

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 7	Págs. 547-566	Madrid 1981
----------------------------	--------	---------------	-------------

EVOLUCION MICROESTRUCTURAL DE ROCAS
CUARZO-FELDESPATICAS COMO RESULTADO
DEL AUMENTO DE LA DEFORMACION
EN LA MILONITA DE TOLEDO

J. L. HERNÁNDEZ-ENRILE *

RESUMEN

La banda de milonita de Toledo responde a una zona de cizallamiento dúctil, la cual se desarrolló al final de la orogenia hercínica. Esta zona de cizalla separa rocas migmatíticas de una cobertera de metasedimentos del Paleozoico inferior y rocas graníticas. Al norte de la zona de cizalla de Toledo, las migmatitas de facies anfibolita han experimentado deformación dúctil, resultando, finalmente, en milonitas.

En este trabajo se presta atención a las texturas y microestructuras que se desarrollan en las migmatitas como resultado de combinados mecanismos de deformación dúctil y frágil. Cuatro estados de deformación han sido seleccionados sobre la base del tamaño de grano del cuarzo. Para la descripción de la evolución microestructural con el aumento de la deformación en migmatitas, se exponen las microestructuras características y rasgos ópticos de deformación de los diferentes minerales para cada uno de estos estados. Un estudio comparativo entre el comportamiento mecánico del cuarzo y el feldespato fue también llevado a cabo, indicando que bajo condiciones de facies metamórfica de los esquistos verdes, el contraste entre el comportamiento dúctil del cuarzo y el comportamiento frágil del feldespato es un factor esencial, controlando los procesos de deformación en la zona de cizalla de Toledo.

* Cátedra de Geodinámica Interna. Universidad Complutense de Madrid.

ABSTRACT

The Toledo mylonite belt respond to ductile shear zone which developed during the final tectonic event in the hercinian orogenic. This shear zone separates migmatites rocks from lower Palaeozoic metasediments cover and granitic rocks. On the north side of the Toledo shear zone, the amphibolite facies migmatites have undergone ductile deformation resulting ultimately in mylonites.

In the present study, attention is given to the textures and microstructures which developed in the migmatites as result from combined ductile an brittle deformation mechanisms. Four stages have been selected on the basis of quartz grain size. For a description of the microstructural evolution in the migmatites with increasing strain, the different minerals show characteristic microstructures and optical strain features in each of these stages. A comparative study between the mechanical behaviour of quartz and feldspars was also made, indicating that, under green-schist facies metamorphic conditions, the contrast between the ductile behaviour of quartz and the brittle behaviour of feldspars is the essential factor controlling deformation processes in the Toledo shear zone.

1. INTRODUCCION

En los últimos diez años ha sido considerable la cantidad de trabajos publicados sobre texturas y microestructuras de minerales, fundamentalmente de cuarzo, deformados tectónica y experimentalmente. Estos estudios, junto con aquellos otros que dan a conocer la fábrica y su evolución durante la deformación, indican que para poder entender el desarrollo de la microfábrica de la roca, es necesario conocer con detalle las microestructuras resultantes de la deformación progresiva.

Por otra parte, estudios sobre procesos de deformación involucrando mecanismos simultáneos dúctil y frágil han recibido hasta el momento actual una escasa atención. Sin embargo, la importancia de tales procesos combinados es evidente, como es en el desarrollo de zonas de cizalla a baja temperatura, donde una microzonación o bandeamiento puede originarse a partir del diferente comportamiento mecánico de los minerales constituyentes de las rocas deformadas.

El presente trabajo concierne a la variación de las microestructuras resultantes de mecanismos simultáneos de deformación dúctil y frágil, con el aumento progresivo de la deformación durante el proceso de milonitización de rocas cuarzo feldespáticas en la zona de cizalla de Toledo. Del estudio comparativo de las microestructuras

se pretende poner de manifiesto el contraste del comportamiento mecánico del cuarzo con los feldespatos y la biotita. Estas investigaciones tienen por objeto, además de pretender contribuir a un mejor entendimiento de la formación de zonas de cizalla, el dar a conocer las características microestructurales de una de las más singulares bandas miloníticas del Macizo Hespérico, puesta de manifiesto por APARICIO YAGÜE en 1971.

2. LA MILONITA DE TOLEDO

La banda milonítica de Toledo se encuentra situada en el denominado Macizo Cristalino de Toledo, vinculado a la zona axial de la cadena hercínica de la Península Ibérica. Dicha banda responde a un ejemplo relativamente común de fractura dúctil en las rocas cristalinas del basamento, en donde las estructuras hercínicas son cortadas y deformadas a lo largo de una estrecha zona de dislocación, como consecuencia de la intensa deformación relativa con las rocas regionales adyacentes. Esto explica el salto brusco en el grado de metamorfismo entre el complejo migmatítico de facies anfibolitas situado al norte de la zona de cizalla (Fig. 1) y los metasedimentos del Paleozoico inferior de bajo metamorfismo situado al sur de la misma (APARICIO YAGÜE, 1971). Esta cizalla ha sido interpretada como falla normal y de edad tardihercínica. Ocasionalmente la traza de la citada zona de dislocación se ve desplazada por un sistema de fractu-

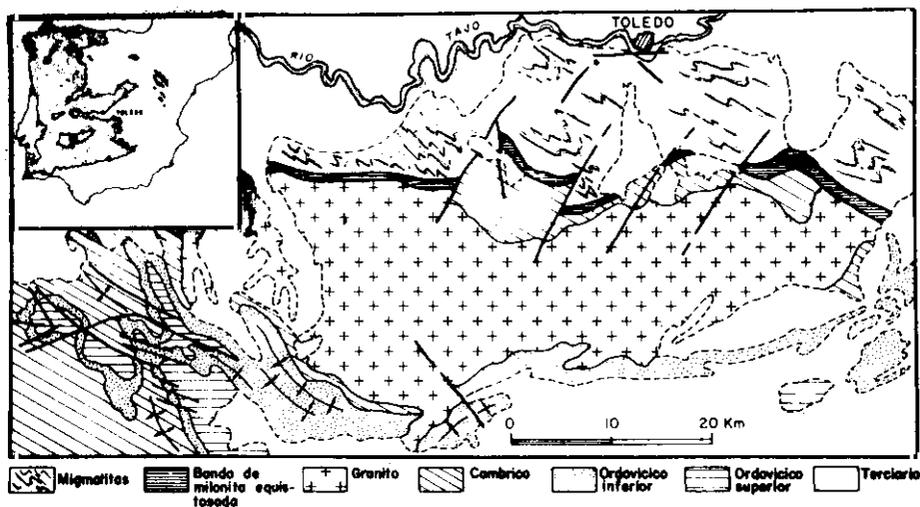


FIG. 1.—Marco geológico de la banda milonítica de Toledo.

ración frágil NNE que viene reconociéndose como de edad tardi-posthercínica.

La zona de cizalla de Toledo se extiende con dirección este-oeste a lo largo de unos 50 kilómetros de longitud, ocultándose en sus extremos bajo los sedimentos del Terciario, por lo que la milonita aflorante implica una parcial representación de su longitud real. La banda milonítica presenta una constante anchura de afloramiento de un kilómetro y una potencia que oscila entre 300 y 400 metros. El buzamiento de la foliación milonítica varía entre 25° y 40° hacia el sur. En el borde norte, la transición entre migmatitas no deformadas y milonita se manifiesta a través de una distancia de cerca de 200 metros. Por el contrario, en el borde sur, la transición entre la roca regional granodiorítica y milonita es muy abrupta. Esta asimetría, definida por las diferencias del gradiente de la deformación a un lado y otro de la cizalla, debe responder a un comportamiento mecánico diferente de ambas rocas regionales, a través de la influencia de parámetros, tales como variaciones en la composición, textura, volumen de agua contenido en la roca, entre otros. No obstante, hay que sumar el hecho de la existencia de un proceso cataclástico superpuesto de intensidad variable y posterior a la milonitización, que vela a veces por completo la foliación milonítica a lo largo del borde sur de la cizalla dúctil, desfigurando así el espacio correspondiente a la transición de granodiorita a milonita.

---De norte a sur de la banda milonítica, y a partir de las rocas migmatíticas, existe un aumento progresivo de la deformación dentro de un estilo de fracturación dúctil, manifestado por la variación gradual de la textura y de la esquistosidad milonítica. Ello hace posible que se pueda establecer una serie milonítica desde un estado incipiente de deformación de la roca regional, hasta un estado de rocas de fracturación intensamente deformadas con desarrollo de una fuerte fábrica planar penetrativa.

Se han diferenciado tres estados en la milonitización del complejo migmatítico dentro de la banda milonítica de Toledo. De la distribución de éstos se manifiesta la clara tendencia asimétrica de la misma (Fig. 2).

1.º *Protomilonita*.—Se caracteriza por una incipiente orientación preferente de la biotita, adaptándose paralelamente a planos de deslizamiento. Estas superficies están definidas fundamentalmente por deslizamientos a través de los bordes de grano de los feldespatos, e incipientes planos de cizalla paralelos y otros formando un ángulo de 25 a 40°. Los planos de cizalla conllevan una inicial fragmentación de los feldespatos seguida de rotaciones como partículas rígidas en

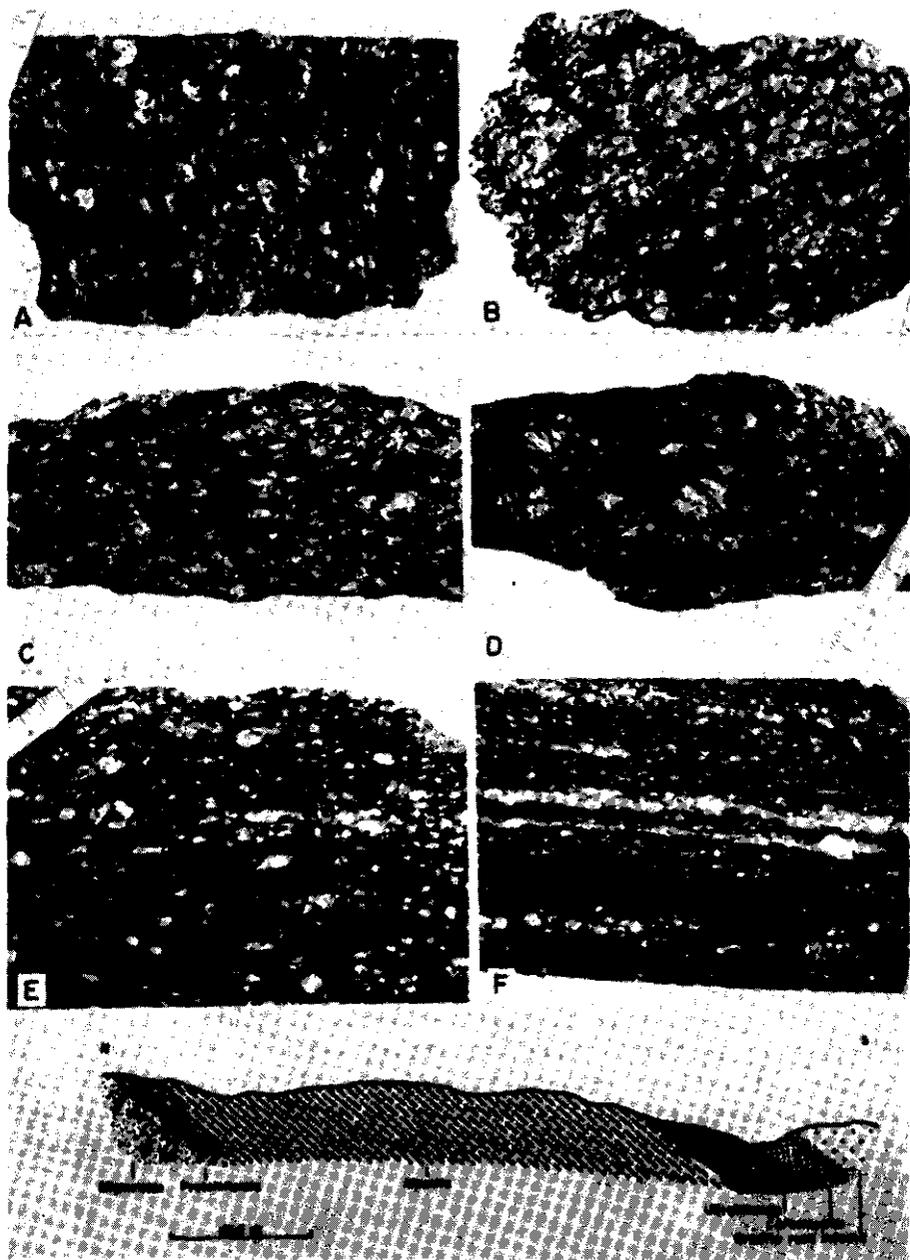


FIG. 2.—Cambio gradacional de la textura en la serie milonítica. A: Roca intacta migmatítica.—B y C: Protomilonita.—D y E: Milonita.—F: Ultramilonita.—Corte geológico esquemático a través de la cizalla de Toledo.

una incipiente matriz dúctil. En las rocas más deformadas para este estado de deformación aparece una orientación preferente de los porfiroclastos, los cuales constituyen más de un 50 por 100 de la composición de la roca. Al tiempo que se desarrolla la foliación milonítica se observa un incremento de la matriz alrededor de las feldespatos hasta alcanzar del 10 al 15 por 100 del volumen total de la roca.

2.º *Milonita*.—Como resultado del incremento de la deformación los granos de cuarzo y megacristales de feldespatos son transformados para constituirse en bandas de agregados de cristales equidimensionales los primeros, alternando con bandas de porfiroclastos de feldespato. Este bandeo se dispone paralelamente a la esquistosidad milonítica definida por bandas predominantemente biotíticas.

Los grandes porfiroclastos de feldespato muestran el efecto del aumento de la deformación progresiva, por la fragmentación y rotación, seguida de granulación marginal y disminución de tamaño. De esta manera los fragmentos iniciales de feldespatos llegan a adquirir formas esféricas u ovoidal dentro de una fina matriz dúctil cuarzo micácea. En ésta, la participación es creciente conforme disminuye el tamaño de los porfiroclastos con el incremento de la deformación. El feldespato experimenta una notable reducción del 15 al 25 por 100 del volumen total de la roca, mientras la matriz aumenta del 50 por 100 al 80 por 100.

3.º *Ultramilonita*.—Yacen fundamentalmente a lo largo del límite sur de la banda milonítica, si bien aparecen estrechas fajas intercaladas en el dominio de milonitas. En este estado de deformación el bandeo composicional se destruye, al tiempo que se reemplaza por una fina matriz fundamentalmente micácea y cuarzosa que llega a constituir el 95 por 100 del volumen total de la roca. Esto explica la homogeneidad y el color negro característico de las ultramilonitas.

Los porfiroclastos de feldespato han sido reducidos a tamaños inferiores a un milímetro y adoptan formas esféricas y abudnadas resultantes del continuo desmenuzamiento y estiramiento coetáneos con rotaciones, cizallamientos y fracturas de tensión. En estas últimas deformaciones suelen introducirse minerales de baja temperatura y matriz micáceo-cuarzosa.

3. MICROESTRUCTURAS.....

En rocas de fracturación dúctil, donde se manifiestan diferentes estados de deformación como los descritos en la serie milonítica, se

puede seguir la evolución de la textura estudiando las microestructuras de los minerales de la roca regional desde su estado inicial, hasta el de más intensa deformación.

Para la descripción de la evolución microestructural se ha seleccionado, sobre la base del tamaño de nuevos granos de cuarzo, cuatro estados de deformación. Es evidente que se puede establecer cualquier otra división aumentando el número de estados, no obstante, a la vista de los resultados obtenidos, han sido suficientes debido a que representan los cambios más notables de las microestructuras.

El tamaño de los nuevos granos de cuarzo se ha medido con referencia a la anchura de los mismos, en la dirección perpendicular a la máxima elongación, y según el eje Z del finito elipsoide de deformación.

A partir de las numerosas muestras tomadas con intervalos de 1 a 50 metros en los diversos cortes realizados con direcciones perpendiculares a la foliación de la banda milonítica, se ha podido obtener con los criterios de medida citados, la distribución del tamaño de los nuevos granos de cuarzo, así como su desviación estándar (Figura 3-a). El efecto del incremento de la milonitización sobre el cuarzo se expresa en la figura 3-a a través de una marcada reducción del tamaño o anchura de los nuevos granos, al tiempo que tienden a ser más homogéneos. Los resultados obtenidos en diferentes diagramas, respecto al tamaño y evolución de los nuevos granos de cuarzo, se resumen en la curva de la figura 3-b, en la cual se reflejan en base a ello los cuatro estados de deformación a los que antes hicimos referencia.

3.1. MICROESTRUCTURAS DEL CUARZO

Las características ópticas correspondientes a los defectos atribuidos a granos de cuarzo naturalmente deformados han sido descritos por WHITE, 1971, 1973; MCLAREN y HOBBS, 1972. Estos trabajos fueron precedidos por estudios experimentales de la deformación en cristales de cuarzo (CHRISTIE *et al.*, 1964; HOBBS, 1968; BAETA y ASHBEE, 1969), los cuales sirvieron de gran ayuda a la hora de poder entender las microestructuras y los mecanismos de deformación del cuarzo. En este sentido, y debido a que los defectos y características ópticas de los granos de cuarzo tectonizado, son comparables con aquellas otras resultantes de los procesos de milonitización en zonas de cizalla, son varios los autores, BELL y ETHERIDGE, 1973, 1976; CARRERAS, 1974; H. ENRILE, 1976; BOSSIERE y VAUCHEZ, 1978; LAMOUIROX, 1978; entre otros, los que realizaron estudios detallados de las micro-estructuras del cuarzo originadas por deformación progresiva en zonas de milonitas.

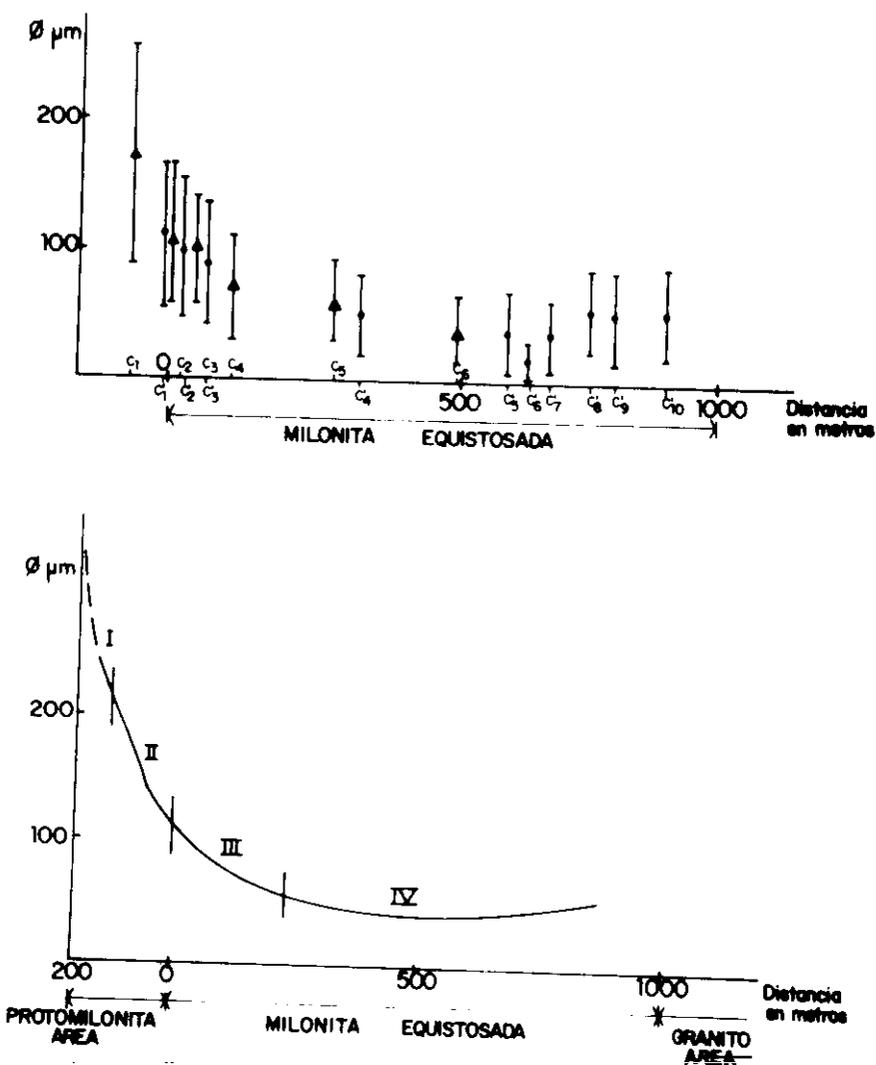


FIG. 3.—a) Distribución del tamaño y de la desviación estándar de los nuevos granos de cuarzo, mostrando el efecto del incremento de la deformación.— b) Resumen de la distribución del tamaño de nuevos granos de cuarzo y su división en cuatro estados de deformación.

Las microestructuras y características ópticas del cuarzo para cada estado de deformación establecido convenientemente en la figura 3-b, son las siguientes:

Estado I.—Los cristales de cuarzo se disponen con textura poligonal granoblástica, caracterizándose así la paleotextura migmatítica

con granos de cuarzo equidimensionales y de bordes claramente definidos. Localmente los paleogranos de cuarzo presentan deformación incipiente con formas irregulares, bordes suavemente curvados y extinción ondulante. Grandes subgranos con formas poligonales y tamaños que oscilan entre 500 y 200 μm se individualizan por desorientación de la red de los antiguos granos deformados, formando ángulos muy bajos entre los bordes.

Estado II.—Existe una evidencia considerable respecto a que la deformación fue heterogéneamente distribuida durante el proceso de milonitización, no sólo para un mismo estado de deformación, sino también a efectos de microescala. Diferentes microestructuras y características ópticas del cuarzo deformado están presentes en una misma muestra.

En este estado de deformación los cristales de cuarzo deformados y subgranos aparecen dispuestos alrededor de los bordes de antiguos granos, constituyéndose estos últimos en núcleos no deformados. Se manifiesta una notable reducción del tamaño de los paleogranos asociados al desarrollo de subgranos y nuevos granos de cuarzo. Estos nuevos granos se distinguen por el crecimiento de la desorientación superior a 8 y 10° entre subgranos adyacentes.

En áreas asociadas generalmente a los bordes de los cristales de feldespato aparecen granos de cuarzo con mayor deformación. Se distinguen subgranos con bandas de deformación y nuevos granos con formas aplanadas y elongadas que, junto con las micas orientadas, dan lugar a una esquistosidad incipiente.

Estado III.—El cuarzo se presenta esencialmente bajo la forma de subgranos y nuevos granos. Variaciones de la intensidad de la deformación se manifiesta entre granos adyacentes a través de la secuencia de antiguos cristales de cuarzo deformados y subgranos rodeados por agregados de nuevos granos como resultado de recristalización por reordenación o recristalización estática.

En áreas cercanas a los márgenes de los porfiroclastos de feldespato existe una notable afluencia de los bordes de granos de cuarzo adoptando formas elongadas y reduciéndose de tamaño, al tiempo que tienden a disponerse en bandas de agregados de nuevos granos. Se hacen así evidente la distribución heterogénea de la deformación, en la que los porfiroclastos de feldespato tiene una importante influencia. Los nuevos granos, elongados y con bordes aserrados, forman comúnmente agregados en finas bandas. Asociados a estos granos de cuarzo aparecen nucleaciones de nuevos granos por recristalización dinámica.

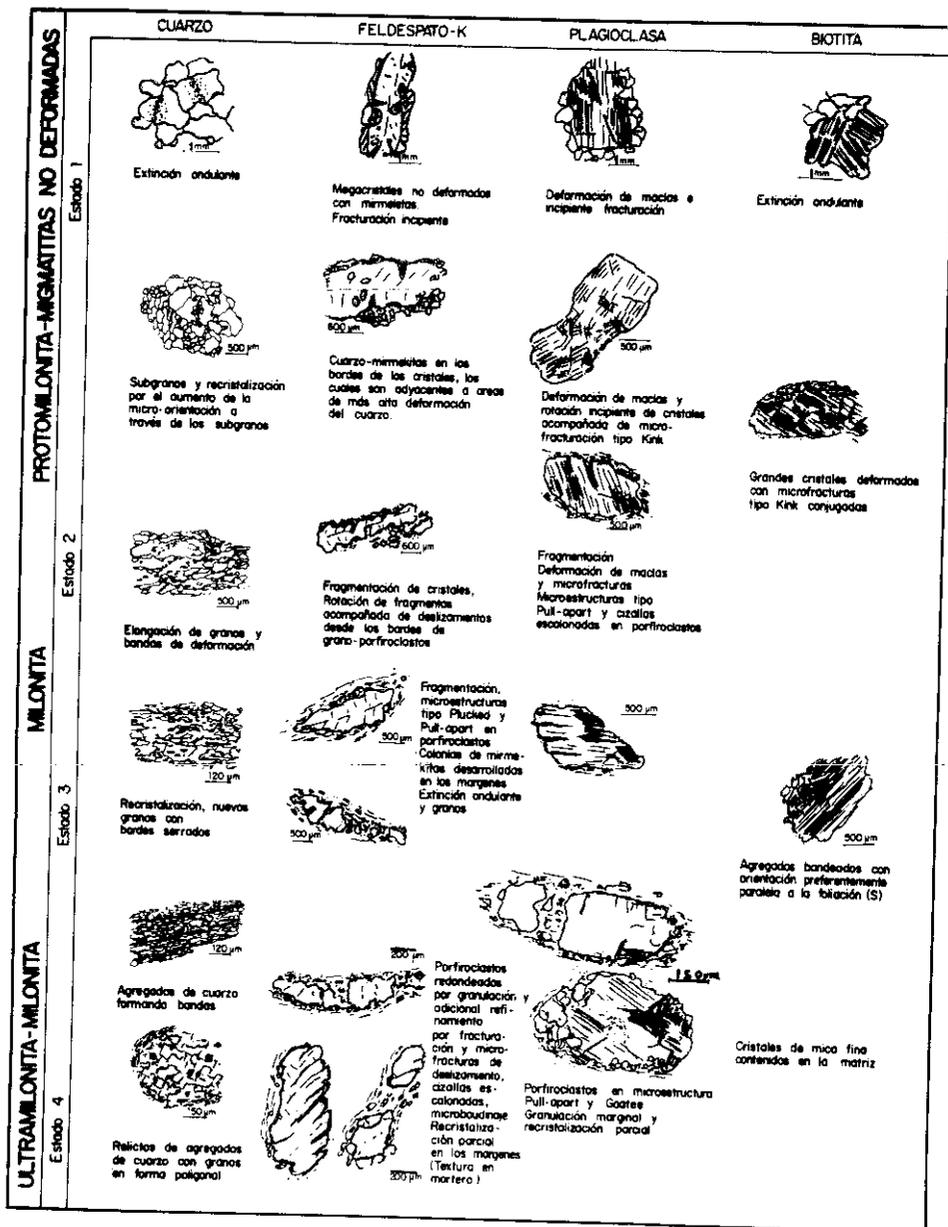


FIG. 4.—Resumen de la evolución de las microestructuras con el incremento de la deformación de los principales componentes minerales de rocas cuarzo-feldespáticas milonitizadas.

Estado IV.—Los antiguos granos de cuarzo han sido completamente recristalizados y convertidos en bandas policristalinas de nuevos granos de tamaños muy reducidos ($< 100 \mu\text{m}$) y homogéneos.

En estas bandas que definen la foliación milonítica se distinguen otros nuevos granos de cuarzo de tamaños más pequeños ($< 60 \mu\text{m}$), equidimensionales, con bordes rectilíneos, formas subpoligonales y sin orientación apreciable. Con el aumento de la deformación, estos últimos nuevos granos llegan a constituirse en relictos y agregados de finas bandas coaxiales con las anteriores.

3.2. MICROESTRUCTURAS DE FELDESPATOS

La mayoría de los trabajos realizados sobre la deformación natural de feldespatos han consistido en el estudio de las maclas de deformación, así como en relacionar las deformaciones de los granos de feldespato con los procesos de recristalización (EMMONS y GATES, 1943; GATES, 1953; SPRY, 1969; KEHLENBECK, 1972; VERNON, 1975; WHITE, 1975). En realidad, las microestructuras y características ópticas de los feldespatos tectonizados, y en particular del feldespato potásico, han sido poco estudiadas en comparación con las de otros minerales, tales como el cuarzo, calcita y olivino. No obstante, en los últimos años algunos autores (BELL y ETHERIDGE, 1973; LAUREN, 1974; HERNANDEZ ENRILE, 1976; DEBAT *et al.*, 1978) describen las características ópticas y microestructuras de feldespatos como resultado de la deformación progresiva por procesos de milonitización y tectonización de rocas cuarzo feldespáticas.

Es bien conocido que la deformación en cristales de feldespato a temperaturas relativamente bajas ($250\text{-}300^\circ\text{C}$) es comúnmente frágil.

Este trabajo trata de describir los efectos de este mecanismo que modifica y oblitera la microestructura original de los feldespatos de la roca regional. En este sentido, el presente estudio está limitado a la consideración de las formas de granos y subgranos, deformación de maclas y fracturación para los cuatro estados de deformación previamente establecidos en el cuarzo.

Estado I.—La roca original, migmatitas, contienen megacristales de feldespato potásico y plagioclasa de tamaños centimétricos. Cristales individuales de feldespato potásico apenas deformados, muestran intercrecimientos pertíticos varillados o bandeados, así como mirmekitas en los márgenes y dentro de los megacristales. Algunos granos de feldespato potásico y plagioclasa están afectados por fracturas internas, las cuales deforman el bandeo pertítico y maclas, respectivamente.

Estado II.—Los cristales de feldespato son fragmentados a partir de planos de deslizamiento, preferentemente situados a lo largo y en áreas adyacentes a los bordes de grano, y en disposición coaxial con la foliación milonítica incipiente. Dos sistemas de fracturas acompañan a estos planos, el primero oblicuo a los bordes de megacristales formando un ángulo entre 30 y 45°. A través de este sistema penetra la matriz de manera que con el incremento de la deformación llega a desplazar y, posteriormente, individualizar los fragmentos de los feldespatos. Estas microfracturas son responsables también de las estructuras tipo kink, en las pertitas y en las maclas de la plagioclasa. El segundo sistema corresponde a microfracturas de tensión, perpendiculares a los márgenes de cristales de feldespato con inclusiones de subgranos y nuevos granos de cuarzo.

El intercrecimiento de mirmekitas en los bordes de los granos de feldespato potásico son también comunes. Coinciden con áreas adyacentes a aquellas en las que el cuarzo está más deformado, lo cual indica qué procesos de difusión se han originado en las zonas de mayor concentración de esfuerzos.

Las deformaciones en las plagioclasas se caracterizan por singulares desplazamientos intergranulares. Deformaciones de maclas y planos de kinks son frecuentes junto con microfracturas y deslizamientos a lo largo de planos controlados cristalográficamente.

Estado III.—Los ejes mayores de los cristales de feldespato tienden a orientarse paralelamente a la foliación milonítica, debido a las rotaciones que experimentan como partículas rígidas durante el flujo de la matriz dúctil que los engloba. De aquí, que este estado de deformación se caracterice por la orientación preferente de los granos y porfiroclastos de feldespato.

Cada megacristal de feldespato potásico es fragmentado normalmente en cuatro piezas, mientras que en las plagioclasas, entre dos y tres. Al mismo tiempo que la matriz se ha ido inyectando a través de las microfracturas y huecos, estos fragmentos se fueron separando junto con rotaciones y desmenuzamiento de los mismos. Estos últimos procesos se desarrollan preferentemente en aquellos porfiroclastos que se encuentran situados en los extremos del cristal original. El resultado final es que se formen microestructuras tipo «plucked», las cuales tienden a incorporarse a las sombras de deformación y tipo «goated», según nomenclatura de STAUFFER (1969).

En los bordes de los fragmentos de granos de feldespato potásico se observan colonias de mirmekitas, extinción ondulante y subgranos.

Estado IV.—El incremento progresivo de la deformación motiva una drástica reducción del tamaño de los porfiroclastos de feldespato. Los fragmentos de los granos siguen siendo cizallados por fracturas oblicuas a la foliación milonítica, a través de las cuales la matriz se introduce desplazando uno o más de los fragmentos separados. Finalmente, las rotaciones de estos pequeños fragmentos con la consiguiente granulación y desmenuzamiento, terminan por adquirir formas redondeadas.

La reducción del tamaño de los porfiroclastos es caotica con el desarrollo marginal en los mismos de subgranos y nuevos granos, dando origen a microtexturas en mortero.

Microestructuras tipo «pull-apart» (STAUFFER, 1969) o «microboudinage» son frecuentes en los estados de milonitización más intensa. Se originan por movimientos diferenciales en los porfiroclastos a lo largo de fracturas de cizalla y de tensión resultantes de deslizamientos o estiramientos. Estas fracturas son rellenadas de nuevos granos derivados de los adyacentes porfiroclastos budinados. Igualmente son frecuentes microestructuras de cizallas escalonadas «shear step» en los fragmentos de feldespatos. Existe una probable relación entre las microcizallas que deforman el porfiroclasto y la foliación milonítica, al disponerse éstas oblicuamente a los planos de deslizamiento de dicha foliación.

3.3. MICROESTRUCTURAS DE LA BIOTITA

Las micas son fácilmente deformadas y, en consecuencia, uno de los primeros minerales a ser afectados por la deformación.

Estado I.—Las biotitas de la roca regional migmatítica se manifiestan distribuidas en forma irregular y sin orientación preferente. Por lo general, presentan extinción ondulante debido a la deformación incipiente de la red cristalina.

Estado II.—La mayoría de los grandes cristales de mica son curvados e indistintamente afectados por estructuras de kinks. Al mismo tiempo, los granos de biotita tienden a orientarse con bajos ángulos a las bandas de cizalla, en las cuales se inicia recristalización de micas y subsiguiente esquistosidad milonítica.

Estado III.—Los granos de biotita han recristalizado a tamaños más pequeños en agregados de granos elongados con fuerte orientación preferentemente paralela a la foliación milonítica.

Estado IV.—Está caracterizado por la extraordinaria reducción del tamaño de los nuevos granos de mica, resultando una matriz uniformemente fina y orientada.

4. CONDICIONES DE DEFORMACION

Los procesos de deformación de la roca regional que acompañan a la fracturación deberán de cambiar con la profundidad al estar influenciados por las variaciones de la temperatura, presión de confinamiento, estado de esfuerzos y velocidad de deformación, junto con adicionales parámetros, tales como presión de fluido, composición mineralógica de la roca, contenido de agua en la roca, y particularmente la que puede contener la red cristalina de los granos de cuarzo. Es por esto, que en este apartado tratemos de exponer de manera sucinta las condiciones o parámetros geoambientales que debieron de actuar durante la milonitización en la cizalla de Toledo. Del conocimiento de estas variables, podemos entender los mecanismos de deformación de las que depende, así como las microestructuras resultantes que ya fueron descritas.

La migmatización hercínica del macizo cristalino de Toledo es coetánea con un metamorfismo de alto grado de facies anfibolitas. Estas rocas, al ser intensamente deformadas dentro de la zona de cizalla posthercínica, experimentan un retrometamorfismo al pasar a facies de esquistos verdes. Tales condiciones corresponden a la isoterma 250-350° (WINKLER, 1967; TURNER, 1968). Asumiendo un gradiente geotérmico normal de 20-30 km., la profundidad a la cual se puede originar la milonita es de 10 a 15 km. (SIBSON, 1977).

Por otra parte, si el término milonita conlleva una textura de flujo, ello es consecuencia de la fábrica penetrativa que se desarrolla al deformarse la mica y el cuarzo. Para este último mineral, los procesos de dislocación acompañantes a la deformación plástica intracristalina, exigen ser activados térmicamente (WHITE, 1976). De aquí se deduce que el cuarzo es uno de los primeros componentes de rocas cuarzo-feldespáticas a deformarse dúctilmente bajo facies de los esquistos verdes, y es a partir de éstos y a más altos grados de metamorfismo cuando desarrolla la fábrica cristalográfica.

Por lo que se refiere a la presión de confinamiento se estima para la profundidad citada y usando un gradiente normal geobatimétrico de 250 bars/km, entre 2,5 a 3,75 kilobars. Sin embargo, en función del conocimiento geológico regional, respecto a la potencia y facies metamórficas de la cobertera paleozoica, estos valores de la presión de confinamiento se consideran elevados. Si a esto añadimos que en las zonas móviles o tectónicamente activas, el gradiente térmico alcanza como término medio los 50° C/km., hace suponer que la zona de cizallamiento dúctil debió originarse a niveles significativamente más altos de los que antes habíamos hecho referencia.

Las microestructuras y características ópticas del cuarzo deformado resultantes del flujo plástico intracristalino imprimen a la

roca de fracturación unas características texturales producto de deformación asísmica o lenta. Por ello, las milonitas corresponden a fracturas cuyos mecanismos por fluencia lenta o deslizamiento continuo son compatibles con el flujo cuasi-plástico desarrollado en la zona de cizallamiento. Velocidades de deformación de cizalla continua, supuestamente constantes a través de los planos de deslizamiento, se han estimado entre 10^{-9} sec^{-1} y $10^{-11} \text{ sec}^{-1}$ a temperaturas de 300°C - 400°C (WHITE, 1975; SIBSON, 1977).

Otra variable que ha influido en los procesos de deformación dúctil en el interior de la zona de fractura es el contenido del agua en el cuarzo. La importancia del efecto del agua durante la deformación ha sido demostrado experimentalmente en cristales de cuarzo sintéticos (HOBBS, 1968; BAETA y ASHBEE, 1970). Este efecto consiste en la reducción de la resistencia y aumento de la ductilidad. El proceso es conocido como debilitamiento hidrolítico (GRIGGS, 1967, 1974) y a él se le atribuye las diferencias en la deformación plástica intracrystalina del cuarzo en rocas deformadas naturalmente (BELL y ETHERIDGE, 1976). La influencia de este factor se manifestaría en los estados intermedio de la milonización en la cizalla de Toledo, mediante incrementos del grado de ductilidad a partir de la evolución de la forma de los nuevos granos de cuarzo, con independencia del estado de la deformación.

5. MECANISMOS DE DEFORMACION DE LOS MINERALES COMPONENTES

Del estudio comparativo de las microestructuras y de los mecanismos que de ellas se pueden deducir, obtendremos una información básica con la que podamos contribuir al conocimiento de las texturas anastomosadas características en las rocas miloníticas.

5.1. MECANISMOS DE DEFORMACIÓN DEL CUARZO

Todas las microestructuras del cuarzo anteriormente descritas son típicas de la deformación dúctil. La combinación de dos mecanismos de dislocación, a veces coetáneos, son responsables de dicha deformación representada por un flujo de estado continuo o estable.

Las primeras microestructuras del cuarzo correspondientes a los estados iniciales de deformación de la milonita de Toledo son consecuencia de la creciente evolución de los efectos ópticos intracrystalinos con el incremento de las dislocaciones por fluencia lenta (creep). Así, la extinción ondulante, bandas de deformación, subgranos, y lamelas de deformación, responden a un mecanismo de restitución di-

námica derivada de las continuas rotaciones de subgranos, acompañadas de deslizamiento intracrystalino (WHITE, 1973, 1976, 1977). El aumento progresivo de la desorientación de los subgranos con el incremento de la deformación, da lugar a nuevos granos (HOBBS, 1968; WHITE, 1973, 1976). Este mecanismo de recristalización representa el estado más avanzado de la secuencia de restitución dinámica, y está vinculado a la disminución del tamaño o refinamiento tan característico en los granos del cuarzo milonítico.

Un segundo mecanismo por recristalización dinámica, a partir de la nucleación de nuevos granos exentos de deformación, tiene lugar, al igual que el anterior mecanismo, en áreas de intensa deformación, donde la desorientación es máxima en los antiguos granos y subgranos poligonales de cuarzo. Como consecuencia de la deformación progresiva, los nuevos granos de cuarzo fueron sometidos a continuas deformaciones, las cuales indujeron formas elongadas de incipientes agregados debido a probables deslizamientos entre bordes de granos adyacentes, acompañados de deslizamientos intracrystalinos (WHITE, 1977; VAUCHEZ, 1980). Al mismo tiempo, se originaron recristalizaciones sucesivas preferentemente en los bordes aserrados de los granos que los albergan. Con el incremento de la deformación estos últimos granos llegan a ser reemplazados por pequeños nuevos granos equidimensionales exentos en un principio de deformación. A partir de aquí, la reducción del tamaño de los granos de cuarzo miloníticos por recristalización dinámica es seguida de una distribución de los nuevos granos en agregados policristalinos formando estrechas bandas. Esta textura ha sido asociada a segregaciones en estado sólido de los nuevos granos de cuarzo, a través de superficies de aplanamiento (VAUCHEZ, 1980).

De la secuencia de microestructuras observadas deducimos que la evolución textural de agregados de cuarzo en bandas pudiera obedecer a un incremento de fluencia coincidiendo con estrechas zonas donde se concentra la mayor deformación. Ello estaría relacionado con la pérdida de resistencia del cuarzo vinculado a «strain softening» (WHITE, 1980), favorecido por recristalización continua.

Finalmente, relictos y estrechas bandas de agregados de pequeños cuarzoes subpoligonales que destacan en la matriz de ultramilonitas, y milonitas intensamente deformadas, se atribuyen a recristalización dinámica. El hecho de que dichos granos de cuarzo, con tamaños ($< 100 \mu\text{m}$) y aparentemente exentos de orientación cristalográfica (VAUCHEZ, 1980), indican un cambio de mecanismo por fluencia doble o fluencia por difusión (WHITE, 1976, 1977), imprimiendo un comportamineto superplástico para los estados de intensa deformación en milonitas.

5.2. MECANISMOS DE DEFORMACIÓN DE LOS FELDESPATOS

Los diferentes tipos de microestructuras descritas indican que los megacristales y porfiroclastos de feldespato fueron extraordinariamente competentes durante la deformación en contraste con la matriz. Esto permite comparar el comportamiento frágil de los feldespatos como inclusiones rígidas dentro de un medio viscoso deformándose. De aquí se puede deducir que, teóricamente, la deformación total de los feldespatos ha sido mucho menor de la que haya podido sufrir la totalidad de la roca. Sin embargo, existen razones para pensar que en la práctica esto no se cumple, y sobre todo en los estados de deformación más intensa.

En condiciones de deformación a bajas temperaturas, las primeras deformaciones de los feldespatos responden a mecanismos intergranulares, tales como deslizamientos en los bordes de granos y fracturación mediante sistemas de planos de deslizamiento, a veces conjugados.

Para los estados de milonitización más altos, los mecanismos de deformación en los feldespatos obedecen a movimientos diferenciales intragranulares y deslizamientos controlados por planos cristalográficos. Esto viene demostrado por la extinción ondulante y maclas de deformación en las zonas marginales de los porfiroclastos miloníticos, que indican dislocaciones intracristalinas (WHITE, 1974).

5.3. MECANISMOS DE DEFORMACIÓN DE LA BIOTITA

El comienzo del mecanismo dúctil en la biotita está caracterizado por la reorientación de individuales granos a través de kinks y flexiones. En los estados más altos de deformación es muy común la recrystalización de nuevos granos más pequeños y equidimensionales.

CONCLUSIONES

Se establecen diferentes estados de deformación como consecuencia de la evolución microestructural que experimentan los minerales constituyentes de rocas cuarzo-feldespáticas, con el incremento de la deformación dúctil en la zona de cizalla de Toledo.

Los granos de cuarzo han sido reducidos de tamaño por reordenación o restitución dinámica y recrystalización, a partir de granos intensamente deformados bajo deformación plástica intracristalina. En contraste, los feldespatos son afectados esencialmente por fracturación, seguido de rotaciones de los granos y porfiroclastos, involucrando desmenuzamiento de los mismos en una matriz dúctil de mica y cuar-

zo. La evolución microestructural de feldespato para estados de deformación incipientes o bajos, implica un mecanismo basado fundamentalmente en deslizamientos intergranulares, acompañados de fracturación. Los feldespatos intensamente deformados son causa de mecanismos por deslizamientos intragranulares, los cuales incluye transacciones, maclas de deformación e incluso parcial recristalización en los márgenes de los porfiroclatos.

En milonitas derivadas de rocas cuarzo-feldespáticas se demuestra cómo el cuarzo, en virtud de su ductilidad, es esencial para la formación de la foliación milonítica. Por consiguiente, se llega a la conclusión que los procesos de deformación, bajo condiciones de facies de los esquistos verdes en la zona de cizalla de Toledo, fueron controlados por este marcado contraste del comportamiento mecánico entre estos dos componentes minerales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado en el Departamento de Geología Estructural y Mecánica de Rocas del Imperial College (Universidad de Londres) y corresponde a una parte de la Tesis de Grado de Master of Science. El autor agradece las facilidades y ayuda recibida por dicha Institución. Mi agradecimiento al doctor S. White, doctor R. Sibson y doctor K. Mcklay por las sugerencias y la ayuda que me prestaron durante la realización de este estudio. Igualmente deseo expresar mi agradecimiento a los doctores Aparicio, Carreras y Váquer por su colaboración.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO, A. (1971): «Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo». *Est. Geol.*, vol. XXVII, 369-414.
- BAETA, R. D., y ASHBEE, K. H. G. (1970): «Mechanical deformation of quartz». *Phil. Mag.*, 22, 601-624.
- BELL, T. H., y ETHERIDGE, M. A. (1973): «Microstructures of mylonites and their descriptive terminology». *Lithos*, 6, 337-348.
- (1976): «The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, central Australia». *Tectonophysics*, 51, 57-81.
- BOSSIÈRE, G., y VAUCHEZ, A. (1978): «Deformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de grande kabylie occidentale (Algerie)». *Tectonophysics*, 51, 57-81.
- BOUCHEZ, J. L. (1977): «Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient». *Tectonophysics*, 39, 25-50.

- CARRERAS, J. (1974): *Progressive Mylonitization in Quartzitic and Quartzofeldspathic Rocks in Shear Zones*. Unpublished Thesis, University of London.
- CARTER, N. L.; CHRISTIE, J. M., y GRIGGS (1964): «Experimental deformation and recrystallization of quartz». *Journal Geol.*, 72, 687-733.
- CHRISTIE, J. M.; GRIGGS, D. T., y CARTER, N. L. (1964): «Experimental evidence for basal slip in quartz». *J. Geol.*, 72, 734-756.
- DEBAT, P., *et al* (1978): «Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneis and pegmatites from occitania, souther France)». *Lithos*, 11, 133-145.
- EMMONS, R. C., y GATES, R. M. (1943): «Plagioclase Twinning». *Bulletin Geol. Soc. Amer.*, vol. 54, 287-304.
- GRIGGS, D. T. (1967): «Hydrolytic weakening of quartz and other silicates». *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 14, 19-31.
- (1974): «A model of hydrolytic weakening in quartz». *J. Geophys. Res.*, 79, 1653-1661.
- GATES, R. M. (1953): «Petrogenetic Significance of perthites». *Geol. Soc. Am. Mem.*, 52, 55-69.
- HERNÁNDEZ ENRILE (1976): *Microstructural evolution of quartz-feldspathic rocks as a result of increasing strain in Toledo Milonite (Spain)*. Unpublished Thesis, Imperial College University of London.
- HIGGINS, M. W. (1971): «Cataclatic Rocks». *Geol. Surv. Prof.*, 687, 1-97.
- HOBBS, B. E. (1968): «Recrystallization of single crystals of quartz». *Tectonophysics*, 6, 353-401.
- KEHLENBECK, M. M. (1972): «Deformation Textures in the Zac Rouvray Anorthosite Mass». *Can. Jour. Earth Sci.*, 9, 1087.
- LAMOUREUX, C. (1978): «Déformations naturelles des cristaux de quartz dans un matériau granodioritique mylonitisé (massif du Néouvielle, Pyrénées Françaises)». *Bull. Minéral.*, 101, 412-423.
- LAUREN, P. (1974): *Structure et Petrologie de la Bande Blastomylonitique de Badajoz-Córdoba (Espagne)*. These-universite des Sciences et Techniques du Languedoc.
- LISTER, G. S., y PRICE, G. P. (1978): «Fabric development in a quartz-feldspar mylonite». *Tectonophysics*, 49, 37-78.
- McLAREN, A. C., y HOBBS, B. E. (1972): «Transmission Electron Microscope Investigation of Some Naturally Deformed Quartzites». *Geophys. Monogr.*, 16, 55-66.
- SIBSON, R. H. (1977): «Fault rocks and fault mechanisms». *J. Geol. Soc.*, vol. 133, 191-213.
- SPRY, A. (1969): *Metamorphic Textures*. Pergamon, London, 350 págs.
- STAUFFER, M. R. (1969): «Deformation textures in tectonites». *Candianian Jour. Earth Sci.*, 7, 498-511.
- TURNER, F. J. (1968): *Metamorphic petrology. Mineralogical and field aspects*. New York, McGraw-Hill, 403 págs.
- VAUCHEZ, A. (1980): «Ribbon Texture and Deformation Mechanisms of Quartz in a Myolinitized Granite of Great Kabylia (Algeria)». *Tectonophysics*, 67, 1-12.

- VERNON, R. H. (1975): «Deformation and Recrystallization of a Plagioclase Grain». *The American Mineralogist*, vol. 60, 884-888.
- WHITE, S. (1971): «Natural creep deformation of quartzites». *Nature Phys. Sci.*, 234, 175-177.
- (1973b): «Syntectonic recrystallization and texture development in quartz». *Nature*, 244, 276-278.
- (1975b): «Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase». *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 287-304.
- (1976a): «The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanism in quartzite». *Phil. Trans. R. Soc. London, A.*, 069-086.
- (1977): «Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz». *Tectonophysics*, 39, 143-170.
- (1979): «Subgrain and grain size variations across a Shearzone». *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 193-202.
- WHITE, S., *et al.* (1980): «Mylonites in Shear zones». *J. Struc. Geol.*, vol. 2, 175-187.
- WILSON, C. J. L. (1980): «Shear zones in a pegmatite: a study of albite-mica-quartz deformation». *J. Struc. Geol.*, vol. 2; 203-209.