

FABRICAS Y TEXTURAS MILONITICAS. CINEMATICA DE LAS TRASLACIONES EN EL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE (CORDILLERAS BÉTICAS, ESPAÑA)

J. M. Martínez Martínez (*)

RESUMEN

En las Unidades Nevado-Filábrides de Sierra Nevada Oriental, la estructura principal es una foliación milonítica con una lineación de estiramiento muy pronunciada. La dirección de esta lineación muestra una orientación bimodal, como resultado de dos fases de deformación sucesivas (D_2 , N80E y D_3 , N145E).

Se hace un estudio comparativo de las estructuras y microestructuras desarrolladas en ambas fases. Se consideran también las relaciones metamorfismo-deformación.

Se incluye un análisis cinemático de las traslaciones Nevado-Filábrides a partir de fábricas de ejes «c» de cuarzo. Las microestructuras y las orientaciones cristalográficas preferentes del cuarzo indican que las cuarcitas se han deformado por plasticidad intracristalina con movimiento de dislocaciones.

Se concluye que la pila de materiales Nevado-Filábrides se consigue en dos etapas de cabalgamiento principales. Una de escala cortical, en la que se superponen las rocas del Manto del Mulhacén (metamorfismo de alta presión y temperatura moderada) sobre las del Manto del Veleta (metamorfismo de baja presión y temperatura). Y otra posterior, en la que se modifica la pila anterior y tienen lugar las repeticiones de unidades en la parte alta del Complejo.

Palabras clave: *Cordilleras Béticas, Nevado-Filábride, milonitas, fábricas miloníticas, zonas de cizalla.*

ABSTRACT

In the Nevado-Filábride Units of the Eastern Sierra Nevada, the main structure is a mylonitic foliation with a strong stretching lineation. The trend of this lineation shows a bimodal orientation resulting from two successive phases of deformation (D_2 , N80E y D_3 , N145E).

A comparative study of the structures and microstructures developed in both phases is presented. The relations between metamorphism and deformation are also considered.

A kinematic analysis of the Nevado-Filábride displacements from the c-axis fabrics of quartz is included. Microstructures and crystallographic preferred orientations of quartz suggest that quartzites were deformed by intracrystalline plasticity with dislocation creep.

A first conclusion suggest that the Nevado-Filábride pile is attained after two main stages of thrusting. In the first, a major intra-crustal shear zone separating the Mulhacén Nappe (high pressure and moderate temperature metamorphism) from the underlying Veleta Nappe (low pressure and low temperature metamorphism) is developed. In the second one the former pile is disturbed and the imbrication of the units belonging to the upper part of the Complex occurred.

Key words: *Betic cordilleras, Nevado-Filábride, mylonites, mylonitic fabric, shear zones.*

Introducción

En 1926 Brouwer observó que la estructura de las Cordilleras Béticas era el resultado de cabalgamientos de gran escala. Desde entonces, muchas investigacio-

nes han ido dirigidas al estudio y catalogación de los diferentes mantos y unidades tectónicas, así como al establecimiento de la dirección y sentido de transporte de los mantos. Ambas cuestiones están aún abiertas.

Sobre el sentido de transporte de los mantos se ha

(*) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. C.S.I.C. 18071 Granada.

escrito mucho y se han utilizado diversos argumentos: *paleogeográficos* (Durand Delgá, 1966; Parquet, 1967; Egeler y Simon, 1969) y *geodinámicos* (Andrieux *et al.*, 1971; Torres Roldán, 1979), con resultados contradictorios. Muchos otros autores han utilizado criterios estructurales para averiguar la vergencia del apilamiento de unidades; así, Kampschuur (1972), Kampschuur y Rondeel (1975) y Vissers (1981), a partir de la asimetría y vergencia de los pliegues menores deducen un sentido de movimiento de norte a sur, mientras que Aldaya (1969) y Orozco (1973), en virtud de la asimetría de los pliegues de arrastre en relación con las superficies de corrimiento, deducen un sentido de movimiento de sur a norte. Recientemente se han utilizado otros criterios estructurales que tienen en cuenta el carácter cinemático de las lineaciones de estiramiento (Escher y Watterson, 1974; Shackleton y Alison, 1984). Estos criterios han sido aplicados a rocas nevado-filábrides por Platt (1982), Behrmann y Platt (1982) y Platt *et al.* (1984), que deducen un sentido de transporte de sur a norte. González Lodeiro *et al.* (1984) distinguen, también en materiales nevado-filábrides, una lineación de estira-

miento de dirección N50-60E, que refleja unas traslaciones con sentido hacia ENE.

El propósito de este trabajo es mostrar las evidencias que indican que la pila de materiales en el Complejo Nevado-Filábride se ha conseguido mediante la superposición de unidades con dos vectores cinemáticos (E-W y NW-SE). Estos vectores son diferenciables, ya que se deducen de lineaciones de estiramiento que se forman en fases distintas. En los capítulos que siguen haré una descripción comparativa de las estructuras que se desarrollan en ambas fases y de las condiciones termodinámicas en que tiene lugar la deformación. También muestro algunas fábricas de ejes «C» de cuarzo, de las que se pueden sacar algunas conclusiones cinemáticas.

Sierra Nevada oriental

El estudio se ha llevado a cabo en el extremo oriental de Sierra Nevada (fig. 1). En este sector afloran materiales nevado-filábrides, fundamentalmente. En la parte sur del área aparece una banda de mate-

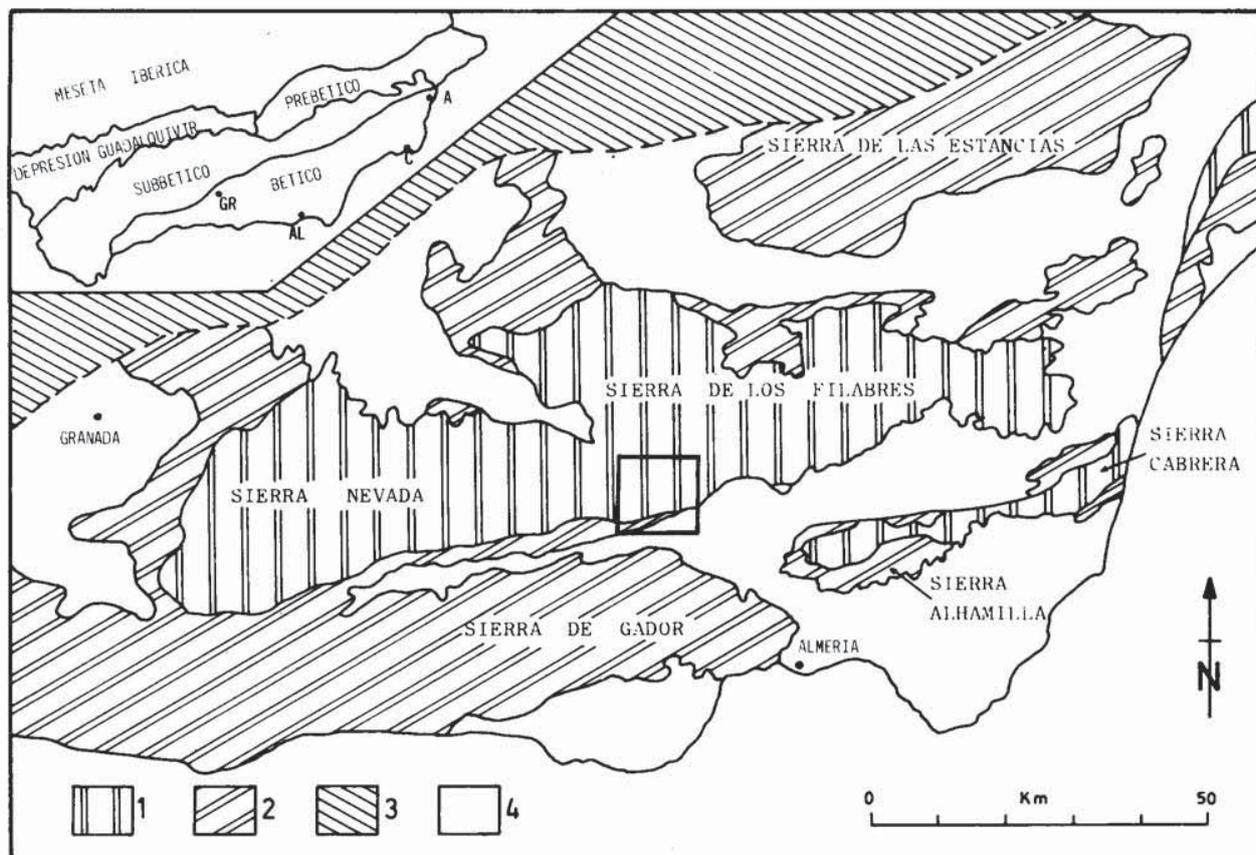


Fig. 1.—Esquema geológico del sector central de la Zona Bética: 1, Nevado-Filábrides; 2, Alpujarrides y Maláguides; 3, Zona Subbética; 4, Materiales neógenos. El área estudiada aparece en recuadro.

riales alpujáridos, que, aunque no serán tratados, se muestran indiferenciados en la figura 2.

La secuencia nevado-filábride está constituida por tres grandes conjuntos separados por dos superficies de cabalgamiento: C_1 y C_2 , de abajo a arriba. El conjunto inferior lo forman las metapelitas y metapsamitas de la *Formación Aulago* (Martínez Martínez, 1985), que constituyen el Manto del Veleta de Puga *et al.* (1974). El conjunto intermedio está formado esencialmente por las metapelitas de la *Formación Montenegro* (Martínez Martínez, 1985), que constituyen la unidad inferior del Manto del Mulhacén (Puga *et al.*, 1974). El conjunto superior está formado también por materiales del Manto de Mulhacén. En él aparecen imbricadas y repetidas varias formaciones, *Tahal*, *Casas*, *Nevada* (Martínez Martínez, 1985) y será citado en este trabajo como unidades Nevado-Filábrides Superiores (fig. 2).

La estructura principal es una fábrica plano-lineal con una foliación milonítica penetrativa en toda la secuencia y una lineación de estiramiento muy pronunciada. La orientación de la lineación de estiramiento muestra una distribución bimodal, con máximos en N80E y N145E (fig. 3), que son reflejo de dos fases de deformación sucesivas, D_2 y D_3 , respectivamente. Los subíndices indican la edad relativa de ambas fases y se corresponden con la segunda y tercera fases de deformación de la historia alpina, cuya evolución ha sido descrita en mi tesis doctoral (cf. Martínez Martínez, 1984).

Distribución de las lineaciones

En la figura 2 están representadas las lineaciones de estiramiento a lo largo del área estudiada. Se observan dos orientaciones más o menos definidas, una E-W y otra aproximadamente N-S.

La lineación de estiramiento E-W (L_2) se observa en rocas de los conjuntos inferior e intermedio y es particularmente intensa en el contacto entre ambos (C_2). La L_3 (N-S) aparece, por el contrario, en rocas de las Unidades Nevado-Filábrides Superiores. La fábrica S_3L_3 borra a la anterior, pero existe una zona de transición entre los dominios en que predomina una u otra fábrica, en la que es posible ver dos lineaciones de estiramiento, una como reliquia (L_2) y otra más pronunciada (L_3).

En otros sectores del Complejo Nevado-Filábride, niveles equivalentes a las denominadas aquí unidades Nevado-Filábrides Superiores, no aparecen afectados por la fase milonítica D_3 y muestran una fábrica S_2L_2 predominante; tal es el caso de Sierra de los Filabres Oriental (Borradaile, 1976) o de Sierra de Baza (Jabaloy Sánchez, 1985).

De la distribución de lineaciones de estiramiento se puede deducir que existen dos etapas de superposi-

ción, cuyos vectores cinemáticos están marcados por las lineaciones, que no son simultáneas. Esta conclusión será apoyada con otros argumentos en los capítulos siguientes. En la primera etapa, relacionada con D_2 , tiene lugar el apilamiento del Manto del Mulhacén sobre el Manto del Veleta; también el apilamiento en varias unidades del Manto del Mulhacén —cuyo esquema puede verse en la parte oriental de Sierra de los Filabres (Nijhuis, 1964; Kampschuur, 1975; Martínez Martínez, 1980). Durante la segunda, relacionada con D_3 , se dan las repeticiones de unidades en la parte alta del Complejo Nevado-Filábride.

Estructuras

En la fase D_2 se desarrolla una foliación milonítica S_2 que contiene una lineación de estiramiento L_2 y es de plano axial de pliegues en vaina (fig. 4) o de pliegues rotados. Los pliegues, que afectan a una esquistosidad S_1 , son de geometría variable, pero con tendencia al estilo similar (clase 2 de Ramsay, 1967). Son pliegues generalmente isoclinales, aunque su grado de apretamiento puede variar de cerrados a isoclinales, con ángulo apical de $42^\circ-0^\circ$. La formación de estas estructuras tiene lugar por mecanismos de cizallamiento dúctil heterogéneo (Quinquis *et al.*, 1978; Cobbold y Quinquis, 1980; Ramsay, 1980).

En la fase D_3 se desarrolla un cortejo de estructuras de características similares a las de la fase anterior y tan sólo la orientación de la lineación de estiramiento nos sirve como diagnóstico de un tipo u otro de generación de estructuras.

Los rasgos texturales y la relación de estas estructuras con las asociaciones de minerales metamórficos son también características diferenciadoras que serán resaltadas a continuación.

Microestructuras

Durante la fase D_2 los granos de cuarzo son deformados de manera que su forma elipsoidal define una foliación milonítica S_2 , que está relacionada genéticamente con los pliegues P_2 . Los ejes mayores de los granos de cuarzo (X) son paralelos a la lineación de estiramiento L_2 y a los ejes de los pliegues en vaina; los intermedios (Y) están contenidos en el plano axial de los pliegues y son perpendiculares al eje de los mismos; y los cortos (Z) son perpendiculares al plano axial.

En la fase D_3 las microestructuras desarrolladas en la anterior son fuertemente modificadas. En los casos en los que la deformación es menos intensa los cuarzos muestran formas elipsoidales aplanadas cuyos ejes mayores (x) definen una nueva lineación de estiramiento L_3 , y cuyo plano XY define una nueva foliación milonítica S_3 . Cuando la deformación es más intensa no se reconocen las formas de los granos antiguos deformados, ya que sus límites aparecen suturados.

Las tectonitas S_2L_2 muestran una variación de microestructuras que depende de su posición con respecto a la superficie de cabalgamiento basal del manto del Mulhacén (C_1). La microes-

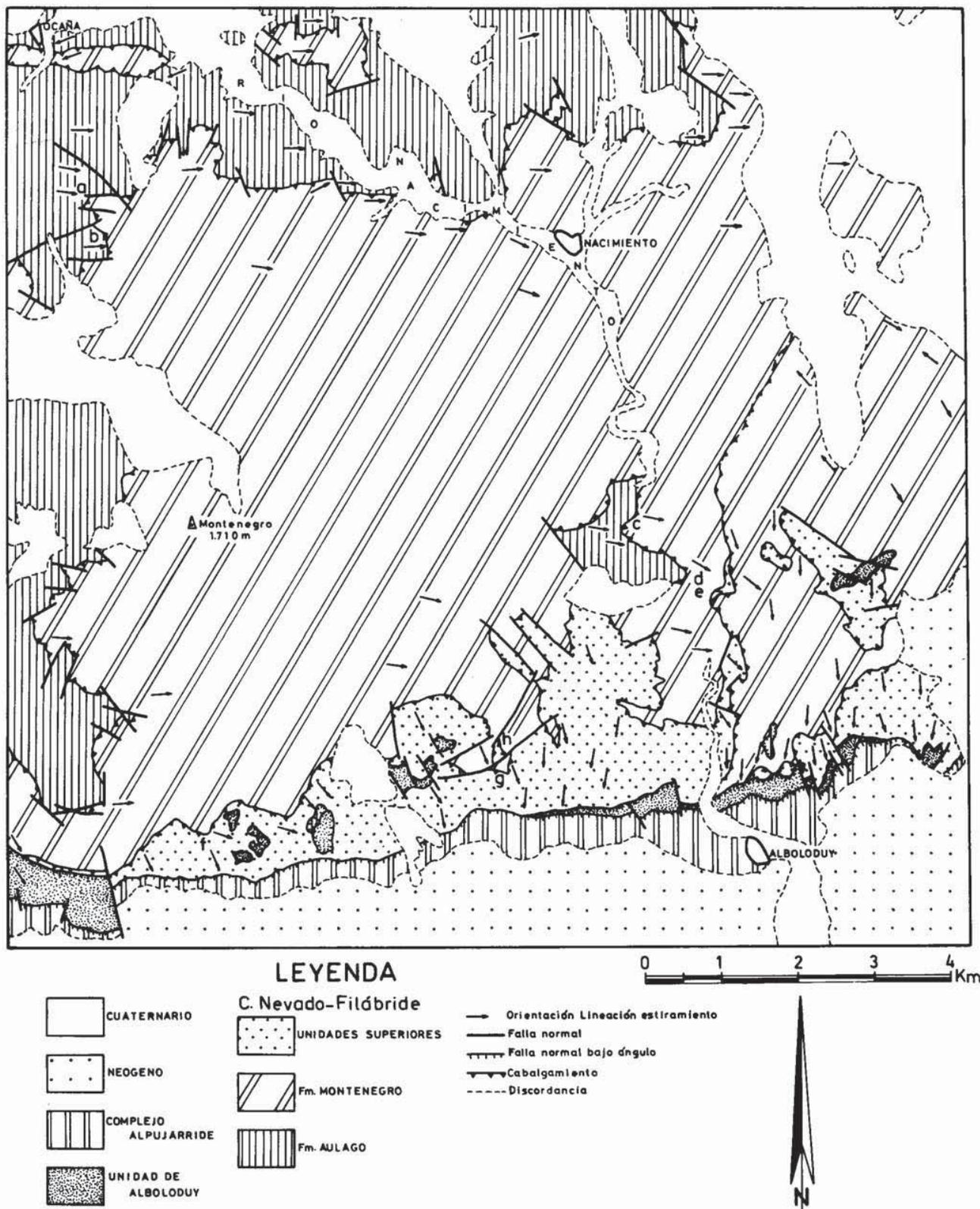


Fig. 2.—Esquema geológico de Sierra Nevada Oriental. Las letras a, b, c... indican la localización de las fábricas de cuarzo de la fig. 11.

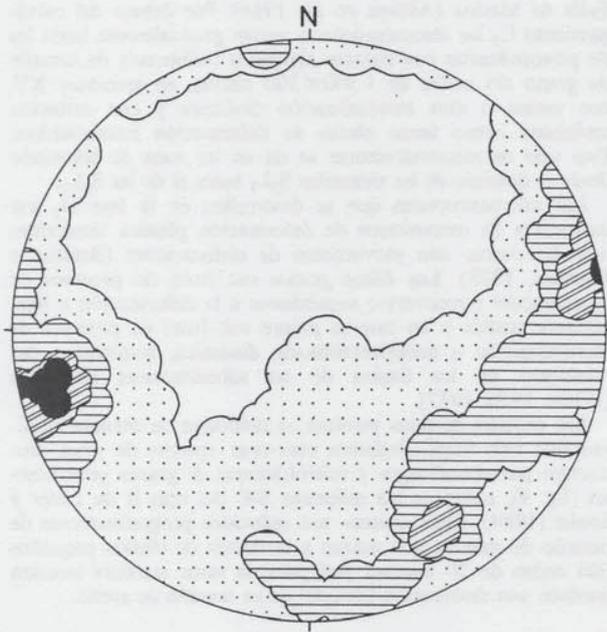


Fig. 3.—Diagrama de orientación de lineaciones de estiramiento. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Intervalos de 1, 3, 5, $\geq 7\%$. 296 medidas.

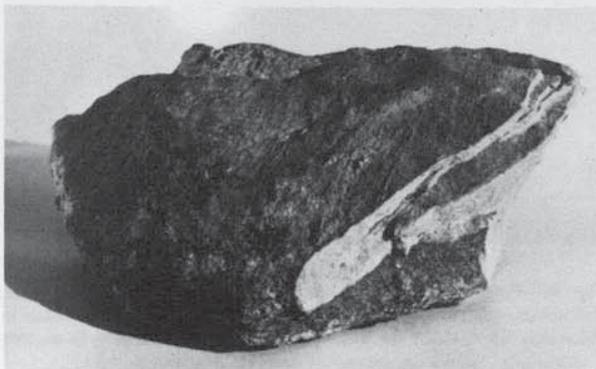


Fig. 4.—Pliegue P_2 , de charnela curva, con una marcada lineación de estiramiento transversa a la charnela. Metapsamitas de la Fm. Aulago (Manto del Veleta).

estructura predominante es la de cuarzo en *mosaico alargado* (Bouchez y Pecher, 1976) (fig. 5); no obstante, en las inmediaciones del cabalgamiento son frecuentes los «ribbon» *monocristalinos* con tamaños de alrededor de 1.500×300 micras, en secciones XY (fig. 6). Desde esta zona de máxima deformación (que se sitúa en el contacto Mulhacén/Veleta) hacia abajo, la intensidad de la deformación decrece gradualmente y en los materiales de la Formación Aulago son frecuentes las microestructuras con *reliquias porfiroclásticas* e incluso microestructuras sedimentarias como *granos detríticos* (Martínez Martínez, 1984) y *estratificaciones cruzadas* (Jabaloy Sánchez, com. per.). Por encima del cabalgamiento, la fábrica plano-lineal es pene-

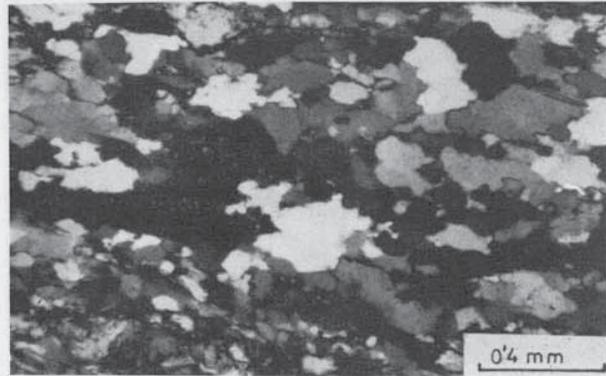


Fig. 5.—Cuarzo con textura del cuarzo en mosaico alargado. Fm. Aulago (Manto del Veleta).

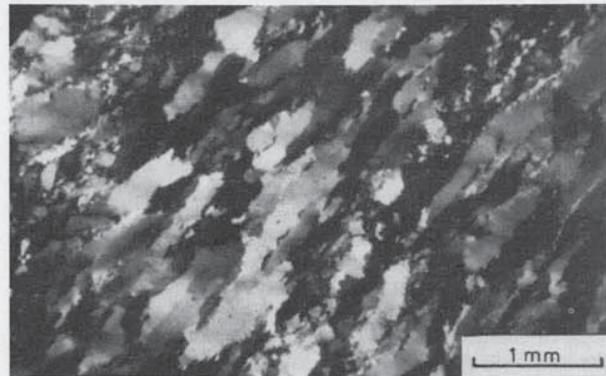


Fig. 6.—Cuarzo-esquisto con textura del cuarzo en «ribbon» monocristalinos. Fm. Aulago (Manto del Veleta), en la zona de contacto con la Fm. Montenegro (Manto del Mulhacén).

trativa en toda la secuencia del Manto del Mulhacén, pero las microestructuras son de menor grado de deformación que en el contacto C_1 , conservándose incluso microestructuras primarias, en reliquias, como, por ejemplo, las micas incolores en ortogneises graníticos que conservan su *textura intersticial* (fig. 7).

Por otra parte es frecuente que las microestructuras citadas presenten un mayor o menor grado de recristalización secundaria estática («annealing»), rasgo que es característico de las tectonitas S_2L_2 en contraposición a las S_3L_3 . Este fenómeno de «annealing» se reconoce bien observando los cristales de mica incolora, que aparecen en grandes blastos recristalizados sin reducción de tamaño. En general, las tectonitas S_2L_2 no muestran reducción de su tamaño de grano, debido probablemente a que su formación precede ligeramente el clímax de metamorfismo alpino (blastesis sin- y post-cinématica de D_2). Un argumento similar ha sido usado en los Alpes para explicar la no reducción de tamaño de grano en las rocas de una zona de cizalla (Ramsay y Allison, 1979).

En las tectonitas S_3L_3 hay también una variación de las microestructuras en función de su posición en la secuencia nevado-filábride. En el cabalgamiento basal de las Unidades Nevado-Filábrides Superiores aparecen milonitas en las que el cuarzo muestra una distribución bimodal de tamaño de grano.

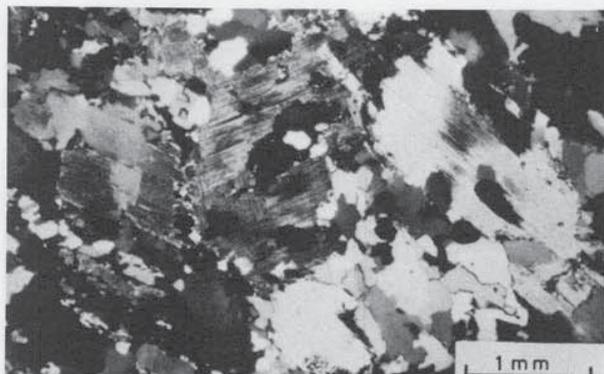


Fig. 7.—Ortogneis granítico con blastos de mica incolora intersticial, no deformados.

Por una parte, *grandes granos alargados* («ribbon»), de más de 2-3 mm (fig. 8), con límites de grano suturados y numerosas subestructuras (bandas de deformación y subgranos o falsos granos). También, *granos pequeños* (<20 micras) o *nuevos granos* de recristalización dinámica, que se desarrollan preferentemente en los límites de los granos mayores. El porcentaje de recristalización dinámica es variable; ocasionalmente los nuevos granos son mayoritarios y la roca muestra una microestructura de grano muy fino (ultramilonita). Los niveles de ultramilonitas tienen formas anostomosadas y están inmersos en rocas miloníticas y protomiloníticas. En toda la secuencia nevado-filábride, situada por encima del cabalgamiento C_2 , las microestructuras son semejantes a las descritas: hay varios niveles donde la deformación es máxima, con desarrollo de ultramilonitas, que separan cuerpos de roca donde la deformación es menor, con desarrollo de protomilonitas a milonitas. Hacia el techo no se observa una variación microestructural en el sentido de disminución de la intensidad de la deformación, ya que las Unidades Nevado-Filábrides Superiores están separadas de su suprayacente por una falla normal de bajo ángulo (Martínez Martínez, 1984), que es probablemente la continuación de la

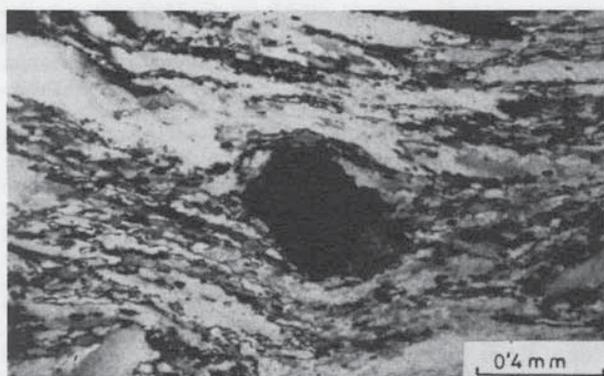


Fig. 8.—Cuarzita con textura del cuarzo en «ribbon» muy alargados. Son grandes cintas con una misma orientación óptica. Los límites de los granos aparecen indentados y se observan subgranos. En el centro de la fotografía hay un cristal de cuarzo porfiroclástico con sombras de presión asimétricas. Unidades Nevado-Filábrides Superiores.

Falla de Mecina (Aldaya *et al.*, 1984). Por debajo del cabalgamiento C_2 las microestructuras varían gradualmente hasta las de protomilonitas con cuarzos alargados («ribbon»), de tamaño de grano del orden de 1.300×300 micras, en secciones XY, con escasa o nula recristalización dinámica y con extinción ondulante como único efecto de deformación intracrystalina. Este tipo de microestructuras se da en la zona de transición desde el dominio de las tectonitas S_3L_3 hasta el de las S_2L_2 .

Las microestructuras que se desarrollan en la fase D_3 son indicativas de mecanismos de deformación plástica intracrystalina del cuarzo con movimiento de dislocaciones (Boullier y Bouchez, 1978). Los *falsos granos* son fruto de procesos de recuperación («recovery») simultáneos a la deformación o ligeramente tardíos y los *nuevos granos* son fruto de procesos de recristalización o neomineralización dinámica, favorecidos por rotaciones en los límites de las subestructuras anteriores (White, 1976, 1977).

Los cristales de mica incolora se deforman de manera relativamente más frágil. Podemos encontrar «peces» de mica producidos por «boudinage» y microfracturas de granos preexistentes (fig. 9), como en las milonitas S-C del tipo II de Lister y Snoke (1984). Estos «peces» son reducidos progresivamente de tamaño de manera que nutren a la matriz de clastos pequeños (del orden de 20 micras). Así pues, la mica incolora muestra también una distribución bimodal de su tamaño de grano.

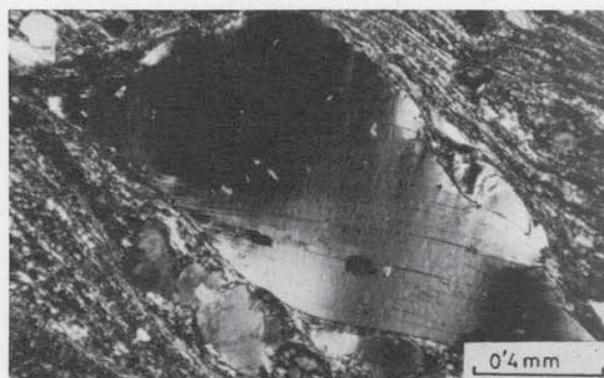


Fig. 9.—Porfiroclasto de mica incolora rodeado por una foliación milonítica, que muestra una forma sigmoide asimétrica. Véase la diferencia en tamaño de grano entre el porfiroclasto y la matriz. Unidades Nevado-Filábrides Superiores.

Relación entre deformación y metamorfismo

Las rocas nevado-filábrides han sufrido una fase de metamorfismo alpino anteriormente a la fase de cizalla dúctil D_2 . Esta fase de metamorfismo es de baja presión y baja temperatura para el conjunto inferior (Manto del Veleta) y de alta presión y temperatura moderada para los conjuntos intermedio y superior (Manto del Mulhacén) (cf. Martínez Martínez, 1984).

La formación de las tectonitas S_2L_2 precede ligeramente al climax de metamorfismo alpino. Las condiciones de presión y temperatura varían de los conjuntos inferior e intermedio al conjunto superior (Martínez Martínez y Visoná, 1981; Martínez Martínez, 1984).

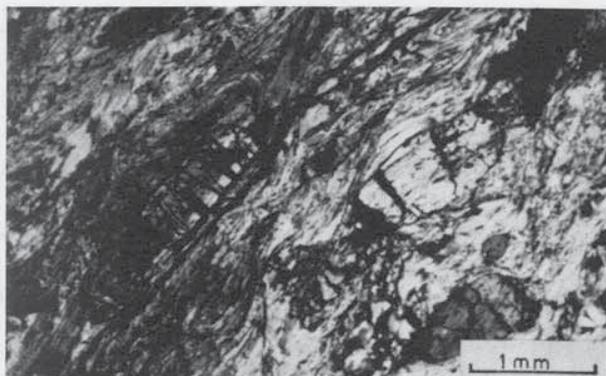


Fig. 10.—Esquisto de las Unidades Superiores. Se observan cristales de estaurolita de la fase D_2 rotos y estirados hacia la lineación de estiramiento L_3 .

Se deducen bajas presiones y temperaturas del orden de 425-450°C para los primeros (asociación moscovita, paragonita, granate, estilpnomelana, cloritoide en las metapelitas). En el conjunto superior se dan unas condiciones de presión intermedia y temperaturas del orden de 550°C (asociación de cloritoide, granate, distena y estaurolita en metapelitas). Estas asociaciones de minerales se han generado en medio dinámico y estático (sin y postcinemáticas), lo que puede explicar la textura recrystalizada de las tectonitas S_2L_2 .

Las milonitas de la fase D_3 se generan en condiciones retrometamórficas. Los minerales antes citados son deformados y estirados en la dirección de L_3 (fig. 10) y son transformados parcial o totalmente en sericita y clorita (Martínez Martínez, 1984; Platt y Behrmann, 1986).

Fábricas de ejes «c» de cuarzo

En la figura 11 se muestran varios diagramas de orientación de ejes «c» de cuarzo para tectonitas S_2L_2 (a, b, c) y para tectonitas S_3L_3 (f, g, h). Los diagramas d y e son de cuarcitas seleccionadas en la zona de transición entre los dominios en que predominan ambas tectonitas.

Dado que, como he referido anteriormente, los granos de cuarzo deformados presentan formas elipsoidales aplastadas y alargadas, cuyos ejes definen una foliación milonítica y una lineación de estiramiento, estos elementos estructurales pueden representar aproximadamente el plano de aplastamiento (XY) y el eje de estiramiento (X) del elipsoide de deformación finita. Las fábricas de ejes «c» del cuarzo se han representado en un sistema de referencia XYZ y se presentan en secciones XZ (perpendiculares a la foliación y paralelas a la lineación), en las que podremos deducir la posición aproximada del plano de cizalla y la dirección y sentido de la cizalla.

Todas las cuarcitas analizadas muestran una orientación de ejes «c» del cuarzo bien desarrollada. Podemos observar dos modelos de fábrica algo diferentes; uno (fig. 11 b, c, e) corresponde al tipo I de guirnalda cruzada (Lister, 1977; Lister y Williams, 1979), el otro exhibe una única guirnalda trasversal al eje X (d, g, h). Existen fábricas de tipo intermedio (a, f) en las que a partir de las primeras desaparece tan sólo una rama lateral de la fábrica. Estos modelos de fábricas han sido predichos para cuarcitas que sufren deformación plana, en el supuesto de que éstas se deformen predominantemente por movimiento de dislocaciones (Lister *et al.*, 1978).

Todos los diagramas muestran una guirnalda que pasa por Y, e incluso aparecen máximos en Y. Se podría pensar que son el resultado de la actividad simultánea de los planos de deslizamiento basal y prismático (Boullier y Bouchez, 1978). No obstante, hay que tener en cuenta la geometría de la deformación; así, cuando el plano de deslizamiento predominante es el basal, una deformación muy constrictiva ($K > 1$) desarrollará una porción de guirnalda que pasa por Y, y una deformación con fuerte aplastamiento ($K < 1$) desarrollará máximos cercanos a Z (Boullier y Bouchez, 1978; Lister *et al.*, 1978). Los trabajos experimentales y las observaciones sobre materiales naturales deformados han mostrado que a bajas temperaturas el plano de deslizamiento predominante en el cuarzo es el basal (Tullis *et al.*, 1973; Bouchez, 1977). Como las tectonitas estudiadas en este trabajo se han deformado en régimen de moderadas a bajas temperaturas, cabe suponer que predomina el deslizamiento basal y que el modelo de guirnalda que pasa por Y se debe a una cierta componente de constricción de la deformación.

Las fábricas de cuarzo presentadas tienen una simetría monoclinica, con su única guirnalda o con la guirnalda más desarrollada inclinada con respecto a la traza de la foliación. Esto indica un régimen rotacional de la deformación, es decir, una componente de cizalla simple. La traza del plano de cizalla es perpendicular a la guirnalda y el sentido de la cizalla se puede deducir de la desviación de dicha traza con respecto al eje X del elipsoide de deformación finita. En las tectonitas S_2L_2 (b, c) el sentido de la cizalla es hacia el E para el suprayacente. En las S_3L_3 (f, g, h) el sentido es hacia el NW. En la zona de transición entre los dominios de ambas tectonitas, las fábricas de cuarzo no son tan claramente asimétricas, especialmente si consideramos los segmentos centrales de las guirnaldas, que son casi ortogonales al eje X (d, e). El diagrama a es de una tectonita S_2L_2 y muestra un sentido aparentemente contrario; la muestra fue tomada en el flanco inverso de un pliegue posterior a la fase D_2 (cf. González Lodeiro *et al.*, 1984; Martínez Martínez, 1984), por tanto el techo estaría hacia

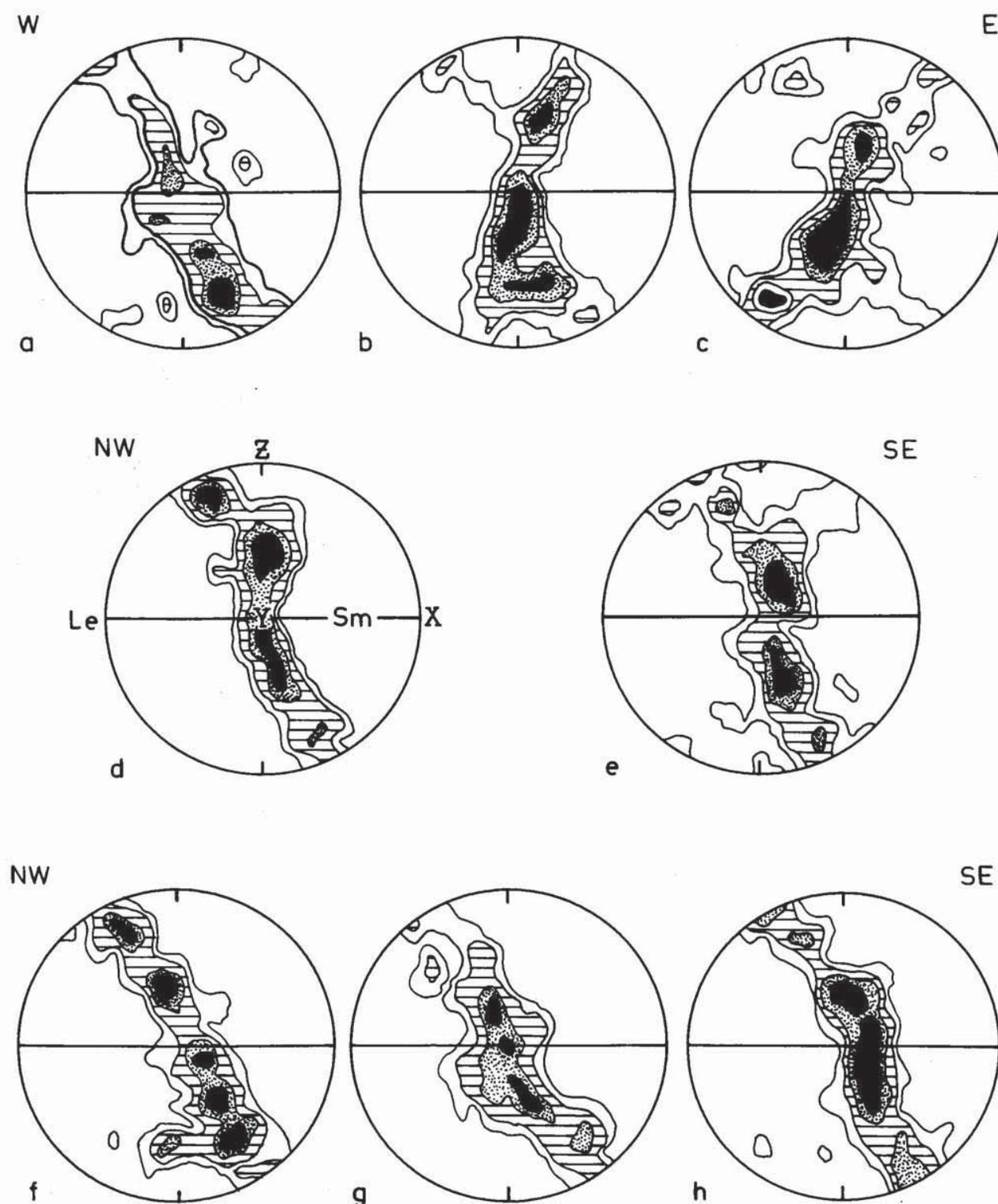


Fig. 11.—Diagramas de orientación de ejes «c» del cuarzo. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Intervalos de 1, 2, 4, \geq 6%. 150 medidas por diagrama. Tectonitas S_2L_2 (a, b, c); tectonitas S_3L_3 (f, g, h); los diagramas, d, e pertenecen a tectonitas de la zona de transición (ver texto).

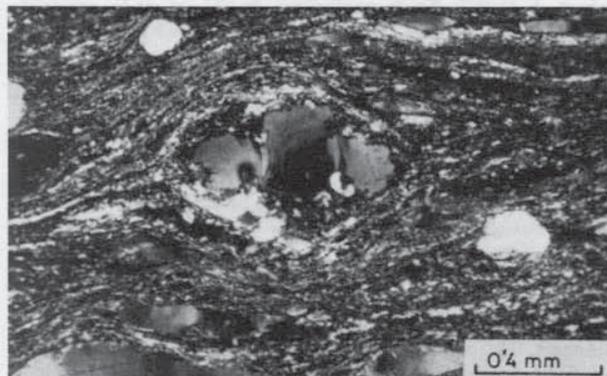


Fig. 12.—Milonita cuarzo-feldespática con porfiroclastos de feldspato, que muestran sombras de presión asimétricas. Unidades Nevado-Filábrides Superiores.

abajo y también podemos deducir un sentido de traslación hacia el E para el material de techo.

Este análisis cinemático ha sido confirmado por otros métodos, como los que recogen Simpson y Schmid (1983). He estudiado las sombras de presión asimétricas en los porfiroclastos (fig. 12), cristales rotos y desplazados (turmalina, cloritoide, estauroлита, etcétera), que muestran fracturas antitéticas del sentido de la cizalla. También he utilizado algunos diagramas «en rosa» de distribución del ángulo que forma la traza del plano basal (0001) de los granos de cuarzo con la foliación y lineación; en ellos aparece siempre un máximo que representa la dirección de la cizalla.

Conclusiones

En las rocas nevado-filábrides del sector de Sierra Nevada Oriental se distinguen tres grandes conjuntos, separados por dos superficies de cabalgamiento principales, C_1 y C_2 .

La estructura predominante es una fábrica plano-lineal constituida por una foliación milonítica y una lineación de estiramiento. La lineación muestra una distribución bimodal en su orientación (N80E y N145E), orientaciones que corresponden a dos lineaciones diferentes, no simultáneas, L_2 y L_3 , respectivamente.

Las lineaciones se distribuyen de manera que la L_2 está relacionada con el cabalgamiento C_1 y la L_3 con el C_2 . Los datos microestructurales, junto con las relaciones blastesis-deformación, apoyan la no contemporaneidad de ambas estructuras.

Las fábricas de ejes «c» del cuarzo tienen una simetría monoclinica, que indica un régimen rotacional de la deformación; es decir, una componente de cizalla simple. El sentido de la cizalla es hacia el E en las tectonitas S_2L_2 y hacia el NW para las S_3L_3 .

La pila de materiales nevado-filábrides se consigue en dos etapas principales de cabalgamiento. Una primera etapa, en la que se dan cabalgamientos a escala cortical, con sentido de movimiento hacia el E para el suprayacente y en la cual los materiales de alta presión del Manto del Mulhacén se empilan sobre los del Manto del Veleta, de baja presión. En una segunda etapa tiene lugar los cabalgamientos que afectan sólo a la parte superior de los Nevado-Filábrides y tienen como resultado la imbricación de unidades en la parte alta del Complejo. El sentido de transporte en esta segunda etapa es hacia el NW.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a J. H. Behrmann, V. García Dueñas y J. P. Platt sus múltiples comentarios sobre la naturaleza y origen de las milonitas en las Cordilleras Béticas, que en buena medida me han servido para clarificar algunas ideas.

Referencias

- Aldaya, F. (1969): Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al sur de Sierra Nevada (Zona Bética, provincia de Granada). *Bol. Geol. Min. España*, 80, 212-217.
- Aldaya, F.; Campos, J.; García Dueñas, V.; González Lodeiro, F., y Orozco, M. (1984): El contacto Alpujárrides/Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada. Implicaciones tectónicas. In: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*, Granada, 1984, 18-20.
- Andrieux, J.; Fontbote, J. M., y Mattauer, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 12, 191-199.
- Berhmann, J. H. y Platt, J. P. (1982): Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics; an example from the Betic Cordilleras (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 208-215.
- Borradaile, G. J. (1976): A strain study of a granite-granite gneiss transition and accompanying schistosity formation in the Betic Orogenic Zone, SE Spain. *Jl. geol. Soc. Lond.*, 132, 417-428.
- Bouchez, J. L. (1977): Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonoph.*, 39, 25-50.
- Bouchez, J. L. y Pecher, A. (1976): Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans des quartzites du Grand Chevauchement Central himalayen. *Bull. Soc. Géol. France*, XVIII, 1.377-1.385.
- Boullier, A. M. y Bouchez, J. L. (1978): Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. France*, XX, 253-262.
- Brouwer, H. A. (1926): Overthrust structure in the Eastern Betic Cordillera. In: *XIV Congrès Géol. Int. Madrid*, 1.885-1.888.
- Cobbold, P. R. y Quinquis, H. (1980): Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, 119-126.
- Durand Delga, M. (1966): *Titres et Travaux scientifiques*. Priester, Paris, 43 pp.
- Egeler, C. G. y Simón, O. J. (1969): Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verh. Kon. Ned. Akad. v. Wet., Afd. Nat., eerste reeks*, 25, 3, 90 pp.

- Escher, A. y Watterson, J. (1974): Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonoph.*, 22, 223-231.
- González Lodeiro, F.; Orozco, M.; Campos, J., y García Dueñas, V. (1984): Cizallas dúctiles y estructuras asociadas en los Mantos del Mulhacén y Veleta: primeros resultados sobre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres. In: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. Granada, 1984, 5-8.
- Jabaloy Sánchez, A. (1985): La estructura de los materiales Nevado-Filábrides en el sector de Charches (Cordilleras Béticas). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 12, 91-104.
- Kampschuur, W. (1972): Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis on alpine polyphase deformation. *GUA papers of Geology*, ser. 1, n.º 4, 113 pp.
- Kampschuur, W. (1975): Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: higher Nevado-Filábride units and the glaucophanitic greenschists facies. *Tectonoph.*, 27, 57-81.
- Kampschuur, W. y Rondeel, H. E. (1975). The origin of the Betic Orogen, southern Spain. *Tectonoph.*, 27, 38-56.
- Lister, G. S. (1977): Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonoph.*, 39, 51-54.
- Lister, G. S.; Paterson, M. S., y Hobbs, B. E. (1978): The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: I the model. *Tectonoph.*, 47, 107-158.
- Lister, G. S. y Williams, P. F. (1979): Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. Geol.*, 1, 283-297.
- Martínez Martínez, J. M. (1980): Evolución de deformaciones y metamorfismo alpinos en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de los Filabres, SE de España. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 11, 85-106.
- Martínez Martínez, J. M. (1984): Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, Cordilleras Béticas (España). *Tesis Doctoral*, Univ. Granada, 198 pp.
- Martínez Martínez, J. M. (1985). Las sucesiones Nevado-Filábrides en la Sierra de los Filabres y Sierra Nevada. Correlaciones. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 12, 127-144.
- Martínez Martínez, J. M. y Visonà, D. (1981): Coexistencia de moscovita y paragonita en las metapelitas del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas, España). *Estud. Geol.*, 37, 109-114.
- Nijhuis, H. J. (1964): Plurifacial alpine metamorphism in the southeastern Sierra de los Filabres, south of Lubrín, SE Spain. *Academiesch Proef. Amsterdam*, 151 pp.
- Orozco, M. (1973): Superposición de estructuras de plegamiento y corrimiento en el Complejo Alpujárride (sector de Sierra de Gádor Occidental, Zona Bética). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 4, 27-38.
- Paquet, J. (1967): Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). *Tesis Doctoral*, Lille, 593 pp.
- Platt, J. P. (1982): Emplacement of a fold-nappe, Betic Orogen, southern Spain. *Geology*, 10, 97-102.
- Platt, J. P.; Behrmann, J. H.; Martínez Martínez, J. M., y Vissers, R. L. M. (1984): A zone of mylonite and related ductile deformation beneath the Alpujárride nappe Complex, Betic Cordilleras, S. Spain. *Geol. Rundschau*, 73, 773-785.
- Platt, J. P. y Behrmann, J. H. (1986): Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.*, 8, 15-32.
- Puga, E.; Díaz de Federico, A., y Fontbote, J. M. (1974): Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética. *Estudios Geol.*, 30, 543-548.
- Quinquis, H.; Audren, Cl.; Brun, J. P., y Cobbold, P. R. (1978): Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273, 43-45.
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- Ramsay, J. C. (1980): Shear zone geometry: a review. *J. Struct. Geol.*, 2, 83-99.
- Ramsay, J. C. y Allison, I. (1979): Structural analysis of shear zones in an alpinized hercynian granite. *Schweiz. Miner. petrogr. Mitt.*, 59, 251-279.
- Shackleton, R. M. y Alison, C. R. (1984): The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *J. Struct. Geol.*, 6, 111-117.
- Simpson, C. y Schmid, S. M. (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1.281-1.288.
- Torres Roldán, R. L. (1979): The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost alpine belt. *Am. J. Sci.*, 279, 19-51.
- Tullis, J. A.; Christie, J. M., y Griggs, D. T. (1973): Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 297-314.
- Vissers, R. L. M. (1981): A structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain) with emphasis on deformational processes and their relation to the alpine metamorphism. *GUA papers of Geology*, serie 1, n.º 15-1981, 154 pp.
- White, S. (1976): The effects of strain on the microstructures and fabrics and deformation mechanism in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 283, 69-86.
- White, S. (1977): Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonoph.*, 39, 143-170.

Recibido el 23 de mayo de 1986
Aceptado el 18 de septiembre de 1986