

La deformación de los gneises de Chimparra en Punta Tarroiba (Cabo Ortegal, NW de España)

F. FERNANDEZ

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España.

Resumen: En el acantilado de Punta Tarroiba, bandas de geometría anastomosada formadas por gneises blastomiloníticos limitan cuerpos lenticulares de gneises que presentan una textura glandular y una menor deformación. Por debajo de este conjunto de gneises se sitúa un nivel formado por gneises miloníticos con textura planar homogénea. La foliación blastomilonítica se encuentra reequilibrada en condiciones propias de un metamorfismo intermedio en facies de las anfibolitas almandínicas. Las características microestructurales al igual que las estructuras a escala de afloramiento muestran que la deformación fue principalmente no-rotacional al inicio de la formación de la foliación milonítica.

Palabras clave: Gneises, blastomilonitas, reequilibración anfibolítica, Cabo Ortegal, análisis microestructural, Cordillera Varisca.

Abstract: The structure and microstructure of the Chimparra Gneiss in the Tarroiba cliff (Cabo Ortegal Complex) has been studied. An anastomosing geometry is defined in these rocks by blastomylonitic foliation bands surrounding lenticular bodies of gneisses with glandular texture and minor deformation. A planar and homogeneous gneisses found in the lower part of the succession. Textural changes between all these rocks were reequilibrated under amphibolite facies metamorphism. The microstructural and the macrostructural analysis reveals that deformation was mainly non-rotational during the development of the blastomylonitic foliation.

Key words: Gneiss, blastomylonites, amphibolite reequilibration, Ortegal Cape, microstructural analysis, Variscan Cordillera.

Fernández, F. (1993): La deformación de los Gneises de Chimparra en Punta Tarroiba (Cabo Ortegal, NW de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 77 - 91.

El área estudiada se sitúa en la costa atlántica de la provincia de La Coruña (Figura 1), dentro de los "Complejos de rocas máficas y relacionadas" que caracterizan la Zona Centro-ibérica (Julivert et al., 1972) y, más concretamente, dentro del Complejo de Cabo Ortegal (Vogel, 1967). Desde Ries y Shackleton (1971), este complejo se interpreta, junto con los de Ordenes, Morais y Bragança, como una unidad alóctona constituida por "terrenos exóticos" incorporados a la Cordillera Hercínica en las primeras etapas de su formación.

El Complejo de Cabo Ortegal está formado por una secuencia de rocas básicas, ultrabásicas y gneises que se encuentran afectados por un metamorfismo de alto grado (ver, entre otros, Vogel, 1967, 1982; Engels y Vogel 1966; Engels 1972; Den Tex et al. 1972; Gil Ibarra y Arenas 1990; Arenas 1991). Estas rocas registran una compleja sucesión de estructuras desarrolladas desde condiciones de alto grado de metamorfismo hasta condiciones epizonales (Engels, 1972; Marcos et al., 1984; Bastida et al., 1984). Una de las características estructurales más destacada es la exis-

tencia de una foliación milonítica, reequilibrada en condiciones de metamorfismo en facies anfibolítica, que afecta en mayor o menor grado a todas las rocas del complejo; esta foliación milonítica se encuentra posteriormente afectada por pliegues y cabalgamientos desarrollados en el transcurso de varias fases de deformación (Marcos et al., 1984; Bastida et al., 1984). De acuerdo con los datos geocronológicos proporcionados por Van Calsteren (1977), Van Calsteren et al. (1979), Kuijper (1979) y Peucat et al. (1990), la edad del metamorfismo catazonal se sitúa entre los 490 y 420 Ma y la transformación general de las rocas hacia facies de las anfibolitas (que acompaña al desarrollo de la foliación milonítica) tuvo lugar en torno a los 390 Ma (ver síntesis en Marcos, 1982).

El objeto de este trabajo es el análisis de las estructuras originadas durante el desarrollo de la foliación milonítica, para lo que se ha realizado una sección detallada en el acantilado de la Punta Tarroiba, donde afloran los gneises cuarzo-feldespáticos pertenecientes a la Formación Gneises de Chímparra establecida por Vogel en 1967.

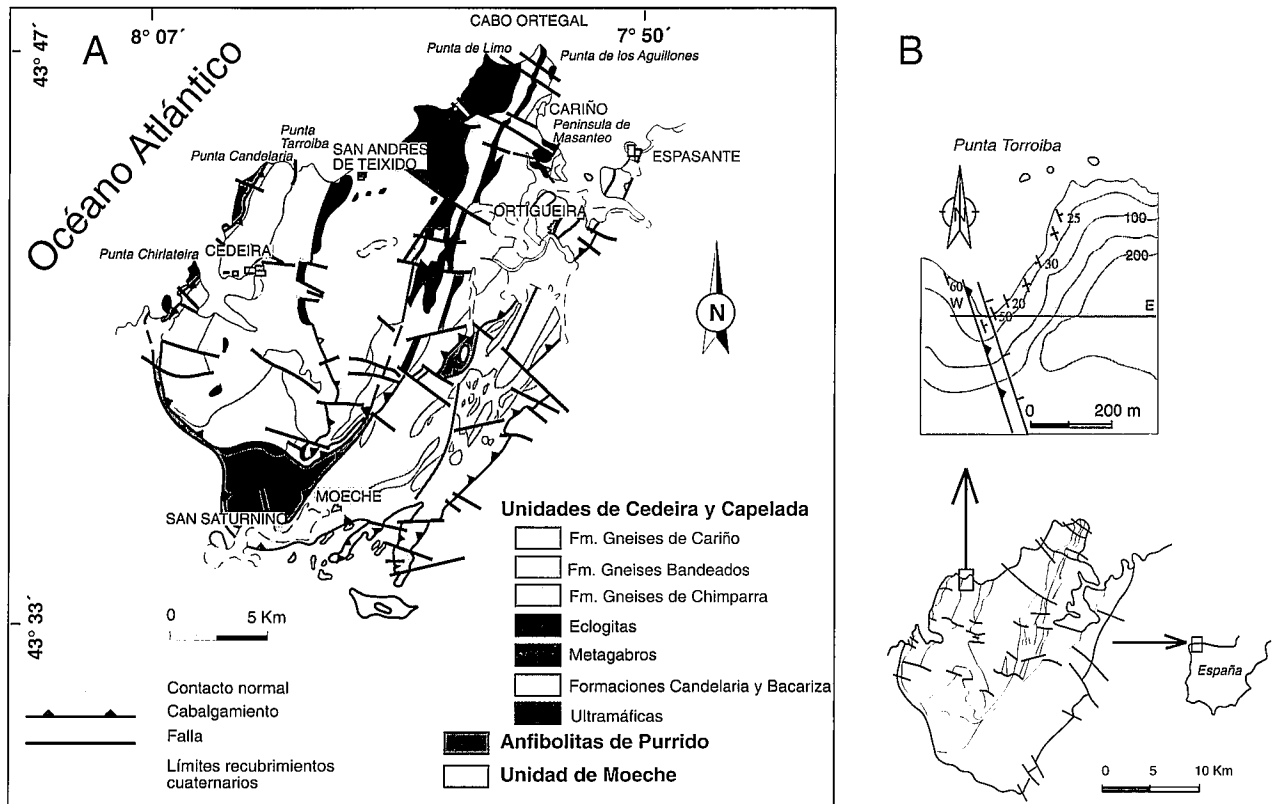


Figura 1.- Esquema de situación de la sección estudiada. A) Mapa geológico general del Complejo de Cabo Ortegal, tomado de Marcos et al., 1984, Bastida et al., 1984 y Arenas, 1986. B) Esquema geológico de la Punta Tarroiba.

Características generales de los Gneises de Chímparra en la Punta Tarroiba.

De acuerdo con las descripciones realizadas por diferentes autores (Vogel, 1967; Engels, 1972; Fernández Pompa y Monteserín López, 1976) la Formación Gneises de Chímparra está constituida por rocas cuarzo-feldespáticas, en las que destaca la presencia de granate (que proporciona a los gneises un tono rosado) y cianita. Estos gneises se caracterizan por poseer fábricas bandeadas o glandulares y por la frecuente presencia cerca de su base de inclusiones de rocas máficas (en las que se puede caracterizar un metamorfismo en facies granulítica y eclogítica) y de rocas calcosilicatadas.

En Punta Tarroiba, afloran los 500 m basales de los Gneises de Chímparra en contacto con la Formación Candelaria (Figura 2). En comparación con las secciones clásicamente descritas de estos gneises (por ejemplo, la Punta Candelaria y la Playa de Cortes, ver Vogel, 1967, pp. 158-162) la sección estudiada contiene menos inclusiones de rocas máficas y, posiblemente, más de rocas calcosilicatadas.

Las rocas gneísicas presentan en Punta Tarroiba una foliación con un desarrollo heterogéneo, sobreimpuesta a una textura previa de origen migmatítico, que proporciona a las rocas una geometría anastomosada a escala del afloramiento; esta geometría se caracteriza por la existencia de cuerpos lenticulares de tamaño métrico, en el interior de los cuales la foliación milonítica se encuentra débilmente desarrollada, rodeados por bandas de rocas fuertemente foliadas. El tránsito entre ambas fábricas se produce de forma gradual, usualmente en

menos de 10 cm, de manera que es posible definir de modo preciso la geometría del contacto en una sección transversal (Figuras 3 y 4). El espesor de las bandas intensamente milonitizadas varía desde 5-20 mm hasta 1 m. En las bandas de mayor anchura se observa un tránsito textural hacia la roca menos deformada que permite deducir que la deformación fue marcadamente heterogénea, lo cual permite diferenciar dos tipos texturales de gneises:

Gneises glandulares: se caracterizan por presentar una textura migmatítica, compuesta por una alternancia a escala milimétrica a centimétrica de bandas o niveles leucocráticos y melanocráticos (Figura 5A). Macroscópicamente presentan una gran similitud con los gneises que constituyen la Formación de Gneises bandeados (Vogel, 1967). Los gneises glandulares se encuentran siempre afectados por un gran número de pliegues menores que deforman el bandeado previo de origen migmatítico y en ellos la foliación milonítica se encuentra desarrollada de forma grosera.

Gneises blastomiloníticos: se trata de gneises de grano fino, caracterizados por presentar una fábrica planar homogénea. La alternancia de dominios leucocráticos y melanocráticos se presenta solamente en láminas muy finas o no existe, destacando únicamente la presencia de agregados lenticulares cuarzo-feldespáticos en una matriz de grano fino a muy fino (Figura 5B). El término blastomilonítico se utiliza aquí para definir rocas que presentan tanto una reducción del tamaño de las fases minerales principales, como una

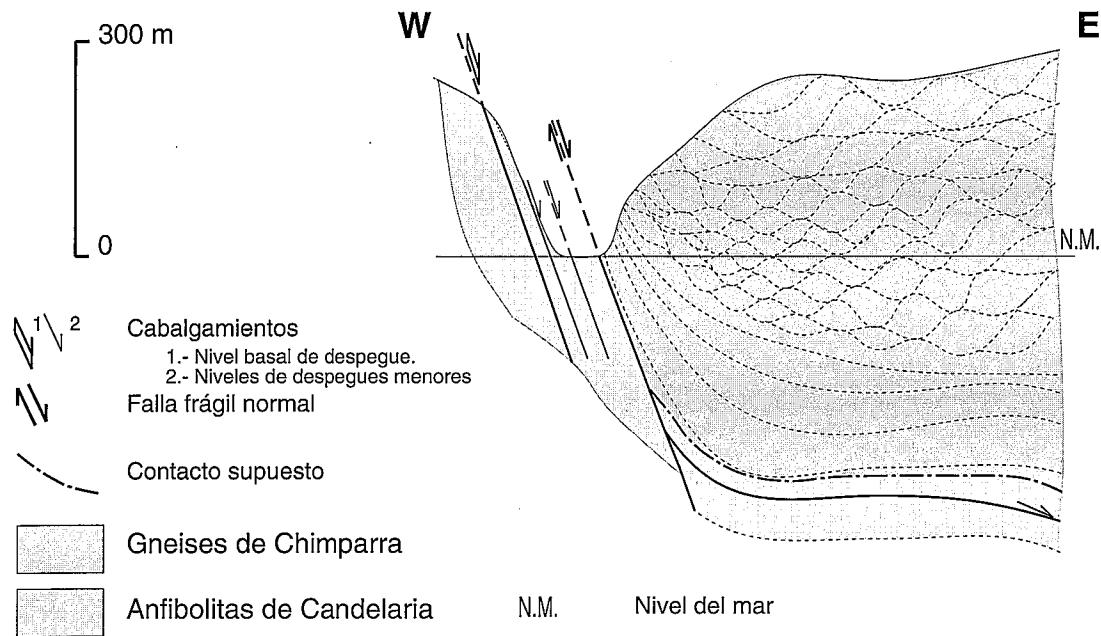


Figura 2.- Corte geológico general E-W en la Playa de Tarroiba. Para su situación ver Fig. 1B.

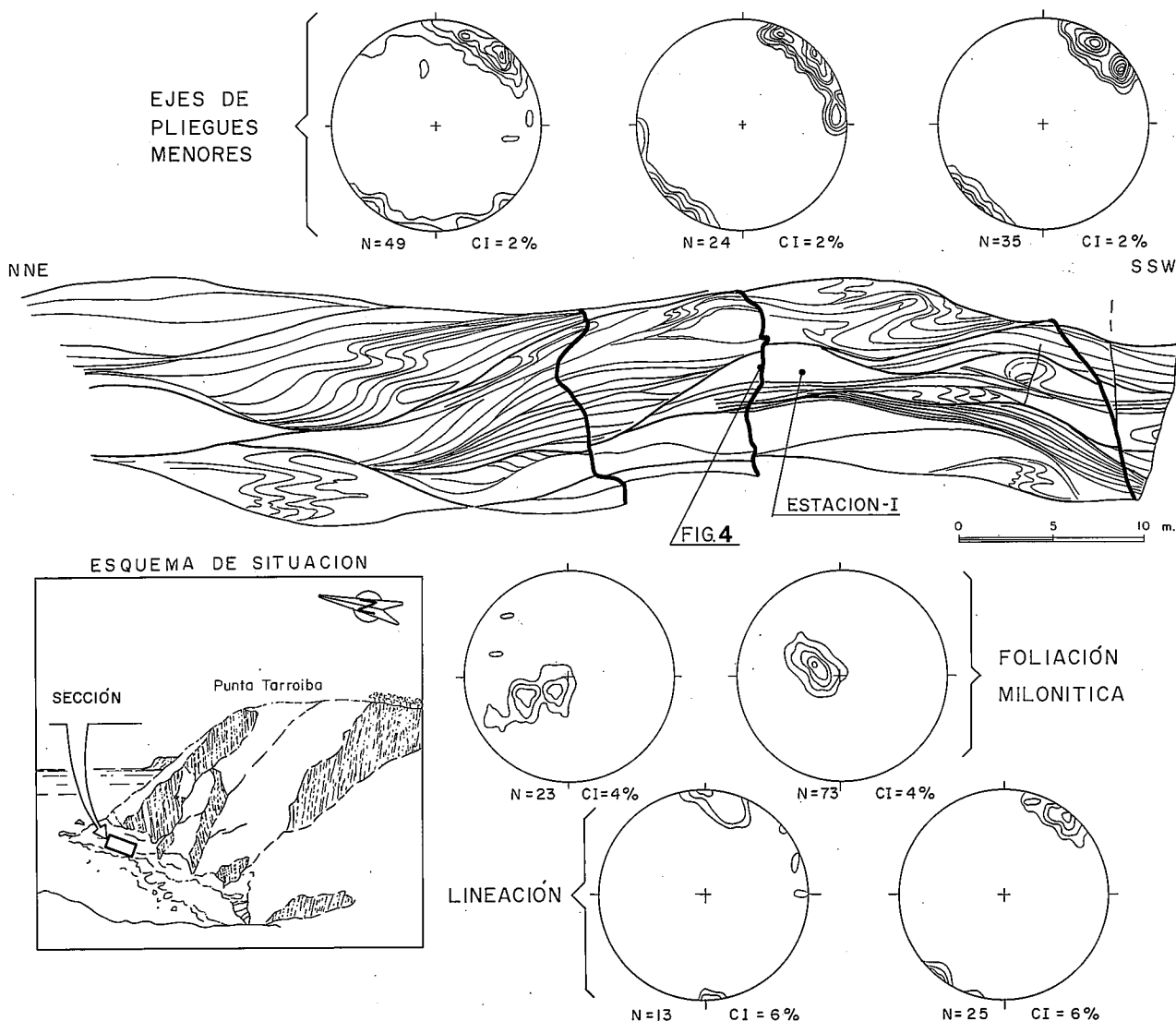


Figura 3.- Detalle de las estructuras a la escala del afloramiento, mostrando las proyecciones estereográficas de los polos de la foliación blastomilonítica, las lineaciones de intersección medidas sobre dichos planos y los ejes de los pliegues menores que aparecen en el interior de los cuerpos lenticulares.

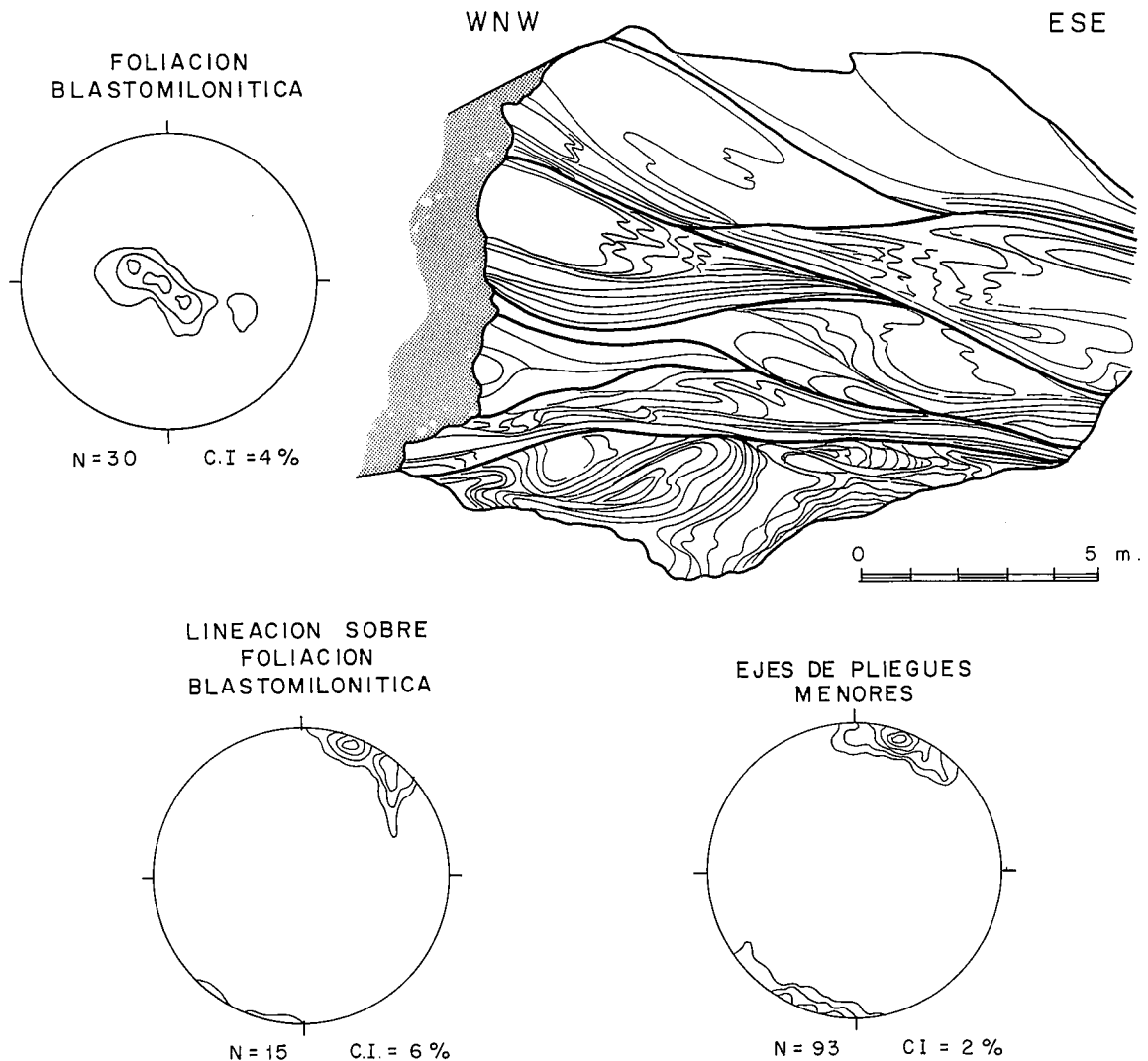


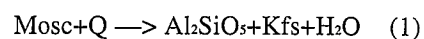
Figura 4.- Detalle de las estructuras a la escala del afloramiento sobre una sección perpendicular a los ejes de los pliegues menores y a la lineación de intersección.

blastesis mineral, especialmente visible en los cristales de cuarzo y moscovita.

A pesar de la gran diferencia textural que existe entre ambos tipos de gneises, su composición mineralógica es muy similar y se caracteriza por la presencia de cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita (clorita) y granate como fases principales y de cianita, rutilo, apatito, allanita, epidota, circón, esfena, ilmenita, sericita y material opaco, como accesorios y secundarios; otros minerales citados por Vogel (op. cit.) en gneises de este tipo en otras localidades, tales como el feldespato potásico y la fibrolita, son muy poco frecuentes o inexistentes en las láminas examinadas. Los porcentajes de los minerales principales son semejantes en ambos tipos de gneises, a excepción del granate (que aumenta su proporción entre un 5 y un 25% en los gneises blastomiloníticos) y las micas (cuyos porcentajes están en proporción inversa a los del granate). Las diferencias más acusadas entre los gneises glandulares y los blastomiloníticos se encuentra en el tamaño de grano y en la textura, tal como se indica más adelante.

Condiciones de metamorfismo existentes durante el desarrollo de la foliación milonítica

Los datos obtenidos confirman las condiciones de metamorfismo de grado medio (subfacies biotita-moscovita-almandino de la facies de las anfibolitas almandínicas) existentes durante el desarrollo de la foliación milonítica en los Gneises de Chímparra deducidas inicialmente por Vogel (1967, p. 163). Existen también indicios de un metamorfismo de más alto grado que afectó a las rocas con anterioridad al desarrollo de la fábrica milonítica, asociado muy probablemente a su anatexis parcial. En este sentido, se ha podido observar la existencia de granates con inclusiones de rutilo, característicos de los denominados por Vogel (1967, p.151) "boudins eclogíticos" en los Gneises bandeados (ver también Fernández, 1990, p.16) lo cual sugiere origen común. Este hecho, junto con la presencia, aunque muy escasa, de feldespato potásico y fibrolita, sugieren unas condiciones anatécicas para los gneises, según la reacción



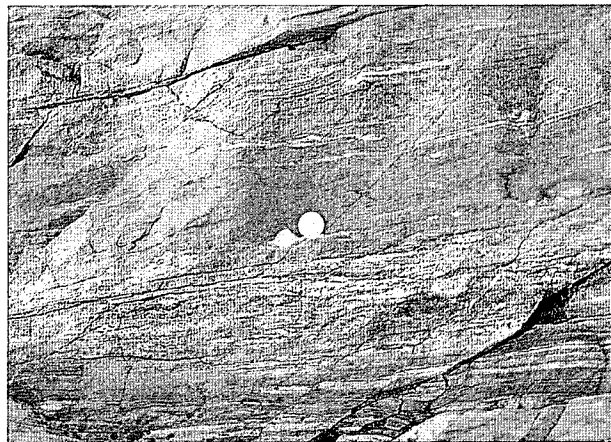
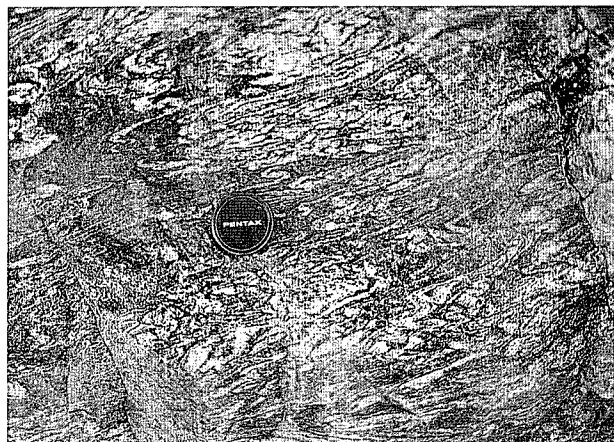
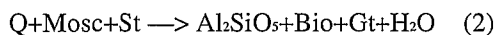


Figura 5.- Aspecto de los gneises glandulares (A), en los que se diferencia claramente la alternancia de bandas migmatíticas leucocráticas y melancráticas y de los gneises blastomiloníticos (B), en los que destaca la presencia de agregados policristalinos cuarzo-feldespáticos sobre una matriz homogénea.

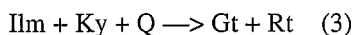
(Day, 1972; Thompson, 1982). Estas rocas presentan además dos generaciones de cianita, la más vieja de las cuales (que presenta bordes redondeados y se localiza en los niveles más melancráticos, a veces pseudomorfizada por moscovita) podría relacionarse con esta reacción. A partir de estos datos y considerando el diagrama de síntesis de reacciones de equilibrio para rocas pelíticas y semipelíticas de Yardley (1989), se pueden deducir unas condiciones de presión alta (>9 kbar), que justificarían que la fusión de los gneises fuese solamente parcial.

El desarrollo de la foliación milonítica tuvo lugar en unas condiciones de metamorfismo correspondientes a la facies de las anfibolitas almandínicas; esta afirmación se sustenta en la presencia de paragénesis estables con $Bi + Gt + Ky$ (Fig. 6E) y en la ausencia total de estauroлита. Estos hechos nos permiten situar el campo de estabilidad por encima de la reacción de equilibrio



(Richardson, 1968; Ganguly, 1972; Rao y Johannes, 1979). Además, la presencia estable de moscovita, siempre con intercrecimientos de biotita y a veces en asociación $Bio + Gt + Musc$ (Fig. 6F), indica un campo de estabilidad situado entre las reacciones (1) y (2).

A falta de estudios barométricos más precisos, estos datos junto con la reacción



(Bohlen et al., 1983), nos permite acotar el campo P-T de estabilidad final de la foliación milonítica entre 550 y 700°C y entre 5 y 11 kbar (Figura 7), es decir, con unas condiciones mínimas de reequilibración posterior a la migmatización en torno a 600°C y 9 kbar.

Posteriormente, el conjunto de los gneises registra una evolución metamórfica retrógrada que queda patente en numerosas reacciones pseudomórficas, como son la sustituciones de mica blanca por biotita y la posterior alteración de ésta a clorita; también se ob-

serva sustitución de rutilo por ilmenita y toda una serie de sustituciones de carácter hidrotermal, ya descritas por Vogel (1967).

Características de las estructuras a escala del afloramiento

Una falla normal de trazado NW-SE, originada en un régimen frágil y claramente posterior a la estructuración general de las rocas del Complejo, separa los Gneises de Chímparra de las Anfibolitas de Candelaria, produciendo un descenso no muy importante de su bloque NE (Figura 2). Dentro de estas anfibolitas y próximos al contacto con los gneises, se sitúan además varios cabalgamientos internos, subparalelos a la foliación general de las rocas, que producen un desplazamiento hacia el E del bloque superior; sus características estructurales (presencia de pliegues con charnelas curvadas y esquistosidad de crenulación) y metamórficas (presencia de abundante clorita, singenética con la esquistosidad), permiten relacionarlos con los cabalgamientos que conducen al emplazamiento final de las rocas del Complejo sobre su autóctono relativo (Marcos et al., 1984). Se trata de estructuras desarrolladas posteriormente a la formación de la foliación milonítica presente en todas las rocas y su disposición actual, aparentemente correspondiente a fallas normales, es debida a su posición en el flanco W del gran sinforme que deforma la lámina de rocas del Complejo durante la última fase hercínica de plegamiento.

Al E de las Anfibolitas de Candelaria y en los primeros 75 m de afloramiento, los Gneises de Chímparra poseen una textura blastomilonítica y se caracterizan por el desarrollo de una fábrica planar muy penetrativa y homogénea. Por encima de estos niveles, los gneises muestran una estructura marcadamente heterogénea, caracterizada por el desarrollo de bandas miloníticas de anchura centimétrica a métrica, con una disposición anastomosada; en estas bandas miloníticas, la roca adquiere una textura planar, acompañada por una notable reducción del tamaño de grano y blástesis mineral (gneises blatomiloníticos). El trazado ondulante de las

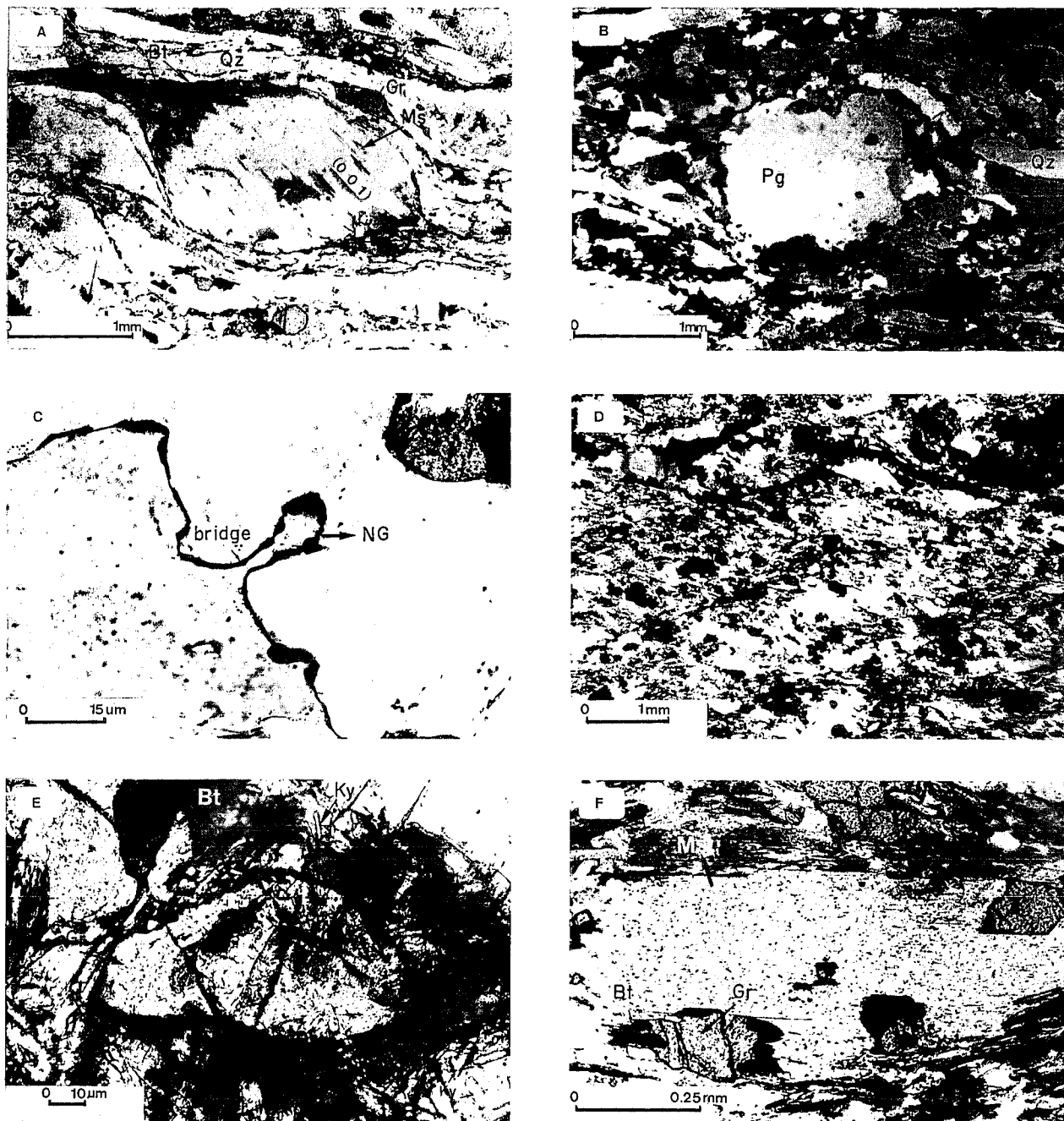


Figura 6.- Aspecto microscópico de los Gneises de Chimparra: A, (izqda.) fenoblasto de mica blanca, definiendo un "pez de mica"; B) fenoblasto de plagioclasa con colas de presión asimétricas; C) recristalización dinámica en cristales de cuarzo con formación de nuevos granos (NG) por "bulging" asistido por un puente (bridge); D) bandas de cizalla oblicuas a la foliación milonítica, con predominio de las bandas que dan sentido senestro a la cizalla; E) asociación mineral estable durante el desarrollo de la foliación, caracterizada por la presencia de granate, cianita y biotita en relación paragenética; F) fenoblasto de mica blanca englobando a los cristales anteriormente citados; el crecimiento de esta mica está relacionado con procesos de pseudomorfismo de cianita por mica blanca.

bandas conduce a la individualización de cuerpos aproximadamente lenticulares, en el interior de los cuales la textura de la roca evidencia un estado previo de diferenciación migmatítica (gneises glandulares) (Figuras 5A y 6). Aunque con un carácter menos penetrativo, la foliación milonítica se encuentra también en el interior de estos cuerpos lenticulares, donde adopta una disposición de plano axial con respecto a los pliegues definidos por el bandeo composicional. En secciones transversales, la dimensión mayor de los cuerpos lenticulares varía entre 3 y 12 m.

Análisis geométrico de las formas de los cuerpos lenticulares

El análisis de la geometría de los cuerpos lenticulares puede resultar interesante para la interpretación cinemática de las estructuras. Dada la escasez de secciones ortogonales, en el campo solamente se han podido determinar las relaciones axiales de cinco de estos cuerpos lenticulares; tal como puede apreciarse en la Fig. 8, en ellos $R_{a/b}$ varía entre 1 y 1,5 y $R_{b/c}$ entre 2,5 y 4, definiendo una geometría propia de lenticulas achata-

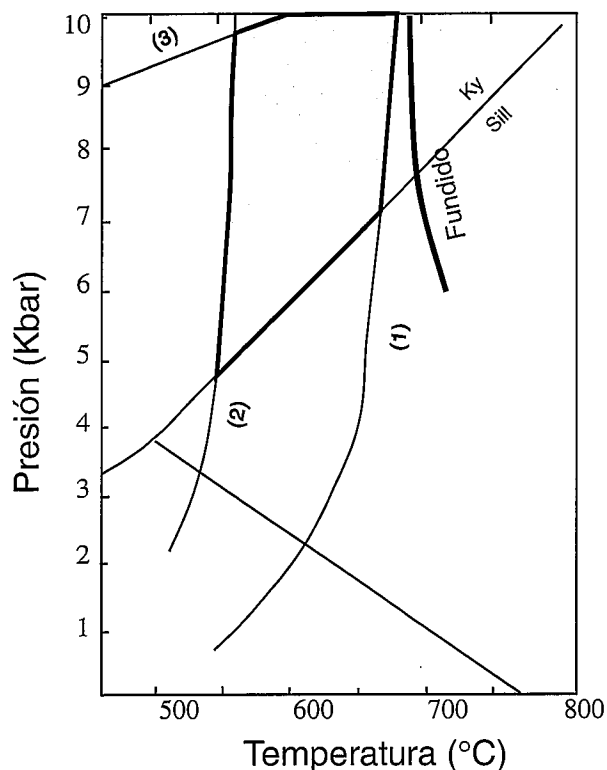


Figura 7.-Campo de estabilidad P-T deducida a partir de las asociaciones paragenéticas estables durante el desarrollo de la foliación (diagrama construido de acuerdo con Yardley, 1989).

das y más o menos elongadas en una dirección normal a la de achatamiento. Una aproximación más precisa a la geometría de estos cuerpos puede obtenerse a partir del análisis de la proyección estereográfica de todos los datos de dirección e inclinación de la foliación milonítica en la sección estudiada; en efecto, la proyección conjunta de todos los datos de la foliación, define en el estereograma una elipse (Fig. 9), como correspondería a la proyección de los datos obtenidos sobre la superficie de un cuerpo lenticular achatado, con una dirección de elongación normal al eje de achatamiento. Si se realiza una rotación del estereograma hasta que el centro de la elipse coincida con el centro de proyección, es posible determinar directamente la relación axial a/b del cuerpo lenticular y a partir de ella, deducir geoméricamente la relación b/c. De este modo se puede deducir que se trata de lentículas con relaciones axiales medias $R_{a/b} = 1,46$ y $R_{b/c} = 2,14$, que corresponden a lentículas achatadas y ligeramente elongadas en una dirección normal a la de achatamiento (ver su proyección en el diagrama de la Fig. 8). Los ejes mayores de estas lentículas se disponen en una dirección NNE-SSW, paralela a la dirección dominante de la lineación de intersección y a los ejes de los pliegues.

Pliegues menores

Una de las características más destacables de los cuerpos lenticulares es la presencia en su interior de abundantes pliegues, que desaparecen prácticamente

dentro de las bandas fuertemente foliadas. Estos pliegues muestran una evolución gradual desde el centro a los bordes de los cuerpos lenticulares, caracterizada por su amplificación y aplastamiento progresivo. Así, en la parte central de los cuerpos lenticulares los pliegues son abiertos y redondeados, con ángulos entre flancos variables entre 90 y 150° y charnelas prácticamente rectilíneas; hacia los bordes de estos cuerpos, los pliegues se amplifican fuertemente, de modo que muestran una alta relación amplitud/longitud de onda y son prácticamente isoclinales, con flancos muy adelgazados y charnelas de tendencia aguda. En las zonas intermedias entre los niveles de gneises glandulares menos afectados por la deformación y las bandas de cizalla se observan pliegues menores con predominio de las formas simétricas. Los pliegues menores asimétricos (Fig. 10) son aparentes y corresponden a secciones que cortan los ejes de los pliegues con direcciones subparalelas a los mismos. Otro tipo de asimetría observable corresponde a pliegues de menor magnitud que se forman en los flancos de los pliegues menores y que presentan asimetrías contrarias en cada flanco del pliegue. En todos los casos se trata de pliegues acostados y armónicos (Figuras 3A y 12, más adelante) que muestran una clara ciclicidad, característica de pliegues originados por buckling. La morfología de estos pliegues para las capas competentes corresponde al tipo 1C con tendencia al tipo 2 hacia los bordes (según la clasificación de Ramsay, 1967). En las bandas fuertemente foliadas solamente se observan pliegues intrafoliares, con sus flancos paralelos a la foliación y charnelas muy estrechas y aisladas. Esta evolución de los pliegues está de acuerdo

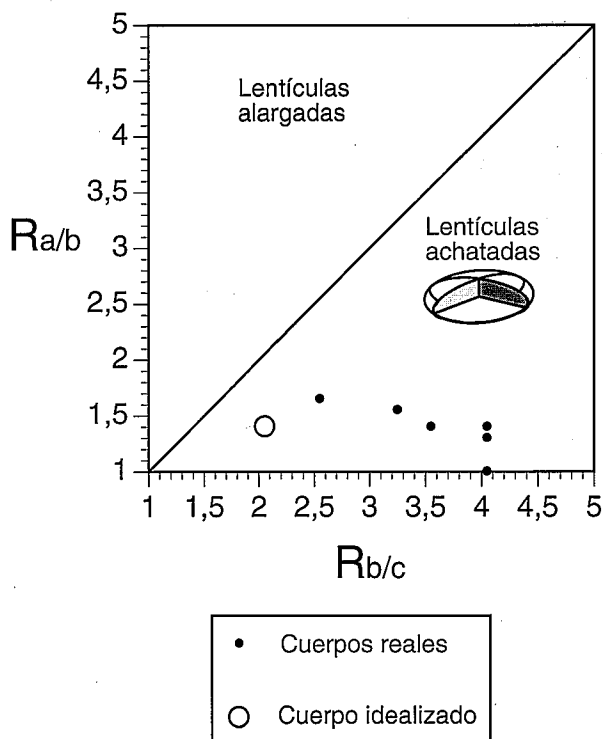
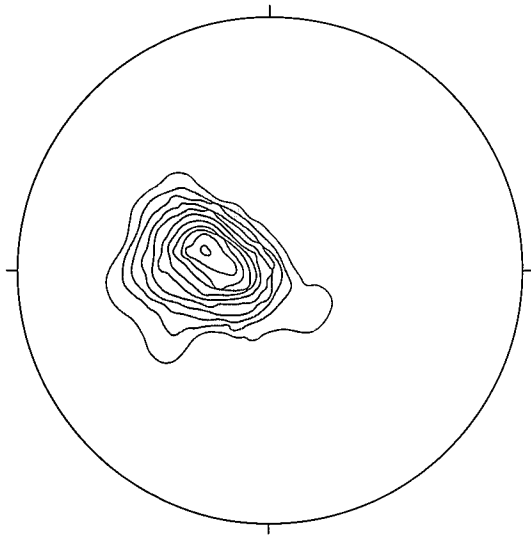


Figura 8.- Diagrama de relaciones axiales de los cuerpos lenticulares obtenidas a partir de medidas realizadas en el campo (cuerpos reales) y deducidas a partir de la proyección estereográfica de los datos de orientación de la foliación (cuerpo idealizado).

Proyección polar equiareal de planos de foliación



154 datos en contornos del 2,3,4,...%área

Figura 9.- Proyección estereográfica de la foliación en el acantilado de Tarroiba.

con la distribución espacial de la foliación milonítica, que es poco penetrativa en el interior de los cuerpos lenticulares y alcanza un gran desarrollo en las bandas que los limitan.

Las proyecciones de los ejes de los pliegues muestran máximos muy marcados según una dirección NNE-SSW (Figuras 3 y 4), de lo que se deduce que las charnelas son rectas o poseen una curvatura muy pequeña. Esta curvatura está principalmente desarrollada en los límites de los cuerpos lenticulares y podría producirse por la adaptación de los pliegues a la geometría lenticular de los cuerpos de roca.

Lineaciones

En los afloramientos destaca la existencia de una lineación de intersección generalizada, visible sobre las superficies de foliación, que presenta una orientación predominante NNE-SSW (Figuras 3 y 4), paralela a los ejes de los pliegues. Localmente se observa también una lineación mineral paralela a dicha lineación de intersección, aunque láminas delgadas talladas paralelamente al plano de la foliación blastomilonítica no muestran orientación preferente de los minerales (Figura 10).

Criterios cinemáticos

Las bandas en las que existe un fuerte desarrollo de la foliación milonítica tienen el aspecto de zonas de cizalla discretas. En efecto, en sus límites se observa una variación brusca en la orientación del bandeo compo-

sicional previo, de modo que es posible deducir movimientos aparentes de cizalla (Figura 11). Sin embargo, los indicadores cinemáticos a escala macroscópica son muy escasos. Así, tal como se ha indicado, los pliegues menores apenas poseen charnelas curvas y su asimetría puede corresponder alternativamente a formas S y Z, tanto a la escala de los cuerpos lenticulares individuales como de la sección completa. Por otra parte, las asimetrías que se observan en los bordes de ciertos boudins de rocas máficas o calcosilicatadas se interpretan mejor como charnelas aisladas de pliegues asimétricos, originadas como consecuencia del estiramiento y rotura de capas plegadas, que como cualquier tipo de objeto prerogénico rotado en un determinado sentido durante la deformación. Tampoco se observa la presencia de esquistosidades de tipo S y C en las bandas miloníticas.

Como criterios cinemáticos únicamente se han podido utilizar los agregados policristalinos cuarzo-feldespáticos, cuando muestran asimetrías en sus colas.

Como es sabido, los porfiroblastos y/o los agregados policristalinos desarrollan durante la deformación una asimetría en sus colas como consecuencia del contraste de plasticidad existente entre el porfiroblasto y la matriz que le rodea; normalmente, el porfiroblasto permanece estático durante la rotación de la matriz, debido a su comportamiento más rígido, dando lugar a la formación en su entorno de colas asimétricas, dispuestas oblicuamente al plano de foliación (una oblicuidad similar a la que desarrollan los planos S con respecto a los C, tal como se muestra Berthé et al., (1980). Este tipo de asimetría es el denominado "criterio σ " por Driessche y Brun (1987). Cuando no existe tal contraste en el comportamiento (como consecuencia, por ejemplo, de una homogeneización en el comportamiento mecánico de todas las fase minerales originada por una elevación de la temperatura), tiene lugar una rotación conjunta del porfiroblasto y la matriz; si esta rotación tiene lugar a distintas velocidades relativas, las posiciones de sombra de presión cambian progresivamente tendiendo a producir su enrollamiento en torno al porfiroblasto: es el denominado "criterio δ " por Driessche y Brun (1987). En este caso la asimetría es contraria a la anteriormente descrita.

En la sección estudiada este tipo de criterios son escasos y, cuando se observan, pueden indicar sentidos de desplazamiento contradictorios, incluso sobre un mismo nivel dentro de un único cuerpo lenticular, tal como se puede observar en la Tabla I. El desconocimiento de la dirección de máxima elongación obliga además a considerar en los casos examinados el sentido de observación del criterio (desde donde y hacia donde se realiza la observación), tal como se muestra dicha Tabla. En

Tabla I.- Distribución de los cristales y agregados rotacionales (estructuras s y d de Driessche y Brun, 1987), según su orientación espacial y sentido de rotación.

Sentido de observación	De S a N	De W a E	De SW a NE	De NW a SE
levógiros	4 δ	7 δ	1 δ	6 δ
dextrógiros	3 δ	14 δ 3 σ	6 δ	5 δ 2 σ

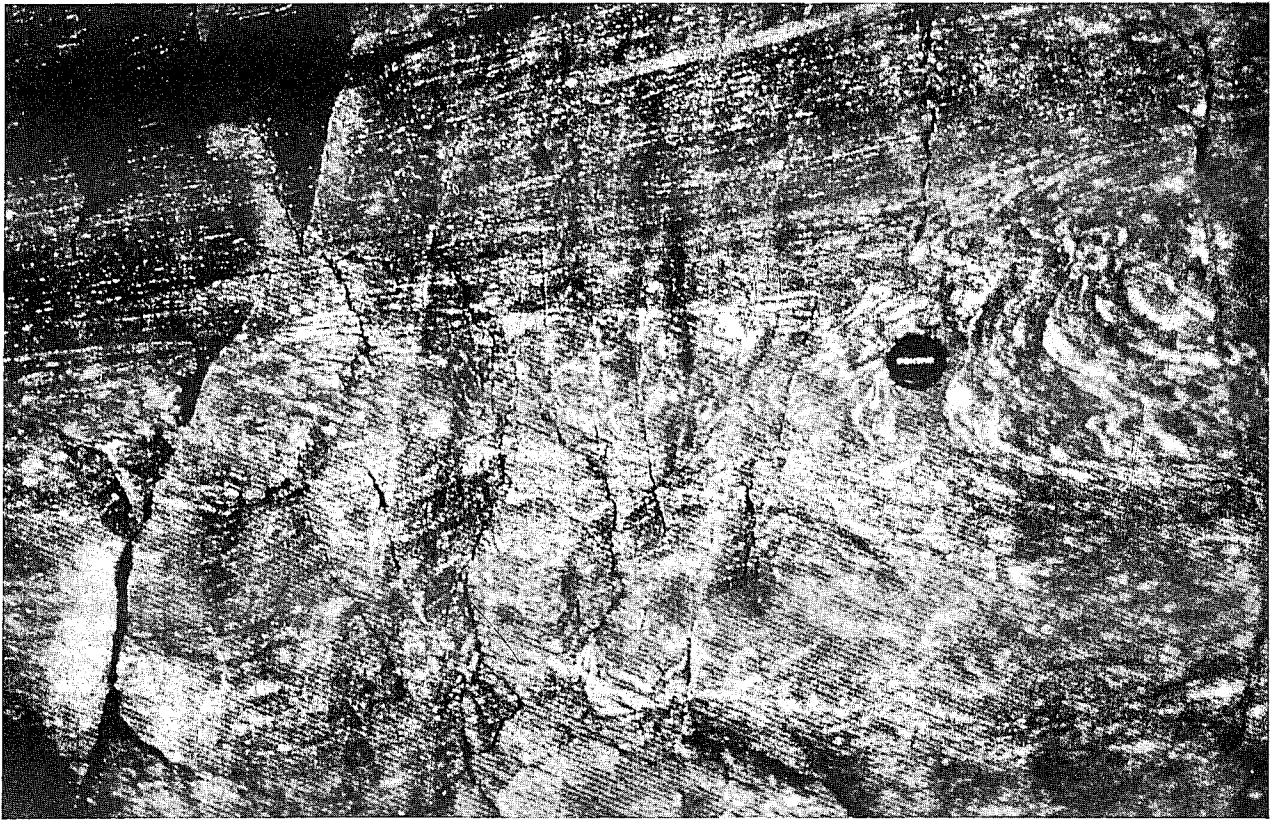


Figura 10.- Fotografía de campo mostrando una banda de milonitas y la disposición del bandeo composicional en sus bordes.

algunos casos, se ha observado una transición entre estructuras d y s que, de acuerdo con Bjornerud (1989) puede interpretarse como indicativo de la heterogeneidad de la deformación.

Por otra parte, los movimientos deducidos a partir de criterios cinemáticos a escala microscópica (observados en láminas delgadas procedentes de muestras orientadas), tales como "peces" de micas o bandas de cizalla, son igualmente contradictorios. De este modo, en ausencia de criterios cinemáticos precisos, de una lineación mineral y de pliegues con charnelas fuertemente curvadas, no es posible deducir la dirección y sentido de las zonas de cizalla.

Características microestructurales de los gneises

En términos generales, los gneises glandulares muestran al microscopio una textura gneílica, con desarrollo incipiente de una foliación. Esta textura se encuentra definida por láminas irregulares, formadas esencialmente por cuarzo y plagioclasa (dominios Q) y láminas discontinuas y ligeramente oblicuas a las anteriores, formadas por mica blanca y biotita (parcialmente cloritizada) (dominios P, en los que predominan los filosilicatos); la concentración de granate es mayor en torno a éstos últimos dominios. Otra característica composicional importante es la abundancia de cianita, que se dispone paralela a la foliación, aunque con una orientación muy irregular.

Por su parte, los gneises blastomilonílicos presentan una textura milonítica de grano fino y la foliación

planar muestra una distribución homogénea de dominios micáceos (P) y dominios cuarzo-feldespáticos (Q). En los dominios P, se observa un crecimiento de blastos de granate sincinemático. Otras características relevantes de estos gneises son la presencia en algunos granates de texturas en atolón y la fuerte orientación de la biotita y la moscovita según la foliación dominante.

En general, los tamaños medios de los granos minerales son sensiblemente menores en los gneises blastomilonílicos que en los gneises glandulares (Tabla II), como se ha señalado previamente. Sin embargo, los granates mantienen aproximadamente los mismos tamaños y los fenoblastos de moscovita muestran una mayor longitud y menor anchura en los gneises blastomilonílicos, donde se presentan como blastos muy alargados y paralelos a la foliación. En los gneises glandulares se observa un predominio de los cristales tabulares y de los peces de mica.

Tabla II.- Relación de tamaños (mm) predominantes de los minerales principales en los dos tipos de gneises diferenciados (estimación óptica).

	Gneises glandulares		Gneises blastomilonílicos	
	AMP104	T-21	AMP105	T-71
Cuarzo	0,46	2-0,8	0,23	0,038
Plagioclasa	3-0,3	0,57	1-0,15	0,4-0,2
Granate	0,23	0,3	0,23	0,3-0,06
Moscovita	0,38	0,38	0,5-0,9	1

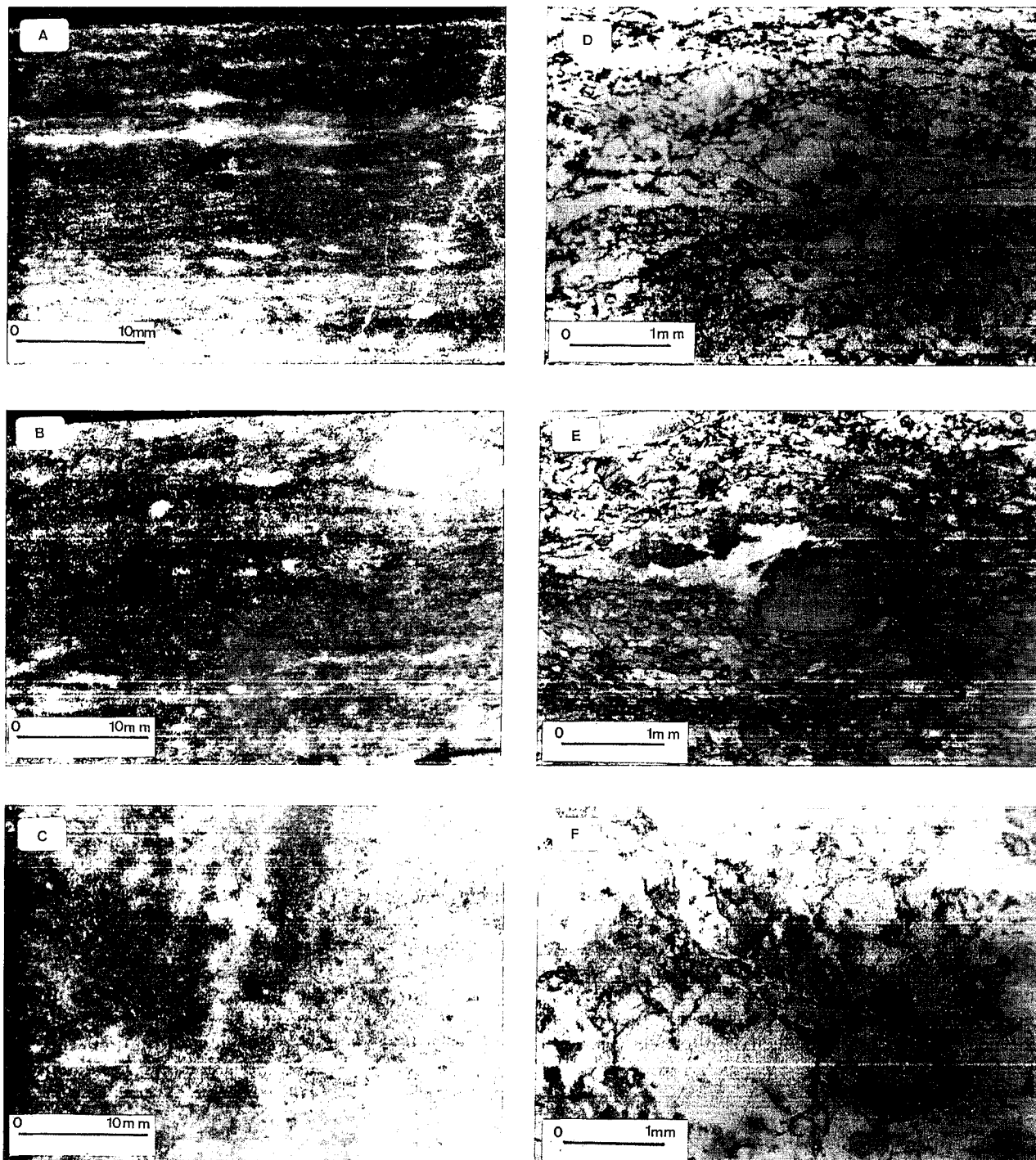


Figura 11.- Aspecto macroscópico de la muestra T-7: A) sección perpendicular al plano de foliación y paralela a la lineación de intersección y a los ejes de los pliegues menores; B) sección perpendicular al plano de foliación y a la lineación de intersección; C) sección paralela al plano de foliación. D, E y F, microfotografías de láminas delgadas talladas paralelamente a las secciones anteriores (luz natural).

Algunas de las características microestructurales de los gneises blastomiloníticos proporcionan información sobre los procesos que actuaron durante la transformación a partir de gneises glandulares. Entre ellas destacan las siguientes:

1) el granate muestra el desarrollo de fracturas subperpendiculares a la foliación, que normalmente no presentan desplazamiento a lo largo de la superficie de fractura, y la disgregación en fragmentos a lo largo de bandas paralelas a la foliación;

2) el porcentaje de granate es mayor en las bandas

miloníticas, donde presenta formas prismáticas, con el eje mayor del cristal paralelo a la superficie de foliación;

3) la presencia de bultos ('bulging') e irregularidades en los bordes de grano de cuarzo y su posterior estrangulamiento por migración de dichos bordes;

4) la orientación óptica preferente del cuarzo, presente tanto en los cristales de mayor tamaño (cristales 'viejos'), como en los de menor tamaño (cristales 'nuevos');

5) el desarrollo de colas de presión en torno a los cristales de cuarzo, agregados de cuarzo y plagioclasa y fenoblastos en general, y la presencia de 'ribbons' de cuarzo;

6) el desarrollo en la plagioclasa de maclas mecánicas según planos (010) y (001) y lamelas de deformación;

7) la formación en la plagioclasa de subjuntas y la rotación progresiva de las mismas con la formación de subgranos, por deslizamiento de los bordes de grano y más excepcionalmente por 'bulging'; en consecuencia, se observan abundantes granos viejos de esta fase mineral rodeados de una matriz de finos cristales de cuarzo y plagioclasa;

8) la presencia de 'kinks' y 'peces' en las micas, y

9) el crecimiento epitaxial de cuarzo, plagioclasa y micas, con abundantes puntos triples de contactos entre los cristales, que tiene un mayor desarrollo en las rocas menos deformadas.

Finalmente, se aprecia la existencia de un clivaje oblicuo a la foliación principal, definido por bandas de cizalla (Fig. 6D), más marcado en los niveles P y en los niveles más deformados. Estas bandas se disponen de forma conjugada, aunque predominan las que indican un desplazamiento de techo hacia el N. Esta deformación se hace patente también en el cuarzo, con la formación de límites o subjuntas sobre los fenoblastos prismáticos; las subjuntas tienen una disposición oblicua a la foliación milonítica y son subparalelas a las bandas de cizalla. Igualmente, los 'peces' de mica podrían producirse simultáneamente a las bandas de cizalla. Todas estas microestructuras son posteriores al desarrollo de la foliación milonítica.

Mecanismos de deformación

De acuerdo con las características texturales anteriormente descritas, se han podido definir los siguientes mecanismos de deformación:

Mecanismos de deformación por plasticidad intracristalina .- Entre las microestructuras que sugieren la actuación de este mecanismo, destacan: 1) el desarrollo de orientaciones cristalográficas preferentes en el cuarzo y la formación de subjuntas en los fenoblastos prismáticos de este mineral, 2) la formación de maclas mecánicas y lamelas de deformación en la plagioclasa, y 3) la formación en las micas de 'kinks', junto con la activación de dislocaciones sobre los planos de deslizamientos (001) de los fenoblastos para formar 'peces de micas' (Fig 6A).

Frente a la activación y nucleación de dislocaciones que produce un efecto de endurecimiento ('strain hardening') en la respuesta mecánica de la roca, se genera un efecto de recuperación ('recovery') para adquirir un estado estable de más baja energía (Nicolas y Poirier, 1976). Este efecto se manifiesta mediante procesos de recristalización dinámica, de los que existen abundantes evidencias. Así, en el cuarzo se produce 'bulging' (Bell y Etheridge, 1976) (Fig. 6C) y una orientación óptica preferente, tanto en los 'granos viejos' como en los 'nuevos'. La recristalización dinámica en la plagioclasa tiene lugar por formación de subgranos y rotación progresiva de los mismos (Vernon, 1976), por deslizamiento de los bordes de grano y, más excepcionalmente,

por 'bulging'. Aunque tanto la plagioclasa como el cuarzo muestran recristalización dinámica durante la deformación, la plagioclasa manifiesta una mayor resistencia, probablemente por tener más baja simetría y/o una menor densidad de dislocaciones, como lo indica la abundancia de granos viejos de esta fase mineral rodeados de una matriz de finos cristales de cuarzo y plagioclasa (Fig. 6B); el cuarzo es el mineral más activo durante todo el proceso de deformación.

Posteriormente a la creación de las texturas dominantes en los gneises (textura gneísica glandular y textura blastomilonítica), se produce un crecimiento sintaxial de cuarzo, plagioclasa y micas, con abundantes puntos triples de contactos entre ellos. Este crecimiento tiene un mayor desarrollo en las rocas menos deformadas y podría estar relacionado con una 'relajación térmica' de la roca.

Mecanismos de deformación por transferencia de masa por difusión .- En el cuarzo existen muchas evidencias de precipitación en zonas más favorables en bandas y sombras de presión en torno a fenoblastos más competentes. También este mecanismo tiene una importancia fundamental en el crecimiento de granates de hábito prismático, en la deformación de los blastos 'viejos' de plagioclasa y en el crecimiento de neoblastos de esta fase mineral en la matriz.

Mecanismos de deformación microcataclástica .- En contraste con el comportamiento dúctil de la mayor parte de los minerales, el granate manifiesta habitualmente frente a la deformación un comportamiento frágil. Recientemente, Prior (in litt.) propone un modelo de fracturación para los granates por disolución y posterior precipitación, indicando la coexistencia de ambos mecanismos en un mismo proceso. El hecho de que en la región estudiada se encuentre un mayor porcentaje de granate en las bandas miloníticas (en las que la cataclasis produciría una reducción del tamaño de grano facilitando la transferencia de masa por difusión, con precipitación de esta fase mineral en zonas favorables tales como las sombras de presión del propio mineral) parece apoyar este modelo. Así los granates adquieren un hábito prismático, con su eje mayor paralelo a la superficie de foliación, tal como se presenta habitualmente en estas zonas.

También se observan evidencias de este mecanismo en los cristales de plagioclasa, especialmente en los cristales 'viejos', es decir en los fenoblastos de plagioclasa rodeados de coronas de nuevos blastos de esta fase mineral producto de la recristalización dinámica. Estas fracturas son mucho menos abundantes que en los granates y parecen posteriores al desarrollo de la foliación principal.

Orientación preferente de ejes c en el cuarzo

Como complemento al análisis textural y microestructural se han analizado fábricas de ejes c de cuarzo para seis muestras cuya situación se señala en la Figura 12. La Tabla III resume la orientación y situación de las muestras estudiadas.

Tabla III.- Orientación y distribución de las muestras recogidas para el análisis microestructural.

	T-21	T-31	T-41	T-51	T-61	T-71
Foliación	268/80	295/40	274/20	140/2	95/14	95/14
Lineación	177/10	208/4	5/2	36/10	5/5	5/10
Distancia al borde de la cizalla (cm)	113	30	10	5	0	0

Todas las secciones han sido cortadas según planos perpendiculares al plano de foliación y paralelas a la lineación de intersección. En las proyecciones equiareales de la Figura 11, la lineación se proyecta horizontal en el plano E-W. Se han medido un total de 200 ejes ópticos para cada muestra.

Las características más relevantes de las fábricas analizadas son las siguientes:

1) la gran similitud de todas las fábricas, tanto de las correspondientes a texturas miloníticas (T-4.1, T-5.1, T-6.1 y T-7.1) como glandulares (T-2.1 y T-3.1) (Figura 12);

2) las fábricas presentan una simetría aproximadamente ortorrómbica, con guirnalda de círculo menor (con un ángulo de semiapertura que varía entre los 20° de la muestra T-3.1 y los 40° de la muestra T-5.1) (figura 12);

3) algunas fábricas muestran máximos en posiciones centradas, que indican una tendencia a las guirnalda cruzadas de tipo I.

De estas características podemos establecer las siguientes conclusiones:

a) las fábricas de ejes c del cuarzo dentro y fuera de las bandas de cizalla son muy parecidas, aunque como indicábamos anteriormente existe una variación en el ángulo de semiapertura del círculo menor;

b) las fábricas se corresponden con las que se obtienen a partir de esfuerzos coaxiales que indican simetría ortorrómbica por aplastamiento o 'flattening' (Price, 1985, pp.395) ya que si se tratara de fábricas producidas en dominios de baja deformación se apreciarían variaciones entre los niveles más y menos deformados, y

c) guirnalda similares a las de la Figura 12 habitualmente son descritas como producidas en condiciones de baja temperatura (Trepiez, 1978; Trepiez y Doukham, 1983 y Jessell y Lister, 1990).

Estas conclusiones plantean un problema de interpretación relacionado principalmente con el último punto. Para explicar este hecho, una posibilidad es admitir que las fábricas se generen con posterioridad al desarrollo de la foliación y que las desarrolladas simultáneamente con ella estén prácticamente borradas. En otro caso, si estas fábricas están relacionadas con el desarrollo de la foliación, solamente se podrían explicar mediante la actuación de procesos de deshidratación, comportándose la sílice como cuarzo 'seco', capaces de dificultar la activación de sistemas de deslizamiento coherentes con unas condiciones de deformación en facies de las anfibolitas almandínicas (Blacic, 1975; Law, 1990). Por otro lado, la ausencia de mínimos sobre z en la mayoría de las fábricas, puede indicarnos una situación de tránsito entre condiciones de baja y alta tempe-

ratura y/o velocidad de deformación (Tullis et al., 1973); las variaciones en el ángulo de semiapertura de los círculos menores (máximas entre las muestras T-2.1 y T-5.1A, figura 12), pueden ser interpretadas en este mismo sentido.

El hecho de que las fábricas de los ejes c de cuarzo sean iguales dentro y fuera de las zonas cizalla es coherente con cualquiera de estas posibilidades: si las fábricas se desarrollan con posterioridad a la formación de la foliación milonítica, deberían ser iguales en ambas partes y si son simultáneas, puede explicarse porque el desarrollo de la foliación milonítica implica deformación plástica intracrystalina del cuarzo lo suficientemente intensa como para producir guirnalda bien agrupadas incluso en los niveles menos deformados.

Conclusiones

El desarrollo de una foliación milonítica, equilibrada en condiciones anfibolíticas, sobre rocas con texturas previas, se puede observar en todas las rocas que constituyen el Complejo de Cabo Ortegal. En las rocas gneísicas, las características geométricas, texturales y microestructurales más destacables de esta deformación pueden resumirse en las siguientes:

1) a escala mesoscópica la deformación es marcadamente heterogénea y se caracteriza por el desarrollo de bandas intensamente foliadas (gneises blastomiloníticos) que rodean cuerpos lenticulares de roca con menor grado de deformación (gneises glandulares);

2) el desarrollo inicial de la foliación milonítica en el interior de los cuerpos lenticulares da lugar a la formación de pliegues menores con charnelas rectas o muy suavemente curvadas;

3) la foliación milonítica no muestra lineaciones claras de crecimiento mineral (a escala microscópica se puede comprobar el desarrollo de texturas blastomiloníticas sobre cualquier plano perpendicular a la superficie de foliación, mientras que sobre ésta no se aprecian texturas orientadas);

4) en las zonas de cizalla bien desarrolladas, los criterios cinemáticos macroscópicos son muy escasos y nos indican desplazamientos tangenciales según un amplio abanico de direcciones;

5) la orientación óptica de los ejes c de cuarzo, muestra aproximadamente una simetría ortorrómbica;

6) desde el punto de vista microestructural, puede destacarse que la plagioclasa y el cuarzo se deforman dúctilmente por mecanismos de plasticidad intracrystalina y transferencia de masa por difusión, con fuerte reducción del tamaño de grano y blástesis mineral, teniendo lugar posteriormente una recristalización estática; el granate se deforma por fracturación, con crecimiento por procesos de difusión intracrystalina; las micas crecen por difusión y sustitución mineral, deformándose por plasticidad intracrystalina con la activación de deslizamientos según los planos (001) y, en menor medida, por 'buckling' y 'kinking'.

Estas características sugieren que el tránsito de los gneises glandulares a blastomiloníticos se produce por deformación no rotacional, es decir, bajo una compo-

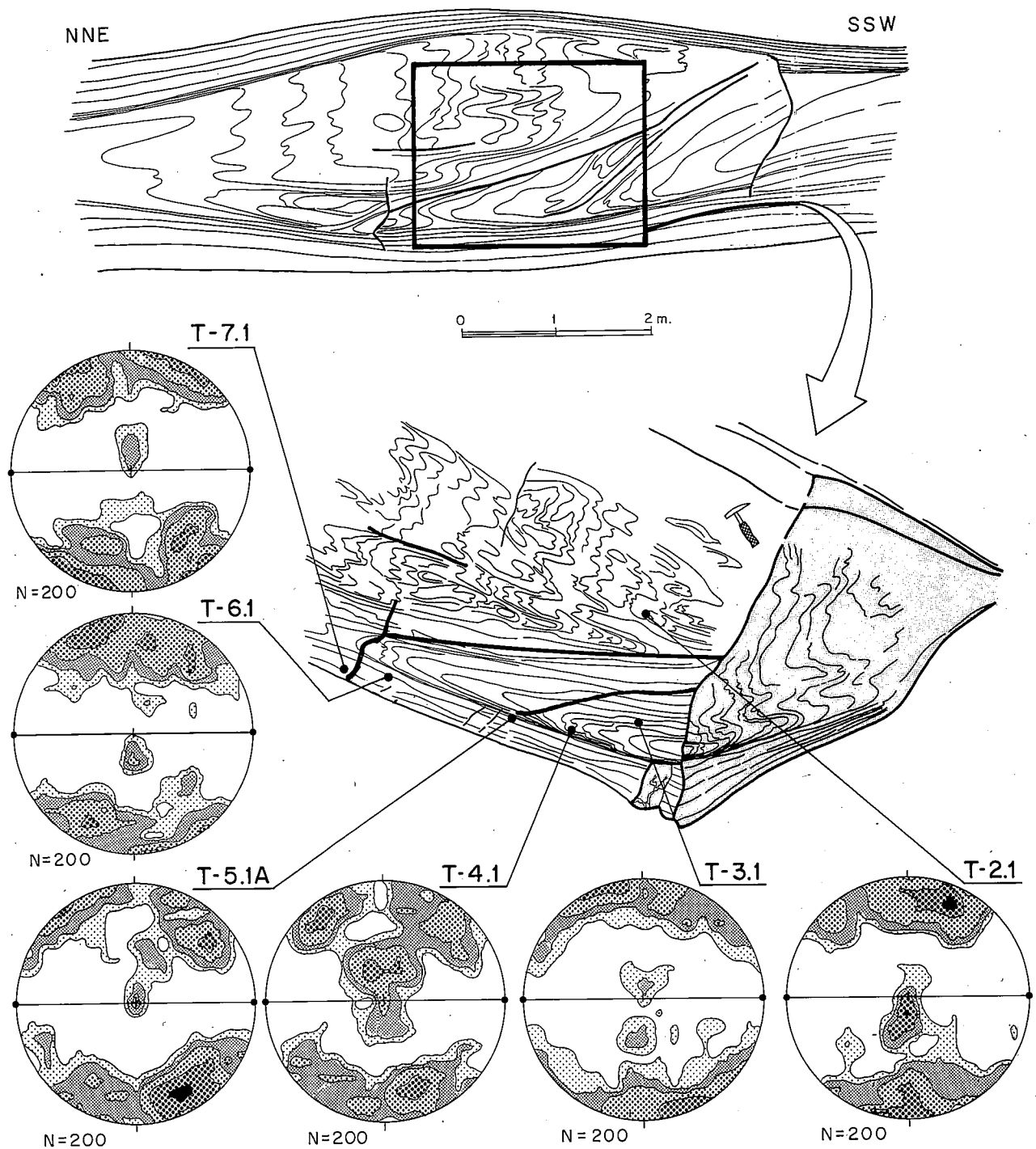


Figura 12.- Cuerpo lenticular seleccionado para el análisis petrográfico y textural. En el detalle tridimensional se sitúan las muestras y la proyección estereográfica de orientación óptica de ejes C de cuarzo.

nente predominante de aplastamiento ('pure shear'). El carácter heterogéneo de la deformación implica que, en un orden menor, se produzca cizalla simple para acomodar la deformación producida por cizalla pura (Ramsay y Huber, 1987). No obstante, no es posible deducir una única dirección de estiramiento, correspondiente a un único sistema de cizalla simple, puesto que como hemos visto, no tenemos criterios para deducirlos. La deformación debe pues situarse en el dominio del aplastamiento ('flatening').

La existencia de algunos elementos rotacionales en las bandas miloníticas podría explicarse, en estas condi-

ciones, como consecuencia de desplazamientos diferenciales según un plano de estiramiento, producidos por adaptación de las fases minerales mecánicamente más activas a las más resistentes, o dicho de otra forma por contraste de competencia de las distintas fases minerales que crearían trayectorias de flujo local. Este comportamiento diferencial ha sido comprobado experimentalmente en agregados sintéticos de dos fases minerales (Price, 1982; Jordan, 1987; Ross et al., 1987; Bloomfield y Covey-Crump, in litt.).

Del análisis de fábricas de ejes c de cuarzo también se puede deducir una deformación coaxial. La similitud

de todas las fábricas realizadas en el muestreo seriado desde el interior de los cuerpos lenticulares hasta el centro de las bandas blastomiloníticas, indican que los mecanismos de deformación por plasticidad intracristalina son activos en las bandas blastomiloníticas y dentro de los cuerpos lenticulares.

Agradezco al Dr. A. Marcos por su ayuda en el campo, sus constantes consejos y las revisiones del manuscrito y a los Drs. J. Aller, F. Bastida y A. Pérez Estaún por las instructivas discusiones mantenidas. La realización de este trabajo no hubiese sido posible sin el apoyo, paciencia y comprensión derrochados por Rosana. Este trabajo ha sido financiado con cargo a los proyectos CICYT GEO89-0372-CO2-01 y CICYT PB92 1022.

Bibliografía

- Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., GonzálezLodeiro, F., Klein, E., Martínez-Catalán, J.R., Ortega Glirones, E., Pablo Macia, J.G. de y Peinado, M. (1986): Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, II, 2: 87-110.
- Arenas, R. (1991): Opposite P, T, t paths of Hercynian metamorphism between the upper units of the Cabo Ortegal Complex and their substratum (northwest of Iberian Massif) *Tectonophysics*, 191: 347-364.
- Blacic, J.D. (1975): Plastic mechanic deformation in the Qz: the H₂O effect. *Tectonophysics*, 27: 271-294.
- Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Martínez Catalán, J.R., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J.A. (1984): Mapa y memoria de la Hoja nº 1 (2-1) (La Coruña) del Mapa Geológico Nacional a E. 1:200.000. *Inst. Geol. Min. España*, 155 pp.
- Bell T.H. y Etheridge, M.A. (1976): The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone. Central Australia. *Tectonophysics*, 32: 235-267.
- Berthé, D. y Brun, J.P. (1980): Evolution of folds during progressive shear in the South American shear zone. *J. of Struct. Geol.* 2: 127-133.
- Bohlen, S.R., Wall, V.J., y Boettcher, A.L. (1983): Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *American Mineralogist*.
- Bjornerud, M. (1989): Toward a unified conceptual framework for shear-sense indicators. *J. Struct. Geol.*, 11, 8: 1045-1049.
- Bloomfield, J.P. y Covey-Crump S.J. (In litt.): Correlating mechanical data with microstructural observations in deformation experiments on synthetic two-phase aggregates. *J. Struct. Geol.*
- Day, H.V. (1972): Geometrical analysis of phases equilibria in ternary system of six phases. *American Journal of Science*. 272: 711-34.
- Den Tex, E., Engels, J.P. y Vogel, D.E. (1972): A High-pressure intermediate-temperature facies series in the Precambrian at Cabo Ortegal (Northwest Spain), *24th IGC, Sect. 2*: 64-73.
- Driessche, J. y Brun, J.P. (1987): Rolling structures at large shear strain. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6: 691-704.
- Engels, J. P. (1972): The catazonal polymetamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain): a structural and petrofabric study. *Leidse Geol. Meded.*, 48: 83-103.
- Engels, J. P. y Vogel, D. E. (1966): Garnet reaction-rims between plagioclase and hypersthene in meta-norite from Cabo Ortegal (NW Spain). *N. Jb. Min. Mh.*, 48: 83-103.
- Fernández, F.J. (1990): Estudio Geológico de la Península de Masanteo, Cabo Ortegal (La Coruña). *Seminario de Investigación. Universidad de Oviedo*.
- Fernández Pompa, F. y Monteserín López, V. (1976): Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja nº1 (6-3), Cedeira. Memoria explicativa, 34 pp., por Fernández Pompa, Monteserín López, V. y Peinado Moreno, M. (1976). *Inst. Geol. Min. España, Madrid*.
- Ganguly, J. (1972): Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. *Journal of Petrology*, 13: 335-65.
- Gil Ibarguchi, J.I. y Arenas, R. (1990): Metamorphic evolution of the allochthonous complexes from the Northwest of the Iberian Peninsula. In: R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.), *Precambrian geology of Iberia: 237-246*. Springer-Verlag Berlín.
- Jessell, M.V. & Lister, G.S. (1990): A simulation of the temperature dependence of quartz fabrics. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. (Eds. R.J. Knipe and E.H. Rutter). *Geol. Soc. Sp. Pub. nº 54*: 353-363.
- Jordan, P.G. (1987): The deformational behaviour of bimineralic limestone-halite aggregates. *Tectonophysics* 135:, 185-197.
- Julivert, M.; Fonboté, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L. (1972): Mapa tectónico de la península Iberica y Baleares. *Inst. Geol. Min. Esp.* 113p.
- Kuijper, R.P. (1979): U-Pb. systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galician, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 45: 237-325.
- Kuijper, R.P., Prime, H.N.A. y Den Tex, E. (1982): Late Archaean-early Proterozoic source ages of zircons in rocks from the Palaeozoic orogen of western Galicia, NW Spain. *Precambrian Res.*, 19: 1-30.
- Law, R.D. (1990): Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. (Eds. R.J. Knipe and E.H. Rutter). *Geol. Soc. Sp. Pub. nº 54*: 335-353.
- Marcos, A. (1982): Revisión e interpretación de los datos isotópicos de edad en las rocas del Complejo de Cabo Ortegal (Galicia, NW de España). *Brev. Geol. Astúrica*, 26 (1-2): 1-11.
- Marcos, A., Marquínez, J., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A. y Bastida, F. (1984): Nuevas aportaciones al conocimiento de la evolución tectonometamórfica del Complejo de Cabo Ortegal (NW de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7: 125-137.
- Nicolas, A. and Poirier, J.P. (1976): *Crystaline plasticity and solid-state flow in metamorphic rocks*. Willey, New York 444 pp.
- Peaucat, J. J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, J.I., Dallmeyer, R.D., Ménot, R.P., Corniche, J. e Iglesias Ponce de León. (1990): Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high pressure nappe (northwestern Spain) *Tectonophysics*, 177: 263-292.
- Price, R.H. (1982): Effects of anhydrite and pressure on the mechanical behaviour of synthetic rocksalt. *Geophys. Res. Lett.* 9: 1029-1032.
- Price, G.P. (1985): Preferred Orientation in Quartzites. *Preferred orientation in deformed metals and rocks: an introduction to modern texture analysis*. Ed. H.R. Wenk. Academic Press. 385-406.
- Prior D.J. (in litt.): Sub-critical fracture and associated retrogression of garnet during mylonitic deformation. *Contr. Min. and Petr.*
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*, McGraw-Hill Book Comp., 568 pp.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1987).- *Modern structural geology, Volume 2: Folds and Fractures* Academic Press, 700pp.
- Rao, B.B. y Johannes, W. (1979): Further data on the stability of staurolite. *Nueus Jahrbuch für Mineralogie, Mh.*: 437-47.
- Richardson, S.W. (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *Journal of Petrology*, 9: 467-488.
- Ries, A.C. y Shackleton, R.M. (1971): Catazonal complexes of Northwest Spain and Nord Portugal, remnants of a hercynian thrust plate. *Nature Phys. Sci.*, 234 (47): 65-68.
- Roos, J.V.; Bauer, S.J. Y Hansen, F.D. (1987): Textural evolution of synthetic anhydrite-halite mylonites. *Tectonophysics* 140: 307-326.
- Thompson, A.B. (1982): Deshydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282: 1567-95.
- Trepied, L. (1978): Energie élastique des dislocations du quartz. *Le journal de physique*, 39: L433-L436.

- Trepied, L. y Douckhan, J.C. (1982): Evidence of $\langle c + a \rangle$ dislocations in synthetic quartz single crystals compressed along the c axis. *Bull. Minéral.* 105 : 176-180.
- Tullis et al.; Christie J.M. y Griggs D.T. (1973): Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 297-314.
- Van Calsteren, P. W. C. (1977): Geochronological, geochemical and Geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the hercynian basement of Galicia, (NW Spain) *Leidse Geol. Meded.*, 51, 1: 57-61.
- Van Calsteren, P. W. C., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A., Den Tex, E., Verdurmen, R. H.(1979): Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian orogen of NW Spain: manifestation of a presumed early Paleozoic mantle-plume. *Chem. Geol.* 24: 35-46.
- Vernon, R. H. (1976): *Metamorphic processes: reactions and microstructure development*. Allen & Unwins, London, 300 pp.
- Vogel, D.E. (1967): Petrology of an eclogite- and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 40: 123-213.
- Vogel, D.E.; Kuijper, R. P. y Den Tex, E.(1982).- Eclogite-plagiopyrigarnite relations in the catazonal complexes of NW Spain. *Terra Cognita*, 2(3): H11.
- Yardley, B.V.D. (1989): *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Earth Sciences Series. 248pp.
- Recibido el 25 de enero de 1993; aceptado el manuscrito
revisado el 29 de julio de 1993*