes (Pulgar, 1980).

La transferencia de materia, consecuencia de los procesos de disolución por presión, puede tener lugar alrededor de los granos individuales o de una parte a otra de la roca. En el caso concreto que nos ocupa, la disolución por presión da lugar a una diferenciación en bandas por eliminación selectiva de los componentes más solubles, fundamentalmente el cuarzo, a lo largo de los flancos verticales de los pliegues menores y las crenulaciones, con la consiguiente transferencia del material disuelto hacia las zonas de charnela o flancos horizontales de los pliegues, o hacia fuera de la roca. En lo que sigue, se realizará una breve síntesis de las bases teóricas de la disolución por presión, lo cual nos permitirá discutir los factores que la promueven y controlan, y el cómo y por qué este mecanismo da lugar a una diferenciación en bandas o dominios, bajo las condiciones de bajo metamorfismo existentes en el momento de la deformación.

BASES TEORICAS DE LA DISOLUCION POR PRESION

Desde que Sorby, a mediados del siglo pasado, describió una serie de estructuras tectónicas, que él interpretó como originadas por un proceso de transferencia selectiva de masa, acuñando el término «disolución por presión», se ha acumulado una cantidad relativamente grande de literatura geológica ocupada en interpretar las características y significado de este proceso de deformación. Una gran parte de ésta se ocupa de investigar los principios físicos de la disolución por presión mediante una serie de análisis teóricos, realizados desde distintos puntos de vista y que, por simplicidad, podríamos dejar reducidos a dos grupos principales de teorías:

1.-Teorías termodinámicas de sólidos sometidos a esfuerzos no-hidroestáticos. La termodi-

námica no-hidrostatica se ha utilizado fundamentalmente para analizar los principios generales que gobiernan los procesos de disolución-precipitación.

2.-Teorías basadas en la física del estado sólido. Este tipo de aproximación se centra sobre todo en el estudio de la cinética del proceso de deformación, con el fin de obtener una ley de flujo que permita la comparación con las obtenidas para otros mecanismos de deformación. Esta vía es, por tanto, más adecuada para un tratamiento unificado de los distintos mecanismos de deformación a escala cristalina.

LA TERMODINÁMICA NO-HIDROSTÁTICA APLICADA A LA DISOLUCIÓN POR PRESIÓN

El equilibrio termodinámico de sólidos sometidos a esfuerzos ha sido objeto de interés desde la segunda mitad del siglo pasado, momento en que ya se formularon, y se confirmaron experimentalmente, muchos de los principios que forman las bases esenciales de las teorías actuales. Esta primera etapa en el desarrollo de los conceptos teóricos en relación con la disolución por presión se cierra con el trabajo de Gibbs (1906), quien obtiene relaciones completas para el potencial químico de sólidos sometidos a esfuerzos no-hidrostaticos. Una síntesis de las investigaciones teóricas en este campo, durante esta primera etapa es realizada por Durney (1978) y Kerrich (1977).

En los últimos tiempos, los trabajos dedicados a la aplicación de la termodinámica no-hidrostatica a sistemas geológicos en general, y a la disolución por presión en particular, son bastante numerosos. En esta línea se pueden destacar algunos de los trabajos más recientes, como los de Kamb (1961), McLellan (1970), Paterson (1973), Durney (1976) y De Boer (1977). A pesar de las divergencias existentes entre los diversos análisis termodinámicos, se puede extraer una predicción teórica común, que tiene especial importancia para la disolución por presión, y que puede ser resumida en términos cualitativos por el llamado *teorema del esfuerzo normal* (McLellan, 1970; Paterson, 1973): «el potencial químico de un sólido sometido a esfuerzo, en una solución que no está sometida a la misma presión, aumenta al aumentar el esfuerzo comprensivo normal a la superficie del sólido». Durney (1976) realiza una aproximación cuantitativa simplificada considerando el

caso de un equilibrio reversible (es decir, equilibrio de energía libre de Gibbs) entre un cristal sometido a esfuerzo y una disolución. Se asume que: (1) el cristal y su soluto son un componente y el disolvente es un segundo componente; (2) el cristal no es una solución sólida y es aproximadamente incomprensible; y (3) la temperatura es constante; entonces, el equilibrio en cualquier parte del grano viene expresado por:

$$(\partial \mu / \partial x)_{T,p} dx \approx V_1 d\sigma - V_2 dp$$

donde μ es el potencial químico molar parcial, x es la fracción molar de soluto en la disolución, T es la temperatura absoluta, p es la presión de fluido, V_1 es el volumen molar de la fase del cristal, V_2 es el volumen molar parcial del soluto en la disolución y σ es el esfuerzo normal. Para las pequeñas distancias de difusión consideradas normalmente, p puede ser tratada como constante y uniforme y, por tanto, $dp = 0$. Esta ecuación implica que tanto el potencial químico (μ) como la concentración (x), y por tanto la solubilidad de una fase mineral sometida a esfuerzo, en un punto cualquiera de su límite, es directamente relacionable con la magnitud del esfuerzo normal en ese punto. Relaciones similares han sido usadas por Weyl (1959), Green (1970), Elliot (1973), Paterson (1973).

Como en un sólido policristalino sometido a esfuerzo no-hidrostatico, el esfuerzo normal varía con la orientación de los límites de grano, la solubilidad de caras del cristal con orientación diferente también será variable. Este gradiente de esfuerzo normal entre bordes de grano con diferente orientación produce un gradiente de potencial químico que da lugar a difusión de materia, desde las caras sometidas a esfuerzo más alto, donde tiene lugar la disolución, hacia las caras sometidas a esfuerzo más bajo, donde tiene lugar la precipitación (Durney, 1972, 1976; Atkinson & Rutter, 1975; McClay, 1977).

LA FÍSICA DEL ESTADO SÓLIDO APLICADA A LOS MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

Este tipo de análisis nace de la aplicación de muchos de los desarrollos teóricos obtenidos en el campo de las Ciencias de los Materiales, y especialmente de la Metalurgia, al caso de las rocas deformadas naturalmente. Esta vía, a pesar de que aún se encuentra en pleno desarrollo, ya ha permitido obtener avances significativos

en la interpretación del comportamiento deformacional de las rocas. Esta línea de investigación persigue la obtención de leyes de flujo para la deformación de materiales policristalinos, mediante el establecimiento de modelos que describan los procesos de deformación en términos de variables de estado (temperatura, velocidad de deformación y esfuerzo diferencial aplicado), junto con las propiedades reológicas de los materiales estudiados.

En la actualidad es bien conocido que la deformación de las rocas en condiciones naturales tiene lugar mediante la intervención de diversos mecanismos de deformación independientes, que pueden ser agrupados en tres amplias categorías (Stocker & Ashby, 1973; Rutter, 1976; McClay, 1977; Kerrich, 1977; Kerrich & Allison, 1978).

Estas son:

(1) *Procesos cataclásticos*, que implican fracturación dependiente de la presión normal y deslizamiento friccional entre partículas de roca.

(2) *Procesos de deformación por dislocaciones*, implicando movimiento de dislocaciones (incluyendo «dislocation glide» y «dislocation creep»).

(3) *Procesos de transferencia de masa por difusión*, que puede tener lugar a lo largo de los límites de grano (grain boundary diffusion) o a través del grano (volume o lattice diffusion), y va acompañada por una componente de deslizamiento a lo largo de los límites de grano.

De estos tres grupos de mecanismos nosotros estamos ahora interesados en el tercer grupo, dentro del cual se integraría la disolución por presión.

Procesos de transferencia de masa por difusión

Si la difusión de materia tiene lugar esencialmente a través del grano, el proceso se denomina *Nabarro-Herring creep* (Nabarro, 1948; Herring, 1950), mientras que si la difusión tiene lugar predominantemente a lo largo de los límites de grano, el proceso es denominado *Coble creep* (Coble, 1963). En ambos casos, la transferencia de masa tiene lugar al estado sólido, por difusión de vacantes. El Nabarro-Herring creep es importante en metales a altas temperaturas, y tal vez en el manto terrestre (Stocker & Ashby, 1973), mientras que el Coble creep

puede tener lugar a temperaturas más bajas. Sin embargo las difusividades al estado sólido no pueden explicar el grado de difusión observado en rocas de bajo grado metamórfico, ni siquiera para períodos de tiempo geológicos. De ello se infiere la necesidad de una fina película de fluido intergranular que proporcione una vía de difusividad relativamente alta, y de ahí el término disolución por presión. El Coble creep y la disolución por presión son procesos geoméricamente equivalentes (Elliot, 1973; Rutter, 1976; McClay, 1977; Kerrich, 1977; Kerrich, Beckinsale & Durham, 1977; Kerrich & Allison, 1978; Rutter & Mainprice 1978) y, hasta el presente, no hay criterios microestructurales válidos que permitan separar estos dos tipos de difusión. La naturaleza exacta de esta película de fluido intergranular es aún tema de controversia; en general, es considerada como una fase dispersa de impureza de iones, atrapada en los espacios interatómicos, vacantes de la red, canales, etc., que existen en la zona desordenada entre dos cristales adyacentes (Weyl, 1959; Gresens, 1966; Durney, 1976). Esta fase puede no tener todas las propiedades de un verdadero fluido pero se asume que el esfuerzo en ella es igual a la presión hidrostática del fluido.

Ley de flujo para la disolución por presión

La importancia relativa de cada uno de los mecanismos de deformación en los procesos tectónicos depende de las propiedades reológicas de los materiales y de las condiciones físicas durante la deformación (p. e., temperatura, presión de confinamiento, esfuerzo desviatorio, velocidad de deformación). Una clara confirmación de lo dicho se ha podido obtener por estudios experimentales de deformación de rocas (p. e. Price, 1970; Heard & Raleigh, 1972; Rutter, 1972, 1974; Heard, 1976; Fyfe *et al.*, 1978, etc.).

Para cada uno de estos mecanismos se han podido obtener leyes de flujo que relacionan velocidad de deformación con esfuerzo diferencial, energía de activación y temperatura. Para el caso de la disolución por presión, Rutter (1976) ha establecido un modelo teórico, para esfuerzos bajos ($\sigma_a < 300$ bares), con una ley de flujo dada por:

$$\dot{\epsilon} = 32 \sigma_a V C_0 D_b W / RT \rho d^3$$

siendo σ_a = esfuerzo aplicado, V = volumen molar del sólido, C_0 = concentración de una disolución saturada en equilibrio con el sólido no sometido a esfuerzos, D_b = difusividad a lo largo del límite de grano, W = la anchura del límite de grano efectivo, R = constante de los gases, T = temperatura absoluta, ρ = densidad del sólido y d = diámetro del grano. De esta relación se pueden extraer algunas conclusiones geológicamente interesantes sobre las características de este mecanismo de deformación. Así:

- a) existe una relación lineal entre esfuerzo y velocidad de deformación, es decir, este mecanismo daría lugar a un comportamiento reológico lineal del material que se deforma;
- b) la efectividad de este mecanismo guarda relación directa con la solubilidad del material y con las características de la vía de difusión;
- c) este mecanismo de deformación pierde efectividad al aumentar la temperatura y/o el tamaño de los granos del agregado que se deforma.

Relaciones entre la disolución por presión y los demás mecanismos de deformación: los mapas de mecanismos de deformación

Las relaciones anteriores pueden ser visualizadas mejor mediante los mapas de mecanismos de deformación introducidos por Ashby (1972). En ellos, el mecanismo de deformación dominante (es decir, el que contribuye a dar una velocidad de deformación más alta) ocupa un campo determinado en el espacio esfuerzo-temperatura (Fig. 25). Cada mapa representa el comportamiento de un material policristalino dado con un tamaño de grano específico, y se construyen igualando las relaciones de flujo de cada mecanismo de deformación (Rutter, 1976; White, 1967a; Atkinson, 1976a y b, 1977).

Evaluar las leyes de flujo para los materiales geológicos entraña muchas dificultades por la complejidad de los minerales silicatados, y los cambios estructurales durante la deformación, junto con la dificultad de determinar sistemáticamente la influencia de algunos factores, como el agua, sobre las propiedades reológicas de los materiales (Griggs, 1974; Rutter, 1974; Rutter & Schmid, 1975). Los únicos materiales de interés geológico para los cuales se han construido mapas de mecanismos de deformación son el olivino (Stocker & Ashby, 1973), el cuarzo y la calcita (Rutter, 1976; White, 1976). Mapas de mecanismos de deformación para el caso del

cuarzo se muestran en la Fig. 25; en ella, se puede ver que la introducción de la disolución por presión aumenta el campo de flujo por transferencia de masa por difusión intercrystalina, a expensas del campo de flujo por dislocaciones y del correspondiente al Nabarro-Herring creep. Estos mapas indican que, asumiendo velocidades de deformación geológicas (entre 10^{-10} y 10^{-14} seg^{-1} ; Price, 1975; Fyfe, *et al.*, 1978), la disolución por presión es el mecanismo de deformación dominante en condiciones de baja temperatura, mientras que los procesos de deformación por dislocaciones predominan en condiciones de temperatura más alta (Fig. 25B). Los mapas de esta figura fueron calculados para un tamaño de grano de 100 μm . Tal como vimos anteriormente, la velocidad de deformación por disolución por presión es inversamente proporcional al cubo del diámetro

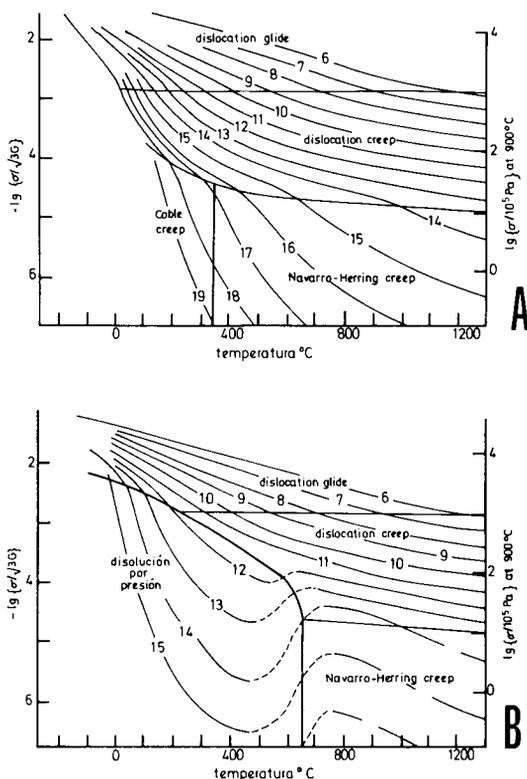


Fig. 25.—Mapas de mecanismos de deformación para el cuarzo: A, sin la disolución por presión, y B, incluyendo un campo para la disolución por presión. Los contornos numerados representan el $-\lg$ de la velocidad de deformación; σ es el esfuerzo diferencial ($\sigma_1 - \sigma_3$); $d = 100 \mu\text{m}$; $V = 22 \text{ cm}^3$. Según Rutter (1976).

de los granos. Esto quiere decir, por ejemplo, que reducir el tamaño a 10 daría lugar a aumentar 1.000 veces la velocidad de deformación por disolución por presión. Así, como consecuencia de la reducción en el tamaño de grano se produce un aumento en el tamaño de los campos correspondientes a deformación por transferencia difusiva de masa, tal como se puede apreciar claramente en la Fig. 26. Estas predicciones teóricas parecen corresponderse adecuadamente con las observaciones en el caso de procesos tectónicos, donde la disolución por presión es un mecanismo dominante en rocas deformadas en condiciones de baja temperatura y especialmente en rocas de grano fino (Voll, 1960; Ramsay, 1967; Durney, 1972; Stocker & Ashby, 1973; Elliot, 1973; Rutter, 1976; White, 1976; Mitra, 1976, 1978, 1979; Kerrich, 1977; McClay, 1977; Kerrich & Allison, 1978; Gray & Durney, 1979), y son perfectamente concordantes con todas las evidencias analíticas y microestructurales de disolución por presión descritas anteriormente en relación con el desarrollo del bandeo tectónico.

FACTORES QUE CONTROLAN LA DISOLUCIÓN POR PRESIÓN DURANTE LA FORMACION DEL BANDEADO TECTONICO

De las descripciones del bandeo tectónico, tanto a escala microscópica como mesoscópica, se pueden extraer una serie de hechos que son críticos para la correcta interpretación de los mecanismos de deformación a escala del grano y para la evaluación de los factores que los controlan. Estos hechos podrían resumirse a los siguientes:

- 1.-Todas las evidencias analíticas y microestructurales sugieren que el mecanismo de disolución por presión es el principal responsable de los cambios mineralógicos y microestructurales que dan lugar a la aparición del bandeo tectónico. Este mecanismo da lugar a la disolución y eliminación selectiva del cuarzo en los dominios M, con la consiguiente concentración pasiva de filosilicatos en estos dominios.
- 2.-El bandeo tectónico está estrechamente relacionado con el plegamiento (o microplega-

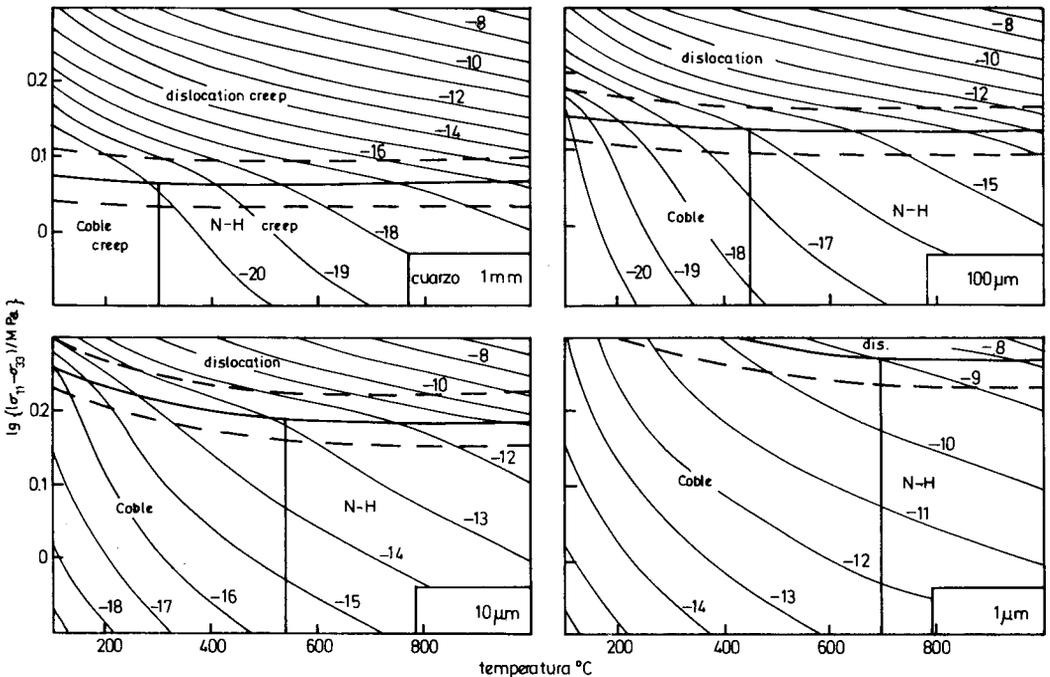


Fig. 26.-Mapas de mecanismos de deformación para el cuarzo, con diferentes tamaños de grano. Según White (1976).

miento) de un «slaty cleavage» anterior. La disolución tiene lugar sobre ambos flancos de los pliegues, en el caso de pliegues simétricos, o sobre flancos alternos (generalmente los flancos largos, y en cualquier caso siempre los flancos que forman ángulos más bajos con la superficie axial) en el caso de pliegues (o crenulaciones) asimétricos.

3.—Durante la formación del bandeo tectónico no se crean nuevas líneas de disolución por presión, sino que, por el contrario, todas las evidencias microestructurales parecen indicar una reactivación de las superficies de anisotropía previa. Estas evidencias muestran una disolución muy importante a lo largo de los contactos mica-cuarzo o en los contactos entre capas ricas en cuarzo y la matriz micácea, mientras que la disolución a lo largo de los contactos cuarzo-cuarzo parece escasa. Además, el análisis de los pliegues —en relación con los cuales aparece siempre el bandeo tectónico— y sus estructuras asociadas parecen indicar una dirección de compresión subhorizontal, formando ángulos altos con las superficies axiales de los pliegues (Pulgar, 1980).

Teniendo en cuenta estos hechos, y con base a los principales teóricos sintetizados anteriormente, vamos a discutir brevemente los factores que controlan y promueven la disolución por presión y cómo este mecanismo interviene en el proceso de diferenciación que da lugar al bandeo tectónico.

LA CINÉTICA DEL PROCESO DE DIFUSIÓN INTERGRANULAR: LA NATURALEZA DE LOS CONTACTOS ENTRE GRANOS

De un modo preciso, el mecanismo de disolución por presión implica la actuación de tres procesos diferentes, que son:

- a) transferencia de la fase sólida a una fase móvil en la zona del límite de grano sometida a esfuerzo (disolución en sentido amplio),
- b) transferencia de masa por difusión a lo largo de los límites de grano, a través de una fase fluida intergranular,
- c) reprecipitación, para formar la fase original o posiblemente una nueva fase.

En un mecanismo que, como el que nos ocupa, implica la actuación de varios procesos dependientes que forman una secuencia desde el punto de vista cinético, la velocidad final del proceso global viene controlada por la velocidad del más lento de los procesos secuenciales,

en este caso, la transferencia de masa por difusión intergranular (Elliot, 1973; Durney, 1976; Kerrich, 1977; McClay, 1977; Rutter & Mainprice, 1978). Esto quiere decir que la efectividad de este mecanismo viene controlada, en primer lugar, por aquellos factores que inciden sobre el proceso de difusión de materia a través de una fina película de fluido intergranular, que es la vía de difusión que se asume en el caso de la disolución por presión. Bajo unas condiciones físicas dadas, la cinética de tal difusión está controlada por el tipo de iones que migran y la naturaleza de los límites entre granos. Cuanto menor es el encaje atómico entre granos adyacentes más ancho es el límite de grano efectivo de cara a la difusión. En este sentido, los límites entre fases minerales diferentes tienen el encaje atómico más bajo y, por tanto, el mayor potencial para el transporte de masa por difusión. En rocas pelíticas y semi-pelíticas son muy frecuentes los contactos entre cuarzo y filosilicatos, que pueden tener una especial importancia pues las micas en contacto con el cuarzo incrementan grandemente la anchura de las vías de difusión (Weyl, 1959; Voll, 1960; Elliot, 1973; Rutter, 1976; Durney, 1976; Mitra, 1978; Gray & Durney, 1979). La influencia de otros factores como temperatura, tamaño de grano, etc., ha sido discutida en apartados anteriores.

Como la disolución depende de la subsaturación en soluto del medio fluido, la velocidad de difusión influencia la velocidad de disolución. Así, la disolución es máxima en los contactos mica-cuarzo debido a la menor concentración de soluto en estos puntos como consecuencia de la mayor velocidad de difusión a lo largo de los mismos.

SOLUBILIDAD INICIAL DE LOS MINERALES

Otro factor que influye sobre la velocidad de difusión, y por tanto sobre la efectividad de este mecanismo, es la solubilidad inicial de los diferentes minerales, aunque la solubilidad no se usa aquí en el sentido de disolución en grandes volúmenes de fluido, sino en términos de una fina película de fluido intergranular o fase dispersa de impureza de iones. Bajo unas condiciones físicas dadas (P, T, etc.), los minerales con solubilidad más alta, por ejemplo el cuarzo; producen gradientes de concentración más altos y, por tanto, tienden a migrar más rápidamente que los minerales con solubilidad más baja,

como las micas. Como consecuencia de ello, se producirá una eliminación selectiva de los componentes más solubles, lo cual puede dar lugar a una diferenciación en la roca deformada. Los datos cuantitativos de solubilidad de minerales metamórficos son escasos (ver p. e. Fyfe, *et al.*, 1978); sin embargo, se han podido establecer series de solubilidad de los minerales más frecuentes mediante observaciones petrográficas basadas en la suposición de que los minerales en las superficies o zonas de disolución por presión son residuos de disolución y por tanto menos soluble que otros minerales presentes en la roca. Estas series agrupan a los minerales por orden de decreciente susceptibilidad a la disolución por presión tal como sigue: (1) calcita, (2) dolomita, (3) cuarzo, (4) feldespatos, (5) clorita, (6) biotita, (7) moscovita y (8) minerales opacos y materia carbonosa (Heald, 1955; Trurnit, 1968; Gray & Durney, 1979). Esto quiere decir que, en rocas pelíticas o psamíticas, todos los minerales que caen después del cuarzo pueden formar parte del residuo de disolución de una zona de disolución por presión, lo cual explica la diferenciación mineralógica observada.

GRADIENTES DE ESFUERZOS

El sentido de la migración de las especies disueltas guarda relación directa con las causas de la disolución, ya que la difusión es causada por gradientes de potencial químico (y por tanto gradientes de concentración de soluto) que, como vimos en un apartado anterior, pueden ser producidos por gradientes de esfuerzos entre distintas caras de los granos individuales o entre distintas zonas de la roca que se deforma. En este caso, sí por las razones expuestas anteriormente, la disolución tiene lugar preferentemente en los contactos mica-cuarzo, la migración tendrá lugar desde la zona con los contactos mica-cuarzo sometidos a un esfuerzo normal más alto —donde tiene lugar la disolución— hacia las zonas con un esfuerzo normal sobre estos contactos más bajo —donde puede tener lugar la recristalización de las especies minerales previamente disueltas o de otras diferentes. La aparición de los gradientes de esfuerzos a lo largo de los contactos mica-cuarzo, necesaria para la diferenciación, debe guardar relación con el plegamiento de una fábrica previa, tal como parece sugerir la estrecha vinculación entre bandeado tectónico y plegamiento de una

esquistosidad anterior. Si los pliegues se originan por un esfuerzo compresivo principal máximo actuando subperpendicularmente a su superficie axial, tal como parecen indicar todas las evidencias (origen por «buckling», estructuras asociadas, microfábrica de las capas de cuarzo deformadas, etc., Pulgar, 1980), el esfuerzo normal actuando sobre las superficies de anisotropía previa variará a lo largo del pliegue. Si consideramos unos esfuerzos bidimensionales y homogéneos a través del pliegue, la componente de esfuerzo normal que actúa sobre cualquier punto de la superficie plegada depende del valor de los esfuerzos principales y del ángulo de inclinación de la superficie, en ese punto, respecto a la dirección de los esfuerzos principales (Fig. 27A, Ramsay, 1967; Gray & Durney, 1979). Estas relaciones vienen expresadas por la ecuación siguiente:

$$\sigma = \sigma_1 \cos^2 \phi + \sigma_2 \sin^2 \phi$$

siendo σ = esfuerzo normal, σ_1 y σ_2 = esfuerzos principales máximo y mínimo respectivamente y ϕ = ángulo entre la normal al plano en el punto considerado y la dirección del esfuerzo principal máximo. De acuerdo con esta relación, el esfuerzo normal es máximo en los flancos (ϕ mínimo) y mínimo en la charnela (ϕ máximo); la variación del esfuerzo normal al variar ϕ se encuentra representada en la Fig. 27B.

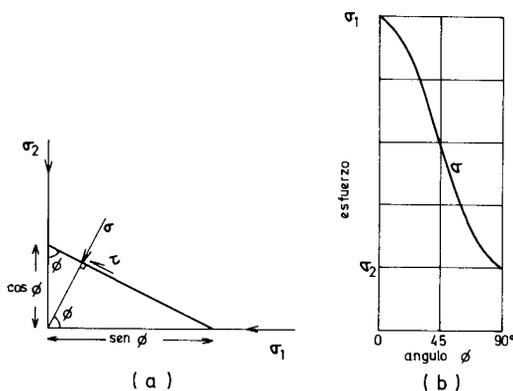


Fig. 27.—(a) Esfuerzos actuando sobre un plano cuya normal forma un ángulo ϕ con el eje principal. (b) Variación del esfuerzo normal al cambiar el valor del ángulo ϕ . σ_1 y σ_2 son los esfuerzos compresivos principales máximo y mínimo respectivamente. Basada en Ramsay (1967) y Gray & Durney (1979).

DISCUSIÓN SOBRE EL MODELO DE
DIFERENCIACIÓN EN EL CASO DEL
BANDEADO TECTÓNICO

Las implicaciones de este modelo simplificado en el caso del bandeo tectónico aquí analizado se pueden visualizar en la Fig. 28, donde se han representado esquemáticamente los dos tipos de pliegues a los que suele ir asociado este bandeo. En ambos casos se origina una marcada variación en la magnitud del esfuerzo normal actuando sobre las superficies de anisotropía previa plegadas (y, por con-

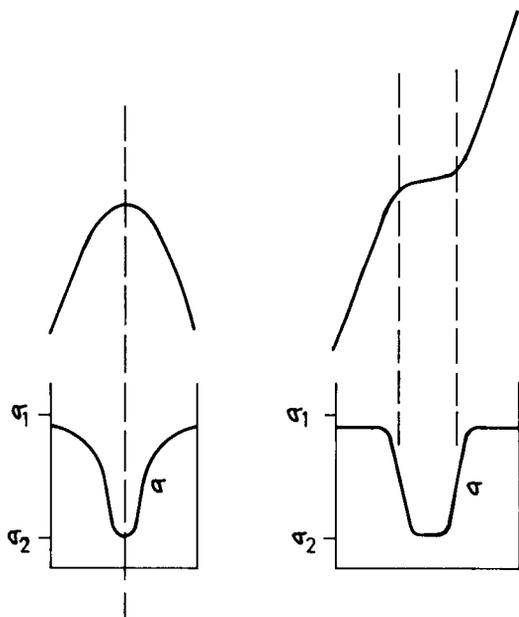


Fig. 28.—Modelo bidimensional simplificado de variación del esfuerzo normal a través de los dos tipos más comunes de pliegues a los que va asociado el bandeo tectónico meso y microscópico. Se asume que los esfuerzos son homogéneos a través de los pliegues y que el esfuerzo compresivo máximo σ_1 actúa perpendicularmente a sus planos axiales.

siguiente, a lo largo de los contactos mica-cuarzo que las dibujan), entre los flancos y la zona de charnela, o entre flanco vertical y flanco horizontal de los pliegues. Si la magnitud del esfuerzo normal sobre estas superficies es suficientemente alta puede tener lugar disolu-

ción a lo largo de los flancos o flanco vertical de los pliegues o micropliegues, con la consiguiente migración y redepósito en las zonas de charnela o flanco horizontal respectivamente, o incluso fuera de la roca.

Este es un modelo simplificado, ya que se supone que los esfuerzos son homogéneos a través del pliegue. El conocimiento de la distribución de la magnitud y orientación de los esfuerzos a través de los pliegues es aún bastante imperfecto, aunque la utilización de modelos analógicos con computadoras, principalmente por el método del elemento finito, ha permitido obtener algunos datos importantes al respecto. Así, modelos de una sola capa, y más raramente de varias capas plegadas, con distintas propiedades, han sido analizados por Dieterich & Carter (1969), Stephansson & Berner (1971), Stephansson (1974, 1976), Shimamoto & Hara (1976) y Anthony & Wickham (1978) mostrando variaciones en la orientación y magnitud de los esfuerzos a través de los pliegues. No obstante, aunque los modelos analizados no cubren todas las posibilidades, las variaciones detectadas sólo producirían ligeras desviaciones del modelo idealizado con esfuerzos homogéneos descritos anteriormente y las conclusiones generales deducidas a partir de él siguen siendo esencialmente válidas.

Resumiendo, el bandeo tectónico se origina como consecuencia de las variaciones en el esfuerzo normal actuando sobre los contactos mica-cuarzo a lo largo de la anisotropía plegada. En los flancos verticales de los pliegues, donde el esfuerzo normal es más alto, se produce la disolución de los componentes más solubles, principalmente el cuarzo, que migran hacia las zonas de esfuerzo normal más bajo (zonas de charnela o flancos horizontales), siguiendo los contactos mica-cuarzo que con los que proporcionan la vía de difusividad más alta. Este modelo de origen del bandeo tectónico es similar al propuesto por Gray & Durney (1979), aunque aquí se hace especial énfasis en el papel de la naturaleza de los contactos entre granos, y difiere en lo fundamental de los ofrecidos por Cosgrove (1976), Fletcher (1977) y Marlow & Etheridge (1977).

BIBLIOGRAFIA

Anthony, M. y Wickham, J. (1978).—Finite-element simulation of asymmetric folding. *Tectonophysics*, 47, 1-14.

Ashby, M. F. (1972).—A first report on deformation-mechanism maps. *Acta Met.*, 20, 887-897.

- Atkinson, B. K. (1976a).—The temperature and strain-rate-dependent mechanical behaviour of a polycrystalline galena ore. *Econ. Geol.*, 71, 513-525.
- (1976b).—Deformation mechanism maps for polycrystalline galena. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, 210-218.
- (1977).—The Kinetics of ore deformation: Its illustration and analysis by means of deformation-mechanisms maps. *G.F.F.*, 99, 186-197.
- y Rutter, E. M. (1975).—«Pressure solution» or indentation? *Geology*, 3, 447-478.
- Bastida, F. (1980).—Las estructuras de la primera fase de deformación hercínica en la Zona Asturoccidental-leonesa (costa cantábrica, NW de España). Tesis Doctoral, Univ. Oviedo.
- y Pulgar, J. A. (1978).—La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 10, 75-124.
- Beach, A. (1979).—Pressure solution as a metamorphic process in deformed terrigenous sedimentary rocks. *Lithos*, 12, 51-58.
- Bonney, T. G. (1886).—Anniversary address of the President. *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 38-115.
- Boulter, C. A. y Raheim, A. (1974).—Variation in S^{II} content of phengites through a three stage deformation sequence. *Contr. Mineralogy and Petrology*, 48, 57-71.
- Capdevila, R. (1969).—Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne). These, Univ. Montpellier.
- Coble, R. L. (1963).—A model for boundary diffusion controlled creep in polycrystalline materials. *J. Appl. Phys.*, 34, 1.679-1.682.
- Cosgrove, J. W. (1976).—The formation of crenulation cleavage. *J. Geol. Soc. Lond.*, 132, 155-178.
- Cosgrove, M. E. y Sulaiman, A. M. A. (1973).—A rapid method for the determination of quartz in sedimentary rocks by X-ray diffraction, incorporating mass absorption correction. *Clay Minerals*, 10, 51-55.
- De Boer, R. B. (1977).—Pressure solution: theory and experiments. *Tectonophysics*, 39, 287-301.
- De Sitter, L. U. (1964).—*Structural Geology*. McGraw Hill Co., 2.ª Ed., New York, 551 pp.
- Dewey, J. F. (1965).—Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics*, 1 (6), 459-494.
- Dieterich, J. H. y Carter, N. L. (1969).—Stress-history of folding. *Am. J. Sci.*, 267, 129-154.
- Dunoyer de Segonzac, G. (1969).—Les minéraux argileux dans la Diagenese. Passage au Metamorphisme. *Mem. Serv. Carte Geol. Alsace Lorraine*, 29, 320 pp.
- (1970).—The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. *Sedimentology*, 15, 281-346.
- Durney, D. W. (1972).—Solution transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature*, 235, 315-317.
- (1976).—Pressure-solution and crystallization deformation. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 283, 229-240.
- (1978).—Early theories and hypotheses on pressure-solution-redeposition. *Geology*, 6, 369-372.
- Elliot, D. (1973).—Diffusion flow laws in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2.645-2.664.
- Esquevin, J. (1969).—Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre. Rech. P.S.N.P.A.*, 3, 147-154.
- Etheridge, M. A. y Hobbs, B. E. (1974).—Chemical and deformational controls on recrystallization of mica. *Contr. Mineral and Petrol.*, 43, 111-124.
- , Paterson, M. S. y Hobbs, B. E. (1974).—Experimentally produced preferred orientation in synthetic mica aggregates. *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 44, 275-295.
- Fletcher, R. C. (1977).—Quantitative theory for metamorphic differentiation in development of crenulation cleavage. *Geology*, 5, 185-187.
- Fyfe, W. S., Price, N. J. y Thompson, A. B. (1978).—*Fluids in the Earth's Crust*. Developments in geochemistry (1), Elsevier, Amsterdam, 383 pp.
- Geiser, P. A. (1974).—Cleavage in some sedimentary rock of the Central Valley and Ridge province, Maryland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1.399-1.412.
- Gibbs, J. W. (1906).—On the equilibrium of heterogeneous substances. In: Collected works of J. Willard Gibbs, Yale Univ. Press., 184-218.
- González Bonorino, F. (1960).—The mechanical factor in the formation of schistosity. *Int. Geol. Congr. XXI Copenhagen*, 18, 303-316.
- Gray, D. R. (1977a).—Differentiation associated with discrete crenulation cleavages. *Lithos*, 10, 89-101.
- (1977b).—Some parameters which affect the morphology of crenulation cleavages. *Jour. Geology*, 85, 763-780.
- (1978).—Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: Their nature and origin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 577-590.
- (1979).—Microstructure of crenulation cleavages: an indicator of cleavage origin. *Am. Jour. Sci.*, 279, 97-128.
- y Durney, D. W. (1976).—A model for cleavage development in crenulated low to medium grade metamorphic rocks. *Abst. 25th Int. Geol. Congr. Sydney*, 1, pp. 122.
- y — (1979).—Crenulation cleavage differentiation: implications of solution-deposition processes. *Jour. Structural Geol.*, 1 (1), 73-80.
- Green, H. W. (1970).—Diffusional flow in polycrystalline materials. *J. Appl. Phys.*, 41, 3.899-3.902.
- Gresens, R. L. (1966).—The effect of structurally produced pressure gradients on diffusion in rocks. *J. Geol.*, 74, 307-321.
- (1967).—Composition-Volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.*, 2, 47-65.
- Griggs, D. T. (1974).—A model of hydrolytic weakening in quartz. *J. geophys. Res.*, 79, 1.653-1.669.
- Groshong, R. H., Jr., (1975a).—«Slip» cleavage caused by pressure solution in a buckle fold. *Geology*, 3, 411-413.
- (1975b).—Strain, fractures, and pressure solution in natural single-layer folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 1.363-1.376.
- (1976).—Strain and pressure solution in the Martinsburg Slate, Delaware water gap, New Jersey. *Am. Jour. Sci.*, 276, 1.131-1.146.
- Harker, A. (1932).—*Metamorphism*. Methuen and Co. Ltd., London.
- Heald, M. T. (1955).—Stylolites in Sandstones. *J. Geol.*, 63, 101-114.
- Heard, H. C. (1976).—Comparison of the flow properties of rocks at crustal conditions. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 283, 173-186.
- y Raleigh, C. B. (1972).—Steady-state flow in marble at 500° to 800°C. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 935-956.
- Heim, A. (1878).—*Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung*. vol. 2, B. Schwabe, Basel.
- Helgeson, H. C. (1971).—Kinetics of mass transfer among silicates and aqueous solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, 412; 36, 1.067.
- Helm, D. G. (1969).—Microscopic and megascopic fabrics in

- the Skiddaw Group, Black Combe Inlier, English Lake District. *Geol. Mag.*, 106, 587-594.
- Herring, C. (1950).—Diffusional viscosity of a polycrystalline solid. *J. Appl. Phys.*, 21, 437-445.
- Julivert, M.; Fontbote, J. M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1974).—Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España*.
- Kamb, W. B. (1961).—The thermodynamic theory of nonhydrostatically stressed solids. *J. Geophys. Res.*, 66, 259-271.
- Kerrick, R. (1977).—An historical review and synthesis of research on pressure solution. *Zbl. Geol. Palaont.*, 1 (5/6), 512-550.
- y Allison, I. (1978).—Flow mechanism in rocks: Microscopic and mesoscopic structures, and their relation to physical conditions of deformation in the crust. *Geoscience Canada*, 5, 109-118.
- , Beckinsale, R. D. y Durham, J. J. (1977).—The transition between deformation regimes dominated by intercrystalline diffusion and intracrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. *Tectonophysics*, 38, 241-257.
- , Fyfe, W. S.; Gorman, B. E. y Allison, I. (1977).—Local modification of rock chemistry by deformation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, 183-190.
- Knipe, R. J. (1979).—Chemical changes during slaty cleavage development. *Bull. Mineral.*, 102, 206-209.
- y White, S. H. (1977).—Microstructural variation of an axial plane cleavage around a fold— A H.V.E.M. Study. *Tectonophysics*, 39, 355-381.
- Knopf, E. B. (1931).—Retrogressive metamorphism and phyllositisation. *Am. J. Sci.*, 21, 1-27.
- La Roche, H. de (1968).—Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 267D, 39-42.
- Leith, C. K. (1905).—Rock cleavage. *U. S. Geol. Survey Bull.*, 239, 216 pp.
- Lotze, F. (1945).—Einige probleme der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 1-12. (Traducido por J. M. Ríos: Algunos problemas de la meseta Ibérica). *Pub. Extr. Geol. España*, V, 43-58.
- Marcos, A. (1973).—Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, 6, 1-113.
- Marlow, P. C. y Etheridge, M. A. (1977).—Development of a layered crenulation cleavage in mica schists of the kanmantoo Group near Macclesfield, South Australia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 873-882.
- Matte, Ph. (1968).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geol. Alpine*, 44, 1-127.
- McClay, K. R. (1977).—Pressure solution and Coble creep in rocks. *J. Geol. Soc. London*, 134, 57-70.
- McLellan, A. G. (1970).—Non-hydrostatic thermodynamics of chemical systems. *Proc. R. Soc. Lond., Ser. A*, 314, 443-445.
- Misch, P. (1969).—Paracrystalline microboudinage of zoned grains and other criteria for synkinematic growth of metamorphic minerals. *Am. J. Sci.*, 267, 43-63.
- (1970).—Paracrystalline microboudinage in metamorphic reaction sequence. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81, 2.483-2.486.
- Mitra, S. (1976).—A quantitative Study of Deformation Mechanism and Finite Strain in Quartzites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, 203-224.
- (1978).—Microscopic deformation mechanisms and flow laws in quartzites within the South Mountain anticline. *Geol.*, 86, 129-152.
- (1979).—Deformation at various scales in the South Mountain anticlinorium of the Central Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 545-579.
- Miyashiro, A. (1973).—*Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen & Unwin, London, 492 pp.
- Nabarro, F. R. N. (1948).—Deformation of crystals by the motion of single ions. In: *Report of a Conference on the Strength of Solids, Phys. Soc. London*, 75-90.
- Nicholson, R. (1966).—Metamorphic differentiation in crenulated schists. *Nature*, 20a, 68-69.
- Paterson, M. S. (1973).—Nonhydrostatic thermodynamics and its geological applications. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 2, 355-389.
- Pérez-Estaun, A. (1975).—Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la zona Asturoccidental-leonesa. Tesis doctoral, Univ. Oviedo.
- (1978).—La estratigrafía y la estructura de la rama S de la zona asturoccidental-leonesa (W de León, NW de España). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 92, 1-144.
- Plessman, W. (1964).—Gesteinslösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozeß. *Geol. Mitt. Aachen*, 4: 69-82.
- Price, N. J. (1970).—Laws of rock behaviour in the earth's crust. In: (Ed. H. Somerton) *Symposium on rock mechanics, 11th, Berkeley, California*; Am. Inst. Mining, Metall. and Petroleum Engineers, 3-23.
- (1975).—Rates of deformation. *J. Geol. Soc. London*, 131, 553-575.
- Pulgar, J. A. (1980).—Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la Zona Asturoccidental-leonesa (Cordillera herciniana, NW de España). Tesis Doctoral. Univ. de Oviedo.
- Ramsay, J. G. (1967).—*Folding and Fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- Rast, N. (1965).—Nucleation and growth of metamorphic minerals. In: W. S. Pitcher & G. W. Flinn, (ED.), *Controls of metamorphism*. Oliver and Boyd, Edimburgh, 73-102.
- Rickard, M. J. (1961).—A note on cleavages in crenulated rocks. *Geol. Mag.*, 98, 324-332.
- Roberts, J. L. (1966).—The formation of similar folds by inhomogeneous plastic strain, with reference to the Dalradian rocks in the Southwest Highlands of Scotland. *Jour. Geology*, 74, 831-855.
- Rutter, E. H. (1972).—The influence of water on the rheological behaviour of calcite rocks. *Tectonophysics*, 14, 13-33.
- (1974).—The influence of temperature, strain rate and interstitial water in the experimental deformation of calcite rocks. *Tectonophysics*, 22, 311-334.
- (1976).—The kinetics of rock deformation by pressure solution. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, 283, 203-219.
- y Schmid, S. M. (1975).—Experimental study of unconfined flow of Solnhofen limestone at 500 to 600°C. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 145-152.
- y Mainprice, D. H. (1978).—On the possibility of slow fault slip controlled by a diffusive mass transfer process. *Proc. IAVCEI/IASPEI Joint Convention*. Durham 1977.
- Sander, B. (1930).—*Gefügekunde der Gesteine*. Springer, Viena.
- Schmidt, W. (1932).—*Tektonik und Verformungslehre*, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Nikolassee, 208 pp.
- Schult, L. G. (1964).—Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. *U.S. Geol. Sur. Prof. Pap. n.º 391-C*.
- Shimamoto, T. y Hara, I. (1976).—Geometry and strain distribution of single-layer folds. *Tectonophysics*, 30, 1-34.
- Sorby, H. C. (1863).—On the direct correlation of mechanical and chemical forces. *Proc. R. Soc. Lond.*, 12, 538-600.

- Sorby, H. C. (1879).—Structure and origin of limestone. *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 35, 39-95.
- (1908).—On the application of quantitative methods to the structure and history of rocks. *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 64, 171-218.
- Spry, A. (1969).—*Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford, 350 pp.
- Stephansson, O. (1974).—Stress-induced diffusion during folding. *Tectonophysics*, 22, 233-251.
- (1976).—Finite element analysis of folds. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 283, 153-161.
- y Berner (1971).—The finite element method in tectonic processes. *Phys. Earth Planer. Interiors*, 4, 301-321.
- Stocker, R. L. y Ashby, M. F. (1973).—On the rheology of the upper mantle. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 11, 391-426.
- Talbot, J. L. (1965).—Crenulation cleavage in the Hunsruckschiefer of the Middle Moselle region. *Geol. Rundschau*, 54, 1.026-1.043.
- y Hobbs, B. E. (1968).—The relationship of metamorphic differentiation to other structural features at three localities. *J. Geol.*, 76, 581-587.
- Trouw, R. (1973). Structural geology of the Marsfjällen area, Caledonides of Västerbotten, Sweden. *Sver. Geol. Undrs*, 67, 1-115.
- Trurnit, P. (1968).—Pressure solution phenomena in detrital rocks. *Sedimentary Geology*, 2, 89-114.
- Turner, F. y Weiss, L. E. (1963).—*Structural analysis of metamorphic tectonites*. MacGraw Hill Co., New York, 545 pp.
- Vernon, R. H. (1976).—*Metamorphic processes: Reactions and microstructure development*. Allen and Unwin, London, 300 pp.
- (1977).—Microfabric of mica aggregates in partly recrystallized biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 61, 175-185.
- Voll, G. (1960).—New work on petrofabrics. *Liverp. Manch. Geol. Jour.*, 2, 503-567.
- Weyl, P. K. (1959).—Pressure solution and force of crystallisation- a phenomenological theory. *J. Geophys. Res.*, 64, 2.001-2.025.
- White, S. (1975).—The effects of polyphase deformation on the intracrystalline defect structures of quartz. II. Origin of the defect structures. *N. Jb. Miner. Abh.*, 123, 237-252.
- (1976).—The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Royal Soc. London Phil. Trans.*, 283A, 69-86.
- y Treagus, J. E. (1975).—The effects of polyphase deformation on the intracrystalline defect structures of quartz. I. The defect structures. *N. Jb. Miner. Abh.*, 123 (3), 219-136.
- 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 Bermagui, Australia. *Amer. Jour. Sci.*, 272, 1-47.
- (1977).—Foliation: a review and discussion. *Tectonophysics*, 39, 305-328.