

ESTUDIO GEOLOGICO-ESTRUCTURAL DE LAS MINERALIZACIONES DE ARSENOPIRITA DE VIANDAR DE LA VERA (SIERRA DE GREDOS, CACERES)

C. Fernández Rodríguez (*), S. Castaño Castaño (*) y F. J. Luque del Villar (**)

RESUMEN

Se ha realizado un estudio geológico-estructural y mineralógico de un grupo de diques hidrotermales con arsenopirita, localizados en el sector central de la Sierra de Gredos.

Dichas mineralizaciones muestran un mayor desarrollo de las asociaciones de alta temperatura (arsenopirita, piritita y pirrotina) sobre las de temperatura intermedia y baja. Estructuralmente, es posible diferenciar cuatro etapas deformativas que evolucionan desde comportamientos predominantemente dúctiles a marcadamente frágiles. Las estructuras generadas en estas etapas son de escala sucesivamente menor y corresponden a una misma fase de deformación progresiva, cuyo eje de máximo acortamiento finito es horizontal y de dirección E-W.

Sobre la base de los datos obtenidos se han establecido las relaciones existentes entre los procesos deformativos y el desarrollo de la mineralización, que se ve condicionado por la naturaleza y escalas de las estructuras tectónicas resultantes.

Palabras clave: *Fábricas deformativas, Arsenopirita, Sierra de Gredos, Cáceres.*

ABSTRACT

A structural and mineralogical study of a group of arsenopyrite-bearing hydrothermal dikes located in the central area of the Sierra de Gredos has been carried out.

These mineralizations indicate a dominance of the high-temperature associations (arsenopyrite, pyrite and pyrrhotite) over the lower temperature ones. Four deformational stages evolving from mainly ductile to brittle regimes have been identified.

A single phase of progressive deformation generated structures progressively smaller in size, with an E-W-oriented/horizontal maximum finite shortening axis.

This study emphasizes the relationships between deformative processes and mineralization evolution in the sense that this evolution appears to be strongly influenced by the size and character of the tectonic structures.

Key words: *Deformative fabrics, Arsenopyrite, Sierra de Gredos, Cáceres.*

Introducción

En un trabajo reciente referido a la metalogenia de un sector del Sistema Central español, Locutura y Tornos (1985) dejan patente la relación entre las diferentes mineralizaciones hercínicas y el ambiente tectónico al que aparecen ligadas.

Es un hecho bien conocido que las zonas de cizalla llevan asociadas diversos tipos de mineralizaciones en conexión con las variadas estructuras generadas en tales ambientes deformativos (Smirnov, 1982). Sin embargo, y para el área que nos

ocupa, son escasos los estudios acerca de aspectos tales como:

– Control estructural detallado de los metalotectos.

– Aplicación de los métodos modernos de análisis de microestructuras, fábricas cristalográficas y cuantificación de la deformación a los elementos tectónicos ligados a la mineralización.

– Establecimiento de la secuencialidad deformativa y de los procesos metalogenéticos y de alteración hidrotermal condicionados por ella.

(*) Dpto de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. 28040 MADRID.

(**) Dpto. de Cristalografía y Mineralogía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense. 28040 MADRID.

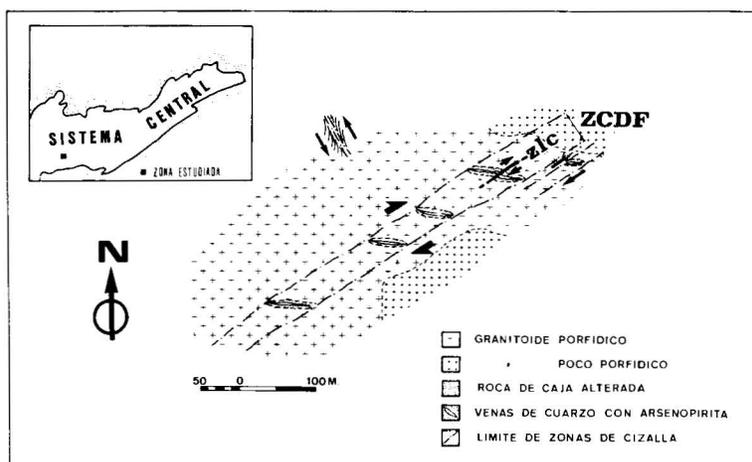


Fig. 1.—Esquema geológico del área estudiada. ZCDF = Zona de cizalla dúctil-frágil; ZLC = Zonas localizadas de cizalla.

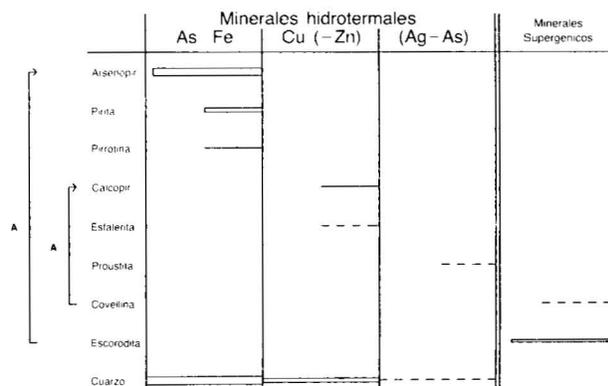


Fig. 2.—Sucesión mineral y asociaciones de las diferentes etapas mineralizadoras. A = Alteración. Entre paréntesis se representan los elementos subordinados en la mineralización.

Estos puntos constituyen precisamente los objetivos del presente trabajo, centrado en la interpretación de una mineralización con arsenopirita predominante situada en una zona de cizalla dúctil-frágil tardi-hercínica del sector centro-occidental del Sistema Central español.

Situación geológica

El área de estudio se sitúa en la parte centro-occidental del Sistema Central, dentro de la zona Centroibérica. Algunos aspectos de la geología de áreas próximas han sido tratados por Ugidos (1974), Odriozola et al. (1981), Doblas et al. (1983) y Ubanell y Doblas (1987). Los tipos rocosos más abundantes son unos granitoides porfídicos de grano grueso a medio que constan de:

– Feldespato potásico en grandes cristales, microclínico, perfitico y con frecuentes mirmequitas en los bordes.

- Cuarzo idiomorfo a subidiomorfo, en mosaicos inequigranulares.
- Plagioclasa subidiomorfa con maclas polisintéticas, fuertemente anubarrada.
- Biotitas con circones, bastante tardías y asociadas a moscovita.

La deformación se concentra en bandas estrechas de comportamiento dúctil, dúctil-frágil o frágil y de edad variada. Durante la deformación tardi-hercínica se generaron corredores de cizalla a lo largo de los cuales y siguiendo las estructuras tensionales, se situaron diques hidrotermales de cuarzo, frecuentemente mineralizados. Uno de dichos corredores aflora en las cercanías de la localidad de Viandar de la Vera (Cáceres), donde en los granitoides más o menos porfídicos se identifica una zona de cizalla dúctil-frágil (ZCDF) de evolución tectónica y mineralógica compleja (Fig. 1). Estas mineralizaciones están probablemente relacionadas genéticamente con las manifestaciones magmáticas ácidas en las que encajan.

Estudio de la mineralización

Se ha realizado mediante microscopía óptica de luz reflejada. Este estudio ha permitido conocer la secuencia metalogenética y la paragénesis de la mineralización, diferenciándose tres etapas hidrotermales mineralizadoras (Fig. 2):

1) La etapa As-Fe representa la de temperatura más alta y es que la que alcanza mayor desarrollo. Se compone fundamentalmente de arsenopirita, estando los granos de este mineral frecuentemente fracturados. Pirita y pirrotina aparecen en cantidades menores, con cristales de tamaño

más pequeño y formados posteriormente a los de arsenopirita. Asociada a estos minerales metálicos se presenta una primera generación de cuarzo.

2) La etapa de temperatura intermedia está escasamente desarrollada y viene representada por la asociación Cu-Zn, aunque con claro predominio del primero sobre el segundo. Por ello, el mineral mayoritario es la calcopirita, que presenta exoluciones de esfalerita en algunos cristales. En las muestras estudiadas no se han encontrado granos de esfalerita aislados. Los minerales de esta etapa no presentan fenómenos de fuerte deformación, y aparecen asociados a una segunda generación de cuarzo.

3) Por último, en algunas de las muestras estudiadas aparecen ocasionalmente pequeños granos de proustita aislados, que representarían la etapa metalogénica hidrotermal de menor temperatura, y cuyo escaso desarrollo, como se discutirá luego, puede estar influenciado por condicionantes tectónicos.

Posteriormente a estas etapas metalogénicas se ha producido la alteración meteórica de la mineralización, que ha provocado el remplazamiento de la arsenopirita por escorodita en los bordes de los granos y en las fracturas originadas en los cristales por la deformación, y de covellina a partir de la alteración de calcopirita.

Asimismo, y en relación con los fenómenos hidrotermales, hay que destacar la intensa caolinización que se observa en las salbandas de los diques y en otras zonas de las mineralizaciones, cuya naturaleza se ha puesto de manifiesto mediante el estudio por difracción de rayos-X, y que se asocia a la primera etapa mineralizadora. La microscopía óptica de luz transmitida ha permitido indentificar la siguiente secuencia de alteración hidrotermal:

Caolinización y silicificación → Cloritización → Sericitización y crecimiento de mica blanca.

Estudio estructural

Mesoestructuras

La orientación de los diferentes elementos medidos en el campo se muestra en la Fig. 3. Esta disposición, junto con el carácter escalonado de las venas mineralizadas (Fig. 1), revela la presencia de una zona de cizalla dúctil-frágil de dirección N50°-60° E y movimiento dextral (ZCDF), conjugada con otras menos desarrolladas, de direcciones cercanas a los N150° E y movimiento senestral. Los tipos deformativos observados y las

relaciones angulares expuestas coinciden con el modelo de zonas de cizalla dúctiles a dúctiles-frágiles propuesto por Ramsay (1980). De acuerdo con dicho modelo el eje principal de acortamiento longitudinal del elipsoide de deformación finita se situaría en una orientación aproximada E-W. Queda patente el control que las grietas de tensión asociadas al movimiento de la ZCDF ejercen sobre el ascenso de los fluidos mineralizantes y sobre la formación de la consiguiente mineralización.

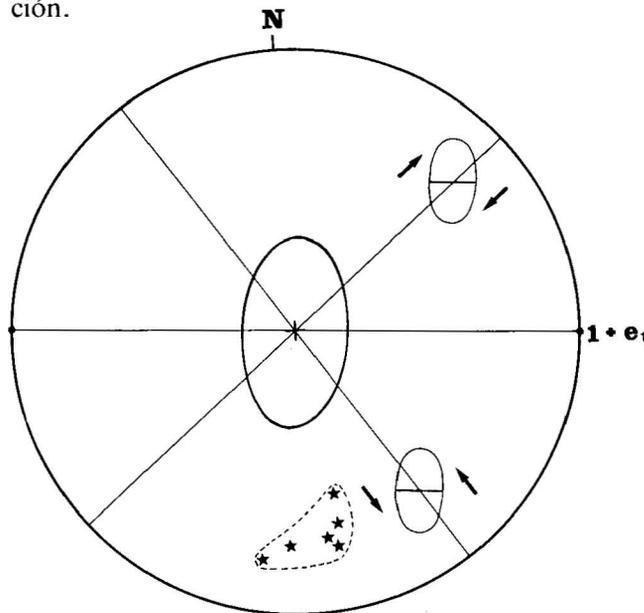


Fig. 3.—Proyección equiangular de los elementos estructurales más importantes a la mesoescala y situación del eje de máximo acortamiento longitudinal finito. Estrellas = Venas de cuarzo con arsenopirita.

El carácter escasamente sigmoidal de venas y diques mineralizados y su alto ángulo (130-135°) respecto a a dirección de cizalla son indicativos del bajo valor de la deformación (Hancock, 1972; Beach, 1975; Ramsay, 1980). La utilización de la Fig. 2.12 de Ramsay y Huber (1983) proporciona un valor de $\gamma=0.4$ para esta etapa. Dada la potencia de la banda afectada (Fig. 1) se puede suponer que el desplazamiento máximo asociado a la ZCDF fue de 20 m paralelamente a la dirección de desplazamiento por cizalla simple.

El proceso deformativo prosiguió con la concentración del movimiento en corredores progresivamente más estrechos que afectaron a las estructuras previamente formadas; son las zonas localizadas de cizalla (ZLC), desarrolladas especialmente sobre las antiguas grietas de la ZCDF. Su potencia es decimétrica a métrica y serían equivalentes a las zonas de cizalla "discretas" defini-

das por Vauchez (1987). Al mismo tiempo, el comportamiento medio de la roca deformada registró un cambio desde los mecanismos dúctiles a los frágiles. Las últimas etapas responden a simples aperturas tensionales resueltas ya únicamente a escala microscópica. El análisis efectuado sobre las ZLC ha revelado una deformación por cizalla de $\gamma=8$. Como se verá más adelante, de este volumen total de movimiento (independiente del calculado para la ZCDF durante la etapa de apertura de las grandes grietas tensionales) tan sólo un porcentaje del 0 al 12% es explicable mediante procesos predominantemente dúctiles y el resto obedece a fracturación frágil y cataclisis, concentrada en planos C de cizallamiento con una lineación de estriación bien marcada.

Microestructuras y fábricas cristalográficas

Se pueden distinguir cuatro dominios microestructurales bien diferenciados:

- a) Roca de caja no deformada.
- b) Roca de caja alterada y fracturada del borde de los diques (ZCDF).
- c) Roca fuertemente deformada (ZLC).
- d) Microestructuras en el cuarzo y minerales metálicos de los diques (ZCDF).

a) Roca de caja no deformada

Anteriormente ya se ha descrito su composición. En lo que se refiere a fábricas deformativas, biotitas y moscovitas pueden aparecer dobladas raramente. El cuarzo forma mosaicos inequigranulares con bordes de grano muy irregulares y serrados. Posee extinción ondulante y escasos bordes de subgrano prismáticos. Interiormente se encuentran cristales aciculares de rutilo, sin orientación preferente dentro de un mismo grano ni de un grano a otro.

b) Roca de caja alterada y fracturada del borde de los diques

Lo más característico de este dominio son las microestructuras visibles en los cristales de cuarzo, ya que el resto consiste en un agregado micro o criptocristalino de cuarzo, caolinita, sílice amorfa recristalizada, clorita y mica blanca, pseudomorfizando antiguos granos de feldespato. Cuando la mica forma cristales de apreciable tamaño, se pueden encontrar "kinks", fracturas y abundantes fenómenos de doblamiento (Fig. 4a).

El cuarzo constituye un mosaico inequigranular con bordes de subgrano que, cuando aparecen,

son de orientaciones y formas muy diversas. Llegan a identificarse formas ígneas constituidas por mosaicos de cuatro o cinco granos. También se encuentran agujas de rutilo no orientadas y trenes de inclusiones fluidas de cuyas características y significado se hablará en posteriores apartados. Lo expuesto hasta ahora hace pensar en un predominio de los procesos de recristalización sobre la recuperación, pero sin llegarse a un crecimiento exagerado de los granos. Es común encontrar superpuestos a estas microestructuras "kinks" que se manifiestan como dominios de un antiguo cristal cuyos ejes cristalográficos se desvían sistemáticamente de otros dominios de ese mismo cristal (Kruhl, 1986). Como se verá, esta situación queda bien reflejada en las fábricas de ejes [c] del cuarzo e indica la actuación de procesos dinámicos posteriores a la recristalización que originó los mosaicos.

c) Roca fuertemente deformada

La descripción microscópica de las rocas incluidas en las ZLC debe dividirse en dos áreas de características bien diferenciadas:

Área I. Caracterizada por el desarrollo penetrativo de una esquistosidad definida por:

- Orientación de fenocristales de feldespato y sus colas de presión.
- Formas elipsoidales y cintas (ribbons) de cuarzo (Fig. 4 b).
- Dominios de elementos planares (clorita, mica blanca).
- Zonas de fuerte alteración de los feldespatos.

El eje mayor de estos elementos dibuja una lineación de estiramiento incluida en el plano de esquistosidad.

Los elipsoides y cintas de cuarzo están constituidos por granos equidimensionales de bordes irregulares y escasa deformación interna: bordes de subgrano rectos, ligera extinción ondulante. En la matriz, el cuarzo aparece como pequeños cristales poco deformados incluidos en la pasta de alteración, o bien como cristales inequidimensionales en las sombras de presión de los feldespatos, con bordes muy irregulares, fuerte extinción ondulante y bordes de subgrano de orientación prismática que limitan subgranos rectangulares de diámetro medio similar al de muchos granos recristalizados (Fig. 4c). Las agujas de rutilo, abundantes en las cintas, se orientan paralelamente a la lineación de estiramiento, llegando a romperse cuando su orientación inicial era cercana a dicha dirección.

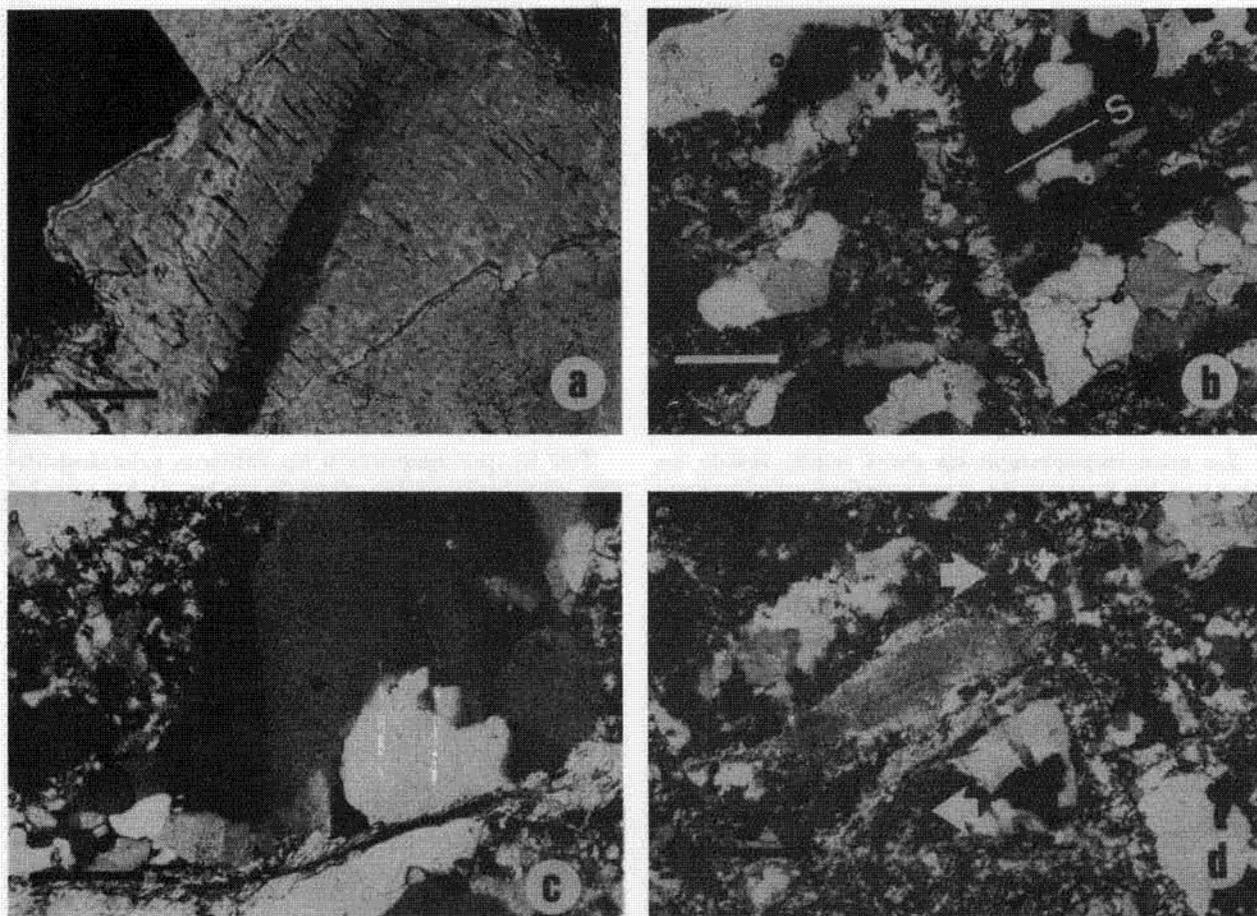


Fig. 4.—Diferentes tipos de microestructuras que afectan a las rocas deformadas. a: Fenómenos de kinkado en mica blanca; barra de escala = 0.1 mm. b: Cintas de cuarzo paralelas a la esquistosidad (S) compuestas por mosaicos equigranulares. Aparecen cortadas por fracturas sin desplazamiento lateral aparente y con pequeños cuarzos recrystalizados en su interior; barra de escala = 0.5 mm. c: Bordes de subgrano de orientación prismática, delimitando subgranos rectangulares; barra de escala = 0.2 mm. d: "Mica fish" afectando a una mica blanca crecida en el área II. El borde de dicho dominio es paralelo al eje mayor de la fotografía, definiéndose así un sentido dextral de cizallamiento.

El feldespato no muestra señales de deformación dúctil y sus microestructuras son típicamente de fracturación y separación de fragmentos. Las colas de presión no son indicativas de un sentido definido de cizalla, aunque localmente, sobre todo en la cercanía de los planos de filosilicatos, aparecen micropliegues en la mesostasia y dominios de arrastre por fracturación del cristal que son congruentes con el sentido de la cizalla deducido de las mesoestructuras. Su alteración mimetiza en algunas ocasiones las estructuras deformativas previas y, en otras, presenta un aspecto desorganizado y estirado, confundiendo con la matriz.

La clorita se dispone paralelamente a los planos de esquistosidad y llega a asociarse a formas indicativas de movimientos rotacionales, originando agregados que recuerdan los "mica fish" y

cuya asimetría es compatible con el sentido de cizallamiento deducido a otras escalas. Es común la sustitución de clorita por mica blanca a lo largo de la esquistosidad. Esta última también se dispone según planos oblicuos junto con un cuarzo de grano muy fino, planos que a menudo enlazan con las bandas esquistosas.

Área II. Se trata de dominios paralelos al borde de las ZLC y que consisten en brechas tectónicas con una matriz de cuarzo y mica blanca débilmente orientada de acuerdo con estos dominios y que empasta fragmentos arrancados del área I. Su límite con el área I es neto y por fractura. Representa por tanto niveles C de cizallamiento que se caracterizan por el crecimiento de grandes cristales de mica blanca doblados y kinkados o con típica morfología de "mica fish", compatible con el movimiento dextral (Fig. 4 d). Su relación an-

gular respecto al área I y el sentido de cizallamiento deducible de sus microestructuras indican una continuidad en cuanto a la trayectoria de la deformación progresiva, sin cambio apreciable en la posición de los ejes incrementales.

Ambas áreas están recorridas por fracturas que no desplazan lateralmente los granos o agregados de granos y que están rellenas por mica blanca y cuarzo (Fig. 4 b). Estas fracturas se acompañan por trenes de inclusiones fluidas.

d) Microestructuras en el cuarzo y minerales metálicos de los diques (ZCDF)

La gran importancia de estas zonas reside en que son los lugares de emplazamiento del grueso de la mineralización y en que muestran las señales de actuación de todas las etapas deformativas, a pesar de que estas muestras no corresponden a las situadas sobre la ZLC. El dominio casi exclusivo del cuarzo explica en buena medida este hecho.

Las microestructuras más penetrativas que afectan a los minerales metálicos (arsenopirita, pirita y pirrotina, sobre todo) son fracturas subparalelas, anastomosadas y rellenas por cuarzo fibroso no deformado y rico en inclusiones sólidas, que conforma un auténtico crecimiento antitaxial en el sentido de Durney y Ramsay (1973). En el centro de algunas grietas o formando pozos laterales se encuentran cuarzos más limpios junto con cristales euhedrales de turmalina.

Estas fracturas se continúan a través de los grandes cristales de cuarzo equidimensionales que rodean la mineralización. Dicha continuidad puede establecerse mediante diversos tipos de microestructuras:

- Microfracturas de bordes netos con desorientación de la red cristalográfica del cuarzo.
- Zonas de planos de inclusiones fluidas, asociadas o no a las microfracturas y paralelas a ellas (Fig. 5 a).
- Microfracturas netas con recristalización de cuarzos prismáticos.
- Bandas de deformación limitadas por micas blancas paralelas al borde de las mismas y rellenas por cuarzo equidimensional no orientado ópticamente. Un ejemplo particularmente claro de dichas bandas demuestra que los desplazamientos que las caracteriza, predominantemente paralelos a su borde, sufren modificaciones locales en el espacio, como consecuencia de la aparición de obstáculos a su movimiento, así como en el tiempo, de modo que planos de inclusiones fluidas que conllevan desorientación óptica son desplazados

por microzonas de cizalla o por otros trenes de inclusiones de posición ligeramente diferente pero con el mismo significado (Fig. 5 b).

Todas estas microestructuras se superponen a microfábricas anteriores, tales como:

- Bordes de grano irregulares.
- Extinción ondulante y bandas de deformación.
- Bordes de subgrano prismáticos, subgranos rectangulares y granos recristalizados, resultado de la desorientación de los subgranos.

Fábricas cristalográficas

Por lo que respecta a las fábricas cristalográficas, el estudio se ha centrado en las de los ejes [c] del cuarzo, cuya bibliografía es abundantísima, especialmente en los aspectos de orientación preferentes relacionadas con la deformación. Entre los trabajos recientes cabe señalar los que utilizan modelos teóricos de simulación con resultados satisfactorios en su comparación con las fábricas naturales. Así, por ejemplo, pueden mencionarse los estudios de Lister y Price (1978), Lister et al. (1978), Lister y Hobbs (1980) y Bouchez et al. (1983) que aplican el modelo de Taylor-Bishop-Hill, o el de Etchecopar (1977) que desarrolla modelos bidimensionales de deslizamiento sencillo. Como consecuencia, actualmente se conoce que los diversos patrones de orientación varían de acuerdo con:

- Distribución de las orientaciones iniciales.
- Condiciones metamórficas y sistemas de deslizamiento activos.
- Trayectorias deformativas y últimos estadios de la deformación.

Teniendo en cuenta estos factores, es teóricamente posible obtener el sentido de cizallamiento en una fábrica perteneciente a una deformación no coaxial, por cuanto los máximos y coronas resultantes permanecen fijos con respecto a los ejes cinemáticos de la deformación. Los trabajos de Carreras et al. (1977), Casas (1982) y Carreras y García Celma (1982), entre otros, no coinciden con la afirmación anterior, apuntando más bien a que la configuración se mantendría fija respecto a los ejes dinámicos de la deformación y girando con respecto al plano de la zona de cizalla.

Por otra parte, son escasos los estudios en que se han obtenido diagramas de fábricas cristalográficas en grietas de tensión, trabajo que se ha abordado en la presente investigación. Las observaciones se han realizado a partir de láminas delgadas cortadas perpendicularmente a S y paralelamente a la dirección de movimiento en el caso

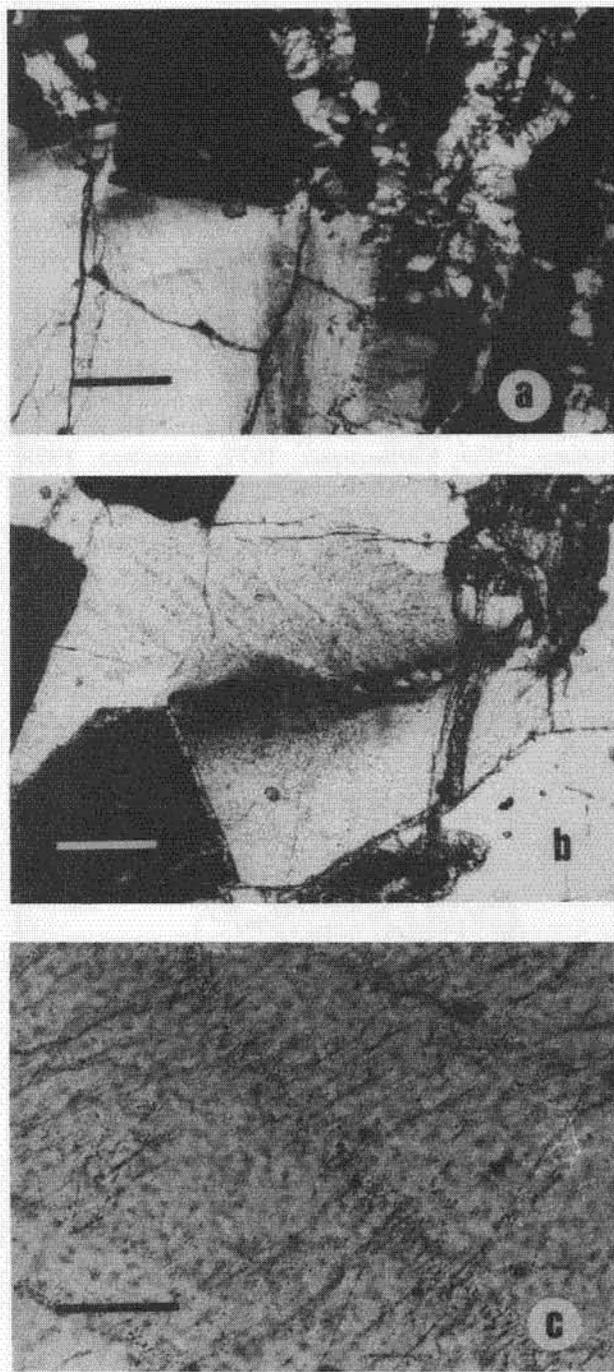


Fig. 5.—Tipos de planos de inclusiones fluidas y microestructuras asociadas. a: Fracturación afectando a los minerales metálicos y continuando como bandas de inclusiones fluidas en los grandes cristales de cuarzo; barra de escala = 0.5 mm. b: Microzona de deformación heterogénea, definida por la desorientación de la red del cuarzo y por la desviación de planos de inclusiones, en el extremo de una microfalla, como consecuencia de la influencia de obstáculos a su movimiento (en este caso, un cristal de arsenopirita —ángulo inferior izquierdo—); barra de escala = 0.2 mm. c: Planos de inclusiones fluidas de los tipos 2.1 y 2.2.; barra de escala = 0.1 mm.

de las muestras de la ZLC y perpendicularmente a las estructuras planares mejor visibles a la meoescala en el caso de aquellas muestras sin otros marcadores disponibles. Se han utilizado los métodos convencionales de medida en platina universal y los resultados obtenidos se exponen de acuerdo con los dominios microestructurales y, dentro de ellos, con las microestructuras a las que se refieren.

Roca de caja no deformada (a) y roca de caja alterada y fracturada del borde de los diques (ZCDF) (b).

En ambos casos se trata de fábricas con máximos distribuidos al azar y debidos a grandes cristales recrystalizados que abarcan buena parte de la lámina. No obstante, pueden verse algunas diferencias entre la roca sin transformar (Fig. 6) y la alterada (Fig. 7). En el último caso, y en relación directa con el mayor grado de deformación mostrado en las microestructuras, pueden observarse varios máximos simétricos y separados en-

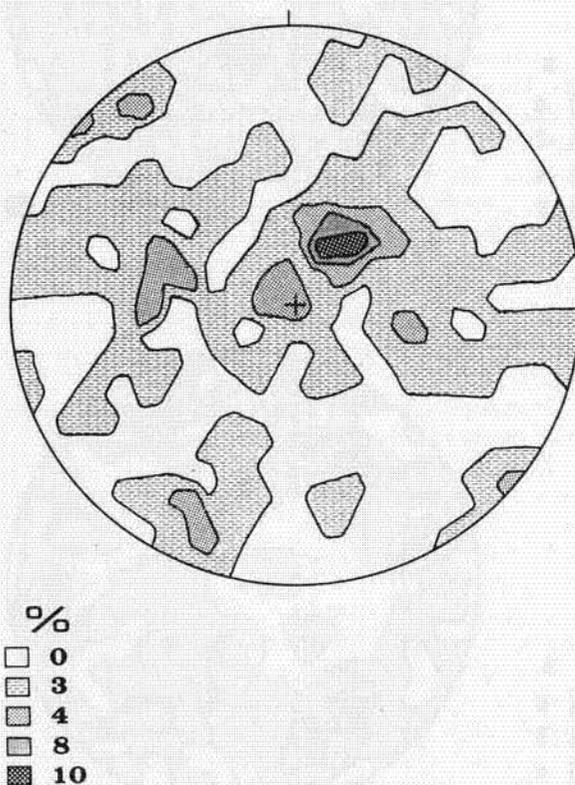


Fig. 6.—Diagrama de densidad de polos de ejes [c] de cuarzo para la roca de caja no alterada (73 polos). Los intervalos de esta figura y de las siguientes se dan en tantos por ciento por unidad de área.

tre sí 25° y 40° que, dado el carácter sistemático y completo del método de medida corresponden a granos recristalizados (leve desorientación, dispersión, máximo moderado) y posteriormente kinkados (división del máximo). La observación microestructural coincide con esta afirmación, en conformidad también con el efecto propuesto por Kruhl (1986), si bien en su caso la recristalización es dedida a efectos térmicos posteriores a la formación de los kinks.

Roca fuertemente deformada (ZLC) (c).

Área I. Debido al carácter frágil de la deformación en el área II, se ha limitado el estudio al área I cuyo comportamiento, a juzgar por las mi-

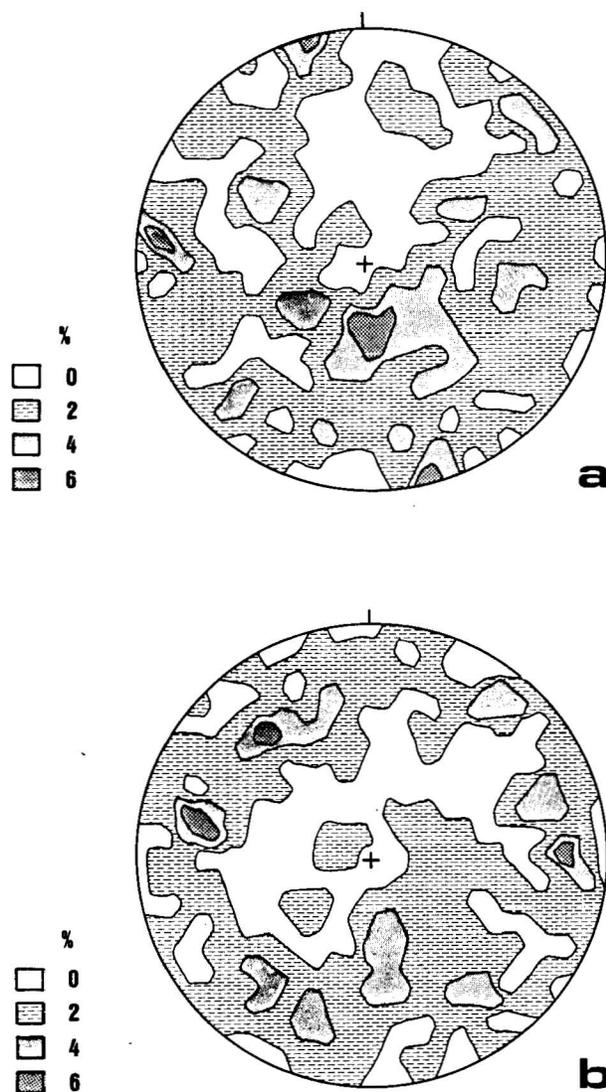


Fig. 7.—Diagramas de densidad de polos de ejes [c] de cuarzo para dos muestras de la roca de caja alterada (a: 114 polos; b: 99 polos).

croestructuras observadas, puede acercarse a los mecanismos propuestos en la bibliografía como generadores de orientación preferente. Los resultados se muestran en la Fig. 8.

La Fig. 6 y la Fig. 7 son demostrativas de que las fábricas iniciales no eran completamente aleatorias, sino con ciertos máximos de recristalización que han debido influir en el resultado final (p. ej., Fig. 8 b), dado el estrecho margen deformativo de génesis de nueva fábrica.

En lo que respecta a los sistemas de deslizamiento, hay pruebas de que debió predominar el movimiento a lo largo de planos basales y quizá según direcciones <a>, dada la presencia casi única de bordes de subgrano prismáticos (Bouchez y Pecher, 1976; Etchecopar, 1977; Bouchez, 1978; Mainprice et al., 1986, entre otros) y su asociación a microestructuras que indican heterogeneidad deformativa: bandas de deformación, kinks, etc. (Lister et al., 1978; Bouchez et al., 1983).

La trayectoria de la deformación, como se ha visto, es compleja pero, para estas áreas, hay que suponer un primer episodio de aplastamiento seguido de un breve período de cizallamiento simple dúctil (bandas de clorita y mica blanca). Es

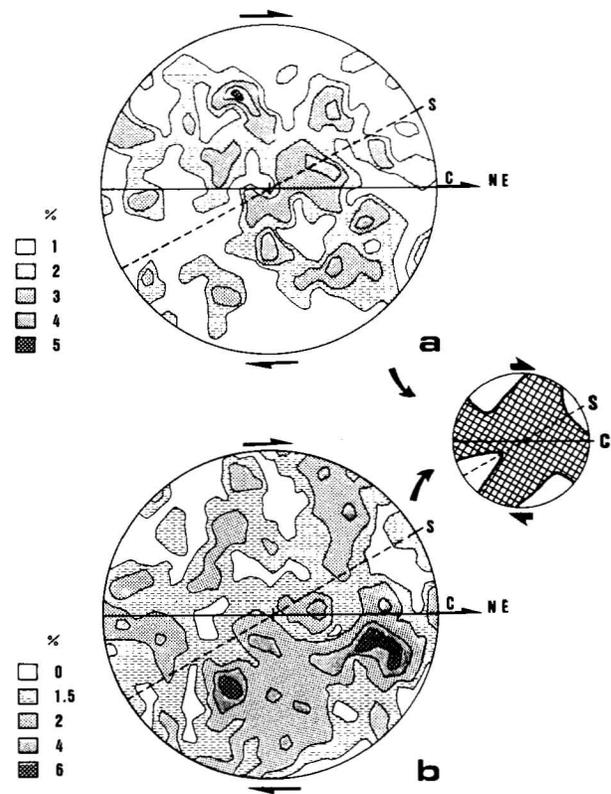


Fig. 8.—Diagramas de densidad de polos de ejes [c] del cuarzo para muestras orientadas de la ZLC (a: 138 polos; b: 226 polos).

de esperar que la fábrica reflejará sobre todo este último episodio, aunque no los posteriores con predominio de los mecanismos de microfracturación. En la Fig. 8 se observa que los máximos tienden a agruparse en coronas cruzadas, anchas, que dejan entre sí zonas irregulares de muy baja concentración de polos. No se definen máximos según Y ni siquiera en las cercanías del plano XZ del elipsoide de deformación finita. Las figuras son asimétricas tanto respecto a los ejes cinemáticos como a los dinámicos y este hecho remarca su fuerte parecido con las predicciones teóricas de Lister y Price (1978) para el caso de una cuarcita con actuación principal del sistema (0001) $\langle a \rangle$ y para una deformación finita por cizalla de $\gamma=0.6-1$. Dicha comparación indica una cizalla dextral compatible con las observaciones meso y microes-

tructurales, si bien este es un dato que debe tomarse con reservas, por el bajo grado de orientación preferente consecuencia del escaso valor de la deformación por cizalla simple dúctil (se supone que las fábricas comienzan a estas bien marcadas para $\gamma=2$; los estudios experimentales en hielo muestran fábricas simétricas, incluso bajo deformación no coaxial, para valores de γ inferiores a 1, según Bouchez et al., 1983).

Fracturas oblicuas a las dos áreas microestructurales. Los diagramas de los cuarzos de hábito fibroso cristalizados a lo largo de estas grietas se disponen en cuatro máximos principales, distribuidos en el plano perpendicular a la grieta más cercano al plano XZ del elipsoide de deformación finita (Fig. 9):

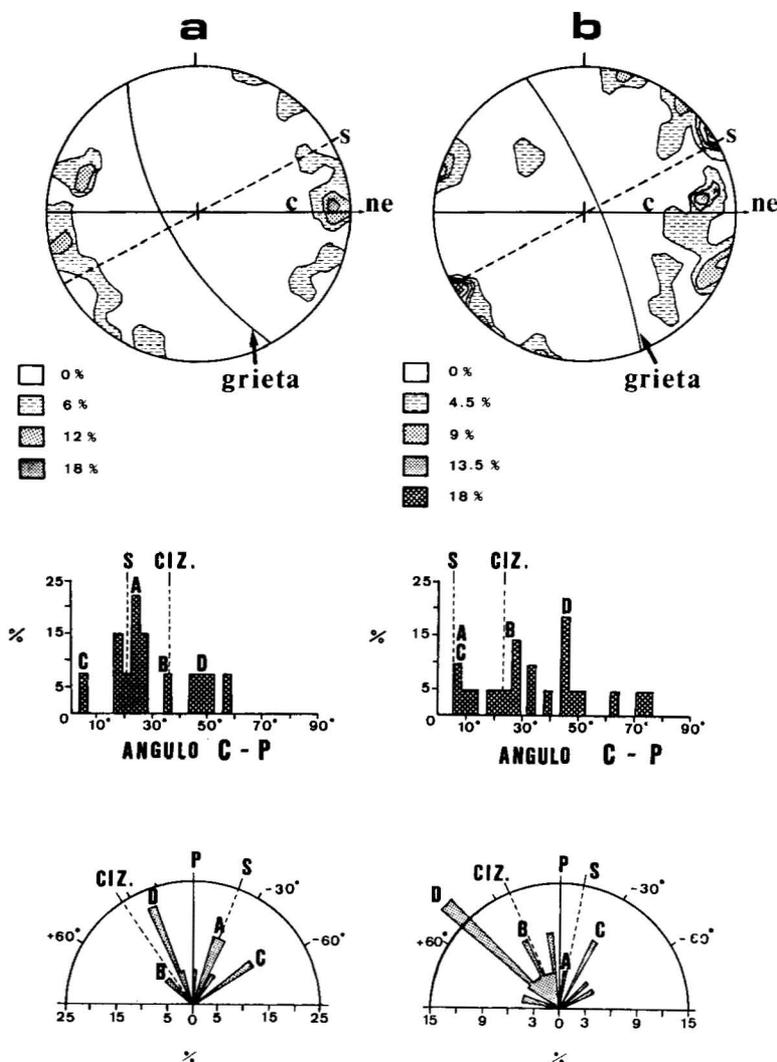


Fig. 9.—Diagrama de densidad de polos de ejes [c] de cuarzos prismáticos cristalizados en dos grietas de tensión de la ZLC (a: 14 polos; b: 22 polos) e histogramas de frecuencia y diagramas en rosa de los ejes [c] de cuarzo respecto a su ángulo con el polo de la pared (P) y respecto a los marcadores de la deformación, correspondientes a las grietas de las figuras 6 a y 6 b, respectivamente.

- A y B son cercanos respectivamente al eje de máxima elongación longitudinal finita y al eje cinemático contenido en el plano de cizalla.

- C y D son oblicuos respecto a los marcadores anteriores y su grado de desarrollo es variable.

El estudio microestructural mostró el carácter tardío de estas grietas en relación con la esquistosidad y las bandas C, así como su naturaleza tensional. Por ello, los máximos principales (A y B) son cercanos a los elementos deformativos de etapas anteriores, pero no coincidentes. Los máximos C y D pueden tener otras explicaciones:

- Trozos de granos arrancados de la pared.
- Trozos recristalizados de la matriz de alteración.
- Irregularidades en la orientación de la grieta.
- Abanicos en el crecimiento fibroso del cuarzo.

Cuarzo de los diques de la ZCDF (d).

Grandes cuarzos recristalizados. Presentan diagramas de ejes [c] aleatorios, con máximos dispersos como consecuencia del predominio de los procesos de recristalización sobre los de movimiento.

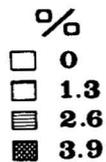
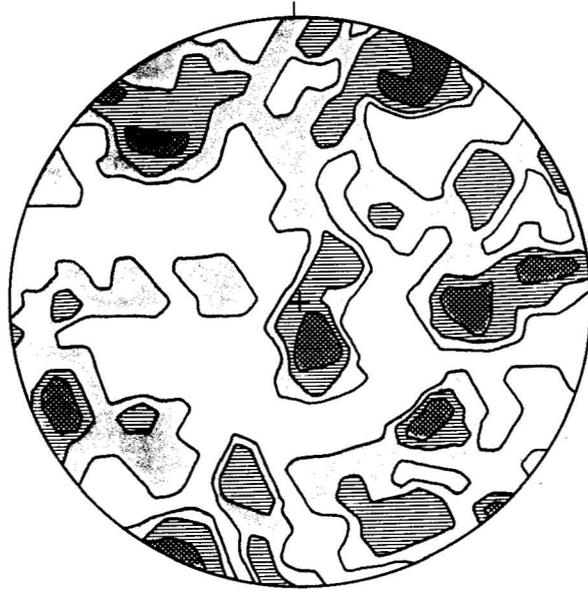


Fig. 10.—Diagrama de densidad de polos de ejes [c] de los grandes cuarzos recristalizados de las grietas mineralizadas (76 polos).

miento de sistemas de deslizamiento creadores de orientación preferente (Fig. 10).

Cuarzos de hábito fibroso antitaxiales de las fracturas en los minerales metálicos. Las medidas efectuadas muestran que los cristales crecen paralelamente a la pared de la grieta o ligeramente oblicuos a ella (Fig. 11). La combinación de esta observación con los datos microestructurales permite deducir que el eje de máxima extensión longitudinal finita está situado dentro o a un bajo ángulo de las grietas, es decir, que no corresponden a grietas de tensión sino a microfallas. Son de notar también los máximos cercanos al polo de la fractura y que coinciden con los granos situados en el centro de las mismas, asociados a la turmalina y crecidos en un ambiente tensional similar al de las grietas de la ZLC (Fig. 9).

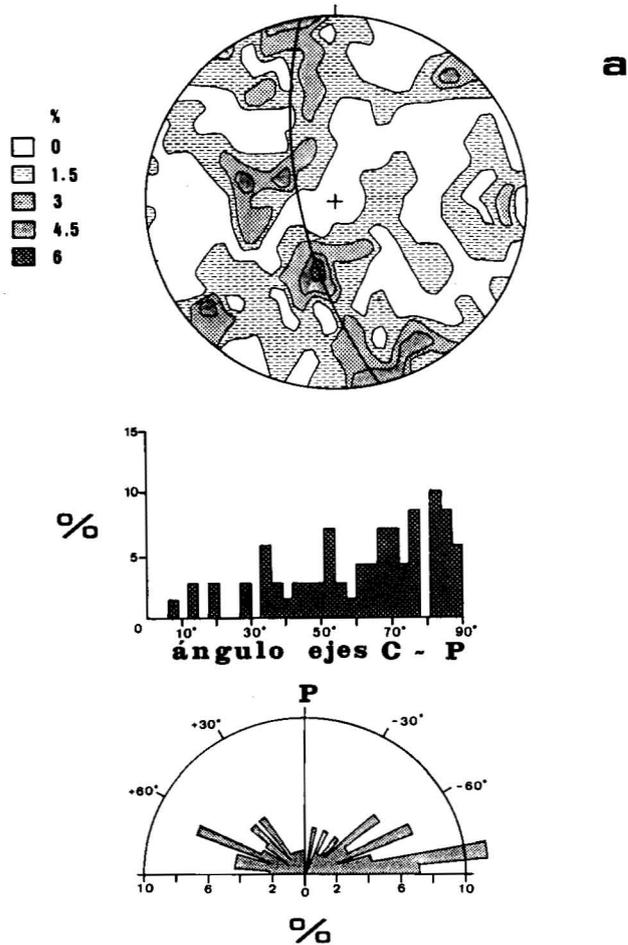


Fig. 11.—Diagramas de densidad de polos de ejes [c] del cuarzo para tres fracturas de las grietas de la ZCDF (a: 70 polos; b: 43 polos; c: 31 polos). Histogramas de frecuencia de ejes [c] de cuarzo respecto al polo de las fracturas (P) y diagramas en rosa correspondientes.

Hay que decir que aunque los diagramas obtenidos son similares a los de los modelos de extensión axial de Lister et al. (1978) y Lister y Hobbs (1980), dichos modelos no son aplicables a este caso por partir de la base de que la fábrica se genera por movimiento de dislocaciones y no por simple crecimiento de granos.

Planos de inclusiones fluidas secundarias

Se encuentran bien representados en todos los dominios microestructurales deformados. Se distinguen dos grupos de significado estructural diferente (Fig. 12):

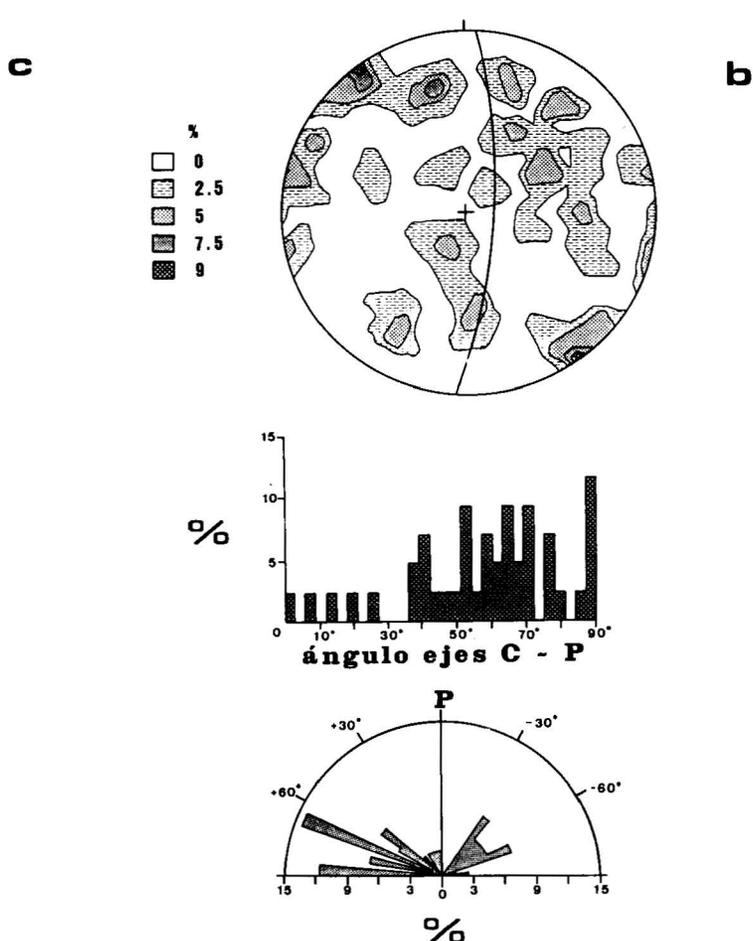
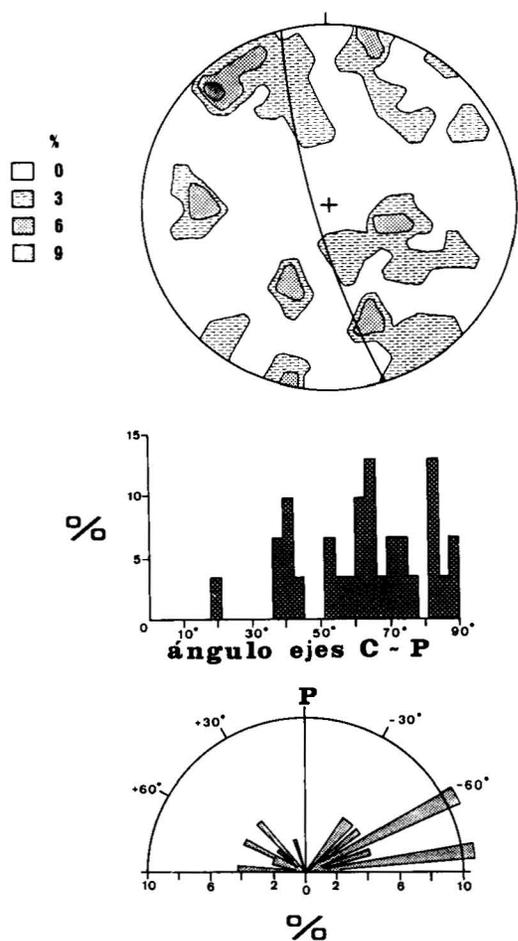
Grupo 1: Caracterizado por dos máximos, produce desviaciones significativas (de hasta 10°) en la red del cuarzo (Fig. 5 a y Fig. 13 a).

Grupo 2: Simétrico respecto a los máximos del anterior, no desvía la red del cuarzo y es ligeramente tardío, llegando a atravesar los planos del grupo 1. Corresponde a grietas tensionales (Tuttle, 1949) (Fig. 5 c).

De la comparación de las figuras 8 y 12 se puede decir que el cuarzo se comportó como una sustancia isótropa ante la fracturación, no existiendo un condicionamiento espacial de la misma por parte de la orientación cristalográfica del mineral, en concordancia con los datos de Tuttle (1949) y Kowallis et al. (1987).

Para la ZLC ambos grupos de planos de inclusiones guardan relación con los ejes de la deformación y apoyan el sentido de movimiento dextral ya indicado.

En las rocas alteradas y deformadas sólo se encuentran planos del grupo 2 ("bubble planes" en



el sentido de Kowallis et al., 1987, o “lamelas de Tuttle”, según Hobbs et al., 1976), que se pueden dividir a su vez en dos tipos, de acuerdo con la disposición de las inclusiones en cada uno:

Tipo 2.1. Disposiciones aleatorias de densidad variable que dibujan bandas de límites difusos e irregulares. En general son intragranulares, de estructura interna aleatoria y orientación muy constante (Kowallis et al., 1987).

Tipo 2.2. Planos definidos por líneas de inclusiones dispuestas paralelamente entre sí y compuestas por inclusiones alargadas según el eje mayor de cada segmento. Estructura en “bandas superpuestas”. Formas simples del tipo 2.1. suelen constituir las “bandas superpuestas” del tipo 2.2., que corrientemente se anastomosan o forman sistemas conjugados claramente intergranulares (Lespinasse y Pecher, 1986; Lespinasse, 1987) (Fig. 5 c). La explicación de tales sistemas es difícil, aunque pensamos que puede tratarse de pequeñas grietas de tensión asociadas a bandas paralelas a planos de máximo acortamiento finito (quizás con pérdida contemporánea de volumen, canalizándose los fluidos resultantes a través de las grietas formadas). El haber encontrado estructuras estilolíticas intragranulares ocasionales, paralelas a estos sistemas apoya dicha interpretación.

En los diques de cuarzo con arsenopirita de la ZCDF, están bien representados ambos grupos. Las microfallas que afectan a los minerales metálicos pueden continuarse en el cuarzo mediante bandas de trenes de inclusiones fluidas del grupo 1 asociadas a planos netos de fractura.

En estas rocas, al igual que en las de la ZLC, los planos del grupo 1 son rectos y de densidad de inclusiones constante. Frecuentemente son atravesados por inclusiones del grupo 2.

Aparte de su relación de continuidad con las microfallas hay otra serie de pruebas que permiten asegurar el carácter no meramente tensional de las microestructuras que generan estos planos del grupo 1:

- La extinción del cuarzo a un lado y otro de la banda de inclusiones fluidas y en el centro de la misma. Para una grieta tensional habría que esperar extinciones diferentes a ambos lados (Fig. 13 a y b).

- Desvían planos anteriores.

- En una situación puramente tensional los bordes de grano atravesados deberían comportarse pasivamente. Por el contrario, allí donde los trenes del grupo 1 atraviesan un borde de grano, éste presenta fuertes síntomas de remodelización y desplazamiento (Fig. 13), tales como:

- Recristalización de pequeños granos.

- Escalones y grietas secundarias.
- Aparición de subgranos.
- Leves aperturas y desplazamientos diferenciales.

Los bordes de grano dividen dominios de orientación cristalográfica diferente y representan zonas de gran densidad de defectos cristalinos. La respuesta a un lado y otro del borde va a ser muy diferente para el caso de un microcizallamiento, por lo que los bordes del grano constituyen heterogeneidades de primer orden, absorbiendo buena parte de dicha cizalla. Todos estos datos son contrarios a los argumentos utilizados por Kowallis et al. (1987) para demostrar el carácter tensional de los “bubble planes”.

Se concluye, por lo tanto, que las observaciones de Lespinasse (1987) sobre la utilidad de los planos de inclusiones fluidas como marcadores para reconstruir trayectorias de direcciones de extensión y campos de paleoesfuerzos deben ser tomadas con precaución, puesto que no siempre se forman como grietas tensionales y no siempre

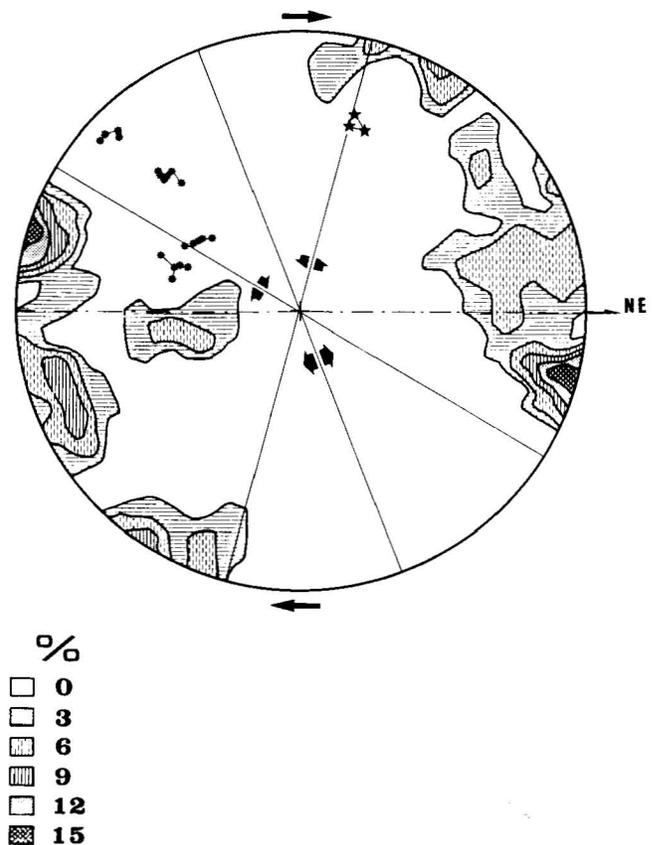


Fig. 12.—Diagramas de densidad de polos de planos de inclusiones fluidas para una muestra de la ZLC (43 polos). Símbolos: Polos de ejes [c] de cuarzo mostrando las desorientaciones producidas en la red de algunos granos de cuarzo atravesados por los trenes de inclusiones.

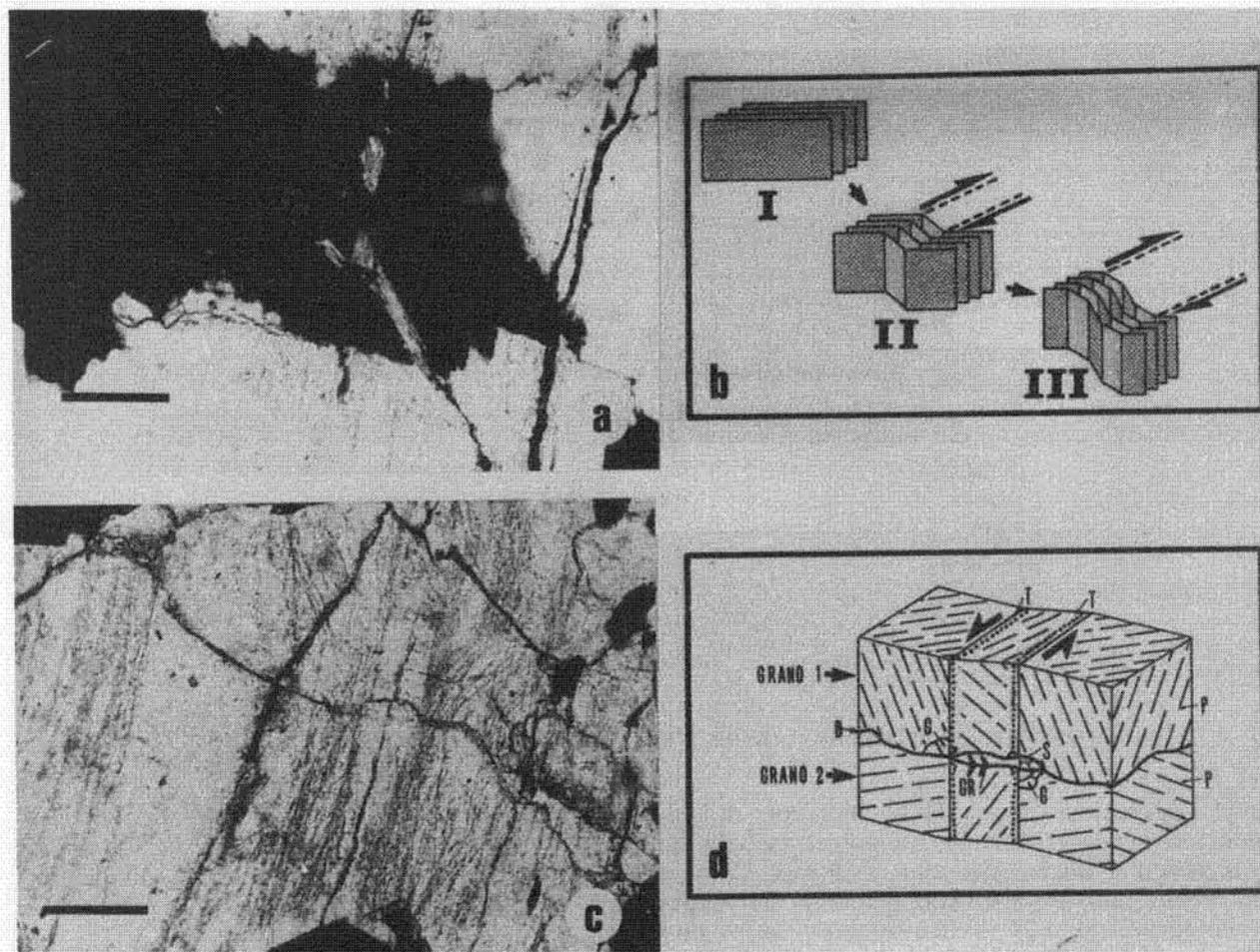


Fig. 13.—Modificaciones producidas en el cuarzo por las microestructuras asociadas a los planos de inclusiones fluidas del grupo 1. a: Patrón de reorientación de la red de un cuarzo atravesado por planos de inclusiones fluidas del grupo 1. Obsérvese asimismo la modificación en la posición de los bordes de grano producida por la microestructura; barra de escala = 0.2 mm. b: Esquema interpretativo de la Fig. 12 a. Se representan los planos basales del cuarzo. La intensidad de la trama indica el mayor o menor grado de extinción de la red. c: Modificación de la posición de un borde de grano por una zona de fractura jalonada por planos de inclusiones fluidas; barra de escala = 0.2 mm. d: Principales tipos de microestructuras asociadas a un borde de grano removilizado por una microcizalla intercrystalina. GR = Grietas; S = Subgranos; P = Planos basales de cuarzo; G = Nuevos granos recrystalizados; T = Planos de inclusiones fluidas del grupo 1.

atraviesan los granos minerales sin perturbar su continuidad mecánica. Es necesario demostrar previamente que se trata de planos como los del grupo 2 aquí definidos o de "bubble planes" como los descritos por Kowallis et al. (op. cit.), lo que no parece tan evidente para todos los ambientes tectónicos.

Discusión

El conjunto de datos expuesto en los apartados anteriores se resume en el cuadro evolutivo de la Fig. 14. En dicho cuadro se representa una secuencia de deformación que lleva asociada gran

multiplicidad de procesos, entre los que se encuentran los propios de la mineralización. La historia de la zona de cizalla dúctil-frágil controla la vía de acceso y los lugares de emplazamiento de los fluidos mineralizantes.

A este respecto la discusión debe centrarse en tres temas de especial importancia:

1) Existencia de algún rasgo especial de la paragénesis mineral que pueda ser explicado por la Fig. 14.

En efecto, lo más característico de la secuencia metalogénica es el escaso desarrollo de las etapas de temperatura intermedia y baja. Por otro

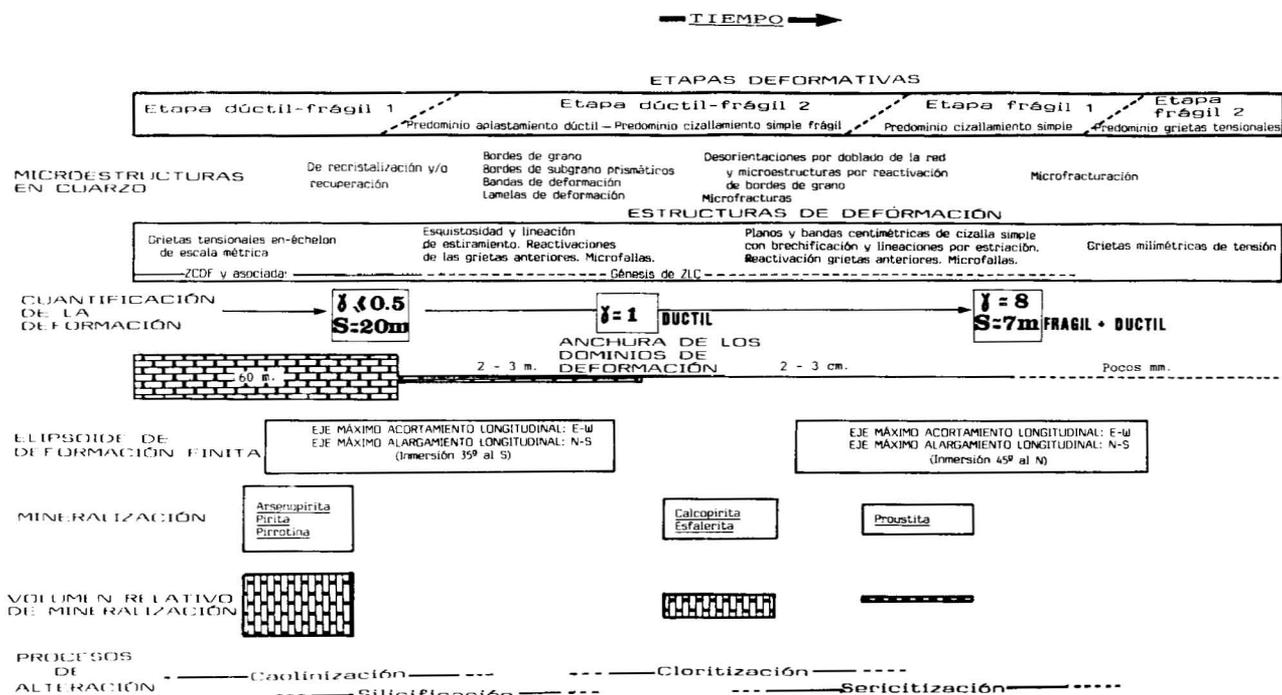


Fig. 14.—Esquema evolutivo estructural y metalogénico de las mineralizaciones estudiadas.

lado, la deformación se resuelve mediante desplazamientos progresivamente menores a lo largo de estructuras y microestructuras más localizadas y de menor tamaño. En otras palabras, las etapas metalogénicas más tardías tuvieron serios problemas de hallar caminos de ascenso y emplazamiento, viendo restringido, por tanto, su desarrollo frente a las primeras asociaciones, ubicadas en las anchas grietas tensionales de la ZCDF.

2) Situación de estos procesos en el marco deformativo y de mineralizaciones del Sistema Central.

Locutura y Tornos (1985) han presentado una visión de conjunto de la metalogénica del Sistema Central, aunque no incluyen en ella este área de estudio. No obstante, hay una serie de supuestos que han podido ser comprobados aquí. Así, es cierto que los diferentes tipos de alteración hidrotermal y de etapas metalogénicas indican historias tectónicas complejas en las mineralizaciones con arsenopirita predominante y que aparecen en filones discontinuos a favor de la dirección de cizalla NE-SW, aunque, en este caso, según grietas de tensión E-W.

Es más discutible, sin embargo, la extensión a esta zona de la comprensión N-S para explicar las cizallas identificadas. Los datos recientes (Ubanell y Doblás, 1987) tienden a englobarlas más bien dentro de un episodio tardi-hercínico muy pre-

coz, con componente de compresión principal E-W y que evolucionaría, para las fallas N50-60° E, desde desgarres dextrales hasta fallas dextral-normales, bajo un régimen de deformación dúctil-frágil.

3) Explicación del comportamiento especialmente frágil de los minerales metálicos frente a la ductilidad del cuarzo durante buena parte de la historia deformativa.

Este es un problema más temático que los anteriores. Las estructuras de microfalloso definidas aquí para los minerales metálicos son raramente citadas, pues si bien Frater (1985) describe zonas estrechas, irregulares y anastomosadas, explica que se trata claramente de fracturas tensionales perpendiculares a áreas de fuerte aplastamiento.

En el cuarzo, por su parte, ha quedado bien demostrada la influencia de los fluidos, y especialmente del H₂O (en alguna forma aún no conocida) en el debilitamiento y descenso de la resistencia de la red, favoreciéndose así el comportamiento plástico en condiciones de presión y temperatura en teoría inferiores a las necesarias para alcanzar dicho estadio. Es el denominado "debilitamiento hidrolítico" (Griggs, 1967; Blacic y Christie, 1984; Hobbs, 1984; Kronenberg et al., 1986). Los experimentos recientes demuestran que los medios hidrotermales son vías muy favo-

rables para la difusión en el cuarzo de muy diversos tipos de defectos que rebajarían la resistencia de este mineral (Dennis, 1984; Etheridge et al., 1984; Kronenberg et al., 1986; entre otros). En este trabajo se ha descrito un ejemplo notable de actuación de los procesos de reblandecimiento en el cuarzo como resultado de las condiciones hidrotermales, reguladas a su vez por las tectónicas. La disminución, en fin, de los procesos hidrotermales en función de la evolución deformativa, favoreció a su vez el progresivo tránsito dúctil-frágil.

Se necesitarían estudios muy detallados de cuantificación de las condiciones de presión y temperatura durante la deformación y de análisis de las inclusiones fluidas con el fin de poder calibrar y cuantificar la influencia del debilitamiento hidrolítico del cuarzo en la génesis de las estructuras cercanas a los canales de fluidos hidrotermales aquí descritos.

Conclusiones

A partir de los datos discutidos a lo largo del trabajo, es posible establecer la influencia de los fenómenos tectónicos sobre el desarrollo de la mineralización.

Se han distinguido cuatro etapas deformativas principales, cuya naturaleza condiciona el mayor o menor desarrollo de las sucesivas asociaciones minerales.

Estas etapas responden a una misma fase de deformación progresiva con eje principal de acortamiento horizontal y de dirección E-W. El eje de máxima extensión longitudinal finita se situaría en una dirección N-S, con inmersión variable desde unos 35° al S hasta unos 45° al N. Dicha deformación origina estructuras progresivamente de menor escala en las que los movimientos involucrados son también cada vez menores. Asimismo, se observa una evolución desde estructuras predominantemente dúctiles a otras de carácter frágil.

Las mesoestructuras tensionales de escala decamétrica de la etapa inicial de deformación favorecerían el ascenso y emplazamiento de los primeros fluidos hidrotermales, que corresponden, lógicamente, a las asociaciones de más alta temperatura, y que al mismo tiempo, constituyen el mayor volumen de mineralización. El escaso desarrollo de las asociaciones de temperatura intermedia y baja respondería a la concentración de la deformación en dominios microestructurales.

Por todo ello, se propone que la aplicación futura de este tipo de estudios a otras áreas minera-

lizadas, tanto del Sistema Central como de otras zonas, representaría un importante avance en la interpretación global de dichas mineralizaciones, así como en el esclarecimiento de algunos de sus aspectos genéticos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen los comentarios y discusiones mantenidas con D. Miguel de las Doblas acerca del marco tectónico tardi-hercínico.

El excelente trabajo fotográfico es obra de D. Jesús Sánchez Corral.

Referencias

- Blacic, J.D.; Christie, J.M. (1984). Plasticity and hydrolytic weakening of quartz single crystals. *J. Geophys. Res.*, 89, 4, 223-4.239.
- Beach, A. (1975). The geometry of en-echelon vein arrays. *Tectonophysics*, 28, 245-263.
- Bouchez, J.L. (1978). Preferred orientation of quartz "a" axes in some tectonites. Kinematic inferences. *Tectonophysics*, 49, T25-T30.
- Bouchez, J.L.; Lister, G.S.; Nicolas, A. (1983). Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rundschau*, 72, 401-419.
- Bouchez, J.L.; Pêcher, A. (1976). Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du Grand Chevauchement Himalayen. *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 1.377-1.385.
- Carreras, J.; Estrada, A.; White, S. (1977). The effects of folding on the c-axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39, 3-24.
- Carreras, J.; García Celma, A. (1982). Quartz of c-axis fabric variations at the margins of shear zone developed in schists from Cap de Creus (Spain). *Acta Geológica Hispánica*, 17, 137-149.
- Casas, J.M. (1982). Pseudo-two-girdles c-axis fabric patterns in a quartz-feldspar mylonite (Costabona granodiorite, Canigo massif). *Acta Geológica Hispánica*, 17, 151-157.
- Dennis, P.F. (1984). Oxygen self-diffusion in quartz under hydrothermal conditions. *J. Geophys. Res.*, 89, 4.047-4.057.
- Doblas, M.; Capote, R.; Casquet, C. (1983). Fenómenos de cizalla en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Studia Geologica*, 18, 27-38.
- Durney, D.W.; Ramsay, J.G. (1983). Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In: "Gravity and tectonics" (De Jong & Scholten, edit.). John Wiley and Sons, New York. 67-96 pp.
- Etchecopar, A. (1977). A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystalline aggregate. *Tectonophysics*, 39, 121-139.
- Etheridge, M.A.; Wall, V.J.; Cox, S.F. (1984). High fluid pressures during regional metamorphism and deformation: Implication for mass transport and deformation mechanisms. *J. Geophys. Res.*, 89, 4.344-4.358.
- Frater, K.M. (1985). Mineralization at the Golden Grove Cu-Zn deposit, Western Australia. II: Deformation textures of the opaque minerals. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 15-26.
- Griggs, D.T. (1967). Hydrolytic weakening of quartz and other silicates. *Geophys. J. A. Astron. Soc.*, 14, 19-31.
- Hancock, P.L. (1972). The analysis of en-echelon veins. *Geol. Mag.* 109, 269-276.
- Hobbs, B.E. (1984). Point defect chemistry of minerals under a hydrothermal environment. *J. Geophys. Res.*, 89, 4026-4038.
- Hobbs, B.E.; Means, W.D.; Williams, P.F. (1976). *An outline of structural geology*. Wiley, New York. 571 pp.

- Kowallis, B.J.; Wang, H.F.; Jang, B.A. (1987). Healed microcrack orientations in granite from Illinois borehole UPH-3 and their relationship to the rock's stress history. *Tectonophysics*, 135, 297-306.
- Kronenberg, A.K.; Kirby, S.H.; Aines, R.D.; Rossman, G.R. (1986). Solubility and diffusional uptake of hydrogen in quartz at high water pressures: Implication for hydrolytic weakening. *J. Geophys. Res.*, 91, 12723-12744.
- Kruhl, J.H. (1986). Textures and c-axis orientations of deformed quartz crystals from porphyric dikes of the Alpine "Root Zone" (Western Alps). *Geol. Rundschau*, 75, 601-623.
- Lespinasse, M. (1987). Microfracturing and fluid inclusions trails: a tool for regional stress chronology (Abstract). *Programme & Abstracts Conference on Paleostress and Fault Systems*. Swansea, 28 Feb. 1987.
- Lespinasse, M.; Pêcher, A. (1986). Microfracturing and regional stress field: A study of the preferred orientations of fluid inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. *J. Struct. Geol.*, 8, 169-180.
- Lister, G.S.; Hobbs, B.E. (1980). The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. *J. Struct. Geol.*, 2, 355-370.
- Lister, G.S.; Paterson, M.S.; Hobbs, B.E. (1978). The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model. *Tectonophysics*, 45, 107-158.
- Lister, G.S.; Price, G.P. (1978). Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, 49, 37-78.
- Locutura, J.; Tornos, F. (1985). Consideraciones sobre la metalogena del sector medio del Sistema Central Español. *Rev. Real Acad. Cienc. Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 79, 589-615.
- Mainprice, D.; Bouchez, J.L.; Blumenfeld, P.; Tubía, J.M. (1986). Dominant c slip in naturally deformed quartz: Implications for dramatic plastic softening at high temperatures. *Geology*, 14, 819-822.
- Odriozola, J.M.; Peón, A.; Ugidos, J.M.; Pedraza, J.; Fernández, P. (1981). Memoria y hoja geológica n.º 577 (Bohoyo, Avila). Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000 (Segunda Serie). *Inst. Geol. Min. España*. Madrid. 34 pp.
- Ramsay, J.G. (1980). Shear zone geometry: A review. *J. Struct. Geol.*, 2, 83-99.
- Ramsay, J.G.; Huber, M.I. (1983). The techniques of modern structural geology. Vol. 1: *Strain analysis*. Academic Press, London. 307 pp.
- Smirnov, V.I. (1982). *Geología de yacimientos minerales*. Editorial Mir, Moscú. 656 pp.
- Tuttle, O.F. (1949). Structural petrology of planes of liquid inclusions. *J. Geol.*, 57, 331-356.
- Ubanell, A.G.; Doblas, M. (1987). Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona-Navamorcuende (SW del Sistema Central Español): Su relación con la intrusión. *Libro Jubilar L. G. Figuerola*, en prensa.
- Ugidos, J.M. (1974). Granitos de dos micas y moscovíticos en el complejo metamórfico Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes. *Studia Geologica*, 7, 63-86.
- Vauchez, A. (1987). The development of discrete shear zones in a granite: strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, 133, 137-156.

Recibido el 3 de Julio de 1987
Aceptado el 26 de Noviembre de 1987